

Abhandlungen
der Bayerischen Akademie der Wissenschaften
Mathematisch-naturwissenschaftliche Abteilung

Neue Folge. Heft 46

1939

Schotteranalytische Untersuchungen im
oberdeutschen Tertiärhügelland

von

Hans Gaul (München)

Mit einem geröllpetrographischen Abschnitt

von

Hans Wieseneder (München)

Vorgelegt von Herrn F. Machatschek in der Sitzung vom 14. Januar 1939

Mit 9 Abbildungen und einer Karte nebst Oleate

München 1939

Verlag der Bayerischen Akademie der Wissenschaften

in Kommission bei der C. H. Beck'schen Verlagsbuchhandlung München

Druck der C. H. Beck'schen Buchdruckerei in Nördlingen

INHALT

Einleitung	5
1. Geröllpetrographische Untersuchung des Hauptschotter in Bayern und Oberösterreich. Von Hans Wieseneder	8
2. Die Einheit des Schotter zwischen Inn und Rott	16
3. Der Hauptschotter nördlich der Rott und westlich der Isar bis zur Paar	19
Übersicht	19
Die Grenzen des dolomitführenden Hauptschotter	19
Die schotteranalytische Untersuchung und ihre Ergebnisse	23
Die stratigraphischen Verhältnisse längs der Paar	28
Die stratigraphischen Verhältnisse am Südrande des nw. Hauptschotter und dessen Herkunft	31
4. Die Stellung des Hausruckschotter zum Hauptschotter im östlichen Niederbayern	37
5. Das Alter des nw. und des sö. Hauptschotter	45
6. Zusammenfassung	48
Schriftennachweis	54

EINLEITUNG

Zu den heute wieder lebhaft erörterten Fragen der Stratigraphie und Tektonik des oberdeutschen Tertiärhügellandes sollen die folgenden Untersuchungen einige Ergebnisse beitragen, die z. T. auf in diesem Gebiete noch kaum angewandte Methoden zurückgehen. Diese bestehen einerseits in der Siebung und Analyse der Grobsedimente, andererseits in der Auswertung der so gefundenen Körnung, beziehungsweise der quantitativen petrographischen Zusammensetzung der untersuchten Schichten in geologischen Karten und Profilen.

Das oberdeutsche Tertiärhügelland liegt in weiter Ausdehnung zwischen Lech-Donaumoores im W und der oberösterreichischen Traun im E, wie zwischen dem Alb- bzw. Massivrand im N und dem äußersten Moränenkranz im S und den diesen vorgelagerten und sich weit ins Hügelland vorschiebenden jungdiluvialen Schotterfeldern. Die Schichten, welche dieses Hügelland aufbauen, rechnet man zum größten Teil zum Miozän (Schlier, Onco-phora Sande und vor allem der obermiozäne Flinz), nur in Oberösterreich teilweise auch zum Pliozän (Hausruckschotter).

Die jüngeren Arbeiten beschäftigten sich nun mit der längst fälligen Frage nach einer Untergliederung der oberen und am weitest verbreiteten Schicht, dem Flinz. Hierbei spielen durchgehende und mächtige Schotterlagen im Flinz oder solche, die ihn zu ersetzen scheinen (so im E) eine große Rolle. Es waren bisher die Ergebnisse über die Bedeutung dieser Geröllhorizonte als fazielle oder als stratigraphische Erscheinungen innerhalb des ganzen Schichtpaketes z. T. recht verschiedene. Der alten Auffassung, daß es sich im Obermiozän hauptsächlich um stetigen faziellen Wechsel (Mergel-Sand-Kies-Schotter) handle (v. a. Gümbel, Ammon, F. E. Sueß u. a.), traten in jüngerer Zeit immer stärker Auffassungen entgegen, welche die verschiedenen Schottergebiete, aber auch die in ihnen beobachteten Veränderungen im Habitus (kalkführender Schotter, Quarzrestschotter usw.) auf verschieden alte ineinandergelagerte Geröllgroßlinsen zurückführen möchten (so v. a. E. Kraus, Wurm, Klein u. a.).

Es handelt sich um folgende Schottergebiete:

1. ein südöstliches zwischen Inn und Rott-Donau-Wasserscheide, das sich nach Österreich bis zum Hausruckstrand und in Resten unter den Aufschüttungen des Salzachgletschers bis zum Flyschrand verfolgen läßt. Schon hier möchten besonders A. Penck, E. Kraus, H. Schulz u. a. eine Teilung des Gebietes ungefähr in der Innlinie vorgenommen wissen, weniger wegen der verschiedenen Höhenlage der Schotter, als wegen deren verschieden alten Einschlüsse diesseits und jenseits des Inn.

2. ein nordwestliches, das westlich der Vils etwa bis über die Isar bekannt war, dessen unmittelbaren Zusammenhang aber mit dem sogenannten „Hauptkieslager“ auf Blatt Ingolstadt der Geognost. Karte von Bayern nur Ammon und nach ihm Gümbel (1889) vermutet hatten. Die Einheit dieses Geröllhorizontes zwischen Paar und Vils bzw. Kollbach und dessen Ausdehnung nach N und nach S, vor allem aber auch dessen Verhältnis zur obermiozänen Alpenrand-Nagelfluh war bisher wenig untersucht und klargestellt worden.

Meine Untersuchungen erstrecken sich über fünf Jahre, können aber noch nicht als abgeschlossen gelten, da das Gebiet zu groß ist. Die zahlreichen Bearbeitungen geologischer Fragen des oberdeutschen Tertiärhügellandes in den letzten Jahren in entweder zusammenfassenden Darstellungen¹ oder in Einzeluntersuchungen² machen es aber notwendig, eine vorläufige Zusammenfassung meiner Ergebnisse zur Prüfung und als Ergänzung zu den anderen laufenden Untersuchungen vorzulegen.

Die sedimentpetrographische ist neben der stratigraphischen Methode die hervorragendste zur Erforschung des Vorlandes, die wieder für den alpinen Geologen und Morphologen eine Fülle von Erkenntnisgrundlagen schafft. Ich möchte deshalb auch Wieseneders geröllpetrographische Untersuchungen an die Spitze dieser Arbeit stellen. Für die restlos ungetrübte kameradschaftliche Zusammenarbeit, die meine vorliegende Darstellung überhaupt erst zu der nötigen Einheit so weit abrundete, daß ich an ihre Veröffentlichung denken konnte, danke ich Wieseneder herzlich. An Wieseneders Abschnitt fügen sich eingehendere Untersuchungen einzelner Gebiete, und zwar jener Gebiete, die ich mit zu den wesentlichsten zur Erkenntnis über Lage und Herkunft des Vorlandhauptschotter zähle.

Ein grundlegendes Ergebnis der Schotteranalyse³ ist die Feststellung eines wesentlichen Dolomitgehaltes bestimmter Schotterlagen im Flinz, die jeweils die mächtigsten, frischesten und die bunt gemischten Grobschichten des ganzen Flinzpaketes⁴ darstellen. Sie fallen also mit jenem Horizont der Oberen Süßwassermolasse (OSWM.) zusammen, die als „Hauptkieslager“ bei Gumbel, Ammon, H. Schulz u. a., als „Grob- oder Vollsotter“ bei Wurm oder einfach als „Hauptsotter“ (Graul) bezeichnet wurden. Der Dolomitgehalt nimmt ganz besonders in den Korngrößen 4–8 mm und 2–4 mm auffallend zu⁵ und in der Vorlandmolasse konnte sein Vorkommen von Mergenthaun/Lechtal bis Frankenburg in O. Ö. und von Sunzing, südlich Straubing, im N bis Massenhausen, südlich Freising, bis Taufkirchen/Vils (Bohrung), Innleite und am Haunsberg (Oichtental) in Österreich festgestellt werden. Dieses große Verbreitungsgebiet wird stellenweise von Flächen mit stärker zersetztem Schotter, der alle Karbonate verloren hat, durchsetzt. Meist kann an diesen Stellen ein Auskeilen des Hauptsotter in korrele, faziell aber andersartige (geröllfreie) Lagen nachgewiesen werden. Oder es setzt eine stärkere Durch-

¹ Gundlach und Teichmüller 1936, Wallisch 1936/37 und Wurm 1937.

² Götzinger 1934–36, 1936, H. Klein 1937, Stromer 1937, Graul 1937, Abele 1937 und die bereits abgeschlossenen Kartierungen von Neumaier, Wieseneder und Zöbele in im Rottal.

³ Die Schotteranalyse wurde in der von Zeuner (1928) neu ausgebauten Methode gehandhabt. Proben von 3–4 kg wurden nach Entfernung der Gerölle über 32 mm Länge trocken gesiebt (Satz: 1, 2, 4, 8 und 16 mm Drahtsieb), die Siebsätze gewogen und bis 2 mm herab bis 1000 Gerölle in jedem Siebsatz bestimmt. Es können der Hundertsatz oder Verhältniszahlen zur Charakterisierung der Körnung oder der Gesteinsmischung benutzt werden. In der Körnung beziehe ich, um Verhältniszahlen zu gewinnen, jeden Siebsatz auf den Sand (unter 1 mm) = 100, da sich dieser im gesamten H. Sch. als der gleichmäßigste Faktor herausstellte. In der Gesteinsmischung beziehe ich die einzelnen Komponenten, wie schon Zeuner auf den Quarz als das widerstandsfähigste Gestein (ebenfalls = 100), wodurch man ein klares Bild über die Frische des untersuchten Schotter erhält, da das Aufbereitungsbild (gesetzmäßige Abnahme aller weichen Komponenten mit Kleinerwerden des Kornes) um so deutlicher ist, je frischer der Schotter ist.

⁴ „Flinz“ als Name für die OSWM. des Vorlandes, also mit Mergeln, Sanden und Schottern.

⁵ Der Dolomit zeigt also bis zu einer gewissen Korngröße, die meist noch unter 2 mm liegt, eine größere Widerstandsfähigkeit als der Quarz. Es ist dies die einzig mögliche Erklärung für die große Anhäufung der Dolomite im kleinen Korn, während der Kalk nur unter den größeren Geröllen häufiger zu finden ist.

streifung des Schotters mit Sand-, Mergel- oder Tonlagen ein, die nicht immer in ein völliges Auskeilen des Schotters übergehen muß (z. B. im Kobernauser Wald oder ähnlich im Malgersdorfer Weißerdegebiet). Auch in diesem Falle sucht man über weite Strecken vergeblich nach dem grauen, karbonatreichen Schotter.

Ich möchte daher bei der Einzeldarstellung mit der Inn-Rott-Platte beginnen, um hier – anschließend an meine frühere Arbeit – die Einheit des Schotters zwischen Inn und der Rott-Donau-Wasserscheide zu unterstreichen, in einem Gebiet also, wo der Wechsel des Zersetzungsgrades im Schotter besonders auffallend ist. Dann soll der Nachweis der Einheit des H. Sch. zwischen Vils und Paar erbracht und seine Lage im Flinzpaket dargestellt werden. Der vierte Abschnitt versucht die Einheit des H. Sch. im östlichen Niederbayern mit dem oberösterreichischen (Hausruckschotter) schotteranalytisch wie stratigraphisch zu erweisen, während im fünften die Altersfrage der beiden großen Hauptschottervorkommen (im NW und im SE) behandelt wird.

1. GERÖLLPETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNG DES HAUPTSCHOTTERS IN BAYERN UND OBERÖSTERREICH

Die Frage nach der Herkunft der jungtertiären Schotterfluren des Innviertels und des benachbarten Niederbayerns, insbesondere der Voll- und Restschotter, Wurm (1937), ist durch geröllpetrographische Untersuchungen mit Sicherheit zu entscheiden. Die Gerölllisten der älteren Literatur Ammon (1894), Gümbel (1894) sind dem damaligen Stande der petrographischen Forschung und der geringen Kenntnis der Zentralzone der Alpen und des Kristallins überhaupt entsprechend, heute unbrauchbar geworden. In der neueren Literatur Götzinger (1924), Petrascheck (1929) und Wurm (1937) fehlen Angaben über die für die Herkunftsbestimmung wichtigsten Gesteine, nämlich über die Pseudotachylyte, Hornblendeeklogite und die charakteristischen alpinen Quarzphyllite der unterostalpinen Zone, obwohl diese Gesteine in den Schottern weite Verbreitung besitzen.

Alpines und moldanubisches Grundgebirge, die zunächst als Liefergebiete für die kristallinen Gerölle in Frage kommen, unterscheiden sich, trotz mannigfacher Analogien ihres inneren Baues, so weit, daß sie auch noch in ihren Geröllvölkern auseinandergehalten werden können.

Neben der Möglichkeit der Herleitung der Schotter aus Gebieten heute noch anstehenden Kristallins könnte man auch an abgetragene Schwellen im Alpenvorlande denken. Da zur Zeit der Schotterbildung die alpinen Bewegungen im wesentlichen abgeschlossen waren, könnte eine solche Aufragung nur nördlich der Flyschzone auftreten. Das Gesteinsmaterial dieser Schwelle müßte daher die gleiche Zusammensetzung haben wie das Moldanubikum, da dieses nachweisbar unter die Flyschzone reicht.

Wenn, wie im folgenden gezeigt wird, das Geröllmaterial, soweit es sich um kristalline Gesteine handelt, der alpinen Zentralzone entstammt, ist weiter die Frage zu prüfen, welchen Anteil aufgearbeitete ältere Schotter an der Zusammensetzung der untersuchten Schuttmassen haben.

Petrographische Kennzeichnung der Gerölle

1. *Pseudotachylyte*

Bei den aufgesammelten Stücken handelt es sich entweder um Gerölle, die zur Gänze aus Pseudotachylytmaterial bestehen, oder um Amphibolitgerölle, die von Pseudotachylytadern durchzogen sind. Die Amphibolite zeigen stärkste mechanische Beanspruchung, die sich in einer Zerlegung der Hornblende in undulös auslöschende Partien oder in einer Zerkleinerung in feinste Nadelchen äußert. Glimmer und Quarz sind öfters vollständig zerrieben. Die Pseudotachylyte von Friedburg und Stelzen sind ihres hohen Mikroklingehaltes wegen wohl als Abkömmlinge von Gneisen zu betrachten.

Türschamerberg, Kobernauser Wald

Amphibolitmylonitgeröll mit mehreren hellgrüngrauen $\frac{1}{2}$ –1 cm breiten Pseudotachylytadern. Der Amphibolit läßt mit freiem Auge schwarze Hornblende in einem hellen

Zwischengewebe erkennen. Im Schliff ist die Hornblende grün, zeigt undulöse Auslöschung und Zerfall in unregelmäßige Partien. Neben Hornblende sind Epidote, die bis 2 mm Größe erreichen, Hauptgemengteile. Der zwischen Hornblende und Epidot freie Raum ist von einem unauflösbarem kryptodiablastischen Gewebe ausgefüllt. In diesem dürften vor allem saurer Plagioklas, Quarz und ein Mineral der Epidot-Zoisit-Gruppe stecken. Pyrit in Würfeln und rundliche Titanitkörner finden sich gleichfalls vertreten. Die gegen den Amphibolit scharf abgegrenzten Pseudotachylytadern, deren Auflösung im Schliff nicht gelingt, sind dunkler als das Amphibolitgrundgewebe, das sie in zahlreichen Einschlüssen enthalten.

Friedburg, Kobernauser Wald

Schwarzes Geröll, das auf der frischen Bruchfläche pechartigen Glanz erkennen läßt. Das Grundgewebe ist auch im Schliff schwarz und fast völlig undurchsichtig. Es enthält zahlreiche Einschlüsse von Quarz, Plagioklas und Mikroklin. Die Quarzkörner sind splittrig, zeigen undulöse Auslöschung und meist Kornzerfall. In einem Fall ließ sich eine Einbuchtung erkennen, die man als Anschmelzung deuten könnte.

Stelzen, Kobernauser Wald

Schwarzes Geröll mit megaskopisch erkennbaren Feldspatresten. Die im Schliff völlig unauflösbare Grundmasse enthält zahlreiche Mineralreste. Die unregelmäßigen Quarzsplitter löschen undulös aus und zeigen die Erscheinung des Kornzerfalls. Größere Mikroklinkörner ohne deutliche Zwillingsgitterung, aber mit wolkiger Auslöschung führen streifenweis angeordnete Serizitmikrolithe. Ein länglicher Granat ist in polyedrische Körner zerfallen und von quergegliederten Klinozoisitsäulchen umgeben. Biotit ist teils in unregelmäßig auslöschende Felder zerfallen und teils opazisiert. An anderen Stellen wieder ist der Biotit in feinste Schüppchen zerlegt, die kreuz und quer in der Feldspatsubstanz liegen.

Wiener Höhe, Kobernauser Wald

Zähes Amphibolitmylonitgeröll mit 4 mm breiten Pseudotachylytadern und Nestern. Die braungrüne Hornblende dieses Gesteins ist durch Scheerflächen in parallelepipedische Körper zerlegt. Die dazwischen freien Räume von feinstem Muskowit-Biotit oder Quarzzerreißel angefüllt. Größere Quarzkörner löschen undulös aus und zerfallen in Kornaggregate. Die Grundmasse der scharf abgegrenzten Adern ist braun bis schwarz und führt zahlreiche Einschlüsse von Feldspäten und Quarz.

Pseudotachylyte, wie die oben beschriebenen, sind vorwiegend durch Hammer (1930) aus dem Südrand der Landecker Phyllitzzone, aus dem Silvrettakristallin und dem Nordrand der Ötztaler Gneise bekannt geworden. Im weiter östlich gelegenen Kristallin der Ostalpen kommen diese Gesteine nicht wieder vor. Auch dem moldanubischen Kristallin fehlen sie vollständig. Als Liefergebiet kommt somit nur ein Kristallin in Frage, das dem westlichen Teil der Zentralzone entspricht.

2. Gneise und granitähnliche Gesteine

Mitterriegel, bei Frankenburg

Orthogneisgeröll mit abwechselnden Lagen von Muskowit, Quarz und saurem Plagioklas An.: 10–15% (Mikroclin fehlt), Plagioklas zeigt Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz und massenhaft Einschlüsse von Serizit-Zoisit-Mikrolithen. Ein Teil der Quarzkörner löscht undulös aus und zeigt Kornzerfall. Als Neubildungen werden die großen, lappigen Quarzkörner, die Teile des ursprünglichen Gewebes umschließen und keine optischen Störungen aufweisen, sowie klare unverzwilligte Albitkörner betrachtet. Als Nebengemengteile wurden etwas Erz, Zirkon und Apatit festgestellt.

Hausruck

Orthogneisgeröll mit Mikroclin, Plagioklas, chloritisiertem Biotit und Quarz als Hauptgemengteilen. Im Schliff weist der Mikroclin orientiert eingelagerte Albitspindeln auf. Die Plagioklase sind von Mikrolithenschwärmen erfüllt und der Quarz in Teilkörner zerfallen.

Oichtental

Orthogneis mit rötlichen, 1 cm großen Mikroclinporphyroblasten, Quarz und Muskowit als Hauptgemengteilen. Der Mikroclin ist von Albitspindeln durchsetzt und nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligt. Er birgt klare verzwilligte Plagioklase (Albitgesetz) und korrodierte Quarze als Einschlüsse. Die Plagioklase außerhalb der Mikrocline zeigen deutliche Zwillingsbildung nach dem Albit – seltener nach dem Periklingesetz und weisen einen An.-Gehalt von 15–20% auf. Sie sind von Serizitmikrolithen erfüllt, die aber nicht so zahlreich sind wie in den typischen Zentralgneisen. Muskowit und Biotit sind in *s* angeordnet. Die Quarzkörner, lappig-buchtig verzahnt, weisen Böhm'sche Streifung auf.

Hausruck

Orthogneis mit Mikroclin, gefüllten Plagioklasen, klarem Albit, Quarz und Biotit als Hauptgemengteilen.

Kennzeichnend für alle untersuchten Gneise ist das Auftreten von Serizit-Epidot-Klinozoisitmikrolithenschwärmen in den Plagioklasen (gefüllte Plagioklase nach Angel-Heritsch). Über die Bedeutung dieser Erscheinung, die besonders für die Orthogneise der penninischen Zone aber auch in anderen alpinen Gneisen weit verbreitet ist, herrscht noch keine einheitliche Auffassung. Immerhin kann kein Zweifel bestehen, daß die untersuchten Gerölle dem zentralalpinen Kristallin entstammen. Aufgearbeitete Molassegerölle können es nicht sein, da Boden (1935) ausdrücklich auf das Fehlen der Mikrolithen in den Plagioklasen der von ihm untersuchten kristallinen Gerölle hinweist. Unter den Geröllen der untersuchten Schotter finden sich auch richtungslos-körnige Vertreter, die dem freien Auge als „Granite“ erscheinen, und in der älteren und neueren Literatur auch als solche angegeben werden. Die mikroskopische Untersuchung zeigt in allen Fällen, daß die Plagioklase dieser Gesteine von den bekannten Einschlüssen erfüllt sind. Nach dieser Beobachtung handelt es sich somit nie um Vertreter echter Granite, sondern um richtungslos-körnige Abarten der Zentralgneise.

3. *Eklogitische Gesteine*

In der Geschiebesammlung des Hausrucks finden sich viele Hornblendeeklogite vertreten. Es sind granatreiche Gesteine mit primärer, pechschwarzer Hornblende und einem graugrünen Grundgewebe, das sich im Schliff als die bekannten Feldspaturalitisierungssäume um Pyroxenreste erweist. Auch der Granat zeigt vielfach Keliphitrinden. Omphacit: $2 V$ um $\gamma = 70^\circ$. $\gamma - \alpha = 0,020 - 0,22$. Größere Epidote finden sich als Neubildungen neben Titanit. In weniger umgewandelten Stücken ist viel Rutil anzutreffen.

Eklogite sind im moldanubischen und im alpinen Kristallin vertreten. Die Eklogite der Alpen haben eine ihnen eigentümliche Ausprägung erfahren, weshalb sie auch unschwer wiederzuerkennen sind. Besonders die typomorphe Hornblende ist für sie charakteristisch. Da die ausgedehnten Hornblendeeklogitvorkommen der Muralpen als Ursprungsgebiet nicht in Frage kommen, können unsere Gerölle nur aus den Ötztaler Alpen stammen, da diese Gesteinsgruppe weiter im Osten nicht mehr vertreten ist.

4. *Garbenschiefer*

Ein aus dem Kobernauser Wald (Harlochen) stammender Garbenschiefer ist leider bereits so weit zersetzt, daß eine mikroskopische Untersuchung nicht mehr in Frage kommt. Die charakteristischen 2–3 cm langen säulchenartigen Hornblenden sind eisblumenartig angeordnet und stecken in einem aplitischen Grundgewebe.

Solche Gesteine finden sich in erheblicher Verbreitung im ostalpinen Kristallin, wie auch in der unteren Schieferhülle der Zentralgneise. Dem moldanubischen Kristallin sind sie vollkommen fremd.

5. *Amphibolite*

Diese Gesteinsgruppe ist besonders in den südlichen Vollschothern weit verbreitet. Wenn sie auch nicht so charakteristisch ist, wie die zuerst besprochenen Gesteine, lassen auch sie eine zentralalpine Abkunft wahrscheinlich erscheinen. Als Hauptgemengteile führen sie durchwegs grüne Hornblende, Albit, Epidot, Zoisit und Quarz. Amphibolite mit blauschiger Hornblende und diablatischem Grundgewebe sind wohl eklogitischer Abkunft.

6. *Quarzphyllite*

Besonders weite Verbreitung haben bunte Quarzite und Quarzphyllite, die wir vermöge ihrer Widerstandsfähigkeit auch in den Restschottern in jedem Aufschluß antreffen. Es handelt sich um jene bald mehr phyllitischen, bald arkosenähnlichen, bald wieder konglomeratischen Gesteine mit rötlichem Quarz, die als Semmeringquarzit und Radstädterquarzit die Basis der unterostalpinen Trias bilden. Auch diese Gerölle sind nur von der Zentralzone direkt abzuleiten.

7. *Quarzitischer Phyllit mit Ankerit*

Das Geröll stammt aus dem Hausruck und wurde nur einmal gesichtet. Es gleicht in seinem Aussehen völlig den Ankerit führenden Phylliten der unteren Schieferhülle der Zentralgneise, wie sie besonders in den Zillertalern entwickelt sind.

8. *Serpentin*

Das Serpenteröll, das von Pilgersham, Hausruck, stammt, ist dunkelgrün, fast schwarz. Im Schliff kann der Serpentin, der Gitterstruktur zeigt, als Antigorit bestimmt werden. Ähnliche Serpentine finden sich in der Schieferhülle der Zentralgneise in erheblicher Ausdehnung.

9. *Quarzporphyre*

Gumpersdorf, nördlich von Marktl. Geröll von dunkelrotem Aussehen. 1½ cm großen Porphy Quarzeinsprenglingen und 2 mm großen, zersetzten Mikroklinen. Im Schliff zeigt der Quarz teils Dihexaederformen, teils ist er in unregelmäßigen Splittern entwickelt. Vielfach können tief eingreifende Korrosionsschläuche beobachtet werden. Die Kalifeldspäte, die nach den Umrissen als Sanidine betrachtet werden müssen, sind durch ein feinschuppiges Aggregat von Serizit und Albit ersetzt. Die Grundmasse besteht aus einem kryptokristallinen Gewebe von farblosen Kriställchen und ist durch rotbraune Mikrolithen bis zur Undurchsichtigkeit getrübt. Eine Ansammlung dieser Mikrolithen findet besonders am Rande der Einsprenglinge statt, was vielleicht durch Wachstumsvorgänge erklärt werden kann. Sprünge in den Einsprenglingen sind durch klare, unregelmäßige Quarzkörner ausgeheilt.

Harlochen bei Mattighofen. Grauer Quarzporphyr, der mit freiem Auge idiomorphe Sanidineinsprenglinge (bis 6 mm Länge) erkennen läßt. Unter dem Mikroskop zeigt der Quarz die bekannten Dihexaederformen mit Korrosionsbuchten. Die nur zum Teil kristallographisch begrenzten Sanidine führen Albitspindeln. Etliche Biotite sind einer teilweisen Chloritisierung verfallen. Die Grundmasse besteht aus feinsten Sanidinleisten, Quarz und gelbgrauen Mikrolithen.

Wagenham, westlich von Mattighofen. Graues Quarzporphyrgeröll mit Quarzdihexaedereinsprenglingen, saurem, normalzonarem, unverzwilligtem Plagioklas (opt. +). Die Grundmasse ist kryptokristallin und fluidalstruiert. Fein verteiltes Erz ist ebenfalls nachzuweisen.

10. *Trachyt?*

Hausruckschotter. Geröll mit rauher Oberfläche und 5–6 mm großen sechsseitigen Biotitblättchen und Hornblendeeinsprenglingen. Die Zersetzung ist ziemlich weit fortgeschritten und die kaolinisierten Sanidineinsprenglinge nur an ihren Umrissen zu erkennen.

Für die sehr häufig auftretenden Quarzporphyre kann kein anstehendes Gestein namhaft gemacht werden, dem sie entstammen könnten. Sehr verbreitet sind dagegen Quarzporphyrgerölle in den Gosauschichten der nördlichen Kalkalpen. Bei den untersuchten Schottern handelt es sich offenbar um aufgearbeitete exotische Gerölle der Gosau, die vermöge ihrer Härte noch eine Anreicherung beim Transport erfahren haben.

Die beschriebenen Pseudotachylyte, Hornblendeeklogite, Gneise und Quarzphyllite müssen samt und sonders aus der kristallinen Zentralzone der Alpen stammen. Die An-

nahme einer Umlagerung aus älteren Schottermassen ist unmöglich, da diese Felsarten unter den Geröllen der älteren Schotter noch gar nicht vertreten sind, worauf Boden (1935) besonders hinweist. Daneben wird natürlich ein erheblicher Teil der übrigen Gerölle älteren Konglomeraten entnommen sein. Insbesondere trifft diese für die dunklen Dolomite und den Quarz in hohem Maße zu. Nach den Geröllfunden sind auch nördliche Kalkalpen und Flysch Schotterlieferanten gewesen, so daß die geröllpetrographische Analyse ebenfalls das Bild eines bis in die Zentralzone reichenden Flusses liefert.

Petrographische Kennzeichnung der Gerölle nach ihrem Vorkommen

Geschiebesammlung 1936/37

Kobernauser Wald:

Grobkörniger Biotitgneis (1, 6, 8)	Quarzphyllit (3, 4, 5, 6, 9)
Muskowitgneis (1)	Schwarze Kalke, untertriad. ? (6)
Granatführender gefalteter Gneis (2)	Roter Kalk, Jura ? (5)
Tonalitgneis (2, 8)	Heller Dolomit (1, 2, 3, 5, 6, 7, 8, 9)
Zweiglimmergneis (6, 1)	Roter Kieselkalk (3)
Gneis mit rötlichem Feldspat (5)	Hornsteinkalk (9)
Zentralgranit (6)	Neokomkalk ? (5)
Pegmatischer Gneis (6, 1)	Plattenkalk ? (5)
Aplitgneis (5)	Dolomimbrekzie (5)
Hornblendeeklogit (3, 4, 6, 8)	Gelber Hornstein (6)
Amphibolit (6, 8, 9)	Dunkler Hornstein (1, 3, 6, 8, 9)
Serpentin (1, 3, 6, 7, 8, 9)	Flyschmergel (3)
Pseudotachylit (6)	Buntsandsteinquarzit (1, 3, 6, 8)
Epidotfels (8)	Flyschsandstein ? (3, 5, 6)
Garbenschiefer (2)	

Standorte: 1. Harlochen. 2. Türschamerberg, unten. 3. Schmollner Straße. 4. Ahtal, unten. 5. Türschamerberg, oben. 6. Friedburg. 7. Wagenham. 8. Spritzenberg, unten. 9. Ahtal, oben.

Hausruck:

Orthogneis (6)	Roter Knollenkalk (6)
Tonalitgneis (7)	Dolomitischer Kalk (3)
Aplitgneis (7)	Graue Kalke (5, 3)
Grobkörniger Amphibolit (1, 6, 7)	Gelber Kalksandstein (7)
Feinkörniger Amphibolit, vergrünt (7)	Gelbbrauner Flyschsandstein ? (7)
Serpentin (4)	Flysch-Kieselsandstein (6)
Mylonit (4)	Dunkler Dolomit (6)
Pseudotachylit (1, 6, 7)	Heller Kalk, Jura ? (7)
Quarzitischer Phyllit mit Ankeritkristallen wahrscheinlich aus der unteren Schieferhülle der Zentralgneise	

Standorte: 1. Stelzen. 2. Pattighamer Hochkuchl. 3. Haag. 4. Pilgersham. 5. Arming. 6. Lohnsburg. 7. Wiener Höhe.

Oichtental:

Grobkörniger Muskowitgneis mit rotem Feldspat	Dunkler Kieselkalk
Dünnpaltiger Biotitgneis	Gelber Kalk
Feinkörniger Granitgneis	Gelber Mergel
Pegmatitgneis	Hellgrauer Kalk
Mylonit	Gelber, hornsteinführender Kalk
Quarzphyllit mit großen, roten Quarzen	Dunkle und helle Dolomite

Zwischen Inn und Rott (frischer dolomit- und kalkführender Schotter):

Gefalteter Gneis (1)	Graphitphyllit (3)
Pegmatitgneis (3, 4)	Hornsteinkalk (1, 3, 7)
Biotitgneis (6)	Rosaroter Kalk mit Hornsteinen (3)
Muskowitgneis (6)	Dunkler Dolomit (5)
Eklogit (6)	Heller Dolomit (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7)
Mylonit (6)	

Standorte: 1. Gumpersdorf. 2. Julbach. 3. Eggenfelder Straße. 4. Weinzirol. 5. Wiesmühle. 6. Lanhofen. 7. Wimberg.

Zwischen Inn und Rott (Brauner Schotter):

Serpentin (1)	Hornsteinkalk (2)
Graphitphyllit (2)	Brauner Hornstein (2)
Dunkler Hornstein (1)	Grünlicher Sandstein (3)

Standorte: 1. Noppling. 2. Triftern. 3. Eck.

Zwischen Inn und Rott (Kaolinisierter Schotter):

Ausgewalzter Muskowitgneis (4)	Roter Hornstein (2, 4)
Aplitgneis (4)	Hornsteinkalk (völlig verwittert) (2)
Diaphthoritisierter Gneis (3)	Heller Dolomit (2, 4)
Bunter Quarzit (1)	Graphitquarzit (3)
Grauer Phyllit (3)	Schwarze Kieselbrekzie (3)
Quarzporphyr (4)	Buntsandstein (2, 3, 4)

Standorte: 1. Sturzholz. 2. Steinberg. 3. Wittibreuth. 4. Neukirchen.

Vils-Isar-Gebiet:

Aplitgneis mit Turmalin (3)	Roter Hornstein in Mergel, Jura (4, 9)
Pegmatit mit roten Feldspäten (3)	Grauer Hornsteinkalk (4, 6, 8, 9)
Graphitgneis (3, 6)	Gelbbrauner Hornsteinkalk (Neokom?, 10)
Muskowitgneis (4, 6, 8, 9)	Mergel (7, 9, 11)
Pegmatitgneis (4, 9, 11)	Roter Kalk mit weißen Adern (Jura? 11)
Feinkörniger Zweiglimmergneis (6, 8, 10)	Heller Dolomit (1, 4, 5, 6, 7, 8, 9, grau 8, 9, 10, gelbbraun 11, grau 11)
Graphitphyllit (6, 7)	Bunter Quarzit (1, 11)
Quarzphyllit (8, 9)	Dunkelgrauer Quarzit (1)
Eklogit (11)	Dunkelbrauner Quarzsandstein (3)
Pseudotachylyt (2)	Gelber, quarzitischer Sandstein (3), graugelb, Flysch (7)
Quarzporphyr (3, 5, 6, 8, 9, 11)	
Hellgelber Kalk (1, 11)	

Standorte: 1. Mamming. 2. Klosterberg. 3. Oberndorf. 4. Seemannskirchen. 5. Nußberg. 6. Eiselsdorf. 7. Unter-Hausental. 8. Sattlern. 9. Dietelskirchen. 10. Aufhausen. 11. Dornbach.

Westlich der Isar:

Aplitischer Gneis (1, 2)	Dunkelgrauer Plattenkalk (2)
Turmalinpegmatit (2)	Graugrüner Mergel (3)
Basisches Ganggestein (2)	Buntsandstein (1, grob 3, feinglimmerhaltig 3)
Quarzporphyr	Hornstein (1, 3)
Brauner Kalk (1, graubraun 2)	Gelbgrüner Sandstein (1)
Gelber Kalk (2)	Grober Sandstein, Flysch? (2, 3).

Standorte: 1. Türkenfeld. 2. Weng. 3. Mirskofen.

Für die südlichen Vollschopter ist das Auftreten von Serpentin, Amphiboliten, Hornblendeklogiten und Pseudotachylyten charakteristisch, während diese Gesteine in den nördlichen Vollschoptern sehr stark zurücktreten oder wie der Serpentin ganz fehlen. Auf das häufige Vorkommen basischer Gesteine in den südlichen Vollschoptern hat bereits Wurm (1937) verwiesen. Graphitphyllite und Graphitgneise treten dafür in den nördlichen Vollschoptern stärker hervor. Ziemlich gleichmäßig sind die Quarzphyllite in den beiden Schottergebieten anzutreffen. Die aus den Kalkalpen und aus der Flyschzone stammenden Gerölle sind ebenfalls in beiden Schottergebieten vertreten. Im allgemeinen läßt sich der Unterschied zwischen nördlichen und südlichen Vollschoptern dahin charakterisieren, daß die nördlichen Vollschopter viel weniger typische Gesteine führen als die Schotter im Süden. Viele Typen erinnern an die Gerölle der älteren Molasse, so daß möglicherweise bei den nördlichen Schottern mit einer größeren Beimengung aufgearbeiteter älterer Molassegerölle zu rechnen ist.

Immerhin muß man für beide Schottergebiete das Einzugsgebiet bis in den Bereich der kristallinen Zentralzone der Alpen verlegen.

Für die südlichen Vollschopter kann man den Einzugsbereich weitgehend lokalisieren, da Pseudotachylyte und Hornblendeklogite nur in einem verhältnismäßig kleinen Bereich des ostalpinen Kristallins, nämlich in den Ötztaler Alpen beziehungsweise in der Silvretta (Pseudotachylyte) anstehen. Für die Eklogite bezieht sich dies natürlich nur auf die als Einzugsgebiet überhaupt in Frage kommenden Stellen, die eklogitischen Gesteine der Muralpen scheiden von vornherein aus. Serpentin, Ankeritphyllit und bestimmte Gneise weisen auf das östlich des Brenners gelegene Gebiet des Zentralgneises und ihrer Schieferhülle hin. Wir finden daher in den südlichen Schottern eine ähnliche Geröllvergesellschaftung wie im heutigen Inn, weshalb man schon aus geröllpetrographischen Überlegungen einen Vorläufer des Inn als Geröllbringer annehmen muß.

Die Verschiedenheit der Schutzzusammensetzung macht es zunächst unmöglich, den gleichen Fluß auch als Bringer der nördlichen Schotter zu betrachten. Die Anwesenheit der allerdings spärlich vorhandenen Pseudotachylyte und vor allem der alpinen Quarzphyllite macht aber auch hier die Annahme eines kristallinen Einzugsgebietes notwendig. Besonderer Wert ist in diesem Zusammenhang dem Fehlen der Serpentine und der charakteristischen Zentralgneisgerölle beizumessen. Die Zentralgneiszone ist also offenbar nicht mehr vom Einzugsbereich der nördlichen Vollschopter erreicht worden. Für die Anwesenheit der Pseudotachylytgerölle wird man wahrscheinlich den Südrand der Landecker Phyllitzone verantwortlich machen dürfen.

2. DIE EINHEIT DES HAUPTSCHOTTERS ZWISCHEN INN UND ROTT

(Siehe die Karte des D. R., 1 : 100000, die Blätter Vilsbiburg 626 und Pfarrkirchen 627)

Auf Abb. 1 werden längs des untersten Profils die Haupttypen, die in diesem Gebiete innerhalb der nach NE ausdünnenden Schotterdecke bekannt geworden sind, gequert und erschlossen. Es sind:

1. der ziemlich frische, hellgraue bis bräunlichgraue Schotter, stellenweise kalkig gebunden, mit allen Komponenten (s. Liste S. 14), also auch mit frischen Kalken im größeren Korn und vor allem vielen kleinen hellen bis grauen Dolomiten. Nach E, in den hangenden Partien des eigentlichen Hausruckschotters treten diese kleinen Dolomite fast ganz zurück;
2. der braune, meist etwas sandreichere und kleinförmigere Schotter mit einem größeren Quarzgehalt. Von den Karbonatgesteinen sind nur mehr die Kieselgerüste der größeren Stücke, meist der ehemaligen Kieselkalke, erhalten, und vom Kristallin sind die weicheren Gesteine ebenfalls zu Mehl zerfallen und nur mehr die härtesten als kompakte Gerölle vorhanden. Man findet aber, vor allem an der frischen Aufschlußwand, fast alle Komponenten des grauen Schotters in Skeletten oder in völlig weichen Stücken wieder;
3. der weiße bis gelblichweiße, mehr mit weißer Kiesel- als mit Kaolinsubstanz durchsetzte Schotter,¹ mit Anreicherung grober Quarze und ganz geringer Beimischung mit den durch die starke Zersetzung noch übriggebliebenen Resten der kristallinen und sedimentären Gesteine. Auch hier werden noch leichte, poröse Kieselskelette, porös gewordene (auch rötliche) Sandsteine, Hornsteine und Reste von Pegmatiten und quarzreichen Gneisen gefunden. Alles andere steckt in der weißen, schmierigen Zwischenmasse. Dieser Schottertyp kommt fast überhaupt nur im östlichen Niederbayern vor.

Alle drei Haupttypen sind miteinander durch Übergangsformen verbunden. Sie haben nichts mit Faziesbezirken zu tun, wie sie z. B. von Klein (1937) im Bereich zwischen Dachau und Freising aufgestellt werden („Massenhausener“, „Freisinger“ Fazies, die in Wahrheit ein und demselben Geröllpaket angehören).

Bei der Einheitlichkeit der Unterlage (Süßwassertone) von Wittibreuth bis über die Rott, die nach Eggstetten, wie wir noch sehen werden, in den mächtiger werdenden Schotter einstreicht, kann das Vorkommen von dolomitreichem grauen Schotter in Steinbach bei Triftern nur so erklärt werden, daß der Schotter von Julbach und Eggstetten bis hierher, aber auch noch weiter nach N einem einzigen Komplex angehört und daß das verschiedene Aussehen eine Sekundärercheinung ist, die eben auf den verschiedenen Grad der nachträglichen Zersetzung zurückzuführen ist. Von diesem Schotterkomplex, dem Hauptschotter, sind zu unterscheiden die Kieslagen der hangenden Sandserie, die eine durchgehende Karbonatarmut und eine starke Quarzanhäufung zeigen, die aber weit mehr auf eine dauernde Durchschlammung und Lösung eines ebenfalls von weither zugebrachten Materials während eines stark verzögerten Ablagerungsvorganges zurückgehen als auf Auslese ausgeräumter Hauptschottermassen. Wirklich umgelagerte Hauptschotter finden wir in allen größeren Tälern des Tertiärhügellandes und in der näheren und tiefer gelegenen Umgebung der Donau. Sie zeigen die für „Restschotter“ unbedingt erforderliche Anhäufung groben Quarzes und sind fast frei von vermehlten Geröllen

¹ Auch bei Ammon, 1900.

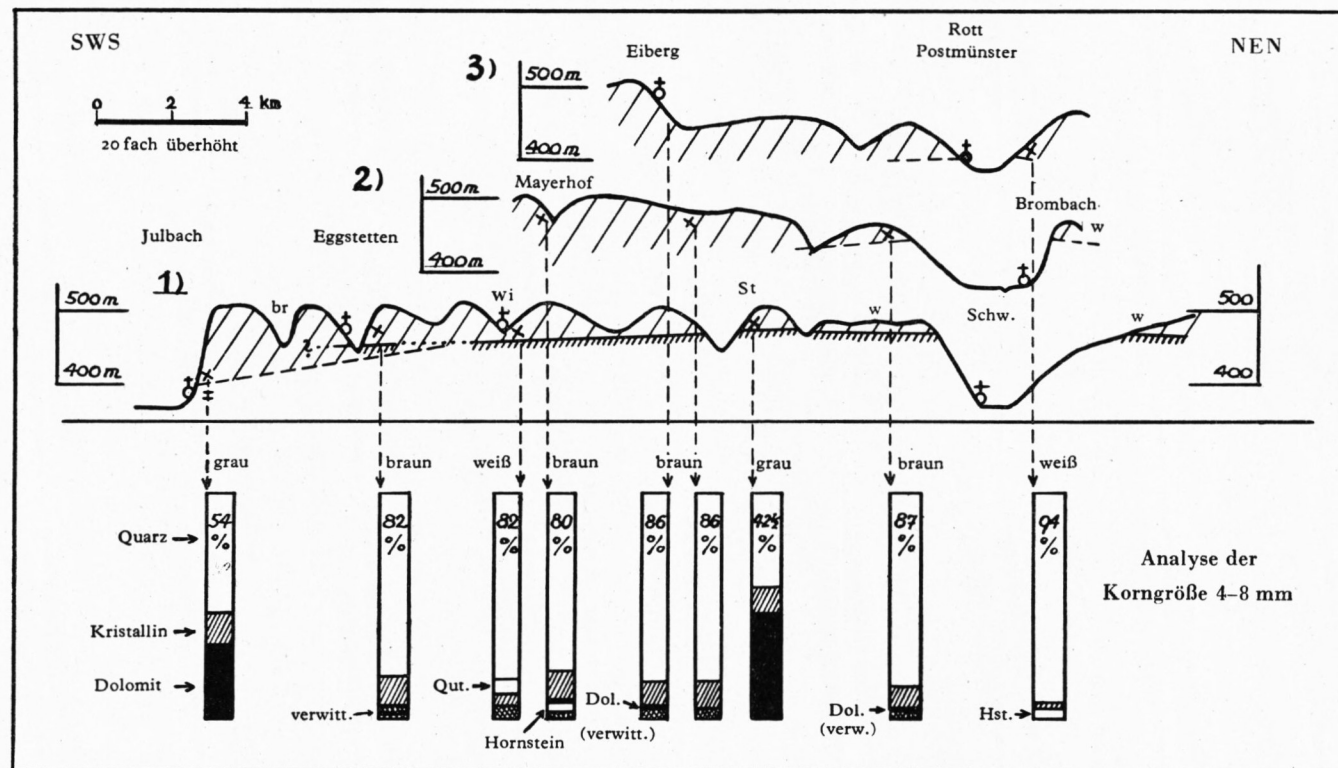


Abb. 1. Schotteranalytische Profile zwischen Inn und Rott

Hauptschotter
 untere Schichtgrenze des Hauptschotters
 Tone der Ob. Süßwassermolasse

Wi = Wittibreuth, St = Steinbach, Schw = Schwaibach
 w = weißer (Kaolin.) Schotter, br = brauner Schotter

oder einem mehlig-schmierigen Zwischenmittel, weil die neuerliche Erfassung des Denudationsschuttbreis, der sich von den Höhen des Hauptschotter herabzieht, durch das Gerinne nicht nur einen Auslese-, sondern auch einen Schlämmungs-, also Reinigungsvorgang darstellt. Es bleibt also bei neuerlicher Ablagerung zuerst der gröbere Schotter ohne jedes schmierige Zwischenmittel liegen. Der frische Hauptschotter wird im ganzen südöstlichen Abschnitt (südlich der Rott bis zum Hausruckostrand) in den Bereichen tiefer Zerschneidung – längs des Abfalls zum kräftig einschneidenden Inn bis unterhalb Julbach, längs des Abfalls des Kobernauser Waldes zur Mattig und in den tiefgreifenden Tälern des gesamten Hausruck – angetroffen. In dem restlichen Gebiet wird er nur an wenigen Stellen gefunden, besonders selten aber auf der bayerischen Seite, da der Schotter hier nach N und E so sehr an Mächtigkeit verliert, daß er schon im Vergleich mit den bekannten Verwitterungstiefen der diluvialen Schotter tiefgründig verwittert sein muß. Der verhältnismäßig frische Kern liegt überall so tief bergein, daß er nur ganz selten zum Aufschluß kommt. Erhalten blieb er hier im Gegensatz zu Oberösterreich, wo der Schwemmkegel stark zurückgedrängt und ausgeräumt werden konnte, infolge der bekannten Quarzitisierung (s. Angaben bei Kinzl, Graul u. Wurm), die jedem Beobachter, der von der Donau oder vom Inn gegen das bayerische Tertiärhügelland ansteigt, als plötzliche und hochgelegene Härtestufe entgegensieht. Die dadurch bedingte Erhaltung der Rücken in einer auch absolut höheren Lage zeigt deutlich eine Rückenflurenkarte des östlichen Niederbayerns (s. dazu Abb. 6 Profil III).

Im allgemeinen dürften von einer bestimmten Höhe an alle Schotter der Inn-Rott-Platte wie des Kobernauser Waldes weniger rasch abgelagert und dadurch stärker ausgelesen worden sein. Nichts berechtigt uns aber, nördlich des Hauptschotter, also nördlich und östlich von Julbach etwa, einen jüngeren Schwemmkegel eines „Quarzrestschotter“ anzunehmen,¹ der jenem mit steiler Diskordanzfläche angelagert sein soll. Der frische dolomitreiche Schotter zieht ursprünglich bis über die Rott durch, und der Hauptkomplex des z. T. schon weitgehend zersetzten Schotter zeigt in Resten und Skeletten alle Komponenten des frischen Hauptschotter, die ja bei neuerlicher Aufarbeitung durch Abtragung ohne Zweifel fast völlig verschwunden wären, was bisher leider zu wenig beachtet wurde. Gerade die Häufigkeit der völlig vermehlten Gerölle, die man natürlich nur an den frischen Wänden der Schottergruben beobachten kann, spricht deutlich für die größere Buntheit der Schotter zur Zeit der Ablagerung und der starken Zersetzung in situ. Außerdem müßte man, wenn man trotz der im Profil Abb. 1 vermerkten Tatsachen an Wurms Auffassung festhalten möchte, eine strichweise Auffüllung eines bis zu den geröllfreien, weichen Liegendschichten zertalten „Vollschotter-Hügellandes“ annehmen, die dann das gesamte Relief zudeckte. Nirgends aber konnte bisher diese Diskordanz durch Verwitterungsböden oder durch entsprechende Lagerungsverhältnisse erwiesen werden wie z. B. im Oberpfälzer Braunkohlengebiet durch Klüpfel (1923) oder für eine jüngere Zeit in einer ähnlichen Form von Kraus (1915) im Ortenburger Gebiet. Die nur durch die nachträgliche Großwölbung verbogene, aber sonst zwischen Eggstetten und der Birnbacher Gegend einheitliche und unzerstörte Auflagerungsfläche auf obermiozänen Tonen spricht ebenfalls ganz gegen eine innige Ineinanderlagerung verschieden alter Grobsedimente in diesem Gebiet.

¹ Wurm 1937. Schematisches Profil, S. 303.

3. DER HAUPTSCHOTTER NÖRDLICH DER ROTT UND WESTLICH DER ISAR BIS ZUM LECH

Übersicht über die Verhältnisse zwischen Rott und Isar

(Siehe die Karte d. Dt. R. 1:100000, die Bl. Straubing 579, Landau 612, Vilsbiburg 626)

Die Profile in Abb. 2 sollen die Verhältnisse jenseits der Rott und westlich der Isar bis zur Paar beleuchten, wo nach den Kartierungen von Ammon für die Gumbel'sche geognostische Karte von Bayern 1 : 100 000 (1889) außer dem Blatt Schrobenhausen (552) von Abele (1937) nur wenige ergänzende Beobachtungen gemacht worden waren.

In diesen Profilen fällt der Dolomitreichtum besonders südlich und nördlich der Isar auf. Während auf Prof. 4 im S die Schotter in der Tiefe (Bohrung von Dorfen) liegen und oberflächlich hauptsächlich die Hangendschichten des Hauptschotters angeschnitten werden,¹ treten von der Bina an nordwärts (s. Bohrung Ganghofen, nach Reuter, 1929) neuerlich Schotter auf, die nordwärts immer deutlicher den frischen grauen Typ zeigen. Der Schotter von Massing könnte noch ein Korrelat zu den obersten Lagen des Hauptschotters weiter im N sein, er kann aber auch gänzlich dem hangenden Feinflinz zugehören. Jedenfalls ist er, wie die Verhältnisse um Ganghofen zeigen, kaum in einer unmittelbaren Verbindung mit dem Hauptschotterkomplex im N. Die Analyse zeigt bei ihm eine Karbonatfreiheit, aber auch einen auffallenden Gehalt an kristallinen Gesteinen, was beides für die schwächtigen Feinkieslager im Hangenden des Hauptschotters als typisch bezeichnet werden kann, weshalb ich den Massinger Schotter zu diesen Hangendschichten rechnen möchte.

Ferner ist auf den Profilen der Abb. 2 eine sehr beachtenswerte Zunahme der Geröllgröße der Ablagerungen von der Gegend zwischen Rott und Inn bis zur Isar zu beobachten. Nördlich der Isar nimmt das Korn wie der Dolomitgehalt wieder deutlich ab.

Zu erwähnen bleibt, daß die Schotterlage in allen Profilen ohne Unterbrechung von S nach N zu verfolgen ist und daß ebenso die Veränderungen in der Mächtigkeit wie in der Struktur des Schotters als stetige und ununterbrochene zu beobachten sind. Auch die geröllfreien Zwischenlagen von Tonen und Weißerden wie von sandigeren Lagen stören die genannten kontinuierlichen Veränderungen des Hauptschotters nicht, da sie ihrer Mächtigkeit nach unwesentliche Ein- oder Zwischenlagerungen darstellen, die sogar durch ein stellenweise regionaleres Auftreten als stratigraphisches Glied die verschieden gut aufgeschlossenen Gebiete des Hauptschotters miteinander verankern und so die Einheitlichkeit des Komplexes beweisen helfen. Freilich darf man sich durch den bei größerer Durchstreifung mit wasserbindenden Schichten stärkeren Grad der Zersetzung des Schotters nicht ablenken lassen.

Die Grenzen des dolomitführenden hellgrauen Hauptschotters

(Siehe die Übersichtskarte, Abb. 10)

Vor der weiteren Beschreibung der Profile möchte ich die Verbreitung des frischen dolomitreichen Schotters, dessen Grenzen ähnlich den Verhältnissen im östlichen Nieder-

¹ Auch bei Wurm 1937.

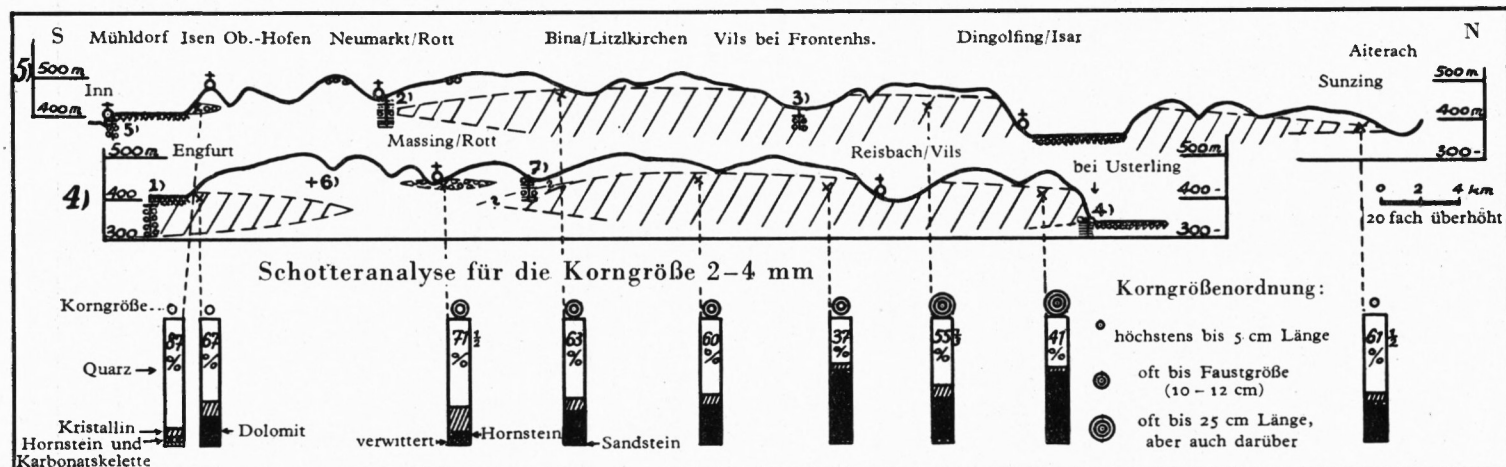


Abb. 2. Schotteranalytische Profile 4 und 5 (Inn - Isar)

- Die Hauptschwemmkegel
- Feinflinz (grau und gelb)
- Kleinere Schotterlinsen, meist jünger als der Hauptschotter
- junge Gerölleinlagerungen

- 1) Bohrung Dorfen, zwischen 305 u. 385 m HSch. (Reuter 1929)
- 2) Bohrung Neumarkt, 400-415 m Schotter, sonst Mergel und Sand (Reuter 1916-1928)
- 3) Bohrung Frontenhausen, zwischen 412,5 m und 415 m „Lettenbank“ im HSch. (Reuter 1932-1933)
- 4) Bohrung Landau, ab ca. 339 m „Flinzletten“ (Reuter, Wurm 1937)
- 5) Innsteilufer bei Mühldorf, mit dolomitführenden Kiesstreifen bei ca. 380 m
- 6) Ungefähre Lage des Fundes eines Mastodon longirostris Kaup. (Stromer 1937)
- 7) Bohrung Gangkofen, zwischen 412 und 420 m „Quarkies sandig“, unter 412 m „blaugrauer Letten“, die vielleicht noch innerhalb des HSch. liegen (Reuter, Bohrungen 1929)

bayern und in Oberösterreich enger liegen als die der gesamten Aufschotterung, verfolgen, um damit ein stratigraphisches Element,¹ wenigstens soweit es petrographisch zu erfassen ist, einmal herauszustellen. Ich beginne mit der Ostgrenze. Sie verläuft von der Einmündung des Kollbaches in die Vils erst diesen, dann das Thanndorfer Tal aufwärts bis Kudlhub. Im Vilstal wird am südlichen steileren Hang bis zwischen Aldersbach und Aunkirchen hinab ein ähnlicher, wenn auch bereits stark zersetzter Schotter aufgeschlossen, was ganz charakteristisch den Übergang des frischen in den stärker verwitterten Schotter gegen die Randzonen des Aufschüttungsbereiches anzeigt. Von Kudlhub biegt die Linie scharf nach WNW über Arnstorf zur Wasserscheide zwischen Vils und Kollbach und diese entlang bis Ober Trennbach, so dem bekannten Gebiete der Malgersdorfer Weißerde, in dem nicht nur die geröllfreien Zwischenlagen, sondern auch der (hangende und liegende) Hauptschotter einer starken Veränderung in situ unterlag, ausweichend. Von Ober-Trennbach zieht die Grenze nach SW gegen Dirnaich. Die Aufschlüsse von Dirnaich talab zeigen alle schon den braunen karbonatfreien Schotter, während man talauf bald auf den frischen trifft, ohne daß irgendeine Schichtgrenze zwischen beiden angenommen werden könnte.

Hier schließt sich die Südgrenze an. Sie liegt zuerst in der Wasserscheide zwischen Bina und Rott, quert dann aber die Bina südlich Binabiburg, die Vils etwas südlich der Bahnüberquerung bei Vilsbiburg und das Tal der Kleinen Vils knapp östlich von Geisenhausen.² Wir machen hier überall die Beobachtung, daß der hellgraue dolomitreiche Schotter talauf ziemlich rasch unter die Talböden eintaucht, so daß das Hügelland schließlich nur mehr von den Sanden, z. T. von Mergeln und kiesigen Lagen, die wir weiter östlich ebenfalls schon im Hangenden des Hauptschotters bis Tann und Marktl haben feststellen können, zusammengesetzt wird. Von Geisenhausen zieht die Grenze in einem nach S greifenden Bogen zur Isarebene, indem ein dolomitführender Kies noch sehr schön etwas südlich von Wartenberg aufgeschlossen ist,³ nach S aber bald in dem ansteigenden Gelände untertaucht. Daß das Verbreitungsgebiet dieses Schotters hier aber weiter nach SW reicht, zeigen die Bohrproben von Taufkirchen-Vils, die u. a. zwischen 415 und 342 m, 320 und 287 m, ferner 265 und etwa 240 m den gleichen Kies aufweisen.⁴ Bei Einstetting zwischen Buchbach und Isental konnte dieser Schotter in einer isolierten Linse ebenfalls noch gefunden werden.

Jenseits der Isar treffen wir die gleichen Verhältnisse, indem der Hauptschotter gerade noch südlich von Massenhausen (bei Freising) unter dem hangenden Feinflinz aufgeschlossen ist, während der hier überall feinkörnige, aber dolomitführende Kies südlich Gartelshausen in gleicher Höhe bereits ganz von hellem Sand vertreten ist. Das Massenhausener Vorkommen ist also eine vom geschlossenen Schotterkörper gelöste Kieslinse. Sie gehört aber noch zum sogenannten Hauptschotter, was die petrographische Zusammensetzung erweist. Diese feinkörnigen Kieslinsen sind ein ganz charakteristisches Zeichen für das

¹ Schon bei Gumbel (Ammon) 1889, Ammon 1894.

² Auch bei Wurm 1937.

³ Der Schotter wird bei Ammon 1894 bereits genannt. Wurm 1937 nennt auch den Kalkgehalt, stellt den Schotter aber in den hangenden Feinschotterflinz (S. 307).

⁴ Die Bohrkerne wurden mir vom Institut für allgemeine und angewandte Geologie in München für die Schotteranalyse in freundlicher Weise zur Verfügung gestellt. Über die Bohrung siehe Andrée 1937.

Auskeilen des Schotters im Flinz, also für den faziellen Übergang vom gröberen zum feineren Sediment innerhalb desselben Schichtstreifens.¹ Die Südgrenze des frischen Hauptschotters quert dann das Hügelland zwischen Amper und Isar bis östlich von Tünzenhausen. Wir finden ihn noch bei Schnotting und Amper- wie Glon-aufwärts an der nördlichen Talseite aufgeschlossen, und zwar bis knapp oberhalb von Petershausen. Nach S ist hier weniger die Erscheinung des Eintauchens des ganzen Schichtpaketes für das plötzliche Verschwinden des Hauptschotters verantwortlich als ein deutliches Auskeilen, da auch die liegenden geröllfreien Schichten Raum gewinnen, was uns die verschiedenen Bohrungen längs der Linie Freising-Dachau ebenfalls anzeigen. Erst weiter westlich ist nach SW wieder ein Eintauchen wahrscheinlich. Von Petershausen zieht die Grenze ziemlich genau westlich über das obere Ilmtal nach Mergenthau im oberen Paartal. Die Hangendschichten nehmen in diesem Abschnitt, wie wir wohl sehen werden, den größten Teil der oberflächlich angeschnittenen Flinzschichten ein. Längs der Paar ist wiederum ein deutliches Auskeilen des Hauptschotters nach W zu beobachten.

Die Nordgrenze des dolomitführenden Schotters zieht das untere Vilstal² entlang und quert das Hügelland nördlich des Vilstales etwa in einer Linie von Pitzling über Wisseldorf nach Ober-Frammering zur Isar, indem hier bei einer Höhe von 385 m übertags die letzten Ausläufer des typischen Hauptschotters gefunden werden. Von hier führt die Linie quer über das Isartal und von Trieching das Tal des Reisinger Baches aufwärts, wo wir bei Mundlfing den Schotter schön aufgeschlossen sehen, und von hier nach Nieder-Sunzing, wo das Korn des Schotters schon sehr fein geworden ist. Dann verfolgen wir sie weiter nach Eitting im Tal der Kleinen Laaber und von diesem nördlichsten Punkt ist sie etwa in wsw. Richtung nach Rohr anzunehmen und dann immer mehr nach S abbiegend über Meilenhofen im Abenstal, den Haselrieder Wald, südlich Wolnzach etwa nach Ossenzhausen im Ilmtal und von hier nach Pörnbach im Paartal. Bei Raitbach haben wir in diesem Abschnitt das nördlichste Vorkommen des dolomitreichen Schotters in ganz feiner Körnung. Das Paartal bildet eine lange Strecke die Grenze, da wir diesen Schotter an den nach Nschauenden Abfällen allenthalben (bei Ehrenberg, Ober-Lauterbach, Haslangkreit und Unter-Wittelsbach) aufgeschlossen finden, während er nördlich und westlich des Flusses erst bei Griesbäckerzell zu beobachten ist. Die nördliche Grenze quert also etwa bei Ober-Bernbach das Paartal, macht aber im Hügelland westlich der

¹ Wie ich Klein (1937) verstehe, hält er den Massenhausener Kies (s. Profil S. 400) für eine Quarzrestschotteranlagerung an den Flinzsand (Fs), den er wiederum an ein zu Riedeln zerschnittenes Flinzmergel-(Fm-)Gebiet diskordant anlagern läßt. Über diese bereits ineinandergeschachtelten Ablagerungen des Obermiozäns läßt er den bräunlichen Kleinkiesflinz lagern. Es gibt also vom Fm an drei Ausräumungs- und drei dazwischenliegende Auffüllungsperioden. Die Ausräumungen sind alle ganz auffallend an das heutige Talnetz angeglichen (zumindest auf den beiden Profilen auf S. 397 und 400). Es wird jeglicher fazielle Übergang abgelehnt. Ich bezweifle, daß sich diese Annahmen bestätigen werden. Der Massenhausener Kies jedenfalls gehört zum Hauptkies, also zum Freisinger, Moosburger Kies usw. und ist kein Quarzrestschotter i. S. eines sekundären Umlagerungsproduktes. Er stellt in diesem Horizont ein südlichstes Vorkommen des H.Sch. dar, als große Linse im korrelierten Flinzsand lagernd (siehe das tiefe Bergeinziehen dieses Kiesel im Aufschluß von Massenhausen). Nach Pallenhausen streicht er im Sand aus, in Gartelshausen beginnt er wieder in dem gleichen Sand (mergelig) und streicht bis Schnotting im Ampertal wie bis Haag (Amper) durch.

² Kraus (1915) erwähnt bereits die Kalkführung des Schotters in Sattlern (Kollbach) und von Eichendorf (S. 135).

Paar einen scharfen Bogen nach S, wo der Schotter bei Mergenthau am Abfall zum Lechthal ein letztes Mal erscheint.

Ich verweise auf die Karte, in der die gesamte Grenze eingezeichnet ist. Bei der Knappheit der Darstellung ist es natürlich ausgeschlossen, auch nur stellenweise auf eine Darstellung der vielen Aufschlüsse, deren Kartierung mir erst diese Abgrenzung des Hauptschotters erlaubte, einzugehen.

Das Verbreitungsgebiet des dolomitführenden, hellgrauen Hauptschotters im NW ist also, soweit wir dies aus den Aufschlüssen über Tag feststellen können, ein langer Streifen, der sich fast west-östlich erstreckt und sich etwa bei Aichach im W und bei Aldersbach im E zuspitzt, sich aber gegen Straubing ziemlich ausbauscht. Die Einengung des Verbreitungsgebietes im Hügelland zwischen Isar und Vils ist nicht allein durch das weniger tiefe Einschneiden in diesem Gebiete bedingt, sondern mehr durch die um Taufkirchen-Velden-Dorfen stark zunehmende Mächtigkeit der hangenden Feinschichten.

Die schotteranalytische Untersuchung und ihre Ergebnisse

Die Profile der Abb. 2 und 3 queren den oben umrissenen Hauptschotterstreifen ziemlich senkrecht, und alle Anzeichen sprechen dafür, daß sie auch das Aufschüttungsbett des alten Flusses senkrecht queren. Es sind folgende aus den Profilen ersichtliche Tatsachen sehr beachtenswert:

1. Der Dolomitgehalt nimmt gegen die Ränder aller Profile deutlich ab. Ähnlich ist es mit dem Gehalt an anderen Sedimentgesteinen und an kristallinen Geröllen. Da die Proben zur Analyse mit großer Sorgfalt nur aus den größten Aufschlüssen und hier von den frischesten Partien entnommen wurden, ist diese Veränderung der Gesteinsmischung in ihrem ganz allgemeinen und regionalen Auftreten bedeutsam.

2. Im gleichen Sinne nimmt die durchschnittliche Größe der Gerölle ab, bis wir sowohl nach N wie nach S ein vollkommenes Auskeilen der Geröllschichten im Feinflinz feststellen können (also nach N zur Ingolstädter-Straubinger Gegend, nach S gegen Mering-Bruck-München und Dorfen an der Isen).

3. Dazu kommt die über Tag beobachtete und durch die Bohrungen bestätigte größte Mächtigkeit des Hauptschotters längs einer bestimmten Achse, die sich mit dem Streifen des geringsten Quarzhundertatzes in allen Korngrößen wie des größten Korns des Schotters weitgehend deckt. Soweit die Mächtigkeit bekannt ist, ist sie in die Profile eingezeichnet.

Zu diesen Punkten kommen längs aller dieser Profile ganz regelmäßige Erscheinungen in der prozentualen Korngrößenverteilung, und zwar:

1. Die Abnahme des Anteils der Korngrößen 1–2 und 2–4 mm (also des Grobsandes) nach der Mitte, d. h. also nach jener oben genannten Achse, und

2. die Zunahme des Korns 8–16 mm, wie der größeren Korngrößen überhaupt, in der gleichen Richtung, während die Korngröße 4–8 mm bei diesen Erscheinungen ungefähr in der Mitte von feineren und gröberen Korngrößen liegt, also ein weniger charakteristisches Verhalten zeigt.

Diese Vorgänge können wir in gleicher Gesetzmäßigkeit auch am südöstlichen (Innsalzach) Schwemmkegel beobachten, was die folgende Tabelle veranschaulichen soll.

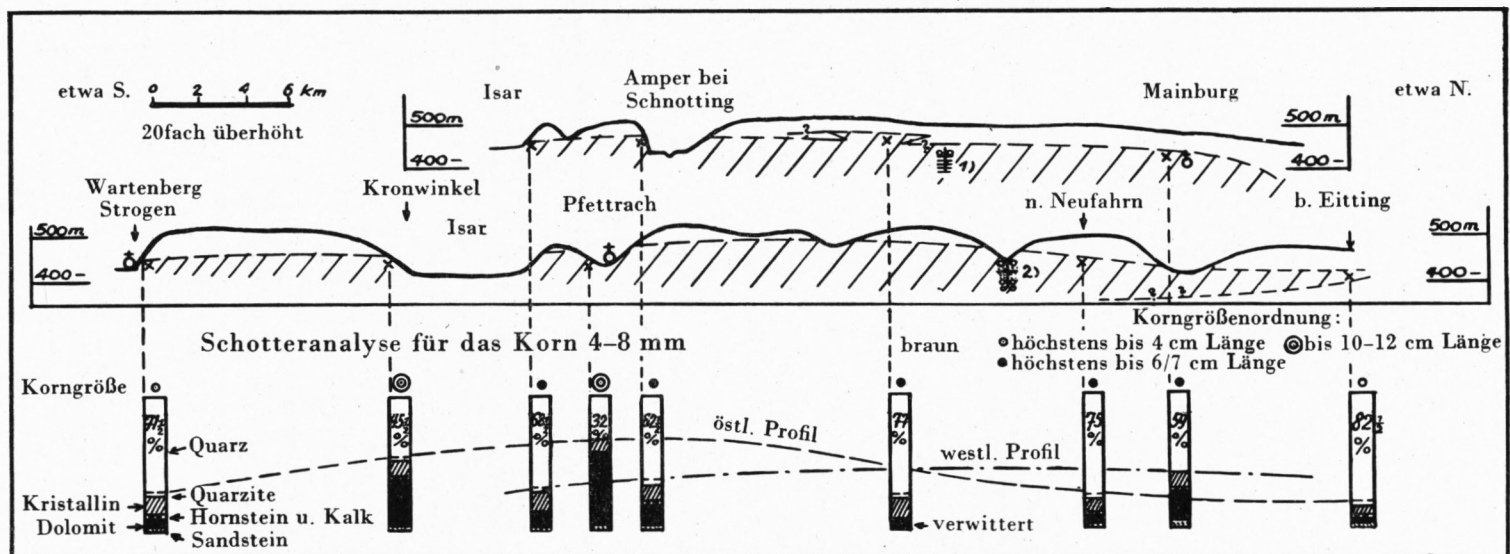


Abb. 3. Schotteranalytische Profile (6 und 7) zwischen Isar und Donau

777	Hauptschotter	} im Bohrprofil
□	Feinflinz	
—	Schotter Sand Tegel	

1) Bohrung bei Au/Ilm

2) Bohrung von Ergoldsbach (Reuter 1934 und 1935)

Tabelle 1

Die Korngrößenverteilung des H.Sch. längs des Südrandes von Kobernauser Wald und Hausruck

Ort (von W nach E):	unter 1 mm	1-2 mm	2-4 mm	4-8 mm	8-16 mm	Summe (1-16 mm)
1. Harlochen	100	3,5	10,5	36,5	98,5	149
2. Türschamerberg	100	4	20	71	152	247
3. Spritzenberg	100	8	28	63	80	179
4. Achtal	100	3	9	30	66	108
5. Aug	100	3	18	38,5	95	154,5
6. Friedberg	100	11	27	73	160	271
7. Mitterriegl	100	14	25	35	70	144
8. Seirigen	100	13	23	51,5	136,5	224
9. Pettenfirst	100	18	36	56	87,5	197,5
10. Haag	100	19,5	35	63	102	219,5

Die Gewichtsprozentsätze wurden auf den Sand (Korn unter 1 mm) bezogen, um so auch bei wechselndem Sandgehalt der Proben ein vergleichbares Bild der absoluten Anteile der anderen Korngrößen zu erhalten.

Tabelle 1 zeigt deutlich die Zunahme (absolut wie relativ) der feineren Korngrößen von der W-Ecke zur NE-Ecke des oberösterreichischen Haupt- (Hausruck-) Schotter, d. h. also mit wachsender Entfernung vom Kerngebiet des ursprünglichen Schwemmkegels, und eine gleichgerichtete Abnahme der Korngröße 8-16 mm, z. T. auch der Größe 4-8 mm. Diese Beobachtung kann ebenso wie im Gebiete zwischen Inn und Rott und in jedem Schnitt durch das Hauptstromgebiet des alten Flusses im NW gegen seine Randzonen gemacht werden, so daß sie für die Vorlandaufschüttung geradezu als gesetzmäßig und charakteristisch bezeichnet werden kann.

Für das Stromgebiet im NW geben die Tabellen 2 und 3 die Verhältnisse wieder.

Tabelle 2

Die Kornverteilung im nw. Hauptschotterbereich (in Prozenten)
(zusammengefaßt in drei etwa parallel von WSW nach ENE verlaufende Zonen)

Lage	unter 1 mm	1-2 mm	2-4 mm	4-8 mm	8-16 mm	Anzahl der Proben
Nordrand	27,6	5,0	12,3	24,4	28,7	10
Mittellinie	28,0	2,9	9,0	22,8	37,3	13
Südrand	30,3	5,6	10,4	25,2	28,1	7

Tabelle 3

Die Werte von Tab. 2 werden auf die Mittellinie = 100 bezogen.

Korngröße	Nordrand	Mittellinie	Südrand
unter 1 mm	98,5	100	108
1- 2 mm	172	100	193
2- 4 mm	137	100	116
4- 8 mm	107	100	110,5
8-16 mm	77	100	75

Die Tabelle 2 zeigt zusammenfassend den Unterschied der beiden Randzonen gegenüber der Mittellinie oder der Aufschüttungsachse des alten Akkumulationsgebietes. Das Ergebnis ist: Häufung des feinen Materials in den Randzonen und Abnahme des gröberen, nach S mehr als nach N, was mit der auch tatsächlich geringeren Breite der Südhälfte (s. Karte) parallel geht.

In der Tabelle 3 werden diese durchschnittlichen Hundertsatzwerte auf die Mittellinie (Reichertshausen – Au – Landshut – Unterhausen bei Frontenhausen – Dornach/Vils) bezogen. Auffallend ist der im ganzen Bereich fast gleichbleibende Sandgehalt, während die Korngrößen zwischen 1 und 16 mm die genannten Verschiedenheiten jetzt noch deutlicher zeigen. Ich möchte auch hier wieder, um den möglichen Einwänden von vornherein zu begegnen, daran erinnern, daß alle Proben (ihre Verteilung siehe auf der Karte) aus frischem Horizont entnommen sind und nie aus zu reschen oder andererseits zu sandreichen Lagen, sondern stets aus Lagen, die in ihrem Körnungsverhältnis ein möglichst gleichmäßiges Bild bieten.

Diese beachtenswerte Gesetzmäßigkeit der Kornverteilung längs aller Querschnitte durch den langgezogenen Schotterstrang kann uns auch etwas über den Verlauf der Strömungsrichtung, ganz abgesehen von dem geröllpetrographischen Erweis, aussagen. Allerdings ist eine brauchbare Zusammenstellung der Proben hierbei weitaus schwieriger, da ich bei axialen Einmündungen trotz gleichbleibender Höhe ü. N. N. ständig in hangendere Schichten komme. Diese werden aber im ganzen Tertiärhügelland im allgemeinen feinkörniger und gehen schließlich in Sand über. Sie werden uns daher in der Kornzusammensetzung ein ähnliches Bild zeigen wie die Randgebiete der Aufschüttung. Axiale Aufwölbungen dürften in diesem Falle weniger Unklarheit stiften, da die Schotter, besonders längs der Mittellinie, so mächtig sind, daß nur selten das geröllärmere Liegende wirklich zum Anschnitt kommt.

Die folgende Tabelle soll die Verhältnisse längs der Mittellinie (s. a. a. O.), und zwar von E nach W vorlegen. Die Proben sind aus jenen Lagen entnommen, in denen wir die

Tabelle 4
Die Kornverteilung längs der Mittellinie des nw. Aufschüttungsgebietes,
bezogen auf den Sand (unter 1 mm = 100)

Ort	unter 1 mm	1–2 mm	2–4 mm	4–8 mm	8–16 mm	Höhe ü. N. N.	Abstand ¹
Dornach (Vils)	100	13	40	82,6	87	380 m	mindest 50 m
Aufhausen (Vils) . . .	100	23	45,5	90	99	385 m	40 m
Oberndorf (Reisbach) .	100	10,5	26	65,5	99		
Unter-Hausental . . .	100	11	24	58,5	94	450 m	15 m
Pfettrach	100	7,5	31,5	66,5	122	415 m	40 m
Haag (Amper)	100	10	35	83,5	142	440 m	20 m
Au (Abens) (braun) .	100	7,5	15	60	193	465 m	etwa 10 m
Reichertshausen . . .	100	2	11	62	129	445 m	20 m
Eurasburg (braun) . .	100	17,5	33	110	56,5	515 m	hangend
Griesbäckerszell . . .	100	27,7	47	72	45	495 m	8–10 m

¹ = Abstand der Probenentnahme von der Schotteroberfläche.

Erscheinungen des frischen dolomitreichen Hauptschotters (größtes Geröll, kalkige Konglomerierung, hellgraue Färbung, mit allen Gesteinskomponenten) antreffen.

Aus Tabelle 4 ist zu ersehen, daß im allgemeinen der Anteil der Korngrößen 1–2 und 2–4 mm von E nach W abnimmt, so daß die drei westlichen Proben (Haag, Au und Reichertshausen) gegenüber den drei östlichen (Dornach, Aufhausen und Oberndorf) nur 42 v. H. der Korngröße 1–2 mm aufweisen, ebenso nur 55 v. H. in der Kg. 2–4 mm, 90 v. H. in der zwischen 4 und 8 mm, hingegen 163 v. H. in der zwischen 8 und 16 mm, was wiederum eine ganz charakteristische Verschiebung darstellt. Da die westlicheren Proben außerdem noch aus hangenderen Partien des gesamten Schotterkörpers stammen, haben wir hier, vielleicht noch ausgeprägter, das gleiche Bild wie beim alten Inn-Salzach-Schwemmkegel im SE: das feine Korn (1–4 mm) nimmt nach E deutlich zu, das mittlere Korn (8–16 mm) nimmt in gleicher Richtung ab. Dies spricht eindeutig dafür, daß der lange Schotterstreifen innerhalb des Flinzes von einem etwa aus SW nach NE strömenden Fluß aufgeschüttet worden ist. Zur Bestätigung der Gesetzmäßigkeit dieser Verschiebungen in der Korngrößenverteilung lege ich in der folgenden Tabelle noch einen Vergleich von E gegen W innerhalb der nördlichen Randzone des nw. Hauptschotters vor.

Tabelle 5
Die Kornverteilung in der nördl. Randzone des nw. Hauptschotters

Ort	unter 1 mm	1–2 mm	2–4 mm	4–8 mm	8–16 mm
E (Ober-Sunzing, Eitting, Neufahrn)	100	24	53,3	102	86
W (Türkenfeld, Pfeffenhausen, Mainburg und Affalter- bach)	100	12	39	112	142
Prozentuales Verhältnis von W gegenüber E . . .	100	50	73	109	163

Dazu kommt das geröllpetrographische Ergebnis aus Abschnitt 1, daß das gesamte Material aus den Alpen, zum geringen Teil auch aus den älteren Alpenrandbildungen stammt.

Diese Ergebnisse bestätigen die Annahmen verschiedener Beobachter.¹ Offen bleibt noch die Frage, wie die Lagerung des Hauptschotters innerhalb der OSWM ist und welche Ströme ihn aufgeschüttet haben. Da ich für den sö. Schotter Inn und Salzach als Geröllträger und -ablagerer nachweisen konnte, was in Abschnitt 1 durch die eingehenden Untersuchungen Wieseneders erhärtet wird, und da zwischen diesem Stromgebiet und dem nw. während der ganzen Zeit der Aufschüttung eine trennende Sumpfwald- und Seenlandschaft anzunehmen ist (siehe v. a. die Bohrung von Mühlendorf), kann dieses Stromgebiet nur einem weiter im W aus den Alpen kommenden Fluß zugehört haben.

Vorerst möchte ich kurz die stratigraphischen Verhältnisse am NW- wie am S-Rand dieses Hauptschottergebietes schildern, um die Art der Einlagerung des Hauptschotters noch deutlicher zu erhellen. Ist es doch ein sehr wesentlicher Unterschied, ob der Haupt-

¹ So vor allem Ammon, Reuter, Schnetzer, Schulz und Wurm. Dagegen waren besonders Reis (1918/19), Ampferer (1925) und Schlosser (1926).

schotter in einer Ausräumungszone älterer Feinflinsschichten diskordant eingelagert ist oder ob er gleichaltrig mit dem größten Teil des Feinflinzes nur eine fazielle Erscheinung längs einer bestimmten Zone, nämlich des alten verwilderten Strombereiches, darstellt.

Die stratigraphischen Verhältnisse längs der Paar

Im Gebiete der Paar ist vor allem auffallend der vom Kastlberg sw.-wärts über Ober-Lauterbach bis Ober-Wittelsbach zu verfolgende Steilabfall des höheren Hügellandes (500–550 m) im SE gegen das Paartal und die nur selten 460 m überragenden Hügelreihen zwischen diesem und dem Donaumoos. Dieser Abfall quert bei Ober-Bernbach das Paartal und zieht dann in einem Bogen nordwärts nach Gundelsdorf, sich hier dem hohen Plattenrand im W des Moores anschließend. Hier war die dem Flinz in jüngerer Zeit aufgelagerte Kalknagelfluh die Ursache zur Landstufenbildung. Im S und SE aber sehen wir überall, was schon Ammon (1894) klar erkannt hatte, die Schotter des Obermiozäns ausstreichen und die Stufe bilden.¹ Im engsten Zusammenhang damit stehen die Fragen nach den stratigraphischen Verhältnissen längs des Paartales und zugleich nach der Tektonik des Gebietes und der damit vielleicht zusammenhängenden Entstehung des Donaumooses. Es ist ein Verdienst Ammons, erkannt zu haben, daß sich der „Hauptkies“ nw. der Paar nur um Griesbäckerzell findet. Ammon wies ferner die Schichten des niedrigen Hügellandes (zwischen der Unter-Bernbach – Gundelsdorfer Talung und Reichertshofen) ins Liegende des Hauptkieses, die Feinkieslager zwischen Gundelsdorf und Statzling – Friedberg aber in dessen Hangendes. Die Profile in Abb. 4 beweisen diese Annahme im großen und ganzen, besonders gegen SW des Gebietes.²

Während wir bei Reichertshausen und von hier in einem Zuge bis zur Isar rasch eine Mächtigkeit des Hauptschotters von 100 m und mehr vorfinden, haben wir gegen das Paartal selten mehr als 20 m Schotter im Ausstrich. Die kleine Körnung, die gegenüber dem Gebiete zu beiden Seiten der Isar besonders auffällt (z. B. in Raitbach selten Nußgröße), zeigt an, daß im allgemeinen ein allmählicher Übergang von Grobschotter zu Feinschotter und schließlich zu gröberem und dann feinerem Sand vorhanden ist, so daß wir also für die Zeit der Aufschüttung ein ganz flaches Flußauengebiet in großer Breite annehmen müssen. Ein Großteil der Sande, besonders im n. Teil zwischen Pobènhausen – Fahlenbach und Abensberg, wird daher als korrele Bildung des Hauptschotters aufzufassen sein, da längs einer Erosivgrenze (Talbord) durchaus nicht das feinste Material des Flusses bewegt und abgelagert wird.

Wenn man aber die Profile im engeren Bettbereich dieser alten Ströme ansieht, z. B. bei Neuötting oder in Munderfing (OÖ) oder auch in Taufkirchen a. d. Vils (leider gibt es bis heute noch sehr wenige vollständige Profile), dann ist man geneigt, von dem sogenannten

¹ Warum Abele (1937), der auf Blatt Schrobenhausen die Steilränder kartiert, sie als „Gehängeknick“ zweifelhafter Entstehung bezeichnet, ist daher unklar.

² Erst nach Abschluß der Vorarbeiten und Zeichnung dieser Profile hatte ich Gelegenheit, die neue Karte von Abele (Blatt Schrobenhausen, 1937) einzusehen. Es freute mich, meine Annahmen voll bestätigt zu finden. Sehr richtig und gegenüber der bisherigen Aufnahme (Blatt Ingolstadt, 1889) durchaus neu ist die Trennung des Hauptkieses, der unter seinem eigentlichen Horizont (rund 490–510 m) noch einmal bei rund 465–470 m ausstreicht, von den diluvialen Kiesanlagerungen (mit deutlichen Terrassen) in vier Horizonten, die ich im Sommer 1937 ebenfalls durch das ganze Paartal aufnehmen konnte.

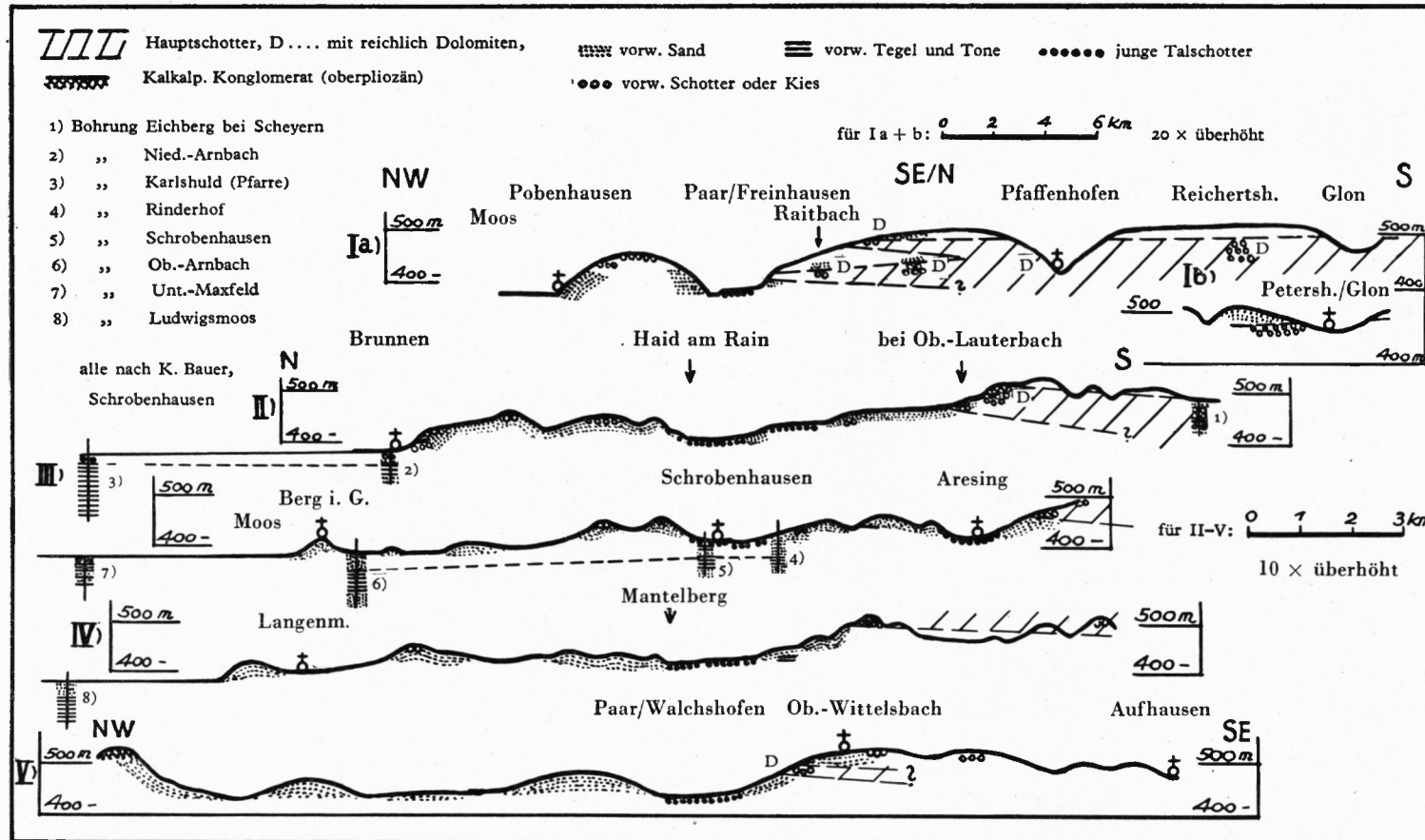


Abb. 4. Das Auskeilen des Hauptschotters längs des Paartales

liegenden Feinflinz als eigenes Schichtglied der OSWM, wie es Ammon und nach ihm Gümbel aus den Verhältnissen auf dem Blatt Ingolstadt, das nicht mehr in das Hauptstromgebiet hineinreicht, annehmen zu müssen glaubten, ganz abzusehen. Unter dem Hauptschotter ist in diesen Profilen, siehe dazu Abb. 9, meist gar keiner oder nur wenige Zehner von Metern Feinflinz (meist Tone) vorhanden, und der Schotter beginnt fast unmittelbar auf dem marinen bis brakischen Mittelmiozän.

Die alte Gliederung der OSWM, die vor allem zwei Hauptglieder kennt: eine untere kalkhaltige und eine obere kalkfreie, dürfte wohl auch heute noch die klarste sein.¹ Dabei zeigt die untere, mächtigere Schichte einen wichtigen faziellen Wechsel vom Schotter in den alten Stromgebieten zu den Sanden und Mergeln bzw. seltener Tonen, der alten Seenplatten und Stromlagunen.

Es ist also hier wie beim SE-Aufschüttungsbereich zu warnen vor einer voreiligen Annahme von diskordanter Einlagerung der Schottergroßlinsen im Flinz, also einer weitgreifenden Ausräumung der Feinablagerungen vor und während der Geröllschüttung. Daß sie nicht ganz fehlt, wird im folgenden noch festgestellt werden.

Noch gefährlicher ist es, die verschiedenen Schottergroßlinsen zu verschiedenen Zeiten in dazu unbedingt nötige Ausräumungsgebiete einlagern zu lassen, so daß man dann, was in A. Wurms Abhandlung (1937) zu finden ist, innerhalb der Füllmasse der Vorlandmulden zum Teil recht steile Diskordanzflächen nicht nur des Hauptschotters zum Feinflinz, sondern auch der angeblich verschieden alten Schwemmkegel untereinander, in die der Hauptschotter gegliedert sein soll, erhält.

Auch vor einem zweiten Fehler, der öfters gemacht wird, ist zu warnen: vor der Benützung der Schotteroberkante bzw. -unterkante und deren Eintauchen nach bestimmten Richtungen zu einer weitgehenden Deutung der Tektonik. Man kann natürlich nur die Schotterunterkante als Bezugsfläche benützen, aber auch nur dort, wo der Schotter nicht faziell in andere Schichten übergeht (z. B. im östlichsten Niederbayern und in Oberösterreich).

Auf die Frage „fazieller oder stratigraphischer Wechsel“ innerhalb der OSWM komme ich später noch zu sprechen. Wie Bezugsflächen innerhalb der OSWM festgestellt werden können, dazu möchte ich im folgenden eine Überlegung einschalten.

Der Hauptschotter des Paargebietes entspricht dem kalkführenden Obermiozän bei R. Schnetzer (1936/37). Dessen Oberkante liegt nach Schnetzer bei Friedberg etwa 465 m hoch;² in Griesbäckerzell liegt sie jedenfalls nach dem Auftreten des dolomitführenden Kiesel wenig über 500 m, bei Ober-Wittelsbach in knapp 495 m, in Ober-Lauterbach über 505 m und bei Ehrenberg etwa 485–490 m. Die Unterseite des Hauptschotters hingegen fällt von SW (493 m bei Griesbäckerzell, unter 484 m bei Ober-Wittelsbach, wenig über 470 m bei Ober-Lauterbach und unter 410 m bei Raitbach) deutlicher nach NE. Die Mächtigkeit des Hauptschotters, im NE, freilich durch feinere Lagen öfters unterbrochen, nimmt in gleicher Richtung zu. Ohne Zweifel ist auch die heutige Lage der Schotteroberkante von der Dauer der Einbeziehung des betreffenden Stück Landes in die Schwemmlandschaft des breiten, verwilderten Flusses weitgehend abhängig. Die längs irgendeiner Linie gefundene Oberkante des Schotters wird daher nur

¹ Vor allem bei Rühl (1896). Diese Gliederung wird jetzt von Schnetzer (1936/37) im unteren Lechgebiet stets verwendet.

² Bei Meyer und Lebling allerdings etwas höher, nämlich in rund 480 m.

in seltenen Fällen, in den Randzonen des alten Aufschüttungsbereiches aber wohl nie, eine stratigraphische Fläche, also eine sogenannte Bezugsfläche für eine tektonische Deutung abgeben. Aus dem obigen Bild der Schotteroberkante würde sich bei dieser falschen Anwendung ein Abbiegen der Schichten Paartal abwärts von höchstens 20 m ergeben, bei Heranziehung der Unterkante jedoch eine solche von über 80 m. Beide Werte werden aber unrichtig sein. Am besten kann für diesen Zweck eine Fläche benutzt werden, die durch alle jene Punkte geht, die in der Hälfte der lotrechten Schnitte durch die Aufschüttung liegen, die sich also in jedem lotrechten Schnitt als Halbierungslinie des Schotterkörpers zeigt. Die geringe Zahl der Stellen, an denen wir im bayerisch-schwäbischen Hügelland die Unterkante des Hauptschotters bzw. der OSWM überhaupt kennen, zeigt uns aber, wie weit wir heute noch von einer sicheren Deutung der Tektonik dieses ganzen Gebietes entfernt sind.

Aus den Profilen ist bei aller Vorsicht der Annahme zu ersehen, daß wir Paartalabwärts nicht in das Liegende wandern, wie es vielleicht nach der Gumbelschen Karte den Anschein hat, sondern ins Hangende, d. h. also, daß wir es hier mit einer sicher nachträglichen Abbiegung nach N bis NE zu tun haben, die zwischen Aichach und Ober-Lauterbach noch kaum zu spüren ist, von hier aber nach Freinhausen etwa 40 m betragen mag, was einem Gefälle von 3 v. T. entspricht.

Wenn die Grenze zwischen den stark tonigen und den vorwiegend sandigen Schichten im Feinflinz, wie wir in Abb. 4 bei den Bohrungen 2–8 sehen, sich durch weitere Bohrungen tatsächlich als eine konstante, also eine stratigraphische Fläche erweisen sollte, so wäre damit eine geringe Einmuldung im Bereiche südlich von Berg im Gau erwiesen.

Der Hangend-Feinflinz zeigt zwischen Rehling i. Lechtal und Ober-Wittelsbach eine sehr gleichmäßige Höhenlage seiner völlig karbonatfreien Feinkieshorizonte, die über weite Strecken zusammenhängend verfolgt werden können. Nach NE dürfte auch in diesen Schichten erst eine geringere, dann eine etwas deutlichere Abbiegung erwiesen sein. Jedenfalls liegt das Paartal nicht in der Achse einer Mulde und auch das Donaumoos dürfte nur stellenweise an ganz flachen (nachmiozänen) Mulden Anteil haben. Der steile Abfall im W wie südlich der Paar ist aber ein rein denudativer.

Die stratigraphischen Verhältnisse am Südrande des nw. Hauptschotters und dessen Herkunft

Ähnlich schwierig liegen die Verhältnisse südlich des über Tag beobachtbaren Verbreitungsgebietes des HSch., also zwischen Mering, Dachau, Taufkirchen a. d. Vils und Wurmannsquick. Die Profile der Abb. 3 zeigen ein deutliches Einsinken der HSch.-Oberkante nach S und damit eine Mächtigkeitszunahme der hangenden Feinflinzschichten. Auch die Abnahme der Korngröße und des Dolomitgehaltes nach S wurde bereits erwähnt.

Wir würden nach den bekannten Bohrungen von Dachau, Garching und München¹ nicht versäumen, im Zwischengebiet die südliche Grenze dieser Geröllschüttung anzunehmen. Hierzu schenkt uns die Bohrung von Taufkirchen² neue Betrachtungsmöglichkeiten. Wird sie doch auch von A. Wurm als Beweis nicht nur des Eintauchens des HSch., sondern

¹ Reuter 1929.

² Siehe Andrée 1937.

vor allem seines Fortsetzens in großer Mächtigkeit nach S herangezogen, da ja auch für Wurm eine Fortsetzung irgendwie gegen die Alpen hin auf Grund des eindeutig alpinen Materials des Schotters nötig ist.

Tabelle 6
Die Schotteranalyse von Taufkirchener Bohrkernen
Bezogen auf Quarz = 100; Korngröße 2–4 mm

Probe	Höhe ü. NN	Quarz	Krist.	Dol.	Kalk	Sdst.	Hst.	Ton u. Mergel	Summe aller Nichtqu. außer Ton usw.
Taufkirchen:	m								
Bohrkern 13 .	415	100	9,7	8,8	Spur	2,1	1,3	20,8	21,9
Bohrkern 18 .	386,5	100	9,8	16,8	Spur	0,6	0,5	3,2	27,7
Bohrkern 25 .	351	100	13,0	43,8	Spur	1,0	0,2	15,3	58,0
Bohrkern 32 .	320	100	6,6	81,7	1,6	1,0	0,6	7,3	91,5
Bohrkern 41 .	275	100	5,1	46,3	2,0	1,3	0,6	0,6	55,3
Bohrkern 44 .	265	100	5,4	93,5	0,9	0,8	0,2	5,4	100,8
Bohrkern 50 .	233	100	2,1	3,2	—	—	0,8	8,7	6,1
Südl. Wartenberg.	445	100	17,0	10,2	Spur	1,6	3,1	0,5	31,9
Berghofen	425	100	33,5	344,5	1,0	8,0	0,5	5,4	387,3
Pfetrach	420	100	34,8	186,8	4,7	4,7	0,3	—	231,6

Zu dieser Tabelle ist noch zu ergänzen, daß zwischen 485 und 415 m der hangende Feinflinz, und zwar bis 458 m herab kalkfrei, dann kalkführend liegt und zwischen einer Höhe von 342 und 320 m, wie zwischen 287 und 265 m, unterbrochen von einer wenig mächtigen Kieslage, aus der Bohrkern 41 stammt, der Schotter von hauptsächlich mergeligen, nur z. T. tonigen Schichten unterbrochen wird (siehe dazu Abb. 9). Unter 233 m Höhe (Bohrkern 50) wird kein dolomitreicherer Schotter mehr erbohrt, wenngleich der Dolomit nirgends völlig fehlt. Ab 210 m Höhe etwa werden die tonigen Beimengungen im Schotter immer stärker, so daß man bei 181 m Höhe bereits von einem Ton-Kies-Konglomerat sprechen kann. Zwischen rund 176 und 164 m Höhe ist graugrüner Ton vorhanden, der von einer dolomitischen dunkelgrauen harten Schichte abgeschlossen wird, die Andrée (1937) als Basis der OSWM annimmt. Die Bohrung zeigt also eine erstaunliche Mächtigkeit des Schotters. In der Analyse sind folgende Beobachtungen zu machen:

Der Gehalt an Kristallin nimmt nach oben deutlich zu und zeigt ein Maximum in 350 m Höhe. Der Dolomitgehalt nimmt dagegen nach unten zu, aber nur bis etwa 250 m Höhe, also innerhalb eines Komplexes von rund 160–170 m Mächtigkeit, während im Liegenden der Dolomitgehalt und der Anteil aller anderer Gesteinsarten neben dem Quarz ganz unwesentlich werden, ohne daß hier eine geröllfreie Trennungslage auftreten würde. Ich glaube, daß diese Veränderungen im Geröllinhalt beachtenswert sind, wenngleich sie wegen der Lückenhaftigkeit unserer Kenntnisse nur teilweise ausgenützt werden können. Das Liegende können vor allem Aufbereitungsschotter aus älterer Molasse sein. Ins Hangende steigend können wir mehr und mehr die Einbeziehung zuerst der Vor- und Kalkhochalpen, später zentralalpiner Einzugsgebiete feststellen. Denn anders kann wohl die Zunahme zuerst des Dolomites (nicht schwarz, sondern grau), dann des Kristallins

nicht verstanden werden. Die Dolomitabnahme im Hangenden wird wohl, was der Bohrkern 41, der aus einer etwa nur 3 m mächtigen Kieslage innerhalb Mergelschichten stammt, deutlich zeigt, weniger auf geringere Zufuhr von Dolomitschutt als auf eine stärkere Durchschlammung, also auf einen langsameren Ablagerungsprozeß dieser Schichten zurückzuführen sein. Dies ist eine ganz allgemeine Beobachtung, die wir sowohl gegen das Hangende wie gegen die Randzonen der gesamten Aufschüttung wie ganz allgemein in solchen Partien, wo sich feinkörnige Schichten im Schotterpaket häufen, machen können.

Der Vergleich mit den anderen HSch.-Proben, die aus Aufschlüssen über Tag stammen, zeigt uns, daß der Dolomitgehalt in Taufkirchen selbst in großer Tiefe weit hinter dem in nördlicheren Gebieten, also vor allem in Berghofen und Pfettrach, die etwa im Hauptstromstrich gelegen sind, zurückbleibt.

Da der Schotter durchwegs alpines Material enthält, kann an seiner Herkunft aus S kein Zweifel sein. Während aber im E der HSch. bis an den Haunsberg reicht und deshalb wie aus der Geröllzusammensetzung die Herkunft von einem alten Salzachlauf anzunehmen ist und der nach W anschließende Schotter mit seinen typischen Öztaler Gesteinen von einem alten Inn abgelagert worden sein muß, ist die Beantwortung der Herkunft der Schotter westlich der Isen – Neumarkter Feinflinzzone fürs erste etwas hypothetisch, da die unmittelbare Verbindung bis zum Alpenrand, aber auch besonders typische Gerölle fehlen. Tiefbohrungen um Schwaben – Erding einerseits, um Indersdorf bis in die Gegend von Landsberg andererseits könnten diese Frage klären, müssen es aber nicht, da hier eine unmittelbare Fortsetzung bis zum Alpenrand auch in größerer Tiefe fehlen kann. Der nw. HSch. liegt nämlich so weit im Vorland, daß seine Ablagerung kaum mehr als Gefällsausgleich zwischen dem aufsteigenden Alpengebiet und dem zurückbleibenden Vorland aufgefaßt werden kann, sondern als reine Auffüllung der Vorlandsynklinale. Freilich spiegeln sich auch in diesem Falle die Bewegungen in dem groben Korn der Ablagerung wieder. Aber es ist hier schon ein wesentlicher Unterschied zwischen den alpennahen Geröllschüttungen der OSWM, zu denen der oberösterreichische Hauptschotter sicher noch zum größeren Teile gehört, und den alpenfernen Auffüllungen der Restsynklinale im N zu machen.

Es ist kurz darauf hinzuweisen, daß der nw. HSch. nicht von einer Sammelader des Vorlandes, wie Ampferer (1925) meinte, stammen kann. Dies schließt vor allem der Umstand völlig aus, daß wir im Geröllbestand keine Komponenten aus dem süddeutschen Schichtstufenland samt seinem Massivunterbau finden.¹ Es ist für damals der gleiche Zustand wie heute anzunehmen, daß südlich der Sammelader nur alpines, wenn auch manchmal völlig ausgelesenes Material vorhanden ist. Diese Sammelrinne muß also schon damals weit im N gelegen sein. Der HSch. stammt von alpinen Abdachungsflüssen. Warum die Aufschüttung zwischen den zwei ausgedehnten Seenplatten, im N längs des etwas nördlicher als heute gelegenen Albrandes und im S etwa zwischen Ammersee und Mühldorf – Wasserburg, in einem langen Streifen vor sich ging und nicht als stumpfer Schwemmkegel in einer der Seenlandschaften ihr rasches Ende fand, ist wohl am besten aus der damaligen Wassermenge der Alpenströme in einem mediterranen bis subtropischen Klima zu verstehen. Ähnliche Verhältnisse treffen wir heute bei ähnlichen Klimaten

¹ Also entgegen der Annahme von Reis (1918/19) und Schlosser 1926.

immer wieder. Es herrschten eben in unserer Gegend damals Zustände, die im Vorland eine breite Zone einer potamischen Fazies, wie dies Wasmund (1929) sehr gut geschildert hat, schufen. Die Strömung muß, da man noch bei Landau viele über 30 cm lange Kalkgerölle findet, eine ganz beträchtliche gewesen sein. Eine Verwilderung in zahlreiche mehr oder weniger parallel verlaufende Arme, aber nicht eine größere Anzahl verschiedener alpiner oder gar voralpiner Flüsse brachte ein breites Gebiet unter die Macht des Stromes und es ist, besonders am S- bzw. SE-Rande des Stromgebietes, eine Seitenerosion und damit eine schwach diskordante Lagerung des Schotter an jeweils etwas ältere Feinflinzschichten durchaus wahrscheinlich.

Der im NW aufschotternde Strom muß den Breitengrad von Freising zwischen Hilgertshausen (Ilm) und Velden (Vils) von S kommend gequert haben. Im Lechtal (Bobingen)¹ wurde bis zur Höhe 117,3 m ü. NN kein wesentlicher Schotterhorizont erbohrt. Im S schließt sich aber die Gegend der Münchener Hochebene als ein altes Stromgebiet aus, da hier die Bohrungen ebenfalls bis etwa 290 m ü. NN keine stärkeren Schotterlagen nachweisen konnten und nicht anzunehmen ist, daß der Hauptschotter etwa in gleichstarker Mächtigkeit wie in Taufkirchen noch tiefer auftritt. Östlich des Münchener Feinflinzgebietes kommen wir aber zu nahe an das alte Aufschüttungsfeld des Inn, das durch die Serpentine, Eklogite und Pseudotachylyte des se. Hauptschotter eindeutig zwischen Mühldorf und Kobernauser Wald erwiesen ist. Die Gegend westlich Mühldorf (s. Bohrung)² lag damals bereits außerhalb des Ablagerungsraumes des Inn. Zwischen Ampfing und Holzkirchen bleibt aber ein bedenklich schmaler Raum als neues Stromgebiet übrig. Dann ist es auch unverständlich, wie ein etwa bei Haag (Gars) ins nördliche Vorland mündender Abdachungsfluß in der gleichen Aufschüttungsperiode vom Kollbach bis zur Paar aufgeschottert haben mag. Dazu kommt aber als stärkster Einwand, daß einem östlich von München gelegenen Strom das nötige zentralalpine Einzugsgebiet fehlt. Dieses erfordern jedoch die häufigen zentralalpinen Gerölle, die, wie im Abschnitt 1 nachgewiesen ist, weder von einer Schwelle noch von der älteren Molasse hergeleitet werden können. Bis zu den Öztalern aber, deren Gesteine wohl weiter im E, nicht aber im ganzen nw. Hauptschotter gefunden werden, muß das Gebiet der Zentralalpen bereits damals nach E, also von einem alten Inn entwässert worden sein. Wo sollte da aber eine sogenannte Ur-Isar die zentralalpinen Gerölle herbekommen haben? Wir müssen also an einen noch weiter im W ins Vorland tretenden Fluß denken.

Schon die schotteranalytischen Querprofile zeigten in bezug auf die Mächtigkeit wie auf die Korngrößenveränderungen und den Veränderungen im Dolomit- (im kleinen Korn) bzw. im Kalkgehalt (im groben Korn) eine beachtenswerte Achse etwa von Reichertshausen über Landshut nach Dornach. Diese Linie, die ja zugleich die Längsachse der Gesamtverbreitung des HSch. im NW ist, gibt sicher ungefähr die Lage der Längsachse des Akkumulationsbereiches, d. h. also die Richtung des alten Stromes an. Während aber das Auskeilen der Schotter nach W und N, also der fazielle Übergang von Geröll zu Sand ein vollständiges ist, so daß man die Sandschichten des Paartales als korrelat dem HSch. und, was ja auch die überall zu beobachtende Kreuzschichtung des Sandes beweist, als potamische Ablagerung bezeichnen kann, können wir nach S bzw. SE, vor

¹ Nach Klein 1937.

² Nach Münichsdorfer 1923.

allem aus den Verhältnissen in der Taufkirchener Bohrung, nicht für das gesamte Schichtpaket diese Zustände annehmen, sondern es muß hier, da ja die Schotter in Taufkirchen aus dem W gekommen sind, zumindestens zeitweise eine diskordante Anlagerung an den im S und SE anschließenden Feinflinz stattgefunden haben. Diese erodierten Flinzschichten brauchen nicht wesentlich älter als die nachher in gleicher Höhe an ihrer Stelle abgelagerten Schotter gewesen zu sein, da ja die Seen-Sumpfwald-Landschaft an den Ufern des sich verbreiternden Flusses nicht viel höher, stellenweise vielleicht sogar etwas tiefer als die Stromau gelegen haben mag.

Für diese zeitweise nach S bzw. SE wirkende Seitenerosion spricht auch das Aussehen des Schotters in der Taufkirchener Bohrung, die über einem grüngrauen Ton zwischen 176 und 210 m Höhe ein regelrechtes Ton-Kies-Konglomerat zeigt, bis ab 230 m schließlich die Beimengung toniger Gerölle, die aus der nächsten Umgebung stammen müssen, mehr und mehr abnimmt. Dann tritt wieder in den obersten Lagen des Schotters (Bohrkern 13) ein ziemlich auffälliger Anteil an Flinzmergelgeröllen (Korn: 2–4 mm — 14,6 v. H.) auf, die eine Parallele im Vöttinger Schotter, südlich Freising, hat (30,5 v. H.). Ganz ähnlich ist die Erscheinung am E-Rand des Liegendschotters im Salzachgebiet, wo wir im oberen Talbach (westlich der Frankenburger Redl) in der Korngröße 2–4 mm 58 v. H. Gerölle von etwas sandigem Ton, wie er aus der OSWM bekannt ist, vorfinden, was hier ebenfalls auf seitliche Erosion des aufschotternden Flusses hindeutet.

Im allgemeinen zeigt die Analyse eine Abnahme dieser t.mergeligen, t.tonigen kleinen Gerölle gegen die Aufschüttungslängsachse und von hier nordwärts wieder ganz geringe Zunahme, die nur im Gebiet der beiden Laaber deutlicher wird.

Diese Diskordanz im SE ist wahrscheinlich nur in gewissen Horizonten, also besonders in den untersten Lagen des Schotters und dann wieder in dessen obersten Horizonten vorhanden und hat in beiden Fällen altersmäßig sicher nur eine geringe Sprunghöhe. Sie ist eine typische Erscheinung eines plötzlicheren faziellen Wechsels und ist der bekannten Kreuzschichtung in fluviatilen Ablagerungen verwandter als der echten Diskordanz zweier altersverschiedener Schichtpakete.

Die stratigraphischen Verhältnisse sprechen also, trotz der bedeutenden Mächtigkeit des HSch. bei Taufkirchen, nicht gegen die durch alle anderen Überlegungen gewonnene Einsicht, daß der nw. HSch. von einem Flusse, der westlich des Münchener Feinflinzgebietes ins Vorland strömte, stammen muß. Wenn wir die orographischen Verhältnisse des in Frage kommenden Einzugsgebietes betrachten und vor allem die geröllpetrographischen Ergebnisse mitsprechen lassen, so gibt es nur die eine Möglichkeit, den nw. Schotter von einer alten Loisach herzuleiten. Möglicherweise war an der Aufschüttung auch der Lech beteiligt, doch konnte er kaum jemals ein zentralalpines Einzugsgebiet besessen haben, und sein Anteil an der Aufschüttung kann, weil im HSch. die zentralalpine Beimischung überall gleichmäßig auftritt, nur eine verhältnismäßig unbedeutende gewesen sein. Viel eher stammen die in der Schongauer Umgebung bekannten Schotter der OSWM, die den Alpenrandtyp zeigen, also eine Flyschkalknagelfluh darstellen, vom Lech. Diese reiche Beimengung aus den Flyschalpen und das völlige Zurücktreten der zentralalpinen Gerölle zeigt sich auch sehr auffallend ganz im N, von wo uns R. Schnetzer (1937) eine sehr interessante Vergleichstabelle vorlegt, die im Gebiete des unteren Lechs eine deutliche

Zunahme des Anteils der Flyschgesteine wie der kalkalpinen Gerölle im Flinz von W gegen E und eine gleichgerichtete Abnahme des Quarzes vor allem, aber auch des Kristallins anzeigt.

Wir kommen also heute zu dem vorläufigen Schluß, daß im Obermiozän das Paznaun- und das Stanzer Tal, die Inntalstrecke zwischen Landeck und bei Imst und die Talung, die sich heute im Gurgltal, über den Fernpaß, das Lermoos, den Ehrwaldpaß zur oberen Loisach erstreckt, von einem großen Fluß entwässert wurden, also einer obermiozänen Loisach, die den nw. Hauptschotter im Vorland abgelagert hat. Der Inn war über den Pillerpaß von Prutz bis gegen Karres geflossen, was ja keine neue Annahme darstellt.

Das geringere zentralalpine Einzugsgebiet der alten Loisach gegenüber dem Inn macht sich auch in dem durchschnittlich kleineren Prozentsatz der kristallinen Gerölle im nw. gegenüber dem se. Hauptschotter ganz charakteristisch bemerkbar.

In der Talung von Imst bis zum heutigen oberen Loisachtal sind außer den niedrigen Sätteln – Fernpaß (junge Verbauung durch riesigen Bergsturz) und Ehrwaldsattel – eine Reihe von breiten Verebnungen bekannt geworden, die besonders F. Machatschek (1933) beschrieben hat. Sie liegen demnach rund 450 m unter den Altflächen in 1550–1650 m (so der Untere Sießenkopf 1562 m bei Nassereith, am Brunnwaldkopf 1560 m, am Westhang des Wannig u. a.). Diese Verebnungen sind natürlich nicht gleichaltrig mit der Vorlandschüttung zur Flinzzeit, sie zeigen aber an, daß nach dem Ende des Miozäns oder zu Beginn des Pliozäns ein größerer Fluß die Talung in einer einheitlichen Richtung (nach N) benutzt hat.

Die Loisach muß damals aus der Murnauer Gegend gerade nach N geflossen sein und erst in der Vorlandmuldung, also etwa zwischen Dachau und Petershausen nach NE umbogen sein. Nach Abschluß der HSch.-Ablagerung war die Vorlandmuldenzone nach S gewandert. Ihre Längsachse ist nachher dort zu suchen, wo die hangenden Ablagerungen (Feinflinz) am mächtigsten sind, also etwa längs der Maisach und der Isen. Die axiale Einmuldung dieser Zone liegt aber östlich der Münchener Hochebene, was ein Vergleich der Mächtigkeit deutlich zeigt: bei Petershausen etwa 30 m, bei Massenhausen knapp 50 m, bei Taufkirchen aber über 100 m und nördlich Mühldorf noch gegen 100 m.

Ich habe schon darauf hingewiesen, daß eine unmittelbare Fortsetzung der Vorlandhauptschotter bis zum Alpenrand nicht nötig ist, da wir es zumindest im ganzen westlichen Gebiet mit der letzten Auffüllung der großen Synklinale zu tun haben. Die bekannten Nagelfluhen der OSWM in der Nähe des Alpenrandes (Schönau, Peißenberg, Tischberg, Mangfall usw.) stehen in keinem räumlichen Zusammenhang mit den großen Stromgebieten, die den Hauptschotter im Vorland abgelagert haben. Sie dürften auch talab nicht bis zu den Stromauen jener Flüsse gereicht haben. Sie sind, was die grundverschiedene, in sich aber einheitliche Geröllzusammensetzung (vorwiegend Flyschgesteine und nur ganz geringer Anteil von Quarz und kaum Kristallin) beweist,¹ die Ablagerung kleinerer Abdachungsflüsse aus den nördlichen Kalkalpen, bedingt durch den Gefällsknick während einer Alpenhebung. Zwischen ihnen aber bestanden schon damals die Stromgebiete der großen, aus dem Inneren der Alpen kommenden Flüsse, die den Gefällsknick am Alpenrand mehr oder weniger ohne

¹ Darüber v. a. bei Weithofer (1912), Boden (1925 und 1931), Erb (1922), Kraus (1928), Wasmund (1929) u. a.

größere Geröllschüttung überwinden konnten, die aber im Senkungsfeld des Vorlandes, vielleicht auch durch die Hebungerscheinungen im Gebiete der mitteldeutschen Massive und des Schichtstufenlandes gestaut, ihre starke Geröllführung abgeben mußten. Im E, wo die Senkungszone nahe an den Alpenrand herantritt, verbinden sich die Erscheinungen des Gefällsausgleichs am Alpenrand und der Auffüllung der Einmuldung, so daß wir den Hauptschotter hier zwar auch in großer Mächtigkeit weit ins Vorland antreffen, ihn andererseits aber auch in völlig gleicher Geröllzusammensetzung bis an den Alpenrand verfolgen können.

3. DIE STELLUNG DES HAUSRUCKSCHOTTERS ZUM HAUPTSCHOTTER IM ÖSTLICHEN NIEDERBAYERN

Die Tatsache, daß der graue Schotter der Innleite (Julbach, Marktl usw.) und der sogenannte „Quarzrestschotter“ der Inn-Rott-Platte ein Komplex sind, wurde schon im zweiten Abschnitt erörtert. Ebenso kann ich nicht von der Ansicht der Einheit des ostbayerischen HSch. und des sogenannten Hausruckschotter in OÖ (welche ich, ausgenommen die „Quarzrestschotter“, u. a. mit Wurm teile, die aber von E. Kraus in einer näheren Aussprache abgelehnt wurde) abgehen, da sie stratigraphisch wie geröllpetrographisch erwiesen ist.

Es steht gewiß fest, daß z. B. der Schotter bei Marktl oder in Julbach, der hier wie dort unmittelbar auf den Onkophorasanden liegt, älter sein muß als der Schotter in Haag am Hausruckostrand, der hier auf einem mächtigen Komplex der Ton-Flöz-Schichten ruht, und in dem in letzter Zeit die Funde von *Mastodon longirostris* Kaup. (bzw. von Übergangsformen zu *M. arvernensis*) gemacht worden sind.¹ Aber diese Altersverschiedenheit liegt vor allem darin begründet, daß man innerhalb der OSWM nach E bzw. NE dauernd ins Hangende wandert. Westlich wie östlich des Inn sind die Schichten, die stratigraphisch zum Schotter in Julbach gehören, genau so vorhanden, wie auf beiden Seiten des Inn jene Schichten, die dem Haager Horizont entsprechen.

Das Auffallendste an dem schotteranalytischen Profil in Abb. 5 ist der Dolomitreichtum längs der Linie Perach-Julbach-Mattighofen-Friedburg, der im eigentlichen Hausruck plötzlich in einen ausgesprochenen Kalkanteil übergeht. Der Unterschied zwischen den Schottern über und unter der Ton-Flöz-Lage längs des Abfalls des Kobernauser Waldes nach S, der in den Aufschlüssen immerhin zu beobachten ist, tritt in der Analyse stark zurück. Die kleinen Korngrößen zeigen hier überall den großen Dolomitanteil und die Kalke, die man im hangenden Schotter bei den größeren Geröllen vielleicht etwas häufiger findet als im liegenden, sind fast vollkommen verschwunden. Hingegen treffen wir weiter im E, also im eigentlichen Hausruck, den Dolomitschotter nur mehr im Liegenden der Flözschichten, während im Hangenden hier überall ein neuer Typ, der kalkreiche, aber dolomitarme Schotter auftritt. So ist auch das Aufbereitungsbild des Schotter² im W

¹ Siehe Kerschner (1923 und 1925) und Kinzl 1927.

² Das Aufbereitungsbild eines Schotter zeigt sich bei der Schotteranalyse in einer regelmäßigen Abnahme der „weicheren“ Komponenten gegenüber den „härteren“, und zwar mit Abnahme der Korngröße an Ort und Stelle wie in ein und derselben Korngröße in der Richtung flußab. Störungen dieses Aufberei-

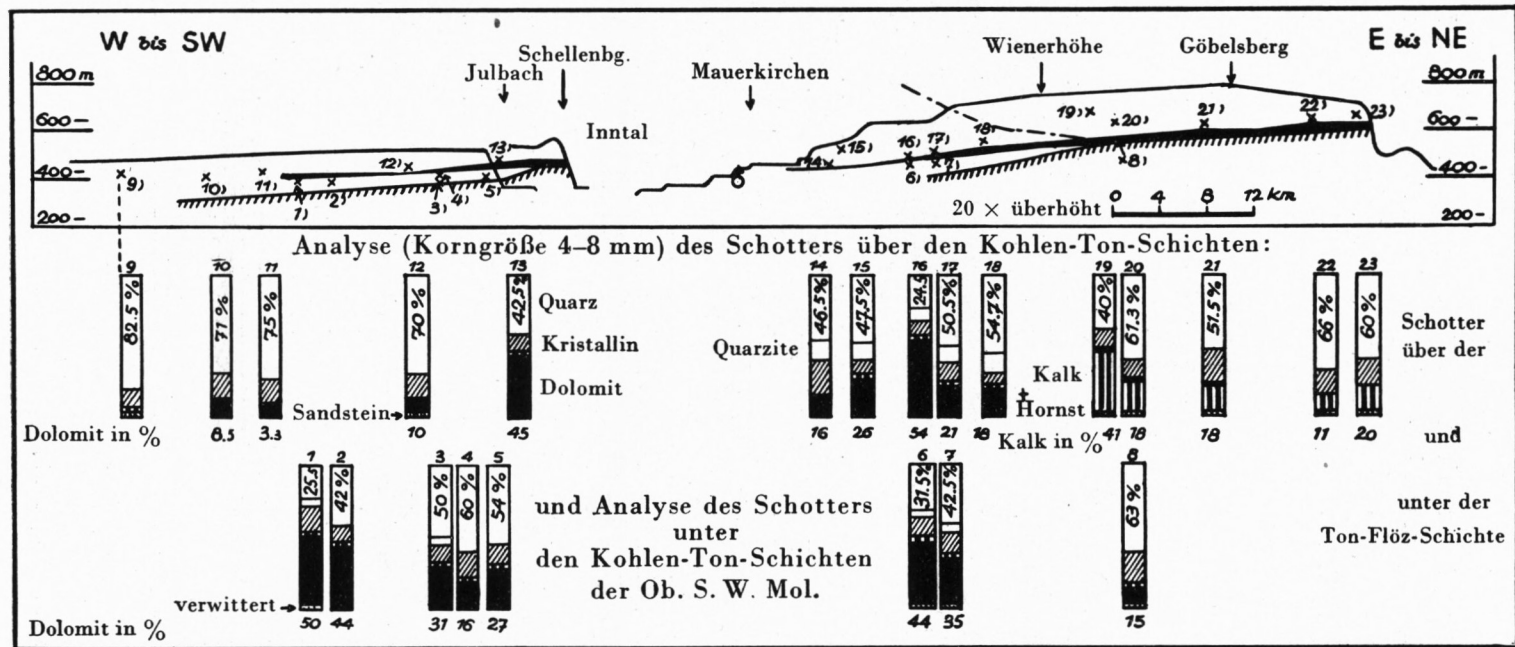


Abb. 5. Schotteranalytisches Profil durch den südöstlichen Hauptschotter

ein anderes als im E, indem die Dolomite wegen ihrer Widerstandsfähigkeit noch bis zur Korngröße 1–2 mm im Hundertsatz zunehmen, der Kalkanteil aber mit Verkleinerung des Kornes rasch abnimmt. Die kleinen Kalkgerölle sind hier nur selten frisch, sehr oft ausgehöhlt und zumeist ist der Kalkzement weit häufiger vorhanden als im Kobernauser Wald oder in Bayern. Der Dolomit hingegen bleibt noch im kleinsten Korn ziemlich frisch, also mit einer glatten Abrollungsoberfläche, und lieferte daher auch weit weniger Staub für den Verkittungszement. Dazu kommt der innerhalb des dolomitführenden Schotters besonders in der Munderfinger Gegend beobachtete Unterschied zwischen hangendem und liegendem HSch., indem dieser sandreicher ist und daher gar nicht verkittet ist, während der über dem Tonband aufgeschlossene Schotter überall eine leichte Konglomerierung zeigt. Ein gewisser Übergang ist somit zwischen dem HSch. im Kobernauser Wald und dem im Hausruck gegeben.

Es ist also aus der Abb. 5 eine wichtige Grenze längs der eingezeichneten Dolomitmalklinie zu ersehen, längs der sich Dolomit und Kalk, die in diesem Falle als „Leitgerölle“ gelten können, in ihrem ganz vorwiegenden Auftreten ablösen.

Ferner ist aus dem Profil zu ersehen, daß die in Oberösterreich durchziehende (in ihrer Mächtigkeit allerdings stark wechselnde) Tonflözschicht westlich des Inn in ganz ähnlicher stratigraphischer Lage vorhanden ist. Die Vermutung, daß auch in Bayern ein sogenannter „Liegendschwemmkegel“, also im Liegenden dieses Ton-Flöz-Horizontes festgestellt werden könnte,¹ wurde vor allem durch die Untersuchungen von Wieseneder auf Blatt Birnbach und von Zöbelein auf Blatt Pfarrkirchen,² wo die Basistone der OSWM gegen W von weiteren Schottern unterlagert werden, bestätigt, so daß ich mich zu einer neuerlichen Begehung des in Frage kommenden Gebietes um Eggstetten und Hadermann entschloß. Die Ergebnisse mögen im Anschluß dargestellt werden.

Wie die Abb. 6 zeigt, ist die Aufwölbung im Raum Hadermann–Eggstetten¹ wohl vorhanden und wird besonders durch die hohe Lage der Schotterkappe bei Hadermann deutlich. Doch ziehen, was ich erst jetzt feststellen konnte, die verhältnismäßig tiefliegenden Schotter nördlich Eggstetten wie die bei Mooseck unter die bis 25 m mächtig werdenden Ton-Sand-Lagen, die ab 476 m das Liegende des Hadermannschotters bilden. Diese Schotter sind durch das ganze Tal des Antersdorfer Baches zu verfolgen. Der HSch. wird also durch die geröllfreie Zwischenlage gegliedert, die Basis der OSWM liegt aber im ganzen Gebiet ziemlich gleichmäßig hoch, dacht nur wie auch weiter im E etwas nach dem Inn ab. Der liegende Schotter wird am steilen Osthang in fast allen Gräben unter der wasserstauenden Tonschicht aufgeschlossen, die wir auch noch im N im Tälchen zwischen den Einödhöfen Weiermaier und Stempl in 460/5 m finden. Der flachere Westhang zeigt in guten Aufschlüssen nur den Schotter, der bei Derschlhof bis knapp über 450 m, westlich Aign bis 451 m, südlich Grafußing bis etwa 446 m herab aufgeschlossen ist und der bei Mooseck schließlich bis etwa 435 m herabreicht. Die oberflächlich stark verlehmtten Sande

tungsbildes deuten stets auf Einflüsse von außen, so entweder auf reiche Schutzzufuhr aus einem neuen Gebiet oder auf stärkere Verwitterungs- und Lösungserscheinungen nach Ablagerung des Schotters. Darüber siehe v. a. Zeuner (1928) und Berger (1931).

¹ Graul 1937.

² Nach freundlicher mündlicher Mitteilung von H. Wieseneder. Es ist also im W kein völliges Auskeilen der OSWM-Tone gegen das Rottal vorhanden, wie Wurm (1937) vermutet.

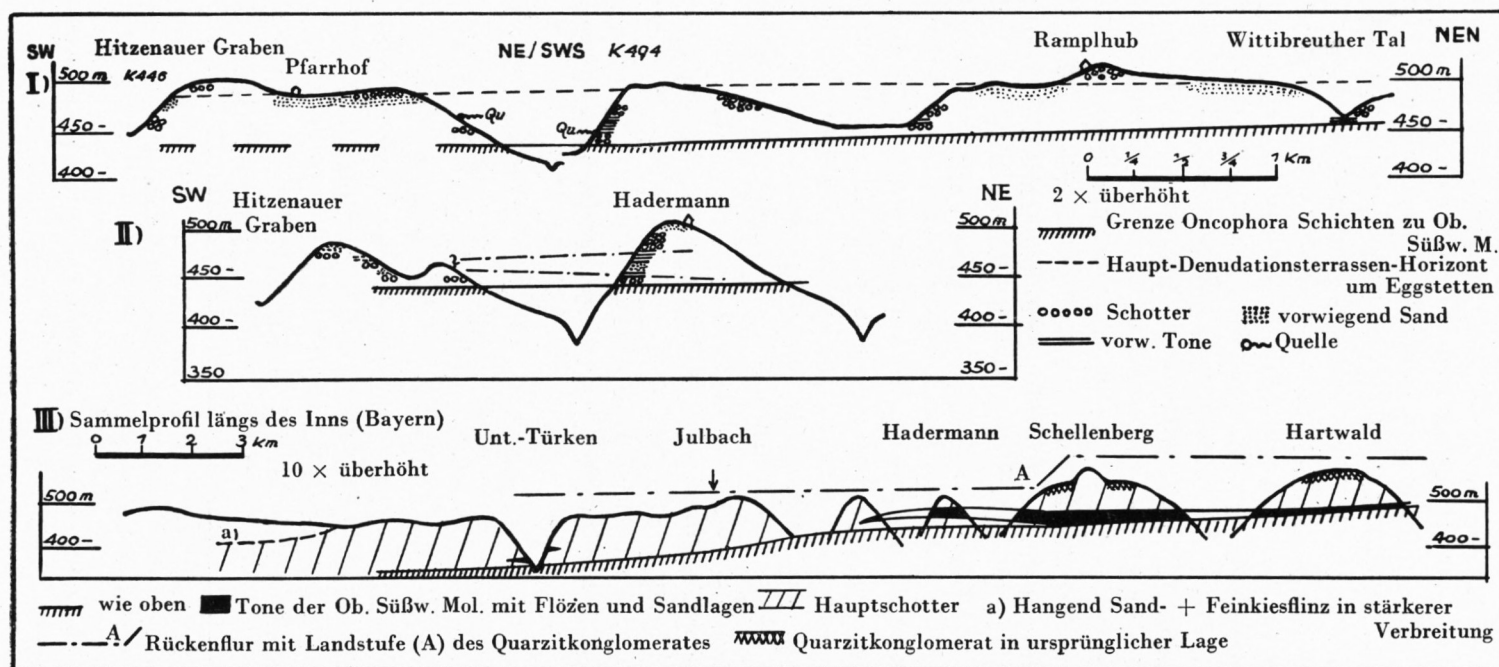


Abb. 6. Die Lage der Ton-Flöz-Schicht im Hauptschotter auf bayerischer Seite

von Pfarrhof gehören nicht in diesen Tonhorizont, der westlich Hadermann nur an seiner Basis etwas Sand enthält, sondern, wie die Profile zeigen, in eine höhere Lage, und zwar einem hier ziemlich verbreiteten Sandhorizont, der mit Höfen und Äckern besetzte Denudationsterrassen in schöner Ausbildung zeigt. Die Liegendschotter sind am Osthang des Antersdorfer Tales westlich Hadermann zwischen 442 und 455 m vorhanden, während westlich der K 494 ihre Grenze zu den hangenden Tonen (überall als deutlicher Quellhorizont zu erkennen) bei etwa 458 m liegt. Sehr gut sind diese stratigraphischen Verhältnisse auch im nächsten Tale gegen E bei Scheuersberg zu beobachten. Westlich des Weilers ist die Überlagerung des Schotters, der bis 452 m herab offen ist, durch stark tonigen Sand in einer Höhe von 456 m im Aufschluß zu sehen. Dieser Horizont wird, wie höhere Aufschlüsse zeigen, wieder von Geröllen überlagert.

Wir können also feststellen, daß jene weiter im E und N bekannte Schicht von Tonen der OSWM, in der bereits Gumbel (1887) die Braunkohlenflöze des Aichtales beschrieben hat, nach W von weiteren Schottern unterlagert wird, die, wie die schotteranalytischen Profile in Abb. 1 angeben, im frischen Zustand die gleiche Geröllzusammensetzung (reiche Dolomitführung mit bunter Beimischung alpinen Kristallins) vorweisen wie die hangenden Schotter. Oder: wir sehen in der Inn-Rott-Platte die gleichen Verhältnisse wiederkehren, wie sie uns in Oberösterreich begegnen: nach W bzw. SW ein Eintauchen des durchziehenden Ton-Flöz-Horizontes in den Hauptschotter.¹

Diese Verhältnisse machen es ganz unmöglich, längs einer Linie Hitzenau-Eggstetten die Westgrenze eines ins Obermiozän eingelagerten Schwemmkegels des Quarzrestschotters anzunehmen, an dessen Stelle vor seiner Ablagerung zwar die widerstandsfähigeren „Groschotter“ ausgeräumt wurden, während die weichen Tone gerade nicht mehr oder nur sehr wenig erodiert worden sind. Diese Annahme findet sich bei Wurm (1937, siehe schematisches Profil S. 303). Ebenso kann umgekehrt längs dieser Linie nicht der seitliche Erosionsrand eines im W und S aufschotternden Flusses (Marktler und Hausruckschotter) sein, der in den Schichtkomplex Oncophorasand + geröllfreies Obermiozän nach NE vorgeschoben wurde. Diese Ansicht legte mir E. Kraus brieflich und mündlich vor. Nach ihr soll sich nach Ablagerung dieser „Vollschotter“ diskordant die obermiozänen Tone und der Quarzrestschotter, ebenfalls von S hergetragen, gelagert haben.

Wir haben es hingegen hier nur mit einer Muldenauffüllung zu tun, nämlich der des Liegendschwemmkegels in den Oncophora + Schlierkomplex. Diese Einlagerung findet sich im gleichen Horizont diesseits und jenseits des Inn. Darüber lagert sich in verschiedener Mächtigkeit ein geröllfreier, hauptsächlich toniger, z. T. flözführender Horizont, der am dünnsten in den Hauptstromstrichen, am mächtigsten aber in den toten Winkeln zwischen den Stromgebieten (im ganzen Bereich zwischen Burghausen und Laufen) wie in den benachbarten Randlandschaften der alten Stromauen (im sö. Hausruck und in einem Streifen von Schellenberg-Hartwald bis Pfarrkirchen und Dietersburg) entwickelt

¹ Hierzu auch die Angabe Münichsdorfers (1923) von der Bohrung Neuötting (Bahnhof): unter Mergel und Sanden zwischen etwa 348 und 357 m, über denen also der Hauptschotter von Kager, Westerndorf usw. liegt, folgen weitere 28 m „Quarzkies“. Sehr wahrscheinlich handelt es sich bei den Schichten zwischen 348 und 357 m um den gleichen Horizont wie im E. Es ist die geschilderte Ton-Sand-Zwischenschicht, die nach E schließlich die Basisschicht des HSch. bildet.

ist. Die engeren Stromgebiete lagen im SE für die alte Salzach etwa bei Mattighofen und Munderfing, im W für den alten Inn etwa zwischen Stammham und Perach, da wir weiter westlich wieder reichliche Toneinlagerungen in dem HSch. antreffen. Sie zeigen uns an, daß dieses Gelände zeitweise außerhalb der aufgeschotterten Strecken zu liegen kam (so bei Eisenfelden, Bohrung Neuötting, bei Steinhöring, Winhöring usw.).

Die Altersverschiedenheiten innerhalb des sö. Hauptschotter

Hier sollen einige Überlegungen über die Altersverschiedenheiten und die sich scheinbar widersprechenden Auflagerungsdiskordanzen als Erscheinungen der langen Dauer der Vorlandaufschotterung angeschlossen werden, welche die stratigraphischen Verhältnisse innerhalb der OSWM vielleicht noch etwas klären können.

Jeder Schwemmkegel, dessen Bildungsursache hauptsächlich flüßauf liegt,¹ hat die Eigenschaft, daß man gegen seine Ränder hin stets ins Hangende wandert, d. h. umgekehrt: wo an der Basis der Aufschotterung die jüngsten Schichten angetroffen werden, dort ist der Fuß, wo die ältesten, dort ist die Wurzel des Schwemmkegels. Diese einfachen Verhältnisse dürfen wir zumindest in Oberösterreich annehmen, da dort der HSch. bis an den Rand der Flyschalpen, nur auf einer recht kurzen Strecke unterbrochen, verfolgt werden kann. Hierzu die folgende Tabelle.

Tabelle 7
Analyse für die Korngröße 4—8 mm. Hundertsatz

Ort	Quarz	Quarzit	Krist.	Kalk	Dolomit	Roter Sandstein	Hornstein	Rest
Steinbach, Oichtental ²	38,6	kaum	15,0	3,9	40,0	0,1	0,3	2,0
Türschamerberg, unten	30,6	4,8	13,8	etwa 4,0	40,8	0,2	0,4	5,4
Friedberg, oben .	47,8	13,4	8,0	Spur	16,1	1,3	0,4	13,1

In Oberösterreich wächst der Schwemmkegel in ein tektonisches Muldenfeld hinein. Dieses wird mit Tonen und Braunkohlen langsam aufgefüllt, in den alten Hauptstromgebieten aber von den Geröllmassen aus den Alpen, welche sich nach einer kurzen Unterbrechung (die Tonschichten) fast über das ganze Gebiet ausbreiten, die ganze Mulde zuschütten und schließlich über sie hinaus das talab gegen das Massiv zu liegende Erosionsgebiet ebenfalls noch erreichen. Diesen Vorgang können wir bei einem eingehenderen Studium der Flöz-Ton-Schichten erkennen. Sie nehmen von Munderfing gegen den Göbels-

¹ Geröllüberlastung durch klimatische oder tektonische Ursachen im oberen Einzugsgebiet.

² Der Schotter ist durchaus nicht feinkörniger als der Hausruckschotter, wie Göttinger (1934 und 1936) angibt. Er dürfte seinem ganzen Aussehen nach (ähnelt stark dem Schotter, der auf der Wiener Höhe im Kobernauser Wald liegt, also in 756 m Höhe) nicht der liegenden Abteilung des oberösterreichischen HSch. angehören, wie ich zuerst (1937) nach Göttingers Angabe annahm, sondern weit eher gerade seinen hangenderen Partien.

berg von 4 m auf etwa 28 m zu, bei Thomasroith betragen sie aber schon gegen 40 m und weiter östlich nimmt ihre Mächtigkeit wieder sichtbar ab, indem sie bei Wolfsegg kaum über 20 m, bei Haag etwa 12 m betragen.¹

Über einem meist hellen Ton folgt das Unterflöz, am mächtigsten im Göbelsberger Rücken entwickelt. Darüber folgt eine schwarze Tegelschichte, die im ganzen Göbelsberger Revier äußerst schwach bleibt, auch in der Breite von Thomasroith nirgends bedeutend ist, aber weiter östlich (Wolfsegg) bis zu 6 m¹ mächtig wird. Bei Haag sind alle diese Schichten noch nicht vorhanden. Die Muldenachse lag also damals mehr im SE. Das darüberliegende Flöz (Mittel-) zeigt etwa die gleiche Verbreitung und wie die liegende Schicht die größte Dicke im E (bei Wolfsegg gegen 5 m). Im Hangenden folgen nun überall blaue Tegel, die aber im Streifen Thomasroith-Hötzing die größte Mächtigkeit besitzen, ebenso wie die hangenden Sande, die zwischen Thomasroith und Lukasberg festgestellt worden sind, während sie weiter nördlich fehlen. Bei Thomasroith erreichen die blauen Tegel 12 m, die Sande 13 m, in Lukasberg sogar fast 20 m. Die Mulde hat sowohl nach W, wo diese Lagen über dem mittleren Flöz vollkommen fehlen und sofort der Hausruckschotter folgt, als auch gegen E, wo nach wenigen Metern blauen Tegels (so Wolfsegg, Bergern, Haag) ebenfalls der HSch. kommt, stark an Raum verloren. Im W war ohne Zweifel die Aufschüttung im Vordringen und überdeckte langsam fortschreitend den Sumpfwald, im E aber dürfte das Gelände einer neuerlichen schwachen Abtragung unterlegen gewesen sein.² Das oberste Flöz finden wir dann nur mehr im Raum Thomasroith-Urhammerberg, nach S wieder auffallend an Dicke zunehmend. Etwa im gleichen Gebiet, vielleicht noch etwas enger gezogen, finden wir noch schwache Zwischenlagen zwischen dem obersten Flöz und dem HSch., der dann allmählich auch dieses Muldengebiet überfahren hat, bis er schließlich nach Haag und Wolfsegg vorrückte, die Abtragungslandschaft, die vorher hier bestanden hat, ebenfalls zuschüttend.

Im Profil Munderfing-Henhart scheinen die Verhältnisse so gelegen zu haben, daß der Schotterkegel nach N in ein hauptsächlich der Abtragung unterliegendes Gebiet vorgerückt war, da wir im N überall die Flözschicht vermissen und den HSch. auf den Oncophorasanden, und zwar deutlich diskordant aufgelagert sehen.³

Die geschilderte Entwicklung wird in dem schematischen Profil auf Abb. 7 noch verdeutlicht.

Es ist also nicht möglich, den Schotterkörper als Ganzes vollkommen getrennt von dem Komplex der geröllfreien „Liegendschichten“ zu betrachten. Es besteht hier ein inniges Verhältnis zueinander, das bei der Zuweisung des altersgleichen Horizontes der Vortiefe zum entsprechenden Horizont des Schotterkörpers besonders klar vor Augen tritt.⁴

¹ Aus den Aufzeichnungen der Wolfsegg-Trauntaler Braunkohlen AG, die mir freundlichst zur Verfügung gestellt wurden. Die weiteren Angaben im folgenden finden sich auch weitgehend bei Petrascheck (1924), Wallisch (1936/37) und neuere Ergebnisse bei Götzinger (1924).

² Sehr klar ausgesprochen bei Petrascheck (1924). Nach ihm auch bei Wallisch (1936/37).

³ Siehe nähere Angaben v. a. bei Götzinger (1924–26, 1928 und 1935).

⁴ Ich möchte mich also besonders gegen die Annahme einer postmiozänen Faltungs- und Einebnungsperiode (Gundlach und Teichmüller 1936, aber auch Wurm 1937) vor Ablagerung des Hausruckschotters aussprechen. Sie isoliert die einzelnen Ablagerungen der OSWM in Oberösterreich völlig voneinander, was m. E. durch die geröllpetrographischen und stratigraphischen Beobachtungen nicht be-

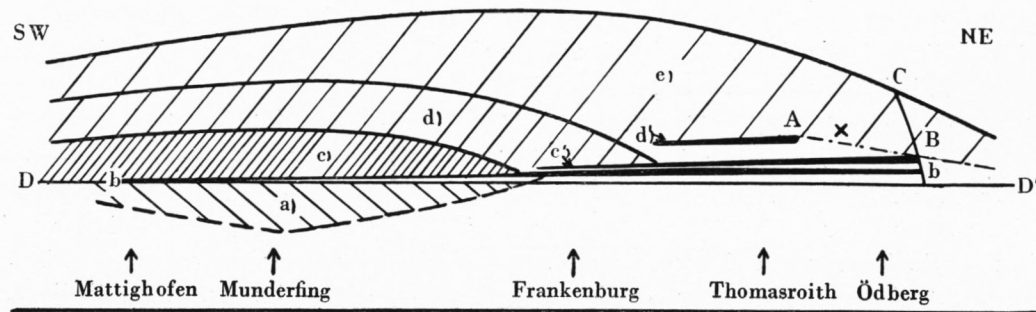


Abb. 7. Der Aufschüttungsvorgang in Oberösterreich

Alle Schichten bezogen auf die Linie D-D' = Unterkante der durchziehenden Ton-Flöz-Schichte

a) = Liegendschwemmkegel

b) = Das Unterflöz mit seinem Liegenden

c-c') = Das Mittelflöz und der ihm und seinen Liegendtonen korrelierte Schotterkegel

d-d') = Das Oberflöz und der ihm und seinen Liegendtonen und -sandten korrelierte Schotterkegel

e) = die obersten und weitest reichenden Lagen des Schotterkegels

A-B = diskordante Auflagerung in der äußersten Randzone, die nach der Bildung des Oberflözes schon in das Abtragungsgebiet einbezogen war

B-C = heutiger Steilabfall des Hausruck

x = stratigraphische Lage der Fundstelle von *Mastodon longirostris*, bzw. Übergangsform zu *Mast. arvernensis* bei Haag

In der Gegend zwischen Inn und Rott und nördlich dieser haben wir ganz ähnliche Verhältnisse wie im Kobernauser Wald. Über einen Schwemmkegel, dessen Ostgrenze etwa von Anzenkirchen über Wittibreuth nach Mooseck zieht,¹ breitet sich die Tonlage mit dünnen Flözen. Darüber wächst gegen N und E der obere Schwemmkegel, bis er ebenfalls das Abtragungsgelände im N, in dem die Tone entweder nie abgelagert worden oder in der Zwischenzeit der Ausräumung zum Opfer gefallen waren, überdeckt. Es handelt sich dabei um ein relativ kleines Gebiet zwischen Steinkart und Tilbach. Den Vorgang und das heutige Bild nach der Heraushebung zeigen die beiden schematischen Profile in Abb. 8.

Nach W, wo sich die voralpine Muldenzone ganz beträchtlich verbreiterte, finden wir eine ziemlich geschlossen auftretende linsenförmige Einlagerung des HSch. innerhalb des gesamten Schichtpaketes der OSWM. Die Verhältnisse wurden bereits oben näher erläutert.

stätigt wird. Die Kleinstörungen der Kohlschichten wurden schon von Wagner (1878), dann sehr eingehend von Petrascheck (1924), aber auch von Götzinger (1924, 1935 und 1936/Führer) als sekundäre und viel jüngere Erscheinungen erklärt.

¹ Die Quarzschotter, die Wurm und Münichsdorfer vom Schellenberg in 430 m nennt, könnten noch ein östlicher Ausläufer dieser Liegendschotter sein. Die Höhenangabe ist allerdings etwas tief, da ich im Mitterberger Graben die Oncophoraschichten noch über 440 m Höhe antraf. Bei 450-455 m etwa schneidet der Bach bis 3 m hohes stark zersetztes Geröll an, das ich eigentlich für eine Denudationsdecke, die ich an anderen Stellen durchaus ähnlich mächtig beobachtet habe, hielt. Vielleicht gehört dieser Schotter aber ebenfalls hierher.

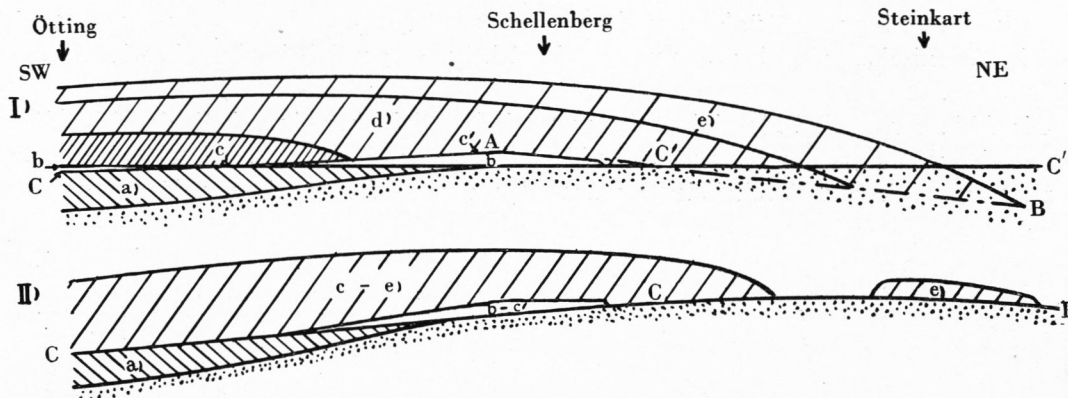


Abb. 8. Der Aufschüttungsvorgang in Niederbayern (I) und heutiges Bild nach der Hebung und der randlichen Zerschneidung (II)

C-C'-C'' = Bezugsfläche = Unterkante der Flöz-Ton-Schichte der Ob.S.W.Mol.

a) = Liegendschwemmkegel

b) = Die unteren Glieder der Flöz-Ton-Lage

c-c') = die hangenden Teile dieser Lage mit dem korrelierten Schotter

d-e) = hangendere Teile des Hauptschotterkegels

A-B = diskordante Auflagerung der Randzonen des Hauptschotters infolge Überdeckens der im NE gelegenen Abtragungslandschaft

4. DAS ALTER DES NW. UND DES SÖ. HAUPTSCHOTTERS

Ich möchte nun kurz zusammenfassen, was wir nach dem heutigen Stand der Kenntnisse in der Altersfrage der Haupthorizonte innerhalb der OSWM des Vorlands (im weiteren Sinne) sagen können, ohne dabei die Unsicherheiten unerwähnt zu lassen.

Wurm (1937) hat ein höheres Alter des nw. Hauptschotters gegenüber dem sö. angenommen. Sowohl die schotteranalytischen Profile wie die vertikalen Schichtprofile durch die gesamte OSWM zeigen aber, daß 1. beide Schotterkomplexe etwa im gleichen Horizont liegen und etwa im gleichen Horizont ihre größte Ausdehnung haben und 2. im NW wie im SE im Hauptstromgebiet der Schotter wenig über der Basis der OSWM (im Hangenden der Oncophorasande) beginnt, 3. hier wie dort eine weiter verbreitete (mit Flözen und stellenweise Sanden), nach W dazu noch eine zweite, enger begrenzte¹ geröllfreie Tonzwischenlage vorhanden sind, die weitgehend eine Parallelisierung erlauben.

Verschieden ist allein die Dauer der grobkörnigen Ablagerung nach oben, die im alten Loisachgebiet etwa um die gleiche Zeit aufhört wie im Inngebiet, während die Salzach noch länger aufschüttet. Da die Salzach an der Ablagerung des Munderfinger Liegendschotters mitbeteiligt gewesen sein muß, lagert sie in der Epoche der OSWM verhältnismäßig am längsten von allen aus den Alpen kommenden Strömen grobes Material im Vorland ab. Die Mächtigkeit der kaum durch feinkörnige Schichten unterbrochenen Schotterdecke beträgt hier heute an 300 m, während

¹ Siehe dazu die Bohrung von Taufkirchen.

sie zwischen Ötting und Mühlendorf höchstens 100 m beträgt (bei Markt noch gegen 150 m) und in Taufkirchen, unterbrochen von zwei mächtigeren geröllfreien Lagen, wieder etwas über 200 m.

Die Abb. 9 gibt die Mächtigkeit der wesentlichen Schichten innerhalb der OSWM in einem Schnitt längs des S-Randes der Verbreitung des HSch. an, mit einem Versuch der stratigraphischen Parallelisierung über den ganzen Raum hinweg. Das Profil von

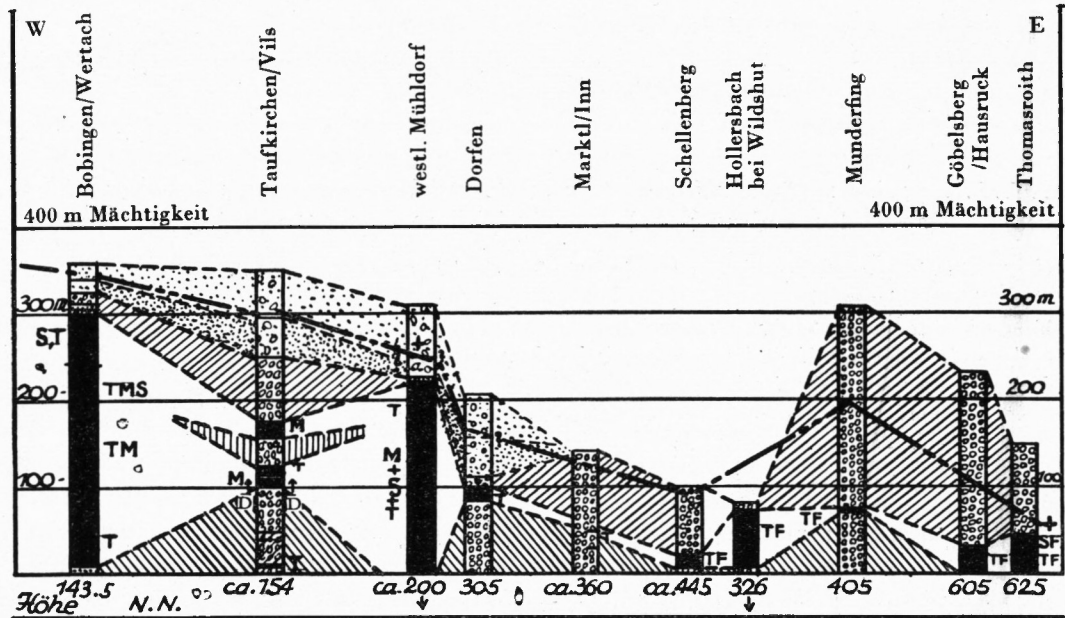


Abb. 9. Schichtdiagramm der oberen Süßwassermolasse in der Linie Bobingen/Lech — Schellenberg/Inn — Hausruck Ostrand

Ausbildung:	Profile:	Zwischenfelder:	Schichthorizont:
T = vorw. Tone	schwarz	weiß	die geröllfreien Lagen
M = vorw. Mergel			
S = vorw. Sande			
F = mit Flözen			
Schotter			Liegend – Hauptschotter
			Mittelpaket d. HSch. im W.
			Hangend – Hauptschotter
			Hangend – Feinflinz (kalkführend)
Sand und Mergel			oberste Feinflinzlagen (kalkfrei)
Sand und Quarzkieslagen			

Die Null-Linie des Diagramms beginnt bei der heute bekannten Unterkante der OSWM (also z. B. in Bobingen bei 143,5 m ü. NN). Wo diese Unterkante noch tiefer liegt, zeigt ein Pfeil nach abwärts.

+ = unterpliozäne Säugerfunde.

— · — · — = Versuch einer Grenzziehung zwischen Miozän und Pliozän, wobei im W der kalkfreie Hangendflinz bereits dem Pliozän, der dolomitreiche Hauptschotter im E aber noch zum Miozän gerechnet werden.

Hollersbach (Wildshut) wurde nur aus dem Grunde, um im Bilde die Inn- und die Salzachaufschüttung voneinander zu trennen, eingetragen. Das Diagramm zeigt deutlich die drei Aufschotterungsbereiche, in der Senkrechten gegliedert durch einen geröllfreien Horizont im E und zwei gegen W. Ferner ist zu sehen, daß im E auch in dem oberen Abschnitt grobe Geröllschüttung herrschte, während im W der hangende Sand- und Feinkiesflinz abgelagert wurde, dessen größte Mächtigkeit etwa zwischen Taufkirchen und Mühlendorf erreicht wird. Zum Lech hin wird das Geröll gegenüber den sandigen bis mergeligen Schichten fast vollständig zurückgedrängt.

Diese stratigraphische Parallelisierung wird durch die Fossilfunde, die allein auch das absolute Alter der Schichten bestimmen können, bestätigt.

Für den nw. Hauptschotter wurde das obermiozäne Alter nie in Frage gestellt. Es ist durch eine obermiozäne Wirbeltierfauna an verschiedenen Stellen: Petershausen,¹ Mainburg,² Dingolfing,³ Poxau,⁴ Freising,⁵ Vötting,⁶ Pfaffenhofen⁷ und Geroldsbach⁸ wie durch die Funde aus den korrelierten Feinflinsschichten in seinem Rahmengeniet erwiesen. Diese wurden u. a. gemacht in: Stätzing,⁹ Lechtal Untergrund,¹⁰ München Untergrund,¹¹ Reichertshofen,¹² Aichach,¹ Schrobenausen,⁷ Obermarbach⁸ und Ingolstadt.¹ Dazu kommt die Fauna der Malgersdorfer Weißerde, von der schon Ammon (1900) festgestellt hat, daß sie innerhalb des Schotters liegt,¹³ und zahlreiche obermiozäne Molluskfunde.

Hingegen sind in letzter Zeit auch Reste einer jüngeren Fauna (unterstpliozän-unterpliozän) gemacht worden, und zwar im W nur aus den hangendsten Partien des über dem Hauptkies zwischen Lech und Inn mächtiger auftretenden Hangendfeinflinz, also in den sogenannten kalkfreien Schweißsandlagen, deren Basis in Taufkirchen in etwa 456 m, nördlich München (nach Stromer 1937) bei 483 m, in Bobingen aber bei etwa 486,5 m (Klein 1937) liegt. In ihnen wurde nördlich München ein *Dinotherium giganteum* (Stromer 1937) gefunden, aus Mering und Roggenstein (Bahnhof, 515 m) glaubt Stromer ebenfalls *Dinotherium giganteum* feststellen zu können.¹⁴ Aus Schönbrunn (bei Dachau, in rund 500 m) nennt Freudenberg (1928) eine Übergangsform von *Mastodon angustidens* zu *M. longirostris*, ebenso aber aus Inskofen (etwa 465 m) bei Moosburg, was aber stratigraphisch sicher ein älterer Horizont ist als Schönbrunn. Aus Geratskirchen (etwa 440–445 m) s. Eggenfelden zitiert Stromer (1937) ein *Mastodon longirostris* (leider

¹ Schlosser (1926), *Dinotherium bavaricum*, v. Meyer.

² Schlosser (1926), *Dicroceras furcatus*.

³ Wurm (1937), *Mastodon angustidens* Cuv.

⁴ Wurm (1937), *Dinoth. bav.*

⁵ Ammon (1894), *Mastodon turicensis*, *Dinoth. bav.*, *Dicroceras elegans* und *furcatus*, *Chalicother. antiquum* u. a.

⁶ Ammon (1894), *Dinoth.* u. *Dicroceras*.

⁷ Gümbel (1889), *Mastodon angust.*

⁸ Gümbel (1889), *Mastodon angust.* und *Dinoth. bav.*

⁹ Schlosser (1926), *Dicroceras elegans* und Rühl (1896): *Mastodon angust.*, *Dinoth. bav.* (Friedberg) und typische Mollusken.

¹⁰ Schnetzer (1936), *Mastodon angust.*

¹¹ Ammon (1894), *Mastodon angust.*, *Dicroceras elegans* u. a.

¹² Gümbel (1889) und Rühl (1896), *Mastodon angust.*

¹³ Schulz (1926), *Dorcatherium crassum* Lartet.

¹⁴ Die beide von Schlosser (1926) noch als *Dinoth. bavaricum* zitiert werden.

ohne Höhenangabe). Dieser Fund würde, wenn er tatsächlich in unmittelbarer Nähe des Ortes gemacht worden ist, ein Anwachsen des jüngeren Abschnittes des hangenden Feinflinzes gegen E erweisen, was auch schon längs der Linie München–Taufkirchen zu beobachten ist: Mächtigkeitszunahme des karbonatfreien Hangendfeinflinzes von etwa 10 m bei München (allerdings stark erodiert!) auf 50–55 m bei Taufkirchen und etwa 60 m bei Geratskirchen. Weiter nach E ist dann ein rascheres Auskeilen dieser hangendsten Lage festzustellen.

Aus dem östlichsten Hausruck stammen die schon erwähnten Funde von *Mastodon longirostris* (bzw. einer Übergangsform zu *M. arvernensis*).^{1,2} Mit Recht verlangt Wurm eine Überprüfung der so oft zitierten Tauschschen Funde aus dem Liegendton des östlichen Hausruckschotter. Sicher ist der oberösterreichische Liegendschotter genau so obermiozän wie die entsprechenden Schotterhorizonte weiter im W. (Der Fund von *Mastodon longirostris* bei Ötting wurde schon von Gumbel [1894] als unsicher bezeichnet und sollte lieber, da die Fundstelle völlig unbekannt blieb, zur Altersbestimmung nicht mehr herangezogen werden.) Ebenso wird der untere Abschnitt der Ton-Flöz-Lage in Oberösterreich das gleiche Alter haben wie der Ton-Föz-Horizont in Niederbayern, aus dem Gumbel (1887) im Aichtal eine obermiozäne Süßwasserfauna beschreibt und Wieseneder eine ähnliche Fauna in der Birnbacher Gegend finden konnte.³ Jedenfalls dürfte *Mastodon longirostris* Kaup. nur für die obere Abteilung des se. Hauptschotter, der in der typischen Ausbildung überhaupt nur im östlichen Hausruck vorhanden ist, charakteristisch sein, während nach dem Liegenden, also längs des Schwemmbach- und Mattigtales z. B., der HSch. das gleiche Alter hat wie in Bayern, und zwar hier im SE wie im NW. Vor allem zeigte schon die Schotteranalyse, daß nicht in der heutigen Inn-Salzach-Linie eine Grenze zwischen zwei altersverschiedenen Schwemmkegeln liegt, sondern daß eine Grenze, allerdings des allmählichen Übergangs diagonal durch den oberösterreichischen HSch. schneidet, ohne daß man sie stratigraphisch genau festlegen könnte.

ZUSAMMENFASSUNG

Die vorliegenden Untersuchungen gehen trotz der Größe des Raumes auf eine große Zahl von Beobachtungen im Gelände und in der Schotteranalyse und von sondierenden Überlegungen dieser Beobachtungen zurück. Bei dieser fortschreitenden Zusammenschau der tausend Einzelheiten schieden sich mehr und mehr die bedeutsamen Bereiche, in denen man zur Zeit den Kernfragen der gesamten Problemstellung näher kommen kann, von unwesentlichen Zwischengebieten. Ich habe mir deshalb, obwohl ich mir über die Bedeutung dieses Versuches voll im klaren bin, erlaubt, nur einzelne kleinere Gebiete näher zu beleuchten (Paartal, S-Rand des nw. HSch., Eggstettener Umgebung)⁴ und über diesen mehr punkthaften Unterbau die Bögen der wenigen, aber charakteristischen

¹ Kinzl (1927).

² Kerschner (1923 und 1925).

³ Nach freundlicher mündlicher Mitteilung.

⁴ Dazu meine Darstellungen über die Verhältnisse in Oberösterreich und in Niederbayern längs des Inn von Simbach bis Mühldorf (1937).

schotteranalytischen Profile zu spannen. So konnten aber trotz der Kürze der Darstellung die bisher wenig klaren Vorstellungen von der Verbreitung des HSch., seiner Stellung innerhalb der OSWM und von seiner Herkunft durch neue Untersuchungen im Gelände ergänzt und hoffentlich der Klärung etwas näher gebracht werden. Ich hoffe daher, daß es in diesem Falle richtig war, nicht durch eine langwierige Schilderung unzähliger Aufschlüsse in eine nur mehr für wenige Spezialisten lesbare Breite gegangen zu sein.

Die Ergebnisse der Arbeit sind nun folgende:

1. Die geröllpetrographische Untersuchung erwies die Herkunft des HSch. zur Gesamtheit aus den Alpen und des Kristallins aus den Zentralalpen.

Dieses kann nicht aus älterer Molasse umgelagert sein, da es in ihr nicht gefunden wurde. Die Pseudotachylyte, Eklogite, aber auch Ankeritphyllit, Serpentin und bestimmte Gneise, die alle im sö. HSch. festgestellt wurden, weisen auf die Ötztaler bzw. Zillertaler und Tauern, da sie weiter östlich kaum oder überhaupt nicht mehr vorkommen, so daß an der Ablagerung des sö. HSch. vor allem der Inn beteiligt gewesen sein muß. Für die Zentralalpen sind ferner charakteristisch alle Gneise, Garbenschiefer, die Quarzphyllite, während die grauen und roten Quarzporphyre offenbar aus der Gosau stammen. Nur ein Teil der Dolomite, keinesfalls die zahlreichen hellen, ferner vielleicht ein Teil der Quarze, Quarzite (besonders der Graphitquarzite) können aus der älteren Molasse kommen. Der Unterschied zwischen nw. und sö. HSch. ist ein durchgehender. Im NW fehlen Amphibolite, Eklogite, Pseudotachylyte fast vollkommen, der Serpentin aber ganz. Der Anteil aus umgelagerter älterer Molasse ist im NW ein größerer. Allerdings muß auch der Zubringer dieses nw. Schotters ein Einzugsgebiet in den Zentralalpen besessen haben. Eine Herkunft der Schotter von einer den Flyschalpen vorgelagerten, später verschwundenen Schwelle ist unmöglich, da sich keine Gesteine dieses Untergrundes finden.

2. Im Anschluß an meine frühere Arbeit wird die Einheit des Schotters zwischen Inn und Rott an Hand schotteranalytischer Profile nachgewiesen. Es besteht weder eine Ablagerung eines selbständigen Quarzrestschotters an den HSch., noch eine diskordante Überlagerung eines Restschwemmkegels über HSch. im S und OSWM-Tonen im N und E. Der dolomitführende, hellgraue, mitt reichem Kristallin durchmischte HSch. war ursprünglich überall vorhanden und wurde nur in dem ganzen Gebiete, in dem seine Mächtigkeit oft unter 50 m ist und er nur infolge der späteren Quarzitisierung weiter Flächen überhaupt erhalten blieb, fast überall so weitgehend zersetzt und umgewandelt, daß nur bei genauer Untersuchung im Aufschluß noch die ursprüngliche Zusammensetzung erkannt werden kann. Es ist also festzuhalten an der Auffassung von der Einheit des HSch. in Niederbayern, der in flacher Diskordanz von jüngeren, ebenfalls weitgehend erhaltenen Feinflinzschichten überlagert wird. Diskordanzflächen innerhalb des HSch., also dessen Gliederung in verschieden alte Komplexe sind nicht anzunehmen.

3. Von diesem Hauptschottergebiet im SE durch einen sehr wahrscheinlich bis zur Basis der OSWM reichenden Feinflinzkomplex zwischen Neumarkt-Mühldorf-Dorfen (Isen) getrennt liegt im N und vor allem im W ein weiterer HSch.-Bereich, dessen Verbreitung über Tag durch die Punkte Aldersbach (Vils), nördlich von Landau, Sunzing (Aiterach), Eitting (Kl. Laaber), Rohr, nördlich von Mainburg, südlich von Wolnzach, Pörnbach (Paar), Paartal, Griesbäckerzell, Mergenthau, Hilgertshausen (Ilm), Peters-

hausen (Glon), Tünzhaussen, Massenhausen, südlich von Wartenberg, Geisenhausen, isoliert bei Einstetting (südlich Buchbach), südlich von Vilsbiburg, Diepoltskirchen gegeben ist. Überall, außer im östlichsten Abschnitt ist der Schotter dolomitführend. Im E ist er, eine Parallelerscheinung zum sö. HSch., wieder stärker zersetzt.

4. Die Schotteranalyse ergab, daß längs einem Streifen, der von Reichertshausen (Ilm)-Landshut etwa nach Dornach (Vils) zieht, der Dolomitanteil (aber auch der Anteil fast aller anderen Nichtquarzgerölle) aus kleinem Korn am größten ist. Im gleichen Gebiet zeigt der Schotter deutlich das größte Korn und in diesem ein häufigeres Auftreten kalkalpiner Gerölle. Die Übergänge nach N wie nach S sind in allen Erscheinungen kontinuierlich. In der Korngrößenverteilung (Körnung) zeigt der gesamte Schotterkörper ebenfalls eine Stromachse in WSW-ENE-Richtung wie oben und nach Abnahme des Korns 8-16 mm wie Zunahme des Korns 1-2 und 2-4 mm, deren Gesetzmäßigkeit innerhalb eines großen Vorland-Stromgebietes auch im sö. HSch. festgestellt werden konnte, eine Abflußrichtung nach E, also im gleichen Sinne wie es die geröllpetrographischen Ergebnisse verlangen.

5. Die bei der Kartierung für Blatt Ingolstadt durch Ammon gewonnene Gliederung der OSWM in einen liegenden Sandmergel-, einen mittleren Hauptkies- und einen hangenden Sand-Feinkies-Horizont ist für das Gesamtgebiet des nw. HSch. dahin einzuschränken, daß die feinen Liegendschichten nur im Rahmengenbiet des HSch. in größerer Mächtigkeit, im Hauptstromgebiet aber kaum vorhanden sind. Der größte Teil des unteren Feinflinzes im W und N des HSch. ist diesem, wie er gegen die Isar in großer Spannweite nach unten vorhanden ist, korrelat, stellt also nur eine andere Fazies dar. Bei diesen weitgespannten faziellen Veränderungen ist Vorsicht bei Aufstellung sogenannter Bezugsflächen zur Erklärung der Tektonik zu üben. In diesem Falle leisten Mittelflächen, die den Schotterkörper in den Halbierungspunkten aller vertikalen Querschnitte schneiden, bessere Dienste.

6. Die Hangend-Feinflinz-Schichten lassen sich in einen unteren kalkführenden und in einen oberen kalkfreien Horizont gliedern, in dem dünne Quarzkieslagen öfters vorkommen. Seine Hauptverbreitung liegt im S des HSch., doch überdeckt er noch nach N ausdünnend große Gebiete des HSch. selbst. Seine axiale Einmuldung ist im Gebiet Taufkirchen-Neumarkt zu suchen.

7. Der nw. HSch. kann nicht östlich des heutigen Isarlaufes von S gekommen sein, da 1. sein ganzes Verbreitungsgebiet weiter nach W deutet, 2. der Raum zum Mühldorfer Feinflinzzwischengebiet viel zu schmal ist und 3. weder Mangfall noch Isar ein Einzugsgebiet in den Zentralalpen besessen haben konnten, ohne dem Inn gerade jene Gebiete zu nehmen, aus denen ganz typische Gerölle (siehe 1.) nur im südöstlichen, aber nicht im nordwestlichen HSch. vorkommen. Die große Mächtigkeit des HSch., die noch in der Taufkirchener Bohrung zu beobachten ist, kann sich hier nicht nach S fortsetzen. Es kann hier aber auch nicht solch ein allmähliches Ausdünnen des HSch. vorhanden sein wie nach W und N, sondern ein plötzlicheres, steiles Auskeilen gegen den Feinflinz, zeitweise durch diskordante Anlagerung an ein wenn auch nicht hohes und kaum viel älteres Flinzufer. Dafür spricht auch die besonders in den unteren Lagen des HSch. reichliche Beimischung von Ton-, später Mergelgeröllen, die nur aus der nächsten Umgebung

stammen können und die sich in den oberen Partien des Schotters wieder finden. In der Taufkirchener Bohrung ist zutiefst ein mit Ton stark vermisches Quarzgeröll vorhanden, das wahrscheinlich reichlich aus Umlagerung älterer Molasse stammt, dann nimmt plötzlich der Dolomit sehr zu, erst ein mehr dunkelgrauer, später ein hellgrauer, zum Schluß aber steigt der Anteil des Kristallins, so daß wir also eine vom Rand der Alpen gegen das Innere zunehmende Erosionssteigerung während der Ablagerung der OSWM im Vorland sich widerspiegeln sehen.

8. Der nw. HSch. wurde von einem Strome, der westlich des Münchener Feinflinzgebietes ins Vorland floß, geliefert. Der Lech kann während des Obermiozäns schwerlich ein zentralalpines Einzugsgebiet besessen haben. Die Loisach hat jedoch in einer breiten, durch hohe Ebenheiten heute noch gekennzeichneten Talung über den Ehrwaldpaß, den Fernpaß, das Gurgltal ins Paznaun eine einwandfreie Verbindung mit den Zentralalpen und v. a. auch mit der Landecker Phyllitzone. Der Inn aber war einst über den Pillerstattel geflossen, so daß jene Annahme die sicherste ist, daß der nw. HSch. von einer bis ins Paznaun zurückreichenden Loisach stammt, während der Lech höchstens zeitweise kalk- und voralpines Material zuführte. Ich vermute aber, daß der Lech auch zur Zeit der westlichsten Ausdehnung der Loisach nicht in diese eingemündet ist.

9. Damit wird die Frage angeschnitten, wie das Verhältnis des weitverbreiteten Vorlandhauptschotters zu den alpennahen obermiozänen Schwemmkegeln gewesen ist. Fest steht hier die unüberbrückbare Verschiedenheit der Geröllzusammensetzung. In den alpennahen Nagelfluhen ist Flyschgestein (Kieselkalk und Kalksandstein) der Hauptbestandteil, und dieses bildet oft sehr große Blockgerölle. Kleine Quarze treten ganz zurück, ebenso Kalkalpin und Dolomite. Kristallin fehlt fast völlig. Von den Flyschkalen ist nur im eigentlichen Hausruck ein größerer Anteil zu beobachten, sonst spielen sie im Vorland bis zum Lech eine untergeordnete Rolle. Wahrscheinlich haben also beide Ablagerungen nichts miteinander zu tun, außer daß sie die gleiche Ursache, nämlich die Alpenhebung, haben. Die alpennahen Bildungen stammen von kurzen Bächen, die hauptsächlich aus den Voralpen und der älteren Molasse, zum geringeren Teil aber auch aus den Kalkhochalpen Material förderten. Sie mündeten stumpf in die Flinzseenplatten des Vorlandes. Zwischen ihnen lagen in größeren Abständen die Stromgebiete alpenferner Flüsse, schon am Austritt aus den Alpen mit einer breiten Talau, so daß hier trotz der alpinen Hebung nicht oder nur wenig aufgeschüttet wurde, dagegen um so kräftiger in der noch wirksamen Vorlandsynklinale weiter im N. Dazu kam wahrscheinlich eine Stauwirkung längs des Alb- bzw. Massivrandes. Im E (Salzach) vermischen sich beide Typen der Vorlandverschotterung infolge der außerordentlichen Verschmälerung des Vorlandraumes, indem wir die weit ins Vorland reichende HSch.-Ablagerung in großer Mächtigkeit bis an den Flyschrand (Haunsberg) alpenwärts verfolgen können.

10. Der oberösterreichische HSch. zeigt im Kobernauser Wald wie im Oichtental genau den gleichen Dolomitreichtum im kleinen Korn wie der frische Schotter in Niederbayern. Nach E, im engeren Hausruckgebiet, tritt an seine Stelle mehr Kalk, so daß man im oberösterreichischen HSch. eine diagonale, von oben im W nach unten im E ziehende Grenze der Leitergerölle Dolomit und Kalk (im kleinen Korn) feststellen kann. Der oberösterreichische Schotter ist in der unteren Abteilung also der gleiche wie in Bayern, hier wie dort

durch eine Ton-Flöz-Zwischenlage gegliedert. Nach E dauerte die grobe Ablagerung länger als in Bayern. Die östlichsten Schotter (Haag mit *Mastodon longirostris*) sind korrelat den Feinflinzbildungen im Hangenden des niederbayerischen HSch. (Geratskirchen mit *Mastodon longirostris*). Der Beginn der Grobschüttung liegt aber westlich wie östlich des Inn im gleichen stratigraphischen Horizont. Dies erläutert deutlich ein Schichtdiagramm von Bobingen (Lech) bis Haag (Hausruck), ebenso die Überlegungen über den Vorgang der Aufschüttung, deren Ergebnis kurz die sind, daß am Fuß eines echten Schwemmkegels (wie in Oberösterreich) die jüngsten Schichten der Aufschüttung zu finden sind und daß in unserem Falle noch lange während der Geröllschüttung im Kobernauser Wald und weiter westlich im Hausruck die Tone und Flöze der OSWM zur Ablagerung kamen, die erst zum Schluß der gesamten Aufschotterung von dem nun dolomitarmen und kalkreicheren Schotter überdeckt wurden. Eine schwache Diskordanz des HSch. besteht in seinen randlichsten Gebieten, nämlich im östlichsten Hausruck, im nördlichsten Kobernauser Wald und im östlichsten Niederbayern.

11. Das Alter des nw. und des sö. HSch. ist im großen und ganzen gleich (Horizont von *Mastodon angustidens*, *Dinotherium bavaricum*, usw.); jünger sind die hangenden Partien und der östlichste Abschnitt des sö. HSch., der den hangendsten Lagen der OSWM überhaupt zugehört, nämlich dem Horizont von *Mastodon longirostris* und *Dinotherium giganteum*. Etwa gleichalt mit ihm ist die obere, mächtigere Abteilung des Hangendfeinflinz, der den S des HSch., nach S immer mächtiger werdend, bedeckt. Diese Schichten fallen also bereits ins Pliozän. Eine Zusammenstellung der bis heute veröffentlichten, sicheren Fundorte stützt diese ja nicht neue Annahme.

12. Hierzu seien einige Ergebnisse der Vorlandtektonik angefügt, die in der Arbeit nicht besonders behandelt wurden, da jene wohl das schwierigste Kapitel der Vorlandgeologie ist und heute nur umrissen werden kann.

Das Anwachsen der Mächtigkeit des HSch. und sein im Ganzen beobachtetes Einsinken nach NE läßt im Paartal ein tektonisch bedingtes Eintauchen des Obermiozäns zum Ingolstädter Becken, aber erst ab Schrobenhausen etwa, feststellen. Ein auffallendes Absinken von der SE-Seite des Paartales zu seiner NW-Seite und weiter zum Donaumoos konnte nicht festgestellt werden, sondern höchstens ein schwaches Absinken gegen das Gebiet um Berg im Gau. Die Steilstufe an der SE-Seite des Paartales und im W des Donaumooses ist rein denudativ.

Im Bereich zwischen Paar und Inn kann z. Z. der OSWM ein Wandern der Muldenlängsachse festgestellt werden, indem die Aufschüttungsachse des nw. HSch. nördlicher liegt als die Achse der hangenden Feinablagerung. Ferner ist während der Ablagerung des Schotters fast ständig eine seitliche Erosion längs des ganzen S-Randes zu beobachten, wogegen nach N ein ganz allmähliches Auskeilen in den Flinz vorherrscht, so daß wir es also bei der ganzen Ablagerung mit einer ausgesprochen asymmetrischen, keilförmigen Bildung zu tun haben, deren hohe Seite im S liegt. Hingegen endet die untere Abteilung des sö. HSch. stumpf nach W (vergleiche das Bohrprofil von Dorfen [ö. Mühldorf] mit dem westlich von Mühldorf), so daß hier wiederum eine Tendenz des Wanderns nach W zu spüren ist. Wir haben also in der unteren Abteilung des HSch. eine Wanderungstendenz des Gewässernetzes gegen die Gegend zwischen Mühldorf und Taufkirchen, in

der zum Schluß der OSWM ebenfalls die mächtigsten Schichten abgelagert werden. Dazwischen dürften zeitweise gegenteilige Bewegungen geherrscht haben (dünnes Auskeilen der oberen Abteilung des sö. HSch. nach W und starke Ausdehnung des nw. HSch. nach NW). In Oberösterreich herrschte im E (Hausruck) lange eine größere Senkungstendenz, die aber nach Beendigung der Schüttung, also im Pliozän, durch eine starke Hebung abgelöst wurde. Diese ergriff erst im mittleren Pliozän die bayerische Seite in größerem Stile, so daß also eine richtige Zertalung des Gebietes erfolgte, die vorher gefehlt hatte. Die westlichsten Teile unseres Untersuchungsgebietes wurden von dieser Hebung sicher am wenigsten erfaßt, da die Basis der OSWM noch bis Bobingen absinkt, allerdings von Taufkirchen westwärts nur unbedeutend. Und als Parallelerscheinung hierzu bleiben die absoluten Höhen des Geländes trotz dauerndem Flußaufwandern (in bezug auf die Gesamtentwässerung des Alpenvorlandes) bis zum Lech etwa in gleicher Höhe, um 550 m. Wir haben also um Passau einen wirklich einzig dastehenden Durchbruch des gesamten Entwässerungsnetzes des oberdeutschen Alpenvorlandes durch die große oberösterreichische Schwelle (Sauwald-Hausruckostrand) vor uns.

Abgeschlossen am 1. 2. 1938.

SCHRIFTENNACHWEIS

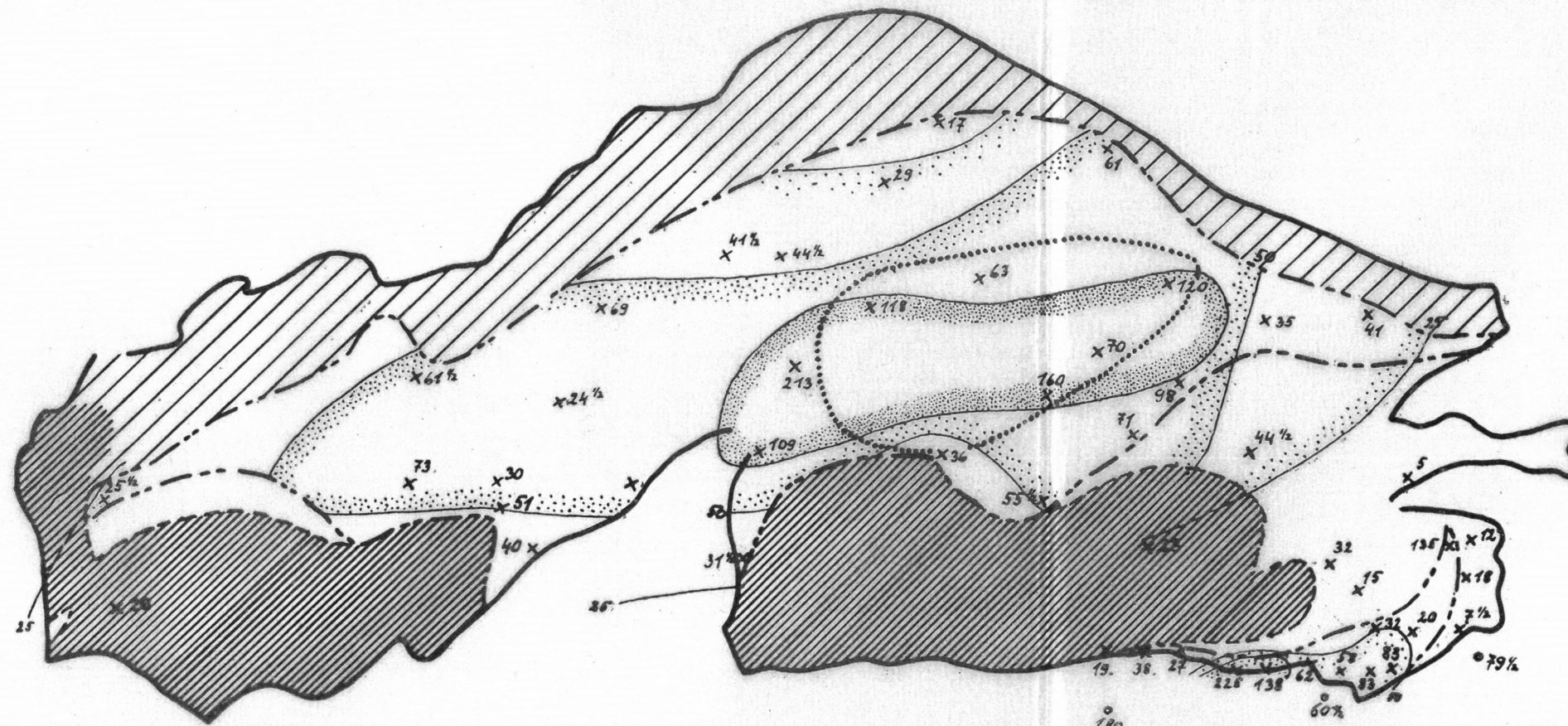
- Abele, G.: Blatt Schrobenhausen (Bl. 552 d. Bayer. Topogr. Karte 1:25000), herausgg. v. Bayer. Oberbergamt, 1937, mit Erläuterungen. München 1938.
- Ammon, L. v.: Die Fauna der brackischen Tertiärschichten in Niederbayern. Geogn. Jahresh. Jg. 1888, München, S. 1.
- Die Gegend von München. Festschr. d. Geogr. Ges. in München. 1894.
- Die Malgersdorfer Weißerde. Geogn. Jahresh. Jg. 1900, München, S. 195.
- Amperer, O.: Über die tertiäre und diluviale Schuttausstrahlung der Alpen. Verh. GBA. Wien, 1925.
- Andrée, H.: Das bayerische Tertiärbecken zum erstenmal durchbohrt! Öl und Kohle, 13. 1937, S. 151.
- Berger, F.: Diluviale Stratigraphie und Tektonik im Gebiete der oberen Neiß und der Steine. Mit einem Beitrag zur Schotteranalyse. Jahresber. Preuß. Geol. LA. Bd. 52, 1931, S. 177.
- Boden, K.: Die Geröllführung der miozänen und oligozänen Molasseablagerungen im südbayer. Alpenvorland zwischen Lech und Inn und ihre Bedeutung für die Gebirgsbildung. Mitt. Geogr. Ges. in München, Bd. 18, 1925, S. 427.
- Beschaffenheit, Herkunft und Bedeutung des ostalpinen Molasseschuttes. Abh. Geol. Landesunters. d. Bayer. Oberbergamtes, München 1931, H. 4.
- Brust, M.: Die Exkursion des Geogr. Institutes der Wiener Universität ins österr. Alpenvorland und Donautal. Geogr. Jahresber. aus Österreich. Wien 1906.
- Commenda, H.: Materialien zur Geognosie Oberösterreichs. 58. Jg. d. Mus. Franc. Carol. Linz 1900.
- Erb, L.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Allgäuer Molasse. Geogn. Jahresh. München, Jg. 1922, S. 167.
- Freudenberg, W.: Hipparion gracile im oberbayerischen Flnz und das pontische Alter des Schotterzuges von Wilfertshausen bei Augsburg. Z. Dtsch. Geol. Ges. Bd. 80, 1928.
- Fugger, E.: Das Salzburger Vorland. Jahresber. GRA. Wien, 1899.
- Fugger, E. u. Kastner, K.: Die Geschiebe der Salzach. In Donaustudien. II. Beil. z. Bd. 38 d. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 1895.
- Götzinger, G.: Studien in den Kohlengebieten des westlichen Oberösterreichs. Jahresber. GBA. Wien, 1924, S. 21.
- Neue Kohlenvorkommen im westlichen Oberösterreich. Z. d. Int. Ver. d. Bohring. u. Bohrtechn. Wien, 32. Jg. 1924, Nr. 24.
- Aufnahmsber. über die Blätter Mattighofen und Tittmoning. Verh. GBA. Wien, 1917, 1924–26.
- Geologische Spezialkarte von Österreich, Blatt Mattighofen, herausgg. vom GBA. Wien, 1928.
- Aufnahmsbericht über das Blatt Salzburg. Verh. GBA. Wien, 1934 und 1936.
- Aufnahmsbericht über das Blatt Ried–Vöcklabruck. Verh. GBA. Wien, 1935, S. 45.
- Das Salzburger Haunsberggebiet zwischen Oichtental und Obertrumsee. Verh. GBA. Wien, 1936.
- Exkursion in den Hausruck. In: Führer f. d. Quartär-Exkursion der Internat. Quartärkonferenz in Österreich. Herausgg. v. G. Götzinger, Wien 1936.
- Gradmann, R.: Süddeutschland II. Stuttgart 1931.
- Graul, H.: Untersuchungen über Abtragung und Aufschüttung im Gebiet des unteren Inn und des Hausruck. Mitt. Geogr. Ges. in München, Bd. 30, 1937, S. 179.
- Gümbel, C. W. v.: Die miozänen Ablagerungen im oberen Donaugebiet und die Stellung des Schliers von Ottmang. Sitzber. Akad. Wiss. München, Math.-Naturwiss. Kl. 1887/2 S. 221.
- Geognostische Karte von Bayern 1:100000, Blatt Ingolstadt, Kassel 1889.
- Geologie von Bayern, II. München 1894.
- Gundlach, K. u. Teichmüller, R.: Die postmiozäne Verbiegung der nordalpinen Saumtiefe. Stille-Festschr. Stuttgart 1936, S. 169.
- Hammer, Über Pseudotachylyt in den Ostalpen. Jahrb. GBA. Wien, 1930, S. 571.
- Kerschner, Th.: Jahresber. des oberösterr. Musealvereins f. d. Jahre 1923, S. 39, und 1925, S. 39, Linz.
- Kiderlen, H.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des süddeutschen Tertiärs. N. Jahresber. f. Min. usw. Abt. B. Beil.-Bd. 66, 1931, S. 215.

- Kinzl, H.: Über die Verbreitung der Quarzitkonglomerate im westlichen Oberösterreich und im angrenzenden Bayern. Jahresber. GBA. Wien, 1927, S. 233.
- Klein, S.: Der oberste Feinflinz im Alpenvorland und südlichen Tertiärhügelland. Z. Dtsch. Geol. Ges. Bd. 89, 1937, S. 384.
- Klüpfel, W.: Zur geologischen und paläogeographischen Geschichte von Oberpfalz und Regensburg. Abh. d. Gießener Hochschulges. 3, Gießen 1923.
- König, A.: Geologische Beobachtungen in Oberösterreich, III. Jahresber. d. Mus. Franc. Carol. Linz 1910.
- Kraus, E.: Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen. Geogn. Jahresh. München, Jg. 1915.
- In M. Schuster: Abriß der Geologie von Bayern, Abt. II, Molassegebiet und Vorland. München 1928.
- Machatschek, F.: Tal- und Glazialstudien im oberen Inngebiet. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 76. Bd., 1933, S. 5.
- Meyer, Chr.: Beschreibung zur geolog. Karte von Augsburg 1:25000. Herausgg. Cl. Lebling, Augsburg, o. J.
- Münichsdorfer, F.: Beiträge zur Kenntnis der Geologie von München und Umgebung. Geogn. Jahresh. Jg. 1921, München, S. 126.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:25000, Blatt Mühldorf, München 1923.
- In M. Schuster: Abriß der Geologie von Bayern, Abt. II. Geologischer Überblick über die Alpen zwischen Tegernsee und Gmunden am Traunsee und das bayer.-österreich. Tertiär-Hügelland, Abschnitt B, 4c-d, S. 56, München 1925.
- Bayerns Boden, München 1932.
- Petrascheck, W.: Die tertiären Senkungsbecken am Fuß der Alpen. In: Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten VII. Berg- und Hüttenmänn. Jahrb. d. Mont.-Hochsch. Leoben 1924.
- Die Bedeutung von Schuttausstrahlungen zur Erkenntnis von Gebirgsverschiebungen in den Nordalpen. Verh. GBA. Wien 1925.
- Reis, O. M.: Einzelheiten und Gesteinsarten, Schichtung und Aufbau des niederbayerischen Tertiärs rechts der Isar. Geogn. Jahresh. Jg. 1918/19, München.
- Reuter, L.: In M. Schuster: Abriß der Geologie von Bayern, Abt. III. Bayer.-Böhmisches Waldgebirge und die vorgelagerte Schichtstufenlandschaft, Das Deckgebirge II. S. 22, München 1923 und Abt. IV. Das Tertiär südlich der Donau, 1927.
- Die Grund- und Quellwasservorräte des südbayerischen Tertiärgebietes. Das Gas- und Wasserfach, München 1929.
- Quell- und Grundwassererschließungen im Königreich Bayern ab 1908–1916. München.
- Die Brunnenbohrungen für öffentliche Wasserversorgungsanlagen in Bayern. Aus dem Geschäftsbericht des LA. f. Wasservers. München, 1916–28, 1929, 1930, 1931, 1932/33 und 1934/35.
- Der Boden Südbayerns mit seinen Quellen und Grundwasservorräten. Festschr. „60 Jahre Bayerisches Landesamt für Wasserversorgung 1878–1938“, München 1938.
- Rühl, F.: Beiträge zur Kenntnis der tertiären und quartären Ablagerungen in bayerisch Schwaben. 32. Bericht d. naturw. Ver. f. Schwaben u. Neuburg, Augsburg 1896.
- Schadler, J.: Pseudotachylit in den Geschieben der Donau und der Traun. Verh. GBA. Wien, 1936.
- Schlosser, M.: Über das geologische Alter der Wirbeltierfauna von Oggenhausen auf der Heidenheimer Alb und über Faunen aus dem bayerischen Flinz. Zbl. f. Min. usw. Jg. 1926, B., S. 198.
- Schnetzer, R.: Vorläufige Mitteilung über die geologische Bearbeitung der Reichsautobahn München-Ulm. 1–6, Schwabenland Jg. 1936 und 1937, Augsburg.
- Schulz, H.: Morphologie und randliche Bedeckung des Bayerischen Waldes in ihren Beziehungen zum Vorland. N. Jahresb. f. Min. 1926, Beil.-Bd. 54, Abt. B, S. 289.
- Stromer, E. v.: Wirbeltiere im obermiozänen Flinz Münchens. Abh. d. Bayer. Akad. d. Wiss. Math.-Naturwiss. Kl. Abt. 32/1, München 1928.
- Der Nachweis fossilführenden, untersten Pliozäns in München nebst Ausführungen über die Abgrenzung der Pliozänstufe. Abh. d. Bayer. Akad. d. Wiss. Math.-Naturwiss. Abt. NF.H. 42, München 1937.
- Stromer, E. u. Lebling, Cl.: Fossilführendes Pliozän in Südbayern. Zbl. f. Min. usw. Jg. 1929, B, S. 307.
- Sueß, F. E.: Beobachtungen über den Schlier in Oberösterreich und Bayern. Ann. d. k. k. naturhist. Hofmus. Wien 1891, Bd. VI, 3–4, S. 407.

- Tausch, L.: Über Funde von Säugetieren in den lignitführenden Ablagerungen des Hausruckgebirges in Oberösterreich. Verh. GRA. Wien, 1883, S. 147.
- Wagner, C. J.: Geologische Skizze des Hausruckgebietes. Verh. GRA. Wien, 1878, S. 29.
- Wallisch, R.: Der geologische Bau des Alpenvorlandes zwischen Salzach-Inn und Enns. I. Teil, Mitt. f. Erdkunde, Linz 1936, H. 12, und 1937 H. 1, 2, 5 und 6.
- Wasmund, E.: Obermiozäne Entstehungs- und diluviale Entwicklungsgeschichte des Tischberghärtlings am Starnberger See. Jahresber. Geol. BA. Wien, 79, 1929.
- Weithofer, K.: Über neuere Aufschlüsse in den jüngeren Molasseschichten Oberbayerns. Verh. GRA. Wien, 1912.
- Wurm, A.: Beiträge zur Kenntnis der nordalpinen Saumtiefe zwischen unterem Inn und unterer Isar. N. Jahresber. f. Min. usw. Beil.-Bd. 78, B, 1937, S. 285.
- Zeuner, F.: Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik im Gebiet der Glatzer Neiße. (Mit Schotteranalyse.) Ing.-Diss. Breslau 1928.

VERBREITUNG UND GEFÜGE DES HAUPTSCHOTTERS IN DER OBEREN SÜSSWASSERMOLASSE
DES BAYERISCH-OBERÖSTERR. ALPENVORLANDES

Abbildung 10b



weiß Hauptschotter, ohne Berücksichtigung seiner Überdeckung durch Feinflinzhochschichten.



Bis zu den Talböden ist nur der hangende Feinflinz offen.



Innerhalb dieser Linie verhalten sich in der Korngröße 4-8 mm die gesamten Nichtquarzkomponenten zum Quarz wie 1:1.



Ebenso; aber Nichtquarz: Quarz = $\frac{1}{2}$:1, bei der 25iger Linie wie mindestens $\frac{1}{4}$:1.



Das Gebiet des durchschnittlich größten Gerölls im nordwestlichen Hauptschotter (Gerölle über 20 cm finden sich zahlreich).

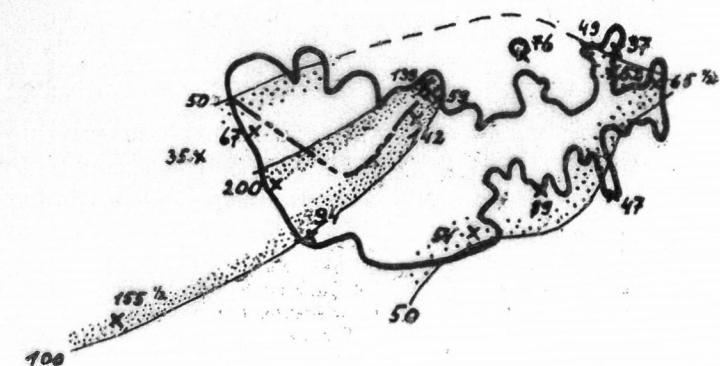
--- Grenze des Vorkommens von frischen Dolomit- und Kalkgeröllen im Hauptschotter.

Die analysierte Schotterprobe zeigt in der Korngröße 4-8 mm auf 100 Quarze 109 Nichtquarze (neben vorwiegend Dolomit auch Kristallin der Zentralalpen und verschiedene Sandsteine, Hornsteine usw.).

o 180 Ebenso, aber aus rezentem Flußschotter (Inn, Salzach).



Feinflinz, der z. T. im Liegenden des Hauptschotters, zuallermeist aber diesem korreliert ist.



ÜBERSICHTSKARTE

Abbildung 10a

