BAYERISCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN
MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHE KLASSE

ABHANDLUNGEN · NEUE FOLGE, HEFT 121

WOLF-DIETER GRIMM

Schwermineralgesellschaften in Sandschüttungen, erläutert am Beispiel der süddeutschen Molasse

Mit 10 Beilagen und 3 Abbildungen

Vorgelegt von Herrn Richard Dehm
am 9. Oktober 1964

MÜNCHEN 1965

VERLAG DER BAYERISCHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN
IN KOMMISSION BEI DER C.H.BECK'SCHEN VERLAGSBUCHHANDLUNG MÜNCHEN

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

INHALTSVERZEICHNIS

Einleitung 5

I. Zur Bildung und Umbildung von Mineralvergesellschaftungen in Sanden 7

A. Das Ursprungsgestein in der distributiven Provinz 7

B. Die mechanische Beanspruchung des Detritus auf dem Transportweg 10

1. Allgemeines 10

2. Rollender und schleifender Transport 11

3. Schwebender (Suspensions-) Transport 12

4. Differenzierung des Sedimentes bei verschiedenen Transportarten 13

5. Rückschlüsse vom Mineralbestand auf den Transport 17

C. Ablagerung und Umlagerung 19

1. Ablagerung 19

2. Umlagerung 21

3. Rückschlüsse vom Mineralbestand auf die Sedimentationsbedingungen 23

D. Verwitterung und Diagenese 25

1. Allgemeines 25

2. Verwitterung 26

3. Diagenese 28

4. Zusammenhänge zwischen Mineralbestand, Verwitterung und Diagenese 30

II. Mineralbestand und Schüttungen in der süddeutschen Molasse 32

A. Die Mineralgesellschaften 32

1. Allgemeines 32

2. Die TZR- und die TZG-Gesellschaft 33

3. Die GSA-Gesellschaft 33

4. Die GE(H)-Gesellschaft 35

5. Die ZM-Gesellschaft 37

B. Verbreitung und Herkunft der wichtigsten Schwermineralien in der süddeutschen Molasse . . 45

C. Zur Paläogeographie und Stratigraphie der Molasseschüttungen 51

1. Paläogeographische Zusammenhänge 51

a) Axiale und radiale Schüttungen 51

b) Herkunft der axialen GE(H)-Sedimente 52

c) Herkunft der radialen GSA-Sedimente 52

d) Herkunft der radialen ZM-Schüttungen 53

e) Schüttungsmechanismus der axialen und radialen Schüttungen 57

2. Stratigraphische Zusammenhänge 59
a) Gliederung und Korrelation von Bohrungen 59
b) Die Schüttungsabfolge TZG–GSA–GE(H) in der Molasse 60
3. Schwermineral- und Schotteranalyse 63
a) Allgemeines 63
b) Schotteranalysen in der süddeutschen Molasse 64

III. Sedimentpetrographie und Schüttungsmechanismus der Chattsande in der ungefalteten Molasse Ostbayerns 68

A. Einführung 68
1. Allgemeines 68
2. Das Chattmeer in Ostbayern und Oberösterreich 70
3. Die chattischen Sedimente in Ostbayern und Oberösterreich, ausgenommen die ostbayerischen Chattsande s. str.. 75
4. Verbreitung und Stratigraphie der Chattsande s. str. 77

B. Sedimentpetrographie der Chattsande 81
1. Untersuchungsmethoden 81
a) Schwermineralien 81
b) Sonstige Untersuchungen 84
c) Darstellung 84
2. Der tiefere, epidotfreie bis -arme Teil der Chattsande 85
3. Der höhere, epidotreiche Teil der Chattsande 87
4. Die Deckschicht innerhalb der Chattsande (obere Glassande) 89

C. Schüttungsmechanismus der Chattsande und Paläogeographie 90
1. Allgemeines 90
2. Die Einschüttung der GSA-, GE(H)- und ZM-Sande 92
3. Paläogeographie des ostbayerisch-oberösterreichischen Chattmeeres 95

Zusammenfassung 100

Angeführte Literatur 107

Schwermineraltabellen 113

Leichtmineraltabellen 129

Beilagen 1–10 . . . . . am Schluß

EINLEITUNG

Unter den verschiedenen sedimentpetrographischen Methoden ist die Analyse des Mineralspektrums, vor allem der Schwermineralien, am besten zur Kennzeichnung psammitischer Ablagerungen geeignet. Die Mineralanalysen können dazu dienen,

(1) ein Sedimentprofil zu gliedern,
(2) Sedimentprofile miteinander zu korrelieren,
(3) Aussagen zu geben über die Geschichte eines Sedimentes: über sein Liefergebiet, die Transport- und Ablagerungsverhältnisse sowie die postsedimentären Überprägungen durch Verwitterung und Diagenese.

Allerdings wurde die Schwermineralanalyse zuweilen auch unter ungünstigen Voraussetzungen angewandt oder allzu unkritisch ausgewertet, so daß man nicht zu Unrecht von einer „Modeströmung" spricht. Bei schwermineralanalytischen Untersuchungen sollte man sich mehr noch als bei anderen sedimentpetrographischen Arbeiten über die Möglichkeiten und Grenzen der Methode im klaren sein.

Die Mineralvergesellschaftung eines klastischen Sedimentes entsteht durch das Zusammenwirken zahlreicher Gegebenheiten und Vorgänge, die das Sediment von Beginn der Abtragung bis über die Ablagerung hinaus bilden und umbilden. Da die verschiedenen Faktoren zu einer spezifischen Anreicherung oder zu einer Ausmerzung der einzelnen Mineralien führen, bedingen sie eine Verschiebung im Mineralspektrum. Oft wirken diese Vorgänge uniformierend, so daß Deutungen zur Genese des Gesteins aus dem Mineralbestand kaum möglich sind. Unter günstigen Umständen kann aber aus der Endvergesellschaftung auf die Herkunft und die Geschichte des Sedimentes geschlossen werden.

Im *Abschnitt I* der vorliegenden Abhandlung werden zunächst ganz allgemein die wichtigsten Faktoren besprochen, die eine Mineralgesellschaft auf dem Weg vom Liefergebiet zum Ablagerungsort prägen und verändern:

(1) das Ursprungsgestein in der distributiven Provinz,
(2) die mechanische Beanspruchung des Detritus auf dem Transportweg,
(3) Ablagerung und Umlagerung,
(4) Verwitterung und Diagenese.

Im *Abschnitt II* wird sodann ein Überblick über den Stand der schwermineralanalytischen Untersuchungen in der süddeutschen Molasse und in den angrenzenden Gebieten gegeben. Am Beispiel dieses gut erforschten Sedimentationsbeckens soll gezeigt werden, welche Möglichkeiten die Schwermineralanalyse zur Korrelation von Sedimentprofilen und zur Rekon-

struktion von paläogeographischen Gegebenheiten bieten kann, sofern sie kritisch angewandt wird.*

In *Abschnitt III* wird abschließend auf die Schwermineralführung der Chattsande in Südostbayern eingegangen. Diese Sande, bei deren Ablagerung die drei wichtigsten Schüttungen in der süddeutschen Molasse – GSA-, GE (H)- und ZM-Schüttung – zusammenwirkten, sind ein besonders lehrreiches Beispiel für den weit verbreiteten Schüttungstyp einer „chaotischen Sedimentation".

Die Niederschrift der Arbeit erfolgte im Jahre 1963. Das Manuskript wurde in vorliegender Fassung im Mai 1964 der Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät der Ludwig-Maximilians-Universität zu München als Habilitationsschrift vorgelegt. Den Herren Dr. F. Oschmann, Dr. E. Schauerte, Dr. G. Troll und vor allem meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. F. Neumaier, bin ich für Korrekturen am Manuskript dankbar.

Die sedimentpetrographische Untersuchung der Chattsande in der ostbayerischen Molasse wurde in den Jahren 1958 bis 1960 durchgeführt. Der Erdölgesellschaft Mobil Oil A.G. in Deutschland, besonders Herrn Dr. O. Heermann, Celle, möchte ich für die Anregung zu dieser Aufgabe meinen besten Dank sagen. Weiterhin trugen die Herren Dr. F. Oschmann, Dr. M. Brockert, Dr. L. Kraus und Dr. H. Quester – alle Mobil Oil A.G. in Deutschland – mit Rat und Tat zum Gelingen des Abschnittes III dieser Arbeit bei; ihre Unterstützung wird weiter unten (S. 70) noch ausführlich zu würdigen sein.

Neben der Mobil Oil A.G. bin ich den Erdöl-Gesellschaften DEA, Gewerkschaft Elwerath, ITAG, PREUSSAG und Wintershall Aktiengesellschaft für die Genehmigung zur Veröffentlichung von Ergebnissen zu Dank verpflichtet.

Den Herren Professor Dr. R. Dehm und Professor Dr.-Ing. A. Maucher danke ich, daß sie die Arbeit der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse der Bayerischen Akademie der Wissenschaften vorlegten.

---

* Während der Drucklegung erschien folgende Arbeit von H. Füchtbauer: Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. – Ecl. geol. Helv., **57**, S. 157–298, Basel 1964.

Mit dieser umfassenden und ergebnisreichen Abhandlung ergänzt und erweitert Füchtbauer seine früheren Untersuchungen in der älteren Molasse. Die wichtigsten Ergebnisse der Publikation wurden bereits früher von Füchtbauer (1954, 1958) veröffentlicht und sind somit in der vorgelegten Arbeit mitverwertet. Dagegen können mehrere Richtigstellungen und zahlreiche Einzelheiten, die Füchtbauer jetzt erstmals mitteilt und die den II. Teil meiner Arbeit bereichert hätten, nicht mehr berücksichtigt werden. In allen wesentlichen Punkten stimmen meine Befunde und Deutungen, wo sie sich mit den Untersuchungen Füchtbauers überschneiden, mit dessen Auffassungen überein.

I. ZUR BILDUNG UND UMBILDUNG VON MINERALVERGESELLSCHAFTUNGEN IN SANDEN

A. DAS URSPRUNGSGESTEIN IN DER DISTRIBUTIVEN PROVINZ

Die Geschichte eines klastischen Sedimentes beginnt im Liefergebiet (distributive Provinz). Darunter versteht man jene Gesteinskomplexe im Rückland, die das Ausgangsmaterial für die klastischen Sedimente darstellen. Je verschiedenartiger die Gesteine der distributiven Provinz, umso vielfältiger die Zusammensetzung des daraus gebildeten Sedimentes.

Das Ausgangsmaterial im Liefergebiet ist bestimmend für das Schwermineral-Spektrum im Sediment: Es legt die Vergesellschaftung in ihrem qualitativen Bestand fest. Alle folgenden Prozesse – abgesehen von den wenig wichtigen authigenen Neubildungen – führen nur noch zu einer quantitativen Verschiebung im Mineralbestand (bis zur Ausmerzung bestimmter Mineralien). Die qualitativen Änderungen im Mineralbestand, die von einem Wechsel des Liefergebietes ausgehen, sind deshalb für die Gliederung eines Sedimentes besonders wichtig. Sie sind bedeutsamer als die schwer erfaßbaren Anreicherungs- und Ausmerzungsvorgänge während des Transportes und der Ablagerung, die keine grundsätzliche Veränderung, sondern nur eine Umbildung bedingen.

Aus den Schwermineralien eines Sedimentes, vor allem aus der kollektiven Betrachtung des gesamten Schwermineral-Spektrums, kann auf das Liefergebiet geschlossen werden. Dadurch ist eine Rekonstruktion der distributiven Provinz oft noch möglich, wenn das Rückland inzwischen durch Denudation verändert oder völlig abgetragen ist.

So verschiedenartig, wie die Gesteine im Liefergebiet sein können, sind auch die möglichen Schwermineral-Kombinationen der klastischen Sedimente. Im folgenden wird eine Zusammenstellung der Schwermineralspektren aus den wichtigsten Gesteinsgruppen gegeben (spez. Gewicht $> 2{,}9$; Glimmer, Karbonate und Erzmineralien nicht berücksichtigt):

Basische bis ultrabasische Eruptiva:

Anatas, Brookit, basaltische Hornblende, Olivin, rhombische und monokline Pyroxene, Rutil, Spinell (meist Ceylonit und Picotit).

Saure bis intermediäre Eruptiva:

Apatit, Hornblende, Korund, Monazit, Titanit, Turmalin, Zirkon.

Pegmatitisch-pneumatolytische Bildungen:

Apatit, Beryll, Dumortierit, Flußspat, Korund, Monazit, Spodumen, Topas, Turmalin.

Sedimentäre Rest-Vergesellschaftung (wohlgerundet):

Rutil, Titanit, Turmalin, Zirkon.

Epizonale Metamorphite:

Chlorit, Chloritoid, Epidot, Glaukophan, Klinozoisit, Serizit, (Talk), Turmalin, Zoisit.

Mesozonale Metamorphite:

Amphibole (vor allem grün und blau) und Strahlsteine; Andalusit, Disthen, Epidot, Granat (meist Almandin und Pyrop), Klinozoisit, Staurolith, Zoisit.

Katazonale Metamorphite:

Disthen, Granat (meist Almandin und Pyrop), Pyroxene (typisch vor allem Augit und Diallag), Rutil, Sillimanit.

Kontaktmetamorphite (mit und ohne Stoffzufuhr):

Amphibole (meist grün) und Strahlsteine, Andalusit, Epidot, Flußspat, Granat (vor allem Grossular), Pyroxene (vor allem Diopsid), Titanit, Topas, Turmalin, Vesuvian, (Wollastonit), Zoisit.

v. Moos (1935, S. 217) teilt in Anlehnung an Edelman (1933) die Schwermineralien in IV Gruppen nach ihrer Bedeutung für die Herkunftsbestimmung.

Die Gruppen I (Erze) und II (Granat, Zirkon, Turmalin, Rutil, Anatas, Brookit, Titanit) enthalten Mineralien, die auf keine bestimmte primäre Gesteinsart hindeuten.

Gruppe III (Staurolith, Disthen, Andalusit, Topas) ist zur exakten Herkunftsbestimmung nur beschränkt verwendbar, da die Mineralien primär zwar aus einer bestimmten Gesteinsart stammen, aber umlagerungsresistent sind und demnach sekundär auch aus umgelagerten Sedimenten abgeleitet werden können.

Nur Gruppe IV mit herkunfts- und umlagerungsempfindlichen Mineralien (Epidot, grüne, braune und blaue Hornblenden, Augit, Chloritoid) soll sich zur sicheren Herkunftsbestimmung eignen.

In der Praxis können allerdings auch Mineralien der Gruppen I, II und vor allem III Leitwert für die Herkunftsbestimmung erlangen.

Wieseneder (1953, S. 369) weist darauf hin, daß von allen Gesteinen, die als Ausgangsmaterial der Sedimente in Betracht kommen, in Wirklichkeit nur eine begrenzte Anzahl für die Lieferung von Schwermineralien bedeutsam ist. Er begründet das mit der unterschiedlichen Verbreitung der Gesteine, mit ihrem wechselnden Gehalt an Schwermineralien und dem Abtragungsmechanismus.

Unter den Tiefengesteinen herrschen Granite (80%) bei weitem vor; sie sind unter diesen somit auch die wichtigsten Schwermineral-Lieferanten.

Das bedeutsamste Ergußgestein – der Basalt – ist dagegen als Ausgangsmaterial für Schwermineralien relativ unbedeutend wegen seiner geringeren Verbreitung, der kleinerkörnigen Struktur und des dichteren Verbandes.

Unter den Sedimentgesteinen im Liefergebiet sind lediglich die gröberklastischen Gruppen – Sande und Kiese, die nur ca. 15% aller Sedimente ausmachen – Träger von Schwermineralien.

Weite Verbreitung auf der Erdkruste haben die Metamorphite. Das Hauptgestein der Epizone, der Phyllit, liefert nur wenige stabile Schwermineralien; die meso- und katazonal überprägten Gesteine hingegen weisen eine reiche Schwermineralführung und Schwermineralkombination auf.

Die Bedeutung der metamorphen Gruppe als Sediment- und Schwermineral-lieferant wird noch dadurch verstärkt, daß Abtragungsgebiete vorwiegend metamorphe Gesteine enthalten; dort greift die Erosion nämlich rasch durch die sedimentäre Decke hindurch bis auf den kristallinen Kern ein. Die großen Sedimentationströge hingegen bleiben im allgemeinen lange und beständig in Absenkung begriffen, so daß keine wesentliche Abtragung und Umlagerung stattfinden kann.

Aus allem ergibt sich, daß aus der Vielfalt von Liefergebieten folgende drei als Schwermineral-Lieferanten besonders wichtig sind:

(1) epi- bis mesozonale Gebiete (Granat-Hornblende-Epidot-Assoziationen mit Staurolith und Disthen als wesentlichen Nebengemengteilen);

(2) katazonale Gebiete (Granat-Hornblende-Assoziationen mit Augit, häufig auch mit Zirkon, aber ohne Epidot);

(3) Granitgebiete (Zirkon-Assoziationen mit Monazit, Turmalin, Apatit und Biotit).

Alle anderen Gesteinstypen spielen dagegen mengenmäßig nur eine untergeordnete Rolle. Sie können aber gerade deshalb eine für bestimmte Räume und kurze Zeiten leitende Schwermineralgesellschaft ins Vorland schütten; denn wie bei Fossilien ist eine *räumlich* beschränkte Vergesellschaftung für paläogeographische Rückschlüsse besonders geeignet, während eine *zeitlich* beschränkte Vergesellschaftung zur Gliederung und Korrelation von Sedimentprofilen den größten Leitwert hat.

Nur selten ist ein Liefergebiet über große Räume und längere Zeiten hinweg petrographisch einheitlich. Räumlich liegt in den meisten Fällen eine enge Durchwachsung oder Verzahnung verschiedener, wenn auch oft verwandter Gesteinskomplexe vor.

Die *Alpen* z. B. liefern aus ihren zentralen Teilen ein überwiegend epi- bis mesozonal geprägtes Mineralspektrum; differenzierend kommen örtlich die Vergesellschaftungen der Granite, der sauren Ergußgesteine, der basischen bis ultrabasischen Eruptiva, der Pegmatite sowie – in den randlichen Alpenteilen – die sedimentären Schwermineral-Restgesellschaften hinzu.

Der *Bayerische Wald* indessen stellt einen katazonal geprägten, migmatitischen, mit sauren Magmatiten durchsetzten Gesteinskomplex dar, so daß hier die katazonalen mit granitischen und pegmatitischen Spektren eng vergesellschaftet sind.

Zu dieser räumlichen Vielgestaltigkeit der Liefergebiete treten zeitliche Veränderungen: Bei *Hebungen in Schollen*, wie sie im Bayerischen Wald stattfanden, kommt es zu einer gleichmäßigen, weitflächigen Abtragung und damit zur regionalen Entblößung immer tieferer Stockwerke von immer höherem Metamorphosegrad.

In *orogenen Gebirgen* hingegen, z. B. in den Alpen, bildet sich rasch eine Zonengliederung heraus, die von nicht oder niedrig metamorphen Gesteinen am Rand zu höher metamorphen Gesteinen im Kern überleitet. Die rasch wechselnden und kräftigen Krustenbewegungen bedingen hier weniger eine flächenhafte als vielmehr eine rinnenhafte Erosion, die ein starkes Relief schafft. Die Täler werden mit der Alterung des Orogens immer tiefer in den Kern des Gebirges rückgeschnitten. Beide Faktoren – der erosive Einschnitt in tiefere Gesteinsschichten und das Rückschneiden in zentralere Zonen – verursachen eine relativ rasche Änderung des Schwermineralspektrums: Höher metamorphe Mineralien werden stetig angereichert und vermischen sich mit den früheren Spektren randlicher Zonen.

ANDRÉE (1936, S. 90) nahm an, daß sich die Alpen-Abtragung in der Schwermineral-Verteilung der Oligozän-Molasse widerspiegelt; er deutete die Abnahme pneumatolytischer Mineralien von unten nach oben durch allmähliche Abtragung des Pegmatit-durchschwärmten Alpendaches.

Für die zunehmende Entblößung des Kerns von Orogenen gibt VAN ANDEL (1952) mehrere Beispiele aus dem europäischen und außereuropäischen Tertiär. Er stellt im Verlauf einer Orogenese stets eine bestimmte Reihenfolge von Schwermineralspektren in den korrespondierenden Sedimenten fest. Diese gleichartige Abfolge erklärt er durch die successive Abtragung immer höher metamorpher Zonen um den kristallinen Kern. Die Beobachtungen VAN ANDELS seien im folgenden Schema zusammengefaßt:

Tektonische Geschichte	Änderung der Mineral-Spektren	Wichtigste Schwermineralien
Ausgangsstadium	Mineralarme Spektren	Turmalin, Zirkon
Steigende Reliefenergie bis Maximum der Heraushebung	Bereicherung der Spektren	Granat, Staurolith, Disthen
Ausklingende Orogenese	Verarmung der Spektren	Epidot

Dieses Schema entspricht auch unseren Beobachtungen in der nordalpinen Saumtiefe: Im Flysch und Helvetikum sowie in den Basisschichten der Molasse herrschen noch mineralarme Restspektren. In der höheroligozänen Molasse wird dann am gesamten Alpenrand vom Wiener Becken bis zu den französischen Westalpen eine Vergesellschaftung mit vorwiegend Granat, Staurolith, Apatit und Zirkon geschüttet, die dann zunehmend abgelöst wird durch eine Epidot-reiche Assoziation.

Allerdings ist einschränkend zu erwähnen, daß auch andere Gründe als die Abtragung des Alpen-Orogens zu dieser Folge von Schwermineralgesellschaften geführt haben können, etwa diaphthoritische Vorgänge im Sinne der „Tauern-Kristallisation" oder tektonische Umwälzungen im Liefergebiet oder diagenetische Ausmerzungen im Sedimentationsraum selbst (s. auch S. 61 ff.).

Ein weiterer wichtiger Unterschied zwischen langsam aufsteigenden epirogenen Hebungsgebieten und rasch aufgefalteten Orogenen ist im verschieden gearteten und unterschiedlich schnellen Abbau ihrer jeweiligen Gesteine gegeben: Langsame, schildförmige Hebung läßt nur eine geringe Abtragung zu; es wird wenig Schutt ins Vorland geliefert. Auf den weithin offen liegenden Flächen bleibt der Verwitterung genügend Zeit zum chemischen und mechanischen Angriff. Es kommt zu Verwitterungsrinden, in denen bereits Mineralumwandlungen und -auslese vor sich gegangen sein können, bevor das Material zum Transport gelangt. Aus der geringfügigen und flächenhaften Abspülung des verwitterten Materials resultieren über lange Zeit einheitliche Schwermineralspektren, die sich nur ganz allmählich in immer höher-metamorphe Vergesellschaftungen ändern.

Dagegen führen der kräftige Aufstieg der Faltengebirge und die dadurch gesteigerte Reliefenergie zu einer starken Abtragung. Der Abbau der Gesteine erfolgt bei der raschen Erosion am steilen Relief weniger durch chemische, als vielmehr durch mechanische Wirkungen. Flächenhafte Verwitterungsrinden entstehen kaum; frisch und unverändert gelangt das Gestein zum Transport. In den rasch gehobenen Gebirgskörper tiefen sich linienhafte Erosionsrinnen ein, in denen alle Vergesellschaftungen vom sedimentären Rand über die schwachmetamorphen Zonen bis zum stark metamorphen Zentralkern hin angeschnitten werden können. Es fällt viel Abtragungsschutt an, der zu einer reichen Aufschüttung im Vorland führt; die zugehörigen Schwermineralspektren sind vielfältig zusammengesetzt und rasch veränderlich.

Im Idealfall einer langfristigen und ungestörten Abtragung können die Änderungen der Mineralvergesellschaftungen des Vorlandes in der Lateralen direkt, in der Vertikalen dagegen im Sinne der negativen Korrelation auf das Liefergebiet übertragen werden. Phasen erhöhter oder verminderter Denudation im Liefergebiet lassen sich – bei Vernachlässigung des Zeitbedarfs für den Transport – direkt korrelieren mit Phasen erhöhter oder verminderter Ablagerung im Sedimentationsraum. Die Sedimentmächtigkeit gibt somit ein Maß für die Abtragung im Liefergebiet.

Grundsätzliche und abrupte qualitative Änderungen der Schwermineralspektren im Sedimentationsraum lassen auf einen grundsätzlichen Wechsel des Liefergebietes schließen. Geringe und allmähliche qualitative Veränderungen dagegen können durch Umbildungen im Rahmen *einer* distributiven Provinz bedingt sein, vor allem, wenn es sich um einen vielgestaltigen Abtragungsbereich vom orogenen Typus handelt. In limnischen und marinen Sedimentationsräumen, in die von verschiedenen Seiten her sedimentiert wird, können die Schüttungen und damit die Schwermineralspektren zweier oder mehrerer Liefergebiete sich mischen; solche Interferenz von Schüttungen führt zu einer chaotischen Sedimentation.

B. DIE MECHANISCHE BEANSPRUCHUNG DES DETRITUS AUF DEM TRANSPORTWEG

1. Allgemeines

Die Mineralvergesellschaftungen aus einem komplex aufgebauten Liefergebiet oder aus mehreren Liefergebieten werden auf dem Transport zum Sedimentationsraum durchgemischt und vereinheitlicht. Bei bekanntem Ausgangsmaterial kann man aus dem Grad der Durchmischung auf die Transportlänge des Sedimentes schließen.

Weitere Hinweise auf die Geschichte des Sedimentes während des Transportes ergeben sich aus Anreicherungs- und Ausmerzungsvorgängen im Mineralspektrum sowie aus den Kornumgestaltungen durch mechanische und chemische Einwirkungen.

Für die selektiven Anreicherungs- und Ausmerzungsvorgänge im Sediment, die mit der Länge des Transportweges zunehmen, wurde der Begriff des „Mineral-Gradienten" geprägt; er ist für jede Mineralart gegeben durch den stetig zu- oder abnehmenden Prozentgehalt in Richtung des Sedimenttransportes. Nach RUSSELL (1939, S. 44/45) führt die Transportauslese zum Nachhinken bestimmter Komponenten infolge ihres höheren spezifischen Gewichtes, ihrer gröberen Körnung und – bei rollendem Transport – ihrer geringeren Kugelähnlichkeit; solche Komponenten wandern langsamer, so daß ihnen die vergesellschafteten Mineralkörner in Stromrichtung „davonlaufen". So wird das Mineralspektrum zugunsten der transportbeständigeren Komponenten verschoben. Unterschiedliche Transportbedingungen führen zu unterschiedlich differenzierten Mineralvergesellschaftungen.

Die wichtigsten Transportarten sind der *rollende oder schleifende* und der *schwebende (Suspensions-) Transport.* Der hüpfende Transport bildet einen Übergang. Transport in Lösung kann hier unberücksichtigt bleiben, da er bei unseren Betrachtungen, die auf den Mineralbestand ausgerichtet sind, keine Rolle spielt.

Das Mengenverhältnis von rollend zu schwebend transportierter Fracht ist in Luft und Wasser verschieden, je nach der Art des Sedimentes sowie nach der Strömungsgeschwindigkeit und der Dichte des Transportmediums.

In Flüssen wurden Verhältniszahlen von 1:9 an der Mississippimündung (HUMPHREYS & ABBOT, 1867, S. 149), 1:1 im Yuba-River/Kalifornien (GILBERT, 1914, S. 230) oder 4:1 in der Rhone gefunden. Im Flachland dürften die im Fluß rollend transportierten Teilchen im allgemeinen 10% des Gehaltes an Schwebstoffen nicht übersteigen; in Gebirgsflüssen können die Absätze 30–40%, selten auch mehr, erreichen (RUCHIN, 1958, S. 194), in stehenden Gewässern liegt das Verhältnis niedriger.

Körner mit Durchmessern $<$ 0,2–0,1 mm werden in normalen, turbulent-laminaren Wasserströmungen weitgehend schwebend transportiert. Nur der gröbere Anteil der psammitischen Fraktion eines Sedimentes wird somit rollend bewegt. Der feinere Sandanteil – darunter auch die bearbeitete Schwermineralfraktion – ist ebenso wie der pelitische Anteil den schleifenden und stoßenden Einwirkungen nur wenig ausgesetzt und liegt daher eckig oder kaum gerundet vor; für ihn gelten die weiter unten aufgezeigten Regeln für schwebenden Transport. Ausschließlich schwebend wird ein Sandkorn allerdings kaum über einen längeren Weg transportiert; infolge der wechselnden Strömungsverhältnisse schalten sich immer wieder Strecken mit hüpfendem bis rollendem Transport ein.

Da weniger Kraft dazu erforderlich ist, ein Korn in Bewegung zu halten als erneut in Bewegung zu setzen, gibt es mit abnehmender Strömungsgeschwindigkeit drei Zustandsarten im Sediment:

(1) Alle Teilchen sind stets in Bewegung; es herrschen Abtragung und Umlagerung.
(2) Bewegte Teilchen bleiben in Bewegung, ruhende Teilchen bleiben festgelegt; es herrscht teilweise Verfrachtung.
(3) Alle Teilchen verharren in Ruhe; es herrscht Ablagerung.

2. Rollender und schleifender Transport

Bei rollendem, schleifendem, schiebendem oder springendem Transport bestimmt im wesentlichen das elastische Verhalten des Korns seine Widerstandsfähigkeit gegen die Transporteinwirkungen. Mineralien von hoher Härte sind weniger stark dem Abrieb ausgesetzt. Mineralien mit guter Spaltbarkeit werden schneller zerkleinert und zerrieben; in

den seltensten Fällen gelangen sie zu einer vollkommenen Rundung, meist wird der Rundungsprozeß durch neuen Bruch an den Spaltflächen unterbrochen. Mineralien von geringer Druckfestigkeit splittern und brechen durch Stoß, Druck und Anprall anderer Körner. Aus den drei Eigenschaften Härte, Spaltbarkeit und Druckfestigkeit resultiert die Sprödigkeit des Materials.

Das anisotrope Verhalten der meisten Kristalle gegenüber den oben angeführten Beanspruchungen bedingt – neben der ursprünglichen Form – die Art der Kornumgestaltung. Nach längerer Transporteinwirkung nehmen viele Körner eine spezifische Gestalt an, die aus der Wechselwirkung von Abrieb (bis zu völliger Rundung) und von neuem Bruch (bis zu erneut völlig eckiger Form) hervorgeht. Die Kornform – vor allem Rundung und Kugelähnlichkeit – spielt deshalb bei der Analyse eines Grobsandes oder Kieses und bei der Diagnose des Einzelminerals eine hervorragende Rolle.

Mit abnehmender Korngröße, abnehmender Strömungsgeschwindigkeit des Transportmediums (Wasser oder Wind) und wachsender Rundung sinkt der Abrieb des Korns. Je stärker die Anisotropie und je unvollkommener die Rundung, umso geringer die Kugelähnlichkeit. Aus Rundungsgrad und Kugelähnlichkeit kann auf die Transportlänge eines Sedimentes geschlossen werden, vor allem wenn die unterschiedlichen Kornformen transportstabiler und -instabiler Mineralien verglichen werden.

Die Wechselwirkung zwischen den Korneigenschaften und den Transportarten und -medien führt auf dem Weg vom Liefergebiet zum Sedimentationsraum zu Veränderungen am Einzelkorn und zu Verschiebungen innerhalb der Mineralgesellschaft. Ein Verwitterungszersatz im Liefergebiet hat fast ausschließlich eckige Bruchformen. Auf dem Transportweg nimmt die Rundung und damit meist auch die Kugelähnlichkeit des Korns allmählich zu. Bei homogenen Mineralien werden die größeren Unebenheiten und die kleineren Rauhigkeiten zunehmend ausgeglichen; bei inhomogenen Mineralien kommt es zu einer spezifischen Skulptierung, z. B. in Streifen, Rillen, Facetten, Schuppen oder Ätzfiguren. Allerdings führt der Abrieb – wie KUENEN (1960, S. 50 ff.) experimentell feststellen konnte – in fluviatilem Medium nicht bis zu polierten Oberflächen, in äolischem Medium lediglich zu einer Facetten-Politur der konvexen Kornteile.

Die Tatsache, daß manche Quarzsande trotzdem auf ihren konvexen und sogar konkaven Kornflächen glatt poliert sind, erklärt KUENEN durch chemische Prozesse: Lösung und Wiederausfällung von Quarz und anderen Mineralien durch alternierende Durchfeuchtung und Trocknung können zu dünnen Glasuren nach Art des Wüstenlacks führen. Solche Lösungs- und Ausfällungserscheinungen spielen ja auch beim orientierten Fortwachsen von Quarzkörnern in Sandsteinen eine Rolle; ebenso weist die schwache Kantenrundung an Quarzkörnern nichttransportierter granitischer Verwitterungsböden auf Lösungsrundung hin.

Durch den Abrieb werden alle schleifend oder rollend transportierten Körner mit der Entfernung vom Liefergebiet kleiner. Gleichzeitig reichert sich nach RUSSELL (1939, S. 37 ff.) der Anteil an Mineralien an, die im Ursprungsgestein bereits kleiner als andere Bestandteile vorlagen, z. B. Zirkon, Apatit, Ilmenit, Magnetit und andere Akzessorien eruptiver und kristalliner Gesteine.

3. Schwebender (Suspensions-) Transport

Vom schwebenden Transport werden im allgemeinen nur die Pelit- und die feineren Psammitfraktionen erfaßt. Dabei kommt es kaum zu mechanischen Einwirkungen auf die Kornform, so daß in subaquatischen Sedimenten die Kornfraktion $< 0{,}2$ mm weitgehend splittrig und ohne Abrollung vorliegt. Akzessorien, die als früheste Ausscheidungen schon im Liefergebiet als kleine, idiomorphe Körner ausgebildet waren, können ihre Eigengestalt

auch bei längerem schwebendem Transport erhalten. Man kann natürlich bei solch feinkörnigen Sedimenten aus der Splittrigkeit oder Idiomorphie der Mineralien nicht auf kurzen Transportweg schließen.

Im Gegensatz zum rollenden Transport, der die Körner nach Rollwiderständen auswählt, differenziert schwebender Transport nach der Sinkgeschwindigkeit. Mit dem Korndurchmesser und der Dichte der Mineralien erhöht sich die Sinkgeschwindigkeit, so daß es zur selektiven Anreicherung oder Verminderung einzelner Mineralien innerhalb des Spektrums kommen kann: Schwerere und größere Mineralien bleiben in Stromrichtung hinter den leichteren und kleineren zurück.

Während bei rollendem Transport die isometrischen Mineralien in Richtung des Transportes konzentriert werden, führt der Suspensionstransport zur Anreicherung flacher Mineralien. Da schwerere Mineralien mit kleineren Durchmessern in Suspensionen wie leichtere Mineralien mit entsprechend größeren Durchmessern reagieren, ist die Schwermineralfraktion in Feinsanden im allgemeinen kleinerkörnig als die vergesellschaftete Leichtmineralfraktion. Man müßte also aus den Größenverhältnissen leichter und schwerer Mineralien – gleichkörniges Ausgangsmaterial und reinen Suspensionstransport vorausgesetzt – auf die Transportlänge rückschließen können.

In der Natur jedoch sind solche einfachen Voraussetzungen kaum gegeben. Die Mineralarten liegen schon im Ausgangsmaterial unterschiedlich groß vor. Zudem sind noch andere Korneigenschaften zu berücksichtigen, die nicht in gleicher Weise auf die Transportbeanspruchungen reagieren müssen. Welche der Eigenschaften sich im Einzelfall beim Transport wirksamer herausstellen, muß in jedem Fall durch Detailuntersuchungen neu geklärt werden.

Z. B. sind Magnetit und Ilmenit im Liefergebiet meist nicht nur kleiner als die anderen Gesteinsbestandteile, sondern auch wesentlich schwerer; die zunehmende Sortierung auf dem Transportweg kann einerseits bezüglich der Korngröße zu einem Anwachsen, anderseits bezüglich des spez. Gewichtes zu einer Verringerung des Prozentgehaltes führen. Je nach den spezifischen Transport- und Ablagerungsbedingungen sind Beispiele für beide Möglichkeiten nachgewiesen.

Granat ist bekanntlich im allgemeinen an gröbere Sedimente und Sedimentfraktionen gebunden; das hängt mit seiner schon primär groben Körnung im Liefergebiet und seiner mechanischen Resistenz zusammen. Ähnlich wie der Granat verhält sich der Staurolith. Gelegentlich finden sich beide Mineralien aber auch bevorzugt in feinerkörnigen Proben angereichert (Ritter, 1953, S. 60/61).

Von mehreren Autoren (van Andel, 1951; Lemcke u. v. Engelhardt & Füchtbauer, 1953; Wiesneder, 1953; Ritter, 1953) wird das Verhältnis Hornblende/Granat als besonders bezeichnender Mineralquotient im Schwermineralspektrum ausgewertet. Infolge der unterschiedlichen Transportstabilität – der harte, homogene Granat ist sehr resistent, die weiche, gut spaltende Hornblende sehr empfindlich – ergibt sich im allgemeinen ein reziprokes Verhalten dieser beiden Mineralien: Granat findet sich meist in gröberkörnigen Sedimenten oder Fraktionen angereichert, Hornblende tritt dagegen in feinerkörnigen Sedimenten oder Fraktionen vermehrt auf. Aber auch in diesem Fall kann unter bestimmten Bedingungen ein umgekehrtes Verhalten konstatiert werden.

Ein ähnlich gegenläufiges Verhältnis zeigen häufig, doch nicht immer, Granat und Epidot, so daß ihr Quotient von Lemcke u. v. Engelhardt & Füchtbauer (1953) und von Grimm (1957b) ebenfalls ausgewertet wurde.

Schiessl (1962) stellt Mineralien unterschiedlicher chemischer und mechanischer Widerstandsfähigkeit paarweise gegenüber, z. B. Epidot + Hornblende oder Staurolith + Apatit; er erhält dadurch reziprok verlaufende Mineralkurven, die sich in ihrer Aussage bestätigen können.

4. Differenzierung des Sedimentes bei verschiedenen Transportarten

Die verschiedenen Transportarten (subaerischer Transport durch Wind, Absturz oder Abrutsch; subaquatischer Transport in fließenden oder stehenden Gewässern; glazialer Transport) beanspruchen das Sediment unterschiedlich, so daß jeweils andere Korneigen-

schaften wirksam werden. Zwar ändern sich dabei die mechanischen Vorgänge, die zur Rundung, zum Abrieb und zur Trennung nach dem spez. Gewicht führen, nicht prinzipiell, aber doch graduell.

Ein Korn wird umso rascher transportiert, je kleiner sein Durchmesser und je größer die Strömungsgeschwindigkeit ist. Außerdem spielt der Dichte-Unterschied zwischen Transportmedium und Korn eine wichtige Rolle: Bei gleicher Strömungsgeschwindigkeit kann im Wasser mehr Sediment transportiert bzw. in Schwebe gehalten werden als in Luft, in schwerem Salzwasser mehr als in leichterem Süßwasser. Mit der Art des Transportmediums (Luft, Wasser, Eis), seinem Zustand (Temperatur, Druck, Dichte) und seinem Chemismus ändern sich außerdem die chemischen Einflüsse auf das Korn und bedingen eine unterschiedliche Auslese nach der chemischen Resistenz der Mineralien.

Bei rollendem Transport werden Psammite nur untergeordnet auf ebener Fläche gleitend transportiert. Die meisten Sande rollen subaerisch und subaquatisch in Sedimentkörpern, deren Form und Gefüge vom Transportmedium, von der Strömungsgeschwindigkeit und von der Frachtmenge abhängen (Dünen, Rippeln, Barchane, Platen usw.). Ebene Sandschichten sind daher ein Hinweis auf Suspensionstransport.

Äolisch transportiertes Material ist nicht nur auf rein terrestrische Sedimente beschränkt. Auch aquatische Sedimente können windverfrachtetes Material beigemischt enthalten, z. B. durch Einwehung feiner Partikel in Flüsse, Seen oder Meere. Die Auslese nach der Korngröße (= Klassierung) ist bei Windtransport im allgemeinen wesentlich besser als bei aquatischem Transport. Gleichzeitig kann eine Auslese nach dem spez. Gewicht (= Sortierung)* erfolgen. So können nach Ausblasung feinerer und leichterer Körner wohlsortierte äolische Schwermineralseifen von sehr einheitlicher Körnung zurückbleiben.

Obwohl die Dichte der Luft nur wenig mehr als 1/1000 der von Wasser beträgt und ihre Tragkraft damit bedeutend geringer ist, ergeben sich beim schwebenden, hüpfenden und rollenden Windtransport ähnliche Einwirkungen auf die Sandkörner wie beim Wassertransport: Rundung, Streifung, Polieren, Facettieren. Experimentelle Untersuchungen von KUENEN (1960, S. 50ff.) haben wahrscheinlich gemacht, daß äolischer Abrieb 100 bis 1000 mal stärker ist als fluviatiler Abrieb bei gleicher Transportlänge; die schleifende Wirkung nimmt mit der Korngröße ab und hört an wohlsortierten Proben bei 0,1 mm, an schlecht sortierten Proben bei 0,05 mm auf. Bei äolischem Transport werden somit wesentlich kleinere Körner vom Rundungsprozeß erfaßt als bei fluviatilem Transport. Deshalb darf, wenn im Feinsandbereich starke Rundung der Körner auftritt, auf äolischen Abrieb geschlossen werden. Treten einzelne gerundete Körner in der sonst splittrigen Feinsandfraktion auf, so dürfte ein Teil des Sedimentes zumindest kurzfristig unter Windeinwirkung gestanden haben. Bei den meisten dieser windtransportierten Körner deutet auch die Mattpunktierung infolge der Gebläsewirkung auf äolische Einwirkungen. Matte Körner mit fein granulierter Oberfläche finden sich noch häufiger in den gröberen Sandfraktionen infolge der stärkeren Stoßwirkung der Teilchen.

Subaerischer Transport durch Abbruch oder Abrutsch steht meist am Begin des Materialtransportes im Liefergebiet. Diese Transportform ist in aridem Klima besonders wichtig. In den Blockhalden und Rutschmassen kommt es zu Brucherscheinungen unterschiedlichen Ausmaßes: Abrutsch en bloc führt nur an der Gleitfläche zu Zermalmungen. Beim Abkriechen mit Differentialbewegungen innerhalb der Lockermasse oder bei breiartigem Transport in Schlammströmen treten Zertrümmerung, Schrammung sowie Abrieb bis Zerrieb in-

* Im folgenden wird unter „Klassierung" stets die Auslese nach der Korngröße, unter „Sortierung" die Auslese nach dem spez. Gewicht verstanden.

folge der starken Reibung auch innerhalb der Rutschmasse auf. Bei längerem subaerischem Abrutsch mit Einzelkorntransport kann so ein Teil des ursprünglichen Block- und Brockmaterials kantengerundet oder bis zu Sand und Ton aufbereitet werden. Gleichzeitig sind die Gerölle und Körner allen Verwitterungseinwirkungen preisgegeben und werden entsprechend chemisch und mechanisch umgestaltet.

Nach kurzer Periode subaerischen Abrutsches wird der Transport im humiden Klima meist vom *aquatischen Medium* übernommen. Dabei können im großen zwei Arten der Verfrachtung unterschieden werden:

(1) Transport in fließenden Gewässern (z. B. in dauernd oder intermittierend strömenden Wasserläufen);

(2) Transport in „stehenden" Gewässern (z. B. in Meeren, Brackmeeren, Lagunen, Seen und Altwässern).

Beide Arten unterscheiden sich in ihren Strömungsbedingungen und damit in ihrer Wirkung auf das rollend oder schwebend transportierte Material.

In *fließenden Gewässern* finden nebeneinander rollender, hüpfender und schwebender Transport statt. Nur die an der Stromsohle schleifend und rollend transportierten Körner werden dabei vom Abrieb und vom Rundungsprozeß erfaßt. Infolge der starken Strömung im linear geführten Gerinne und wegen der kräftigen Mahlwirkung der groben Sedimente sind die mechanischen Einwirkungen auf das Einzelkorn an der Stromsohle beträchtlich.

Gontscharow (in Ruchin, 1958, S. 195 ff.) unterscheidet vier Transportphasen, die von der Strömungsgeschwindigkeit der Flüsse abhängen:

(1) Die erste, „glatte" Phase bei geringer Geschwindigkeit ist gekennzeichnet durch eine Ortsverlagerung der leichteren Teilchen auf glatter Oberfläche des Flußbettes oder in engen Rippeln.

(2) Wenn die Stromgeschwindigkeit 2 bis 2,5 mal größer wird als die zur Bewegung der Teilchen erforderliche Mindestgeschwindigkeit, so kommt es zur zweiten Transportphase, die für die meisten Wasserläufe typisch ist und gekennzeichnet wird durch große, flache, dünenartige Rücken, die mit mehreren m/Tag Geschwindigkeit strom*abwärts* wandern können.

(3) Die dritte Transportphase – bei Strömungsgeschwindigkeiten mehr als 4 mal so groß wie die zur Bewegung des Sedimentes nötige Geschwindigkeit – ist durch Zerstörung der Sandrücken und Wiederherstellung eines glatten Bettes gekennzeichnet; die Bewegung der Teilchen erfolgt jetzt in einer ziemlich mächtigen oberen Bodenschicht, die ohne feste Grenze ins unbewegte Flußbett übergeht.

(4) Das vierte, noch wenig erforschte Stadium, das nur selten, bei hohen Strömungsgeschwindigkeiten, auftritt, bringt erneut größere, wellenförmige Bodenunebenheiten, die aber strom*aufwärts* wandern (gegenläufige Dünen oder „Antidünen").

Die Körner mit Durchmessern $<0{,}1$–$0{,}2$ mm werden in normaler, turbulent-laminarer Strömung weitgehend schwebend, d. h. in wäßriger Suspension transportiert und so durch Abrieb kaum beansprucht. Bei starker, turbulenter Strömung ist Aufwirbelung auch größerer Körner möglich. Nach Ruchin (1958, S. 192) ist für die Überführung eines Teilchens in den Schwebezustand eine um ca. 40% stärkere Wasserbewegung notwendig als zur rollenden Bewegung am Boden. Innerhalb des Stromes findet eine Klassierung des schwebenden Materials statt, wobei gröbere Sedimentteile (Sand, Schluff) bodennah schweben, feinere Anteile (Pelite) dagegen gleichmäßig verteilt über den ganzen Stromquerschnitt transportiert werden.

Die Abgrenzung zwischen fließenden und „stehenden" Gewässern ist – vom Transportmechanismus her betrachtet – unscharf, wie am Beispiel der kaum durchbewegten Fluß-Altwässer oder der intensiv durchströmten Deltabereiche eines Meeres gezeigt werden kann. Entsprechend fließend sind die Übergänge zwischen den zugehörigen Sedimenttypen.

Der Sedimenttransport in *„stehenden" Gewässern* soll im folgenden am Beispiel des marinen Ablagerungsraumes diskutiert werden, da dieser die vielfältigsten Strömungserscheinungen aufweist.

Im marinen Medium herrschen – abgesehen vom Litoralbereich – meist Strömungen von geringerer Geschwindigkeit als in einer geführten Flußrinne. Entsprechend feinerkörnig ist das transportierte Material; denn das Gewicht der Körner, die am Boden transportiert werden können, ist proportional der sechsten Potenz der Strömungsgeschwindigkeit. (Demnach steigt, wenn der Geschwindigkeitsquotient z. B. 3:1 ist, das Gewichtsverhältnis der transportierbaren Teile bis auf 729:1 [s. RUCHIN, 1958, S. 192].)

Neben gerichteten Strömungen ist der Wellengang für die Bewegung der Sedimentteilchen wichtig. Nach RUCHIN (1958, S. 202/203) kann die Wellenbewegung im offenen Meer bis weit über 100 m Tiefe reichen, eine Aufrührung der Sedimente in großem Maße bis 50–70 m, eine Bewegung von Geröllen auf dem Meeresgrund bis 15 m, von Sandteilchen bis 27 m Tiefe.

In verschiedenen Meeresräumen können die Transporteinwirkungen auf das Korn sehr unterschiedlich sein. Stärke und Richtung der Strömungen, Wellengang, Gezeiten, Meerestiefe und -relief, Salzgehalt, Art des Sedimentes sowie chemische und klimatische Bedingungen spielen dabei eine Rolle. Ein wesentlicher Unterschied zum Transport im geführten Flußgerinne liegt darin, daß das Sediment im stehenden Gewässer nicht konstant in einer Hauptrichtung transportiert wird, sondern durch Wellen, Strömungen und Gezeitenwirkung vor- und rückwärts verfrachtet werden kann. Auf diese Weise vermag ein Sediment insgesamt weite Strecken zu wandern, ohne im Endeffekt weit vom Ausgangspunkt entfernt zu sein. Entsprechend größer als bei fluviatilem Transport sind daher Abrieb und Rundung.

Die Durchmischung von Sedimenten verschiedener distributiver Provinzen ist in einem Meeresbecken, in das von allen Seiten her eingeschüttet werden kann, viel wichtiger als in einem fluviatilen Sedimentationsraum. Chaotische Sedimente, zusammengesetzt aus den Komponenten verschiedener Schüttungen mit unterschiedlichen Mineralspektren und Korngrößenverteilungen, sind daher in marinen Sammelbecken nicht selten. Allerdings konnte durch unsere Detailuntersuchungen häufig festgestellt werden, daß Schüttungen, die im großen vollkommen gemischt scheinen, in Wirklichkeit eine Wechsellagerung dünner, relativ reiner Lagen jeweils einer Schüttung aufweisen mit Interferenz im cm- bis dm-Bereich.

Starke Beanspruchungen erleidet ein Sediment an der Küste. Nach NIGGLI (1952, *II*) wird das Material in der Brandungszone von der ankommenden Wasserflut, dem „Schwall", teilweise schwebend herangeführt, während der Wasserrückgang, der „Sog", vorwiegend rollend abtransportiert. An flachen Küsten können sich meterhohe Sandbarren bilden, die – häufig mehrere Wälle hintereinander – das Ufer säumen. Die Verschiebung der Barren führt wie bei Fluß- und Stranddünen zu einem Schrägschichtungsgefüge innerhalb der Sandkörper. An Steilküsten kommt es durch die starken mechanischen Einwirkungen in der Brandung – Erosion, Zerrieb und Auswaschung – zu einer charakteristischen Kornklassierung und -sortierung sowie zu meist glänzend geglätteten Kornoberflächen bei relativ geringer Rundung.

Brandungswellen, die – z. T. windbedingt – schräg auf die Küste auflaufen, verschieben das durch die Brandung zerkleinerte Material in Zickzackbewegungen längs des Strandes. Diese Strandverdriftung oder Küstenversetzung kann über viele Hunderte von Kilometern Material strandparallel verfrachten. Erst an submarinen Rinnen oder Canyons reißen solche Sandbänder ab. An der Wesermündung wurden strandparallele Wanderwege der Sandbänke von 500–1000 m/Jahr festgestellt.

Bei der Einmündung ins offene Meer werden fluviatile Sedimente häufig differenziert in Körper von Sand, Silt und Ton. Dabei werden die Sande im allgemeinen strandparallel und küstennah verdriftet, während die Silte und Tone auch bei verringerten Strömungsgeschwindigkeiten weiter im Meeresbecken noch transportiert und erst küstenferner sedimentiert werden. Unter „anormalen" Verhältnissen kann diese Abfolge von Grob nach Fein auch abgewandelt sein (s. unten, S. 23).

Unregelmäßigkeiten in der Klassierung und Sortierung des Materials sind bedingt durch die Wechselbewegung der Wellen; diese verfrachten das Sediment manchmal seewärts, manchmal strandwärts und bewirken gelegentlich sogar innerhalb der gleichen Wellenfront eine unterschiedliche Verdriftung von grobem und feinem Korn (JOHNSON, 1919, S. 105 ff.). Hinzu kommen die Differenzierungen durch das Meeresrelief und durch Strömungen, z. B. Gezeitenströmungen, Grundströmungen (bis über 2000 m Tiefe nachgewiesen) und Suspensionsströmungen (turbidity currents).

Der rollende Transport im Meer beginnt bei Strömungsgeschwindigkeiten von etwa 35 cm/sec in wandernden Kleinrippeln (Kammabstand $<$ 20 cm). Bei stärker einwirkenden Strömungen und intensiverem Wellengang (Strömungsgeschwindigkeiten $>$ 70–100 cm/sec) gehen die Kleinrippeln in Großrippeln über. Bei kälterem Wasser, geringerem Salzgehalt, geringerer Fracht und kleinerer Körnung erfolgen die gleichen Effekte erst bei höherer Geschwindigkeit. Grundaufwühlender Seegang kann zu charakteristischen Entmischungstexturen führen.

In Rinnen, in denen Strömungsgeschwindigkeiten bis 180 cm/sec gemessen wurden, bilden sich Riesenrippeln mit Kammabständen von 100–250 m; sie können ebenso wie die Klein- und Großrippeln symmetrisch (Oszillationsrippeln) oder asymmetrisch (Strömungsrippeln) sein und bestehen nach REINECK (1963, S. 48) aus einem zusammengesetzten Gefüge, nämlich aus den Restgefügen übereinandergelagerter Großrippeln.

Einen ausgezeichneten Überblick über Orientierung, Innengefüge und Transportgröße von Strömungsmarken im Meer gibt REINECK (1963, Tab. 9) aufgrund seiner detaillierten Gefügeanalysen in der südlichen Nordsee.

5. Rückschlüsse vom Mineralbestand auf den Transport

Aus dem Gesagten ergeben sich folgende Wechselbeziehungen zwischen dem Transport und der Zusammensetzung des Sedimentes: Die chemische Beanspruchung des Frachtgutes spielt nur unter subaerischen Bedingungen eine wichtige Rolle, bei subaquatischem Transport aber kaum. Die mechanische Beanspruchung wirkt sich nur bei rollendem oder schiebendem Transport stark aus, so daß nur bei groben Sedimenten der ausmerzende oder anreichernde Effekt des Abriebs auf die Zusammensetzung deutlich ist.

Wenn weiche Gesteine – z. B. Phyllite, Glimmerschiefer, weiche Sand- und Mergelgesteine – zusammen mit härteren Materialien transportiert werden, so kann die Zerstörung der weichen Gerölle so rasch vor sich gehen, daß schon nach kurzem Transportweg kaum mehr ein Geröll aus der weicheren Schicht zu finden ist. Bei dieser Aufarbeitung gehen die Mineralien und die Mikrofauna in die Sand- und Pelitfraktion über und sind nur noch dort nachweisbar. Härtere Gerölle werden entsprechend schnell auf Kosten der weicheren angereichert. Die Häufigkeit oder Seltenheit eines Gesteins in der Kies- und Grobsandfraktion läßt also nicht immer auf seinen Anteil am Liefergebiet schließen, sondern ist auch von der mechanischen und chemischen Widerstandsfähigkeit des Gesteins abhängig.

Die mechanische Transportbeanspruchung der überwiegend schwebend transportierten Mittel- und Feinsandfraktion wird häufig überschätzt. Da die ausgewertete Schwermineralfraktion (Korndurchmesser 0,06–0,3 mm) weitgehend dieser schwebend beförderten Korn-

größengruppe angehört, darf die Einwirkung des Transportes auf die Zusammensetzung des Schwermineralspektrums ebenfalls nicht überbewertet werden.

Schon Russel (1939, S. 44/45) führt an, daß Abrieb und Ausmerzungsvorgänge in Sanden keine so große Rolle spielen, wie ihnen gemeinhin zuerkannt wird. Zwar haben Laboruntersuchungen gezeigt, daß weichere und zerbrechlichere Sandkörner schneller abgerieben werden als harte und zähe. Diese Transportauslese wirkt sich jedoch – vor allem bei Korngrößen $< 0{,}2$ mm – nur sehr langsam aus. Die Meinung, daß mechanisch unbeständigere Mineralkörner, wie Amphibole oder Feldspäte, einen Weg von 100 km Länge infolge Zerriebs kaum überstehen könnten, ist falsch. Selbst bei mehreren 100 km Transport ergeben sich nur geringfügige Änderungen in der Mineralzusammensetzung von Feinsanden, wie Russel z. B. bei Untersuchungen an Mississippi-Sanden feststellen konnte.

Auch Ruchin (1958, S. 198/199) weist auf den relativ konstanten Gehalt an Schwermineralien über Hunderte, manchmal auch Tausende von Kilometern in großen Flachlandflüssen hin. In Bergflüssen hingegen erfolgt eine schnellere Zerstörung der Trümmerteilchen und damit eine raschere Änderung der mineralogischen Zusammensetzung, die schon auf Strecken von mehreren Dutzend Kilometern wirksam wird.

Kuenen (1960, S. 50ff.) konnte an Sanden experimentell feststellen, daß nur die erste Abstumpfung der Kornkanten relativ rasch erfolgt; auf einem Transportweg von mehreren Hundert Kilometern werden 1 oder 2% des Sandkornes abgerieben. Der weitere Abrieb ist – vor allem bei Quarzkörnern, aber auch bei Feldspatkörnern trotz ihrer guten Spaltbarkeit – im fluviatilen Medium völlig unbedeutend und selbst im Litoralbereich kaum wirksamer. So beträgt z. B. der Gewichtsverlust eines großen, kantengerundeten Quarz-Sandkornes in starker Strömung nur 0,2%, in mittlerer Strömung nur 0,02%/100 km. Für Mittelsande dürfte er in langsamer Strömung bei ca. 0,001%/100 km liegen. Um einen Quarzwürfel von ½ mm Seitenlänge zu einer Kugel abzuschleifen, wäre nach Kuenen ein Transportweg mehrere Male rund um den Äquator erforderlich.

Umso bemerkenswerter ist, daß Sandsedimente trotzdem oft – vor allem in der Grobsandfraktion – aus wohlgerundeten Körnern bestehen. Deren Häufigkeit beweist, daß viele Sedimente, vor allem in „stehenden" Gewässern, nicht auf geradem, einfachem Weg vom Liefergebiet zum Sedimentationsort gelangten, sondern daß der wahre Transportweg durch Richtungsänderungen und Hin- und Hertransport sowie durch ständige Umlagerung (s. unten, S. 21 ff.) in Wirklichkeit um ein Vielfaches länger ist als der scheinbare Transportweg.

In der süddeutschen Molasse konnte der Rundungsgrad von Feinsanden in keinem Fall zur Unterscheidung von mehr oder weniger fernen Liefergebieten verwandt werden, da die Unterschiede zu gering waren.

Psammitsedimente in Niederbayern zeigen über eine Entfernung von 50 km und mehr nur geringe Verschiebungen in der Zusammensetzung des Mineralspektrums (Neumaier & Wieseneder, 1939; Zöbelein, 1940; Eder, 1955; Wolf, 1956; Grimm, 1957a). Lediglich Schiessl (1962, S. 68) stellte bei seinen Detailuntersuchungen in der Süßbrackwassermolasse in Ostniederbayern in allen Schichteinheiten eine Hornblende-Abnahme in der Schüttungsrichtung fest: Die Hornblende-Werte, die näher zum Liefergebiet die Epidot-Werte klar *über*steigen, liegen nach 50 km Transport ebenso deutlich *unter* den Epidot-Werten.

Auch der mehrere hundert km lange axiale Sedimenttransport von der Schweiz bis in die deutsche Ostmolasse (z. B. Bausteinschichten, oberes Chatt, oberes Aquitan, Helvet) und umgekehrt (Torton, Sarmat, Pont) führt nach der Darstellung Füchtbauers (1954, 1958) nur zu geringen Verschiebungen im Mineralspektrum.

So wären die sortierenden, klassierenden und korngestaltenden Wirkungen des Transportes auf ein Sediment relativ geringfügig, wenn nicht die Mischung von Material aus verschiedenen Liefergebieten hinzukäme und weitverbreitet zu „chaotischen Sedimenten" führte. Nur selten wird ein fluviatiler Sedimentationsraum aus einem einzigen, petrographisch einheitlichen Liefergebiet gespeist, geschweige denn ein See- oder Meeresbecken, in das Sedimente von allen Seiten eingeschüttet werden können. Ständige Umlagerung während des Transportes führt zu weiterer und wechselhafter Durchmischung. Mit der Transportlänge zunehmend durchdringen sich Vergesellschaftungen verschiedener Herkunft und unterschiedlicher Transportbeanspruchung.

Da die Gliederung eines Sedimentes nach Schwermineralgesellschaften und die Rekonstruktion von Liefergebieten bei einer Mischung mehrerer Sedimentschüttungen erschwert ist, sind die Möglichkeiten der Schwermineralanalyse in chaotischen Sedimenten eingeengt.

Oft ist es wegen der Vielfalt der Parameter nicht möglich, das gesammelte sedimentpetrographische „Rohmaterial" statistisch zu kontrollieren und auszuwerten. Bei interferierenden Schüttungen bleibt es auch meistens versagt, aufgrund der oben angeführten Regeln Berechnungen der Transportlänge vorzunehmen, da solche nur im Idealfall eines einzigen Liefergebietes ohne Neuzufuhr und Umwege auf dem Transport möglich wären.

C. ABLAGERUNG UND UMLAGERUNG

1. Ablagerung

Am Ende des Transportes steht die Sedimentation: Jetzt werden die durch spezifische Transportbedingungen geschaffenen Zustände konserviert. Es kommt zur Fixierung der Transportkörper mit ihren spezifischen Schichtungsarten und kennzeichnenden Schichtoberflächen, wie symmetrische oder asymmetrische Rippeln, Barchane, Sandbänke, Platen, Dünen oder Barren. Diese Transportkörper sind in Form und Innengefüge häufig typisch und stellen dann Dokumente der damals herrschenden Gleichgewichte und Umwelteinflüsse dar.

In äolisch oder aquatisch transportierten Sanden ist feinblättrige Schrägschichtung besonders verbreitet; viele Feinschichten, die horizontal gelagert scheinen, erweisen sich bei genauerer Untersuchung als Schrägschichtungsserien, deren Leeblätter nur wenig gegen die Horizontale geneigt sind. Je nach den Ablagerungsbedingungen kann die Feinschichtung durch einen abrupten oder durch einen allmählichen Wechsel in den Korngrößen (gradierte Schichtung), im spez. Gewicht (Sortierung von oben nach unten: Glimmer, Leichtmineralien, Schwermineralien) oder in der Form der Körner erfolgen (s. auch EINSELE, 1963, S. 175 ff.).

Im folgenden soll nur auf solche Ablagerungsmechanismen eingegangen werden, die bei der Sortierung und Klassierung des Sedimentes und bei der Bildung der Mineralvergesellschaftungen eine Rolle spielen.

Während der Transport selbst – wie oben erläutert – insgesamt nur zu geringen Verschiebungen im Mineralspektrum der Sande führt, erfolgt bei der Sedimentation eine oft engschichtige und deutliche Differenzierung. Dabei sind die Sortierungs- und Klassierungsvorgänge abhängig von den örtlichen Ablagerungsverhältnissen. Es kommt zur Fraktionierung des Gesamtsedimentes durch Ablagerung nur eines Teiles, während der andere Teil in Bewegung bleibt und anderwärts fixiert wird. So entstehen differenzierte Sedimente, die je nach der Beständigkeit der Ablagerungsverhältnisse mehr oder weniger weit verbreitet sein können.

Die Unterschreitung einer bestimmten Mindestgeschwindigkeit der Strömung führt zur Ablagerung der Sedimentfracht. Jede Minderung der Strömungsgeschwindigkeit, z. B. durch Veränderung von Größe und Relief des Ablagerungsraumes, kann somit zum Absatz von Detritus führen. Durch Auslese nach der Kornform kommt es dabei häufig zur Anreicherung nur rundlicher Gerölle und Mineralien in der einen Lage oder nur plattiger Mineralien in einer anderen Lage.

Die Sortierungsvorgänge bei der Ablagerung schwebender Fracht werden beeinflußt von der Strömung am Ablagerungsort und von der Beladung der Wässer mit Detritus. Stark beladene und wenig bewegte Wässer führen selten zu einer guten Klassierung und Mineralsortierung.

Da verschiedene Korngrößenfraktionen unterschiedliche Mineralspektren enthalten können, geht bei der Ablagerung häufig mit der Korngrößenklassierung eine Sortierung nach dem Mineralinhalt einher; hierauf haben SINDOWSKI (1938), SCHEIDHAUER (1940), LEMCKE

u. v. ENGELHARDT & FÜCHTBAUER (1953), WIESENEDER (1953) und vor allem SCHMEER (1955, S. 506/507) hingewiesen.

WOLETZ (1958) untersuchte die verschiedenen Korngrößenfraktionen gleicher Sandproben sowohl auf den Gesamtinhalt an Schwermineralien als auch auf das Schwermineralspektrum. Die Autorin weist nach, daß die relativ größte Menge an Schwermineralien meist aus der feinsten abgetrennten Fraktion 0,05–0,1 mm gewonnen wird. Außerdem zeigte sich bei feiner Körnung auch eine größere Vielfalt an Mineralien: Während in den groben Sandfraktionen oft nur Opakes, Granat, Apatit, Epidot und Hornblende enthalten waren, kamen in den feinen Fraktionen noch Rutil, Zirkon, Turmalin, Monazit usw. hinzu.

Die Abhängigkeit der Mineralführung einer bestimmten Fraktion von der Korngröße des gesamten Sedimentes ist allerdings nicht so stark. Wie Arbeiten von KRUMBEIN & PETTIJOHN (1938), DÜRR (1953) und SCHIESSL (1962) zeigen, beeinflussen selbst Korngrößenschwankungen von Silt bis Grobsand in vielen Fällen die Mineralverteilung in der Feinsandfraktion kaum; die Schwankungen der Prozentwerte lagen auch bei so verschiedenkörnigen Sedimenten im Bereich der Fehlergrenze. Lediglich Granat – abgeschwächt auch Staurolith – wies meist eine Bindung an gröberkörniges Material auf. Wegen seiner Korngrößenabhängigkeit wird der Granatgehalt von vielen Autoren nicht gemeinsam mit den übrigen Schwermineralien, sondern isoliert berechnet und dargestellt; er würde deren Werte allzu stark beeinflussen.

Schon beim Absatz des schwebenden Detritus kann es infolge der unterschiedlichen Sinkgeschwindigkeiten verschieden großer und schwerer Teilchen zu einer differenzierten Mineralverteilung im Sediment kommen. Besonders deutlich ist dies im Sonderfall der marinen „Turbidite", die von Suspensionsströmungen verfrachtet wurden und mit deutlichem Geopetalgefüge („graded bedding") zur Ablagerung kamen. Ähnlich entmischte Rhythmite mit gröberen Körnern im unteren Teil und feineren Körnern im oberen Teil der Schicht entstehen bei jeder Aufwühlung des Untergrundes durch Strömungen oder grundberührenden Seegang.

Bei der Ablagerung des schwebend verfrachteten Materials fallen größere, kugeligere und spezifisch schwerere Partikel im Sedimentregen früher und schneller als kleinere, flachere und spezifisch leichtere Partikel; dadurch können kleinere Schwermineralien vergesellschaftet liegen mit größeren Leichtmineralien. Bei gleichkörniger Fracht ist die Basislage der Schichten jeweils reicher an Schwermineralien. Bei schlechterer Klassierung können große und leichte Partikel gleich schnell fallen wie kleinere und schwerere. RUCHIN (1958, S. 215) führt an, daß folgende Körner „gleichfällig" sind mit Quarzkörnern von 2–1 mm ∅: Pyroxen von 1,5–0,7 mm; Granat von 1,1–0,6 mm; Erze von 0,8–0,4 mm ∅. Daher liegt in Sanden der mittlere Durchmesser der leichten Mineralien (Quarz, Feldspat, Karbonat) stets ein wenig über dem der Schwermineralien.

Noch deutlicher differenziert wird die Mineralverteilung bei rollend bewegtem Material, vor allem, wenn der Transport in Rippeln und dünenförmigen Sedimentationskörpern erfolgt. Die interne Schrägschichtung dieser Transportkörper wird dabei häufig durch einen Wechsel glimmerarmer und -reicher Lagen hervorgerufen, wobei die Glimmerplättchen den vierfachen Durchmesser der isometrischen Leichtmineralien (z. B. Quarze) erreichen können. Oft ist die Lamellierung aber auch durch eine Konzentration von opaken oder nichtopaken Schwermineralien in einem bestimmten Schichtabschnitt bedingt.

Die Sortierungsvorgänge innerhalb der einzelnen Feinschichten zeigen bestimmte Gesetzmäßigkeiten: Der Mineralienwechsel kann abrupt im Sediment auftreten, so daß eigene Glimmer- oder Schwermineralagen vorliegen; es kann aber auch zu allmählichen Änderungen in der Mineralverteilung nach Art gradierter Schichten kommen mit zunehmender Anreicherung der Schwermineralien gegen die Sohlfläche, der Glimmer gegen die Dachfläche. Schräggeschichtete Sedimente enthalten die Schwermineralien häufig am basisnahen Ende jeder Schicht angereichert, und zwar zunehmend mit dem Einfallwinkel der Schrägschicht. In gröberen Sanden sind die Schwermineralien gleichmäßiger in der geneigten Schicht ver-

teilt als in feineren Sanden. Diese Regeln wurden im niederbayerischen Sedimentationsraum an fluviatilen, brackischen und marinen Sedimentkörpern bestätigt gefunden. Die Anreicherung nach dem spez. Gewicht kann dabei bis zu seifenartigen Schwermineralansammlungen – z. B. dünne Lagen von Granat, Zirkon oder Erz – führen. Bei äolischem Transport gelten die gleichen Gesetzmäßigkeiten wie bei aquatischem Transport.

Bei manchen Schichtungstypen, die in ungleichmäßig strömendem oder rhythmisch durchbewegtem Wasser entstanden sind, kann man über- und nebeneinander Ablagerungen aus schwebend und aus rollend transportierter Fracht beobachten und die verschiedenen Gesetze der Mineralsonderung studieren. So beschreiben HÄNTZSCHEL (1936) und REINECK (1960) Linsen- und Flaserschichtungen, die aus Sand- und Tonkörpern zusammengesetzt sind und im Gezeitenmeer vorkommen; in Ostniederbayern haben sich derartig zusammengesetzte Sedimente auch in gezeitenlosen Flachmeeren, in Süßwasserseen und sogar in Flußgebieten bei mehrfachem Wechsel ruhigen und bewegten Wassers gebildet.

2. Umlagerung

Die Übergänge zwischen Transport, Ablagerung und Umlagerung sind fließend. Schon der Transport kann als eine ständige, kurzfristige Aufeinanderfolge von Absatz, oberflächlicher Aufarbeitung und Neutransport aufgefaßt werden. Im allgemeinen sprechen wir von „Ablagerung" oder „Sedimentation" aber erst, wenn das abgesetzte Material für längere Zeit oder für dauernd festgelegt ist. Wird ein Sediment aufgearbeitet und anschließend wieder abgelagert, so sprechen wir von einem umgelagerten Sediment, im Spezialfall synsedimentärer Umlagerung auch von einem Resediment.

Um ein sedimentiertes Korn wieder in Bewegung zu setzen – umzulagern –, ist eine größere Kraft notwendig, als zur Aufrechterhaltung der Bewegung auf dem Transport. Die notwendige Strömungsgeschwindigkeit wächst mit der Masse und dem spez. Gewicht, bei schwebendem Transport mit der Kugelähnlichkeit, bei rollendem Transport umgekehrt zur Kugelähnlichkeit.

Gefügeanalysen an fossilen Sedimenten und aktualgeologische Beobachtungen haben ergeben, daß Umlagerungsvorgänge eine viel größere Bedeutung in der Geschichte klastischer Sedimente haben, als vielfach angenommen wird. Vor allem der Sedimenttransport in Wanderformen ist gekennzeichnet durch – sozusagen synsedimentäre – Aufarbeitung und Umlagerung von älteren Sedimentkörpern durch jüngere. Beim Studium tertiärer fluviatiler, brackischer und mariner Sande konnte immer wieder festgestellt werden, daß die Sedimentkörper in der Regel gekappt sind und daß vollständig erhaltene Ablagerungsformen nur selten konserviert wurden; dabei übertrifft die Menge an Erodiertem oft den Rest an Abgelagertem.

Bei Sandtransport in Rippeln, wie er sowohl in fließenden als auch in stehenden Gewässern vorherrscht, zeigen die ungefähr parallel zur ehemaligen Schüttungsrichtung stehenden Aufschlußwände (ac-Schnitte) meist Schrägschichtung. Aufschlußwände, die das Sediment senkrecht zur ehemaligen Schüttungsrichtung anschneiden (bc-Schnitte), sind dagegen durch Bogenschichtung gekennzeichnet. Bei schräg geschichteten Sedimenten läßt sich der erosive Eingriff der jeweils jüngeren Sedimentkörper in die älteren nur selten abschätzen. In bogig geschichteten Sedimenten dagegen sind die Erosionsvorgänge deutlich an der Kappung der oberen, konvexen Teile der Rippeln erkennbar und oft meßbar.

Auf Abb. 1 und 2 sind bogig geschichtete fluviatile Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse aus einer Sandgrube bei Goppertshofen (ca. 3,5 km N Dachau/Obb.) dargestellt. Es handelt sich um Ausschnitte aus einer ca. 70 m langen und 7 m hohen Aufschlußwand (Streichen ca. 10°). Eine zweite, nicht dargestellte Aufschlußwand (Streichen ca. 115°), die etwa senkrecht auf der ersten Wand steht, zeigt auf einer Länge von 45 m nur schräggeschichtete Sedimente mit gleichsinnigem Einfallen der Schichtblätter in der Richtung des Sedimenttransports nach Westnordwest.

An der abgebildeten, bogig geschichteten Wand sind die ursprünglichen Sedimentkörper nur ganz selten vollständig mit Sattel und Mulde erhalten. An solchen Relikten konnte der Kammabstand der Rippeln (Wellenlänge) auf ca. 3 m, die Rippeltiefe (Amplitude) auf ca. 0,5 m festgelegt werden. Bei der überwiegenden Mehrzahl der Sedimentkörper sind dagegen nur noch die Muldenteile vorhanden; die Sättel wurden gekappt von den tief eingeschnittenen Muldenteilen jüngerer Transportkörper. Insgesamt wurde mehr als die Hälfte des primär abgelagerten Sedimentes durch den Eingriff der jeweils nachfolgenden Körper wieder umgelagert.

Die Bogenschichten, die sich der Sohlfläche der Mulden harmonisch anschmiegen, haben alle etwa den gleichen Böschungswinkel und werden gegen den Muldenkern regelmäßig dünner. An der Basis der einzelnen Schichten finden sich – gegen den Muldenkern verstärkt – Schwermineralien oder gröbere Körner angereichert, an den Dachflächen glimmerige Mineralien, gelegentlich auch Pflanzenhäcksel.

Die Schichten innerhalb eines Sedimentkörpers zeigen nur geringe Korngrößenunterschiede. Dagegen sind die Sedimentkörper untereinander in ihrer Körnung häufig so verschieden, daß wassertragende Fein- oder Mittelsande neben stauenden Silten liegen können.

Reineck (1962, S. 155) hat bei der Untersuchung von Schichtungsarten im Nordseewatt errechnet, daß in einem Jahrhundert über 50% der gesamten „Ablagerungszeit" von Sedimentationspausen eingenommen wurden; in der restlichen Zeit herrschten Abtragung *und* Ablagerung, kurz „Umlagerung". Nur das Werk von 0,01% der Zeit blieb erhalten und bildet den „Aufwuchs". Nach Lüders (1934) können Wasserrinnen und Baljen in der südlichen Nordsee 25–100 m in Schlick und Watt unter seitlicher Erosion wandern; Reineck (1963, S. 44) gibt für Platen und Rinnen zwischen Außenjade und Wesermündung eine mittlere Verlagerungsgeschwindigkeit von 115 m/Jahr (Maximum 400 m/Jahr) an. Durch solche Vorgänge werden riesige Wattflächen und Sandplaten teilweise oder ganz umgelagert bzw. in longitudinale Schrägschichtung (Reineck, 1958) umgeschichtet. Auch alle Vorgänge, die zur Bildung von Schalenschutt (Bruchschill) führen, beruhen auf der Zerstörung und Umprägung einer ehemaligen Biozönose; sie dokumentieren somit ebenfalls Aufarbeitungsvorgänge an der Sedimentoberfläche.

Eine ebenso wichtige Rolle wie derartige – sozusagen synsedimentäre – Resedimentationsprozesse spielen Aufarbeitung und Umlagerung älterer, praeexistenter Sedimente, sei es, daß sie das Liefergebiet selbst aufbauen, sei es, daß sie erst auf dem Transportweg beigemischt werden und dann die primäre Schüttung in großem Maße verfälschen.

Hagn (1950) gibt Beispiele für solche Umlagerungsvorgänge in der Subalpinen Molasse Ostbayerns. Er beschreibt allochthone Foraminiferen aus dem Senon und Eozän, die mit den Sedimenten aufgearbeitet, umgelagert und in der Subalpinen Molasse resedimentiert wurden.

Häufig genug haben solche umgelagerten Fossilien – ebenso wie umgelagerte faziesgebundene Mineralien, z. B. Glaukonit – Verwirrung gestiftet, wenn ihr allochthoner Charakter nicht erkannt wurde. So erwog man seit den Untersuchungen Muheims (1934), der Foraminiferen und Glaukonit als gar nicht selten in der Bunten Molasse Vorarlbergs beschrieb, lange Zeit, ob diese Schichten nicht zum Teil oder gar ganz mariner Entstehung seien. Inzwischen darf es als sicher gelten, daß die Bunte Molasse eine terrestrische Bildung bis Süßwasserbildung darstellt, die lediglich umgelagert Zeugen abgetragener mariner Sedimente enthält (Hagn, 1950; Grimm, 1957b).

Wenn es schon schwierig ist, allochthone von autochthonen Fossilien zu unterscheiden, so ist es oft gänzlich unmöglich, Aufarbeitung und Umlagerung am Kornbestand selbst festzustellen. In günstigen Fällen können Verschiebungen im Mineralspektrum, verstärkte Rundung der Körner und Auswirkungen von vorangegangenen Diagenese- und Verwitterungsprozessen Hinweise auf umgelagerte Sedimente geben; eindeutige Beweise aber fehlen meist.

Gewiß ist umgelagertes Material, das dem direkt eingeschütteten Detritus beigemischt ist, in viel stärkerem Maße am Aufbau der Sedimente beteiligt, als wir gemeinhin annehmen.

Hierauf weist auch die Ausmerzung der transportstabilen, aber verwitterungsempfindlichen Mineralien vor allem in fluviatilen Ablagerungen hin. Feldspat besitzt nach Experimenten Kuenens (1961) trotz seiner guten Spaltbarkeit eine bemerkenswert große mechanische Widerstandsfähigkeit, die sich in einem Abrieb



Abb. 1. Sandgrube Goppertshofen b. Dachau/Obb. (Erläuterungen s. Text S. 21/22). Aufschlußwand (Streichen ca. 10°) etwa senkrecht zur Transportrichtung a des Sedimentes. Der bc-Schnitt durch die Sedimentationskörper zeigt Bogenschichtung mit erhaltenen Mulden und gekappten Sätteln.
Maßstab 1:40 (Photo: Waldvogel, Exkursion 1961)

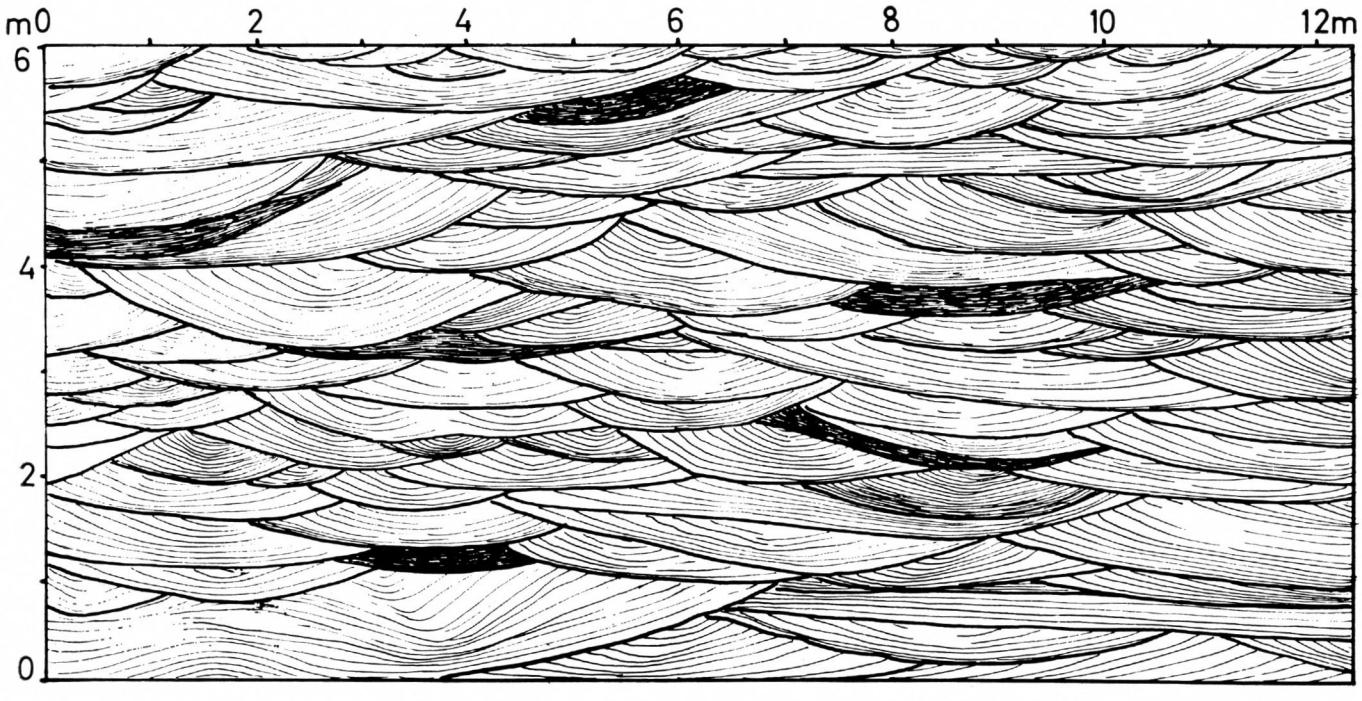


Abb. 2. Sandgrube Goppertshofen b. Dachau/Obb. (Erläuterungen s. Text S. 21/22 und Abb. 1). Detail aus der Aufschlußwand.

von nur 0,05% pro 100 km Transport bei großen Körnern äußert. Der trotzdem starke Feldspatverlust bei der Verfrachtung feldspatreicher Gesteine ist durch chemische Einwirkungen bei Umlagerungs- und Resedimentationsvorgängen zu erklären.

3. Rückschlüsse vom Mineralbestand auf die Sedimentationsbedingungen

Häufig kann man aus dem Sediment auf den ursprünglichen Ablagerungsraum schließen. Vor allem gefügekundliche Untersuchungen geben Hinweise auf Umstände und Umwelt während der Ablagerung. Die Ausbildung der Schichtoberflächen sowie die Arten der Schrägschichtung, die auf bestimmte Wanderformen hindeuten, sind hier wichtige Indikatoren. Auf Einzelheiten kann in diesem Rahmen nicht eingegangen werden. Im folgenden sollen nur einige Beispiele für den Zusammenhang zwischen Ablagerung einerseits und Korngrößenklassierung sowie Sortierung nach Mineralien anderseits aufgezeigt werden.

Da die Klassierung bei verlängertem Transportweg, bei starker Wasserbewegung und bei geringer Beladung des Transportmediums zunimmt, lassen sich aus der Korngrößenverteilung Rückschlüsse auf den Sedimentationsraum und das Transportmedium ziehen. Schlechte Klassierung ist für viele fluviatile Ablagerungen typisch; denn in den Flüssen können wechselhafte Strömungsintensitäten und geringe Unterschiede zwischen Traglast und Tragfähigkeit herrschen. Der enge Flußlauf bedingt zudem einen einsinnig gerichteten, raschen Transport ohne Umwege und damit verringerte Zeit zur Klassierung, zur Sortierung und zur Abrollung.

Im Gegensatz dazu ist in „stehenden" Gewässern die Durchbewegung im allgemeinen regelmäßiger, die Beladung durch Fracht – außer an den Flußmündungen oder in Trübeströmungen – gering, der Transportweg infolge der ungerichteten Teilchenbewegungen verlängert. Daraus ergeben sich gute Klassierung, Sortierung und Abrollung.

Im einzelnen sind die Ablagerungsverhältnisse in einem Meeresbecken so vielgestaltig, daß Regeln kaum möglich sind. Strömungen und Wellengang wirken bis zu einer bestimmten, örtlich sehr verschiedenen Tiefe ein. Liegt der Meeresboden oberhalb dieses Wirkungsbereiches, so bleiben infolge der Erosion keine Ablagerungen erhalten. Unterhalb kommt es zu intermittierender oder zu dauerhafter Sedimentation. Die Menge an Abgelagertem ist von der Zufuhr an Detritus abhängig, die in Küstennähe und bei Einmündung von Flüssen sowie in Bereichen submariner Erosion wächst. Wie unterschiedlich die Auswirkungen im einzelnen sein können, sei an folgenden Beispielen zur Korngrößenverteilung im Meer aufgezeigt.

Häufig wird die Abfolge grob-feiner-fein mit zunehmender Entfernung von der Küste als die übliche Korngrößenverteilung in einem stehenden Gewässer angegeben. Das trifft bei gleichmäßiger Zufuhr von den Küsten her oft zu. G. Müller (1958) hat ein Beispiel für solche „normale Abfolge" an rezenten Sedimenten im Golf von Pozzuoli aufgezeigt: Vom Strand gegen die Golfmitte nehmen hier die feinkörnigen Sedimentteile kontinuierlich zu von Sand über siltigen Sand und Siltsand bis zu Tonsilt. In gleicher Weise zeigt sich eine Zunahme des Sortierungskoeffizienten. Diese Regelmäßigkeit ist unter anderem darin begründet, daß keine Gewässer in den Golf einmünden und die Strömungsverhältnisse verwirren, so daß allein durch die Tätigkeit des Meeres das Tuffmaterial der festländischen Umrandung aufgearbeitet, transportiert und klassiert wird.

Entgegengesetzte Beobachtungen liegen aus dem ähnlich gestalteten Jadebusen vor, der ebenfalls ohne wesentliche Einmündungen ist, aber wegen seiner flachen Küsten im Gegensatz zum Golf von Pozzuoli keine Sedimentzufuhr vom umgebenden Land aufweist. Hier wird das Sediment vom freien Meer zugeführt. Dabei sammelt sich nach Häntzschel (1953, S. 258) der feinerkörnige Schlick vor allem an den geschützten, strömungsarmen Küsten an (Schlickwatt), während gegen das besser durchströmte Zentrum immer gröberkörnige Ablagerungen folgen (Mischwatt und Sandwatt).

Sogar an der freien Küste kommen – wie schon SHEPARD & COHEE (1936) und STETSON (1938) an nordamerikanischen Schelfsedimenten beobachteten – Abschnitte mit feinerkörnigen Strandsanden vor, die meerwärts zuerst in gröberkörnige, gut aufbereitete Sande und dann erst in Schlick und Ton übergehen.

Ein Grund für die unregelmäßige Sedimentverteilung, die der vereinfachenden Vorstellung einer Korngrößenabnahme mit zunehmender Entfernung von der Küste widerspricht, ist im Wellengang zu suchen, der über 70 m tief wirksam sein kann und den Boden aufzuwühlen vermag. Das kann zu Anreicherungsvorgängen gröberen Materials am Kontinentalabfall durch landwärts gerichtete Wellenfronten führen, so daß wir im Randgebiet des Schelfes gegen den Kontinentalabhang oft grobes Korn bis Kiesgröße finden. Im flachen Schelf hingegen werden die Wellen gebrochen und vermögen den Grund nicht mehr stark umzuarbeiten; dort bleiben Ton und Schlick liegen. Am Strand wirkt dann wieder der Einfluß von Sog und Schwall klassierend zugunsten der gröberen Fraktion.

Einen ausgezeichneten Überblick über die vielfältigen Transport- und Ablagerungsvorgänge in der Deutschen Bucht (südliche Nordsee) verdanken wir REINECK (1963). Er konnte – anschließend an die litoralen Wattflächen (Karte 1) – mit zunehmender Entfernung von der Küste im großen eine Abfolge von Grobsand über Mittel- und Feinsand bis zu Schluff und schluffigem Ton feststellen (Karte 2). Im einzelnen wird diese Sedimentverteilung gestört durch Unregelmäßigkeiten

(1) im Küstenverlauf und im Bodenrelief (Flußmündungen; Mündungstrichter der Außenjade; Gliederung des flach abfallenden Meeresbodens durch Rinnen, Platen, submarine Rücken und Inseln),
(2) in den wirksamen Transportkräften (Strömungen, Seegang, Gezeiten),
(3) im Angebot an Sediment (Verdriftung; Umlagerung; Zufuhr frischen Materials durch Elbe und Weser; lokale Erosion praemariner Sedimente am Meeresgrund).

Aus dem Mineralbestand allein ergeben sich normalerweise nur geringe Aufschlüsse über den Ablagerungsraum, das Medium und die Umstände der Ablagerung. Die sichersten Hinweise sind aus faziesgebundenen authigenen Mineralien (Glaukonit, Oolithe, idiomorphe Neubildungen von Pyrit und anderen Erzen, Quarz oder Feldspat usw.) zu gewinnen. Hingegen sind Rückschlüsse aus den Mineralparagenesen oder Sortierungsvorgängen meistens unsicher, da verschiedene Voraussetzungen zu gleichen Ergebnissen führen können und umgekehrt. Häufig aber kann eine paläogeographische Rekonstruktion, die durch gefügekundliche und korngrößenanalytische Untersuchungen gewonnen wurde, durch die Mineralvergesellschaftung bestätigt oder ergänzt werden. Hierzu einige Beispiele:

Aus der linearen oder der flächenhaften Verbreitung einer Mineralparagenese kann auf fließendes oder auf stehendes Gewässer gefolgert werden. Konvergenzerscheinungen sind möglich bei eng geführten Deltaschüttungen oder bei breit fächernden Flußsystemen.

Chaotische Durchmischung von Material aus mehreren Liefergebieten deutet auf ein stehendes Gewässer als Ablagerungsraum. Gleichartige Bildungen sind aber auch in fluviatilen Sedimenten bei Herkunft aus einem petrographisch komplizierten Liefergebiet oder bei verzweigtem Flußnetz mit Ursprung in verschiedenen Liefergebieten möglich.

Aus der Mineralien-Sortierung innerhalb einer Sedimentfolge – Anreicherung schwerer oder leichterer Mineralien in bestimmten Bereichen des Schichtquerschnittes – können Schlüsse auf ruhiges oder turbulent bewegtes Milieu gezogen werden. Ebenso sind Aussagen möglich, ob der Transport vor der Ablagerung schwebend oder rollend erfolgte; durch eine Analyse der Rundung und Oberflächenbeschaffenheit der Körner können diese Feststellungen noch bekräftigt werden.

Die Sortierung der Mineralien in einer Schicht verstärkt sich bei mehrfacher Grundaufwühlung und Resedimentation des Sedimentes, etwa bei rhythmischen Veränderungen im Wellengang und in den Strömungsverhältnissen oder bei Spiegelschwankungen, z. B. durch Ebbe und Flut. Unter solchen Bedingungen können engschichtige, gut sortierte Sedimente im cm- bis mm-Rhythmus entstehen, z. B. mit seifenartiger Anreicherung des Schweren an der Basis oder mit Glimmerbestegen auf den Schichtflächen.

Insgesamt wirken die differenzierenden Vorgänge während der Sedimentation eher erschwerend als fördernd bei der Ausdeutung des Mineralgehaltes. Denn einerseits wird die ursprüngliche, aus dem Liefergebiet geschüttete Paragenese verändert und somit in ihrer Aussagekraft hinsichtlich der distributiven Provinz gemindert; anderseits sind die sekundär am Ablagerungsort entstehenden Paragenesen meist zu vieldeutig, um konkrete Aussagen über die Ablagerungsbedingungen zuzulassen.

D. VERWITTERUNG UND DIAGENESE

1. Allgemeines

Wenn auch ein Korn nach seiner Einbettung im Sedimentgefüge den mechanischen Einwirkungen entzogen ist, so bleibt es doch dem Angriff der Verwitterung und der Diagenese ausgesetzt. Durch die Ausmerzung der chemisch empfindlichen Mineralien kommt es dabei zu einer Auslese nach der chemischen Resistenz.

Die *Verwitterung* umfaßt die Veränderungen der Gesteine unter den an der Oberfläche der Lithosphäre herrschenden Bedingungen. Dabei haben die subaquatische und die subglaziale Verwitterung nur geringe Bedeutung neben der subaerischen Verwitterung am Kontakt Lithosphäre/Atmosphäre. VAN ANDEL (1952) führt an, daß der Einfluß der Verwitterung in marin-epikontinentalen Bereichen während der Sedimentation ausgeschaltet ist und nur untergeordnet im Küsten- und Deltabereich wirkt.

Wird ein Sediment durch neue Absätze überlagert und bedeckt, so gehen die während oder unmittelbar nach der Ablagerung intern im Sediment vollzogenen Vorgänge kontinuierlich in postsedimentäre über, die zur *Diagenese* – evtl. gleichzeitig zur Lithifikation – des Lockersedimentes führen können. Eine scharfe Grenze zwischen Verwitterung und Diagenese kann nicht gezogen werden.

In Anlehnung an ZIMMERLE (1963, S. 12) gliedere ich die chemischen Umsetzungen, die im Verlauf von Verwitterung und Diagenese stattfinden, in „destruktive" und „konstruktive" Vorgänge. Zu den *destruktiven Vorgängen* gehören der Abbau kompliziert aufgebauter Mineralien in einfachere Mineralien bzw. die Verdrängung von Mineralien, die unter den veränderten chemischen und physikalischen Milieufaktoren instabil geworden sind, durch stabilere Mineralien. Zu den *konstruktiven Vorgängen* gehören authigener Anbau und Neuaufbau meist einfacher Mineralien im ursprünglichen Gesteinsgefüge. Die für die konstruktiven Vorgänge benötigten Substanzen werden häufig durch die bei den destruktiven Prozessen freigewordenen Zersetzungsprodukte geliefert, etwa bei der Neubildung von Quarz und Feldspat nach Abbau bestimmter Silikate oder bei den Umwandlungen titanhaltiger Mineralien (Ilmenit, Titanit, Anatas, Rutil, Brookit), die in fast jeder Richtung möglich sind. Gegebenenfalls tritt Zufuhr neuer Substanz von außen hinzu. So greifen zerstörende und aufbauende Prozesse ineinander, ohne daß eine scharfe Trennung immer möglich ist.

Bei den konstruktiven Prozessen der Verwitterung und der Diagenese können sich neben den wesentlichen Leichtmineralien, die am Aufbau eines Sandes beteiligt sind (Anhydrit, Calzit, Dolomit, Fluorit, Quarz, Feldspat, Glimmer, Chlorit), auch gewisse Schwermineralien neu bilden (authigener Apatit, Baryt, Titanit und Titanoxyde, Turmalin sowie oxydische und hydroxydische Eisenerze usw.). Häufig treten die Karbonate sowie Pyrit, Limonit und Quarz als Kittsubstanz des Lockermaterials auf, spärlicher auch Anhydrit, Baryt und Flußspat.

Das Verhalten der einzelnen Schwermineralien bei Verwitterung und Diagenese ist vor allem im Chemismus und in der Kristallstruktur begründet. Nach WIESENEDER (1953, S. 371) entspricht die Stabilitätsreihe für die leicht zerstörbaren Mg- und CaMg-Silikate der Reaktionsserie von BOWEN.

Dagegen sind andere bei hoher Temperatur gebildete Mineralien, z. B. Zirkon, unbegrenzt stabil und können aus dem Sediment direkt in den Mineralbestand der kristallinen Schiefer – und umgekehrt – übernommen werden. Nach SCHMEER (1955, S. 507 ff.) dürfte die Verwitterbarkeit der Schwermineralien unter anderem von deren Ca-Gehalt abhängig sein;

Mineralien mit reichlich Ca (Apatit, Augit, Ca-führende Hornblenden, Granat, Epidot, Titanit) verwittern leicht, Mineralien ohne Ca (Sillimanit, Staurolith, Disthen, Andalusit, Turmalin, Zirkon, Rutil) dagegen schwer bis extrem schwer. Ebenso verwittern Ca-reichere Plagioklase leichter als alkalireiche.

Konservierend gegen die Einwirkungen von Verwitterung und Diagenese wirkt der Kalkgehalt des Sedimentes (WEYL, 1952): Er schwächt die chemischen Umsetzungen ab oder verhindert sie ganz und bewahrt somit den ursprünglichen Mineralbestand.

Beispiele für den Mineral-konservierenden Einfluß von Kalk bei der Verwitterung könnten zahlreich angeführt werden; hier sei nur auf Eigentümlichkeiten bei der Verwitterung des Nördlichen Vollschotters und des ihm altersgleichen und zur selben Schüttung gehörigen Quarzrestschotters in Ostniederbayern verwiesen (ZÖBELEIN, 1940; GRIMM, 1957a; SCHAUERTE, 1962):

Der Nördliche Vollschotter stellt einen polymikten, aus den Alpen geschütteten Grobkies dar mit reichem Gehalt an Karbonaten und kristallinen Nichtquarzen; er war nach seiner Ablagerung von einem Süßwassersee bedeckt und blieb durch den Bodensatz von Süßwasserkalk dem Angriff der Verwitterungslösungen entzogen. Nur wo der Süßwasserkalk ausdünnt oder primär ganz fehlt, zeigen sich zerstörende Verwitterungseinflüsse im Mineralbestand der obersten Vollschotterlagen.

Der östlich benachbarte Quarzrestschotter dagegen lag auf Grund einer tektonischen Heraushebung zur gleichen Zeit über weite Erstreckung subaerisch frei und war langfristig den Einwirkungen aggressiver saurer Humuswässer ausgesetzt, die zu tiefgründiger deszendenter Kaolinisierung bis zur Basis des Schotters führten.

Eine gleichartige Differenzierung, wie sie großräumig zwischen verwittertem Quarzrestschotter und frischem Nördlichem Vollschotter gegeben ist, finden wir lokal in Steinbach b. Triftern inmitten des Verbreitungsgebietes des Quarzrestschotters wieder; dort wurde an der Basis des sonst tiefgründig kaolinisierten Quarzrestschotters reliktartig der unverwitterte „Steinbacher Schotter" gefunden, dessen Geröllbestand auf Grund der unmittelbar unterlagernden Kalkmergel und der durch Lösungsumsatz bedingten Kalküberkrustungen des Kieses frisch bewahrt blieb.

Beispiele für die konservierende Wirkung von Karbonat bei diagenetischen Umsetzungen wurden von WEYL für tertiäre Kalksandsteine des Mainzer Beckens (1938) und für miozäne Meeressande in Schleswig-Holstein (1952) angeführt. Neuerdings beobachteten FÜCHTBAUER (1961, S. 170) und DRONG (in FÜCHTBAUER, 1961) an Lias- und Doggersandsteinen in Norddeutschland, daß in kalkig oder dolomitisch verdichteten Sandsteinbänken ein früheres Diagenesestadium bewahrt blieb; gegenüber dem normalen umgebenden Sandstein zeigen solche kalkigeren Partien weniger weitergewachsene Quarze, geringeren Gehalt an authigenem Kaolinit und größere Mengen an primären Schwermineralien (Staurolith, Granat, Anatas,) die – so geschützt – die Diagenese überstanden.

Bei Verwitterung und Diagenese spielt die Permeabilität der Sedimente eine wichtige Rolle, da sie die Einwirkung aggressiver Wässer ermöglicht. Der chemische Angriff ist stärker in durchlässigen als in dichten Sedimenten. Tonige, kieselige oder karbonatische Füllung der Porenräume oder Häute um Einzelmineralien führen zur Konservierung des Mineralbestandes.

Die chemische Verwitterung wirkt sich nicht nur im Liefer- und Sedimentationsgebiet aus, sondern auch auf dem Transportweg bei intermittierenden, kurzfristigen Ablagerungsintervallen. Die Diagenese dagegen greift nur an langfristig Abgelagertem im Liefer- und Sedimentationsgebiet an.

2. Verwitterung

Für *Verwitterungsvorgänge*, die schon *im Liefergebiet* differenzierend wirksam waren und dadurch eine Unterscheidung der Schüttungen im Sedimentationsraum ermöglichen, gibt REHSE (1963, S. 112 ff.) folgendes Beispiel:

In den jüngsten Molassesedimenten im nördlichen Ostniederbayern kommen weit verbreitet Mischsedimente vor. Sie sind zusammengesetzt aus moldanubischem und alpinem Material sowie aus aufgearbeiteten und umgelagerten älteren Lockersedimenten, vor allem Nördlichem Vollschotter und Quarzrestschotter, die ursprünglich aus dem Alpenraum geschüttet wurden. All diese Liefergebiete standen unter verschiedenartiger Verwitterungseinwirkung:

(1) Im Alpenraum war der chemische Verwitterungsangriff zu jener Zeit gering, da es infolge starker Hebung und rascher Abtragung kaum zur Herausbildung von Verwitterungsflächen kam; entsprechend frisch sind die Abtragungsprodukte.

(2) Dagegen weist der Teil des Moldanubikums, der als distributive Provinz im Norden in Frage kommt, tiefgründige Kaolinisierung auf; auf diese Weise wurde der Mineralbestand bereits im Liefergebiet beträchtlich verändert, so daß die Abtragungsprodukte ärmer an Granat, Epidot und Hornblende und fast völlig frei von Apatit sind.

(3) Auch der Quarzrestschotter, der längere Zeit subaerisch exponiert und den Einwirkungen humoser Wässer ausgesetzt war, wurde durch intensive Verwitterungseinwirkungen in seinen jetzigen kaolinisierten Zustand gebracht.

(4) Im Gegensatz zum Quarzrestschotter war – wie oben erläutert – der altersgleiche Nördliche Vollschotter durch eine Decke von Süßwasserkalk gegen die kaolinisierenden Lösungen geschützt und hat seine ursprüngliche alpine Mineralgesellschaft weitgehend frisch erhalten.

Im Mineralbestand der Mischsedimente, die aus allen vier Liefergebieten gespeist wurden, lassen sich nicht nur die aus dem Moldanubikum und aus den Alpen stammenden Anteile unterscheiden, sondern innerhalb des alpinen Anteils die oben angeführten Modifikationen (1), (3) und (4), die durch unterschiedliche Verwitterungseinwirkungen differenziert sind.

Die *Verwitterung im Ablagerungsraum* kann unterteilt werden in

(1) synsedimentäre Verwitterung während der Bildung des Sedimentes oder wenig später,

(2) postsedimentäre Verwitterung von einem frisch geschaffenen Erosionsrelief, z. B. vom heutigen Relief her.

Beide Arten von Verwitterung wirken sich besonders dort auf die Mineralverteilung aus, wo die Verwitterungsfaktoren über längere Zeit von einer subaerisch freiliegenden Oberfläche aus ins Liegende eingreifen können.

Ein Beispiel für unterschiedlichen synsedimentären Verwitterungsangriff an subaerischen im Gegensatz zu subaquatischen Ablagerungen gibt Schiessl (1962, S. 66); er fand alle subaquatischen Brackwasserablagerungen in Ostniederbayern ohne erkennbaren Verwitterungsangriff vor, während der geringmächtig eingeschaltete Aussüßungshorizont, der zumindest zeitweilig und streckenweise aus dem Brackmeer aufgetaucht und trocken gefallen war, verhältnismäßig starke Ätzung der Mineralien zeigt.

Füchtbauer (1963) weist darauf hin, daß in der Tertiärmolasse nördlich der Alpen brackische und marine Sedimente von limnischen und fluviatilen Sedimenten unterschieden werden können auf Grund der unterschiedlichen synsedimentären Verwitterung der Biotite und Turmaline: In brackisch-marinen Sedimenten, in denen der Verwitterungsangriff gering war, liegen diese Mineralien in ihrer ursprünglichen Farbe vor, nämlich als rotbraune Biotite und olivfarbene Turmaline; die gleichaltrigen limnofluviatilen Gesteine dagegen enthalten Varietäten angereichert, die durch Verwitterungseffekte umgefärbt sind, nämlich braungrüne und grünliche, z. T. getrübte Biotite sowie grüne und braune Turmaline.

Die Mineralien reagieren auf verschiedene chemische Einflüsse jeweils spezifisch. So entstehen bei verschieden gearteten und verschieden starken Verwitterungseinflüssen unterschiedliche Mineralparagenesen aus dem gleichen Ausgangsmaterial. Die Verwitterungsstabilität der einzelnen Schwermineralien wird in den Arbeiten von v. Moos (1935, S. 182 ff.), Zöbelein (1940, S. 282 ff.), Ritter (1953, S. 62 ff.), Wieseneder (1953), Grimm (1957a, S. 160 ff.) und Milner (1962 II, S. 29–207) eingehend behandelt.

Vor allem Humusverwitterung und lateritische Verwitterung können zu tiefgründigem Verwitterungseingriff mit starker chemischer Korrosion an bestimmten Schwermineralien bis zu deren völliger Auflösung führen. *Verwitterung durch humose Wässer* ist durch zahlreiche Arbeiten besonders gut bekannt. Nach Wieseneder (1953, S. 369) kann bei diesem Vorgang der Schwermineralgehalt in den „Restsanden" auf ca. 10% des ursprünglichen

Betrages in den „Vollsanden" reduziert werden. Beispiele führen EDELMAN (1938) für den Nordseeraum, SINDOWSKI (1940) für die pleistozänen Rheinterrassen, ZÖBELEIN (1940), GRIMM (1957a) und STIEFEL (1957) für den ostniederbayerischen Raum an. WIESENEDER (1953, S. 369) beschreibt, daß bei der Verwitterung durch saure Humuslösungen an den relativ stabilen Mineralien Staurolith, Disthen und Andalusit keine Ätzspuren zu beobachten seien; dagegen konnte GRIMM (1957a, S. 164ff.) in den stark verwitterten Decksanden des Quarzrestschotters in Ostniederbayern auch an Staurolith und Disthen und sogar an Turmalin und Rutil starke Ätzung und Korrosion feststellen, die bis zur Ausmerzung dieser Mineralien geführt haben. In naher Übereinstimmung mit SINDOWSKI (1949), VAN ANDEL (1952), WEYL (1952) und WIESENEDER (1953) kam GRIMM (1957a, S. 175) zu folgender Stabilitätsreihe der durchsichtigen Schwermineralien unter kaolinigen Verwitterungsverhältnissen:

Verwitterungsunbeständig: Olivin
Augit, Hornblende, Apatit, Granat
Epidot, Zoisit
Andalusit
Sillimanit
Staurolith
Disthen

Verwitterungsbeständig: Titanit, Anatas, Turmalin, Rutil, Zirkon

Unter den opaken Schwermineralien werden vor allem die sulfidischen Erze sehr schnell durch Verwitterung ausgemerzt. Auch Ilmenit und Magnetit sind leicht korrodierbar und wandeln sich unter kaolinigen Verwitterungsverhältnissen relativ rasch um, wobei E. GRIMM (1956) annimmt, daß Ilmenit noch leichter als Magnetit verwittert. Chromit und Hämatit weisen nach REHSE (1963, S. 94) erhöhte Verwitterungsstabilität auf.

Nach WIESENEDER (1953, S. 369) führt die *Laterit-Verwitterung* zu ähnlich starkem chemischem Angriff auf bestimmte Schwerminerale wie die saure Humusverwitterung. Dagegen sind bei normaler *Braunerdeverwitterung* nur geringfügige Verschiebungen im Mineralspektrum zu erkennen, wie schon VAN ANDEL (1952) und WIESENEDER (1953) betonen und wie Verfasser nach Untersuchungen an den rezenten Verwitterungsschichten zahlreicher Aufschlüsse in Niederbayern bestätigen kann. SCHIESSL (1962, S. 66) stellt in der Süßbrackwassermolasse Ostniederbayerns fest, daß der Mineralbestand in den kalkreicheren, feinerkörnigen Ablagerungen bei Oberflächenverwitterung stets völlig frisch ist, während in den gröberen, kalkarmen Sanden deutliche Korrosionserscheinungen an den chemisch instabilen Mineralien auftreten können.

Daß im Zeitraum nach der Ablagerung und vor der Diagenese auch *mechanische Veränderungen gleichzeitig mit der Verwitterung* im Sediment einhergehen können, vermutet OULIANOFF (1960, S. 54ff.). Er nimmt an, daß die periodisch wirksamen Gezeiten sowie Unwetter, plötzlicher Wechsel im Luftdruck und vor allem die ständigen seismischen Erschütterungen die Erdoberfläche in dauernder, allgegenwärtiger und wechselhafter Vibration erzittern lassen. Diese Vibration führt nach OULIANOFF in geologischen Zeiträumen nicht nur zur Umlagerung von Sediment auf geneigter Unterlage, sondern auch zu seiner Klassierung in der Art des graded bedding, die je nach der Natur und Beständigkeit der Vibration unvollständig bis vollständig sein kann und eine Anreicherung gröberer Körnung nicht nur an der Basis, sondern auch an der Decke einer Schicht bedingen kann. Sollten die Überlegungen OULIANOFFS zutreffen, so ist neben der Klassierung auch eine Sortierung des Sedimentes zu erwarten.

3. Diagenese

Vor allem PETTIJOHN (1941, 1949), WIESENEDER (1952, 1953) und WIESENEDER & MAURER (1958) haben darauf hingewiesen, daß der Mineralbestand eines Sedimentes nicht allein durch die Verwitterung, sondern auch durch die Diagenese („Interstratal-Solution"

PETTIJOHNS) verändert wird. Die Intensität der Umwandlungen hängt vom Alter der Sedimente, von der Mächtigkeit der Überlagerung, von der chemischen Zusammensetzung und dem pH-Wert des Porenwassers sowie von der geothermischen Tiefenstufe ab.

Diagenetische Einwirkungen auf Leichtmineralien sind besser studiert als solche auf Schwermineralien. Quarz erweist sich normalerweise als weitgehend stabil, in größerem Maße wird er lediglich durch Drucklösung abgebaut. In elektrolytreichen – z. B. salinaren – Medien wurde auch Verdrängung von Quarz durch Calzit beobachtet (GRIMM, 1962). Verbreiteter als bei Quarz sind diagenetischer Abbau und Verdrängung von Feldspäten, wobei je nach dem Feldspat-Chemismus Umwandlungen in chloritähnliche Tonsubstanzen oder Kaolinitisierung vorkommen. Detritische Glimmer werden von kryptokristallinem Matrixton oder von authigenem Kaolinit verdrängt.

Bei Schwermineralien können – wie bei der Verwitterung – Korrosionserscheinungen und Ätzfiguren an den Körnern als erste Anzeichen für einen diagenetischen Lösungsangriff gelten, auch wenn dieser noch nicht zur Ausmerzung der instabilen Komponenten führt. WIESENEDER & MAURER (1958, S. 1169) haben bei ihren Untersuchungen im Wiener Becken solche Ätzungen an Granat und Staurolith statistisch ausgewertet und dadurch einen Einfluß der Teufe auf die Stabilität dieser Mineralien nachgewiesen. In diagenetisch länger und stärker beanspruchten Sedimenten, z. B. im Dogger-beta-Hauptsandstein in Norddeutschland (ZIMMERLE, 1963, S. 12), treten Staurolith und Granat nur noch als Ätzrelikte auf. Ilmenit wird häufig in Leukoxen umgewandelt. Zirkone, die in Ton eingebettet sind, verfärben infolge ihrer metamikten Umwandlung die umgebende Tonmatrix in einem rostbraunen Hof.

Wesentliche Unterschiede zwischen dem Mineralabbau bei Oberflächenverwitterung und bei Diagenese sind nach WIESENEDER (1953, S. 370) dadurch gegeben, daß Apatit und Hornblende bei der Verwitterung rasch zerstört werden, während sie sich gegenüber der Diagenese als stabil erweisen; dagegen sollen Staurolith, Disthen und Andalusit, die relativ verwitterungsresistent sind, bei der Diagenese rascher durch die aggressiven Porenwässer zerstört werden. Somit ergibt sich nach WIESENEDER (l. c., S. 371) für die Diagenese eine andere Stabilitätsreihe für Schwermineralien, als sie oben (S. 28) für die Verwitterung aufgestellt wurde:

Diagenetisch unbeständig:	Olivin
	Augit, Hornblende
	Epidot
	Sillimanit, Disthen
	Andalusit, Staurolith
	Apatit
	Granat
Diagenetisch beständig:	Turmalin, Zirkon, Rutil

Bei der Diagenese kommt es – wie bei der Verwitterung – nicht nur zur Zerstörung von Mineralien, sondern auch – teilweise in Verbindung mit den destruktiven Vorgängen – zur konstruktiven Mineralneubildung. Letztere kann gemeinsam mit der mechanischen Verdichtung des Gesteins zur Verengung des Porenvolumens führen. An Schwermineralien werden im Verlaufe der Diagenese häufig Erze, vor allem Pyrit, sodann Brookit und Anatas neugebildet.

VAN ANDEL (1952) nimmt zum Problem der diagenetischen Ausmerzung von Schwermineralien kritisch Stellung. Er betont, daß die von PETTIJOHN (1941, 1949) für „Intrastratal-Solution" aufgestellte Mineral-Resistenzreihe Hornblende–Epidot–Staurolith–Disthen nicht

genügend begründet sei. Gegen diagenetische Einwirkungen spricht nach VAN ANDEL vor allem die Tatsache, daß die Unterkante der verschiedenen Mineralzonen, die durch zunehmende diagenetische Ausmerzung erklärt werden, nicht ein einziges Mal von einem erhöhten Ätzungsgrad der „unbeständigen" Mineralien begleitet wird. VAN ANDEL kommt zu dem Schluß, daß diagenetische Ausmerzung zwar dann und wann auftreten kann, insgesamt aber doch eine Ausnahme bleibt.

Im einzelnen sind die Einwirkungen der Diagenese auf den Mineralbestand eines Sedimentes auch heute noch nicht so gut bekannt wie die der Verwitterung und daher umstritten. Während nämlich der Verwitterungsangriff schon in dünnen Sedimentschichten von frischem bis zu intensiv umgewandeltem Sediment führen kann und entsprechend in allen Phasen und Übergängen studiert werden kann (GRIMM, 1957a, S. 170 ff.), erscheinen dem Verfasser Stabilitätsreihen für die Diagenese im einzelnen noch nicht gesichert.

Bedeutsame diagenetische Einflüsse in der Tertiärmolasse nördlich der Alpen wurden lediglich im Wiener Becken von WIESENEDER (1953) und von WIESENEDER & MAURER (1958) beschrieben. Nach unseren Erfahrungen in der schwäbischen und ostbayerischen Tertiärmolasse dagegen hat dort der diagenetische Angriff nirgends zu entscheidenden Umgestaltungen in der Mineralkombination geführt: Wenn hier grundlegende Änderungen in den Schwermineralprofilen auftreten, so gehen sie vielmehr auf einen Wechsel in der distributiven Provinz zurück, als auf diagenetische Einflüsse (s. unten, S. 62).

Während in jungen Sedimenten Ausmerzungen von Schwermineralien durch Diagenese nur selten belegt sind, kommen sie in Sedimenten älterer Formationen regelmäßig vor und haben dort häufig zur Bildung von Restgesellschaften geführt. Gelegentlich hat sich in karbonatreichen Gesteinspartien die ursprüngliche Gesellschaft neben der Restgesellschaft erhalten. Wir schließen daraus, daß die Zeitdauer der diagenetischen Einwirkung und der Chemismus von Gestein und Porenfüllung eine wichtigere Rolle bei der Umwandlung von Schwermineralgesellschaften spielen als die Versenkungstiefe der Sedimente.

Insgesamt sind die Beziehungen zwischen dem Liefergebiet, den Transport- und Ablagerungsbedingungen und dem Verlauf der Diagenese so vielfältig, daß häufig nicht mehr rekonstruiert werden kann, inwieweit primäre Unterschiede in den Schüttungen oder sekundär ausmerzende und anreichernde Faktoren für Änderungen in den Mineralgesellschaften verantwortlich sind. Mit Recht weisen WIESENEDER & MAURER (1958) darauf hin, daß die Schwermineralassoziationen durch kompliziertere Vorgänge entstanden sind, als man allgemein annimmt. Gerade deshalb aber verdienen die Möglichkeiten diagenetischer Umwandlungen im Kornbestand besondere Beachtung und sollten bei allen Untersuchungen an alten oder ehemals tief versenkten Gesteinen sowie am Bohrgut von Tiefbohrungen in Betracht gezogen werden. Mit Sicherheit können diagenetische Vorgänge nur dort ausgeschaltet werden, wo gleichaltrige Sedimente – obwohl sie wegen unterschiedlichen Absenkungen oder tektonischen Verstellungen in verschiedener Teufe liegen – gleichartige Mineralkombinationen und korrelierbare Mineralprofile aufweisen.

4. Zusammenhänge zwischen Mineralbestand, Verwitterung und Diagenese

Die Einflüsse von Verwitterung und Diagenese wirken sich nach unseren Darlegungen teils negativ, teils positiv auf die Ausdeutung von Mineralgesellschaften aus: Einerseits werden die ursprünglichen Mineralkombinationen überprägt und Aussagen über das Liefergebiet dadurch erschwert. Anderseits werden neue Hinweise gegeben auf die Geschichte des

Sedimentes während der Ablagerung und kurz danach (Verwitterung) bzw. bei der Absenkung und Überlagerung durch neues Sediment (Diagenese).

Auch die Gliederung und die Korrelation von Sedimenten werden durch Diagenese und Verwitterung teils erschwert, teils gefördert. Die diagenetischen Überprägungen verwischen die ursprünglichen Unterschiede im Mineralbestand und hemmen so die Gliederung und die Korrelation. Die Verwitterung dagegen kann zu neuen Leithorizonten führen, die in der Lateralen oft weit verfolgbar sind. Wo keine Leitfossilien vorhanden sind und bezeichnende Schüttungen oder sonstige markante Gesteinseinschaltungen fehlen, bieten solche Verwitterungshorizonte oft die einzige Möglichkeit zur Gliederung eines Sedimentprofils. So stimmen wir mit WIESENEDER (1953) überein, daß oft erst die Verwitterung jene Unterschiede schafft, die stratigraphische Auswertungen ermöglichen. Dies ist vor allem in langsam und lückenhaft abgelagerten Sedimenten der Fall; die mächtigen orogenen Serien dagegen sind – worauf schon v. MOOS (1935) hinwies – infolge ihrer rascheren Sedimentation meist einförmig, da sie den differenzierenden Verwitterungseinflüssen nicht ausgesetzt waren.

II. MINERALBESTAND UND SCHÜTTUNGEN IN DER SÜDDEUTSCHEN MOLASSE

A. DIE MINERALGESELLSCHAFTEN

1. Allgemeines

Im folgenden sollen unsere Kenntnisse über die Mineralgesellschaften in der süddeutschen Molasse zusammengefaßt werden. Die Ergebnisse sind keineswegs umfassend. Trotz der zahlreichen großräumigen und lokalen Untersuchungen an Mineralien – vor allem an Schwermineralien –, die inzwischen von der Schweiz über Süddeutschland bis ins Wiener Becken zur Erkennung der wichtigsten Schüttungseinheiten und Sedimentationsvorgänge geführt haben, sind im einzelnen doch noch viele Fragen offen geblieben.

Vor allem die exakte Zuordnung der Schüttungen zu ihren distributiven Provinzen ist in der Mehrzahl der Fälle ungesichert, da der Schwermineralbestand der Herkunftsgebiete selbst nur in wenigen Arbeiten untersucht wurde. Lediglich für das Liefergebiet des südwestlichen Moldanubikums zwischen Hauzenberg und Cham hat CLAUS (1936) eine umfassende und richtungweisende schwermineralanalytische Beschreibung gegeben. Über die Schwermineralführung des alpinen Liefergebietes hingegen liegen nur wenige Daten vor (z. B. v. MOOS, 1935; BRINKMANN, GUNDLACH, LOEGTERS & RICHTER, 1937; WOLETZ, 1955; WIESENEDER & MAURER, 1958); hier ist zudem zweifelhaft, ob die heutigen Mineralgesellschaften noch repräsentativ sind für die Gegebenheiten im Tertiär, da doch inzwischen einschneidende tektonische und stoffliche Umbildungen erfolgt sind.

Durch Untersuchungen an den Konglomeratfächern der Molasse und – kombiniert damit – am zugehörigen Schwermineralbestand der Sandfraktion könnte eine Bindung bestimmter Schwermineralien an bestimmte Gesteine aufgezeigt werden; solche kombinierten Untersuchungen sind jedoch bislang erst vereinzelt durchgeführt worden. Schwermineralanalysen an rezenten Flußsanden mit bekanntem Einzugsgebiet liegen im Molasseraum und seinen Rückländern ebenfalls kaum vor.

Im großen sind es 5 Schwermineralkombinationen, die für den psammitischen Abtragungsschutt im nördlichen Alpenvorland typisch sind. Im einzelnen sind diese Schwermineralkombinationen differenziert, können Übergänge ineinander aufweisen und enthalten einen wechselnden Bestand an Akzessorien, der für die weitere Untergliederung maßgebend ist.

(1) TZR-Gesellschaft mit Turmalin, Zirkon, Rutil
(2) TZG-Gesellschaft mit Turmalin, Zirkon, Granat, (Apatit, Spinell)
(3) GSA-Gesellschaft mit Granat, Staurolith, Apatit, (Zirkon, Spinell)
(4) GE(H)-Gesellschaft mit Granat, Epidot, (Hornblende)
(5) ZM-Gesellschaft mit Zirkon, Monazit, (Granat, Andalusit, Titanit)

2. Die TZR- und die TZG-Gesellschaft

Die *TZR-Gesellschaft* stellt eine Restkombination aus den widerstandsfähigsten Schwermineralien dar. Sie kennzeichnet z. B. – horizontbeständig zwischen Tirol und dem Wiener Wald – den unteren Teil der kalkalpinen Oberkreide bis ins Untercampan (Woletz, 1963), außerdem einen Teil der sandreichen Flysch- und Helvetikum-Sedimente im Rückland der Molasse. Die gleiche Vergesellschaftung findet sich außerdem am nördlichen Molasserand gegen den schwäbischen Jura, dort besonders gut aufgeschlossen im Aquitan der Bohrungen Aichach CF 1004 und 1006 (Füchtbauer, 1954, S. 35). Die Herkunft dieser Sande aus dem nördlichen mesozoischen Rückland ist nicht nur wegen der Verbreitung der Schüttung am Beckennordrand, sondern auch wegen der gleichartigen Mineralkombination im Sandbestand des mesozoischen Hinterlandes (Buntsandstein, Sandsteine des Muschelkalks, Keupers und Doggers) gesichert (van Andel, 1950; Schnitzer, 1954, 1957; Schröder, 1962). Eine gleichartige Restassoziation hat sich auch in den Decksanden des Quarzrestschotters in Ostniederbayern entwickelt, dort aber nicht auf Grund mehrfacher Umlagerungen und langfristiger diagenetischer Einwirkungen, sondern wegen des extrem starken kaolinigen Verwitterungsangriffes, der zur Ausmerzung aller verwitterungssensiblen Mineralien führte (Grimm, 1957a, S. 170ff.).

Die *TZG-Gesellschaft* unterscheidet sich von der TZR-Gesellschaft durch ihren Granatgehalt. Sie findet sich vor allem in den nordalpinen Ablagerungen, die älter sind als die Molasse, z. B. kalkalpine Trias, Gosau ab Obercampan, Flysch und Helvetikum, und zwar von der Schweiz bis ins Wiener Becken. Der Granatanteil kann stark wechseln bis zum völligen Fehlen dieses Minerals; die TZG-Gesellschaft geht dann in die TZR-Gesellschaft über. Mit erhöhtem Granatgehalt reicht die TZG-Gesellschaft bis in die oligozänen Molasseablagerungen. Sie ist vor allem in den Bausteinschichten verbreitet, deren Sandschüttung Füchtbauer (1958, S. 929) aus dem Napffächer, z. T. auch aus dem Nesselburgfächer herleitet [Bohrungen Scherstetten 1 (Füchtbauer, 1954, S. 30; 1955, S. 48), Schwabmünchen 1, Siebnach 1 und Rieden 1 (Grimm, 1957b, S. 25)]. In seiner Hohrone-Schüttung läßt Füchtbauer (1958) die TZG-Schüttung bis hinauf ins Aquitan reichen. Ein geringer Staurolithgehalt und die erhöhte Apatitführung leiten dabei schon zur GSA-Gesellschaft über, die im folgenden Kapitel beschrieben wird.

3. Die GSA-Gesellschaft

Die Hauptverbreitung für die GSA-Gesellschaft finden wir in den *älteren* Molasseschichten: GSA-Sedimente sind im schwäbischen Molasseraum vom Chatt oberhalb der Bausteinschichten bis hoch hinauf ins Aquitan vorherrschend, in der ostbayerischen Molasse bis ins höhere Chatt verbreitet. Im Wiener Becken reicht die GSA-Schüttung sogar bis ins Torton. Meist geht die GSA-Gesellschaft gegen das Liegende unter allmählichem oder plötzlichem Verschwinden von Staurolith in eine TZG-Kombination über, gegen das Hangende infolge Neuerscheinens von Epidot (und Hornblende) in eine GE(H)-Kombination. Nach Füchtbauer (1958) entstammen die älteren GSA-Sedimente der süddeutschen Molasse vor allem dem Hochgrat- und Nesselburgfächer, zeitweilig gemischt mit Sedimenten aus schweizerischen Schüttungsfächern.

In den *jüngeren* Molassesedimenten Süddeutschlands ist die GSA-Schüttung nur untergeordnet verbreitet, und zwar vor allem im Vorland der im Allgäu austretenden Schuttfächer, besonders des Hochgratfächers. Lemcke u. v. Engelhardt & Füchtbauer (1953, S. 39)

bezeichnen GSA-Sedimente in der Oberen Süßwassermolasse, die nur bis zur Linie Mindelheim–Memmingen nach Norden verbreitet sind, als „GSA_2-Schüttung". Zu größerer Bedeutung kam die junge GSA-Schüttung kurzfristig nur zur Zeit der Süßbrackwassermolasse (Grenzbereich Helvet/Torton), als die Sedimente des Hochgratfächers in der „GSA_1-Schüttung" weit nach Norden vorstießen. Sie sind dadurch im schwäbischen Molasseraum unvermittelt einer mächtigen epidotreichen Sedimentfolge eingelagert und füllen z. T. die Graupensandrinne.

Im einzelnen sind die GSA-Schüttungen differenziert durch Verschiebungen innerhalb ihres Mineralspektrums, die oft an scharfe Grenzen oder schmale Grenzzonen gebunden sind. Solche Umgestaltungen im Mineralbestand können begründet sein in Veränderungen des Liefergebietes oder in einem Milieuwechsel im Sedimentationsraum. Als Beispiel für die Differenzierung einer mächtigen GSA-Serie sei die Untergliederung der Unteren Süßwassermolasse in mehreren Tiefbohrungen südlich Augsburg angeführt, wie sie von GRIMM (1957b, S. 26ff.) beschrieben und von FÜCHTBAUER (1958, S. 935ff.) in größerregionalem Zusammenhang bestätigt wurde:

Die *l-Grenze* (GRIMM, 1957b, S. 26) an der Grenze Bausteinschichten/Untere Cyrenenschichten (unterstes Chatt) ist markiert durch das Ende der TZG-Schüttung. Die darüber einsetzende GSA-Schüttung mit Granat, Staurolith, Apatit, Turmalin und Zirkon bleibt im folgenden bis in den oberen Teil der aquitanischen USM II bestimmend. Die plötzliche Zufuhr von Staurolith an der l-Grenze läßt auf einen grundlegenden Wechsel der Schüttungen schließen.

Oberhalb der *k-Grenze* (GRIMM, 1957b, S. 27) im unteren Teil der chattischen USM I wird der im Liegenden relativ geringe Apatitgehalt rasch vervielfacht; gleichzeitig sinken die Staurolith-, z. T. auch die Zirkonwerte ab. Eine mit der veränderten Schwermineralführung auftretende Korngrößenabnahme im Sediment läßt darauf schließen, daß die Ursache für beides in einer verringerten Schüttungsintensität zu suchen ist.

Die *i-Grenze* (GRIMM, 1957b, S. 27) etwa an der Basis der Oberen Cyrenenschichten ist gekennzeichnet durch das Ende der starken Einschüttung von dunkelrotem Spinell, verbunden mit einer schwachen Abnahme des Granat- und Apatitgehaltes.

An der *h-Grenze* (GRIMM, 1957b, S. 28) im höheren Teil der Oberen Cyrenenschichten erfolgt eine markante Apatit- und Granatzunahme gegen das Hangende; gleichzeitig wird der pyritreiche untere Teil der Oberen Cyrenenschichten durch einen pyritärmeren oberen Teil ersetzt. Da letztere Veränderung ein authigenes Mineral betrifft und somit in einer Milieuveränderung des Sedimentationsraumes selbst begründet ist, dürfte auch der Wechsel in der Apatit- und Granatführung auf Umbildung im Ablagerungsraum – verbunden mit Veränderungen in den Transport- und Sedimentationsverhältnissen – zurückzuführen sein.

Die *g-Grenze* (GRIMM, 1957b, S. 28) ist deutlich markiert durch den starken Einsatz von Epidot, der zur Ablösung der GSA- durch eine GE-Gesellschaft führt. Die qualitativen Veränderungen des Schwermineralspektrums an dieser Grenze zeigen wiederum – wie an der l-Grenze – einen grundlegenden Wechsel im Liefergebiet an.

Die generelle *Herkunft der GSA-Schüttung* aus alpinen Liefergebieten ist durch die Untersuchungen an den Schüttungsmächtigkeiten und Transportrichtungen und vor allem am Mineralbestand sichergestellt. Der allgemein hohe Gehalt an Staurolith – oft gemeinsam mit Disthen – kann nämlich weder aus dem moldanubischen Kristallin noch aus dem mesozoischen Rückland im Norden bezogen werden. Leitend für alpine Herkunft sind zudem die blauen Hornblenden Glaukophan und Crossit, die in bestimmten Schichten und Schüttungen häufig in den GSA-Sedimenten auftreten, z. T. in ausgeprägten Leithorizonten: Schon ANDRÉE (1936, S. 82) beschrieb in der Haushamer Mulde blaue Hornblenden (Glaukophane) in GSA-Sedimenten. MÜLLER & TRÖGER (1948, S. 271) fanden in GSA-Sedimenten der Subalpinen Molasse bei Kempten Glaukophane in großer Konstanz, wenn auch in meist geringer Menge. Teile des Chatts in den niederbayerischen Bohrungen Taufkirchen/Vils (ANDRÉE, 1937, S. 152), Birnbach (WIESENEDER, 1943) und Ortenburg CF 1003 (RITTER, 1953, S. IV) sind durch hohe Glaukophanwerte gekennzeichnet, z. B. die „Glaukophanschicht" ANDRÉES mit über 40% blauer Hornblenden im Schwermineralbestand. Nach

meinen Untersuchungen sind auch in Oberbayern die tiefen Teile der Chattsande, die aus GSA-Sedimenten aufgebaut sind, durch einen erhöhten Gehalt an blauen Hornblenden charakterisiert (s. unten, S. 85).

Auch rote Spinelle (Picotite) können gehäuft in bestimmten Horizonten der GSA-Schüttungen vorkommen. Das Mineral ist unter dem Mikroskop nur randlich durchscheinend und wird erst bei eingeklapptem Kondensor rostrot durchsichtig. Picotit wird von MÜLLER & TRÖGER (1948) in chattisch-aquitanischen Sedimenten bei Kempten erwähnt. FÜCHTBAUER (1955, S. 44) fand roten Spinell im Chatt und Aquitan der Bohrung Scherstetten 1. GRIMM (1957b, S. 25ff.) beschreibt braunroten Spinell als typisches Akzessor in der chattischen USM I im Raum Schwabmünchen–Mindelheim–Memmingen (bis 20% des durchsichtigen Schwermineralbestandes!). Auch die Chattsande in Südostbayern sind lagenweise reich an Spinell (s. unten, S. 85).

Rote Spinelle sind allerdings nicht auf die GSA-Gesellschaft beschränkt, sondern kommen auch in weiteren Restvergesellschaftungen aus dem alpinen Raum vor. Sie wurden vom Verfasser vor allem in den Bausteinschichten der schwäbischen Molasse in TZG-Sedimenten gefunden und machen dort vereinzelt bis 30% des Schwermineralbestandes aus (z. B. Bohrung Rieden 1, s. GRIMM, 1957b). WOLETZ (1955) beschreibt aus der Gosaukreide randlich durchsichtige Mineralien als „Chromit"; diese Mineralien bilden in der unteren Oberkreide der Kalkalpen von Tirol bis Niederösterreich sogar den Hauptbestand der Schwermineralgesellschaften, im Santon und Untercampan bis 90% (WOLETZ, 1963).

Wenn auch die Abstammung der GSA-Schüttungen aus dem Alpenraum somit generell gesichert ist, so war bisher doch noch keine genauere Zuordnung zu einer lokal definierten distributiven Provinz oder zu einem bestimmten Gestein innerhalb des Alpenkörpers möglich; diese Frage wird weiter unten (S. 52) noch ausführlich zu erörtern sein.

4. Die GE(H)-Gesellschaft

Während in den älteren (chattischen und früh-aquitanischen) Sedimenten der süddeutschen Molasse die GSA-Schüttung vorherrscht, ist für die jüngeren Sedimente eine GE(H)-Vormacht charakteristisch.

In der *Schweizer Molasse* finden sich GE-Sedimente mit wenig Hornblende untergeordnet bereits im subalpinen Stamp, häufiger im jurassischen Stamp; sie bleiben dann durchs gesamte Miozän hindurch vorherrschend (v. MOOS, 1935). Die Herkunft aus dem Bereich des Thuner Sees, aus dem Napffächer und dem Hörnlifächer ist hier vor allem von v. MOOS (1935) und FÜCHTBAUER (1958) nachgewiesen.

In der *schwäbischen Molasse* setzt die GE(H)-Schüttung – vorerst mit wenig Hornblende – allmählich während des Aquitans ein, wird zu Beginn der Oberen Meeresmolasse verstärkt und bleibt dann durch die gesamte Miozänfolge hindurch beständig vorherrschend. Nur am Alpenrand wird die GE-Schüttung in dieser Zeit von den GSA-Sedimenten kleiner Schuttfächer vertreten, die lediglich einmal, während der Süßbrackwassermolasse, kurzfristig weit nach Norden vorstoßen (s. oben, S. 34).

Die älteren miozänen GE-Sedimente des schwäbischen Molasseraumes bis hinein in die Obere Meeresmolasse müssen aus Alpentoren in der Schweiz (Napf- und Hörnlifächer) hergeleitet werden. Die darüber folgenden, jungen GE-Sedimente stammen aus dem Osten (Alpentore im Inn-Salzach-Enns-Bereich).

Auf sprunghafte Spektren-Änderungen innerhalb der GE-Gesellschaft gehen LEMCKE u. v. ENGELHARDT & FÜCHTBAUER (1953) und GRIMM (1957b) ausführlich ein. Die Autoren zeigen, daß diese Schwermineralgrenzen z. T. korrelierbare Zeitmarken darstellen. GRIMM

(l. c.) betont, daß die Änderungen in der Mineralverteilung an solchen Schwermineralgrenzen weitgehend isochron und faziesunabhängig sind; sie können deshalb – vor allem in eintönigen, faunenarmen Sedimentserien – zur Kontrolle des stratigraphischen Wertes rein lithologisch definierter Schichtgrenzen mit herangezogen werden.

Als Beispiel seien im folgenden die Schwermineralgrenzen innerhalb der GE(H)-Sedimente des schwäbischen Miozäns zusammengestellt:

Die *g-Grenze* (GRIMM, 1957b, S. 28) innerhalb der aquitanischen Unteren Süßwassermolasse markiert das Ende der GSA-Schüttung. Es folgen Sedimente mit Granat-Epidot-Vormacht und wechselndem Gehalt an Zoisit, Disthen und Hornblende, die künftig – im einzelnen modifiziert – bis ins Pliozän reichen.

Die *f-Grenze* (GRIMM, 1957b, S. 29) fällt mit der Grenze Untere Süßwassermolasse/Obere Meeresmolasse zusammen. Sie ist durch eine sprunghafte Verschiebung des Schwermineralspektrums gekennzeichnet: Staurolith – ein Hauptmineral in der gesamten Unteren Süßwassermolasse – nimmt wie Rutil, in geringem Maße auch Turmalin, sprunghaft ab. Roter Spinell verschwindet endgültig; Epidot und Hornblende treten jetzt verstärkt auf.

An der *e-Grenze* (GRIMM, 1957b, S. 29) innerhalb des I. Zyklus der Oberen Meeresmolasse verarmt die reiche Zirkon- und Apatit-Einschüttung, die für die Untere Süßwassermolasse bezeichnend war und noch bis ins Tiefste der Oberen Meeresmolasse hineinreichte.

Mit der *d-Grenze* (GRIMM, 1957b, S. 30) wird der I. Zyklus der Oberen Meeresmolasse durch den folgenden II. Zyklus abgelöst. Mit diesem stratigraphischen Ereignis setzt eine extreme Epidot-Granat-Vormacht ein, wobei der Epidotgehalt bei 80% aller durchsichtigen Schwermineralien ohne Granat und Apatit liegt.

Die *c-Grenze* (GRIMM, 1957b, S. 30) markiert den Einsatz der Süßbrackwassermolasse über der Oberen Meeresmolasse. Hier wird die Epidot-Granat-Vormacht der Oberen Meeresmolasse abrupt von der GSA-Schüttung der Süßbrackwassermolasse verdrängt. Auf die Bedeutung dieser jungen GSA-Einschaltung inmitten einer GE(H)-Serie wurde bereits eingegangen (s. S. 34).

Die *B-Grenze* (LEMCKE u. v. ENGELHARDT & FÜCHTBAUER, 1953, S. 38) innerhalb der Süßbrackwassermolasse gibt das Ende der GSA-Gesellschaft im Liegenden und ihre erneute Ablösung durch die GE(H)-Gesellschaft an.

Die *A-Grenze* (LEMCKE u. v. ENGELHARDT & FÜCHTBAUER, 1953, S. 52) innerhalb der obermiozänen Oberen Süßwassermolasse ist gekennzeichnet durch einen Granatabfall gegen das Hangende bei gleichzeitig reduziertem Zoisit-Gehalt.

Im *ostbayerischen Raum* wird Epidot in einzelnen Körnern bereits in Kreideablagerungen des Alpenrandes und des Molasseuntergrundes sowie in der Rupel-Molasse beschrieben (ANDRÉE, 1936; RITTER, 1953). Echte alpine GE(H)-Kombinationen treten nach RITTER (l. c.) in niederbayerischen Bohrungen erst im höheren Chatt auf, z. T. nur andeutungsweise, z. T. schon wohlausgeprägt. Das deckt sich mit meinen Befunden an den ostbayerischen Chattsanden, die unten erläutert werden. FÜCHTBAUER (1958, S. 936) weist auf eine GE(H)-Schüttung hin, die schon seit dem Rupel am Alpentor des Inns ausgetreten und ins Molassemeer eingemündet sein soll.

Zur endgültigen und dauerhaften Vorherrschaft der GE(H)-Kombination in Ostbayern kommt es erst in der Sandmergelstufe der Oberen Meeresmolasse. In der Folge bleibt diese Vergesellschaftung – wie die Arbeiten NEUMAIERS und seiner Schüler in Niederbayern zeigen – bis ins Pliozän beständig. Lediglich der Quarzrestschotter ist durch eine Restvergesellschaftung gekennzeichnet, die sich infolge extrem starker deszendenter Verwitterungseinwirkungen sekundär aus der GE(H)-Kombination gebildet hat (ZÖBELEIN, 1940, S. 256 ff.; GRIMM, 1957a, S. 164 ff.). Die oben diskutierten A-, B-, c- und d-Grenzen, die in der schwäbischen Molasse erkannt wurden, haben – im einzelnen abgewandelt – auch für die ostbayerische Molasse Gültigkeit. Die B-Grenze liegt nach SCHIESSL (1962, S. 31) innerhalb der Mehlsande der Süßbrackwassermolasse. SCHMEER (1955, S. 498; 1958) weist darauf hin, daß der ansteigende Granatgehalt oberhalb „A" nicht unbedingt durch einen Wechsel des Liefergebietes bedingt sein muß, sondern auch durch erhöhte Strömungsintensität innerhalb derselben Schüttung erklärt werden kann.

Nach den Untersuchungen Ritters (1953), Blissenbachs (1957) und Schiessls (1962) stammen die GE(H)-Schüttungen in Ostniederbayern aus dem Süden und Südwesten; dabei dürften mehrere Schüttungen aus dem Alpenraum in Funktion gewesen sein. Für das Sarmat zeichnen sich vor allem vor den Alpentoren der Enns, der Salzach und des Inns Schuttfächer ab.

Im *salzburgischen Raum und in Oberösterreich* treten nach Ritter (1953) und Woletz (1955) Epidot und Hornblende im Chatt, Aquitan und Burdigal meist nur vereinzelt, stellenweise aber auch schon in ausgesprochener GE(H)-Kombination auf. Im Helvet und Torton verstärkt sich vor allem im salzburgischen Raum der Einfluß der GE(H)-Schüttung weiter; Mischung und Wechsellagerung mit GSA-Sedimenten aus dem Süden und mit ZM-Sedimenten aus dem Norden sind aber auch hier häufig. Zur endgültigen Vormacht der GE(H)-Gesellschaft kommt es erst während der Schotterschüttungen im Sarmat und Pont, die tief im Alpenkristallin gewurzelt haben müssen.

Im Zentrum des *Wiener Beckens* bleibt Epidot bis ins Torton ausgesprochen selten; nur am weniger tief versenkten Ost- und Westsaum des Beckens kommt er als regelmäßiger Bestandteil der Schwermineralspektren vor, eine Tatsache, die Wieseneder & Maurer (1958) als diagenetische Differenzierung erklärten. Im Sarmat tritt Epidot überall im Becken als Nebengemengteil auf. Erst das Pannon ist durch eine echte GE(H)-Gesellschaft charakterisiert, wobei im Mittelpannon Hornblende oft Hauptmineral ist (Woletz, 1955; Wieseneder & Maurer, 1958).

Der Schwermineralbestand der GE(H)-Schüttungen weist eindeutig auf alpine *Herkunft*. Die Häufigkeit von Epidot (und Hornblende) und das regelmäßige akzessorische Auftreten von Zoisit deuten auf ein epi- bis mesozonal geprägtes Liefergebiet, wie es in der Umrandung des Molassebeckens nur in den Kernzonen der Alpen gegeben ist. So bestand seit Beginn der sedimentpetrographischen Untersuchungen in der Molasse niemals ein Zweifel, daß die GE(H)-Sedimente dem Alpenkörper entstammen müssen (v. Moos, 1935; Andrée, 1936; Neumaier & Wieseneder, 1939; Zöbelein, 1940). Hierauf wird weiter unten (S. 52) genauer einzugehen sein.

Auch aus der Schüttungsrichtung läßt sich die alpine Herkunft der GE(H)-Sedimente belegen. Vor allem Füchtbauer (1954, 1958) hat auf Grund der Transportauslese der GE(H)-Sedimente ihre Schüttungsrichtung bestimmt und die Tore am Alpenrand lokalisiert. In der niederbayerischen und oberösterreichischen Molasse haben Ritter (1953) und Schiessl (1962) immer wieder eine Herkunft aus dem Süden feststellen können, vor allem wegen der zunehmenden Ausmerzung von Hornblende zugunsten des mechanisch stabileren Epidots in der Schüttungsrichtung.

5. Die ZM-Gesellschaft

Sandeinschaltungen mit ZM-Schwermineralgesellschaften sind in der süddeutschen und österreichischen Molasse eine Besonderheit. Wo sie auftreten, sind sie häufig – bei relativ geringer Mächtigkeit – flächenhaft weit verbreitet. Sie bilden daher markante Leithorizonte innerhalb der eintönigen, mächtigen GSA- und GE(H)-Folgen. Da die ZM-Sande auch makroskopisch auffällig sind, haben sie seit langem die besondere Beachtung der Geologen gefunden. Sie wurden als „Glassande", „Feldspatsande", „Moldanubische Serie" oder mit anderen, lokalen Namen gekennzeichnet und sind vor allem an Sedimente im oberen Chatt und an der Wende Miozän/Pliozän gebunden. Die moldanubische Abstammung dieser Schüttungen ist generell seit langem bekannt. Ob es sich aber bei der distributiven Provinz um die Böhmische Masse oder um heute verdeckte Kristallin-Schwellen im Molassebecken

oder an seinem Südrand handelt, ist im einzelnen – vor allem bei den älteren, spätoligozänen Vorkommen – bis heute umstritten.

Da die ZM-Schüttungen bislang noch keine umfassende Bearbeitung erfahren haben, sollen sie im folgenden ausführlicher behandelt werden.

Die *älteren, spätchattischen ZM-Sande* haben weite Verbreitung in der *Subalpinen Molasse* vor allem zwischen Lech und Inn, wo sie als „Glassande" bezeichnet werden. Es handelt sich um brackische bis marine Ablagerungen, die in den Kohlenrevieren von Penzberg/Nonnenwald und von Peißenberg/Peiting in Bergbauen und Bohrungen sowie über Tag besonders gut aufgeschlossen sind. Die Parallelisation der Glassande zwischen den beiden Revieren ist seit Weithofer (1899, S. 274) umstritten; erst kürzlich wurden die stratigraphischen Beziehungen durch Lensch (1961) und durch L. Kraus & Paulus (1962) neu gedeutet.

Kraus & Paulus glauben auf Grund der Bohrung Eberfing 1 nachweisen zu können, daß der sog. Untere Glassand der Nonnenwaldmulde in der Peißenberger Mulde nicht mehr entwickelt ist, sondern nach Westen auskeilt. Der Obere Glassand der Nonnenwaldmulde entspricht dem Unteren Glassand der Peißenberger Mulde. Der Obere Glassand der Peißenberger Mulde hat seine stratigraphischen Äquivalente in einem mittleren Abschnitt der Promberger Schichten im Nonnenwalder Gebiet. Der 3. Sandstein in der Peißenberger Mulde ist dem Nantesbucher Sandstein in der Nonnenwaldmulde korrelierbar.

Insgesamt dürften die Glassande hier in einem breiten Flachmeerbereich entlang der Küste des Oligozänmeeres abgelagert worden sein. Für Parallelisierungen haben die Sande besondere Bedeutung, da sie stratigraphische Bezugshorizonte darstellen im Gegensatz zu den im Küstenbereich diachron durchgreifenden Faziesgrenzen zwischen limnisch-fluviatilen, brackischen und marinen Sedimenten.

Direkte Verbindungen von den Glassanden der Subalpinen Molasse zu ihren Schüttungswurzeln bestehen nicht mehr oder sind zumindest unbekannt. Die Sande wurden deshalb von den verschiedenen Autoren mehr oder minder willkürlich von der Böhmischen Masse im Norden und Nordosten oder von einer heute verhüllten kristallinen Schwelle im Süden oder Norden des subalpinen Trogbereiches hergeleitet (s. unten, S. 53 ff.).

Auf die Ausbildung der Glassande geht schon Boden (1925, 1931) ein. Er erwähnt im Mineralbestand neben splittrigen Quarzen noch Körner aus gelförmiger Kieselsäure, Orthoklas und Mikroklin, weiterhin Calzit, Glimmer und als wichtigste Akzessorien Turmalin, Zirkon und Rutil (1925, S. 451).

Noch ausführlicher behandelt Andrée (1936, S. 36) den Stoffbestand, besonders die Schwermineralführung der Glassande in der gefalteten Molasse. Er betont den Leitwert der mittelkörnigen bis groben, hellen Glassandsteine, die zwischen Inn und Loisach in Lagen von 20–40 m Mächtigkeit in den obersten Teilen der Cyrenenschichten dicht unter den marinen Promberger Schichten eingeschaltet sind.

Im Schwermineralbestand der Glassande hebt Andrée (l. c.) den Zirkon hervor, der gelegentlich den Granat an Menge noch übertrifft; zudem erwähnt er das charakteristische, wenn auch örtlich begrenzte Vorkommen von Monazit und Andalusit, selten auch Dumortierit. Die Anteile an Biotit, Rutil, Disthen und Turmalin sind hoch, ebenso der Opakgehalt, vor allem Magnetit. Gemeinsam mit diesen Mineralien, die auf ein vorwiegend eruptives Liefergebiet mit gewisser Beteiligung pneumatolytischer Gesteine hindeuten (nach Andrée kieselsäurereiche, relativ grobkristalline Eruptivgesteine, z. B. Biotitgranite), treten alle Mineralien der normalen alpinmetamorphen Schüttungen auf, so daß Andrée auf eine Mischung zweier Schüttungen aus verschiedenen Liefergebieten schließt. Diese Interferenz wird auch durch die gröbere Körnung und schlechtere Sortierung der „eruptiven Komponente" bestätigt sowie durch die Tatsache, daß die Durchmischung unregelmäßig und keineswegs innig ist, das Gesamtsediment somit inhomogen auftritt.

Eine ähnliche Interferenz zweier Schüttungen wie in der Subalpinen Molasse stellte Andrée (1937) auch in den Glassanden der Bohrung Taufkirchen/Vils fest.

Dieselben Effekte beobachtete ich in den Chattsandbohrungen der ostbayerischen Molasse (s. unten, S. 96).

Es ist somit wahrscheinlich, daß alle „Glassande" im höheren Chatt einer einzigen, wenn auch differenzierten Schüttung zuzuordnen sind.

Weitere lokale Sandschüttungen zur Chattzeit im unmittelbaren Vorland des Moldanubikums beweisen, daß die Aktivität des moldanubischen Liefergebietes im ausgehenden

Oligozän erhöht war. Hier sind vor allem die ZM-Schüttungen der *Linzer Sande* zu nennen, die in Oberösterreich in den Buchten von Peuerbach, Eferding und Linz zur Ablagerung kamen. Sie sind nach Säugetierresten sicher ins Chatt zu stellen (THENIUS, 1960, S. 83), wenn auch BUDAY, CICHA & SENES (1958) eine Einordnung ins Aquitan erwogen haben.

Die Linzer Sande, im wesentlichen aus Quarz und Feldspat zusammengesetzt, sind vor allem von RITTER (1953, S. 43 ff.) auf ihren Schwermineralinhalt untersucht worden. RITTER konnte folgende Gesellschaften unterscheiden:

(1) ZM-Schüttung mit Zirkonvormacht
(2) ZM-Schüttung mit Titanitvormacht
(3) Granatvormacht
(4) ZM-Schüttung kombiniert mit GE(H)-Schüttung.

Die ersten beiden Gesellschaften sind eindeutig moldanubischer Herkunft; sie sind direkt aus dem Kristallin der Böhmischen Masse herzuleiten, das die Umrandung der oben angeführten Buchten bildete. Die dritte Gesellschaft tritt nur als Ausnahme auf. Die vierte Gesellschaft beweist wie im ostbayerischen Molasseraum eine Interferenz von moldanubischem und alpinem Detritus. Auch den Gesellschaften 1–3 sind geringe Mengen von Epidot und Hornblende beigemischt.

Charakteristisch für die Linzer Sande ist der hohe Titanitgehalt, durch den sie sich von den ostbayerischen ZM-Schüttungen mit ihrem Andalusitgehalt unterscheiden. Titanitreiches Kristallin ist lokal in der Böhmischen Masse ebenso verbreitet wie andalusitreiches Gestein. Der Titanitgehalt der Linzer Sande nimmt – wohl durch Transportausmerzung – von Osten nach Westen ab und deutet somit auf eine Schüttungsrichtung nach Westen.

Die moldanubische Schüttung der Linzer Sande ist besonders aufschlußreich, weil sie eine erhöhte Abtragung des Rücklandes am Nordrand der Molasse während des Chatt beweist. Das wiederum kann als Hinweis, wenn auch nicht als Beweis, gewertet werden, daß auch die gleichzeitig geschütteten moldanubischen Glassande in der Subalpinen Molasse und im übrigen Ostbayern unmittelbar von der Böhmischen Masse stammen, und nicht von einer spekulativen, inzwischen verhüllten Schwelle im Molassetrog oder südlich davon.

Auf eine erhöhte Aktivität des nördlichen Molasserahmens – des Moldanubikums oder (weniger wahrscheinlich) des mesozoischen Rücklandes – weist auch die verstärkte Zirkonführung im Grenzbereich Chatt/Aquitan des *schwäbischen Molasseraumes* hin. FÜCHTBAUER (1955, S. 48) erwähnt aus den Oberen Cyrenenschichten von Scherstetten 1 einen „auffallend hohen Zirkongehalt"; GRIMM (1957b, Tabellen) notiert in den Bohrungen Schwabmünchen 1, Siebnach 1 und Rieden 1 ebenfalls auffällige Zirkonmaxima im Grenzbereich der chattischen Unteren Süßwassermolasse gegen die Oberen Cyrenenschichten.

Eine zweite weitflächige Einschwemmung von ZM-Sedimenten in den Molassetrog findet erst wieder mit der Schüttung der *„Feldspatsande" oder „Moldanubischen Serie"* an der Wende Miozän/Pliozän* statt. Verbreitung, Mineralinhalt und Schüttungsmechanismus dieser auffälligen Sande, die in weiten Arealen zwischen Passau und Dachau anstehen, wurden von zahlreichen Autoren untersucht. Daher stellt die Moldanubische Serie Ost-

* SCHAUERTE (1962, S. 78 ff.) betonte, daß in der moldanubischen Schüttung an der Wende Miozän/Pliozän drei Sedimenttypen in Niederbayern unterschieden werden können: die Feldspatsande, die Tone und der Aufarbeitungs- und Mischhorizont. SCHAUERTE faßt diese Typen, da es sich um ± isochrone Bildungen einer einzigen Schüttung handelt, in der Einheit der „Moldanubischen Serie" zusammen. Die Bezeichnung „Feldspatsande", die bis dahin zur Charakterisierung der gesamten moldanubischen Schüttung diente, wird von SCHAUERTE nur noch für die psammitische Komponente der Moldanubischen Serie gebraucht.

Die Begriffe „Moldanubische Serie" und „Feldspatsande" werden im folgenden im Sinne SCHAUERTES (1962) verwendet.

bayerns eines der bestbekannten Sedimente der süddeutschen Molasse dar. Im Gegensatz zu den chattischen „Glassanden", die in einem marin-brackischen Becken zur Ablagerung kamen, erfolgten die Verfrachtung und Sedimentation der Moldanubischen Serie in großen Flußsystemen, die sich örtlich zu flachen Becken wohl in der Art von Überschwemmungsarealen ausweiteten.

Während das Liefergebiet der chattischen Glassande nicht exakt fixierbar ist, kann die Herkunft der Moldanubischen Serie direkt aus dem nördlichen moldanubischen Rückland der Molasse bewiesen werden.

Auf das Vorkommen von Feldspatsanden in Niederbayern ging bereits REIS (1918/19) ein. WURM (1937, S. 306) beschreibt Feldspatsande in weiter Verbreitung, deutet sie aber noch als aufgearbeitetes alpines Material.

Erst ZÖBELEIN (1940, S. 273 ff.) weist auf Grund des Mineralspektrums der Feldspatsande nach, daß sie aus dem Bayerischen Wald stammen; er führt eine ZM-Gesellschaft mit Andalusit und Sillimanit an und hebt hervor, daß die Plagioklase stets ungefüllt sind (im Gegensatz zu den für alpines Liefergebiet kennzeichnenden „gefüllten Plagioklasen").

Einen weiträumigen Überblick über Verbreitung und Mineralinhalt der Feldspatsande haben SCHMEER (1955) und BESCHOREN (1955) gegeben. In Ostniederbayern ist die Gliederung und Verbreitung der „Moldanubischen Serie" vor allem durch SCHAUERTE (1962) im einzelnen behandelt worden. Auf die Schwermineralführung und den Schüttungsmechanismus dieser Serie im Dreieck Landau–Eggenfelden–Passau geht REHSE (1963) ausführlich ein.

Die fluviatile ZM-Schüttung der Moldanubischen Serie ist in Ostniederbayern besonders im Gebiet zwischen Donau, Isar und Rott verbreitet. Sie reicht nach Westen – wenn auch in abnehmender Reinheit – in Rinnen über die Isar hinweg bis nach Abensberg, Pfaffenhofen und Indersdorf. Die Mächtigkeit der Moldanubischen Serie in Ostniederbayern kann über 30 m betragen, sie nimmt nach Westen bis auf wenige Meter ab und dünnt schließlich völlig aus.

Im einzelnen stellt die Moldanubische Serie weder nach ihrer Körnung noch nach ihrem Mineralbestand eine homogene, einfache Schüttung dar. Neben den typischen hellfarbenen Kiessanden treten auch feine bis mittelkörnige Schotter (bis ⌀ 5 cm) sowie Feinsande und Pelite auf. Nach dem Mineralbestand ist der größte Teil der Moldanubischen Serie nicht rein moldanubischer Herkunft, sondern ein Mischsediment aus alpinem und moldanubischem Detritus. SCHMEER (1955, S. 511) spricht deshalb für den westlichen Verbreitungsbereich der Moldanubischen Serie von rein moldanubischen „Feldspatsanden" nur bei Zirkongehalten über 20% des Schwermineralbestandes, von „Mischsanden" bei 10–20% Zirkon.

REHSE (1963, S. 102) weist in Ostniederbayern nach, daß nicht nur der grobkörnige „Mischhorizont" ein polymiktes Sediment aus moldanubischem Detritus und aufgearbeitetem Quarzrestschotter ist; auch der weitaus größte Teil der feinerkörnigen Feldspatsande stellt ein Gemenge aus moldanubischem Material und den feineren alpinogenen Anteilen des Quarzrestschotters, des Nördlichen Vollschotters oder der Hangendserie dar. Nahezu rein moldanubisches Sediment steht innerhalb der Moldanubischen Serie nur ganz begrenzt an, etwa im engeren Bereich um Landau oder in einem Streifen parallel der Rott, einige Kilometer nördlich Eggenfelden und Pfarrkirchen.

Im *Leichtmineralbestand* der Feldspatsande überwiegen stets Quarze. Feldspatanreicherung tritt nach SCHMEER (1955, S. 510) nur in den gröbsten (> 2 mm) und feinsten (< 0,1 mm) Fraktionen auf, und zwar bis über 30%; in den mengenmäßig weit vorherrschenden mittleren Fraktionen dagegen fanden sich nur Feldspatgehalte bis 14%. Der insgesamt daraus resultierende durchschnittliche Feldspatanteil von ca. 15–16% ist für Flußsande durchaus normal. Unter den Feldspäten überwiegt Kalifeldspat; gegitterter Mikroklin ist häufig; in geringer Zahl treten lamellierter Albit bis Oligoklas, sehr selten auch Andesin auf. Der Glimmergehalt ist relativ gering.

Der *Schwermineralanteil* in den rein moldanubischen Feldspatsanden beträgt ca. 1–3%. Er ist durch die hohe Beteiligung von Zirkon und Monazit gekennzeichnet, die 30–50% der durchsichtigen Schwermineralien – in Ausnahmefällen bis 70% – ausmachen kann. Auffällig ist der geringe Gehalt an Granat; er deutet darauf hin, daß das Liefergebiet entweder tiefgründig zersetzt war oder daß es nur bis zum Pfahl reichte, da erst nördlich des Pfahls die granatführenden Gneise häufiger sind. Als Akzessorien erscheinen die für das Moldanubikum typischen Mineralien Andalusit, Sillimanit und ganz selten Dumortierit und Xenotim. Anatas und Brookit sind verbreitete Übergemengteile, meist authigene Umwandlungsprodukte titanhaltiger Mineralien. In Übereinstimmung mit Claus (1936) bezieht Rehse (1963) auch Epidot und grüne Hornblende – wenn auch in geringer Menge – aus dem moldanubischen Rückland und wendet sich zu Recht gegen ältere Auffassungen, daß diese Mineralien in Molassesedimenten ausschließlich alpiner Herkunft seien.

Im opaken Schwermineralanteil überwiegt nach den Untersuchungen Rehses (l. c., S. 88 ff.) Ilmenit bei weitem; Hämatit tritt oftmals auf; Magnetit und Chromit sind ausgesprochen selten. Der Opakgehalt der Moldanubischen Serie entspricht damit der Ilmenitsand-Paragenese Stumpfls (1958).

Die moldanubischen Feldspatsande sind über weite Bereiche vermischt mit alpinem Detritus unterschiedlichen Verwitterungsgrades. Die Mischung erfolgt durch fluviatile Aufarbeitung älterer alpinogener Molassesedimente (vor allem Quarzrestschotter, daneben Nördlicher Vollschotter), außerdem durch die gleichzeitige Einschwemmung alpiner und moldanubischer Sedimente in flache, seenartige Sedimentationsräume.

Rehse (1963) zieht aus seinen schwermineralanalytischen Untersuchungen folgende paläogeographischen Schlüsse für den niederbayerischen Raum zwischen Rott und Donau:

Die moldanubische Schüttung stieß – wie Schmeer (1955) schon früher konstatiert hatte – in westlicher und südwestlicher Richtung vor. Dabei erfolgten die Mischung von moldanubischem und alpinogenem Sediment und die gemeinsame Ablagerung beider Materialien in der Moldanubischen Serie in drei Phasen:

In der *ersten Phase* wurde flächenhaft moldanubischer Detritus (ZM-Schüttung) abgesetzt in einem Sedimentationsraum, der gleichzeitig von Süden her alpines Hangendseriematerial (GE[H]-Schüttung) aufnahm; je nachdem, ob dieser Sedimentationsraum mehr rinnenförmig-fluviatil oder mehr weitflächig-seenartig war, kam es zu geringer oder verstärkter Mischung beider Einschüttungen.

In der *zweiten Phase* erfolgte eine Hebung des Gebietes. Diese führte vor allem im östlichen Niederbayern zu einer starken flächenhaften Abtragung und Aufarbeitung der bereits abgesetzten moldanubischen Deckschichten und des unterlagernden Quarzrestschotters (mit alpiner, staurolithreicher Restgesellschaft); weiter im Westen kam es dagegen nur beim Einschneiden einzelner Rinnen zur Aufarbeitung des Nördlichen Vollschotters, vor allem in der breiten, südwestlich verlaufenden „Arnstorfer Zone" im Raum Osterhofen–Arnstorf–Fünfleiten.

Die *dritte Phase* wurde durch eine erneute Absenkung eingeleitet; sie führte zuerst zur Plombierung der vorgebildeten Rinnen, so daß die Arnstorfer Zone mit jüngeren, gemischten Absätzen als Rinnenfüllung jetzt in älteren, nahezu rein moldanubischen Ablagerungen der ersten Phase eingetieft liegt; mit weiterer Absenkung kam es schließlich zur Überschüttung des ganzen flachen Sedimentationsbeckens mit dem Schutt aus den verschiedenen Liefergebieten im Norden und Süden einschließlich des aufgearbeiteten Untergrundes.

Den komplizierten Ablagerungsverhältnissen entspricht die stoffliche Vielfalt der Sedimente, die insgesamt in der Moldanubischen Serie zusammengefaßt werden; hier sind alle Mischungsarten zwischen rein moldanubischer ZM-Schüttung, rein alpiner GE(H)-Schüttung und alpinogenen Sedimenten mit staurolithreicher Restgesellschaft vertreten. Die limnisch-fluviatile Moldanubische Serie an der Wende Miozän/Pliozän stellt somit trotz ihres gänzlich unterschiedlichen Schüttungsmechanismus ein ähnlich differenziertes und polygenes Sediment dar, wie die chaotisch durchmischten brackisch-marinen Glassande an der Wende Oligozän/Miozän.

Außer den oben beschriebenen kurzfristigen, aber weitflächigen Einschüttungen der älteren Glassande und der jüngeren Moldanubischen Serie ist die Zufuhr von ZM-Sedimenten aus dem Moldanubikum gering. Nur in einer schmalen Zone am Molasse-Nordrand sind *kleinere Vorkommen von moldanubischem Detritus* von der Kreide bis ins Pliozän bekannt.

Aus dem *Senon* der Bohrung Ortenburg CF 1003 bei Arnstorf/Ostniederbayern beschreibt Ritter (1953, S. 7) eine Granat-Epidot-Zirkon-Titanit-Gesellschaft. Diese Kombination

kann auf eine Interferenz von moldanubischem und alpinem Detritus zurückzuführen sein, wobei die Hauptmenge des Materials aus dem Norden stammt. Bemerkenswert für den moldanubischen Anteil ist der Reichtum an Titanit, wie er auch schon von den Linzer Sanden beschrieben wurde (s. oben, S. 39); im alpinen Anteil fällt der hohe Epidotgehalt auf, der in den Sedimenten der älteren Molasse fehlt. Daß es im Senon nur am unmittelbaren Rand der Böhmischen Masse zur Einschwemmung von moldanubischem Material kam, zeigt ein Vergleich mit der nur wenig weit südlich gelegenen Bohrung Birnbach (Wieseneder, 1943).

Auch das *Rupel* der randnahen Molassebohrungen Ortenburg CF 1001 und 1003 in Ostniederbayern und Taufkirchen T 16 in Oberösterreich ist nach Ritter (1953, S. 8) durch eine Zirkon-Granat-Epidot-Turmalin-Titanit-Assoziation gekennzeichnet, die hauptsächlich moldanubischer Herkunft ist. In CF 1001 ist in die rupelischen „Bändermergel" bereits ein ausgesprochener „Glassand" ohne alpine Beimengungen eingeschaltet, gekennzeichnet durch sehr hohe Zirkon- und Andalusitwerte (Ritters „Unterster Glassand", 1953, S. 13).

Im *Chatt und Aquitan* von Niederbayern und Oberösterreich sind ständige, mehr oder minder reiche Einschüttungen von Detritus aus der Böhmischen Masse die Regel; abgesehen von den weit ins Becken vorstoßenden Glassand-Horizonten des oberen Chatt (s. S. 38) bleiben sie auf einen schmalen Saum am nördlichen Molasserand beschränkt und mischen sich dort mit Absätzen alpiner Herkunft (Ritter, 1953, S. 10–19 und 44).

In der *burdigalen und helveten Oberen Meeresmolasse* Ostniederbayerns sind ZM-führende Schichten in Tagesaufschlüssen nur in unmittelbarer Nachbarschaft zum Kristallin des Bayerischen Waldes zu finden, z. B. bei Neustift und Maierhof (Burdigal), Dötter, Spirkenöd und Kälberbach (Helvet). Hier wurde der moldanubische Detritus weniger aus dem Hinterland eingeschwemmt, sondern vielmehr durch das transgredierende Meer direkt aus dem kristallinen Untergrund aufgearbeitet.

Ritter (1953, S. 36ff.) hat vor allem den Maierhof-Bruch bei Ortenburg mineralogisch bearbeitet; er weist nach, daß die dortigen burdigalen „Ortenburger Meeressande", die dem kristallinen oder mesozoischen Beckengrund unmittelbar auflagern, weitgehend aus moldanubischem Material zusammengesetzt sind; dagegen führen die darüber folgenden mittelhelveten Blättermergel, die transgressiv über die Meeressande hinweg einige Kilometer weit nach Norden vorstießen, im Maierhof-Bruch ein rein alpines Mineralspektrum: Die Bindung der ZM-Gesellschaft an einen schmalen litoralen Aufarbeitungssaum ist damit besonders deutlich belegt.

Auch in den beckenrandnahen niederbayerischen Bohrungen Ortenburg CF 1001, 1002 und 1003, Birnbach 1 und Füssing 1 sind die grobkörnigen burdigalen oder helveten Basisbildungen der Oberen Meeresmolasse – z. T. bis 40 m mächtig – durch moldanubischen Detritus in wechselnden Anteilen gekennzeichnet; die chaotische Mischung mit GE(H)-Sedimenten weist auf gleichzeitige Einschüttungen von alpinem Material bis fast zum Beckennordrand hin. Die höheren Lagen der Sandmergelserie und die Feinsandserie der Oberen Meeresmolasse enthalten in den Bohrungen ein rein alpines GE(H)-Spektrum.

Den grobkörnigen Basisbildungen der Oberen Meeresmolasse in Ostniederbayern entsprechen nach Korngröße und Mineralbestand die „Phosphoritsande" in Oberösterreich. Schadler (zuletzt 1945, S. 74) stellt sie – analog den „Ortenburger Meeressanden" – ins Burdigal; nach neuerer Auffassung sind sie jedoch auf Grund ihrer Robulus-Fauna wahrscheinlich dem Helvet zuzuordnen, das am Nordrand des Molassebeckens, wie in Niederbayern, über die Grenzen des Burdigals hinweg nach Norden übergriff und das Grundgebirge direkt mit marinen Sanden überlagerte (Braumüller, 1961, S. 11). Die Phosphoritsande in den Tagesaufschlüssen bei Prambachkirchen, Plesching und Münichsholz bei Speyer sowie im entsprechenden Abschnitt der Bohrung Taufkirchen T 16 enthalten ein chaotisches Mischsediment aus moldanubischen und alpinen Komponenten. Von den basalen Meeres-

sanden in Ostniederbayern unterscheiden sich die Phosphoritsande nur durch das stellenweise völlige Zurücktreten der alpinen Komponente und durch den höheren Anteil an Titanit (RITTER, 1953, S. 47 ff.). Der über den Phosphoritsanden folgende Ottnanger Schlier oder Robulus-Schlier (= Sandmergelserie) und der Vöcklaschlier (= Feinsandserie) sind – wie in Niederbayern – durch ein rein alpines GE(H)-Spektrum gekennzeichnet.

In der *oberhelveten (? bis tortonen) Süßbrackwassermolasse* Ostniederbayerns sind moldanubische Einflüsse im Schwermineralbestand ebenfalls auf einen schmalen Küstenbereich am Rand des Moldanubikums beschränkt. EDER (1955, S. 43) erwähnt hier einen erhöhten Anteil an Zirkon, Andalusit und Sillimanit in den brackischen Sedimenten.

In der etwa gleichaltrigen Graupensandrinne in der schwäbischen Molasse wurden Mineralkombinationen mit reichlich Granat, Staurolith, Turmalin und Rutil sowie großen Andalusiten als moldanubische Einschwemmungen gedeutet (LEMCKE u. v. ENGELHARDT & FÜCHTBAUER, 1953, S. 37); das stimmt mit der Meinung KIDERLENS (1931) überein, daß die Graupensande von Nordosten, z. T. von der Böhmischen Masse, herzuleiten seien.

Im ganzen war das moldanubische Liefergebiet während der Ablagerung der Oberen Meeresmolasse (abgesehen von deren grobkörnigen Basisbildungen) und der Süßbrackwassermolasse fast gänzlich außer Aktion. Erst zur Zeit des Quarzrestschotters und des altersgleichen Nördlichen Vollschotters kam es in Niederbayern und in Oberösterreich wieder zu schwach verstärkten Einstreuungen von moldanubischem ZM-Detritus, der sich durch erhöhte Werte von Opakem, Zirkon, Monazit und Andalusit, daneben auch Sillimanit auszeichnet. EDER (1955, S. 55 ff.) folgerte, daß sich mit der ständig gesteigerten moldanubischen Materiallieferung seit dem Obertorton allmählich die Schüttung der Moldanubischen Serie anbahnte, die dann an der Wende Miozän/Pliozän ihren Höhepunkt erreichte. SCHMEER (1955) und REHSE (1963) stellten für weiter westlich gelegene Bereiche ebenfalls fest, daß sich die Schüttungen aus der Böhmischen Masse bereits im oberen Teil des Nördlichen Vollschotters und des Quarzrestschotters vor der Ablagerung der eigentlichen Moldanubischen Serie deutlich verstärkten.

Der Mangel an moldanubischen Einschüttungen in den Molassetrog während des Helvets und Tortons wird von RITTER (1953) und von GRIMM (1964) dadurch erklärt, daß die ZM-Sedimente aus dem Norden in einem fluviatilen System am Südwestrand des Moldanubikums aufgefangen und abgeleitet wurden. Erst mit der Plombierung dieser Urtalrinnen durch das (?) tortone „Braunkohlentertiär" ist für die moldanubischen wie für die alpinen Flußsedimente der Übergriff nach Süden bzw. nach Norden ermöglicht.

Das *Liefergebiet* für die in Südbayern verbreiteten chattischen Glassande ist nicht sicher bekannt. Manche Autoren nehmen schwellenartige Aufragungen moldanubischen Kristallins im Inneren des Molassetroges oder an seinem Südrand als distributive Provinz für die Glassande an. Nach Ansicht des Verfassers deuten aber – wie weiter unten (S. 56) erläutert – alle Gegebenheiten auf die Böhmische Masse im Norden oder Nordosten des Troges als Liefergebiet.

Als distributive Provinz für die Linzer Sande im Chatt, für die Moldanubische Serie an der Wende Miozän/Pliozän und für die übrigen, kleineren ZM-Schüttungen am Nordrand des Molassebeckens kommt nur der Südteil der Böhmischen Masse in Betracht. Das ist durch die Verbreitung und die Transportrichtung der Schüttungen, vor allem aber durch die Übereinstimmung ihrer Schwermineralspektren mit denen des moldanubischen Rücklandes bewiesen. Auf einige Unterschiede zwischen dem ursprünglichen Schwermineralbestand im Moldanubikum und dem Bestand der von dort abgeleiteten Molasseschüttungen muß jedoch hingewiesen werden:

CLAUS (1936, S. 52 ff.) untersuchte den Schwermineralbestand in kristallinen Gesteinen des Bayerischen Waldes. Aus seinen Befunden im Liefergebiet schloß er *theoretisch* auf folgendes Schwermineralspektrum in den korrelaten Vorlandsedimenten:

Zirkon, daneben Monazit und Apatit sind die wichtigsten und verbreitetsten Mineralien.

Granat und Turmalin treten in geringen, aber regelmäßigen Anteilen auf.

Hornblende kommt in manchen Schüttungen häufiger vor, kann in anderen Schüttungen aber ganz fehlen; interessant ist, daß CLAUS (l. c., S. 29) nur grüne Hornblenden im Moldanubikum beschreibt, während zahlreiche spätere Bearbeiter grüne Hornblenden in der Molasse als alpine, braune Hornblenden als moldanubische Leitmineralien ansehen. Nach frdl. Mitt. von Herrn Dr. G. TROLL finden sich tatsächlich im Moldanubikum grüne Hornblenden am häufigsten, während braune Hornblenden nur selten und örtlich begrenzt vorkommen. (Vielleicht geht das vermehrte Auftreten brauner Hornblenden im Detritus auf Verwitterungseinwirkungen zurück.)

Auch Epidot und Titanit werden in relativ geringen Anteilen erwartet, können aber örtlich – im Vorland bestimmter Gesteinsprovinzen – auch angereichert sein.

Andalusit, Xenotim, Dumortierit, Sillimanit und Rutil kommen nur ganz untergeordnet und in wechselnden Anteilen vor.

Die *tatsächlich* gefundenen Schwermineralgesellschaften in den moldanubischen Schüttungen (ZÖBELEIN, 1940; RITTER, 1953; SCHMEER, 1955; EDER, 1955; WOLF, 1956, REHSE, 1963) weichen in einigen Punkten von den theoretischen Voraussagen von CLAUS ab:

Zirkon ist stets Hauptmineral.

Monazit tritt untergeordnet, aber regelmäßig auf.

Rutil, Brookit und Anatas können hohe Werte erreichen.

Typisch moldanubische Akzessorien sind Andalusit, Titanit, Sillimanit, braune Hornblende, selten auch Dumortierit. Vor allem Andalusit und Titanit sind örtlich stark angereichert: Andalusit kommt gehäuft in bestimmten Schichten Ostbayerns vor, Titanit vor allem in Oberösterreich.

Granat und besonders Apatit fehlen entgegen den theoretischen Erwägungen von CLAUS fast völlig.

In sprunghaft wechselnden Anteilen können Epidot, grüne Hornblende, Staurolith, Turmalin und Disthen vorkommen; sie dürften – wie im folgenden erläutert wird – zum Teil durch Interferenz mit alpinem Detritus beigemischt sein.

Die moldanubischen Sedimentschüttungen unterscheiden sich somit von den im Moldanubikum anstehenden Kristallingesteinen vor allem durch ihren Mangel an *Granat und Apatit*. Mit SCHMEER (1955) bin ich der Meinung, daß diese verwitterungsempfindlichen Mineralien schon im Liefergebiet ausgemerzt wurden unter den kaolinigen Verwitterungsfaktoren, die am langsam gehobenen Kristallinschild tiefgründig und flächenhaft angreifen konnten (vgl. SCHULZ, 1926). Beweisend für die Verwitterungseinwirkungen sind skelettartig angewitterte Granate und Apatitrelikte, die bis auf dünne Blättchen abgewittert sein können. Daß daneben Feldspäte frisch erhalten blieben, ist durch die höhere Verwitterungsresistenz der Kalifeldspäte und der sauren Plagioklase zu erklären.

Auch *Monazit* scheint in den moldanubischen Vorlandsedimenten nicht die große Rolle zu spielen, die ihm CLAUS (l. c.) wegen seiner weiten Verbreitung in den Gneisen und jungen Graniten des Moldanubikums zugebilligt hat. Das dürfte einerseits einen realen Grund in der relativ geringen mechanischen Resistenz dieses Minerals haben, anderseits aber darin begründet sein, daß der Monazit (ebenso wie der Xenotim) von zahlreichen Autoren als Zirkon angesprochen wurde wegen seiner großen Ähnlichkeit mit diesem Mineral.

Nach frdl. Mitt. von Herrn Dr. G. TROLL kommt Monazit zwar in vielen moldanubischen Gesteinen vor, besonders häufig z. B. im Schärdinger Granit; das Verhältnis Monazit:Zirkon dürfte aber niemals 1:10 übersteigen.

Epidot und grüne Hornblende treten in ZM-Sanden in sprunghaft wechselnden Anteilen auf. Höhere Gehalte sind wohl stets durch eine Beimischung von alpinem Detritus bedingt. Solche Interferenz von moldanubischem und alpinem Material ist im Vertikalprofil angezeigt durch die engschichtige Wechsellagerung epidotreicher und -armer Schichten, im Lateralprofil durch die Zunahme von Epidot und Hornblende nach Süden gegen die Alpen.

In rein moldanubischen Schüttungen fehlen Epidot und grüne Hornblende weitgehend oder ganz. Da sie in den frischen Gesteinen des moldanubischen Rücklandes durchaus nicht selten sind, müssen wir – wie bei Granat und Apatit – eine Ausmerzung durch Verwitterung

bereits im Liefergebiet annehmen. Braune Hornblende tritt – wohl wegen ihrer größeren Verwitterungsresistenz – etwas häufiger auf. Der örtliche und zeitweilige Mangel an Epidot und Hornblende in ZM-Sedimenten berechtigt aber nicht, diese Mineralien als ausschließlich alpine Leitmineralien anzusprechen, wie es NEUMAIER & WIESENEDER (1939), RITTER (1953) und GRIMM (1957 a) taten. In jüngster Zeit wurde vor allem durch die Untersuchungen REHSES (1963) sichergestellt, daß beide Mineralien auch in Sedimenten rein moldanubischer Abstammung vorkommen können.

Der jungtertiären Moldanubischen Serie wurde in Ostniederbayern aufgearbeiteter Quarzrestschotter mit einer Schwermineral-Restgesellschaft beigemengt (s. auch S. 27); daher können die ZM-Sedimente dort vermehrt *Staurolith und Disthen* enthalten, die primär aus dem alpinen Liefergebiet stammen. Einen Teil des Disthens möchte Verfasser allerdings aus dem Moldanubikum herleiten, wie es auch WIESENEDER (1952, S. 222) für Sedimente des nördlichen Inneralpinen Wiener Beckens tat. Nach frdl. Mitt. von Herrn Dr. G. TROLL kommen Disthene in den Gneisen des Bayerischen Waldes vor, allerdings selten.

Zur Anreicherung von *Anatas und Brookit* im moldanubischen Molassedetritus kam es durch authigene Neubildung auf Kosten leichter verwitternder Ti-haltiger Mineralien.

B. VERBREITUNG UND HERKUNFT DER WICHTIGSTEN SCHWERMINERALIEN IN DER SÜDDEUTSCHEN MOLASSE

Im alpinen Rückstand der Molasse und in den moldanubischen und mesozoischen Liefergebieten im Norden treten fast alle Gesteinsprovinzen auf, die als Lieferanten unterschiedlicher Schwermineralparagenesen wichtig sind: epi- bis mesozonales Kristallin; katazonales Kristallin; Granitareale; Sedimente mit unterschiedlichen Restgesellschaften. Entsprechend vielfältig ist der Schwermineralbestand im Molassedetritus; er enthält – abgesehen von den kurzlebigen basisch-magmatischen Mineralien wie Augit und Olivin und den unbeständigen sulfidischen Erzen – alle wesentlichen Schwermineralien.

Häufigkeit, Verbreitung und Herkunft der *durchsichtigen Schwermineralien* in der Molasse sind seit v. MOOS (1935) und ANDRÉE (1936) von zahlreichen Autoren beschrieben worden. Dabei sind in einigen wichtigen Befunden widersprüchliche Meinungen in die Literatur eingegangen.

Die *opaken Mineralien* sind – nach ersten orientierenden Untersuchungen von ZÖBELEIN (1940), SCHMEER (1955) und WOLF (1956) – erstmals von REHSE (1963) im niederbayerischen Raum exakter bearbeitet worden.

Anatas: untypisches, meist im Sediment neugebildetes Akzessor. Auf authigene Bildung weisen idiomorphe Kristalle oder Kristallaggregate hin. In alpinen Schüttungen ist Anatas selten, in moldanubischen Schüttungen häufiger. Die Neubildung erfolgte wohl aus den Abbauprodukten titanhaltiger Mineralien, vor allem Ilmenit, Titanit und titanhaltiger Biotite und Hornblenden.

Andalusit: leitendes Akzessor in moldanubischen Schüttungen, z. B. in den chattischen Glassanden oder in der jungtertiären Moldanubischen Serie. Das Vorkommen von Andalusit im Kristallin der südlichen Böhmischen Masse ist im wesentlichen auf die jungen Granite beschränkt. Entsprechend unregelmäßig ist die Zufuhr von andalusithaltigem Detritus aus dem Moldanubikum in die Molasse: Im Gebiet zwischen Ortenburg/Ndb. und Waiding/Oberösterr. kommt Andalusit häufig vor (z. B. im Neustifter Granit), während er in anderen Arealen ganz fehlen kann (z. B. im westlicheren Bayerischen Wald südlich des Pfahls).

In Sedimenten alpinen Ursprungs ist Andalusit sehr selten; das Auftreten vereinzelter Andalusitkörner in Schüttungen aus dem Süden kann auf Umlagerung älterer moldanubischer Sedimente zurückgeführt werden, zumal der Andalusit wegen seiner hohen Transport- und Verwitterungsresistenz in umgelagerten Sedimenten angereichert wird.

Apatit: Durchläufermineral im alpinen und moldanubischen Liefergebiet, primär vorzüglich aus Graniten stammend. Daß Apatit trotzdem in moldanubischen Schichten selten ist, dürfte auf Verwitterungsausmerzung dieses instabilen Minerals bereits im Liefergebiet zurückzuführen sein. In Schüttungen aus dem Alpenraum ist Apatit dagegen stets ein wichtiger Bestandteil des Schwermineralspektrums: In TZG-Schüttungen ist er Neben- oder Hauptgemengteil. GSA-Schüttungen enthalten Apatit durchweg als Hauptgemengteil. In GE(H)-Schüttungen tritt er als Nebengemengteil auf. Diese wechselnd starke Apatitführung ist vor allem durch den unterschiedlichen Apatitgehalt der randlichen gegenüber den zentraleren alpinen Liefergebieten bedingt; außerdem mag eine gewisse Beständigkeit des Apatits gegen diagenetische Einwirkungen zur Anreicherung in älteren Sedimenten geführt haben.

Baryt: durchweg authigene Neubildung; kann lokal so reichlich auftreten, daß er das Schwermineralpräparat überschwemmt und das ursprüngliche Mineralspektrum gänzlich überlagert. CLAUS (1936) führt die Neubildung von Baryt z. T. auf hydrothermale Zufuhr von Ba-Lösungen und H_2SO_4 zurück; eine derartige Stoffzufuhr habe ich nirgends belegt gefunden.

Brookit: meist authigen-diagenetisch gebildetes Akzessor, oft in idiomorphen, deutlich gestreiften Tafeln; wie Anatas in moldanubischen Sedimenten stärker verbreitet als in alpinen.

Chloritoid: wurde in alpinem Detritus selten, in moldanubischen Schüttungen kaum gefunden.

Disthen: ständiges Akzessor in alpinen Schüttungen; durch Verwitterungsauslese (z. B. im Quarzrestschotter Niederbayerns) kann Disthen angereichert werden. Entgegen früheren Meinungen (NEUMAIER & WIESENEDER, 1939; GRIMM, 1957a; REHSE, 1963) dürfte Disthen kein rein alpines Leitmineral sein. WIESENEDER (frdl. mündl. Mitteilung) weist darauf hin, daß Disthen (wie Staurolith) im Moldanubikum nicht selten vorkommt; er bezieht (1952) Disthene im inneralpinen Wiener Becken aus der Böhmischen Masse. Auch bei der Untersuchung der Chattsande fand ich reichlich Disthen in einem vorwiegend moldanubischen Mineralspektrum (z. B. in den Bohrungen Vaterstetten 1, Grucking 1, Albaching 1; s. unten).

Dumortierit: Leitmineral für moldanubisches Liefergebiet, dort an pegmatitisch oder pneumatolytisch durchschwärmte Areale gebunden. Vorkommen im Bayerischen Wald sehr selten; CLAUS (1936) fand Dumortierit in einer einzigen unter 74 Proben. Entsprechend selten ist Dumortierit im Molassedetritus.

Epidot: galt früher als Leitmineral für alpine Herkunft. Tatsächlich tritt Epidot in Schüttungen aus den epi- bis mesozonal überprägten Zentralalpen, wo er vorwiegend an Grünschiefer und metasomatisch umgewandelte Granite gebunden ist, besonders häufig auf; im Miozän bildet er – gemeinsam mit Granat, teilweise auch mit Hornblende – das Hauptmineral im alpinen Detritus (GE[H]-Schüttungen).

Im moldanubischen Liefergebiet ist Epidot als primärer Gemengteil von Eruptivgesteinen zweifelhaft; dagegen ist er zusammen mit Chlorit als Umwandlungsprodukt in den Eruptiva sowie in den Diaphthoriten der Störungszonen gar nicht selten (CLAUS, 1936; SCHREYER, 1962; TROLL, 1964). Ein Teil des Epidots dürfte – wie der Apatit- und Granatgehalt – schon im moldanubischen Liefergebiet durch die örtlich und zeitweilig angreifende kaolinige Verwitterung ausgemerzt worden sein. Dennoch ist in den meisten moldanubischen Schüttungen in der Molasse mit einem mäßigen Gehalt an Epidot zu rechnen, wie kürzlich von REHSE (1963, S. 95) für die Moldanubische Serie auch bestätigt wurde. Die Epidotkörner aus dem nördlichen Einzugsbereich sind meist größer und frischer und häufig hellergrün gefärbt als bei alpiner Herkunft. Der Unterschied in der Farbintensität dürfte vom Eisengehalt abhängen, der in den meisten alpinen Epidoten in der Tat höher liegt als in den moldanubischen.

Granat: meist Almandin, selten auch dunkelrote, gelbe und hellgrüne Varietäten, wohl Pyrop und Grossular. CLAUS (1936, S. 31) beschreibt im Bayerischen Wald eine ziemlich manganreiche Mischung aus Almandin und Spessartin.

Im zentralalpinen Liefergebiet kommt Granat in den kristallinen Schiefern reichlich vor. Da er auf dem Frachtweg durch seine Transportresistenz noch angereichert wird, tritt er in den alpinen TZG-, GSA- und GE(H)-Schüttungen als Hauptmineral auf.

Im moldanubischen Liefergebiet kommt Granat primär schon spärlich vor. Darüber hinaus dürfte der geringe oder fehlende Granatgehalt in den meisten moldanubischen Schüttungen noch sekundäre Ursachen haben. RITTER (1953) erwähnt zwar in einigen oligozänen und untermiozänen moldanubischen Schüttungen höhere Granatgehalte; in anderen Schüttungen hingegen – wie in den Linzer Sanden (RITTER, 1953) oder in den jungtertiären Feldspatsanden (SCHMEER, 1955; REHSE, 1963) – fehlt Granat weitgehend oder völlig. Der Grund ist in einer Verarmung oder gänzlichen Ausmerzung des Granats durch kaolinige Verwitterung schon im moldanubischen Liefergebiet zu suchen. Exakt läßt sich der Grad der Granatausmerzung im Moldanubikum meist nicht mehr aus den Sedimenten bestimmen, da die moldanubischen Schüttungen häufig chaotisch gemischt sind mit alpinem, granatführendem Detritus.

Hämatit: untypisches Akzessor im Opakanteil des Molassedetritus sowohl aus den Alpen als auch aus dem Moldanubikum; kommt in selbständigen Körnern und in mikroskopisch kleinen Linsen und Lagen von entmischtem Ilmenit und in Verwachsung mit Rutil vor.

Hornblende, grün: Hauptmineral in alpinen GE(H)-Schüttungen, die am südostdeutschen und oberösterreichischen Alpenrand ins Molassebecken eintraten. Das verwitterungs- und transportempfindliche Mineral muß hier direkt aus dem zentralalpinen Kristallin – wohl aus amphibolitreichem Altkristallin und aus tauernkristallisierten Arealen – abgeleitet werden, da die grüne Hornblende bei Umlagerungsvorgängen wohl quantitativ ausgemerzt würde. Dagegen fehlen grüne Hornblenden in den Granat-Epidot-reichen Schüttungen aus den Schweizer Alpen weitgehend oder ganz (v. Moos, 1935; Füchtbauer, 1958). In den alpinen TZG- oder GSA-Schüttungen der prämiozänen Molasse kommt grüne Hornblende selten oder gar nicht vor. Das Auftreten etwa seit dem Chatt kann mehrere Gründe haben: zunehmende Entblößung des Alpenkerns durch flächenhafte Abtragung; rückschreitende Erosion der Flüsse in zentralere Alpenteile; oder diaphthoritische Umprägung im Alpenkristallin nach Art der Tauernkristallisation. Postsedimentäre, diagenetische Vorgänge im Sediment selbst dürften aus oben (S. 30) dargelegten Gründen kaum zu einer Ausmerzung der grünen Hornblende in den älteren und tieferen Molasseschichten geführt haben.

In moldanubischen Sedimenten tritt grüne Hornblende nur selten und meist stark angewittert auf. Da sie in manchen Gesteinen des moldanubischen Liefergebietes, z. B. in Gneissyeniten und Dioriten, häufig ist (Claus, 1936; Troll, 1964), ist die Seltenheit im moldanubischen Detritus wie beim Apatit, Epidot und Granat auf Verwitterungsauslese schon im Liefergebiet zurückzuführen.

Hornblende, braun: kommt in alpinen Sedimenten kaum, in moldanubischen Sedimenten nur untergeordnet vor. Während einige Autoren die braune Hornblende als Leitmineral für moldanubische Abstammung beschreiben, weisen andere Autoren (z. B. Ritter, 1953; Grimm, 1957b) auf einen schwachen Gehalt auch in alpinen Sedimenten hin. Troll (1964) erwähnt im Intrusivgebiet von Fürstenstein/Passauer Wald neben grünen auch braune Hornblenden mit hohem Mg-Gehalt; er betont aber (frdl. Mitt.), daß die braunen Hornblenden insgesamt im Moldanubikum gegenüber den grünen Hornblenden eine deutlich untergeordnete Rolle spielen vor allem deshalb, weil die regional weit verbreiteten Gesteine wie Palite (Gneissyenite), Diatexite, Diorite usw. grüne Hornblenden führen, während braune Hornblenden neben grünen unter anderem in einzelnen Amphiboliten häufig sind, die aber nur als eingelagerte Schollen auftreten. Auch Wieseneder (frdl. mündl. Mitteilung) weist auf den höheren Gehalt brauner Hornblenden in moldanubischen entgegen alpinen Kristallingesteinen hin. Eine gewisse Anreicherung könnte die braune gegenüber der grünen Hornblende durch ihre erhöhte Verwitterungsresistenz erfahren haben.

Hornblende, blau (Crossit und Glaukophan): typisches aber seltenes Akzessor in Sedimenten aus dem Alpenraum. Lagenweise kann blaue Hornblende in GSA-Schüttungen (z. B. in den Chattsanden) und in GE(H)-Sedimenten (z. B. im I. Zyklus der Oberen Meeresmolasse) vermehrt auftreten, vereinzelt sogar Hauptgemengteil des Schwermineralspektrums werden. Lokale Anreicherung erfolgte durch die relativ gute chemische Resistenz; so können blaue Hornblenden noch weitgehend frisch erhalten sein in Sedimenten, deren grüne Hornblenden durch Verwitterung korrodiert und geätzt oder ganz ausgemerzt wurden.

Ilmenit: Bereits Ritter (1953, S. 69), Schmeer (1955, S. 512) und Wolf (1956, S. 61) beschrieben Ilmenit als ein wichtiges Mineral im Opakspektrum junger Molassesedimente. Nach den erzmikroskopischen Untersuchungen Rehses (1963, S. 90) ist Ilmenit das weitaus häufigste Erz in den bearbeiteten Proben der Moldanubischen Serie und der altersgleichen alpinen Hangendserie. Die Reichhaltigkeit von Ilmenit im Erzanteil des Molassedetritus ist primär bedingt durch den Ilmenitgehalt fast aller magmatischen Gesteine im moldanubischen und alpinen Liefergebiet, sekundär begründet durch die Transport- und Verwitterungsresistenz dieses Minerals gegenüber anderen Erzen.

Korund: in alpinen und moldanubischen Sedimenten äußerst selten; meist blaßbläuliche Varietäten. Bei gehäuftem Auftreten in einzelnen Präparaten oder in Präparatserien liegt der Verdacht nahe, daß der Korund eine Verunreinigung durch Schleifscheiben, Schleifsand oder Schneidmaschinen darstellt.

Magnetit: wird vor allem aus der Moldanubischen Serie von Zöbelein (1940, S. 273), Schmeer (1955, S. 512) und Rehse (1963, S. 92) erwähnt. Gegenüber Ilmenit und Hämatit kommt Magnetit allerdings nur selten vor und ist zudem meist durch Verwitterungseinflüsse weitgehend umgewandelt. Über die Verbreitung in Sedimenten aus dem Alpenraum liegen keine Untersuchungen vor, doch sind hier ähnliche Verhältnisse zu erwarten.

Monazit: leitender Haupt- oder Nebengemengteil in moldanubischen Sedimenten, z. B. in den Glassanden und in der Moldanubischen Serie, wo Monazit ähnlich reich wie Zirkon auftreten und diesen in einzelnen Proben sogar an Zahl übersteigen kann. Im moldanubischen Rückland kommt Monazit vor allem in den jüngeren Graniten und injizierten Schiefern vor. In Sedimenten aus dem alpinen Rückland fehlt er fast ganz; lediglich Müller & Tröger (1948, S. 271) deuteten vereinzelte Körner aus der gefalteten Molasse bei Kempten als Monazit.

Die Unterscheidung des Monazits von Zirkon ist schwierig, vor allem wenn beide Mineralien schon primär gerundet im Ursprungsgestein vorliegen. Monazit wird deshalb in den meisten schwermineralanalytischen

Abhandlungen in der Molasse zu Zirkon gerechnet. Grünliche bis gelbliche Farbe, stärkere Trübung, rauhe Oberfläche sowie Limonitverkrustungen bei Verwitterungseinwirkungen können auf Monazit hinweisen.

Pyrit: Infolge seiner geringen mechanischen und chemischen Resistenz fehlt Pyrit als allothigener Bestandteil alpiner und moldanubischer Einschüttungen meist gänzlich oder tritt nur in Skeletten auf. Dagegen ist synsedimentär oder diagenetisch neugebildeter Pyrit in bestimmten Sedimentschichten häufig und kann hier zu prägnanten Maxima im Schwermineralspektrum führen. Vor allem in Faulschlammgesteinen tritt authigener Pyrit in idiomorphen Kristallen, Kristallaggregaten, als Füllung und Umkrustung von Fossilien oder als Bindemittel faziesindizierend auf.

Rutil: Durchläufermineral in den Alpen und im Bayerischen Wald, daher untypisches Akzessor in alpinen und moldanubischen Schüttungen. Gelegentlich schwache Anreicherung in moldanubischen Sedimenten, vielleicht durch Umwandlung aus Ilmenit, wie sie Rehse (1963, S. 90) in mikroskopischen Dimensionen beschreibt. Durch sekundäre Auslese kann der chemisch resistente Rutil in stark verwitterten Sedimenten (z. B. im Quarzrestschotter Ostniederbayerns) oder in diagenetisch beanspruchten Ablagerungen (TZR- und TZG-Restgesellschaften) gehäuft auftreten.

Sillimanit: leitendes Akzessor in Sedimenten aus dem Moldanubikum, z. B. in den Glassanden und in der Moldanubischen Serie. Vorkommen im Bayerischen Wald vor allem in den hochmetamorphen injizierten Schiefern. Der bereichsweise unterschiedliche Sillimanitgehalt im moldanubischen Liefergebiet führt zum unregelmäßigen Auftreten in den Vorlandschüttungen. Insgesamt ist Sillimanit auch in den Schwermineralpräparaten aus moldanubischem Detritus selten; das erklärt sich aus der geringen Transportresistenz dieses nadeligen Minerals und aus den hohen Schlämmverlusten bei der Probenbereitung infolge der Feinheit der Sillimanitfibern.

Spinell, dunkelrot (wohl Picotit): Das nur randlich braunrot bis rot durchscheinende Mineral wurde früher unter „Opak" gezählt; es ist erst seit einigen Jahren in seiner Bedeutung für den Schwermineralbestand erkannt worden. Während Spinell in praemiozänen Molasseschüttungen aus dem Alpenraum häufiger Nebengemengteil, manchmal auch Hauptgemengteil sein kann, ist er in den jüngeren Schüttungen meist nur seltenes Akzessor. Im Liefergebiet des Zentralalpins ist dunkelroter Spinell als frühes Produkt der Magmenerstarrung vor allem an die sehr basischen magmatischen Gesteine (Peridotite, Pyroxenite, Gabbros, Norite und entsprechende Erguß- und Ganggesteine) gebunden. Für die nördlichen Ostalpen hat neuerdings Woletz (vor allem 1963) auf die große Bedeutung von Chromit vor allem in Kreidesedimenten aufmerksam gemacht; es dürfte sich, da Chromit und Picotit demselben Mischkristallsystem angehören, um das gleiche Mineral handeln. Anreicherung des sehr resistenten Spinells in chemisch und mechanisch beanspruchten Sedimenten kann zu Seifenbildungen führen.

Im nichtopaken Schwermineralanteil aus dem Moldanubikum hat dunkelroter Spinell bislang keine Erwähnung gefunden. Rehse (1963, S. 92) beschreibt in der erzmikroskopisch untersuchten Opakfraktion der Moldanubischen Serie das sehr seltene Auftreten von Chromit.

Staurolith: Haupt- oder Nebengemengteil vor allem in Schüttungen, die dem mesozonalen Alpenkristallin entstammen. Die exakte Herkunft der staurolithreichen, epidotfreien oder -armen alpinen GSA-Schüttungen ist, wie S. 52 ff. diskutiert, im einzelnen noch ungeklärt.

Claus (1936) erwähnt Staurolith im Schwermineralbestand des Bayerischen Waldes nicht. Tatsächlich fehlt Staurolith im moldanubischen Liefergebiet oder ist nur in so kleinen Mengen vorhanden, daß er sich nicht auf die Zusammensetzung der Mineralspektren in den moldanubischen Schüttungen auswirkt. Das wird bezeugt durch die sehr geringen Staurolithgehalte in den (fast) rein moldanubischen Ablagerungen der Linzer Sande (Ritter, 1953, S. 43) und der Moldanubischen Serie (Rehse, 1963, S. 96). Damit sind die Angaben von Neumaier & Wieseneder (1939), Ritter (1953) und Grimm (1957a) bestätigt, daß ein erhöhter Staurolithgehalt als Kennzeichen für alpine Mineralgesellschaften gilt.

Titanit: im moldanubischen und im alpinen Liefergebiet verbreitet und somit Durchläufer-Akzessor in moldanubischen und alpinen Schüttungen. Titanit, der bereichsweise im südlichen Moldanubikum – z. B. in den Titanitfleckengesteinen (Fischer, 1926) – angereichert ist, kann örtlich auch in moldanubischen Vorlandschüttungen, z. B. in den Linzer Sanden, gehäuft auftreten; wenn er Hauptgemengteil ist, darf er somit als moldanubisches Leitmineral gelten.

Sekundäre Neubildung von Titanit, wie sie Claus (1936, S. 29) bei der Zersetzung titanhaltiger Mineralien im Bayerischen Wald beschrieb, wurde in Molassesedimenten im Gegensatz zur Authigenese der Titanoxyde Anatas und Brookit kaum beobachtet. Nur v. Moos (1935, S. 208) erwähnt, daß Titanit lokal in Süßwassertümpeln neugebildet werden kann.

Turmalin: Durchläufer-Mineral; in moldanubischen und alpinen Sedimenten relativ häufig. Herkunft aus pegmatitischen oder aus pneumatolytisch beeinflußten, vor allem kontaktmetamorphen Gesteinspartien der Liefergebiete, dort namentlich mit sauren Tiefen- und Ganggesteinen verknüpft, außerdem aus sedimentären Liefergebieten mit Restgesellschaften.

Besonders die praeburdigalen TZR-, TZG- und GSA-Schüttungen aus den Alpen enthalten Turmalin als Hauptgemengteil; in den jüngeren Sedimenten ist Turmalin steter Nebengemengteil oder Akzessor, lediglich örtlich durch Verwitterungseinwirkungen zum Hauptgemengteil angereichert (z. B. im Quarzrestschotter). Der Befund einiger Autoren, daß der Turmalin-Anteil in moldanubischen Sedimenten höher ist als in alpinen Sedimenten, gilt nur für die relativ turmalinarmen jungtertiären Schüttungen aus den Alpen.

Angeregt durch die Bestimmung der Turmalin-Farbvarietäten von WIESENEDER (1952, S. 217) und vor allem von FÜCHTBAUER (1958, S. 929), habe ich auch bei den Chattsanden eine Unterscheidung von (rot)braunen und olivfarbenen Turmalinen vorgenommen (s. unten, Mineraltabellen). Es zeigte sich, daß braune und rotbraune Varietäten stärker im moldanubischen, olivfarbene stärker im alpinen Anteil der Chattsande angereichert sind. Ganz selten kommen Varietäten mit Pleochroismus von rosa nach dunkelblau und schwarzgrün sowie von hellblau nach dunkelblau vor; sie sind anscheinend nicht auf bestimmte Liefergebiete beschränkt.

Zirkon: In den zentralalpinen und moldanubischen Liefergebieten ist Zirkon vor allem an die sauren Eruptivgesteine gebunden; dabei sind die moldanubischen Granite reicher an Zirkon als die alpinen. In den sedimentären Liefergebieten der Kalkalpen, des Flyschs und des Helvetikums sowie in den sandigen Anteilen des schwäbisch-fränkischen Mesozoikums ist Zirkon steter Neben- bis Hauptgemengteil.

Entsprechend der weiten Verbreitung in den Liefergebieten ist Zirkon auch in den Molassesanden von der Schweiz bis ins Wiener Becken Durchläufermineral. In den praeburdigalen Sedimenten alpiner Herkunft tritt Zirkon in den TZR- und TZG-Schüttungen als Hauptgemengteil auf; in den GSA-Gesellschaften sind Gehalte von 10–20% die Regel. In den jüngeren alpinen GE(H)-Schüttungen sinkt der Zirkongehalt auf wenige Prozent ab und ist nur noch lagenweise angereichert durch Verwitterungsauslese, z. B. im Quarzrestschotter Ostniederbayerns.

Gegenüber den alpinen GSA- und GE(H)-Sedimenten sind die gleichaltrigen moldanubischen Schüttungen durch ihren beträchtlich höheren Zirkonanteil gekennzeichnet, der stets über 20%, häufig über 50% beträgt und durchweg mit einem Gehalt an Monazit einhergeht.

CLAUS (1936, S. 12 ff.) konnte aus Tracht und Habitus der Zirkone – vor allem aus der Größe, den Flächenverhältnissen, dem Zonenbau und aus gewissen Formanomalien – Rückschlüsse auf bestimmte Herkunftsgebiete innerhalb des Bayerischen Waldes ziehen. Derartige Unterscheidungen der Zirkone nach Varietäten stehen im Molassedetritus noch aus, dürften aber auch hier, wie mancherorts erkannt wurde (z. B. GRIMM, 1957b, S. 27 und 29), wichtige Hinweise auf die Liefergebiete geben.

Bereits v. MOOS (1935, S. 193) und vor allem CLAUS (1936, S. 14 ff.) betonten, daß rundlich gestaltete Zirkone schon primär in den Graniten und injizierten Schiefern des Liefergebietes oder auch eingewachsen in Glimmern auftreten können. Deshalb kann aus der Rundung der Zirkone nicht unbedingt auf die Länge des Transportweges geschlossen werden.

Da der Zirkon leicht mit *Xenotim* verwechselt werden kann und beide Mineralien herkunftsmäßig meist miteinander verknüpft sind, gelegentlich sogar in orientierter Verwachsung vorkommen, wurde Xenotim beim Zirkon mitgezählt.

Zoisit + Klinozoisit: typische Akzessorien in alpinen Schüttungen. Die enge Vergesellschaftung mit Epidot im zentralalpinen Liefergebiet bedingt das gemeinsame Vorkommen beider Mineralien auch im Molassedetritus. In Sedimenten aus dem Moldanubikum tritt Zoisit – auch ohne Epidot – nur ganz vereinzelt auf.

Für die *Herkunft eines Molassesedimentes aus den Alpen* sprechen demnach folgende Gegebenheiten im Schwermineralspektrum (Hauptgemengteil = > 20% des durchsichtigen Schwermineralanteils; Nebengemengteil = 3–20%; Akzessor = < 3%):

Blaue Hornblenden (Crossit + Glaukophan) Chloritoid	= Leitmineralien
Granat Epidot	als Hauptgemengteil
Staurolith Apatit Grüne Hornblende Dunkelroter Spinell	als Haupt- oder Nebengemengteil

Zoisit	als regelmäßiges Akzessor
Olivfarbener Turmalin	weit überwiegend über braunem Turmalin

Für *moldanubische Herkunft* sprechen folgende Gegebenheiten:

Andalusit Dumortierit Monazit Sillimanit	= Leitmineralien
Zirkon (+ Xenotim)	als Hauptgemengteil (in den alpinen TZG-Schüttungen der älteren Molasse auch möglich!)
Titanit	als Haupt- oder Nebengemengteil
Anatas Brookit Braune Hornblende	als regelmäßiger Nebengemengteil
Brauner Turmalin	überwiegend über olivfarbenem Turmalin

Untypisch für die Herkunftsbestimmung sind folgende Gegebenheiten:

Disthen Hämatit Ilmenit Korund Magnetit Rutil	= Durchläufermineralien
Granat Epidot Staurolith Apatit Grüne + braune Hornblende Zoisit Zirkon Titanit	in geringeren Mengen als oben angeführt
Turmalin	in untypischer Verteilung der Farbvarietäten
Anatas, Brookit (in geringeren Mengen als oben angeführt) Baryt Pyrit z. T. Karbonate	= authigene Mineralien

C. ZUR PALÄOGEOGRAPHIE UND STRATIGRAPHIE DER MOLASSESCHÜTTUNGEN

1. Paläogeographische Zusammenhänge

a) Axiale und radiale Schüttungen

Die Molasseschüttungen sind in ihrer Verteilung und Abfolge Gesetzmäßigkeiten unterworfen, die im Schüttungsmechanismus begründet sind und sich paläogeographisch und stratigraphisch auswerten lassen.

Vor allem LEMCKE u. v. ENGELHARDT & FÜCHTBAUER (1953) und FÜCHTBAUER (1954, 1958) haben sich auf der Basis umfassender mineralanalytischer Untersuchungen mit der Einschüttung von Sanden ins Molassebecken beschäftigt und richtungweisende Arbeiten über den Schüttungsmechanismus und die Paläogeographie der Molasse veröffentlicht. Im einzelnen sind jedoch noch zahlreiche Probleme bestehen geblieben, die nur durch Detailuntersuchungen gelöst werden können.

Die wesentliche Anlieferung des Molasseschuttes erfolgte aus dem Süden. Einschüttungen aus dem Norden – aus dem Moldanubikum oder dem germanischen Mesozoikum – treten dagegen stark, zeitweilig sogar völlig zurück. Das Material aus dem Süden wurde aus Schüttungstoren am Alpenrand gefördert.

Am wichtigsten für die Molassesedimentation waren solche Flüsse, die mit hoher Schüttungsintensität und feinkörniger Frachtbeladung aus den Alpen austraten und nach kurzem radialem Weg in die Trogachse der Molasse umbogen, um ihr Material weit in der Beckenerstreckung vorzuschütten. FÜCHTBAUER (1954) ordnete diesen großen Flußsystemen die *„axialen Schüttungen"* zu. Sie stehen im Gegensatz zu den unbedeutenderen *„radialen Schüttungen"*: Zu den letztgenannten gehören zahlreiche Schuttfächer, in denen sich zwar unmittelbar vor dem Alpengebirge gewaltige Sedimentmassen anhäufen konnten, die aber bei der geringeren Transportkraft der Flüsse und ihrer Armut an feinkörnigem Detritus wenig weit ins Vorland vorstießen. Die Einschwemmungen aus dem Norden – auch die chattischen Glassande und die jungtertiäre Moldanubische Serie – müssen ebenfalls zu den radialen Schüttungen gerechnet werden.

Im einzelnen ist die Gliederung in axiale und radiale Schüttungen oft willkürlich, da Übergänge zwischen beiden Schüttungsarten möglich sind. Zudem kann sich eine Schüttung, die zeitweise radial ins Becken ausfächerte, zu anderen Zeiten zu einer axialen Schüttung von wesentlich größerer Reichweite entwickeln.

Die Mineralführung der einzelnen alpinen Schüttungen bleibt im allgemeinen nicht über längere Zeiten konstant, sondern ändert sich durch Umbildungen im Liefergebiet oder durch Rückverlegung des Schüttungsursprungs in zentralere Gebirgsteile. Über weite Bereiche herrschen gemischte Sedimente: Vor allem in limnischen oder marinen Ablagerungsräumen kann es zur Interferenz mehrerer Schüttungen kommen in Form einer engschichtigen Wechsellagerung oder – bei gemeinsamem Transport – in Form einer echten Mischung. In fluviatilen Ablagerungsräumen sind solche chaotisch gemischten Schüttungen weniger häufig; aber auch dort kommt es zur Interferenz verschiedener Sedimente, wenn radiale Nebenschüttungen von Süden oder Norden in die vorherrschende axiale Schüttung einmünden.

In einem so vielfältigen und unregelmäßigen Schüttungssystem ist es schwierig, eine feste Kennzeichnung einzelner Schüttungen oder eine sichere Unterscheidung axialer und radialer Systeme aufgrund des Schwermineralbestandes zu treffen. Im folgenden Überblick über

die axialen und radialen Schüttungen können somit nur allgemeine Regeln, nicht aber strenge und für jeden Einzelfall gültige Gesetze aufgezeigt werden.

b) Herkunft der axialen GE(H)-Sedimente

Die axialen Schüttungen werden seit dem höheren Oligozän vorwiegend durch GE(H)-Sedimente repräsentiert. Die Herkunft dieser Sedimente aus den Zentralalpen ist gesichert; dort finden sich heute genügend Bereiche epi- bis mesozonaler Umprägung, aus denen eine GE(H)-Gesellschaft in großer Menge abzuleiten ist: Im Rückland der Schweizer Molasse kommen als Liefergebiete vorwiegend die penninischen Ophiolite, daneben wohl auch unterostalpine Eruptiva mit umgewandelten Feldspäten in Betracht. Im Rückland der süddeutschen und der österreichischen Molasse stehen in den Zentralalpen weite Prasinit- und Grünschieferareale an, z. B. in den Schieferhüllen der Tauern; sie wurden während der Tauernkristallisation durch eine vereinheitlichende Diaphthorese – schwankend zwischen epi- und mesozonal – umgeprägt. Einzelheiten über den Gesteinsbau der Hohen Tauern und ihren Gehalt an Granat, Epidot und Hornblende sind in zahlreichen Arbeiten, vor allem von Cornelius, Clar, Frasl und Karl, nachzulesen. Dort finden auch die diaphthoritisch zersetzten „gefüllten Plagioklase" Erwähnung, die in den GE(H)-Schüttungen der ostbayerischen Molasse häufig vorkommen (Neumaier & Wieseneder, 1939, S. 232).

c) Herkunft der radialen GSA-Sedimente

Die radialen Schüttungen – soweit sie dem Alpenraum entstammen – sind seit dem Chatt im wesentlichen durch ihre GSA-Gesellschaft charakterisiert. Während die axialen GE(H)-Schüttungen tief im zentralalpinen Kristallin gewurzelt haben müssen, dürften die radialen GSA-Schüttungen aus randnäheren Sedimentzonen (mit Turmalin, Zirkon und Rutil, gelegentlich auch Granat) und aus äußeren Kristallingebieten mit Altkristallin und Granitstöcken (? mit Granat, Apatit und Staurolith) stammen. Auf einen Ursprung in den randlicheren Teilen des Gebirges weist auch die kleinere Transportkraft der radialen Schüttungen hin.

Füchtbauer (1958, S. 939) erklärt die geringere Reichweite der radialen Schüttungen weiterhin damit, daß die zugehörigen Flußsysteme in ihrem Oberlauf vor allem mit dem *psephitischen* Schutt randalpiner (Karbonat-)Sedimente beladen wurden; die Geröllfracht wurde dann am Gefälleknick der Alpen gegen den Molasserand in mächtigen Nagelfluhfächern abgeladen und erreichte die zentraleren Beckenteile gar nicht.

Dagegen bildete sich in den tief ins Kristallin zurückreichenden axialen Schüttungen beim Zerfall von Graniten und kristallinen Schiefern hauptsächlich *psammitischer* Detritus, der weiter ins Vorland getragen werden konnte.

Wenn aus allem auch hervorgeht, daß die radialen GSA-Schüttungen aus den äußeren Alpenteilen stammen, so ist doch bislang noch keine genauere Zuordnung zu einer engeren distributiven Provinz oder zu einem bestimmten Gestein innerhalb des alpinen Liefergebietes möglich:

Kalkalpen, Flysch und Helvetikum enthalten nach bisherigen Befunden keine GSA-, sondern eine TZR- oder TZG-Kombination, wobei Staurolithe gar nicht oder höchstens als seltene Ätzrelikte auftreten. Insgesamt sind diese sedimentären Zonen so sandarm, daß die zugehörigen Schwermineral-Restgesellschaften schon bei einem geringen Kristallinanteil am Liefergebiet durch die Übermacht frischer kristalliner Schwermineralien überdeckt würden.

In den Zentralalpen kann der Apatitgehalt leicht aus Granitgebieten hergeleitet werden. Schwieriger ist die Herkunft der Staurolithe zu erklären; staurolithhaltige Metamorphite sind zwar lokal nicht selten, z. B. in

der Mulde zwischen Gotthard-Massiv und penninischen Decken, in den Tessiner Decken, im Kristallin der Silvrettadecke, in den Ötztaler, Stubaier und Zillertaler Alpen und an weiteren Lokalitäten der Schieferhüllen, d. h. vor allem in altkristallinen Arealen; die Vorkommen sind aber heute räumlich begrenzt und können kaum verantwortlich gemacht werden für die Massen GSA-haltigen Schuttes im Alpenvorland. Zudem sind die oben aufgezeigten Liefergebiete nur selten durch reine Granat-Staurolith-Apatit-Kombinationen, meist dagegen durch Granat-Epidot-Hornblende-Staurolith-Apatit-Gesellschaften gekennzeichnet. Aus der letztgenannten Kombination könnte auch durch Oberflächenverwitterung keine reine GSA-Gesellschaft zustande kommen: der relativ verwitterungsresistente Staurolith würde sich zwar anreichern (Beispiel: Quarzrestschotter in Niederbayern, s. GRIMM, 1957a, S. 170); doch vorher würden bereits Granat und Apatit ausgemerzt. Lediglich durch diagenetische Einwirkungen ist es vielleicht möglich, daß aus einer Granat-Epidot-Hornblende-Staurolith-Apatit-Gesellschaft, wie sie im alpinen Kristallin häufig ist, eine echte GSA-Assoziation resultiert.

Als Liefergebiet für die GSA-Schüttungen kommen also kombiniert granitisch-metamorphe, wohl altkristalline Gesteinskomplexe im Alpenkörper in Frage, die entweder schon ursprünglich eine GSA-Schwermineralkombination aufwiesen oder deren Schwermineralbestand durch diagenetische Überprägung zu einer GSA-Gesellschaft verändert wurde. Daß derartige Gesteinskomplexe im heutigen Alpenkörper nicht mehr in genügend großen Arealen aufzufinden sind, könnte darin begründet sein, daß seit der Abtragung und Verfrachtung des GSA-haltigen Gesteins im Tertiär

(1) wichtige petrographische Umbildungen im Alpenkörper vor sich gegangen sein können (z. B. Tauernkristallisation oder entsprechende diaphthoritische Vorgänge);
(2) umwälzende tektonische Vorgänge zu einer Überdeckung oder Verschluckung ehemaliger Liefergebiete geführt haben können;
(3) einstige Hüllengesteine mittlerweile durch flächenhafte oder linear einschneidende Erosion abgetragen sein können.

d) Herkunft der radialen ZM-Schüttungen

Die Abstammung der ZM-Schüttungen generell von einem Liefergebiet moldanubischen Stoffbestandes ist gesichert. Im einzelnen aber ist nicht immer erwiesen, ob es sich dabei um den moldanubischen Rahmen im Norden des Molassetroges (etwa in seiner heutigen Form) handelt oder um schwellenartige, heute verdeckte Aufragungen moldanubischer Gesteine innerhalb des Molassebeckens oder an dessen Südrand, die der Vindelizischen Schwelle zuzuordnen wären. Im folgenden sollen beide Möglichkeiten kurz diskutiert werden.

Der kristalline *moldanubische Rahmen im Norden* ist in seiner Entwicklungsgeschichte und seinem Stoffbestand unter anderem durch die Arbeiten von CLOOS (1923, 1927), FISCHER (1959), SCHREYER (1962) und TROLL (1964) im Vorderen Bayerischen Wald und durch die Untersuchungen GRABERS (1932) und KÖHLERS (1950) im österreichischen Mühlviertel gut bekannt. CLAUS (1936) untersuchte den Schwermineralbestand der kristallinen Gesteine zwischen Passau und Cham an deren eluvialen Verwitterungsprodukten und lieferte uns damit ausgezeichnete Unterlagen zur Kennzeichnung dieses Teils der moldanubischen Provinz (s. auch S. 43 ff.).

Im großen sind nach den oben angeführten Autoren folgende Gesteinsgesellschaften am Aufbau des betrachteten Kristallins beteiligt:

(1) Altkristalliner Rahmen mit Paragesteinen aus geosynklinalen, wohl präkambrischen Sedimenten (= „injizierte Schiefer" nach CLAUS, l. c.) und mit Orthogesteinen (= „konkordante Granitgeneration" nach CLAUS; heute als Diatexite aufgefaßt), beide während zweier zeitlich getrennter Metamorphosen (wohl präkambrisch und früh-

varistisch) isoklinal verfaltet und unter starker Durchwärmung katazonal überprägt, blastomylonitisch umgeschliffen, z. T. auch migmatisiert. Vorherrschende Gesteine: saure Cordierit-Sillimanit-Gneise; untergeordnet Glimmerschiefer mit Andalusit, seltener auch mit Staurolith und Granatporphyroblasten.

(2) Junge, saure Magmatite (= „diskordante Granitgeneration" nach CLAUS, l. c.), die in einem jüngervaristischen orogenen Zyklus aufdrangen und unverformt geblieben sind; sie enthalten als Hauptakzessorien Apatit und Zirkon, teilweise auch Monazit. Vorherrschende Gesteine: Granite, gelegentlich mit idiomorphem Andalusit; seltener Diorite, die nach frdl. Mitt. von Herrn Dr. G. TROLL als basische Vorläufer der Granite gedeutet werden müssen.

(3) Mylonitisierte und diaphthoritische Partien, unvollkommen rekristallisiert; Bildung entlang großer Störungslinien (z. B. Pfahl und Donaurandbruch) wohl vor allem im Oligozän, als das gesamte Kristallin einschließlich der jungen Magmatite germanotyp in Schollen zerteilt wurde. Vorherrschende Gesteine: kataklastische Diaphthorite in Grünschieferfazies, im wesentlichen entstanden durch „Vergrünung" der Mafite und Kataklase der salischen Gemengteile des Ausgangsgesteins.

Mengenmäßig sind die alten metamorphen Rahmengesteine im betrachteten Raum bei weitem vorherrschend. Sie enthalten folgende Schwermineralkombinationen (zusammengefaßt nach CLAUS, 1936, Tab. 2; Reihenfolge entsprechend der Häufigkeit der Mineralien):

Injizierte Schiefer im Passauer Wald: Zirkon, Granat, Hornblende, Apatit, Monazit und Epidot.
Injizierte Schiefer westlich des Passauer Waldes: Zirkon, Monazit, Sillimanit, Granat, Apatit, Turmalin, Rutil, Epidot.
Gneisgranite der konkordanten Granitgeneration: Hornblende, Zirkon, Apatit, Epidot.
Gneissyenite der konkordanten Granitgeneration: Titanit, Apatit, Zirkon, Hornblende.

Unter den jungen Magmatiten, die insgesamt von geringer Bedeutung sind, überwiegen die granitischen Typen gegenüber den noch stärker zurücktretenden Quarzdioriten und Dioriten. Nach CLAUS (1936, zusammengefaßt nach Tab. 2) führen die verschiedenen Magmatite folgende Schwermineralien:

Diorite: Titanit, Apatit, Epidot, Zirkon, Hornblende.
Hauzenberger Granit: Apatit, Zirkon, Monazit, Epidot, Titanit, Andalusit.
Tittlinger Granit: Titanit, Epidot, Apatit, Zirkon.
Saldenburger Granit: Zirkon, Epidot, Monazit, Apatit (Epidot nach frdl. Mitt. von Herrn Dr. G. TROLL wohl sekundär).
Granite westlich des Passauer Waldes: Zirkon, Monazit, Apatit, Turmalin, Epidot, Hornblende, Andalusit.

Die Diaphthorite entlang den Störungszonen spielen im Gesamtbau des Kristallins nur eine ganz untergeordnete Rolle.

Die Schwermineralspektren der injizierten Schiefer des Gneisrahmens sind also insgesamt ziemlich granitähnlich und unterscheiden sich im wesentlichen nur durch ihren Granat- und Sillimanitgehalt von den jüngeren Magmatiten. Die Unterscheidung dieser jüngeren, granitischen und dioritischen Magmatite untereinander ist noch schwieriger; die sauren Typen enthalten lediglich mehr Monazit und weniger Titanit als die basischen. So ergibt sich für alle Gesteinsgruppen am Südrand des Moldanubikums ein ähnlicher Schwermineralgehalt trotz der petrographischen Vielfältigkeit des praekambrischen Ausgangsmaterials, trotz der

Überprägung durch polymetamorphe Vorgänge bis zur ultrametamorphen Migmatisierung und trotz der Durchdringungen des alten Rahmens mit verschiedenaltrigen Magmatiten.

Als weiteres Liefergebiet für ZM-Schüttungen wurden von einigen Autoren *schwellenartige, heute verdeckte Aufragungen moldanubischer Gesteine* innerhalb des Molassebeckens oder an dessen Südrand angenommen.

Studer und Gümbel sprachen in ihren Arbeiten vom „Vindelizischen Land" als untergründiger Verbindung zwischen dem moldanubischen Massiv im Norden und der Grauwackenzone im Süden, ohne näher auf einen Strukturplan dieses kristallinen Untergrundes einzugehen.

Reis (1896), Kockel (1923) und Osswald (1928) machten erstmals auf eine *Trogwanderung* – nach Hagn (1960, S. 158–165) genauer ausgedrückt: „Trogtiefsten-Wanderung" – nach Norden im Alpenvorland aufmerksam, die ihre Ursache in Differenzierungen des kristallinen Untergrundes haben muß. Kordiuk (1938), Bentz (1949), M. Richter (1951) und Hagn (in Hagn & Hölzl, 1952; Hagn & Zeil, 1954; Hagn, 1960) erbrachten weitere Belege für diese Auffassung.

Gleichzeitig mit der Achsenwanderung des Molassetroges tritt eine Faziesdifferenzierung von Süden nach Norden auf. Zu ihrer Erklärung glaubten zahlreiche Autoren, den Voralpen-Trog in eine Folge einzelner *Schwellen und Tröge* gliedern zu müssen (Weithofer, 1918, 1934; Boden, seit 1922; Brinkmann, Gundlach, Loegters & Richter, 1937). In jüngster Zeit wurde dieser Strukturplan besonders durch die Arbeiten von E. Kraus (vor allem 1951) und Hagn (vor allem 1960) noch beträchtlich erweitert und kompliziert. Danach waren zwischen dem Ablagerungsraum der Kalkalpen und dem Molassenordrand von Süden nach Norden folgende Schwellen in Funktion: Rumunischer Rücken; Cetischer Rücken; Praevindelizische Schwelle; Intrahelvetische Schwelle; Germanische Südschwelle; unbenannter Rücken in der Richtung des Gebirgsrandes zwischen Tölz und München; Landshut-Neuöttinger Hoch.

Die Schwellen sollen geschlossene Festlandsbarren oder aufgelöste Inselketten darstellen, die etwa parallel der Alpenerstreckung aus dem Vorland aufragten; auf den Schwellen soll der kristalline Untergrund des Vindelizischen Landes durch seine Mantelschichten hindurch bloßgelegt und der Abtragung zugänglich gewesen sein. Neben der Faziesdifferenzierung in den Vorsenken werden die Abtragungsprodukte als Beweis für die Existenz der Schwellen angeführt: Jede der Schwellen kommt als Lieferant von kristallinem Detritus im eingemuldeten Vor- und Rückland in Frage.

Der „wellblechartige Strukturplan des bayerischen Alpenvorlandes" (Hagn, 1960, S. 164) wird mit den Befunden der „Trogtiefsten-Wanderung" dadurch in Einklang gebracht, daß eine „*Trog- und Schwellenwanderung*" (Hagn, 1960, S. 158 ff.) nach Norden angenommen wird: In der Oberkreide und im älteren Tertiär überflutete das in Phasen diskontinuierlich nach Norden transgredierende Meer eine Randsenke nach der anderen, während das jeweilige südliche Rückland allmählich trockengelegt wurde. Die südlicheren Schwellen versanken, während im Norden neue Schwellen auftauchten.

Der Begriff „Trog- und Schwellenwanderung" ist demnach irreführend; in Wirklichkeit blieben die Strukturelemente stationär, und lediglich die Herausbildung der Schwellen und Tröge erfolgte im Süden eher als im Norden. Ob zwischen den einzelnen Trögen, die durch die Schwellenzüge voneinander abgeriegelt waren, Verbindung bestand, ist auch bei den Vertretern der „Schwellentheorie" umstritten.

Für den im Süden zwischen Kalkalpentrog und Flyschtrog gelegenen Rumunischen Rücken nehmen Brinkmann, Gundlach, Loegters & Richter (1937) eine Kristallinzone mit felsitischen Porphyren an, für den Cetischen Rücken zwischen Flysch und Helvetikum schließen sie auf einen metamorphen Kristallinbestand, wohl überwiegend Gneisglimmerschiefer.

Je weiter nördlich die Schwellen, umso wahrscheinlicher wird ein moldanubischer Stoffbestand, der dem Gesteinsaufbau des Bayerischen Waldes oder Böhmerwaldes entspricht. Das wird gestützt durch mehrere Tiefbohrungen im nördlicheren Molassetrog, in denen moldanubisches Grundgebirge aufgeschlossen wurde. In der Literatur wurden neben den Gneisen und Graniten der Bohrung Mittich 1, Hartkirchen 1 und Füssing 1 in Ostniederbayern (Nathan, 1949) vor allem die moldanubischen Para-Biotit-Cordierit-Gneise in der Bohrung Scherstetten 1 im schwäbischen Molasseraum (Hoenes, 1955) bekannt.

In Österreich hat Aberer (1962, S. 275) auf die Hochzone von Mühlleiten–Puchkirchen–Wegscheid aufmerksam gemacht, die einen alten, E-W verlaufenden, begrabenen Rücken darstellt; oberjurassische, im Ostteil auch kretazische Sedimente überlagern hier Cordieritgneise moldanubischer Prägung.

Bislang sind in einiger Entfernung vom Molasse-Nordrand noch keine Vorkommen bekannt geworden, in denen der kristalline Untergrund von chattischen oder jüngeren Sedimenten unmittelbar überlagert wird, d. h. zur Chattzeit Abtragungsgebiet und damit distributive Provinz für die Glassande gewesen sein könnte. Nach geophysikalischen Untersuchungen ist dies – abgesehen vielleicht von gewissen Teilen des Landshut-Neuöttinger Hochs – auch nicht zu erwarten.

Die *jungtertiäre Moldanubische Serie* und weitere, kleinere ZM-Schüttungen unmittelbar am nördlichen Molasserand müssen infolge ihrer Verbreitung direkt aus dem Bayerischen Wald oder dessen Fortsetzung in Österreich hergeleitet werden.

Umstritten ist dagegen die Abstammung der *chattischen Glassande*, deren Stoffbestand ebenfalls moldanubische Herkunft beweist, deren Wurzeln aber bis heute nicht aufgefunden worden sind. Es ist daher verständlich, daß verschiedene Autoren verschiedene Liefergebiete für die Glassande annahmen*:

Weithofer (1918, S. 118) erwägt, ob als Südufer des Oligozänmeeres in Oberbayern ein heute nicht mehr vorhandener Urgebirgsrücken anzunehmen sei, der, bevor er von den herandrängenden Gebirgsmassen überwältigt wurde, unter anderem die „rätselhaften" Konglomerate der Bausteinschichten geliefert haben könnte.

Boden (1931, S. 17/18) vergleicht die Glassande mit dem Melker Sand, den er als reinen Granitsand anspricht, und schließt deshalb für das Oligozän auf Aufragungen kristalliner Gesteine am Alpenrand, aus deren Zerstörung die Melker Sande und analog die südbayerischen Glassande hervorgingen. In Übereinstimmung mit den Anschauungen von Götzinger und Vetters für den österreichischen Alpenrand konstruiert Boden (l. c.) auch für die bayerische Subalpine Molasse einen „Comagenischen Rücken" im Süden des Beckens, von dem der Detritus stammen soll und der später durch Überschiebung verdeckt wurde.

Andrée (1936) läßt die Herkunft der Glassande offen. Wegen zunehmender Sediment-Mischung schließt er lediglich auf Ost-West-Transport und nimmt ein eruptives Ursprungsgestein am nördlichen Beckenufer oder Abtragungsgebiete in der östlichen Fortsetzung des Troges als distributive Provinz an, vielleicht auch Umlagerung aus älteren Sedimenten (l. c., S. 108).

Meines Erachtens ist die Ableitung der Glassande von einer hypothetischen Grundgebirgsschwelle im Süden des Molassetroges kaum zu begründen. Sollten zur Zeit des höheren Chatts dort wirklich noch schuttliefernde Randschwellen – etwa im Sinne des Comagenischen Rückens von Boden oder der Germanischen Südschwelle von E. Kraus und Hagn – in Funktion gewesen sein, so dürften sie doch nicht für eine so weit verbreitete und mit anderen alpinen Sedimenten interferierende Schüttung wie die der Glassande verantwortlich gewesen sein. Es ist kaum vorstellbar, daß von dieser in ihren Ausmaßen begrenzten Schwelle sowohl die Glassande als auch die gleichzeitig geschütteten GSA- und GE(H)-Sedimente und die im Chatt so reichlich verbreiteten dunklen Dolomite unbekannter Herkunft abstammen. Außerdem sind die über ganz Südostbayern ausfächernden Glassande den völlig andersartigen alpinen Sedimenten in enger Wechsellagerung weitflächig, aber dünnschichtig zwischengeschaltet. Eine solche Wechsellagerung jeweils reiner Sedimente ist bei einer gemeinsamen Herkunft aus dem Süden nicht möglich, da schon auf kurzem Transportweg eine innige Mischung aller Komponenten eingetreten wäre; vielmehr müssen beide Schüttungen aus verschiedenen Richtungen gekommen sein, wobei die Herkunft der alpinen Komponenten aus dem Süden und Südwesten, die Herkunft der moldanubischen Komponente aus dem Norden oder Nordosten wahrscheinlich ist.

Eine Abstammung der Glassande von einer weiter nördlich mitten im Molasseraum gelegenen Schwelle ist ebenfalls kaum möglich. Für den von Reich (1958, S. 39) aufgrund geophysikalischer Untersuchungen zwischen Tölz und München mit großer Wahrscheinlichkeit angenommenen „unterirdischen Rücken" haben sich nach den neueren Untersuchungen

* Während der Drucklegung erschien zu dieser Frage die Abhandlung von W. Zimmerle: Sedimentology of a Tertiary Beach Sand in the Subalpine Molasse Trough. – In: Developments in Sediments, **I**: Deltaic and Shallow Marine Deposits, S. 447–457, Amsterdam (Elsevier) 1964.

Zimmerle versucht, den für alpinen Detritus anormalen Mineralbestand der chattischen Glassande in der Subalpinen Molasse bei Promberg durch Aufarbeitungsvorgänge in der Brandung zu erklären. Gegen diese Auffassung spricht die durch vorliegende Untersuchungen bewiesene weite Verbreitung von Glassanden in Ostbayern im Vertikal- und Lateralprofil. Vergleiche mit anderen moldanubischen Schüttungen beweisen, daß für den „anormalen" Mineralbestand der Glassande allein die Herkunft aus einem moldanubischen Liefergebiet verantwortlich ist.

keine Bestätigungen gefunden (s. Excursion Guide Book III of the 6th World Petroleum Congress 1963, Fig. 8). Die einzige im Untergrund der süddeutschen Molasse nachgewiesene Schwelle von Bedeutung ist das Landshut–Neuöttinger Hoch etwa zwischen Ingolstadt und Burghausen (HEERMANN, 1955, S. 70), das sich nach Österreich hinein über Geretsberg bis nach Perwang verfolgen läßt (BRAUMÜLLER, 1961, S. 6); aber auch in diesem Schwellengebiet dürfte nach den Bohrungen und geophysikalischen Befunden das Kristallin zur Chattzeit überall von einem Mantel aus jungpaläozoischen, mesozoischen oder alttertiären Sedimenten verhüllt gewesen sein. Mit Sicherheit kann allerdings nicht behauptet werden, daß nicht doch auf dem Landshut–Neuöttinger Hoch i. w. S. kleine Schwellenbereiche bis auf den moldanubischen Kern entblößt lagen; wegen ihrer engen Begrenzung kämen sie aber kaum als Liefergebiet für die flächenhafte Schüttung der Chattsande in Betracht.

Alle paläogeographischen und sedimentologischen Erwägungen sprechen also gegen eine Herkunft der Glassande von einer unterirdischen Schwelle im Molassetrog oder an dessen Südrand, die – wie schon WEITHOFER (1918, S. 119) bemerkte – „an die Phantasie gewisse Anforderungen stellt".

Meines Erachtens müssen die chattischen Glassande auch aus folgenden Gründen direkt von der Böhmischen Masse abgeleitet werden:

(1) Eine generell verstärkte Abtragungstendenz der Böhmischen Masse während des Chatts ist durch die Einschüttung der Linzer Sande erwiesen, die den Chattsanden etwa altersgleich sind.

(2) Der Schwermineralbestand der Chattsande ist – wie oben ausgeführt – dem der jungtertiären Moldanubischen Serie so ähnlich, daß auch aus diesen Erwägungen eine Herkunft aus dem gleichen Kristallingebiet der Böhmischen Masse wahrscheinlich ist.

(3) Die weite Verbreitung der Glassande in den Tiefbohrungen ganz Südostbayerns, die durch meine Untersuchungen (s. unten, S. 89 ff.) erwiesen wurde, spricht für ein so weitflächiges Abtragungsareal moldanubischer Prägung, wie es nur im Norden freigelegen haben kann.

Der ungewöhnlich weite Vorstoß der Glassande ist leicht erklärbar durch Strömungsverdriftung und küstenparallelen Versatz im flachen Meeresbecken. Auch der Schuttfächer der jungtertiären Moldanubischen Serie reichte – allerdings in einem limnisch-fluviatilen Ablagerungsraum – mindestens 150 km weit ins Vorland.

e) Schüttungsmechanismus der axialen und radialen Schüttungen

Aufgrund einer großen Anzahl von Schwermineraluntersuchungen im schweizerischen und süddeutschen Molassetrog hat FÜCHTBAUER (vor allem 1954, 1958) den Schüttungsmechanismus der axialen und radialen Schüttungen rekonstruiert. Wenn auch die Ergebnisse durch weitere Detailuntersuchungen ergänzt werden müssen, so ist doch die grundsätzliche Konzeption durch die neueren Arbeiten immer wieder bestätigt worden.

Die Ausbreitung des eingeschwemmten Schuttes im Molassetrog war abhängig

(1) von der Schüttungsintensität und Frachtbeladung der aus den Liefergebieten austretenden Ströme;

(2) vom Gefälle innerhalb des Molassetroges.

Die *Schüttungsintensität* war besonders groß bei Alpenflüssen, die tief in den zentraleren Gebirgsteilen wurzelten und bei ihrem Austritt aus den Alpentoren bereits zu bedeutsamen Strömen angewachsen waren. Solche mit viel Fracht beladenen Ströme enthielten – vor allem wenn sie ihren Ursprung in kristallinen Gebirgszonen hatten – einen hohen Prozentsatz an psammitischem Zerreibsel, das sie infolge ihres Wasserreichtums weit ins Vorland trugen.

Dadurch entstanden die sandreichen, nach kurzem radialem Transport in die Richtung der Beckenachse umgeleiteten axialen Schüttungen.

Im Gegensatz dazu waren Wassermenge und Fracht bei Flüssen, deren Ursprung weniger tief im Gebirge lag, wesentlich verringert. Zudem bestand der Schutt – vor allem bei Herkunft aus den Kalkalpen – zum großen Teil aus Psephiten, die beim Eintritt in die Ebene rasch sedimentiert wurden. Solche Flüsse führten im allgemeinen nur zu alpennahen Schotterfächern und zu wenig weit vorgeschütteten Sandflächen. Sie mündeten meist schon nach kurzem radialem Transport in die großen axialen Stromsysteme ein.

Schüttungsintensität und Frachtbeladung der aus dem Norden ins Molassebecken abfließenden Gewässer waren wesentlich geringer als die der Alpenströme. Während die Wassermengen der Alpen sich in wenigen Tälern sammelten, dürften sich die Gewässer auf den Flächen des schwäbisch-fränkischen Schichtstufenlandes und auf der moldanubischen Rumpf-

Schüttungsmechanismus in der süddeutschen Molasse

zusammengestellt vor allem nach Füchtbauer (1954, 1958), Schiemenz (1960) und eigenen Ergebnissen

Formation	vorwiegende Schüttungsart	vorwiegendes Gefälle der Beckenachse	herrschende Schüttungen *axial;* (radial)
Oberstes Rupel + unterstes Chatt (Bausteinschichten)	axial	nach Osten	*Napf, Nesselburg*
Tieferes Chatt	radial	flach; keine Gefälle-Umkehr	(Speer; Pfänder; Hochgrat; Nesselburg; Inn/Traun)
Höheres Chatt	axial	nach Osten	*Hohrone,* (Thun; Hochgrat; Nesselburg; Inn/Traun; moldanub. Glassande)
Tiefstes Aquitan	radial	flach; keine Gefälle-Umkehr	(Hochgrat; Nesselburg)
Mittleres Aquitan	axial	nach Osten	*Hohrone,* (Hochgrat; Nesselburg)
Höheres Aquitan	axial	nach Osten	*Napf, Hörnli*
? Burdigal + tieferes Helvet (OMM)	axial	nach Osten, (Westen)	*Napf,* Inn/Salzach, (Hörnli; Hochgrat; Nesselburg)
Höheres Helvet (SBM)	radial	flach; Gefälle-Umkehr nach Westen	(Napf; Hörnli; Hochgrat; Nesselburg; Inn/Salzach)
Torton + tieferes Sarmat (OSM unterhalb A-Grenze)	axial	nach Westen	*Inn/Salzach; Enns;* (Napf; Hochgrat)
Höheres Sarmat + Unterpliozän (OSM ob. A-Grenze)	axial	nach Westen	*Inn/Salzach,* (Hochgrat; Moldanubische Serie)
Höheres Pliozän + Quartär	(radial)	flach; Gefälle-Umkehr nach Osten	(radiale Vorlandgletscher), Anlage des heutigen *Donausystems*

ebene zu einem Netz unbedeutender Bäche verzweigt haben. Zudem kam es im nördlichen Rückland der Molasse, das gegenüber dem stürmisch aufwachsenden Alpen-Orogen langsam gehoben wurde, nur zu geringfügiger Abtragung.

Aus all diesen Gründen erlahmten die Sedimentschüttungen aus der Böhmischen Masse meist schon nach kurzem radialem Transport und blieben für die Beckenfüllung bedeutungslos. Lediglich in den chattischen Glassanden und in der jungtertiären Moldanubischen Serie wurde – wohl begünstigt durch eine geringe Neigung der Beckenachse und durch eine gleichzeitig gesteigerte Hebungstendenz im Kratogen – mehr Detritus ausgetragen und weit nach Süden ins Molasse-Vorland geschüttet.

Das schwäbisch-fränkische Mesozoikum als Liefergebiet blieb nicht nur wegen der geringen Schuttzufuhr, sondern auch wegen des Vorherrschens karbonatischer Abtragungsprodukte ohne Bedeutung für die Schwermineralführung in den Molassesedimenten.

Das *Gefälle innerhalb des Molassetroges* ist für die Ausbreitung des eingeschwemmten Detritus besonders wichtig. Im Laufe des Tertiärs wurde das Molassebecken mehrfach nach Osten oder Westen, d. h. in Richtung seiner Achse, gekippt. Solche Kippbewegungen können zu einem veränderten Gefälle in gleicher Himmelsrichtung führen, sie können aber auch über die Horizontale hinaus in die entgegengesetzte Richtung umschaukeln. Bei starker Kippung liegt ein entsprechend starkes Gefälle in Richtung der Molasseachse vor; dieSchüttungen werden dadurch nach kurzem Transport senkrecht zur Beckenachse umgelenkt in die Richtung der Beckenneigung parallel zum Alpenrand. Es kommt zu *axialen Schüttungen* nach Westen oder Osten, die von wasser- und frachtreichen, weit im alpinen Rückland wurzelnden Strömen getragen werden.

Zwischen den Kippbewegungen vermittelt jeweils ein Stadium, in dem die Molasseachse $\pm$ horizontal liegt. In diesem Zeitraum besteht kein Gefälle parallel zum Alpenrand, so daß die Schüttungen nur der Neigung von den Liefergebieten im Süden oder Norden gegen das Trogzentrum folgen; es kommt zu *radialen Schüttungen* nach Norden oder Süden, wobei sich neben den transportstarken Flüssen auch die transportschwächeren behaupten.

Die Kippbewegungen und die dadurch bedingte Wechselfolge axialer und radialer Schüttungen seit dem Chatt wurden in der Tabelle S. 58 zusammengefaßt.

2. Stratigraphische Zusammenhänge

a) Gliederung und Korrelation von Bohrungen

Der Wechsel von axialen und radialen Schüttungen in der Molasse ermöglicht die stratigraphische Gliederung einzelner Bohrprofile und die Korrelation benachbarter Profile. Besonders wichtig ist diese Möglichkeit bei der Unterteilung eintöniger, faunenarmer Sedimentserien. Mit geologischen Zeitmaßstäben gerechnet, erweisen sich die Änderungen in der Schwermineral-Verteilung zumindest bei Vergleichen auf relativ engem Raum als isochron und faziesunabhängig; sie können deshalb zu einer Kritik an den lithologisch und paläontologisch definierten Schichtgrenzen herangezogen werden.

Schon Andrée (1937) hat die Bohrung Taufkirchen 1 aufgrund von Schwermineralien gegliedert und die Abschnitte durch den Wechsel von Schüttungen begründet.

Ritter (1953) ging auf den Schwermineralbestand der Bohrungen Ortenburg CF 1001, 1002 und 1003 ein und erhielt durch die Korrelation der Bohrprofile einen Überblick über die Schüttungsverhältnisse im ostniederbayerischen Raum.

Zu gleicher Zeit klärten Lemcke u. v. Engelhardt & Füchtbauer (1953) den Schüttungsmechanismus vor allem im Miozän der südwestdeutschen Molasse anhand zahlreicher CF-Bohrungen im südschwäbischen Raum. Ihre Untersuchungen wurden in der Folge räumlich und zeitlich erweitert durch Füchtbauer (1954, 1958).

GRIMM (1957b) hat am Beispiel der Bohrungen Schwabmünchen 1, Siebnach 1 und Rieden 1 in der schwäbischen Molasse gezeigt, daß durch Schwermineral-Leitgrenzen eine Ergänzung der lithologisch begründeten Gliederung einer Sedimentserie möglich ist; dabei zeigt sich, daß sich die von GRIMM aufgrund primärer und sekundärer Veränderungen des Mineralbestandes aufgestellten Schwermineralgrenzen trefflich in das FÜCHTBAUER'sche Schema alternierend herrschender axialer und radialer Schüttungen einfügen.

Ein weiteres Beispiel für die Möglichkeit, Bohrprofile aufgrund ihres Schwermineralbestandes zu unterteilen und zu korrelieren und darüber hinaus den Schüttungsmechanismus der Sedimente zu ergründen, wird im letzten Abschnitt der vorliegenden Arbeit bei der Behandlung der Chattsande gegeben.

b) Die Schüttungs-Abfolge TZG–GSA–GE(H) in der Molasse

Trotz kleinregionaler Unregelmäßigkeiten im Molassedetritus – u. a. bedingt durch den unterschiedlichen petrographischen Aufbau des alpinen Rücklandes, durch den verschieden tiefen Rückgriff der einzelnen Flüsse in den Gebirgskörper und durch den Wechsel axialer und radialer Schüttungen im Alpenvorland – spiegeln sich doch große Gesetzmäßigkeiten in der Schwermineralverteilung innerhalb der Molasse wider.

Auffällig ist vor allem die Abfolge der Schwermineralgesellschaften TZG–GSA–GE(H) vom Liegenden zum Hangenden, die – mehr oder minder deutlich – von der Schweiz bis ins Wiener Becken verfolgt werden kann. Die Grenzen zwischen den einzelnen Gesellschaften sind nicht streng zeit- oder teufengebunden, sondern scheinen – von örtlichen Unregelmäßigkeiten abgesehen – von Westen nach Osten quer nach oben durch die Schichtenfolge hindurchzuschneiden. Die Grenze zwischen der TZR- und GSA-Gesellschaft ist durch den Neueinsatz von Staurolith markiert, die Grenze zwischen der GSA- und GE(H)-Gesellschaft durch den Neueinsatz von Epidot (und Hornblende). Letztere Grenze, die durch die sedimentpetrographischen Arbeiten besonders gut bekannt ist, wird im folgenden näher betrachtet:

In der Schweiz tritt Epidot im Rupel nur akzessorisch auf, während er im Chatt örtlich zum Hauptmineral wird (v. MOOS, 1935); nach FÜCHTBAUER (1958) führt erstmalig die Thuner-See-Schüttung im höheren Chatt eine epidotreiche Vergesellschaftung, die aber auf die Schweiz beschränkt bleibt. Die weiter westlich austretenden Napf- und Hörnli-Schüttungen enthalten erst im höheren Aquitan Epidot als Hauptgemengteil und bedingen auch im schwäbischen Molasseraum die Ablösung der GSA- durch eine GE(H)-Gesellschaft (g-Grenze GRIMMS, 1957b). Etwa gleichzeitig erscheint Epidot im Rhonedelta und im Saône-Becken als Hauptmineral (VATAN, in FÜCHTBAUER, 1954, S. 35 und in VAN ANDEL, 1955, S. 524).

Am südwestdeutschen Alpenrand sind niemals GE(H)-Sedimente, sondern bis ins hohe Miozän nur GSA-Sedimente ins Vorland geschüttet worden. Entweder standen hier im zentralalpinen Rückland keine Epidot- und Hornblende-führenden Gesteine an; oder die Flüsse reichten nicht bis in die zentralen Alpenzonen zurück, sondern wurzelten in äußeren Kristallinhüllen oder – wie heute noch Iller, Wertach und Lech – in den randlichen Sedimentzonen des Gebirges.

Die ostbayerische Molasse wird von Süden her – wohl aus dem Bereich der heutigen Inn- und Salzach-Tore – seit dem Rupel mit Epidot-Hornblende-reichen Sedimenten beliefert, die aber erst im höheren Chatt Bedeutung erlangten (RITTER, 1953; FÜCHTBAUER, 1958; s. auch weiter unten S. 87) und dann ab Burdigal zunehmend die Sedimentation in der ganzen süddeutschen Molasse beherrschten.

In Oberösterreich kommt Epidot – analog den Verhältnissen in Ostbayern – schon im Oberoligozän und Untermiozän als Nebengemengteil, nach oben zunehmend auch als Hauptgemengteil vor (RITTER, 1953). In der Salzburgischen Molasse sind geringe Mengen an Epidot seit dem Burdigal zu beobachten; als Hauptgemengteil tritt Epidot – gemeinsam mit Hornblende – dort erst seit der oberhelveten Süßbrackwassermolasse hervor (WOLETZ, 1955).

Im Neogen des Inneralpinen Wiener Beckens erscheint Epidot erst gegen Ende des Sarmats, gewinnt dann rasch an Bedeutung und wird im Pannon Hauptschwermineral neben Hornblende (WIESENEDER, 1952; WIESENEDER & MAURER, 1958).

Über den Einsatz von Epidot und Hornblende in österreichischen Tertiär-Ablagerungen von Vorarlberg über Salzburg bis zum Inneralpinen Wiener Becken hat schon WOLETZ (1955) im Überblick berichtet und betont, daß Epidot im Westen früher (Burdigal) erscheint als im Osten (Sarmat), begleitet von Hornblende, die gelegentlich dem Epidoteinsatz etwas nachhinkt.

Die regelmäßige Abfolge der Schwermineralgesellschaften TZG–GSA–GE(H) in der Molasse ist begründet durch Änderungen im alpinen Liefergebiet. Im folgenden wird vor allem auf drei Vorgänge hingewiesen, die im Laufe des Tertiärs verändernd auf den in Hebung begriffenen Alpenkörper einwirken konnten und somit für den Umbau der Mineralgesellschaften verantwortlich sein mögen. Welche dieser Änderungen im einzelnen entscheidend war oder ob mehrere Voraussetzungen sich zum gleichen Ergebnis ergänzten, kann beim derzeitigen Stand der Untersuchungen nicht geklärt werden.

(1) Vor allem dürften flächenhafte Denudation von Hüllengesteinen und linear rückschreitende Erosion von Flußtälern für die Umgestaltung des Liefergebietes verantwortlich gewesen sein. Diese Vorgänge erfolgten zwar im einzelnen – abhängig von der wechselnden Heraushebung des Alpenkörpers – unterschiedlich rasch und stark, führten aber generell zur Entblößung immer tieferer Stockwerke und zentralerer Alpenteile. Sie können im großen überall die gleiche Mineralabfolge in den Abtragungsprodukten bewirkt haben. Die TZR- und TZG-Gesellschaften mögen dabei den randlichen, sedimentären oder kaum metamorphen Alpenteilen entsprechen; die GSA-Gesellschaften dürften randferneren, tieferen Sedimentstockwerken oder altkristallinen Partien des Zentralalpins zuzuordnen sein, die heute nicht mehr auffindbar sind; die GE(H)-Kombination entstammt vielleicht epidotreichen Partien metamorphen Mesozoikums in den Schieferhüllen oder – wahrscheinlicher – dem alpinen Zentralkristallin heutiger Prägung mit seiner reichen Epidotführung in Grüngesteinen und umgewandelten Graniten.

(2) Zu Veränderungen im Liefergebiet können auch umwälzende tektonische Einengungsvorgänge geführt haben, z. B. Überdeckung und Verschluckung ehemaliger Liefergebiete.

(3) Auch petrographische Umbildungen im Alpenkörper können zu bestimmten Zeiten den Mineralbestand des Detritus grundlegend verändert haben. Hier sind vor allem die Tauernkristallisation in den Ostalpen und analoge diaphthoritische Vorgänge in anderen Alpenteilen zu nennen. Diese Gesteinsumbildungen sind altersmäßig noch nicht eindeutig fixiert; einerseits müssen sie, da die neuen Mineralien tektonisch kaum mehr überprägt sind, jünger sein als die wesentlichen tektonischen Vorgänge, d. h. postmesozoisch; anderseits müssen sie älter sein als der Aufstieg des Alpenkörpers in kühlere, druckschwächere Zonen (Frühmiozän ?). Karl (1959) engte das Alter der Tauernkristallisation, die regional wirksam zur Neubildung des Epidots, bestimmter Hornblenden und des weiteren epi- bis mesozonalen Mineralbestandes führte, zwischen Alttertiär und unterem Oligozän ein, vor allem aufgrund des ersten Auftretens spezifischer grünblauer Hornblenden (Barroisite), die Füchtbauer (1958) im Rupel der Innschüttung fand. Ähnliche Hinweise auf das Alter der Tauernkristallisation gibt Ganss (1956), der posttektonische Chrysobiotite in zwei Oligozängeröllen des Tauernprofils bei Siegsdorf nachwies und diese einer möglichen Vorstufe der Tauernkristallisation zuordnete.

Es ist nicht ausgeschlossen, daß die Verdrängung der GSA-Schüttung und das gleichzeitig gehäufte Auftreten von Epidot und Hornblende im chattischen Molassevorland der Tauern in jenem Zeitraum einsetzten, als genügend große Areale im Rückland diaphthoritisiert und der Abtragung zugänglich geworden waren. Ebenso könnte der Mangel an GSA-haltigen Gesteinsprovinzen im Alpenkörper, auf den wir oben (S. 52) hingewiesen haben, darauf beruhen, daß ein früherer, höher metamorpher

Mineralbestand inzwischen durch die Tauernkristallisation oder analoge Vorgänge rückschreitender Metamorphose ausgelöscht worden ist.

Die Tatsache, daß die Grenzen zwischen den TZG-, GSA- und GE(H)-Abschnitten in der Molasse regional betrachtet nicht synchron sind, sondern – wie oben (S. 60) erläutert – quer durch die Schichtenfolge hindurchzuschneiden scheinen, läßt Schlüsse auf das Liefergebiet zu: Die Umgestaltungen im Alpenkörper – gleich welcher Art sie waren – müssen etwa zeitgleich gewesen sein mit den von ihnen bewirkten Veränderungen der Mineralspektren im Vorland. Wenn sich die Schwermineral-Leitgrenzen von Westen nach Osten allgemein in immer jüngere Schichten herausheben, müssen auch die ursächlichen Veränderungen im Alpenkörper im Westen früher eingesetzt haben als im Osten.

VAN ANDEL (1952) hat weltweit überall dort, wo Sedimentation im Vorland kretazischer und tertiärer Orogene stattgefunden hat, die gleiche progressive Bereicherung im Mineralspektrum gefunden, die wir für die nordalpine Saumtiefe konstatierten: Im Normalfall folgt überall auf die Turmalin-Zirkon-Gesellschaft des Mesozoikums (unsere TZR-Gesellschaft) eine Granatassoziation (unsere TZG-Gesellschaft); letztere wird von einer Staurolith-Disthen-Gesellschaft (unsere GSA-Gesellschaft) und diese wieder von einer Epidot-Hornblende-Gesellschaft (unsere GE(H)-Gesellschaft) abgelöst. VAN ANDEL (l. c.) begründete diese Assoziationsreihe – ähnlich wie wir es oben (S. 61, Abschnitt 1) taten – mit der zunehmenden Hebung und Abtragung der Gebirge, wobei zuerst die äußeren, sedimentären Hüllen, sodann zunehmend metamorphe Schichten bis zum mineralreichen kristallinen Kern der Erosion zum Opfer fielen. Im einzelnen stehen allerdings manche Beobachtungen – wie VAN ANDEL (l. c.) betonte – mit dieser Theorie nicht in Einklang; sie lassen sich vielleicht z. T. durch die weiter oben (S. 61, Abschnitte 2 und 3) erwogenen Gründe erklären.

WIESENEDER (1953) ist der Meinung, daß die Aufeinanderfolge verschiedener Schwermineralassoziationen zu einem Teil durch diagenetische Differenzierung in situ erfolgt sein kann. Er betont aber auch (1960, S. 221; WIESENEDER & MAURER, 1958, S. 1169ff.), daß nicht allein die Diagenese, sondern auch das Erscheinen neuer distributiver Provinzen für solche Effekte verantwortlich sei.

Meines Erachtens können teufen- und altersabhängige diagenetische Ausmerzungsvorgänge im süddeutschen Alpenvorland nicht zu der oben konstatierten regelmäßigen Assoziationsfolge TZR–GSA–GE(H) geführt haben. Diagenetische Eingriffe haben sich hier höchstens geringfügig verändernd ausgewirkt, keinesfalls aber einen so tiefgreifenden und allgemeinen Umbau der Schwermineralspektren zustande gebracht.

Als wichtigstes Argument gegen solche diagenetischen Umbildungen im Sedimentverband sei die Tatsache angeführt, daß die Schwermineralgrenzen in benachbarten Bohrungen allgemein nach der Stratigraphie und nicht nach der Teufe korrelierbar sind, wenn ein bestimmter Horizont in unterschiedlicher Teufe angetroffen wurde. Andernfalls wären ja Korrelationen von Bohrungen, wie sie im schwäbischen Molasseraum, in der ober- und niederbayerischen Molasse mit Erfolg vorgenommen wurden, bei der wechselnd starken Versenkung gleicher Schichten in verschiedenen Bohrungen a priori undenkbar.

Noch mehr als die Korrelation von Bohrungen auf lokal begrenztem Raum sprechen regionale Vergleiche gegen eine diagenetisch bedingte, teufenabhängige Ausmerzung von zuerst Epidot (und Hornblende), dann Staurolith, dann Granat. In verschiedenen Teilen des Molassetroges weisen die entsprechenden Schwermineralgrenzen nämlich Teufenunterschiede über 1000 m auf.

Gegen diagenetische Veränderungen spricht weiterhin die häufige Bindung der Schwermineral-Leitgrenzen an wohldefinierte stratigraphische Grenzen; so z. B. folgt die Grenze TZG/GSA in Schwaben der Oberkante der Bausteinschichten. Die Wahrscheinlichkeit ist sehr gering, daß Sprünge im Diagenesegrad zufällig stratigraphischen Grenzen entsprechen.

Daß nicht teufen- und altersabhängige diagenetische Prozesse in situ, sondern Änderungen im Liefergebiet zur Ablösung der GSA- durch die GE(H)-Kombination geführt haben, wird auch durch die oben (S. 34) erwähnte „GSA_1-Schüttung" des Hochgratfächers bewiesen; diese junge GSA-Schüttung stieß an der Wende Helvet/Torton unvermittelt über eine mehrere hundert Meter mächtige epidotreiche Sedimentfolge hinweg weit nach Norden vor, um nach kurzem Intermezzo wieder abrupt von epidotreichen Sedimenten überlagert zu werden. Hier ist mit Sicherheit ein Wechsel des Liefergebietes verantwortlich. Warum sollen anderwärts kompliziertere Gründe gesucht werden?

3. Schwermineral- und Schotteranalyse

a) Allgemeines

Die Schwermineralanalyse kann wichtige Bestätigungen und Ergänzungen durch die Schotteranalyse erfahren. Durch ihre unterschiedlichen Aussagen ergänzen sich beide Methoden. Dabei hat die Schotteranalyse einige große Vorteile:

(1) Sie wird nicht an Einzelmineralien vorgenommen, sondern an Gesteinen, deren Mineralkombination häufig auf eng umgrenzte Liefergebiete hinweist.

(2) Sie erfaßt keine aus dem Gefüge gelösten Einzelkörner, sondern Gerölle im ursprünglich gefügten Verband. Dadurch sind Aussagen über die Schüttungsrichtung und die Ablagerungsverhältnisse des Sedimentes möglich, soweit diese sich in der Struktur und Textur der Komponenten dokumentiert haben.

(3) Sie wird nicht an einer engen Korngrößenfraktion, sondern am gesamten Psephitmaterial vorgenommen; somit kann die Gesteinsverteilung in den verschiedenen Geröllgrößenfraktionen verglichen und dadurch auf bestimmte Transportbedingungen geschlossen werden.

(4) Sie wird nicht an schwebend, sondern ausschließlich an rollend und schleifend transportiertem Material angesetzt, dessen Korngrößen und Rundung in einem bestimmten Verhältnis zur Länge des Transportweges stehen.

Die Schotteranalyse läßt somit – wo sie angewendet werden kann – vielseitigere und exaktere Aussagen über die Herkunft und Transportlänge und über die Ablagerungsverhältnisse der Sedimente zu als die Schwermineralanalyse. Trotzdem ist letztere auch bei grobklastischen Sedimenten nicht überflüssig, da sie im psammitischen Zwischenmittel der Schotter das Gesteinszerreibsel erfaßt, das aus weichen oder weit entfernten Gesteinen des Liefergebietes stammt und im psephitischen Anteil völlig fehlen kann.

Infolge der unterschiedlichen Aufarbeitung stimmt der im Geröllbestand nachgewiesene Schwermineralgehalt häufig weder qualitativ noch quantitativ mit dem der Sandfraktion überein. Schnitzer (1959) hat am Beispiel von Geröll- und Schwermineral-Untersuchungen im Weißen Main und in der Luhe gezeigt, daß sich das Geröllspektrum bei einem Gesteinswechsel des durchquerten Liefergebietes schon nach 3–4 km ändert, während sich dieSchwermineralspektren der Sandfraktion nur ganz langsam den veränderten Gegebenheiten anpassen; so kann es nach dem Gesteinswechsel in einem Bereich von 1–15 km zu starken Diskrepanzen zwischen dem Schwermineralgehalt der Gerölle und dem der Sande kommen, die sich nur allmählich ausgleichen.

Derartige Diskrepanzen spielen beim eng zonaren Gesteinsaufbau des alpinen Liefergebietes auch im Molasseschutt eine wichtige Rolle: Die Zusamensetzung der Geröllfraktion wird mehr von den am Alpenrand abgetragenen Schichten oder von den härteren Gesteinen im Liefergebiet bestimmt; die Sandfraktion dagegen setzt sich bevorzugt aus dem Zerreibsel der weiter entfernt im Alpenzentrum abgetragenen Gesteine oder aus den Zerfallsprodukten der weicheren Materialien zusammen.

Füchtbauer (1958) betonte, daß die mineralogische Zusammensetzung der Molassepsammite am Alpenrand mit derjenigen der eingelagerten Gerölle gut übereinstimmt und daß sich die ersteren weitgehend aus den letzteren herleiten lassen. Das mag im großen und ganzen stimmen. Im einzelnen aber zeigen die Mineralgehalte der Schotter und der Sande aus den eben angeführten Gründen beträchtliche Unterschiede.

Die sandigen Molassesedimente wurden oft weit vom Liefergebiet ins Vorland verfrachtet. Häufig sind ihre Verbindungen zur distributiven Provinz abgerissen und die Wurzeln am

Alpenrand nur noch durch Bestimmungen der Schüttungsrichtung grob zu rekonstruieren. Dagegen kamen die psephitischen Sedimente meist in einem engeren Bereich um das Liefergebiet zur Ablagerung und stehen oft noch mit ihm in direktem Zusammenhang. Die Schotterfächer markieren daher am Alpenrand allein durch ihre Verbreitung und Mächtigkeit die Herkunft des Schuttes. Sie beweisen, daß die Abtragungsprodukte nicht auf breiter Front, sondern aus einzelnen Schüttungstoren aus dem Gebirge ins Molassebecken getragen wurden. Ob einige der heutigen Alpenflüsse nur zufällig im Bereich solcher alter Tore ins Vorland austreten oder ob sich die Tore über alle paläogeographischen Umgestaltungen des Alpenkörpers hinweg bis heute erhalten konnten, ist schwer zu entscheiden.

Die wichtigsten Schuttfächer am schweizerischen und deutschen Alpenrand waren von West nach Ost (nach FÜCHTBAUER, 1958; SCHIEMENZ, 1960; SCHMIDT-THOMÉ, 1962, und anderen): Thuner-See-, Napf-, Hohrone-, Hörnli-, Pfänder-, Hochgrat-, Mittelberger-, Nesselburg-, Inn/Traun- und Salzach-Fächer.

b) Schotteranalysen in der süddeutschen Molasse

In der süddeutschen Molasse wurden besonders am Alpenrand, aber auch in alpenferneren Beckenteilen Schotteranalysen von verschiedenen Bearbeitern ausgeführt (vor allem CORNELIUS, 1920, 1923; BODEN, 1925, 1931, 1935; GRAUL & WIESENEDER, 1939; HAGN & ZEIL, 1954; GANSS, 1956; BLISSENBACH, 1957; SCHIEMENZ, 1960; SUTTER, 1962; LUNT, 1964). Leider bleiben die sedimentpetrographischen Untersuchungen in diesen Arbeiten auf den Geröllbestand beschränkt, ebenso wie die bisher vorliegenden schwermineralanalytischen Arbeiten einseitig auf die Sandfraktion eingehen. Eine gemeinsame sedimentpetrographische Betrachtung des Geröll- und Sandanteils der Sedimente fehlt bislang, obwohl gerade aus einer derartigen Zusammenschau neue Erkenntnisse zu den Schüttungsvorgängen zu erwarten wären. Hier steht noch ein weites Untersuchungsfeld offen.

Besonders eingehende schotteranalytische Untersuchungen wurden in der *südwestdeutschen Subalpinen Molasse* ausgeführt.

BODEN (1925, 1931) und HAGN & ZEIL (1954) haben im Bereich des Staffelsees Schotteranalysen vorgenommen, beschränkten sich aber auf qualitative Angaben zum Geröllbestand der chattischen Konglomerate.

Auf regional breiterer Basis erfolgten die Analysen von CORNELIUS (1923) und von MUHEIM (1934).

SCHIEMENZ (1960) ging in einer beispielhaften schotteranalytischen Arbeit methodisch und regional weit über den Rahmen früherer Untersuchungen hinaus. Er bearbeitete alle zwischen Bodensee und Isar aus den Alpen austretenden Schuttfächer, die sich auch morphologisch voneinander abheben: Pfänderfächer (im Bereich der Bregenzer Ach), Hochgratfächer (Uriller), Mittelberger Fächer (Urwertach) und Nesselburgfächer (Urlech und Urammer).

SCHIEMENZ (l. c.) ergänzt seine qualitativen Befunde durch umfangreiche quantitative Auszählungen. Er stellt fest, daß die Geröllführung nicht nur regional in den einzelnen Fächern, sondern auch zeitlich vom Lattorf bis zum Sarmat starken Schwankungen unterworfen ist; einen besonders markanten Wechsel in der Zusammensetzung aller Schuttfächer verzeichnet er im Aquitan. Trotz der deutlichen quantitativen Unterschiede treten qualitativ während des ganzen Oligozäns und Miozäns immer wieder die gleichen Geröllty pen auf.

Die karbonatischen Anteile, die in den von SCHIEMENZ (l. c.) untersuchten Schottern meist 80–90% des Geröllbestandes ausmachen, spielen für die Betrachtungen zur Schwermineralführung kaum eine Rolle (Kalke und Mergel des älteren (inneralpinen) Tertiärs, Helvetikums und Flysches; Kalksteine aus der Kreide, aus dem Jura, dem Keuper und dem Muschelkalk; Bänderkalke des Paläozoikums; dunkle Kalke und Dolomite problematischer Herkunft).

Wichtig als Ausgangsgesteine für Schwerminerali en sind nur die untergeordnet auftretenden Sandkalke des Tertiärs, die Erzkalke des Helvetikums, die Sandkalke, Breccien und Sandsteine des Flysches, die Buntsandsteine und die Granitgneise, Stengelgneise, Quarze mit Gneisresten, Muskovitquarzite und Quarzporphyre aus dem Kristallin. Dabei überwiegen die randnäheren alpinen Gesteine (vor allem Flysch) bei weitem die Gerölle aus den zentraleren Alpenbereichen (z. B. Buntsandstein und Kristallin).

Aus einem solchen Geröllspektrum wäre eine Schwermineral-Restgesellschaft zu erwarten mit viel Turmalin, Zirkon, Granat und Rutil (TZR- oder TZG-Gesellschaft) und mit einem nur geringen Anteil an Staurolith. Im Gegensatz dazu erbrachten die Sandsedimente im Vorland der Schotterfächer zwischen Bodensee und Isar – vor allem im Lech-, Wertach- und Illergebiet – aber eine GSA-Gesellschaft, die nicht aus dem Flysch oder den Kalkalpen hergeleitet werden kann, sondern einer zentraleren, kristallinen Alpenzone entstammen muß (Müller & Tröger, 1948; Füchtbauer, 1954, 1958; Grimm, 1957b).

Die Diskrepanz zwischen dem Mineralgehalt der Schotter und dem der Sande läßt sich nur dadurch erklären, daß sich in den ersteren mehr die kurz transportierten, kompakten Gesteine vom Alpenrand angereichert haben, während sich in den Sanden mehr die weit verfrachteten und körnig zerfallenden Gesteine aus zentraleren Alpenbereichen sammelten, die auf dem Transportweg zermahlen wurden.

Epidothaltige Gesteine – z. B. Grünschiefer oder umgewandelte Granite – fehlen im Geröllbestand der Subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar fast völlig. Dem entspricht die Tatsache, daß die zugehörigen Sandschüttungen nur GSA-, niemals aber GE(H)-Gesellschaften enthielten: Die aus dem Gebirge austretenden Flüsse haben wohl nicht bis in den Alpenkern zurückgegriffen, sondern in randlicheren Alpenzonen gewurzelt.

In der *südostdeutschen Faltenmolasse* finden sich – im Gegensatz zu den weit verbreiteten und mächtigen Konglomeratserien am südwestdeutschen Alpenrand – nur untergeordnet psephitische Lagen in die überwiegend sandigen und mergeligen Sedimente eingeschaltet.

Besonders wichtig sind hier die Untersuchungen von Boden (1925, 1931, 1935) und von Ganss (1956) an den chattischen und aquitanischen Schottern im Traunprofil bei Siegsdorf. Vielleicht wurden diese Schotter von einer „Urtraun" abgelagert; vielleicht sind sie aber auch einem „Prae-Inn" zuzuordnen, der nach Schlosser (1925, S. 61/62) im älteren Tertiär nicht im heutigen Bett des Inns floß, sondern von Oberaudorf nach Osten durch das Becken von Kössen strömte und weiter bis zum Chiemsee das Tal der Tiroler Achen benützte.

Wenn die Siegsdorfer Schotter auch qualitativ zum Teil die gleichen Gerölltypen aufweisen wie die oben beschriebenen Schotter westlich der Isar, so sind sie doch in ihrem Mischungsverhältnis von diesen deutlich unterschieden: Besonders auffällig ist neben den überwiegenden „dunklen Dolomiten unbekannter Herkunft" der hohe Anteil an kristallinen Gesteinen (nach Boden [1935] 32% Gneise, Granite, Amphibolite, Granatamphibolite, Granodiorite, Gangquarze z. T. mit Phyllitfetzen, Quarzite und Kieselschiefer) im Gegensatz zum stets geringen Prozentsatz kristalliner Gerölle in der Allgäuer Molasse. Kennzeichnend für den Kristallinbestand der Siegsdorfer Schotter sind vor allem die epidot-, zoisit- und hornblendereichen Grünschiefer und Amphibolite, die im Westen fast gänzlich fehlen.

Ganss (1956, S. 93) hebt gegenüber den Allgäuer Schottern den Restschottercharakter der Siegsdorfer Konglomerate hervor, der sich nicht nur in einer Verminderung der nichtkristallinen Komponenten, sondern auch in einer Härteauslese innerhalb des Kristallinanteils zeigt. Die Auslese dürfte eine mechanische und keine chemische gewesen sein, da die verwitterungssensiblen Mineralien – z. B. Feldspäte, Hornblenden und Epidote – in den Geröllen frisch vorliegen. Meines Erachtens ist die stärkere Auslese der Siegsdorfer Schotter vor allem durch einen weiteren Transportweg bedingt, da der Prae-Inn tiefer ins Alpenkristallin zurückreichte als die westlicheren Flüsse. Während der Verfrachtung wurden die zum Teil weichen Kristallingesteine abgerieben und zu epidot- und hornblendereichen Sanden aufgearbeitet.

Ähnliche Schotter wie aus dem Traunprofil gibt Boden (1925, S. 468, 473) aus den Bausteinschichten der östlichen Murnauer Mulde, des Südflügels der Penzberger Mulde und der Haushamer Mulde bei Gmund und im Leitzachtal an. Gangquarze und Kristallingerölle überwiegen hier die dunklen Dolomite und das kalkalpine Material; Amphibolite werden – im Gegensatz zu den Siegsdorfer Schottern – von diesen Lokalitäten nicht erwähnt. In Dünnschliffen mehrerer Gerölle fand Boden (l. c.) Epidot.

Reiche Gerölleinschüttungen mit einem hohen Gehalt an Kristallin-Komponenten und dunklen Dolomiten und mit wenig kalkalpinem Material werden auch aus dem Chatt und dem Aquitan im Raum Mühlleiten–Puchkirchen–Wegscheid in Oberösterreich beschrieben (Aberer, 1962, S. 271).

In der *Oberen Süßwassermolasse* (Torton bis Pont) stießen die aus den ostbayerischen und österreichischen Alpentoren (Urinn, Ursalzach, Urenns) austretenden Schotter in einzelnen markanten Schüttungen weit nach Norden vor bis in den oberösterreichischen und niederbayerischen Raum und – nach Westen abgelenkt – zum Teil bis nach Schwaben.

Diese Grobschüttungen wurden in den vergangenen Jahren von Blissenbach (1957), Sutter (1962) und Lunt (1964) durch Gefüge-, Geröllgrößen- und Geröllform-Analysen untersucht. Eine quantitative

petrographische Erfassung des Geröllbestandes – aufgegliedert nach den einzelnen Schüttungen – liegt noch nicht vor. Qualitative und semiquantitative Angaben sind vor allem in den Arbeiten von GRAUL & WIESENEDER (1939), daneben BLISSENBACH (1957), GRIMM (1957a, 1964), STIEFEL (1957) und SCHAUERTE (1962) nachzulesen.

GRAUL & WIESENEDER (1939) und GANSS (1956) haben versucht, die distributiven Provinzen der Tertiärschotter in den Zentralalpen exakter zu bestimmen durch einen Vergleich petrographisch typischer Tertiärgerölle mit heutigen Gesteinen im Alpenkristallin. So z. B. könnten Pseudotachylite vom Südrand der Landecker Phyllitzone, vom Nordrand der Ötztaler Gneise und aus dem Silvretta-Kristallin stammen; eklogitische Gesteine mit typomorphen Hornblenden aus den Ötztaler Alpen; bestimmte bunte Quarzite von den Semmering-Quarziten und Radstädter Quarziten; kataklastisch beanspruchte Granit-, Granodiorit- und Gneisgerölle aus den Ötztaler Alpen; bestimmte Orthogneise und Quarzite aus der Tauernschieferhülle; Dolomite, Kieselschiefer, Porphyrite und Granitporphyre aus der Grauwackenzone.

Allzu exakte Zuordnungen dieser Art sind allerdings fragwürdig, da die heutige Gesteinsverteilung in den Alpen im einzelnen nicht mehr mit der im Tertiär übereinstimmen dürfte. Das gilt natürlich für die oligozänen Schotter, in denen ein großer Teil der Gerölle – vor allem die massenhaft auftretenden dunklen Dolomite und Lydite – nach wie vor „unbekannter Herkunft" ist, in noch stärkerem Maße als für die obermiozänen bis altpliozänen Schüttungen, deren Geröllbestand recht gut mit dem der heutigen, in den Zentralalpen wurzelnden Alpenflüsse verglichen werden kann.

Zahlreiche kristalline Gesteinstypen in den Molasseschottern sind Durchläufer vom Oligozän bis ins Pliozän. Das weist zumindest für diesen Schotteranteil darauf hin, daß ihr Liefergebiet seit dem mittleren Oligozän im großen und ganzen das gleiche geblieben ist. Eine in ihrer Fläche und Funktionsdauer beschränkte Schwelle im Vorland des Alpenkörpers kommt als distributive Provinz für so große Sedimentmassen und über so lange Dauer nicht in Betracht. Gegen eine räumlich und zeitlich begrenzte Schwelle als Schuttlieferant sprechen neben der Permanenz der GE(H)- und GSA-Schüttungen vom Rupel bis ins Pliozän und neben weiteren mineralogischen Erwägungen (s. oben, S. 56) auch die Geröllgrößenverteilung und Abrollung der Psephite. Die Kristallinschotter der Molasse müssen somit aus den zentralen Teilen der Alpen selbst hergeleitet werden.

Allerdings dürfte das zentralalpine Liefergebiet im Laufe der Zeit bedeutsame paläogeographische oder petrographische Umgestaltungen erfahren haben. Hierfür sprechen die „exotischen" Gerölle, z. B. die „Dolomite und Lydite unbekannter Herkunft", für die im heutigen Alpenraum ebensowenig ein Liefergebiet aufzufinden ist wie für die GSA-Sandschüttungen. Noch im Oligozän stellten diese exotischen Gerölle und Sande den Hauptteil der süddeutschen Molassesedimente und verschwanden erst allmählich zu Beginn des Miozäns. Ihr Liefergebiet im Oligozän muß so ausgedehnt gewesen sein, daß eine erosive Abtragung auf dem Alpenkörper kaum denkbar ist. Viel begründeter ist die Annahme, daß die Heimat der exotischen Gerölle und der GSA-Sande in einer Kristallinhülle (etwa in der Art der Grauwackenzone oder gar zu dieser gehörig) oder in altkristallinen Gesteinskomplexen lag, die zu Beginn des Miozäns allmählich durch Überschiebungen oder Verschluckungen unzugänglich wurden oder durch radikale petrographische Umbildungen diaphthoritischer Natur verändert worden sind (s. auch oben, S. 61).

Die Frage, ob die Nordalpen noch im mittleren und oberen Oligozän eine zusammenhängende „Molassehülle" getragen haben, ist nach den Schotter- und Schwermineralanalysen für die Alpengebiete östlich der Isar mit großer Wahrscheinlichkeit, westlich der Isar mit Sicherheit zu verneinen (vgl. auch HAGN, 1960, S. 174ff.; SCHIEMENZ, 1960, S. 83ff.). Vor allem kommt die Möglichkeit einer Meeresbedeckung meines Erachtens nicht in Be-

tracht: Da eine Grobschotterverfrachtung im Meer über weite Entfernungen unwahrscheinlich ist, spricht die eben diskutierte Herkunft des kristallinen Molasseschuttes direkt aus den Zentralalpen gegen ein vorgelagertes Meer über den Nordalpen. Zumindest seit dem oberen Oligozän muß der größte Teil der Nordalpen Festland ohne ausgedehnte Molassehülle gewesen sein mit einem Netz von Bächen und Flüssen, in denen die Abtragungsprodukte der Alpen gesammelt, verfrachtet und in Schuttfächern in die Molasseebene hinausgetragen wurden. Inneralpine marine Tertiärablagerungen, wie sie z. B. im weiteren Bereich des Unterinntales verbreitet sind, dürften in begrenzten Senken abgelagert worden sein, etwa in ertrunkenen Tälern, die vom Molassetrog aus in den Alpenkörper zurückreichten (s. auch Hagn, 1960, S. 170ff.).

III. SEDIMENTPETROGRAPHIE UND SCHÜTTUNGSMECHANISMUS DER CHATTSANDE IN DER UNGEFALTETEN MOLASSE OSTBAYERNS

A. EINFÜHRUNG

1. Allgemeines

Die Lösung sedimentpetrographischer Probleme im Molassetrog wurde bislang von zwei Seiten her angestrebt: Ein Teil der Untersuchungen diente zur Klärung der großräumigen Sedimentationsverhältnisse. Hier sind vor allem die Arbeiten von LEMCKE u. v. ENGELHARDT & FÜCHTBAUER (1953) und FÜCHTBAUER (1954, 1958) zu nennen; einen Beitrag dieser Art stellt auch Abschnitt II der vorliegenden Arbeit dar.

Ein anderer Teil der Untersuchungen geht von Einzelproblemen aus mit dem Ziel einer exakten sedimentpetrographischen Beschreibung einzelner Bohrprofile, enger Gebiete oder gesonderter Horizonte. Hierher gehört neben einer Fülle früherer sedimentpetrographischer Arbeiten im Alpenvorland auch die folgende Abhandlung über die ostbayerischen Chattsande.

Die Untersuchungen am Großraum und am Detail ergänzen und kontrollieren einander. Beide Methoden sind notwendig zur Erschließung eines so komplizierten Sedimentationsbeckens, wie es der Molassetrog darstellt.

Die im folgenden beschriebenen Chattsande sind an den ostbayerischen Anteil des Molassebeckens gebunden, worunter übereinkunftsgemäß das Gebiet zwischen München und der österreichischen Landesgrenze verstanden wird. Sie sind seit etwa einem Jahrzehnt ein Explorationsobjekt auf Erdöl und Erdgas. In den Feldern Weitermühle, Ampfing und Mühldorf–Süd/Waldkraiburg haben sie Gasproduktion erbracht.

Die Verbreitung der Chattsande (Beil. 1) kann im großen durch seismische Prospektion festgelegt werden, da die Sandfolge Reflexionshorizonte enthält. Zahlreiche Bohrungen haben die Chattsande durchteuft, so daß die Mächtigkeiten gut bekannt sind. Eine zusammenfassende petrographische Beschreibung der Sande, gestützt auf Bohrkerne, Spülprobenserien und elektrische Bohrlochmessungen, steht noch aus.

Zu Beginn meiner sedimentpetrographischen Untersuchungen war der Schüttungsmechanismus der Chattsande im einzelnen noch ungeklärt. Lediglich bei ANDRÉE (1937), RITTER (1953) und FÜCHTBAUER (1958, S. 936) fanden sich einige Angaben zum Mineralbestand. Schon nach den ersten Schwermineralanalysen konnte ich feststellen, daß die Sande keine homogene Gesteinsfolge einheitlicher Herkunft darstellen. An ihrer Zusammensetzung sind vielmehr alle wichtigen, oben besprochenen Schüttungstypen der Molasse beteiligt: Die Chattsande enthalten GSA-, GE(H)- und ZM-Sedimente in engschichtiger Interferenz oder chaotischer Mischung.

Die sedimentpetrographische Untersuchung dieser komplizierten Serie ließ nicht nur Ergebnisse zur Stratigraphie der Sande selbst, sondern auch grundsätzliche Aufschlüsse zum Schüttungsmechanismus von Molassesanden erwarten.

Bohrungen von W nach E	Ansatzpunkt			Gradabteilungs-Bl.Nr.	Schwermineral-Präparate	Leichtmineral-Präparate	Karbonat-bestimmung	Siebanalysen	Dünnschliffe
	Rechtswert	Hochwert	Höhe ü. NN.(m)						
Vaterstetten 1	44 82.555	53 29.645	545.05	7836	2	–	–	–	–
Hohenlinden 1	44 98.860	36.465	530.91	7837	33	33	33	–	–
Grucking 1	44 99.562	57.410	441.99	7637	14	–	16	–	–
Albaching 3	45 02.730	31.735	574.92	7838	20	–	20	–	–
Isen 9	05.857	41.947	555.69	7738	25	–	25	–	–
Isen 1	06.965	41.970	518.58	7738	13	13	13	–	–
Dorfen 1	07.288	50.288	483.79	7738	10	–	10	–	–
Taufkirchen 1	10.980	57.350	485	7638	54	–	–	–	–
Weitermühle C3	14.680	43.250	559.84	7739	52	29	52	20	7
Weitermühle C2	16.384	43.595	483.61	7739	25	7	41	–	–
Weitermühle C6	17.618	43.808	478.79	7739	7	–	7	–	–
Steinkirchen C4	19.131	43.595	469.84	7739	33	33	33	–	–
Ödgassen 1	22.965	39.125	587.12	7839	20	–	20	–	–
Steinkirchen 2	23.630	43.785	503.01	7739	21	20	20	–	–
Steinkirchen 3	25.092	44.407	463.68	7740	6	6	6	–	–
Steinkirchen C7	26.295	44.292	481.31	7740	55	54	57	–	–
Ampfing 18	27.233	44.666	450.45	7740	17	17	19	–	–
Ampfing 19	28.317	44.732	446.90	7740	11	11	11	–	–
Aich 1	30.020	65.412	467.73	7540	17	–	17	–	–
Ampfing 4	30.760	45.020	422.60	7740	1	1	1	–	–
Ampfing 1	30.770	44.658	422.80	7740	3	3	3	–	–
Ampfing 24	33.280	45.940	418.15	7740	11	–	–	–	–
Ampfing 8	34.360	44.765	419.05	7740	5	5	5	–	–
Rott 1	39.725	59.863	434.49	7641	13	–	14	–	–
Ortenburg CF1003	59.670	80.760	376	7442	9	–	–	–	–
Ortenburg CF1002	60.420	63.910	359	7543	3	–	–	–	–
Ortenburg CF1001	45 80.180	53 71.770	410	7544	10	–	–	–	–
Summe: 27 Bohrungen	–	–	–	–	490	232	423	20	7

Abb. 3

Im Verlauf meiner Arbeit wurden Schwermineralanalysen und andere sedimentpetrographische Untersuchungen an Chattsand-Kernen und -Schußkernen von 23 Tiefbohrungen in Ostbayern vorgenommen. Die eigenen Untersuchungen konnten ergänzt werden durch frühere Arbeiten über die Bohrungen Taufkirchen 1 (ANDRÉE, 1937) und Ortenburg CF 1001, 1002 und 1003 (RITTER, 1953). Die Lage der Bohrungen ist aus Beil. 1 zu ersehen. In Abb. 3, S. 69, wurden alle sedimentpetrographischen Analysen zusammengefaßt, die an insgesamt 27 Chattsandbohrungen im Raum München – Landshut – Passau – Wasserburg/Inn ausgeführt wurden (Bohrungen geordnet von W nach E).

Hier sei nochmals auf die vielfältige Hilfe hingewiesen, die ich im Verlauf meiner Untersuchungen an den Chattsanden Ostbayerns seitens der Mobil Oil A. G. in Deutschland erhielt.

Vor allem Herr Dr. F. OSCHMANN, Celle, trug aus seinen reichen Erfahrungen heraus vieles zu meinen Ergebnissen bei; ihm und den Herren Dr. M. BROCKERT und Dr. L. KRAUS – alle Mobil Oil A. G. – verdanke ich zahlreiche Hinweise zur Stratigraphie und Paläogeographie des Chatts und speziell der Chattsande. Ein Teil des Gedankengutes der Genannten ist in den folgenden Kapiteln mit verarbeitet, ohne daß es bei einer so langen engen Zusammenarbeit möglich wäre, an einzelnen Stellen des Textes auf die Beiträge einzugehen.

Die Herstellung der Schwermineralpräparate, die Auszählung der Leichtmineralpräparate und die Karbonat- und Korngrößenbestimmungen erfolgten in Celle unter Herrn Dr. H. QUESTER, damals Mobil Oil A. G.

Die Beilagen 1–10 wurden nach meinen Entwürfen in den Zeichenbüros der Mobil Oil A. G. gezeichnet.

Herr Dr. O. HEERMANN, Chefgeologe der Mobil Oil A. G. in Deutschland, und Herr Dr. F. OSCHMANN, seinerzeit leitender Geologe der Mobil Oil A. G. in Süddeutschland, regten mich zur Untersuchung der Chattsande an und gewährten mir Einsicht in die Schichtenverzeichnisse, Schlumbergerdiagramme und Gesteinsmaterialien der bearbeiteten Bohrungen. Sie erlaubten mir im Namen der Mobil Oil A. G. in Deutschland und gemeinsam mit den oben (S. 6) aufgezählten Erdölfirmen die Veröffentlichung der Ergebnisse.

Allen Herren, die mich unterstützten und anregten, sei hiermit herzlich gedankt.

2. Das Chattmeer in Ostbayern und Oberösterreich

Nach der Ablagerung der Bausteinschichten und der Unteren Cyrenenschichten an der Wende Rupel/Chatt bzw. im tieferen Chatt bis zur erneuten Transgression des Meeres im Burdigal und Helvet war der Sedimentationsraum der süddeutschen und oberösterreichischen Molasse gegliedert in einen östlichen, marinen Teil (chattische und aquitanische Meeresmolasse) und in einen westlichen, limnisch-fluviatilen Teil (Bunte Molasse). Beide Teile waren durch eine breite brackische Übergangszone (Cyrenenschichten) miteinander verbunden.

Von einer Westküste des Chattmeeres, die nach SCHMIDT-THOMÉ (1962, Abb. 2) ungefähr dem Meridian von München gefolgt sein soll, kann schwerlich gesprochen werden. Vielmehr verlagerten sich im Laufe des Chatts die Faziesgrenzen mehrfach nach Ost und West, so daß ein in der Lateralen und Vertikalen stark differenzierter, insgesamt bis 50 km breiter Übergangsbereich zwischen Meer und Festland vorliegt mit wechselnder Verzahnung fluviatiler, limnischer, brackischer und mariner Schichten. Die brackische Fazies zwischen der festländischen Fazies im Westen und der marinen Fazies im Osten war nach LENSCH (1961) offenbar an ein wattenähnliches Gebiet mit geringer, vielleicht nur periodischer Wasserbedeckung gebunden.

Die heutige nördliche Verbreitungsgrenze der chattischen Sedimente im ostbayerischen Anteil des Molassebeckens verläuft etwa auf der Linie Neustadt a. D. – Deggendorf. Nach OSCHMANN (frdl. Mitt.) dürfte diese Linie nahezu identisch sein mit der primären Nordbegrenzung des chattischen Ablagerungsraumes, die demnach im Westen von der südlichen Frankenalb, dann vom Regensburg–Eggmühler Oberkreideplateau und im Osten vom

Grundgebirge des Moldanubikums gebildet wurde. Möglicherweise war das Einbiegen der nördlichen Verbreitungsgrenze nach Süden bis etwa Landshut (Beil. 1) beeinflußt vom Landshut–Neuöttinger Hoch, das in diesem Fall noch im Chatt als flacher morphologischer Rücken in Funktion gewesen sein müßte. Weiter östlich, zwischen Deggendorf und Peuerbach/Oberösterreich, verlief die Nordküste nur wenig (ca. 10 km) südlich des heutigen Kristallinrandes des Moldanubikums (Braumüller, 1961, Taf. 2; Oschmann in Excursion Guide Book III, 1963, Fig. 14). Östlich Peuerbach über Linz hinaus griff die Transgression des Chattmeeres ehemals kilometerweit über den heutigen Massivrand hinweg nach Norden vor.

Im einzelnen dürften Küstenverlauf und Lagerungsverhältnisse am Nordsaum des Chattmeeres weitgehend vom Relief der Böhmischen Masse und von der vorwiegend hercynisch gerichteten Massivrandtektonik bestimmt gewesen sein; heute finden sich schmale, randparallele Schollen moldanubischen Kristallins begraben unter der chattischen oder älteren Tertiärbedeckung.

Der ursprüngliche Verlauf der Südküste des Chattmeeres ist unbekannt; eine Rekonstruktion ist nicht möglich, da

(1) die Schichten in der Subalpinen Molasse eine tektonische Einengung erfahren haben, deren Grad und Mechanismus im einzelnen noch nicht überschaubar sind;

(2) der derzeitige Kontakt zwischen dem Helvetikum bzw. Flysch und der Molasse in seiner ganzen Ausdehnung tektonischer Natur ist: Die Molasseschichten am Alpenrand sind durch die alpinen Decken des Helvetikums, des Flysches und der Kalkalpen in unbekanntem Maß überwältigt worden, so daß die ehemalige Küste nicht mehr auffindbar ist. Der Strukturplan ist lokal unterschiedlich und dürfte von steilen Aufschiebungen oder Anpressungen bis zu Überschiebungen von vielen Kilometern reichen.

In den letzten Jahren haben sich vor allem Breyer & Dohr (1959), Hagn (1960), Reich (1960), Braumüller (1961), Schmidt-Thomé (1962), Aberer (1962), Paulus (1963) und Veit (1963) mit den Grenzbeziehungen Molasse/Alpen beschäftigt. Auf ältere Literatur ist Hagn (1960, S. 185 ff.) eingegangen.

Zu (1): Nach Veit (1963) dürfte basale, autochthone Molasse zusammen mit ihrer alttertiären und mesozoischen Unterlage noch unter Subalpiner Molasse, Flysch und Helvetikum liegen und mindestens bis unter den Nordrand der Kalkalpen hinabreichen. Der Baustil der Subalpinen Molasse selbst scheint – abhängig vom Molassematerial (Geröllfächer im westlichen Bayern, Sande und Tonmergel im mittleren und östlichen Bayern – unterschiedlich zu sein: Westlich der Loisach ist die breit zutage stehende Subalpine Molasse im ganzen nur wenig überschoben und mehr parautochthon; zwischen Loisach und Inn erfolgt eine wesentlich stärkere Einengung mit Überschiebungen an flachen bis horizontalen Bewegungsbahnen; östlich des Inns liegt eine Aufrichtungszone vor, wobei die Vorlandmolasse von dem früher – wohl während des Chatts oder Aquitans – am Alpenrand entstandenen Schuppenkörper der südlichsten Molasse tief aufgeschürft wurde.
Veit (l. c.) veranschlagt die Mindestschubweite der Subalpinen Molasse zwischen Ammer und Isar auf ca. 6 km, zwischen Isar und Inn auf ca. 10 km; im Bereich der Aufschiebungszone weiter östlich dürften ähnliche Schubbeträge gegeben sein.

Zu (2): Eine Überwältigung der Molasse durch die alpinen Decken ist vor allem aus der wechselnden Schichtenunterdrückung am südlichen Molasserand ersichtlich. Hagn (1960, S. 185 ff.) geht auf diese „tektonische Verstümmelung" ein und betont, daß allein die Mächtigkeit der vom Helvetikum überschobenen Molasseschichten schon den Betrag von mehreren Kilometern erreicht.
Auch Aberer (1962, S. 277) führt die unterschiedlich starke tektonische Amputation des südlichen Molasseraumes als Hinweis auf eine weit nach Norden ausgreifende Überschiebung von Helvetikum und Flysch über Molasse an: Die gefaltete Molasse wird in Bayern nach Osten schmäler, fehlt zwischen Traunstein/Obb. und Wartberg/Oberöst. vollkommen und ist erst wieder im Raum von Bad Ischl zu beobachten.
Die von Oschmann (im Excursion Guide Book III, Fig. 13 u. 14) konstruierten Isopachen des Rupel und Chatt schmiegen sich der Südgrenze der Molasse nicht an, sondern stoßen – vor allem im Bereich östlich der Traun – winkelig und abrupt gegen die Front der alpinen Decken.

Veit (1963, S. 49) weist darauf hin, daß die über 4000 m mächtige Rupel- bis Aquitan-Folge in der Subalpinen Molasse nicht in geringer Entfernung auskeilen kann; wir müssen somit annehmen, daß die Molasse am gesamten deutschen und österreichischen Alpenrand ursprünglich noch weiter nach Süden gereicht hat und vielleicht heute noch zum Teil begraben liegt unter den später überschobenen alpinen Decken.

Als direkter Beweis für den Überschiebungscharakter der Alpenrandstörung können die Profile zweier CF-Bohrungen nordwestlich Mattsee/Oberöst. und die Bohrung Texing 1 östlich Scheibbs/Niederöst. gelten, die kaum gestörte Molasseschichten unter Helvetikum bzw. Flysch erteuften (Braumüller, 1961, S. 4; Aberer, 1962, S. 277 ff.).

Aufgrund geophysikalischer Untersuchungen kommen Breyer & Dohr (1959, S. 318 ff.), Reich (1960, Taf. 13) und Veit (1963) zu Überschiebungsbeträgen der Molasse durch die alpinen Decken von vielen Kilometern Weite.

Daß das Chattmeer seine ursprüngliche Südgrenze an einer schuttliefernden Germanischen Südschwelle im Sinne Hagns (1960) hatte, ist nach sedimentpetrographischen Untersuchungen und paläogeographischen Überlegungen sehr unwahrscheinlich. Die Annahme einer Germanischen Südschwelle, die den Südrand des Molassetroges bildete und diesen vom Nordhelvetikum trennte, leuchtet umso weniger ein, als gerade Hagn (1960, S. 165 ff.) sowohl räumlich als auch faziesmäßig einen allmählichen Übergang des Helvetikums in die Molasse annimmt.

In einzelnen altangelegten, z. T. wohl tektonisch bedingten Quersenken im Alpenkörper wurde zur Chattzeit limnofluviatiles „inneralpines Tertiär" abgelagert, das uns in den Angerbergschichten und ihren Äquivalenten in den Becken von Häring und Kössen/Reit i. W. in Relikten erhalten geblieben ist (vgl. Hagn, 1962, S. 427). Es dürfte sich um die breitflächigen Talfüllungen von Flüssen handeln, die erst weiter nördlich ins Molassemeer mündeten. Daß die inneralpinen Tertiärablagerungen zur Chattzeit schon primär eine lückenhafte Sedimentbedeckung und keine weiträumige Molassehülle über den Kalkalpen darstellten, geht aus der Faziesdifferenzierung dieser Schichten hervor.

Die großräumige Gliederung des ostbayerisch-oberösterreichischen Chattmeeres zeigt noch Anklänge an den *Strukturplan des praetertiären Untergrundes*, dessen Einheiten etwa hercynisch angelegt und vom alpinen Streichen noch unabhängig waren.

Das beherrschende Strukturelement war das hercynisch streichende *Landshut-Neuöttinger Hoch* und seine Fortsetzung nach Südosten in der *Achse von Kastl-Gendorf* und der *„zentralen Hochzone" von Burghausen-Geretsberg* (Heermann, 1954, S. 12; 1955, S. 70; Braumüller, 1961, S. 5). Nach Südwesten ist dieses Schwellengebiet durch das Bruchsystem des *Landshut-Neuöttinger Abbruchs* begrenzt.

Strukturell dürfte das Landshut–Neuöttinger Hoch eine Scholle darstellen, die mit ihrer Südwestkante einseitig aufgekippt ist und in ihrer Längserstreckung schwach nach Südosten eintaucht. Auf der Schwelle beißen unter der Molasse Jura, kontinentale Trias, Oberkarbon und moldanubisches Kristallin aus. Im Raum westlich Mattighofen wird die Schwelle – nach seismischen Anhaltspunkten zu urteilen – gegliedert durch eine axiale Depression mit Oberkreidefüllung (Braumüller, l. c.).

Der Aufstieg des Landshut–Neuöttinger Hochs i. e. S. und seine Abtragung z. T. bis auf Oberkarbon (Kastl 1) und Kristallin (Aich 1, Rott 1) erfolgten nach Oschmann (1957, S. 693) an der Wende Kreide/Tertiär.

Südwestlich des Landshut–Neuöttinger Hochs und seiner Äquivalente in Oberösterreich (zentrale Hochzone) liegt die bis in den Raum von München nachgewiesene *ostbayerische Kreidemulde* („inneres Molassebecken" Heermanns, 1955, S. 70), die noch auf österreichisches Gebiet übergreift und nach Süden unter die Alpen abtaucht.

Nordöstlich des Landshut–Neuöttinger Hochs liegt als direkte Fortsetzung der Regensburger Kreide die Kreidemulde des *„nördlichen Vorlandbeckens"* mit seinem relativ flachgründigen Nordostsaum (Heermann, 1954, S. 11 ff.; 1955, S. 72); sie setzt sich – mit Oberkreidemächtigkeiten bis zu 1000 m im Muldenkern – nach Südosten in die *Braunauer Mulde* (Bürgl, 1947, S. 134) fort, die im Raum zwischen Mattighofen und Frankenburg an der zentralen Hochzone aushebt (Braumüller, 1961, S. 7).

Weiter im Osten folgt die schmale *Schwelle von Frankenburg–Obernberg* (Braumüller, 1961, S. 7); sie wird im Südwesten von einem NNW-SSE-streichenden Bruchsystem mit maximal 600 m Sprunghöhe begrenzt, das sich als *Pockinger Abbruch* (Nathan, 1949, S. 5) in Ostniederbayern weiter verfolgen läßt.

Aberer (1962, S. 275) hebt die *Hochzone Mühlleiten–Puchkirchen–Wegscheid* im Bereich südöstlich Frankenburg hervor, die einen Ost-West verlaufenden, begrabenen Rücken aus Oberjura und Cordieritgneis darstellt (vgl. Janoschek, 1959, S. 854).

Östlich der Schwelle von Frankenburg–Obernberg schließt sich die *Kreidemulde von Ried–Schwanenstadt* an, die im Süden etwa zwischen Steyr und Gmunden unter den Alpen verschwindet (Braumüller, 1961, S. 7).

Ungeachtet dieser strukturellen Differenzierung kann kein Zweifel daran bestehen, daß die Oberkreide ursprünglich den gesamten ostbayerisch-oberösterreichischen Anteil des Molassebeckens bedeckt hat. Bei den erwähnten Kreidemulden handelt es sich also nicht um primäre Sedimentationsbecken, sondern um Erosionsrelikte. Die heute erkennbaren Strukturelemente sind das Ergebnis laramischer Bewegungen.

Dieser große, im wesentlichen hercynisch ausgerichtete Bauplan mit NW-SE oder NNW-SSE verlaufenden Strukturen, die durch praetertiär bis alttertiär angelegte, bis ins höhere Tertiär durchsetzende Brüche begrenzt sind, wird im Tertiär weiter differenziert durch zahlreiche *Brüche und Bruchsysteme* von meist antithetischem Charakter und alpinem Streichen. Sie sind erdölgeologisch wichtig und deshalb besonders gut erkundet (Heermann, 1954, Fig. 1; Braumüller, 1961, Taf. 1; Aberer, 1962, Abb. 2; Oschmann in Excursion Guide Book III, 1963, Fig. 23).

Nur im Nordbereich des Meeresbeckens, etwa im „nördlichen Vorlandbecken" (Heermann, l. c.), am Südrand der Böhmischen Masse in Oberösterreich und am Landshut–Neuöttinger Hoch, paust sich die Massivrandtektonik des kristallinen Untergrundes ins Überlagernde durch und bedingt eine vorwiegend *hercynische Ausrichtung* der Brüche.

In den tieferen Beckenbereichen dagegen, etwa in der ostbayerischen Kreidemulde oder in der Braunauer Mulde, herrschen West-Ost gerichtete, meist antithetische, im Süden auch synthetische Dehnungsbrüche und Bruchsysteme vor, die Sprunghöhen von weit über 100 m aufweisen können. Diese Bruchbildungen in *alpiner Streichrichtung* erfolgten in großem Ausmaß im Lattorf und im oberen Chatt bis unteren Aquitan. Ebenso wie die hercynisch gerichteten Brüche sind sie zumindest in Ostniederbayern in posthumen Bewegungen bis an die Wende Miozän/Pliozän nachweisbar (Mayr, 1957, S. 347 ff.; Schauerte, 1962, Abb. 11). Nach oben abnehmende Versetzungsbeträge sowie Mächtigkeitsdifferenzen beiderseits der Störungen belegen die lang andauernden synsedimentären Bewegungen oder Wiederbelebungen.

Der Faltenbau der Subalpinen Molasse und ihre Überwältigung durch die helvetischen Decken erfolgten wohl erst durch jungmiozäne bis altpliozäne Bewegungen innerhalb der alpidischen Orogenese; sie spielen somit für die Stratigraphie und Paläogeographie des Chatts keine Rolle.

Dagegen wurde durch die Bohrung Perwang 1/Oberöst. nachgewiesen, daß schon im Chatt (wie im Aquitan) starke tektonische Bewegungen am Alpenrand zu einer mehrfachen Verschuppung von Molasse- und Kreideschichten führten und so eine erhöhte Mächtigkeit der Molasseschichten vortäuschen (Aberer, 1962, S. 277).

In ähnlicher Weise möchte Veit (1963, S. 48) auch am bayerischen Alpenrand in der Aufrichtungszone östlich des Inns den unbekannten Raum zwischen überschobenem Helvetikum und autochthonem Untergrund, der ca. 2000 m mächtiger ist als es der normalen Schichtfolge der Subalpinen Molasse zukommt, mit einer Sedimentmasse außeralpiner Herkunft füllen. Er erwägt einen Schuppenkörper nach Art der Perwanger Schuppenzone, der ebenfalls im Chatt/Aquitan entstanden ist, die ganze Gesteinsserie von der Unterkreide bis zum tieferen Chatt mehrfach verschuppt enthält und später von miozäner Molasse flach überlagert wird. Im Jungmiozän bis Pliozän soll die junge Molasseüberdeckung durch den Anschub der alpinen Decken abgeschert worden sein; die Decken verschweißten sich mit dem Schuppenkörper zu einem Block, der – nach Norden vorrückend – die ganze Vorlandmolasse bis zur Basis der Tonmergelschichten tiefschürfend aufrichtete.

Im Chatt der Ostmolasse prägen sich somit sowohl das „alte" hercynische als auch das „neue" alpine Strukturelement aus: ersteres durch die etwa Nord-Süd verlaufenden Faziesgrenzen und durch eine gewisse Mächtigkeitsreduktion, vielleicht auch lithofazielle Differenzierung im Gebiet der Landshut–Neuöttinger Schwelle; letzteres durch den generellen Ost-West-Verlauf der Chatt-Isopachen sowie durch die interne strukturelle Gliederung an Ost-West streichenden antithetischen Brüchen.

Die Füllung des ostbayerisch-oberösterreichischen Meeresbeckens durch chattische Sedimente erfolgte in den zentralen Beckenteilen auf der Unterlage rupelischer Sedimente. Ein lithofazieller Einschnitt zwischen beiden Stufen ist nicht zu beobachten. Die Bausteinschichten, die in der Westmolasse in einem relativ schmalen Meeresarm zur Ablagerung kamen (LEMCKE, 1958, S. 595; ZÖBELEIN, 1962, S. 265) und dort etwa den Grenzbereich zwischen Rupel und Chatt markieren, sind in der ostbayerischen Vorlandmolasse nicht mehr eindeutig erfaßbar.

LEMCKE (l. c., S. 594) vermutet allerdings, daß die Bausteinschichten östlich München in der Bohrung Hohenlinden 1 noch in großer Mächtigkeit unter den ostbayerischen Chattsanden vorhanden sind und sich sogar noch in Ampfing durch eine „gewisse Sedimentationsunruhe" im betreffenden Profilabschnitt bemerkbar machen.

Dagegen spricht nach OSCHMANN (frdl. Mitt.) die Vermutung, daß die fraglichen „Bausteinschichten" in Ostbayern kein zeitgebundener Horizont sind, sondern ebenso wie die Unterkante der Chattsande diachron – nach Osten aufsteigend – durch die Schichtenfolge hindurchgreifen (s. auch unten, S. 86).

Außerdem enthalten die fraglichen Sande (z. B. im jeweils tiefsten Abschnitt der Chattsande von Hohenlinden 1, Albaching 3, Isen 1 und Isen 9, s. unten) eine andere – staurolithreichere – Schwermineralgesellschaft, als sie GRIMM (1957b, S. 25) und FÜCHTBAUER (1958, S. 929) in den typischen, staurolitharmen Bausteinschichten des zentralen schwäbischen Molasseraumes feststellten: Die genannten Sande entstammen nicht dem Napffächer, von dem FÜCHTBAUER (l. c.) die Hauptmenge der Bausteinschichten herleitet, sondern östlicheren Schuttfächern (z. B. Nesselburgfächer), die nach FÜCHTBAUER zur Zeit der Bausteinschichten nur am Alpenrand staurolithreichen Detritus lieferten.

Es ist nicht wahrscheinlich, daß auf dem Landshut–Neuöttinger Hoch und seiner Fortsetzung nach Oberösterreich das Praetertiär noch zur Chattzeit offen lag und zur Abtragung gekommen ist. Vor allem die südöstlichen und mittleren Teile der Schwelle dürften zu dieser Zeit schon von mehr oder minder mächtigen Tertiärablagerungen verhüllt gewesen sein. Dagegen können im nordwestlichen Teil der Schwelle, solange das Netz der Tiefbohrungen auf dem Scheitel des Schwellenzuges nicht noch dichter ist, exponierte Vorkommen von Mesozoikum, Paläozoikum und Kristallin nicht völlig ausgeschlossen werden. Sie kommen aber, vor allem im höheren Chatt, als Liefergebiet weit verbreiteter Sedimente kaum in Betracht.

Am Nordsaum des Molassetroges transgredierte das Chattmeer weit über die rupelische Unterlage hinweg und griff in Niederbayern vor allem über Oberkreidesedimente, in der Umgebung von Passau und am oberösterreichischen Molasserand auch über moldanubisches Kristallin hinweg.

Als Produkt dieser Transgression sind die chattischen Basissande am nördlichen Beckenrand in Oberösterreich aufzufassen, die zum Teil aus aufgearbeitetem Kristallinmaterial des Untergrundes, zum Teil aus fluviatilen Einschüttungen aus dem Moldanubikum zusammengesetzt sind; im Bereich der Bohrungen Puchberg, Scharten, Innviertel und Leoprechting sind sie in der Fazies der Linzer Sande ausgebildet. Weiter südlich, gegen das Becken, greifen die Basissande entsprechend der allmählichen Transgression des Meeres diachron in tiefere Horizonte (Rupel bis Obereozän) hinab (BRAUMÜLLER, 1961, S. 9). In Ostniederbayern wurden gleichartige chattische Basissande in den beckenrandnahen Bohrungen Mittich 1 (grobkörnige, geröllführende Sande von 61,9 bis 114,2 m Teufe) und Hartkirchen 1 (lockere, scharfkantige Sande von ca. 80 bis mindestens 106,4 m Teufe) erschlossen (Petrographie nach NATHAN, 1949, S. 21 ff.; stratigraphische Gliederung nach OSCHMANN in NATHAN, 1955, S. 96).

Die *Mächtigkeiten* der marinen Beckenfüllung im Chatt wurden von OSCHMANN (im Excursion Guide Book III, 1963, Fig. 14) in Isopachen dargestellt. Danach lag im Molassetrog die Achse stärkster Absenkung, die sich nach SCHMIDT-THOMÉ (1962, S. 241) um

durchschnittlich 2 m/1000 Jahre nach Norden verlagert hat, zwischen Isar und Salzach zur Chattzeit 10 km oder weiter vor dem sichtbaren Südrand der Faltenmolasse. Östlich davon liegen die Mächtigkeitsmaxima unmittelbar am Alpenrand, wohl bedingt durch die weiter vorgreifende Überschiebung der Molasse durch den Alpenkörper. Von Westen nach Osten ist eine Abnahme der maximalen Chattmächtigkeiten zu beobachten von über 2000 m Sediment in der Subalpinen Molasse des Leitzach-Gebietes (dort im großen als Bausteinschichten, Cyrenenschichten (Flözmolasse) und untere Promberger Schichten entwickelt) auf ca. 1200 m im Traun–Salzach-Gebiet und ca. 1000 m oder weniger am salzburgischen und oberösterreichischen Alpenrand (dort durchweg marin entwickelt).

Die Linien gleicher Chattmächtigkeit zeigen in Bayern einen recht regelmäßigen Verlauf parallel zum Alpenrand mit Mächtigkeiten von ca. 500 m auf der Breite von München und ca. 300 m auf der Breite von Freising. Insgesamt ergibt sich so eine gleichmäßig verstärkte Absenkungstendenz nach Süden bis zur oben diskutierten Achse stärkster Einsenkung einige Kilometer nördlich des Alpenrandes. Lokale Mächtigkeitsschwankungen, bedingt durch synsedimentäre Bewegungen an Störungen, sind im Beckenzentrum relativ gering und nur im höheren Chatt (obere Partien der Chattsande und Hangende Tonmergel) zu beobachten.

Im nördlichen Verbreitungsgebiet chattischer Sedimente in Ostniederbayern wechseln die Mächtigkeiten dagegen lokal rasch infolge Anlagerung und infolge hercynisch gerichteter Schollenzerlegung bis in den kristallinen Untergrund (Bohrung Füssing 1 : ca. 160 m Chatt; Weihmörting 1 : ca. 120 m; Birnbach 1 : ca. 100 m; Mittich 1, Hartkirchen 1, Ortenburg CF 1001 und 1003: ca. 80 m; vgl. NATHAN, 1949, Abb. 1 und Taf. I).

Im oberösterreichisch-salzburgischen Beckenteil verlaufen die Isopachen weniger regelmäßig als in Ostbayern, wohl bedingt durch die Verengung des Molassebeckens und die verstärkte Einschüttung gröberer Sedimentserien vor allem von Süden. Durch die Bohrungen um Puchkirchen und bei Perwang wurden Mächtigkeiten von ca. 450 m aufgeschlossen (ABERER, 1958, S. 40; 1962, Abb. 6). Im mittleren Teil der Braunauer Mulde und der Mulde von Ried–Schwanenstadt sind über eine weite Fläche Mächtigkeiten von 250–300 m verbreitet (ABERER, 1958, S. 40; OSCHMANN im Excursion Guide Book III, 1963, Fig. 14).

3. Die chattischen Sedimente in Ostbayern und Oberösterreich, ausgenommen die ostbayerischen Chattsande s.str.

Unter den Chattsedimenten im besprochenen Meeresbecken überwiegen *Pelite* bei weitem. Sie nehmen im Westbereich des Chattmeeres südlich des Landshut–Neuöttinger Hochs die tiefsten und die höchsten Teile des Chatts ein (50–70% der Gesamtmächtigkeit, s. auch unten, S. 78ff. und Beil. 1). Etwa östlich der Linie Mühldorf–Traunstein, an der die ostbayerischen Chattsande auskeilen, beherrscht die pelitische Fazies die gesamte Sedimentation (Bohrungen Eigelwald, Gendorf, Kastl).

In den Bohrungen Ostniederbayerns, nördlich des Landshut–Neuöttinger Hochs, fehlen auffällige Sandschüttungen – abgesehen von den oben erwähnten Basissandlagen in Mittich 1 und Hartkirchen 1 – weitgehend. Das Chatt in Ortenburg CF 1001 und 1003, das vom Liegenden gegen das Hangende in „Bändermergel" (oberer Teil), „Zone der Mergeldolomitbänkchen" und „Dunkelolivgrauen Mergelton" (unterer Teil) gegliedert wird (HAGN, 1955, S. 333), setzt sich ebenso wie in den von NATHAN (1949, 1955) beschriebenen Tiefbohrungen Füssing 1, Weihmörting 1 und Julbach 1 aus grauen Sandmergelsteinen, Ton-, Silt- und Sandmergeln zusammen. Nach HAGN (l. c., S. 334) beginnen lediglich die chattischen Bändermergel in CF 1003 mit einer schwachen Sandschüttung.

RITTER (1953), der den Sandgehalt der Chattmergel in den Ortenburger Bohrungen untersuchte, fand Schwermineralspektren, die auf eine chaotische Mischung von vorwiegend moldanubischem Detritus (ZM-Sedimente) mit alpinem Detritus verschiedener Herkunft (GSA- und GE[H]-Schüttungen) hindeuten. Die Epidotführung nimmt im oberen Teil des Chatts deutlich zu.

Die glaukophanreichen Schichten im Dunkelolivgrauen Mergelton der Bohrungen CF 1003 und Birnbach korreliert RITTER (l. c., S. 17) mit der Glaukophan-Leitschicht von Taufkirchen/Vils (ANDRÉE, 1937, Abb. S. 152).

Abgesehen davon, daß völlig epidotfreie Proben in Ortenburg 1001 und 1003 fehlen, entspricht die von RITTER aufgezeigte Mineralführung weitgehend der, die ich für die weiter südwestlich gelegenen Chattsandbohrungen nachweisen konnte (s. unten).

Im Beckenzentrum der oberösterreichischen Molasse ist das Chatt durchgehend in tonig-mergeliger Schlierfazies entwickelt als eine Folge von grauen, feinsandigen Tonmergeln, die von dünnen, bis 15 cm mächtigen, grauen Feinsandsteinlagen durchsetzt werden (vgl. ABERER, 1958, S. 40).

Psammitische und psephitische Sedimente in größerer Mächtigkeit sind im Chattmeer an einen relativ schmalen Nord- und Südsaum des Beckens gebunden, weiterhin als mächtige Einschaltung im Raum zwischen München und Ampfing (ostbayerische Chattsande s.str.) verbreitet.

Am nördlichen Beckenrand in Oberösterreich geht die Randfazies der Linzer Sande relativ rasch aus der pelitischen Beckenfazies des Chatts hervor. Diese weißlichen, meist feinkörnigen Quarz-Feldspat-Sande mit eingestreutem Kies, deren oberste Teile vielleicht schon dem Aquitan angehören (ABERER, 1962, S. 671), sind bei Nieder-Waiding, Peuerbach und Prambachkirchen besonders gut über Tage aufgeschlossen. Ihr Schwermineralbestand beweist, daß die Sande überwiegend aus dem Moldanubikum stammen, daneben aber auch Beimengungen von alpinem Detritus enthalten (s. oben, S. 39). Auch die „Schliertone", die mit den Linzer Sanden wechsellagern, zeigen ein überwiegend moldanubisch geprägtes Schwermineralspektrum (RITTER, 1953, S. 44); sie wurden somit gleichzeitig mit den Sanden aus dem Moldanubikum eingeschüttet, dürften aber unter örtlich oder zeitlich veränderten (ruhigeren) Ablagerungsbedingungen zur Sedimentation gekommen sein.

Die in beträchtlicher Mächtigkeit bei Taufkirchen a. d. Pram und im Ölfeld Leoprechting erbohrten Linzer Sande zeigen nach RITTER (1953, S. 43) gute Übereinstimmungen in ihrer Schwermineralführung mit den Proben aus den Übertageaufschlüssen. Auch die in weiteren massivrandnahen Bohrungen in Oberösterreich und Niederbayern erschlossenen „Basissande" müssen, soweit sie chattischen Alters sind, als Äquivalente der Linzer Sande gelten. Von den relativ andalusitreichen ostbayerischen Glassanden unterscheiden sich die oberösterreichischen Linzer Sande durch ihren höheren Titanitgehalt.

Am Südrand der ostbayerischen und oberösterreichischen Molasse sind ebenfalls Sand- und Kiesschüttungen bekannt. Sie dürften an die Einmündung größerer Flüsse ins damalige Meer gebunden gewesen sein. Der Schotterfächer der Urtraun bzw. des Ur-Inns wurde bereits oben erwähnt (S. 65); er scheint nach Nordosten über Mauerham („Rosinenmergel") bis nach Geretsberg ausgestrahlt zu haben; eine Einschüttung nach Nordwesten ist dagegen unwahrscheinlich.

In der oberösterreichischen chattischen Molasse sind grobkörnige Schuttfächer im Raum Mühlleiten–Puchkirchen–Wegscheid bekannt; dort folgt über einer Serie von mehr als 50 m Feinsandstein ein mächtiger Komplex von z. T. konglomeratisch verfestigten Schottern mit Sandstein- und Mergeleinschaltungen; im Geröllbestand überwiegen alpines Kristallin und dunkle Dolomite; Kalke sind daneben selten (ABERER, 1958, S. 40; BRAUMÜLLER, 1961, S. 9).

Das wichtigste Vorkommen chattischer Sande in den marinen bis brackisch-limnischen Ablagerungen der Ostmolasse sind die mächtigen und weit verbreiteten ostbayerischen

Chattsande s.str., deren Stratigraphie und Sedimentpetrographie in den folgenden Kapiteln abgehandelt wird. Diese Chattsande unterscheiden sich nicht nur genetisch, sondern zum Teil auch stratigraphisch von den am Alpenrand im Südosten und am Fuß des Moldanubikums im Norden lokal auftretenden Sanden und Schottern.

4. Verbreitung und Stratigraphie der Chattsande s.str.

Über die Chattsande in der ostbayerischen Vorlandmolasse liegen bisher nur wenige Angaben in der Literatur vor.

Nach Heermann (1954, Fig. 5; 1955, S. 73) folgt über den chattischen Liegenden Tonmergeln, die faziell noch dem Typ der Rupel-Tonmergelfolge entsprechen, die Chattsandsteinzone, die im obersten Chatt wiederum überlagert wird von den chattischen Hangenden Tonmergeln.

Oschmann (1957, S. 693) gliedert in der ostbayerischen Molasse regional zwei Faziesbereiche aus: Im Osten, im Gebiet von Gendorf-Kastl und im Innviertel, dauert die eintönige marine Tonmergelfazies vom Rupel bis ins Aquitan an. Im Westen dagegen, im Gebiet zwischen Ampfing und München, herrscht während des Chatts und Aquitans ein vielfältiger Wechsel mariner, brackischer und fluviatil-terrestrischer Einflüsse; hier sind die mächtigen Chattsande zwischen eine untere und eine obere chattische Tonmergelserie eingeschaltet.

Im Excursion Guide Book III (1963, S. 12) deutet Oschmann die Chattsande östlich München als Deltaablagerungen verschiedener Flüsse, die von Süden, Westen und Norden in das nach Osten offene Meer einmündeten.

Die Mächtigkeit der Chattsande ist im südwestlichen Teil der ostbayerischen Molasse am größten (Bohrung Höhenrain 1: 1030 m; Assling 1: 852 m; Moosach 1: 713 m); sie nimmt nach Norden gegen das Landshut–Neuöttinger Hoch, nach Westen gegen das damalige Festland und nach Osten gegen das offene Meer allmählich ab, wobei die Chattsand-Isopachen im großen Nordwest-Südost verlaufen (Bohrung Albaching 3: 535 m; Schnaupping 1: 459 m; Isen 9: 391 m; Weitermühle 5: 324 m; Velden 1: 242 m; Ampfing 1: 210 m; Neumarkt–St. Veit: 103 m; Aich 1: 79 m; Rott 1: 64 m). Ihren höchsten Anteil an der Gesamtmächtigkeit des Chatt (über 50%) erreichen die Sande in einem von Norden nach Süden gestreckten Areal ca. 40 km östlich München (Raum Isen–Dorfen–Schnaupping, vgl. Beil. 1). Von diesem relativen Maximum der Sandentwicklung aus sinkt der Sandanteil nach Westen wieder ab. Auch nach Osten nehmen Anzahl und Mächtigkeit der einzelnen Sandhorizonte sowie die Gesamtmächtigkeit der Chattsande rasch ab; die letzten Sandeinschaltungen in der gleichförmigen, marinen Tonmergelfolge des Ostens wurden entlang einer etwa Nord–Süd verlaufenden Linie von Neumarkt–S. Veit über Mühldorf nach Eigelwald erbohrt. Die Chattschichten im weiter östlich gelegenen Oberbayern und im zentralen Teil des Molassebeckens in Oberösterreich sind – wie oben erläutert – weitgehend tonig-mergelig ohne nennenswerte Sandeinschaltungen entwickelt.

In der Einstufung der besprochenen Sande ins Chatt sind sich alle Autoren einig trotz der unterschiedlichen Auffassungen bezüglich der Grenzziehung Rupel/Chatt.

Die *Grenze Rupel/Chatt* ist, wie Paulus (1963, S. 72) betonte, in der ostbayerischen Molasse paläontologisch nur unscharf erfaßbar, da sich die „Leitfossilien" beider Stufen in einem mächtigen Profilabschnitt überlappen. So ist es unsicher, ob die Bausteinschichten, die in der Subalpinen Molasse westlich der Isar einen annähernd isochronen Horizont bilden, dort in ihrem unteren Teil rupelischen und in ihrem oberen Teil chattischen Alters sind (Zöbelein, 1962, S. 263), oder ob sie ganz ins Chatt gestellt werden müssen (Hölzl, 1962; Hofmann, 1962; vgl. Paulus, 1963, Abb. 4). Noch schwieriger wird die Grenzziehung weiter im Osten, wo die Sandsteine, die von einigen Bearbeitern als Bausteinschichten angesprochen werden, nicht mehr horizontbeständig sind, sondern nach Osten zu in immer jüngerem Niveau einsetzen. Meines Erachtens sollte hier der stratigraphische Begriff „Bausteinschichten" in dem Sinn, wie er weiter westlich festgelegt wurde, vermieden werden (s. auch oben, S. 74).

In der Subalpinen Molasse wie in der Vorlandmolasse Ostbayerns herrscht im Chatt zudem ein horizontaler Fazieswechsel mit Übergang von hochmariner Tonmergelfazies im Osten zu brackischer bis limnisch-fluviatiler Tonmergel-Silt-Fazies im Westen. Dadurch werden – über die a priori gegebenen Unsicherheiten in der Rupel/Chatt-Grenzziehung hinaus – paläontologische und auch korrelative Abgrenzungsmöglichkeiten so sehr eingeschränkt, daß verschiedene Bearbeiter durchaus zu verschiedenen Grenzwerten kommen können. Oschmann (frdl. Mitt.) schätzt die Fehlergrenzen auf ± 10%, bezogen auf die Gesamtmächtigkeit des Chatts.

Die *Grenzziehung Chatt/Aquitan* kann in der ostbayerischen Vorlandmolasse als gesichert gelten. Sie beruht auf einem markanten Umschwung in der Zusammensetzung der vorwiegend benthonischen Foraminiferenfauna und steht in Übereinstimmung mit der makro- und mikropaläontologisch fundierten Grenzziehung in den Aufschlußfolgen der Subalpinen Molasse, insbesondere im Prienprofil. Da dieser Faunenwechsel mit einer kennzeichnenden und einheitlichen Entwicklung der Lithologie einhergeht (Oschmann, frdl. Mitt.), bereitet auch routinemäßig die genaue Festlegung der Chatt-Oberkante durch Korrelation von Bohrloch-Diagrammen keinerlei Schwierigkeiten.

Nach Hagn, Hölzl & Hrubesch (1962, S. 437) wird die Chatt/Aquitan-Grenze heute in der ostbayerischen Vorlandmolasse vorwiegend mit Hilfe von Uvigerinen gezogen und etwa dort fixiert, wo *U. hantkeni* von *U. urnula* abgelöst wird (vgl. auch Wick in Nathan, 1949, S. 19; Hagn, 1955, S. 334 ff.). Im Arbeitsgebiet liegt diese Grenze in den Tonmergeln ca. 20–50 m oberhalb der Chattsande.

Umstritten ist die Frage, ob die Oligozän/Miozän-Grenze mit der Obergrenze des Chatts zusammenfällt (vgl. Dehm, 1949, S. 145; Zöbelein, 1960, S. 257 ff.; Hagn, Hölzl & Hrubesch, 1962, S. 442 ff. u. Tab. 1) oder an die Obergrenze des Aquitans gebunden ist (vgl. Papp, 1959, S. 11) oder ob das Chatt gar keine Selbständigkeit beanspruchen kann und mit dem Aquitan zu vereinen ist (vgl. Szöts, 1956, S. 216; Cicha, 1960, S. 212).

In vorliegender Arbeit wurde das Chatt als oberste Stufe des Oligozäns betrachtet.

Eine umfassende petrographische Bearbeitung der Chattsande und der chattischen Liegenden und Hangenden Tonmergel liegt mangels Gesteinsproben nicht vor. Sie kann auch – vor allem bezüglich Korngrößenverteilung, Schichtung, Gefüge, Verfestigung, Durchlässigkeit usw. – zukünftig kaum erwartet werden. Die folgende kurze Beschreibung stützt sich auf eine verhältnismäßig geringe Zahl von Kernen und auf Spülprobenserien unterschiedlicher Qualität sowie auf die Interpretation von elektrischen Bohrlochdiagrammen.

Die Unterlage der Chattsande bilden die *chattischen Liegenden Tonmergel*, deren Obergrenze diachron ist und sich auf Kosten der darüber folgenden Sande nach Osten heraushebt. Es handelt sich um vorwiegend marine, meist mittel- bis dunkelgraue, im Westen untergeordnet auch bunte Tonmergel. Häufig tritt ein höherer Silt- und Sandgehalt in diffuser Verteilung auf, daneben kommen auch reine Sandlagen vor. Die Schichtung ist undeutlich bis gut erkennbar, der Bruch meist unregelmäßig lagig. Flaserschichtung wurde oft, Schrägschichtung nur selten beobachtet.

Wo die Liegenden Tonmergel marin sind, enthalten sie eine reiche, vorwiegend benthonische Foraminiferenfauna, seltener Molluskenschalen. Bei niedermariner Entwicklung sind Sandschaler-Mikrofaunen häufig. Die weiter westlich verbreiteten brackischen Mikrofaunen sind artenärmer.

Die *ostbayerischen Chattsande*, die sich meist ohne scharfe Grenze aus den Liegenden Tonmergeln entwickeln, stellen eine vielfältig zusammengesetzte Serie dar: Neben kompakten Sandsteinhorizonten kommen Sand-Tonmergel-Flaserschichten und tonig-mergelige Zwischenlagen vor, deren Korrelation in den elektrischen Bohrloch-Diagrammen zwar über enge Bereiche häufig möglich ist, bei weiteren Entfernungen dagegen meist fehlschlägt. Eine paläontologische Horizontierung ist ebenfalls nicht möglich wegen der Faunenarmut der Sande und der lithologischen und faziellen Differenzierung in der Lateralen. Somit gewinnt die unten aufgezeigte Gliederung nach Schwermineralien noch stärker an Bedeutung.

Die Untergrenze der Chattsande ist – wie bereits betont wurde – eine lithofazielle Grenze, die im Arbeitsgebiet nach Osten und Norden in zunehmend jüngere Schichten aufsteigt. Die

Obergrenze wird durch eine Transgressionsfläche gegeben, die im großen synchron ist; im einzelnen kann durch den Vergleich der elektrischen Bohrlochdiagramme und der Schwermineral-Abfolge ein Erosionsrelief bis ca. 30 m Höhenunterschied nachgewiesen werden.

Innerhalb der Umgrenzung Hohenlinden–Dorfen–Grucking–Ampfing/Ostteil–Ödgassen–Albaching können die Chattsande in 4 Schichteinheiten gegliedert werden:

einen oberen kompakten Sandstein,
darunter eine obere Wechselfolge Tonmergel/Sandstein,
darunter einen unteren kompakten Sandstein,
darunter eine untere Wechselfolge Tonmergel/Sandstein.

Diese Schichteinheiten weisen im einzelnen unterschiedliche Mächtigkeiten auf, und ihre Grenzen sind nicht immer deutlich. Im großen verringert sich mit der Abnahme der Gesamtmächtigkeit der Chattsande gegen die Ränder des Verbreitungsgebietes auch die Mächtigkeit der drei unteren Schichteinheiten recht regelmäßig. Die Mächtigkeitsschwankungen des oberen kompakten Sandsteins sind dagegen vom Verlauf der Isopachen für das Gesamtchatt weitgehend unabhängig und mehr durch ein Erosionsrelief an der Oberkante bedingt. Am Saum der Chattsandverbreitung (z. B. Bohrungen Aich 1, Rott 1, Ampfing/Ostteil) ist keine Gliederung mehr möglich.

Der *obere kompakte Sandstein* der Chattsande stellt einen mächtigen, kaum durch pelitische Einschaltungen unterbrochenen Horizont dar, der über das ganze Areal relativ gleichförmig auftritt und nur an den Rändern des Verbreitungsgebietes aufsplittert und vertont.

Die darunter folgenden *Sand- und Sandsteinlagen* in den drei unteren Schichteinheiten werden von Tonmergellagen durchsetzt und weisen Mächtigkeiten von wenigen mm bis über 20 m auf; sie halten im allgemeinen in der Horinzontalen nur über relativ kurze Entfernungen aus.

Die Farbe der Sande ist je nach Korngröße und Beimengung toniger oder glaukonitischer Substanzen hell- bis mittelgrau, selten auch dunkelgrau und grüngrau. Die Sandsteinbänke sind durch Kalk mehr oder minder verfestigt, oft stark absandend. Daneben treten lockere Sande auf. Die Körnung ist meist fein- bis mittelsandig, selten auch grobsandig. Lagen von wohlgerundetem Klein- bis Mittelkies wurden vor allem am Kopf der Chattsande nachgewiesen; aber auch in tieferen Horizonten sind Gerölle eingestreut. Die Porosität kann in den gröberen Sanden und in den weniger stark verfestigten Sandsteinen bis 30% betragen, tonige Sandsteine sind dagegen häufig dicht. Ebenso wechselt die Permeabilität von Werten über 5000 md bis unter 1 md.

Hauptgemengteile der Chattsande sind Quarz und Feldspat; der Anteil an karbonatarenitischem Detritus wechselt von Probe zu Probe, kann aber insgesamt recht hoch sein; Glimmer ist weniger häufig. Als verbreitete Akzessorien treten Pyrit, Brauneisen und Lignit auf. Glaukonit kommt nur lokal in größeren Mengen vor und kann, besonders im Osten, gesteinsbildend sein (s. Leichtmineraltabellen S. 129–135).

Vor allem in den kompakten Sanden ist die Schichtung häufig nur undeutlich zu erkennen. Horizontale oder flach geneigte Lagerung herrscht vor, Hinweise auf stärkere Turbulenz sind kaum gegeben. Diagonalschichtung ist selten. Gelegentlich wurden an den Grenzflächen Sand/Tonmergel Wickelstrukturen, Sackungsmarken und Grabgänge beobachtet.

Tonmergel- und Mergellagen sind den Chattsanden vor allem in der unteren und oberen Wechselfolge Tonmergel/Sandstein, aber auch in den kompakten Sandsteinserien eingeschaltet. Die Wechsellagerung Tonmergel/Sandstein erfolgt meist im Meter- bis Zehnmeter-Bereich; partienweise kommt aber auch enge Flaser- oder Linsenschichtung im cm- bis dm-Bereich vor. Wie die Sandsteinschichten, sind auch die pelitischen Lagen nicht horizontbe-

ständig; selbst mächtige Tonmergelschichten keilen in der Lateralen bald aus. Der rasche lithofazielle Wechsel wird durch die Tatsache gekennzeichnet, daß senkrechte und abgelenkte Bohrprofile, deren Entfernung voneinander nicht mehr als 100 m beträgt, oft nur teilweise miteinander korreliert werden können (OSCHMANN, frdl. Mitt.).

Die Pelite können in wechselndem Maß Schluff- und Feinsand enthalten und in Sandmergel und Mergelsand übergehen. Die Schichtung ist meist unregelmäßig und undeutlich; bei stärker schluffigen Mergeln können die Schichtflächen durch Glimmerbestege markiert sein.

Im Osten, wo die Tonmergel- und Mergelschichten vorwiegend marin ausgebildet sind, herrschen graue und grüngraue Farben. Sie werden mit dem Übergang in brackisch-limnische Faziesbereiche nach Westen zunehmend von olivgrünen, roten, gelben und braunen Farben verdrängt, wie sie auch in der Bunten Molasse Südwestdeutschlands vorkommen. Die bunten Farben weisen auf zeitweilige terrestrische Exposition der Ablagerungen hin.

Die *Fazies der Chattsande* ist im östlichen Verbreitungsgebiet durchgehend marin. Nach Westen erfolgt ein allmählicher Übergang über brackische in limnisch-fluviatile Fazies. Aus der Mikrofauna und der Buntfärbung der Pelite geht hervor, daß der Grenzbereich Marin/Brackisch – ganz überschlägig betrachtet – etwa dem Meridian von Landshut und Rosenheim folgt. Im einzelnen können sich die Faziesräume engschichtig und weiträumig verzahnen durch die Vorstöße des Meeres nach Westen bzw. der limnisch-fluviatilen Wässer nach Osten.

Zahlreiche Anzeichen deuten darauf hin, daß der obere kompakte Sandstein stärker marin ist als die darunter folgenden Schichteinheiten.

Die *Fossilführung der Chattsande* umfaßt vor allem Pollen, Sporen, Foraminiferen, Ostracoden, Lamellibranchier und Gastropoden. Arten- und Individuenreichtum sind von der Lithologie und dem Ablagerungsmilieu abhängig. Die Sandpartien sind meist arm an Mikro- und Makrofossilien; sie enthalten nur selten zerbrochene und zerriebene Molluskenschalen in bevorzugten Lagen angereichert. Nur gelegentlich – so in Hohenlinden – sind Lumachellen mit sandiger Matrix beobachtet worden. Die pelitischen Partien sind stärker fossilhaltig: In den marinen Ablagerungsräumen kommen vor allem benthonische Foraminiferen vor. Brackische Mergel enthalten häufig individuenreiche, aber artenarme Mikrofaunen, gelegentlich auch reichlich Characeen-Oogonien; Gastropoden und Lamellibranchier können in den brackischen Schichten – entsprechend den Lumachellen der Subalpinen Cyrenenschichten – massenhaft in Muschelpflastern und Schillhorizonten auftreten. Die limnisch-fluviatilen Anteile der Chattsande sind meist faunenarm.

Die *chattischen Hangenden Tonmergel* sind graue, oft schluffige bis feinsandige und staubglimmerige Tonmergel mit meist geringem Glaukonitgehalt. Ihre Grenze gegen die unterlagernden Chattsande ist durch eine Erosionsdiskordanz gegeben und entsprechend scharf. Die Meerestransgression, mit der die Hangenden Tonmergel einsetzten, kann sich in einer Anreicherung von Glaukonit und Sand an der Basis des Horizontes äußern bis zur Bildung grüngrauer Glaukonitmergel und hell- bis mittelgrauer Mergelsande.

Die Hangenden Tonmergel kamen durchweg in hochmarinem Milieu zur Ablagerung. Sie enthalten eine reiche Mikrofauna, die im unteren Teil dem Greimelberg-Horizont (HAGN, HÖLZL & HRUBESCH, 1962, S. 433), im oberen Teil dem Horizont von Rainer–Mühle (HAGN & HÖLZL, 1952, S. 36ff.) entspricht (nach BROCKERT u. OSCHMANN, frdl. Mitt.). An Makrofossilien wurden vereinzelte Gastropoden- und Lamellibranchier-Schalen gefunden, gelegentlich auch Schalenpflaster und Schill. Fischschuppen sind nicht selten. Die Schichtung ist meist undeutlich horizontal; vor allem im untersten Abschnitt kommen Schräg- und Flaserschichtung vor, wohl als Folge der verstärkten Strömungsverhältnisse bei den Transgressionsvorgängen.

B. SEDIMENTPETROGRAPHIE DER CHATTSANDE

1. Untersuchungsmethoden*)

a) Schwermineralien

Zur Herstellung der Schwermineralpräparate aus den Chattsanden wurde die Sandfraktion 0,06–0,3 mm aus mehreren Gründen verwendet: Es ist bekannt, daß diese Korngrößengruppe nicht nur die größte Anreicherung an schwerer Fraktion, sondern darin auch die größte Vielfalt an Mineralien enthält (s. oben, S. 20). Außerdem wird gerade in diesem Korngrößenbereich nebeneinander schwebend transportiertes und – untergeordnet – rollend transportiertes Material erfaßt. Die Fraktion besteht überwiegend aus Einzelmineralien; mehrmineralische Gesteinsbruchstücke können zwar oberhalb 0,1 mm schon auftreten, sind aber insgesamt noch selten (vgl. LADURNER, 1954).

Vor allem aber erlaubt die Fraktion 0,06–0,3 mm einen guten Vergleich mit früheren Schwermineralauszählungen in der Molasse, bei denen folgende Korngrößengruppen zur Untersuchung gelangten (in mm):

v. MOOS (1935) 0,1–0,2
ANDRÉE (1936, 1937) 0,05–0,2
CLAUS (1936) < 0,24
NEUMAIER & WIESENEDER (1939) 0,05–0,2
ZÖBELEIN (1940) < 0,25
MÜLLER & TRÖGER (1948) 0,05–0,2
LEMCKE u. v. ENGELHARDT & FÜCHTBAUER (1953) 0,06–0,4
RITTER (1953) 0,06–0,25
FÜCHTBAUER (1954, 1958) 0,06–0,4
EDER (1955) 0,06–0,25
WOLETZ (1955, 1963) 0,05–0,1
WOLF (1956) 0,06–0,25
GRIMM (1957a, 1957b) 0,06–0,25 (0,3)
SCHIESSL (1962) 0,06–0,25
REHSE (1963) 0,06–0,25

Die Abscheidung der Schwermineralien wurde mittels Bromoform in SINDOWSKIschen Scheidetrichtern vorgenommen. Zur Einbettung diente Caedax.

Die Auszählung der Schwermineralien erfolgte nach folgenden Gruppen, die – mit geringen Abweichungen, z. B. bei der Bewertung des Granats oder Apatits – von den meisten Sedimentpetrographen ausgegliedert werden (vgl. WOLETZ, 1955, S. 53):

(1) Opake Mineralien und Körner, die wegen eines oberflächlichen Opaküberzuges u. d. M. nicht eindeutig bestimmbar sind.

(2) Blättchenförmige Mineralien, vor allem Biotit und Sprödglimmer: diese Mineralien werden häufig im Sediment getrennt von den mehr isometrischen Körnern abgesetzt (z. B. Glimmerbeläge auf Schichtflächen). Bei den sedimentpetrographischen Manipulationen (Schlämmen, Naßsieben) können sich die Auslesevorgänge nach der Kornform wiederholen; bei der Schwermineralabtrennung schweben die blättchenförmigen Mineralien länger in der Trennungsflüssigkeit und werden häufig nicht mehr mit dem Bodensatz erfaßt. Für die Auszählung dieser Mineralgruppe ist demnach eine besonders gewissenhafte und einheitliche Abtrennung Voraussetzung.

(3) Neubildungen im Sediment, vor allem Baryt, Glaukonit, Fe- und Mg-Karbonate: Sie treten nur lokal auf und überschwemmen die Proben dann gelegentlich so stark, daß die Auslese gestört ist.

(4) Gesteinspartikel, Aggregatpolarisierendes, Verwittertes und unbestimmbare Mineralien: Diese Gruppe bleibt bei der Auslese unberücksichtigt.

(5) Der übrige, durchsichtige Schwermineral-Anteil der Fraktion, dessen Spektrum besonders kennzeichnend ist für das Sediment. Aus unten (S. 82) dargelegten Gründen wurde der Granat bei meinen Untersuchungen gesondert gezählt.

---

* s. auch Hinweis S. 70 und Abb. 3, S. 69.

Die Ergebnisse der Mineralauszählungen wurden für jede Bohrung tabellarisch und für die wichtigsten Bohrungen graphisch festgelegt (Beil. 3–9). Im folgenden werden die Tabellenspalten und die verwendeten Abkürzungen in den Schwermineraltabellen S. 113–128 erläutert:

„Probe": Art des Probenmaterials: K = Kern; SSK = Schuß-Seitenkern.

„Teufe": Relative Teufenangaben (z. B. „3,20 m unter Kopf") wurden umgerechnet, wobei Kernverluste an der Basis angenommen wurden.

„Chemische Behandlung": Auf eine HCl-Behandlung der Proben zwecks Lösung der Karbonate wurde verzichtet, um eine Lösung der Fe- und Mn-Hydroxyde, eine Bleichung von Chloriten und Biotiten und vor allem eine Korrosion oder Ausmerzung des diagnostisch wichtigen Apatits zu vermeiden. Bei Molassebohrungen, in denen sich der Apatit stets als stabil gegen diagenetische Einflüsse erwies, kann gerade dieses Mineral gute Hinweise auf fossile Verwitterungshorizonte geben.

Ritter (1953) behandelte die von ihm auf Schwermineralien untersuchten Feinsande und Sandmergel mit HCl; die dadurch bedingte Apatitauflösung erschwert den Vergleich mit unseren Auszählungen beträchtlich.

„Ausgezählte Schwermineralien ohne Opak": Meist wurde das gesamte Präparat ausgelesen. Wenn die Anzahl der nichtopaken Schwermineralien einschließlich Granat im Präparat 1000 Körner wesentlich überstieg, wurde nur die Hälfte des Präparates ausgezählt.

Die *„Schwermineralien ohne Granat und Opak"* wurden in Prozent umgerechnet. Wo zu wenige Körner im Präparat enthalten waren, um Prozentzahlen angeben zu können, wurden die vorgefundenen Mineralien mit „x" oder – falls besonders häufig vertreten – mit „xx" notiert.

„Sonstige":

As = Anatas	Ko = Korund
At = Andalusit	Si = Sillimanit
Br = Brookit	Sp = Spinell
Ch = Chloritoid	Ti = Titanit

„Turmalin": Das Verhältnis braune/olive Turmaline wurde durch allgemeine Häufigkeitsbezeichnung der braunen Turmaline angegeben. Dabei bedeuten:

–	keine braunen Turmaline
sw (sehr wenig)	bis 2 br. Turm. pro 10 olive Turm.
w (wenig)	„ 5 „ „ 10 „ „
m (mittel)	„ 15 „ „ 10 „ „
v (viel)	> 15 „ „ 10 „ „

„Zirkon + Monazit": Das Verhältnis Monazit/Zirkon wurde durch allgemeine Häufigkeitsbezeichnung der Monazite angegeben. Dabei bedeuten:

—	keine Monazite
sw (sehr wenig)	bis 2 Monazite pro 10 Zirkone
w (wenig)	„ 5 „ „ 10 „
m (mittel)	„ 15 „ „ 10 „
v (viel)	> 15 „ „ 10 „

„Granat": Da der Granat sehr korngrößenabhängig und verwitterungsinstabil ist und somit das Schwermineralspektrum unabhängig vom Einfluß des Liefergebietes verändern kann, wurde er gesondert ausgezählt und im Verhältnis zu 100 Schwermineralien ohne Granat und Opak dargestellt.

„Opak": Auch die Opakkörner wurden gesondert ausgezählt und im Verhältnis zu 100 Schwermineralien ohne Granat und Opak dargestellt.

Schon Simon (1932) beschreibt bei Untersuchungen im nordwestdeutschen Miozän, daß Zu- und Abnahme des Opakgehaltes auf Sedimentationsänderungen schließen lassen, wobei es nicht auf Einzelproben, sondern auf die allgemeine Kurventendenz ankommt. Dieser Befund hat sich in der Molasse mehrfach bestätigt (vgl. Andrée, 1936, S. 103; Ritter, 1953; Grimm, 1957a, S. 164ff. u. 1957b, S. 24ff.): Der Opakgehalt erwies sich hier als leitend für bestimmte Schichten, meist abhängig vom Ablagerungsraum oder -medium oder von bevorzugter authigener Mineralbildung oder -ausmerzung. Besondere Bedeutung ist der Kristallform der Opakkörner und der Pyritführung kleiner Organismenschalen beizumessen, die eine Authigenese der Erze beweisen können.

Rehse (1963, S. 88ff.) hat über die Pauschbestimmung des Opakanteils hinaus den Prozentanteil der einzelnen Erzmineralien in der alpinen Hangendserie und in der altersgleichen Moldanubischen Serie der Oberen Süßwassermolasse Ostniederbayerns bestimmt (s. oben, S. 41). Er betonte, daß das Spektrum der opaken Mineralien durch chemische und mechanische Einflüsse so weit eingeengt ist, daß nur die wider-

standsfähigsten Mineralien erhalten bleiben. REHSE (l. c.) kommt zu dem Schluß, daß Untersuchungen an Erzmineralien aus Molassesedimenten durchschnittlicher Zusammensetzung wegen der schwierigen Aufbereitung und der armen bzw. verarmten Spektren wenig aussichtsreich sind.

Eigene Auflicht-Untersuchungen an einigen Präparaten aus den Chattsanden bestätigten die Ergebnisse REHSES bezüglich der Erzmineralien und ihrer Verteilung auch für diesen Horizont. Hier erwiesen sich Ilmenit, Magnetit, daneben auch Hämatit als noch stärker zersetzt und umgewandelt als in den von REHSE bearbeiteten jüngeren und frischeren Sedimentproben. Sicherlich ist ein erheblicher Teil der Körner auf diese Weise ausgemerzt worden. Auf eingehendere Untersuchungen wurde hinsichtlich der geringen Ergebnisse, die zu erwarten standen, verzichtet.

„Anzahl Schwermineralien ohne Granat und Opak pro ccm": Zur Herstellung der Präparate wurde stets eine bestimmte Ausgangsmenge der Fraktion 0,06–0,3 (meist 2 ccm) verwendet. Nach Zählung des gesamten Präparates ließ sich sodann die Schwermineral-Anzahl pro ccm errechnen. Bei Auslese nur halber Präparate wurde bei der Rechnung eine gleichmäßige Bestreuung angenommen.

Die Anzahl der Schwermineralien in der Raumeinheit eines Sedimentes variiert häufig stark mit Änderungen der distributiven Provinz und kann somit für eine Schüttung typisch sein. Durch vollständige Zählung aller nichtopaken Körner (ohne Glimmer und Karbonat) werden aufschlußreichere Daten erzielt als durch Wägung des Schwermineralanteils, da bei der Wägung die wenig charakteristischen Neubildungen (vor allem Pyrit und Baryt) ins Gewicht miteingehen.

„Glimmer- und Chloritgehalt": Hier wurden allgemeine Häufigkeitszahlen relativ zu den übrigen Schwermineralien ohne Granat und Opak angegeben. Dabei bedeuten:

–	kein	Glimmer			
sw (sehr wenig)	bis 2	Glimmer	pro 10	Schwermineralien	
w (wenig)	„ 5	„	„ 10	„	
m (mittel)	„ 15	„	„ 10	„	
v (viel)	„ 50	„	„ 10	„	
sv (sehr viel)	> 50	„	„ 10	„	

Bei „sehr viel Glimmer" ist die Auslese stark gestört.

„Karbonatgehalt": Wohl überwiegend Dolomit. Hier wurden allgemeine Häufigkeitszahlen relativ zu den übrigen Schwermineralien ohne Granat und Opak angegeben. Dabei bedeuten:

–	keine	Karbonate			
sw (sehr wenig)	bis 2	Karbonate	pro 10	Schwermineralien	
w (wenig)	„ 5	„	„ 10	„	
m (mittel)	„ 15	„	„ 10	„	
v (viel)	„ 50	„	„ 10	„	
sv (sehr viel)	> 50	„	„ 10	„	

Bei „sehr viel Karbonat" ist die Auslese stark gestört.

„Bemerkungen": Hier wurden Beobachtungen eingetragen, die für die entsprechende Schwermineralprobe bzw. Probenfolge typisch erschienen. Baryt, der als untypisches authigen-diagenetisches Mineral nicht gezählt wurde, ist an dieser Stelle notiert. Korund oder Karborund wurden, wo deutlich als Verunreinigung erkannt, nicht mitgezählt.

KÖLBL (1944) hat auf Grund der Schwermineral-Auszählungen von NEUMAIER & WIESENEDER (1939) und von ZÖBELEIN (1940) in den marinen und brackischen Schichten Ostniederbayerns eine exakte *statistische Analyse* der Zahlenwerte versucht. Seine Ausführungen sind für jeden, der sich mit Auszählungen in der Sedimentpetrographie beschäftigt, richtungweisend, soweit sie die „Tugend bewußter Ungenauigkeit" bei der Sammlung und Wertung des Zahlenmaterials erörtern und davor warnen, die Entfernung zwischen zwei Orten in Schritten zu messen, die Dicke des Stadttores aber in Millimetern hinzuzuaddieren. Dagegen scheiterte KÖLBL (l. c.) trotz der gründlichen statistischen Durchdringung des Materials dort, wo er geologische Folgerungen aus seinen statistischen Resultaten zog: Infolge der damals noch undurchsichtigen geologischen Voraussetzungen und vielfältigen Deutungsmöglichkeiten waren Fehlschlüsse unvermeidlich.

Bei den komplizierten Schüttungsvorgängen, die zur Ablagerung der Chattsande führten, und bei der Vielzahl der untersuchten Merkmale hätte selbst eine einfache statistische Behandlung des Zahlenmaterials (zur Fixierung der Vertrauensgrenzen bei der Auswertung und beim Vergleich der Analysen) eine große Mehrarbeit bedeutet. Die geologische Ausdeutung der Analysendaten aber wäre durch eine statistische Bearbeitung kaum gefördert worden: Die geistige Durchdringung des Materials bleibt der Initiative des Bearbeiters überlassen und kann durch einfache statistische Rechnungen höchstens kontrolliert werden (vgl. SCHIEMENZ, 1960, S. 100).

Aus all diesen Gründen wurde auf eine statistische Behandlung des Zahlenmaterials verzichtet. Bei den Untersuchungen wurde lediglich darauf geachtet, daß die Anzahl der Proben und der in jeder Probe ausgewerteten Körner Gruppenbildungen zuließen, die den Regeln der Statistik bei engen Fehlergrenzen genügten. Dadurch war es in den meisten Fällen möglich, zufällige Schwankungen ohne stratigraphische Bedeutung zu unterscheiden von Veränderungen, die durch Evolutionen im Hinterland oder durch Interferenz mehrerer Mineralgesellschaften begründet sind.

Statistische Vergleiche, Gruppenbildungen und Schätzungen erfolgten nach den Tabellen von KOLLER (1953) und nach WEBER (1956).

b) Sonstige Untersuchungen

Zur Vervollständigung der sedimentpetrographischen Beschreibung der Chattsande wurden neben den Schwermineralanalysen noch folgende Untersuchungen ausgeführt:

(1) *Leichtmineralanalysen* (Tab. S. 129–135): Die Mehrzahl der auf Schwermineralien untersuchten Proben wurde auch auf Leichtmineralien analysiert. Dabei kam die gleiche Fraktion 0,06–0,3 mm zur Auswertung.

Der Feldspatgehalt wurde entsprechend FÜCHTBAUER (1954, S. 29) durch Einbettung der Körner in eine Bromoform-Rizinus-Mischung der Brechzahl 1,540 bestimmt; dadurch ist es möglich, die sauren Feldspäte, die 90–100% des Feldspatgehaltes in der Molasse betragen, vom Quarz zu unterscheiden. Der errechnete Feldspatgehalt wurde sowohl im Verhältnis zu Quarz als auch im Prozentverhältnis zur gesamten Leichtmineralfraktion angegeben. Außerdem wurden die stark zersetzten Feldspäte gesondert ausgezählt, um gegebenenfalls Hinweise auf Verwitterungs- und Diagenese-Einwirkungen im Sediment zu erhalten.

Bei den glimmerartigen Mineralien wurde zwischen Muskovit, braunem und grünem Biotit sowie Chlorit unterschieden. Weiterhin kamen Glaukonit, Karbonat und Chalcedon zur Auszählung.

(2) *Karbonatanalysen:* An den meisten Kernproben, die zur Untersuchung auf Schwermineralien kamen, wurden der Gesamtkarbonatgehalt und der Anteil von Kalk und Dolomit bestimmt (Methode nach G. MÜLLER, 1956a und b). Dabei war es unumgänglich, daß der Karbonatgehalt des psammitischen Sedimentanteils (Kalk- bzw. Dolomit-Arenit), der für das Liefergebiet typisch sein kann, gemeinsam erfaßt wurde mit dem Karbonatgehalt im Bindemittel, der von den Ablagerungsverhältnissen und von der Diagenese abhängt.

Da die Karbonatanalysen nur wenige Befunde zur Gliederung der Chattsande beitrugen, konnte auf eine tabellarische Zusammenstellung der Analysenwerte in dieser Arbeit verzichtet werden (vgl. S. 85).

(3) *Korngrößenanalysen* (Beil. 10): Nur am Kernmaterial der Bohrung Steinkirchen C 7 wurden Siebanalysen vorgenommen. Da sich die verschiedenen Mineralien – je nach Gestalt, spez. Gewicht und Größe im Primärgestein – in verschiedenen Korngrößengruppen im Sediment anreichern können, sollte durch einen Vergleich der Korngrößenanalysen mit den Mineralanalysen festgestellt werden, ob und in welchem Maß die Schwer- und Leichtmineralgesellschaften in den vorliegenden Proben von der Korngrößenverteilung beeinflußt werden.

Am Beispiel der Bohrung Steinkirchen C 7 zeigte sich, daß quantitative Verschiebungen in den Mineralspektren durch Korngrößenunterschiede zwar auftreten, daß sie aber so gering sind, daß die primären Mineralkombinationen höchstens leicht modifiziert, keineswegs aber stark verändert werden. Genauere Aussagen über den Grad der Veränderungen waren nicht möglich, da die vorliegenden Proben ein Gemisch von Sedimenten verschiedener Herkunft darstellen, dessen Mischungsgrad nicht schätzbar ist.

Weitere Korngrößenanalysen erübrigten sich nach diesen Befunden.

(4) *Dünnschliffe:* Gefüge und Mineralverteilung im oberen Teil der Chattsande wurden an 7 Dünnschliffen der Bohrung Weitermühle C 3 untersucht. Zur Feststellung, inwieweit Calzit und Dolomit an den klastischen Anteil des Sedimentes oder ans Bindemittel gebunden sind, wurden die Calzitpartikel selektiv mit Alizarin S angefärbt.

c) Darstellung

Zum Vergleich der Schwermineralprofile der ausführlicher bearbeiteten Bohrungen wurden die Auszählungsergebnisse in 100%-Kurvenbildern aufgetragen (s. Beil. 3–9). Die Pfeile auf der Abszisse geben die Teufe der Proben an; wo Proben zu eng entnommen wurden, als daß sie im gewählten Maßstab noch auf-

gezeichnet werden konnten, wurden Mittelwerte aus mehreren Proben errechnet. Der Verlauf der Schwermineralkurven zeigt die steigenden oder fallenden Tendenzen der Einzelmineralien und die Veränderungen in den Mineralgesellschaften an.

Bei Bohrungen, in denen nur kurze Strecken oder Stichproben zur Untersuchung kamen, wurde auf eine graphische Darstellung verzichtet; Einzelheiten zum Vergleich können hier aus den Auszählungs-Tabellen entnommen werden (Schwermineraltabellen S. 113–128).

Die Zahlenwerte aller Leichtmineralanalysen wurden in Tabellen notiert (Leichtmineraltabellen S. 129–135); da sich keine wichtigen Aussagen zur Gliederung der Bohrprofile ergaben, wurde auf graphische Darstellungen verzichtet.

Die Karbonatbestimmungen erwiesen lediglich einen typischen Rückgang des Gesamtkarbonatanteils in den Glassanden. Als Beispiel hierfür wurden die Karbonatanalysen der Bohrung Steinkirchen C 7 graphisch aufgetragen und den entsprechenden Korngrößenanalysen gegenübergestellt, die bei Glassand-Horizonten eine Kornvergröberung zeigen (Beil. 10). Die Veränderungen im Verhältnis Calzit/Dolomit sind nicht charakteristisch für die einzelnen Schüttungen.

Aus Gründen, die weiter unten ausgeführt werden, können die Schwermineralspektren in den Bohrungen von Probe zu Probe stark wechseln. Im großen zeigen sich aber in allen Profilen deutliche Übereinstimmungen, die nach statistischer Überprüfung nicht zufällig sind. Sie führen zur Gliederung der Chattsande in drei schüttungsmäßig bedingte Abschnitte (Beil. 2). Die Korrelation dieser Abschnitte von Bohrung zu Bohrung und ihre Einordnung in die jeweilige Gesteinsfolge sollen im folgenden anhand von drei Profilen beschrieben werden (vgl. Lageplan Beil. 1):

West-Ost-Profil:	Hohenlinden 1 – Isen 9 – Isen 1 – Weitermühle C 3 – Steinkirchen C 4 – Steinkirchen C 7 – Ampfing 18 – Ampfing 24.
Süd-Nord-Profil I:	Albaching 3 – Isen 9 – Dorfen 1 – Grucking 1.
Süd-Nord-Profil II:	Ödgassen 1 – Steinkirchen C 7 – Rott 1 – Aich 1.

2. Der tiefere, epidotfreie bis -arme Teil der Chattsande

Das Schwermineralspektrum im unteren Teil der Chattsande ist durch eine vorherrschende GSA-Gesellschaft gekennzeichnet: Hauptgemengteile sind Granat, Apatit, Staurolith sowie Turmalin von meist oliver Farbe. Das Spektrum ist epidotfrei oder sehr epidotarm; Zoisit, grüne Hornblende und Disthen fehlen ganz oder weitgehend. Die Granatwerte sind niedriger als im Hangenden. Mineralien der moldanubischen ZM-Gesellschaft (Zirkon in großer Menge, Monazit, braune Hornblende, Andalusit) treten untergeordnet in gesonderten Spitzen auf.

Typisches Akzessor ist roter Spinell, der sich mit Werten von häufig über 3% an diesen Teil der Chattsande hält; höher im Profil kommen nur noch ganz vereinzelt Spinelle vor. Auch blaue Hornblenden (Crossit und Glaukophan) sind relativ häufig. Sie treten bereits an der Basis der Chattsande auf und sind nach oben bis in den höheren, epidotreichen Abschnitt zu finden. Der durchschnittliche Gehalt an blauen Hornblenden beträgt im tieferen Teil der Chattsande 2–16% je nach Bohrung; vereinzelt werden Maximalwerte bis 33% erreicht.

In mehreren Bohrungen im westlichen Verbreitungsbereich der Chattsande – z. B. Hohenlinden 1, Grucking 1, Albaching 1 – kann der tiefere Teil gegliedert werden in einen epidotfreien Abschnitt (keine Epidote + Hornblenden) und in einen darüber folgenden mächtigeren, epidotarmen Abschnitt (1–20% Epidot + Hornblende). In den meisten Bohrungen fehlt der epidotfreie Abschnitt an der Basis; hier setzen die Chattsande direkt mit schwacher Epidotführung ein (z. B. Bohrungen Isen 9, Dorfen 1, Taufkirchen 1, Weitermühle C 3,

Ödgassen 1, Steinkirchen C 4 und C 7 und Aich 1). In der Bohrung Rott 1 sind epidothaltige Schichten – wie auch im Chatt von Rieden 1, Schwabmünchen 1 und Siebnach 1 im schwäbischen Molasseraum – garnicht ausgebildet.

Möglicherweise wird der epidot*freie* Abschnitt – abgesehen von den in einzelnen Horizonten eingeschalteten ZM-Sanden – von einer reinen GSA-Schüttung aufgebaut, die einem einzigen Liefergebiet entstammt. Es ist aber auch möglich, daß sich bereits in diesem Abschnitt mehrere – wenn auch verwandte – Schüttungen gemischt haben; hierauf deuten vor allem die lagenweise unterschiedliche Staurolithführung und der sprunghaft wechselnde Glaukophan- und Spinellgehalt hin.

Am Aufbau des epidot*armen* Abschnittes waren gewiß neben der weit vorwiegenden GSA-Schüttung und den eingeschalteten ZM-Sedimenten in geringem Maße auch GE(H)-Schüttungen beteiligt.

Die Hauptbestandteile im Leichtmineralspektrum des epidotfreien und -armen Teiles der Chattsande sind Quarze; daneben treten Feldspäte und Karbonate in unterschiedlichen Anteilen auf. Das Verhältnis Calzit/Dolomit wechselt in den Bohrungen von Probe zu Probe stark, liegt aber durchschnittlich bei 1. Der Glimmergehalt, der sich zu etwa gleichen Teilen aus Muskovit und aus Biotit + Chlorit zusammensetzt, bleibt unter 10% und ist meist wesentlich niedriger als in der darüber folgenden epidotreichen Zone. Der Chalcedon-Anteil ist zwar gering, liegt aber durchweg höher als im epidotreichen Hangenden. Glaukonit fehlt bis auf wenige Körner.

Die Schwermineral-Diagramme der Bohrprofile wurden mit den Schichtenverzeichnissen und den elektrischen Bohrloch-Diagrammen verglichen. Dabei zeigt sich im *West-Ost-Profil* von Hohenlinden bis Ampfing, daß die epidot*freien* Basislagen der Chattsande nur im Westen (Hohenlinden) vorkommen. Der epidot*arme* Teil ist im Westen (Isen, wahrscheinlich auch Hohenlinden) an einen ca. 100 m mächtigen Abschnitt der Chattsande gebunden, der weitgehend der unteren Wechselfolge Tonmergel/Sandstein zuzuordnen ist und noch in die darüber folgende Schichteinheit des unteren kompakten Sandsteins hineinreichen kann. In Weitermühle hat sich der epidotarme Abschnitt – gemeinsam mit der unteren Wechselfolge – unter Beibehaltung seiner Schichtmächtigkeit in ein höheres Chattniveau verlagert. Noch weiter östlich – in Steinkirchen und Ampfing-West – schreitet die Heraushebung der epidotarmen Sedimente fort; diese sind hier gänzlich an die untere Wechselfolge Tonmergel/Sandstein gebunden und reichen nicht mehr bis in den unteren kompakten Sandstein.

Somit zeigt sich, daß der epidotfreie und -arme Teil der Chattsande – und gleichzeitig mit ihm die untere Wechselfolge – von Westen nach Osten höher ins Chattprofil aufsteigt. Im einzelnen können sich dabei die mineralogischen und die lithologischen Grenzen überschneiden. Daß es sich um ein echtes diachrones Durchgreifen handelt, ist dadurch erwiesen, daß der unterste Chattsand-Abschnitt quer durch die Chattfolge verläuft, während Ober- und Untergrenze des Gesamtchatts im West-Ost-Profil parallel sind, also keine Mächtigkeitsdifferenzen auftreten (Beil. 1). Gleichzeitig mit der Heraushebung vertont die untere Wechselfolge Tonmergel/Sandstein von Westen nach Osten zunehmend; in Steinkirchen und Ampfing sind nur noch einige Sandspitzen in der überwiegend pelitischen Folge ausgebildet.

Im *Süd-Nord-Profil I* (Albaching 1–Isen 9–Dorfen 1–[Grucking 1]) sind die epidot*freien* basalen Chattsande in Albaching und Grucking erschlossen worden. Der epidotfreie und arme Teil ist auch in diesem Profil – wie im oben beschriebenen West-Ost-Profil – durchgehend etwa 100 m mächtig. (Die aus dem Gesamtbild herausfallende Bohrung Grucking 1, deren epidotfreier und -armer Teil scheinbar 200 m mächtig ist, sollte nicht überbewertet werden, da hier allzu wenige Kernproben zur Auswertung gelangten.)

Der epidotfreie und -arme Teil steigt von Süden nach Norden quer nach oben gegen die Chatt-Oberfläche an; im Gegensatz zum West-Ost-Profil kann daraus allerdings nicht unbedingt auf diachrone Lagerung geschlossen werden, da der Anstieg mit einer Mächtigkeitsreduktion des Gesamtchatts von Süden nach Norden konform geht (s. Beil. 1).

Im östlicher gelegenen *Süd-Nord-Profil II* (Ödgassen 1–Steinkirchen C 7–Rott 1–Aich 1) ist der epidotarme Teil der Chattsande ebenfalls weitgehend an die untere Wechselfolge Tonmergel/Sandstein gebunden und reicht gelegentlich noch bis in den unteren kompakten Sandstein. Die Mächtigkeit des epidotarmen Teils schwankt hier beträchtlich; es sind aber Hinweise vorhanden, daß diese Schwankungen nicht real sind, sondern auf einer uneinheitlich korrelierten Untergrenze der Chattsande beruhen; bei der zunehmenden Vertonung der untersten Sandlagen ist nämlich keine exakte Grenzziehung mehr möglich, die Zuordnung der einzelnen Sandspitzen entweder zu den Liegenden Mergeln oder zu den unteren Chattsanden erfolgt weitgehend willkürlich. Möglicherweise würde der untere, epidotarme Abschnitt auch in diesem Profil – wie in den beiden oben erläuterten Profilen – etwa 100 m betragen, wenn die Chattsande nicht von unten herauf zunehmend vertonten.

In Rott 1 fehlt der epidotreiche Abschnitt, in Aich 1 außerdem der epidotarme Abschnitt. Hier reicht die GSA-Schüttung demnach ohne Zwischenschaltung von GE(H)-Sedimenten bis unmittelbar an die ZM-Schüttung am Kopf der Chattsande.

Zusammenfassend zeigt sich, daß der untere, epidotfreie und -arme Teil der Chattsande, der durch GSA-Sedimente aufgebaut wird, im ganzen Arbeitsbereich in etwa gleicher Mächtigkeit vorliegt; er ist weitgehend an die untere Wechselfolge Tonmergel/Sandstein gebunden und greift mit dieser nach Osten, vielleicht auch nach Norden aufsteigend diachron durch die Chattfolge hindurch.

3. Der höhere, epidotreiche Teil der Chattsande

Der höhere Teil der Chattsande wird vorwiegend aus Sedimenten der GE(H)-Schüttung aufgebaut. Zwischen dem tieferen, epidotfreien und -armen Teil und dem höheren, epidotreichen Teil besteht keine scharfe Grenze, sondern ein Übergang: Die GE(H)-Schüttung verdrängt die GSA-Schüttung ganz allmählich.

Der epidotreiche Teil enthält Epidot als einen der Hauptgemengteile. Gleichzeitig treten als Nebengemengteile oder Akzessorien regelmäßig Zoisit, Hornblende und Disthen auf, die im tieferen Teil fast völlig fehlen. Granat ist gegenüber dem Liegenden angereichert. Vereinzelt setzt sich die Glaukophanführung des unteren Teils bis in den epidotreichen oberen Teil fort. Dagegen wird die verstärkte Spinellführung, die für den epidotfreien und -armen Teil typisch war, meist deutlich mit dem Einsatz der epidotreichen Schüttung abgeschwächt auf 0 bis höchstens 3%.

Aus dem weiter unten diskutierten „chaotischen" Schüttungsmechanismus der Chattsande wird es verständlich, daß die epidotreichen Sedimente der GE(H)-Schüttung streckenweise ersetzt und überlagert werden durch die oben beschriebenen epidotarmen Sedimente; allerdings fehlt hier meist der Spinell als typisches Akzessor der tieferen GSA-Sande. In einzelnen Lagen sind auch Glassande mit ZM-Spektren eingeschaltet; sie scheinen nicht horizontbeständig zu sein und können im allgemeinen nicht von Bohrung zu Bohrung korreliert werden.

Während sich die Schwermineral-Zusammensetzung im höheren Teil der Chattsande deutlich von der im liegenden Teil unterscheidet, ist der Leichtmineralbestand – überwiegend Quarz, daneben viel Feldspat und Karbonat, wenig Glimmer und Chalcedon und ganz vereinzelt Glaukonit – in beiden Teilen relativ gleichförmig. Stellenweise konnten im höheren

Teil eine Karbonatabnahme zugunsten von Feldspat und eine weitere Reduktion des ohnehin spärlichen Chalcedon-Anteils beobachtet werden.

Der Vergleich der Schwermineralprofile mit den elektrischen Bohrloch-Diagrammen im *West-Ost-Profil* zwischen Hohenlinden und Ampfing zeigt, daß der höhere, epidotreiche Teil der Chattsande in Isen am mächtigsten ist. Er bildet dort über dem epidotarmen Abschnitt eine Folge von mehr als 250 m Sandsteinen und Tonmergeln und entspricht lithologisch dem größten Teil der unteren kompakten Sandstein-Einheit, der gesamten darüber lagernden Wechselfolge Tonmergel/Sandstein und einem Teil des oberen kompakten Sandsteins. Nach Osten nimmt die Mächtigkeit des epidotreichen Teils allmählich ab auf ca. 150 m in Weitermühle und ca. 100 m in Steinkirchen. Gleichzeitig verringern sich in dieser Richtung auch die Mächtigkeiten des unteren kompakten Sandsteins und vor allem der oberen Wechselfolge Tonmergel/Sandstein, wobei letztere soweit ausdünnt, daß sich untere und obere Sandsteineinheit nach Osten zunehmend zusammenschließen. Im Ostteil des Feldes Steinkirchen (C 7) beginnt diese Sandfolge zu vertonen, im Ostteil von Ampfing treten nur noch einige Sandspitzen in der pelitischen Folge auf. Gleichzeitig klingt in dieser Richtung auch die epidotreiche GE(H)-Schüttung allmählich aus.

Im West-Ost-Profil nimmt somit der Anteil der GE(H)-Sande an der Gesamtmächtigkeit des Chatts von Isen gegen den östlichen Verbreitungsrand der Chattsande allmählich ab im Gegensatz zum etwa konstanten Mächtigkeitsverhältnis der tieferen GSA-Sande. Die Achse größter Schüttungsintensität der GE(H)-Sande scheint sich – gemessen an der mehr oder minder kompakten Ausbildung der Sandsteine – im besprochenen West-Ost-Profil im Laufe der Zeit von Isen (kompakte Sande vor allem im unteren Teil des epidotreichen Abschnittes) über Weitermühle nach Steinkirchen (kompakte Sande vor allem im oberen Teil des epidotreichen Abschnittes) verlagert zu haben. Eine ähnliche Verlagerung einer Sandschüttung von Westen nach Osten ist auch in den Rupelsanden bekannt (Oschmann, frdl. Mitt.).

Im *Süd-Nord-Profil I* ist der epidotreiche Abschnitt der Chattsande an den unteren kompakten Sandstein, die darüber lagernde Wechselfolge Tonmergel/Sandstein und den oberen kompakten Sandstein gebunden. Die absoluten Mächtigkeiten nehmen nach Norden regelmäßig und rasch ab, die relativen Mächtigkeiten, bezogen auf das Gesamtchatt, dagegen nur langsam. Gleichzeitig mit der Mächtigkeitsabnahme der GE(H)-Sedimente verringern sich jeweils auch die Mächtigkeiten des unteren kompakten Sandsteins, der oberen Wechselfolge und des oberen kompakten Sandsteins.

Im *Süd-Nord-Profil II* liegen – abgesehen von den durchweg verringerten Mächtigkeiten des epidotreichen Teils – ähnliche Verhältnisse vor wie im Profil I; auch hier umfaßt die GE(H)-Schüttung weitgehend die oberen drei Schichteinheiten der Chattsande und dünnt gleichzeitig mit diesen nach Norden aus. In den Bohrungen Rott 1 und Aich 1 – beide auf dem Landshut–Neuöttinger Hoch angesetzt – fehlen GE(H)-Sedimente völlig.

Zusammenfassend kann aus dem Mächtigkeitsvergleich der epidotreichen Abschnitte aller Bohrprofile eine etwa von Süden nach Norden gerichtete Sandzunge rekonstruiert werden, die anfänglich über Albaching, Isen und Taufkirchen vorgestoßen sein dürfte und sich im Laufe des Chatts wohl allmählich nach Osten verschoben hat. Quer zur Schüttungsrichtung – d. h. nach Osten (und nach Westen) – nehmen Mächtigkeit und Schüttungsintensität der GE(H)-Sedimente rasch ab, in der Schüttungsrichtung – nach Norden – dagegen nur langsam. Gleichzeitig mit der GE(H)-Schüttung erfahren auch die drei oberen Schichteinheiten der Chattsande eine Mächtigkeitsverringerung; dabei verlaufen die Reduktion der mineralogischen gegenüber den lithologischen Einheiten und die Reduktionen der lithologischen Einheiten untereinander im einzelnen keineswegs immer konform.

4. Die Deckschicht innerhalb der Chattsande (obere Glassande)

Nach oben werden die GE(H)-Sedimente allmählich von einer ZM-Schüttung abgelöst, die als relativ geringmächtige Zone die Deckschicht der Chattsande bildet. Diese Glassand-Schüttung ist gekennzeichnet durch eine Zirkon-Monazit-Granat-Turmalin-Schwermineralgesellschaft mit typisch moldanubischen Akzessorien. Gleichwertige Glassande fächerten schon seit Beginn der Chattsandschüttung immer wieder ins Becken aus und durchsetzten die GSA- und GE(H)-Sedimente in einzelnen unterschiedlich mächtigen Horizonten. Im Gegensatz zu den tieferen Glassanden sollen die am Kopf der Chattsande auftretenden ZM-Sedimente als „obere Glassande" bezeichnet werden.

Mit dem Begriff „Glassande" wird in vorliegender Arbeit also keine lithologische Einheit gekennzeichnet (etwa entsprechend dem „oberen kompakten Sandstein"), sondern eine Schüttungseinheit (ZM-Schüttung), deren Grenzen mit denen der lithologischen Schichteinheiten nicht konform verlaufen müssen.

Hauptmineral der oberen Glassande ist der Zirkon, der oft in ausgezeichnet idiomorphen Kristallen vorliegt. Monazit ist sehr häufig und kommt in manchen Proben in gleicher Menge wie Zirkon vor. Die Turmaline sind überwiegend braun im Gegensatz zu den olivfarbenen Varietäten der übrigen Chattsande. Gelegentlich wurden Andalusite, vereinzelt Sillimanite und Dumortierite gefunden.

Die tiefer im Chatt in einzelnen Spitzen oder kurzen Strecken auftretenden Glassande, deren Korrelation von Bohrung zu Bohrung nicht möglich war, zeigen das gleiche Schwermineralspektrum wie die oberen Glassande.

Die Leichtmineralgesellschaft der Glassande ist gegenüber der Quarz-Feldspat-Karbonat-Gesellschaft der tieferen Sande unterschieden durch eine mehr oder minder starke Verringerung des Karbonatanteils. Ein Vergleich des Schwermineralprofils der Steinkirchen C 7 (Beil. 8) mit den Karbonatanalysen der gleichen Bohrung (Beil. 10) zeigt den verringerten Karbonatgehalt im Bereich der Glassandhorizonte deutlich auf (z. B. bei Teufe 1175,0 m, 1213,0 m, 1257,5 m, 1276,0 m). In der distributiven Provinz der Glassande dürften karbonatische Gesteinsareale weitgehend oder ganz gefehlt haben; der detritische Karbonatanteil ist wohl erst durch Interferenz mit den epidotarmen und -reichen Schüttungen im Becken beigemengt worden.

Im Verhältnis Calzit/Dolomit sowie in der spärlichen Chalcedon- und Glaukonitführung entsprechen die Glassande weitgehend den übrigen Chattsanden. Gleichzeitig mit der Karbonatabnahme tritt eine vergröberte Körnung auf (Beil. 10).

Die oberen Glassande bilden im allgemeinen den höchsten Teil des oberen kompakten Sandsteins und sind dort scheinbar relativ gleichförmig entwickelt. In Wirklichkeit zeigt aber eine enge Probenentnahme und -auswertung im Bereich der Glassande, daß es sich nicht um eine einheitliche ZM-Schüttung handelt, sondern daß die Glassande mit den oben beschriebenen epidotarmen GSA-Sanden und den epidotreichen GE(H)-Sanden interferieren. Dabei können die drei Schüttungen jeweils rein in enger Wechsellagerung (Dezimeter- bis Meterbereich) übereinander auftreten, können aber auch in wechselndem Maß gemischt sein. Ein typisches Beispiel engschichtiger Interferenz innerhalb der Chattsand-Deckschichten liegt in Steinkirchen C 7 vor (Beil. 9).

Die oberen Glassande am Kopf der Chattsande sind ein bedeutsamer Leithorizont im gesamten untersuchten Bereich. Sie fallen nicht nur durch ihr Schwermineralspektrum und die Karbonatarmut auf, sondern auch makroskopisch durch ihre helleren Farben und die gröbere Körnung. Anscheinend sind Geröllagen im wesentlichen an die Glassande gebunden.

Erdölgeologisch werden die Glassande östlich Steinkirchen und in Ampfing wichtiger, da sie mit dem Erlahmen der epidotarmen und -reichen Sandschüttungen hier zunehmend große Anteile des verbleibenden Sandrestes ausmachen. Im Ostteil des Feldes Ampfing werden die meisten Sandspitzen von Glassanden gebildet. Noch weiter östlich, bei Mühldorf, keilen auch die Glassande aus oder vertonen, so daß hier ein durchgehend pelitisches Chattprofil vorliegt. Die gleiche Entwicklung deutet sich auch gegen den Nordostsaum der Chattsand-Verbreitung an (Bohrungen Aich 1 und Rott 1).

Die Mächtigkeiten der Glassande am Kopf des oberen kompakten Sandsteins können von Bohrung zu Bohrung rasch variieren und liegen – unregelmäßig über den Gesamtbereich verteilt – zwischen $>$ 50 m einerseits und wenigen Metern anderseits. Wahrscheinlich können die oberen Glassande lokal ganz fehlen. Diese unterschiedliche Mächtigkeit ist – ebenso wie die unterschiedliche Mächtigkeit des oberen kompakten Sandsteins selbst – auf ein Erosionsrelief zurückzuführen. Das Relief dürfte örtlich 20–30 m tief in die ursprünglich weitgehend horizontale Chattsand-Oberfläche eingegriffen haben; es wurde bei der Transgression des Meeres im obersten Chatt von den Hangenden Tonmergeln wieder ausgefüllt.

C. SCHÜTTUNGSMECHANISMUS DER CHATTSANDE UND PALÄOGEOGRAPHIE

1. Allgemeines

Die lithologische Gliederung der Chattsande in die untere Wechselfolge Tonmergel/Sandstein, den unteren kompakten Sandstein, die obere Wechselfolge Tonmergel/Sandstein und den oberen kompakten Sandstein stellt – wie bereits betont – keine synchrone Horizontierung dar. Die einzelnen Einheiten steigen, abgesehen vom oberen kompakten Sandstein, gegen die Ränder der Chattsand-Verbreitung quer nach oben auf. Bei der Korrelation der elektrischen Bohrlochdiagramme nach zeitgleichen Horizonten können Ausschläge, die sich entsprechen, in verschiedenen lithologischen Einheiten liegen. Es ist anzunehmen, daß der Vier-Gliederung ein besonderer Ablagerungsmechanismus zugrunde liegt. Wahrscheinlich haben sich die spezifischen Transport- und Ablagerungsbedingungen, die zur Bildung der verschiedenen lithologischen Einheiten führten, im Laufe der Zeit verschoben, so daß eine quer durchgreifende Schichtenfolge entstand.

Die einzelnen Schüttungseinheiten der Chattsande, die aufgrund ihrer Mineralspektren als GSA-, GE(H)- und ZM-Schüttung gekennzeichnet wurden, sind gleichfalls diachron und verlaufen im großen mit den lithologischen Grenzen der 4 Schichteinheiten konform; im einzelnen aber sind beträchtliche Verschiebungen und Überschneidungen die Regel. Daher fallen die Grenzen der Schüttungseinheiten nur selten mit markanten Einschnitten in den lithologisch begründeten elektrischen Bohrlochdiagrammen zusammen, sondern liegen meist innerhalb gleichförmiger Diagrammbereiche ohne Entsprechungen in den Widerstands- und SP-Kurven. Die 3 Schüttungen haben demnach im wesentlichen nur den Stoffbestand der Chattsande bestimmt, auf die übrigen Gesteinseigenschaften aber kaum Einfluß genommen.

Daß sich die Drei-Gliederung der Chattsande in der Leichtmineralverteilung – abgesehen von einer schwachen Chalcedon-Anreicherung in den GSA-Sanden und von einem verringerten Karbonatgehalt in den Glassanden – kaum ausprägt, dürfte darin begründet sein, daß das Spektrum der Leichtmineralien viel weniger differenziert und untypischer ist als das der Schwermineralien.

Die Rekonstruktion der Sedimentationsgeschichte der Chattsande ist im einzelnen schwierig, da der Ablagerungsvorgang von mehreren Einflüssen beherrscht wird, die sich unregelmäßig und zum Teil unabhängig voneinander im Gestein dokumentieren:

(1) Die fazielle Differenzierung des Ablagerungsraumes in marine, brackische und limnisch-fluviatile Teilbereiche dokumentiert sich im Sediment durch unterschiedliche Mineralauthigenese, durch wechselhafte Färbung und durch Änderungen im Fossilgehalt. Ein solcher Milieuwechsel kann sich durch Transgressions- oder Regressionsvorgänge, durch wandernde Strömungen oder Verlagerung der Flußmündungen an der Küste langsam in der Lateralen verschieben; er führt dann zu diachron verlaufenden Faziesgrenzen. In den elektrischen Bohrlochdiagrammen können die milieufaziellen Grenzen erfaßt werden, wenn sie mit Änderungen in der Salinität der Tiefenwässer einhergehen. Häufig ist der Zusammenhang zwischen den milieufaziellen Abschnitten einerseits und den lithofaziellen Einheiten oder den Schüttungseinheiten anderseits gering.

(2) Veränderungen im Sedimentationsraum wirken sich vor allem auf die Korngrößenverteilung und das Gefüge der Sedimente aus. Wenn solche Veränderungen über große Flächen zeitgleich erfolgen – z. B. durch großräumige Hebungen und Senkungen –, so bedingen sie synchrone lithofazielle Umbildungen im Becken, die von den elektrischen Bohrlochdiagrammen aufgezeigt werden und häufig über weite Entfernungen korrelierbar sind. Wenn die Veränderungen aber nur lokal wirksam sind – z. B. durch Eigenbewegungen begrenzter Beckenteile oder Umgestaltungen in der Morphologie –, so kommt es auf engem Raum zu unregelmäßig gearteten Veränderungen in den Korngrößen- und Gefügeeigenschaften der Sedimente; in den elektrischen Bohrlochdiagrammen werden solche Veränderungen zwar erfaßt, lassen sich aber meist nicht von Bohrung zu Bohrung korrelieren.

(3) Veränderungen in den distributiven Provinzen, auf den Transportwegen oder im Ablagerungsraum können zu Umbildungen der Sedimentschüttungen, vor allem zu einem Wechsel im Stoffbestand (und damit im Schwermineralbestand) führen. In den elektrischen Diagrammen wirken sich solche Änderungen im Mineralgehalt, wenn sie nicht mit anderen lithologischen Änderungen verbunden sind, nicht aus.

Da eine Schüttung im Becken meist nur allmählich an Raum gewinnt und ebenso langsam wieder von anderen Schüttungen verdrängt wird, greifen die Mineralgesellschaften diachron durch die Ablagerungen hindurch. Tritt gleichzeitig mit dem Wechsel in der Sedimentschüttung auch eine Umgestaltung in der Beckenmorphologie auf, so können die schüttungsmäßig bedingten und die lithofaziellen Grenzen zusammenfallen; häufig sind beide Vorgänge aber unabhängig voneinander, so daß sich Lithofazies und Stoffbestand unregelmäßig durchdringen und überschneiden.

Orientiert entnommene Kernproben aus den Chattsanden liegen nicht vor. Die Richtung der Sandschüttungen kann deshalb nicht aus den Gefügedaten (Schrägschichtung, Sohlmarken usw.) bestimmt werden. Da die Chattsande aber – wie oben begründet wurde – aus mindestens 3 verschiedenen, miteinander interferierenden Schüttungen aufgebaut sind, ist anzunehmen, daß die Reinheit der einzelnen Schüttungen in der Transportrichtung abnimmt infolge zunehmender Mischung mit Sedimenten anderen Ursprungs. Auch die Gesamtmächtigkeit der Schüttungen und der relative Sandanteil nehmen – obwohl im einzelnen von der Beckenmorphologie und lokalen Senkungstendenzen abhängig – im großen gesehen in der Transportrichtung ab: Die am Ursprung des Sandfächers mächtigen und kompakten Sande dünnen beckenwärts gegen die Verbreitungsränder der Schüttung aus und werden – häufig in flaseriger Wechsellagerung – zunehmend von Sanden und Tonen anderer Schüttungen ersetzt. Mit der Länge des Transportweges und der abnehmenden Schüttungsintensität gegen das Beckenzentrum schreiten die Abrollung der Einzelkörner und die selektive Sedimentation der gröberen Kornfraktionen fort. Dadurch verringern sich die Korngrößen in der Schüttungsrichtung bis zum völligen Vertonen.

In dem weiten Areal, das durch die untersuchten Bohrungen erfaßt wurde, kann somit aus der Reinheit der Mineralspektren, aus der Mächtigkeit und dem Sandanteil sowie aus der Korngrößenverteilung der Schüttungen mit einiger Sicherheit auf die Richtung des Transportes bzw. umgekehrt auf die Herkunft der Schüttung geschlossen werden.

2. Die Einschüttung der GSA-, GE(H)- und ZM-Sande

Die epidotfreie oder -arme *GSA-Schüttung*, die im tieferen Teil der Chattsande vorherrscht, erfährt von Westen nach Osten eine fortschreitende Vertonung und keilt etwa am Meridian von Ampfing völlig aus. Das spricht – ebenso wie der abnehmende Gehalt an den Leitmineralien Spinell und blaue Hornblende in östlicher und nordöstlicher Richtung – für eine Einschüttung aus Westen und Südwesten. Auffällig ist der geringe Staurolithgehalt in den Bohrungen Ortenburg CF 1001 und 1003: Die GSA-Sande scheinen nach Nordosten nur in geringer Menge bis in den Bereich von Ostniederbayern ausgefächert zu haben.

Ob die GSA-Sedimente einem einzigen Liefergebiet entstammen oder ob sie von mehreren distributiven Provinzen im Südwesten und Westen abzuleiten sind, ist nicht eindeutig erwiesen. Die lokal unterschiedlichen Staurolith-, Glaukophan- und Spinellgehalte sprechen dafür, daß mehrere, wenn auch verwandte distributive Provinzen nebeneinander in Funktion waren. Nach allem ist die Herkunft der GSA-Sedimente von Schuttfächern am südwestdeutschen Alpenrand (Nesselburg-, Hochgrat- und Pfänderfächer), vielleicht auch am ostschweizerischen Alpenrand wahrscheinlich, da im Vorland dieser Fächer in der schwäbischen Molasse analoge GSA-Sedimente im ganzen Chatt und im tieferen Aquitan vorherrschten und in einem schmalen Saum am Alpenrand sogar bis ins höhere Miozän bestehen blieben (Müller & Tröger, 1948, S. 272; Füchtbauer, 1954, 1958; Grimm, 1957 b, S. 25 ff.).

Wie oben (S. 52 ff.) erläutert, ist die Herkunft der GSA-Sedimente von einer äußeren metamorphen Hülle oder von Altkristallingebieten der Zentralalpen wahrscheinlich. Es dürfte sich im großen um die gleiche distributive Provinz handeln, die auch die dunklen Dolomite unbekannter Herkunft lieferte und die nach Schiemenz (1960, S. 68 ff. u. 110) in „der Grauwackenzone, dem Oberostalpin oder in einer anderen Einheit südlich des Flysches" zu suchen ist. Auf eine Abstammung der Sande und Schotter aus dem gleichen Liefergebiet weist auch der rasche Rückgang der Sande mit GSA-Schwermineralspektren und gleichzeitig der Gerölleinschüttungen mit dunklen Dolomiten im Verlauf des Aquitans im Nesselburgfächer und seinem Vorland hin. Die Frage, ob dieser plötzliche Rückgang durch Überdekkungen oder Verschluckungen im Liefergebiet oder lediglich durch veränderte Transportverhältnisse – z. B. „abgewürgte" Flüsse infolge tektonischer Hebung randnaher Alpenzonen (vgl. Schiemenz, l. c. S. 88) – bedingt ist, muß unbeantwortet bleiben. Ich möchte zur ersten Deutung neigen, durch die auch die Tatsache eine Erklärung findet, daß die Liefergebiete der GSA-Sande und der Schotter mit dunklen Dolomiten heute im Alpenkörper nicht mehr auffindbar sind.

Nach dem Transport durch die verschiedenen Alpenzonen wurde der psephitische Anteil des Abtragungsschuttes am Gefällescharnier zwischen Gebirge und flachem Vorland unmittelbar an den Alpentoren abgeladen. Die Vorlandflüsse, die durch die fluviatil-limnische Aufschüttungsebene hindurch gegen das Chattmeer im Osten entwässerten, enthielten somit nur noch die feineren, psammitischen und pelitischen Fraktionen des Schuttes, die in den trägen Stromfächern eine weitere Klassierung erfuhren. Die Fracht gelangte in breitflächigen brackischen Deltas ins Meer und wurde mit den ablandigen Strömungen weit in die offene See hinaustransportiert und erst bei nachlassender Strömungsintensität sedimentiert.

Die epidotreiche *GE(H)-Schüttung* im höheren Teil der Chattsande mündete aus einer anderen Richtung als die GSA-Sande ins Meeresbecken. Vor allem die bereichsweise engschichtige Wechsellagerung jeweils reiner GE(H)- und GSA-Sedimente beweist, daß beide Schüttungen nicht gemeinsam transportiert worden sind; sie entstammen unterschiedlichen

Liefergebieten und wurden erst im Becken selbst unter rasch wechselnden Strömungsverhältnissen zur Interferenz gebracht.

Die Mächtigkeit der GE(H)-Schüttung und ihre Reinheit, die am Epidot- und Hornblendegehalt der Schwermineralspektren kontrolliert werden kann, nehmen deutlich von Süden nach Norden ab. Daraus wird eine Herkunft der Sande aus dem Süden wahrscheinlich. Im West-Ost-Profil Hohenlinden–Ampfing wurde die kräftigste Schüttung für den unteren Abschnitt der epidotreichen Chattsande im Bereich von Isen festgestellt, für den oberen Abschnitt im Bereich von Weitermühle/Steinkirchen-West. Nach Osten – zwischen Steinkirchen und Ampfing – keilt die Schüttung rasch aus. Im Nordosten – in den Bohrungen Rott 1 und Aich 1 auf dem Landshut–Neuöttinger Hoch – fehlen GE(H)-Sedimente zwischen der GSA- und der ZM-Schüttung; hier kann wegen der damals nachweislich noch andauernden relativen Hebungstendenz des Hochs durchaus mit Perioden von „Non-Deposition" gerechnet werden.

Im Gegensatz dazu fällt in den Ortenburger CF-Bohrungen, vor allem in der am nördlichsten gelegenen Ortenburg CF 1003, ein hoher Epidot und Hornblendegehalt auf, der besonders im Dunkelolivgrauen Mergelton auf eine Zufuhr echter GE(H)-Sedimente schließen läßt. Möglicherweise ist der Transport hier nicht über den zentralen Teil des Landshut–Neuöttinger Hochs, sondern über die nordwestliche Abdachung hinweg erfolgt.

Wo die GE(H)-Schüttung im Westen auskeilt, kann mangels durchgehender Schwermineralprofile nicht exakt angegeben werden. Aber schon in Hohenlinden, wo der Mineralgehalt nur über kurze, unbezeichnende Strecken hinweg erfaßt wurde, deutet sich eine starke Abnahme des Epidotgehaltes und der Schüttungsintensität an.

Die GE(H)-Sande wurden demnach in einem etwa von Südosten oder Süden kommenden, relativ schmalen Sandstrang eingeschüttet, der nach Westen und Osten rasch an Mächtigkeit und Schüttungsintensität abnimmt, von Sanden anderer Herkunft seitlich vertreten wird oder vertont. Im Verlauf der Sedimentation des höheren Teils der Chattsande verlagerte sich der „Stromstrich" der GE(H)-Sandschüttung allmählich nach Osten. (Ein zweites, wenig weiter östlich ins Meer vorgebautes Flußdelta, das das erste Delta allmählich ablöste, ist dagegen unwahrscheinlich.)

Der Austritt der GE(H)-Sedimente aus den Alpen dürfte im Bereich zwischen Isar und Inn gelegen haben. Wahrscheinlich handelt es sich um ein einziges, großes Alpentor, aus dem die epidotreichen Sande in einem relativ schmalen Strang nach Norden hinausgeschüttet wurden. Die spärlichen Schotterlagen, die heute im Chatt des Traunprofils aufgeschlossen sind, haben wohl nicht nach Norden und Nordwesten bis in den Bereich der Chattsande s.str. gereicht, sondern strahlten in nordöstlicher Richtung aus, wo sie in der Bohrung Mauerham 1 als Rosinenmergel und Konglomerate wiedergefunden wurden; sichere Aussagen über die Herkunft der GE(H)-Sedimente aus dem Süden des Chattmeeres sind allerdings verfrüht, solange das Netz der Bohrpunkte am Alpenrand nicht dichter ist.

Das Flußsystem, das die GE(H)-Sande in den Alpen sammelte und ins Molassebecken einschüttete, muß tief in den Zentralalpen gewurzelt haben und auf seinem Weg nach Norden die äußeren Alpenzonen gequert haben. Unmittelbar am Alpenrand – vielleicht auch in ertrunkenen Tälern im Alpenkörper selbst – mündeten die Wässer ins Meer. Die im Vergleich zu den Schuttfächern am westlichen Alpenrand geringe Schotterführung der chattischen Ostmolasse kann mehrere Gründe haben: Wahrscheinlich wurde a priori aus den Zentralalpen weniger grober Schutt als feinerer psammitischer Grus verfrachtet; möglicherweise kamen aber auch hier größere Schuttfächer zur Ablagerung, die uns jedoch – im Gegensatz zur Westmolasse – nicht überliefert sind, da sie inzwischen unter den aufgeschobenen Decken unzugänglich geworden sind. Möglicherweise wiesen aber auch die Flüsse im Osten eine ge-

ringere Transportkraft auf als die im Westen infolge eines niedrigeren Reliefs der östlichen distributiven Provinz.

Die *ZM-Schüttung der Glassande* als Deckschicht der Chattsande dürfte ungefähr von Norden gekommen sein, da in dieser Richtung die relative Häufigkeit der Leitmineralien Zirkon, Monazit und Andalusit zunimmt. Mächtigkeitserwägungen können bei den Glassanden am Top der Chattsande nicht zur Rekonstruktion der Schüttungsrichtung herangezogen werden, da die Obergrenze der Chattsande eine Erosionsfläche mit mehr oder minder starker Abtragung im Bereich der einzelnen Bohrungen bis zur völligen Entfernung der Glassande darstellt.

In Ostniederbayern, im Bereich des „nördlichen Vorlandbeckens" nordöstlich des Landshut-Neuöttinger Hochs (Heermann, 1955, S. 70), sind in den Bohrungen Ortenburg CF 1001, 1002, 1003 und Birnbach keine Glassande, sondern nur ± sandige Mergel zur Ablagerung gekommen; das Mineralspektrum beweist hier eine Mischung moldanubischer ZM-Sedimente mit alpinen GE(H)- und GSA-Sedimenten (vgl. Ritter, 1953, S. 14). Auch in Oberösterreich sind in der chattischen Tonmergelfazies im mittleren Teil des Beckens nur Sandhorizonte von wenigen Dezimetern Mächtigkeit eingeschaltet (Aberer, 1958, S. 40). Dennoch kann eine Einschüttung der Glassande von Norden oder Nordosten her in die Bereiche südlich des Landshut-Neuöttinger Hochs nicht ausgeschlossen werden: Die Glassande können zwar über Ostniederbayern und Oberösterreich hinweg transportiert worden sein, müssen aber dort nicht zur Ablagerung gekommen sein. Daß die küstennahen Wurzeln von Deltaschüttungen fehlen oder nur geringmächtig entwickelt sein können, ist aus rezenten Beispielen bekannt. Außerdem ist es möglich, daß ursprünglich vorhandene Glassande am Nordrand des Beckens vor der unten ausführlicher diskutierten Transgression im höheren Chatt flächenhaft erodiert wurden.

Ob der in der Vertikalen und Lateralen unterschiedliche Monazit- und Andalusitgehalt der Glassandhorizonte eine Verzahnung und Interferenz von ZM-Sedimenten verschiedener Herkunft dokumentiert, ist schwer zu entscheiden. Anzunehmen ist, daß die ZM-Sedimente nicht aus einem einzigen, großen Tor aus dem Moldanubikum ins Becken verfrachtet wurden, sondern von zahlreichen kleinen Flüssen auf breiter Front ins Vorland transportiert wurden. Der kräftigste Vorstoß im Untersuchungsgebiet scheint von Taufkirchen über Weitermühle und Ödgassen nach Südosten gerichtet gewesen zu sein, was einen Weg über die Nordwest-Abdachung des Landshut–Neuöttinger Hochs nahelegt.

Die Glassande am Alpenrand sind nach ihrem Mineralbestand, ihrem Alter und ihrer Stellung im Chattprofil im großen und ganzen zu parallelisieren mit den Glassanden in der ostbayerischen Vorlandmolasse, die in den untersuchten Bohrungen erfaßt wurden. Beide Vorkommen gehören zu der gleichen großflächigen Schüttung. Eine exakte Korrelation der einzelnen subalpinen Glassandhorizonte mit den nördlicheren ZM-Schüttungen der ungefalteten Molasse ist allerdings höchstens für den oberen Glassand möglich, da sich im Arbeitsbereich keine der tieferen ZM-Einschaltungen als horizontbeständig erwiesen hat.

Sichere Aussagen über die Herkunft der ostbayerischen Glassande sind nach wie vor nicht möglich, da die Wurzeln der Schüttung zu fehlen scheinen oder zumindest noch unbekannt sind. Jedoch darf nach meinen Untersuchungsergebnissen eine Abstammung direkt vom nördlichen moldanubischen Rahmen des Molassebeckens als sehr wahrscheinlich angenommen werden. Immerhin ist es gelungen, die bisher nur in der Subalpinen Molasse und in der Bohrung Taufkirchen 1 (Andrée, 1936, 1937) erfaßten Glassande als durchgehende Schüttung vom Alpenrand bis zur Landshut–Neuöttinger Schwelle im Norden nachzuweisen.

Eine Ableitung der Glassande von hypothetischen Grundgebirgsaufragungen im Molassebecken selbst oder an seinem Südrand kommt nach dem heutigen Wissensstand nicht in Frage (s. oben, S. 56ff.).

Es hat den Anschein, als ob der Südteil der Böhmischen Masse, dessen langsame und gleichmäßige en-bloc-Hebung normalerweise nur zu geringfügiger Einschwemmung von detritischem Schutt ins Vorland führte, im höheren Chatt verstärkte Bewegungen an altangelegten oder neu aufgebrochenen Störungen erfahren hat, die zu kräftigen Schollenhebungen und zu vermehrter Reliefenergie geführt haben (s. auch unten). Eine anormal gesteigerte Aktivität der Schuttbildung und -abtragung im Chatt ist zu gleicher Zeit auch in Oberösterreich durch die Schüttung der Linzer Sande erwiesen. Das Fehlen der leicht verwitterbaren Mineralien Apatit, Granat, wahrscheinlich auch Epidot und grüne Hornblende im Schwermineralbestand der Glassande und der Linzer Sande beweist, daß die Erosion trotz der verstärkten Abtragung nicht bis auf das frische Kristallin herabgriff, sondern daß lediglich der tiefgründige Verwitterungszersatz über dem Anstehenden zur Abtragung und Ausschüttung gelangte.

Am Südrand der fränkisch-schwäbischen Alb erfolgte im Laufe des Chatts eine langsame Absenkung, so daß die Untere Süßwassermolasse mit ihrer kalkigen Randfazies auf die Alb übergreifen konnte und dort ein Relief von mindestens 40 m Höhenunterschied und ca. 10% Hangneigung eindeckte (Kiderlen, 1931; Andres, 1951, S. 21; Hüttner, 1958, S. 314). Somit dürfte im Chatt keine wesentliche Abtragung und damit keine nennenswerte Einschüttung von der Alb ins südliche Vorland geherrscht haben. Erst im Laufe des Aquitans wurde die Alb wieder von Hebungsbewegungen erfaßt, die von Norden nach Süden fortschritten, so daß am Ende des Aquitans auch das Seengebiet am Südrand der Alb wieder trocken fiel.

3. Paläogeographie des ostbayerisch-oberösterreichischen Chattmeeres

Das Chatt stellt auf Grund seiner Verbreitung, Mächtigkeit und faziellen Entwicklung wohl die bemerkenswerteste Stufe der Tertiärfolge in der Süddeutschen Molasse dar. Seine Sedimente greifen nach Norden beträchtlich über den Ablagerungsraum älterer Molassestufen (Obereozän bis Rupel) hinweg (vgl. Lemcke, 1958, Abb. 1; Braumüller, 1961, Taf. 2); sie erreichen maximale und durchschnittliche Mächtigkeiten, die z. T. erheblich über denen der anderen Stufen liegen (vgl. Oschmann in Excursion Guide Book III, 1963, Fig. 12–15). In fazieller Hinsicht ist das Chatt gekennzeichnet durch den Wechsel von nichtmarinen Sedimenten im Westen zu marinen Sedimenten im Osten, der – meist weniger ausgeprägt – auch für andere Stufen des süddeutschen Tertiärs ein Hauptmerkmal der Molassesedimentation darstellt.

Bei dem folgenden Versuch, die Paläogeographie des chattischen Meeresbeckens und der umgrenzenden Gebiete zu rekonstruieren, stehen viele sichere Befunde neben manchen Hypothesen. Gerade für diesen Überblick erhielt ich zahlreiche Anregungen von den Herren Dr. F. Oschmann und Dr. M. Brockert, Mobil Oil A.G.

Das chattische Meeresbecken in Ostbayern ist mit dem limnisch-fluviatilen Ablagerungsraum der Bunten Molasse im Westen durch einen Streifen brackischer Cyrenenschichten verbunden, der sich im Laufe der Zeit bald seewärts, bald landwärts verlagerte und auf eine wechselnd reiche Zufuhr von Süßwasser vom Festland her schließen läßt.

Während in der Bunten Molasse ein rascher lithofazieller Wechsel von Sanden, Mergeln und Tonen in der Lateralen und Vertikalen herrscht, ist die lithologische Gliederung der

marinen Sedimentfolge in der Ostmolasse einfach. Sand und Tontrübe wurden in Flüssen von Süden und Westen, untergeordnet auch von Norden herantransportiert und deltaartig weit ins Meer eingeschüttet. Diesem Schüttungsmechanismus entspricht die laterale Korngrößenverteilung im Meer mit mehr grobkörnigen, psammitischen bis psephitischen Sedimenten im Küstenbereich und mehr feinkörnigen, pelitischen Sedimenten im Beckeninnern.

Lediglich die ostbayerischen Chattsande s. str. stießen von Süden, Westen und Norden her über den Litoralsaum hinaus weit ins offene Meer vor bis zur Linie Eigelwald–Mühldorf–Neumarkt-St. Veit im Osten. Weiter östlich fehlen mächtigere Sandeinschaltungen in der gleichförmigen marinen Tonmergelfazies des Beckenzentrums. Westlich dieser Linie liegt dagegen eine klare vertikale Dreigliederung des Chattprofils vor in marine Liegende Tonmergel, darüber brackische bis marine Chattsande s.str., darüber marine Hangende Tonmergel (s. oben, S. 78 ff.).

Die marinen Liegenden Tonmergel gehen nach Westen, ungefähr ab Hohenlinden, in eine marin-brackische Sedimentfolge über und verlieren in dieser Richtung in gleichem Maß an Mächtigkeit, in dem sich die Sandfazies in ein immer tieferes stratigraphisches Niveau herab verlagert.

Die Chattsande selbst, deren Verbreitung, Gliederung und Stellung im Chattprofil oben diskutiert wurden, sind aus mindestens 3 Sandfächern unterschiedlicher Herkunft aufgebaut, die deltaartig weit ins Becken vorgeschüttet wurden. Dem Deltacharakter entspricht auch die Tatsache, daß sich die Sandschüttungen im Laufe der Zeit immer weiter nach Osten ins Meeresbecken vorbauten.

Die im großen für das gesamte Untersuchungsgebiet auf Grund der Mineralanalysen erwiesene Gliederung in 3 Schüttungseinheiten ist im einzelnen recht differenziert: Die Schüttung der Chattsande stellt insgesamt eine „chaotische Sedimentation" dar, bei der sich der Detritus aus mehreren Liefergebieten im Sedimentationsraum unregelmäßig mischte und verzahnte. Je nach den paläogeographischen Voraussetzungen – den Abtragungsverhältnissen im Liefergebiet und den Strömungsverhältnissen im Becken selbst – dominierte über längere Zeit jeweils die eine, die andere oder die dritte Schüttung, ohne daß dabei irgendeine Schüttung völlig ausgeschaltet worden wäre. Somit dürften nur wenige Lagen innerhalb der Chattsande ungemischt das Mineralspektrum eines einzigen Liefergebietes enthalten.

Eine so weiträumige chaotische Mischung und Verzahnung von Sedimenten verschiedener Herkunft ist nur in einem flachen, stark durchbewegten Becken mit rasch wechselnden und unterschiedlich gerichteten Strömungen möglich. Da die verstärkten Sandschüttungen aus dem Süden, Westen und Norden etwa gleichzeitig einsetzten und endeten und nebeneinander – wenn auch in jeweils unterschiedlicher Intensität – beständig blieben, ist der Grund für die vermehrten Sandeinschaltungen weniger in einer verstärkten Schuttanlieferung aus einem der Rückländer, sondern vielmehr in einer Transportbegünstigung im Becken selbst zu suchen, wohl durch Verflachung des Meeresraumes und dadurch intensivierte Strömungen.

Von der Linie Eigelwald–Mühldorf–Neumarkt-St. Veit, an der sich die ersten Sandeinschaltungen bemerkbar machen, nach Westen nehmen Anzahl und Mächtigkeit der Sande bzw. Kalksandsteine rasch zu. Das relative Maximum der Sandentwicklung – gemessen am Verhältnis Sand/Ton – wird in einem mittleren Chattsandbereich etwa im Raum Schnaupping–Isen–Dorfen erreicht, wo der Sandanteil auf mehr als 50% der Chatt-Gesamtmächtigkeit anwächst und die Chattsandfolge überwiegend aus kompakten Sandsteinen besteht. Weiter nach Westen nehmen die Toneinschaltungen innerhalb der Chattsandserie wieder zu, der Sandanteil an der Gesamtmächtigkeit des Chatts entsprechend wieder ab.

Im östlichen Verbreitungsbereich der Chattsande herrscht marine Fazies. Sie wird nach Westen zunehmend von brackischem Milieu abgelöst, das bis nach Ampfing vorstoßen kann und damit viel weiter nach Osten reicht als in den chattischen Liegenden Tonmergeln, wo brackische Einflüsse nur bis in den Raum von Isen/Hohenlinden festgestellt wurden. Im Raum Schnaupping–Isen–Dorfen zeigen erste Zwischenlagen von rotbraunen, violetten und grünlichen Tonen den beginnenden Übergang in die Süßwasserfazies der Westmolasse.

Im einzelnen ist eine Festlegung der Milieugrenzen in den Chattsanden nicht möglich, da sich die Faziesräume ständig veränderten. Im großen verliefen die Grenzen etwa Nord-Süd durch die Vorlandmolasse bis in die Subalpine Molasse, wobei nach Petrographie und Mikrofauna die Grenze Süßwasser/Brackwasser etwa zwischen den Meridianen von München und Moosburg pendelte, die Grenze Brackwasser/Meerwasser etwa zwischen den Meridianen von Moosburg und Ampfing. Nach Paulus (1963) verläuft die Grenze zwischen marinem und brackisch-limnischem Milieu im Chatt der südlicheren Molasse im wesentlichen zwischen den Bohrungen Endorf 1 und Feilnbach 1.

Während die Unterkante der Chattsande eine diachrone Faziesgrenze darstellt, ist die Oberkante – von einem mäßigen Relief abgesehen – als echte Zeitmarke zu werten. Der unvermittelte lithologische und milieufazielle Wechsel von den vorherrschend brackischen Chattsanden im Liegenden zu den vollmarinen Hangenden Tonmergeln ist das Ergebnis eines bedeutsamen paläogeographischen Einschnittes, der sich im ganzen süddeutschen Molassebecken und in seinen Rückländern dokumentiert hat. Oschmann (1957, S. 693) hat bereits auf den weit reichenden, aber kurzfristigen Meeresvorstoß im obersten Chatt hingewiesen, der einen ausgezeichneten Leithorizont innerhalb der ostbayerischen Tertiärfolge darstellt. Auf weitere Auswirkungen des paläogeographischen Umbaus sind Hagn (1955, S. 334/335), Füchtbauer (1958, S. 937), Braumüller (1961, S. 4), Aberer (1962, S. 278), Lemcke (1962, S. 280), Paulus (1963, S. 73 ff.) und Veit (1963, S. 48) eingegangen. Im folgenden seien die Phänomene zusammengefaßt und ihre Ursachen diskutiert:

Der ostbayerische chattische Meeresraum scheint nach der Ablagerung der Chattsande insgesamt kurzfristig gehoben worden und trocken gefallen zu sein, so daß sich an der Obergrenze ein Erosionsrelief herausbilden konnte. Die Exposition läßt sich vor allem im Bereich der Chattsande gut nachweisen; dagegen ist der Nachweis eines kurzfristigen Hiatus östlich des Verbreitungsbereiches der Sande erschwert, weil dort die Liegenden Tonmergel infolge der fehlenden Sandeinschaltung nicht mehr deutlich von den Hangenden Tonmergeln getrennt sind. Hagn (1955, S. 334) erwähnte bei der Profilbeschreibung der Bohrungen Ortenburg CF 1001 und 1003, in denen das gesamte Chatt in pelitischer Fazies ohne mächtigere Sandeinschaltungen vorliegt, daß dort das höchste Chatt anscheinend nicht zur Ausbildung gekommen sei, daß vielmehr in beiden Bohrungen mit einer Schichtlücke unter einem folgenden Transgressionshorizont zu rechnen sei. Hier dürfte es sich um die gleiche Erosionsdiskordanz handeln, die weiter südlich auch die Chattsande nach oben hin unregelmäßig abschneidet.

Ob die Kornvergröberung in den obersten Partien der Chattsande einen ersten Hinweis auf die Regression gibt oder ob sie nur mit der verstärkten Einschüttung gröberer Glassande zusammenhängt, kann nicht sicher entschieden werden.

Nach der Heraushebung des Beckens über den Meeresspiegel dürften schwache tektonische Verstellungen im ganzen Arbeitsgebiet stattgefunden haben, da das nachfolgend transgredierende Meer der ± altersgleichen Unterlage verschiedenaltrige Horizonte auflagerte bzw. anlagerte.

Regression und Trockenlegung wurden bald von einem neuen Meeresvorstoß abgelöst, der über den Meridian von München hinaus weit nach Westen über die frühere Verbreitung

des Chattmeeres hinweg reichte. Dieser Meeresvorstoß führte zur Ablagerung der vollmarinen Hangenden Tonmergel, die über die Obergrenze des Chatts hinweg bis ins untere Aquitan reichen. Psammitische und psephitische Komponenten im unteren Teil der Hangenden Tonmergel und der örtlich reiche Glaukonitgehalt kennzeichnen den Transgressionscharakter der Unterkante. Im Raum Mühldorf/Ampfing läßt sich klar eine schwache Winkeldiskordanz zwischen Chattsanden und Hangenden Tonmergeln nachweisen, die sich allerdings nach Westen allmählich verliert (OSCHMANN, frdl. Mitt.).

Der Grenze Chattsande/Hangende Tonmergel entspricht im Südteil des ostbayerischen Molassetroges etwa die Unterkante der marinen Promberger Schichten, die über Cyrenenschichten und Untere Bunte Molasse hinweg weit nach Westen transgredierten (vgl. ZÖBELEIN, 1962, Abb. 2; PAULUS, 1963, S. 74ff. u. Abb. 4). Auch das Vorhandensein von Glassanden sowohl unter den Promberger Schichten als auch unter den Hangenden Tonmergeln spricht für die Parallelisierung beider Schichten.

Mit dieser lithologischen und milieufaziellen Korrelation muß allerdings kein exakter Altersvergleich verbunden sein, da der Meeresvorstoß keinen isochronen Vorgang darstellt, sondern allmählich und lokal unterschiedlich rasch von Osten nach Westen erfolgte.

Mit der Transgression verschob sich auch der breite Brackwassergürtel, der das Chattmeer umsäumte, kurzfristig weiter nach Westen: Das Ergebnis ist eine Zweiteilung der Unteren Süßwassermolasse im schwäbischen Raum durch die dortigen Oberen Cyrenenschichten, die über Scherstetten, Schwabmünchen, Siebnach und Rieden hinweg bis etwa zur Iller vorgestoßen sind und – wie die Hangenden Tonmergel und die Promberger Schichten – in den Grenzbereich Chatt/Aquitan zu stellen sind (LEMCKE u. v. ENGELHARDT & FÜCHTBAUER, 1953, S. 18; GRIMM, 1957b, S. 16ff.; LEMCKE, 1962, S. 280). Der Einsatz der Oberen Cyrenenschichten über der chattischen Unteren Süßwassermolasse (USM I) entspricht somit – von einer geringen zeitlichen Verzögerung abgesehen – der Transgression der chattischen Hangenden Tonmergel und der Promberger Schichten.

Der Meeresvorstoß dauerte nicht lange; bereits im unteren Aquitan zog sich das Meer wieder nach Osten – etwa bis Isen – zurück (OSCHMANN, frdl. Mitt.). In der Westmolasse wurde damit auch das kurzfristige Intermezzo brackischer Sedimentation beendet: Die Oberen Cyrenenschichten wurden wieder von limnisch-fluviatilen Ablagerungen der Unteren Süßwassermolasse (USM II) abgelöst.

Die paläogeographischen Umbildungen waren von tektonischen Unruhen begleitet, die sich zum Teil im Becken selbst dokumentiert haben: An wiederbelebten, teilweise auch neu geschaffenen Störungslinien erfolgten synsedimentäre Bewegungen, die zu deutlichen Mächtigkeitsdifferenzen in den chattischen Hangenden Tonmergeln beiderseits der Bruchlinien führten.

Entscheidendere tektonische Ereignisse sind in den Rückländern des Molassetroges, vor allem im Süden, zu beobachten. Sie legen den Schluß nahe, daß die paläogeographischen Umgestaltungen durch tektonische Unruhen bedingt wurden. Hier ist vor allem der Nachweis kräftiger Bewegungen im mittleren Chatt bis unteren Aquitan am Alpenrand zu nennen, auf die ich oben schon eingegangen bin (S. 73). Diese Bewegungen führten zum Vorschub der südlichsten Molassesedimente nach Norden und zu ihrer intensiven Verschuppung. In der Bohrung Perwang 1/Oberösterr. wurde eine derartige Schuppenzone direkt nachgewiesen (BRAUMÜLLER, 1961, S. 4; ABERER, 1962, S. 278); für den oberbayerischen Alpenrand nimmt VEIT (1963, S. 48ff.) auf Grund seismischer Messungen gleichartige Schuppenkörper an und vermutet, daß sie ebenfalls in einer gebirgsbildenden Phase im oberen Chatt bis unteren Aquitan entstanden sind (l. c., S. 50).

Auch LEMCKE (1962, S. 280ff.) erwog, ob die tektonischen Bewegungen, die zum Schuppenbau in Perwang 1 führten, ursächlich mit der Ablösung der Chattsande durch die Hangenden Chattmergel in der Ostmolasse bzw. mit der Ablösung der Unteren Süßwasserschichten durch die Oberen Cyrenenschichten in der Westmolasse in Zusammenhang stehen könnten. Er betont, daß in diesem Fall die in Perwang nachgewiesenen Bewegungen nur einen Teilausschnitt gut datierbarer, weiträumiger tektonischer Vorgänge darstellen würden. Soweit decken sich die Überlegungen LEMCKEs mit meinen Anschauungen. Problematischer erscheint mir dagegen die von LEMCKE (l. c.) geäußerte Möglichkeit, daß die lithologischen und milieufaziellen Umgestaltungen im Becken durch Umbildungen des alpinen Gewässernetzes verursacht sind, die eine unterschiedlich starke Einschüttung von Alpenschutt in den Molassetrog zur Folge haben. Ich möchte den tektonisch bedingten Senkungs- und Hebungsvorgängen im Molassetrog selbst, die mit der Alpenrandtektonik einhergehen, eine größere Bedeutung zumessen; sie haben zu einer unterschiedlich weiten und tiefen Wasserbedekkung und zu einer Verschiebung der Faziesräume geführt und bestimmten damit auch die unterschiedlichen Sedimente.

Weitreichende tektonische Umbildungen im Alpenkörper selbst lassen sich für den Grenzbereich Chatt/Aquitan aus dem Umbau der Geröllgesellschaften in der Subalpinen Molasse ableiten. Für den Bereich zwischen Bodensee und Isar liegen hier eingehende Untersuchungen von SCHIEMENZ (1960) vor (s. auch oben, S. 64). SCHIEMENZ beobachtete, daß der Flyschgehalt in den Geröllspektren abrupt in der fraglichen Zeit ansteigt, und zwar im Nesselburgfächer im obersten Chatt, im Hochgratfächer im Aquitan. Diesen Vorgang erklärt SCHIEMENZ (l. c., S. 79ff.) durch den tektonisch bedingten Aufstieg des Flysches, der mit ziemlicher Vehemenz stattgefunden haben dürfte und den Fluß des Nesselburgfächers von seinem Hinterland abgeschnitten hat.

Ob gleichzeitig mit den Bewegungen am Alpenrand und mit den Hebungsphasen im Alpenkörper selbst auch Deckenschübe oder Verschluckungen wirksam waren, kann nicht entschieden werden. Erst im mittleren Aquitan läßt das Ausklingen der GSA-Schüttung zugunsten der GE(H)-Schüttung in der Westmolasse (g-Grenze GRIMMS, 1957b, S. 28) und der gleichzeitige Rückgang der dunklen Dolomite problematischer Herkunft im Nesselburgfächer (SCHIEMENZ, 1960, S. 62ff.) mit großer Wahrscheinlichkeit darauf schließen, daß das Herkunftsgebiet dieser Sedimente durch großtektonische Vorgänge zumindest teilweise unzugänglich wurde.

Die verstärkte Einschüttung von ZM-Sedimenten (Glassanden und Linzer Sanden) im höheren Chatt läßt auf tektonische Unruhen auch im moldanubischen Rückland der Molasse schließen. Zahlreiche Autoren nehmen für die junge germanotype Tektonik am Südrand der moldanubischen Großscholle (Bewegungen, Mylonitisierung und Diaphthorese am Bayerischen Pfahl, am Donaurandbruch und an anderen Bruchlinien) praeburdigales, wohl oligozänes Alter an. Es ist nicht ausgeschlossen, daß besonders kräftige Schollenbewegungen im höheren Chatt zu der kurzfristig erhöhten Abtragung und Verfrachtung von ZM-Sedimenten geführt haben.

ZUSAMMENFASSUNG

I. ZUR BILDUNG UND UMBILDUNG VON MINERALVERGESELLSCHAFTUNGEN IN SANDEN

Die Mineralgesellschaften klastischer Sedimente werden durch folgende Faktoren geprägt und verändert:

(1) das Ursprungsgestein in der distributiven Provinz;

(2) die mechanische Beanspruchung des Detritus auf dem Transportweg;

(3) Ablagerung und Umlagerung;

(4) Verwitterung und Diagenese.

Das *Ausgangsmaterial in der distributiven Provinz* legt die Mineralgesellschaft eines Sandes in ihrem qualitativen Bestand fest. Als Schwermineralliefernanten sind epi- bis mesozonale und katazonale Gebiete sowie Granitareale besonders wichtig. Alle anderen Gesteinsgruppen spielen mengenmäßig nur eine untergeordnete Rolle, können aber gerade deshalb eine für bestimmte Räume und kurze Zeiten leitende Schwermineralgesellschaft ins Vorland schütten.

Orogene Gebirge liefern viel frischen Abtragungsschutt mit reich zusammengesetzten und rasch veränderlichen Mineralspektren; dagegen führt die flächenhafte und meist geringe Abspülung des verwitterten Materials bei langsam aufsteigenden epirogenen Hebungsgebieten nur zu relativ mineralarmen und über lange Zeit einheitlichen Mineralspektren.

Auf dem *Transportweg* kommt es einerseits zur Mischung und Vereinheitlichung von Mineralgesellschaften, andererseits zu selektiven Anreicherungs- und Ausmerzungsvorgängen vor allem nach der mechanischen Resistenz. Chemische Beanspruchung spielt nur unter subaerischen Bedingungen eine Rolle. Verschiedene Transportarten und -medien bedingen unterschiedliche Veränderungen am Frachtgut. Da Körner $< 0{,}2$ mm ⌀ bei aquatischem Transport weitgehend schwebend verfrachtet werden, ist die normalerweise bearbeitete Schwermineralfraktion (0,06–0,3 mm) den schleifenden und stoßenden Wirkungen des rollenden Transportes kaum ausgesetzt und liegt daher überwiegend eckig oder kaum gerundet vor. Bei äolischem Transport weisen auch Körner $< 0{,}1$ mm ⌀ noch Rundung auf.

Da weniger Kraft dazu erforderlich ist, ein Korn in Bewegung zu halten als erneut in Bewegung zu setzen, gibt es mit abnehmender Strömungsgeschwindigkeit drei Zustandsarten im Sediment:

(1) alle Teilchen sind stets in Bewegung; es herrschen Abtragung und Umlagerung;

(2) bewegte Teilchen bleiben in Bewegung, ruhende Teilchen bleiben festgelegt; es herrscht teilweise Verfrachtung;

(3) alle Teilchen verharren in Ruhe; es herrscht Ablagerung.

Bei der *Ablagerung* werden die durch spezifische Transportbedingungen geschaffenen Zustände konserviert. Die Mineralspektren erfahren vor der Fixierung der Transportkörper eine oft engschichtige und kleinräumige Differenzierung. Da in „stehenden" Gewässern die Durchbewegung meist gleichförmig, die Frachtbeladung gering und der Transportweg infolge der ungerichteten Teilchenbewegung verlängert ist, kommt es zur Ablagerung gut klassierter, sortierter und abgerollter Sedimente. Für viele fluviatile Ablagerungen dagegen sind schlechtere Klassierung, Sortierung und Abrollung typisch. *Umlagerungsvorgänge* im großen und kleinen haben mehr Bedeutung, als ihnen vielfach beigemessen wird.

Meist ergeben sich aus dem Mineralbestand der klastischen Sedimente nur geringe Aufschlüsse über die Umstände der Ablagerung, da die am Sedimentationsort entstehenden Paragenesen zu vieldeutig sind. Insgesamt wirken die differenzierenden Vorgänge während der Sedimentation eher erschwerend als fördernd bei der Ausdeutung des Mineralspektrums bezüglich Herkunft und Geschichte des Sedimentes.

Nach seinem Einbau ins Sedimentgefüge bleibt das Korn dem Angriff von *Verwitterung und Diagenese* ausgesetzt, die zu einer Auslese nach der chemischen Resistenz führen. Es kommt zu Umwandlungen im Mineralbestand durch destruktive Vorgänge (Abbau und Verdrängung von Mineralien) und durch konstruktive Vorgänge (Authigenese). Die Verwitterungsvorgänge können schon im Liefergebiet differenzierend wirken. Im Ablagerungsraum erfolgen sie entweder synsedimentär bei langsamer oder lückenhafter Sedimentation oder postsedimentär von einem neu geschaffenen Erosionsrelief aus.

Die Mineralien reagieren auf verschiedene chemische Einflüsse jeweils spezifisch. Besonders gut bekannt ist die Stabilitätsreihe der Schwermineralien bei Humusverwitterung. Die Stabilitätsreihe gegenüber diagenetischen Einwirkungen ist dagegen im einzelnen noch umstritten.

Die Verwitterung wirkt sich meist nur auf Schichten geringer Mächtigkeit, aber weiter Verbreitung aus. Sie führt oft zur Bildung von Schwermineral-Leithorizonten, die in fossilfreien und lithologisch einförmigen Sedimentserien die einzige Gliederungsmöglichkeit darstellen können. Während die Verwitterungseinwirkungen den Aussagewert der Schwermineralanalyse also heraufsetzen, mindern diagenetische Überprägungen ihn durchweg herab, da sie am Mineralbestand mächtiger Sedimentpakete angreifen und dadurch den Rückschluß auf das Liefergebiet erschweren, ohne neue Leithorizonte zu schaffen.

II. MINERALBESTAND UND SCHÜTTUNGEN IN DER SÜDDEUTSCHEN MOLASSE

Im großen sind es 5 Schwermineralkombinationen, die für den psammitischen Abtragungsschutt in der Molasse charakteristisch sind. Diese Schwermineralkombinationen sind im einzelnen differenziert, können Übergänge ineinander aufweisen und enthalten einen wechselnden Bestand an Akzessorien, der für die weitere Untergliederung maßgebend ist. Die Grenzen zwischen den einzelnen Schwermineral-Abschnitten sind meist faziesunabhängig; sie können lokal isochron erscheinen, schneiden aber – über weite Entfernungen betrachtet – diachron durch die Beckenfüllung hindurch.

Die *TZR-Gesellschaft* mit Turmalin, Zirkon und Rutil als wichtigsten Schwermineralien ist eine Restkombination aus den widerstandsfähigsten Komponenten. Sie kennzeichnet einen Teil der kalkalpinen Kreide und der Flysch- und Helvetikum-Sedimente, außerdem

die meisten sandigen Ablagerungen im nördlichen mesozoischen Rückland des Molassebeckens.

Die *TZG-Gesellschaft* mit Turmalin, Zirkon, Granat, (Apatit, Spinell) findet sich vorwiegend in der kalkalpinen Trias, in der oberen Gosau, im Flysch und Helvetikum und in den tieferen oligozänen Molasseablagerungen, z. B. in den im Napffächer wurzelnden Bausteinschichten. In jüngeren Molasseablagerungen ist sie selten.

Die *GSA-Gesellschaft* mit Granat, Staurolith, Apatit, (Zirkon, blauer Hornblende, Spinell) hat ihre Hauptverbreitung in den älteren Molasseschichten, kommt aber auch in jüngeren Molassesedimenten noch vor. Die generelle Herkunft der GSA-Schüttung aus äußeren Kristallinhüllen oder Altkristallingebieten der Zentralalpen ist sicher. Eine genaue Zuordnung zu einer engen distributiven Provinz oder zu einem bestimmten Gestein ist dagegen nicht möglich, da größere Gesteinskomplexe mit entsprechender Mineralführung in den Alpen nicht auffindbar sind. Das könnte darin begründet sein, daß seit der Abtragung und Verfrachtung des GSA-haltigen Gesteins im Tertiär

(1) wichtige petrographische Umbildungen (z. B. diaphthoritische Vorgänge) im Alpenkörper vor sich gegangen sind;

(2) umwälzende tektonische Vorgänge zu einer Überschiebung oder Verschluckung ehemaliger Liefergebiete geführt haben;

(3) einstige Hüllengesteine mittlerweile durch flächenhafte oder linear einschneidende Erosion abgetragen sind.

Die *GE(H)-Gesellschaft* mit Granat, Epidot, (Hornblende, Zoisit) ist für die Mehrzahl der jüngeren Molassesedimente bezeichnend. Sie entstammt den epi- bis mesozonal überprägten Kernzonen der Alpen.

Die *ZM-Gesellschaft* mit Zirkon, Monazit, (Granat, Andalusit, Titanit), die in der süddeutschen und oberösterreichischen Molasse eine Besonderheit darstellt, wurde besonders ausführlich behandelt. ZM-Sedimente sind während des Oligozäns und Miozäns fast durchweg auf eine schmale Zone im südlichen Vorland der Böhmischen Masse beschränkt. Lediglich im späten Chatt („Glassande" und „Linzer Sande") und an der Wende Miozän/Pliozän („Moldanubische Serie" oder „Feldspatsande") wurden sie über kurze Frist flächenhaft weit ins Becken eingeschüttet und bilden markante Leithorizonte innerhalb der eintönigen, mächtigen GSA- und GE(H)-Folgen. Auffällig im ZM-Spektrum ist der geringe oder fehlende Gehalt an Granat, Apatit, Epidot und grüner Hornblende, der auf Verwitterungsausmerzung schon im Liefergebiet zurückzuführen ist.

Die Abstammung der ZM-Schüttungen vom moldanubischen Rahmen im Norden ist gesichert. Lediglich die spätchattischen Glassande, deren Wurzeln bislang unbekannt sind, wurden von manchen Autoren von heute verdeckten Kristallinschwellen innerhalb des Molassebeckens oder an seinem Südrand abgeleitet. Es können aber genügend paläogeographische und sedimentologische Gründe angeführt werden, die für eine Herkunft der Glassande direkt aus der Böhmischen Masse sprechen und eine hypothetische schuttliefernde Grundgebirgsschwelle unwahrscheinlich machen.

Verbreitung, Herkunft und Leitwert der wichtigsten Schwermineralien in der süddeutschen Molasse wurden zusammenfassend besprochen (s. Tab. S. 49/50).

Die Wechselfolge der Schwermineralgesellschaften ist im *Schüttungsmechanismus* der Molassesedimente begründet.

Die wesentliche Anlieferung des Molasseschuttes erfolgte von Süden aus Schüttungstoren am Alpenrand. Einschüttungen aus dem Norden treten dagegen stark, zeitweilig sogar

völlig zurück. Im einzelnen war die Ausbreitung des Detritus abhängig von der Schüttungsintensität und Frachtbeladung der Flüsse sowie vom Gefälle innerhalb des Molassetroges.

Den großen Strömen, die nach ihrem Austritt aus den Alpen rasch in die Richtung der Trogachse der Molasse einbogen, um ihr Material weit in der Beckenerstreckung vorzuschütten, werden die „axialen Schüttungen" zugeordnet. Sie sind an Zeiten gebunden, in denen das Molassebecken nach Osten oder Westen, d. h. in Richtung seiner Achse, gekippt war (vgl. Tab. S. 58). In Gegensatz dazu stehen die „radialen Schüttungen" kleinerer, transportschwächerer Flüsse aus den Alpen und dem Moldanubikum, die wenig weit ins Vorland vorstießen. Sie sind an Zeiten gebunden, in denen die Beckenachse weitgehend horizontal lag, so daß die Schüttungen nur der Neigung von den Liefergebieten gegen das Trogzentrum folgen konnten (vgl. FÜCHTBAUER 1954, 1958).

Der Wechsel axialer und radialer Schüttungen in der Molasse auf Grund der zyklischen Kippbewegungen der Beckenachse ermöglicht die stratigraphische Gliederung der Schichtenfolge und die Korrelation von Bohrprofilen.

Auffällig ist die regelmäßige Abfolge der GesellschaftenTZG–GSA–GE(H) vom Liegenden zum Hangenden, die – von Westen nach Osten diachron nach oben durch die Molassefolge hindurchschneidend – von der Schweiz bis ins Wiener Becken verfolgt werden kann. Diese Abfolge kann nicht durch diagenetische Einwirkungen erklärt werden; sie ist vielmehr begründet durch Umgestaltungen im alpinen Liefergebiet, die anscheinend im Westen früher eingesetzt haben als im Osten.

Die in der Schüttungsabfolge TZG–GSA–GE(H) aufgezeigte progressive Bereicherung der Mineralspektren im Verlauf der Alpenorogenese ist auch für den Vorlandschutt anderer kretazischer und tertiärer Faltengebirge typisch.

Die Schwermineralanalyse kann wichtige Bestätigungen und Ergänzungen durch die *Schotteranalyse* erfahren, auf die näher eingegangen wird.

III. SEDIMENTPETROGRAPHIE UND SCHÜTTUNGSMECHANISMUS DER CHATTSANDE IN DER UNGEFALTETEN MOLASSE OSTBAYERNS

Die Chattsande in der ungefalteten Molasse Ostbayerns sind seit etwa einem Jahrzehnt ein Explorationsobjekt auf Erdöl und Erdgas. Sie wurden in einem Meeresbecken abgelagert, dessen Verbreitung und Grenzen besprochen werden. Die großräumige Gliederung dieses *ostbayerisch-oberösterreichischen Chattmeeres* zeigt noch Anklänge an den Schwellen- und Muldenbau des praetertiären Untergrundes, dessen Einheiten durchweg hercynisch gerichtet und von Brüchen gleichen Streichens begleitet waren. Die etwa Nord-Süd verlaufenden Faziesgrenzen und gewisse Mächtigkeitsreduktionen und lithofazielle Differenzierungen im Bereich der Landshut-Neuöttinger Schwelle sind dieser „alten" hercynischen Anlage zuzuordnen. Seit dem Tertiär wurde der Bauplan überprägt durch „junge", alpin gerichtete Strukturelemente, die sich im generellen West-Ost-Verlauf der Chattisopachen und in der Gliederung durch West-Ost-streichende, meist antithetische Brüche und Bruchsysteme dokumentierten.

Unter den *chattischen Sedimenten*, deren Gesamtmächtigkeit am Alpenrand über 2000 m, auf der Breite von München ca. 500 m, auf der Breite von Freising ca. 300 m beträgt, überwiegen Pelite bei weitem. Abgesehen von der mächtigen Einschaltung der „ostbayerischen Chattsande s. str." im Raum zwischen München und Ampfing blieben psammitische

und psephitische Sedimente im Chatt auf einen relativ schmalen Nord- und Südsaum des Beckens beschränkt.

Die Mächtigkeit der *ostbayerischen Chattsande s. str.* ist im südwestlichen Teil des ostbayerischen Beckens am größten (z. B. Bohrung Höhenrain: ca. 1000 m); sie nimmt nach Norden gegen das Landshut-Neuöttinger Hoch, nach Westen gegen das damalige Festland und nach Osten gegen das offene Meer allmählich ab. Östlich der Linie Neumarkt-St.Veit – Mühldorf–Eigelwald sind keine Chattsande mehr entwickelt.

Die Unterlage der Chattsande bilden die chattischen Liegenden Tonmergel. Die darüber folgenden ostbayerischen Chattsande können gegliedert werden in

einen oberen kompakten Sandstein;

darunter eine obere Wechselfolge Tonmergel/Sandstein;

darunter einen unteren kompakten Sandstein;

darunter eine untere Wechselfolge Tonmergel/Sandstein.

Die Untergrenze der Chattsande ist eine lithofazielle Grenze, die im Arbeitsgebiet nach Osten und Norden in zunehmend jüngere Schichten aufsteigt. Die Bausteinschichten, die in der südwestdeutschen Molasse eine ± horizontbeständige Schüttung darstellen, können nicht parallelisiert werden mit den tiefsten Chattsanden in Ostbayern, da deren Untergrenze diachron verläuft und deren Mineralspektrum sich von dem der Bausteinschichten unterscheidet.

Die Obergrenze der Chattsande ist durch eine Transgressionsfläche gegeben, die im großen synchron erscheint, im einzelnen aber ein Erosionsrelief aufweisen kann. Über den Chattsanden folgen die chattischen Hangenden Tonmergel.

Auf Ausbildung und Fazies dieser Chattserie wird eingegangen, soweit es die vorliegenden Kernproben und die Spülprobenserien unterschiedlicher Qualität zulassen.

Bei der *sedimentpetrographischen Bearbeitung der Chattsande* wurden insgesamt 490 Schwermineralanalysen, außerdem zahlreiche Leichtmineral-, Korngrößen- und Karbonatanalysen an Chattsandkernen und -schußkernen von insgesamt 27 Chattsandbohrungen im Raum München–Landshut–Passau–Wasserburg/Inn ausgewertet (s. Abb. 3 S. 69 u. Beil. 1). Die große Anzahl der Analysen war notwendig, da die Schwermineralspektren infolge des chaotischen Schüttungsmechanismus der Chattsande von Probe zu Probe stark wechseln können. Im großen zeigen die Schwermineraldiagramme in allen Bohrprofilen eine schüttungsbedingte Dreigliederung (s. Beil. 2–9):

(1) Der tiefere Teil der Chattsande ist *epidotfrei oder -arm* und durch eine vorherrschende GSA-Gesellschaft gekennzeichnet. Mineralien der moldanubischen ZM-Gesellschaft (Glassande) treten nur untergeordnet in gesonderten Spitzen auf.

Dieser epidotfreie oder -arme Teil liegt im ganzen Arbeitsbereich in etwa gleicher Mächtigkeit vor (ca. 100 m). Er ist weitgehend an die untere Wechselfolge Tonmergel/Sandstein gebunden und greift mit dieser nach Osten, vielleicht auch nach Norden, diachron durch die Schichtenfolge hindurch.

(2) Der höhere Teil der Chattsande ist *epidotreich* und wird vorwiegend aus Sedimenten der GE(H)-Schüttung aufgebaut. Zwischen dem tieferen, epidotarmen Teil und dem höheren, epidotreichen Teil besteht ein allmählicher Übergang. Streckenweise wird die GE(H)-Schüttung im oberen Teil ersetzt und überlagert durch epidotarme Sedimente der GSA- und ZM-Schüttungen.

Aus dem Mächtigkeitsvergleich der epidotreichen Abschnitte aller Bohrprofile kann eine etwa von Süden nach Norden gerichtete Sandzunge rekonstruiert werden, die

sich im Laufe des Chatts nach Osten verlagert hat. Die GE(H)-Schüttung ist weitgehend an den unteren kompakten Sandstein, an die obere Wechselfolge Tonmergel/Sandstein und an den tieferen Abschnitt des oberen kompakten Sandsteins gebunden; diese lithologischen Einheiten erfahren insgesamt und einzeln eine ähnliche Mächtigkeitsreduktion nach Norden, Osten und Westen wie die epidotreiche Schüttungseinheit.

(3) Die Deckschicht der Chattsande ist durch die *ZM-Schüttung der oberen Glassande* gekennzeichnet, die einen bedeutsamen Leithorizont darstellt. Sie ist 0 bis ca. 50 m mächtig (Erosionsrelief), geht meist allmählich aus dem unterlagernden, epidotreichen Teil hervor und kann mit GSA- und GE(H)-Sedimenten gemischt sein oder im Dezimeter- bis Meter-Bereich wechsellagern.

Abschließend wird auf den *Schüttungsmechanismus der Chattsande und die Paläogeographie* zur Zeit ihrer Ablagerung eingegangen. Dabei wird auf die Schwierigkeiten der Rekonstruktion hingewiesen, da sich in den Chattsanden mehrere Einflüsse zum Teil unabhängig voneinander dokumentierten:

(1) fazielle Einflüsse, die durch den Wechsel terrestrischer, fluviatiler, brackischer und mariner Ablagerungsräume bedingt sind und sich vor allem im Fauneninhalt und in der Färbung der Sedimente auswirkten;

(2) Einflüsse, die durch Relief und Strömungsverhältnisse im Ablagerungsraum bedingt sind und sich auf die Lithologie, vor allem das Gefüge der Sedimente auswirkten;

(3) schüttungsabhängige Einflüsse, die sich im Mineralbestand des Detritus auswirkten.

Die Einschüttung der Chattsande ins flache, stark und wechselhaft durchströmte Chattmeer erfolgte in mehreren deltaartig weit ins Meer vorstoßenden Sandfächern. Die GSA-Sedimente, die vor allem den tieferen Teil der Chattsande aufbauen, stammen aus dem Südwesten und Westen. Sie sind wohl von einer äußeren, heute nicht mehr auffindbaren metamorphen Hülle oder von Altkristallingebieten im zentralalpinen Rückland der Westmolasse herzuleiten und wurden erst nach längerem fluviatilem Transport durch die Randzonen der Alpen und durch die fluviatil-limnischen Faziesräume der Westmolasse ins ostbayerische Meeresbecken eingeschüttet. Infolge der örtlich und zeitlich unterschiedlich starken Zufuhr von Süßwasser bildete sich im Küstenbereich des Chattmeeres ein wechselnd breiter brackischer Gürtel als Ablagerungsraum von Cyrenenschichten heraus.

Höher im Chatt wurden die GSA-Sedimente von einer GE(H)-Schüttung zurückgedrängt, die in der zentralalpinen Kernzone des Alpenkristallins wurzelte und etwa im Bereich zwischen Inn und Isar aus den Alpen ausgetreten und ins Molassebecken eingemündet sein muß. Die GSA-Schüttung blieb neben der GE(H)-Schüttung bestehen und interferierte mit dieser breitflächig im gesamten Verbreitungsbereich der Chattsande.

Schon während der Sedimentation der tieferen Chattsande wurden kurzfristig immer wieder Glassande aus der Böhmischen Masse im Norden ins Molassebecken verfrachtet; das deutet auf tektonische Unruhen im kristallinen Rahmen. Besonders im höheren Chatt dürfte es im Zusammenhang mit verstärkten Schollenbewegungen im Moldanubikum zu einer gesteigerten Reliefenergie gekommen sein, die zur flächenhaften Abspülung des Kristallinzersatzes vom Gebirgsrumpf und zur weiträumigen Einschüttung der oberen Glassande als Deckschicht der Chattsande führte.

Die Regression am Ende der Chattsande und die folgende Transgression, die zur Ablagerung der chattischen Hangenden Tonmergel über ein Erosionsrelief führte, stellen einen markanten Einschnitt in der Geschichte der süddeutschen Molasse und seiner Rückländer dar.

Auswirkungen dieses Umbaus im oberen Chatt sind folgende *paläogeographischen Ereignisse* im Alpenvorland:

(1) In der Subalpinen Molasse transgredieren die marinen Promberger Schichten weit nach Westen über brackische Cyrenenschichten und Untere Bunte Molasse.

(2) In der ostbayerischen Molasse liegen die vollmarinen Hangenden Tonmergel transgressiv und diskordant über den vorwiegend brackischen Chattsanden.

(3) In der schwäbischen Molasse sind zwischen die chattische und die aquitanische Untere Süßwassermolasse (USM 1/USM 2) die brackischen Oberen Cyrenenschichten eingeschaltet.

Etwa gleichzeitig fanden im Molassetrog und seinen Rückländern folgende *tektonischen Ereignisse* statt:

(1) Im Molassebecken erfolgten synsedimentäre Bewegungen an wiederbelebten oder neu geschaffenen Störungen.

(2) Am oberösterreichischen und ostbayerischen Alpenrand sind im mittleren Chatt bis unteren Aquitan kräftige tektonische Bewegungen nachzuweisen, die zu einem Vorschub nach Norden und einer Verschuppung der südlichsten Molasseschichten führten; weiter westlich deutet der Umbau der Geröllgesellschaften in der schwäbischen Subalpinen Molasse auf tektonische Umbildungen am Alpenrand.

(3) Im moldanubischen Rückland der Molasse läßt die verstärkte Einschüttung von ZM-Sedimenten auf tektonische Unruhen schließen, wohl junge germanotype Tektonik am Südrand der moldanubischen Großscholle, verbunden mit diaphthoritischen Vorgängen an den großen Bruchlinien, wie Pfahl und Donaurandbruch.

ANGEFÜHRTE LITERATUR

ABERER, F.: Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. – Mitt. geol. Ges. Wien, **50** 1957, S. 23–93, Wien 1958.

– Bau der Molassezone östlich der Salzach. – Z. deutsch. geol. Ges., **113**, 1961, S. 266–279, Hannover 1962

ANDEL, Tj. H. VAN: Provenance, Transport and Deposition of Rhine Sediments. – Diss. Wageningen 1950

– Petrology of Durance River Sands. – Proc. IIIrd Int. Congress of Sedimentology, 1951, S. 43–56, 1951.

– Zur Frage der Schwermineralverwitterung in Sedimenten. II.: Fazielle Bedingungen und stratigraphische Bedeutung. – Erdöl und Kohle, **5**, S. 100–104, Hamburg 1952.

– Sediments of the Rhone Delta. I.: Sources and Deposition of Heavy Minerals. – Kon. Nederl. Geol. Mijinbk. Gen., Verh. dl. **15**, S. 515-556, 1955.

ANDRÉE, H.: Die Schwermineralien der älteren oberbayerischen Molasse. – Neues Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. **71** A, S. 59–120, Stuttgart 1936.

– Das bayerische Tertiärbecken zum ersten Mal durchbohrt! – Oel und Kohle, **13**, S. 151–153, Berlin 1937.

ANDRES, G.: Die Landschaftsentwicklung der südlichen Frankenalb im Gebiet Hofstetten–Gaimersheim–Wettstetten nördlich von Ingolstadt. – Geologica Bavarica, Heft 7, 57 S., München 1951.

BENTZ, A.: Bau und Erdölhöffigkeit des Molassetrogs von Oberbayern und Oberschwaben. – Erdöl u. Kohle, **2**, S. 41–52, Hamburg 1949.

BESCHOREN, B.: Die Vorlandmolasse im Gebiet der unteren Isar. – Erl. z. Geol. Übersichtskarte d. Südd. Molasse 1:300.000, S. 59–67, München 1955.

BLISSENBACH, E.: Die jungtertiäre Grobschotterschüttung im Osten des bayerischen Molassetroges. – Beih. Geol. Jb., H. 26, S. 9–48, Hannover 1957.

BODEN, K.: Tektonische Fragen im oberbayerischen Voralpengebiet. – Cbl. Mineral. usw., 1922, S. 372–380, 398–408, Stuttgart 1922.

– Die Geröllführung der miozänen und oligozänen Molasseablagerungen im südbayerischen Alpenvorland zwischen Lech und Inn und ihre Bedeutung für die Gebirgsbildung. – Mitt. Geogr. Ges. München, **18**, S. 427–504, München 1925.

– Beschaffenheit, Herkunft und Bedeutung des ostalpinen Molasseschuttes. – Abh. Geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, Heft 4, S. 1–33, München 1931.

BRAUMÜLLER, E.: Der Südrand der Molassezone im Raume von Bad Hall. – Erdoel-Zeitschrift, **75**, S. 122–130, Wien 1959.

– Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in Oberösterreich und Salzburg. – Erdoel-Zeitschrift, **77**, S. 509–520, Wien 1961.

BREYER, F. & DOHR, G.: Betrachtungen über den Bau der Gefalteten Molasse im westlichen Bayern mit Beziehungen auf das Molasse-Vorland und die angrenzenden Teile der Alpen auf Grund geophysikalischer Untersuchungen. – Erdöl u. Kohle, **12**, S. 315–323, Hamburg 1959.

BRINKMANN, R., GUNDLACH, K., LOEGTERS, H. & RICHTER, W.: Mesozoische Epirogenese und Paläogeographie in den österreichischen Nordalpen. – Geol. Rdsch., **28**, S. 438–447, Stuttgart 1937.

BUDAY, T., CICHA, I. & SENEŠ, J.: Beziehungen des Untermiozäns der bayerischen und österreichischen Molasse, des südwestlichen Mährens und der innerkarpatischen Becken (Deutsches Resümee). – Věstnik Ustř. Ústav. Geol., **33**, S. 419–425, Prag 1958.

BÜRGL, H.: Der Untergrund der Molasse im bayerisch-österreichischen Grenzgebiet. – Jb. Geol. Bundesanst., **93**, 1948, S. 129–139, Wien 1949.

CICHA, J.: Neue stratigraphische Auswertung der Mikrofauna aus den sog. kattischen Schichten der Südslowakei in Beziehung zu den Ablagerungen der Paratethys. (Deutsches Resümee). – Geol. Práce Zôs., **57**, S. 202–216, Bratislava 1960.

CLAUS, G.: Schwermineralien aus kristallinen Gesteinen des Gebietes zwischen Passau und Cham. – Neues Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. **71** A, S. 1–58, Stuttgart 1936.

Cloos, H.: Die Intrusionsfolge im Bayerischen Wald. – Geol. Rdsch., **14**, S. 10–18, Stuttgart 1923.
– Die Plutone des Passauer Waldes, ihr Bau und Werdegang und ihre innere Tektonik. – In: Tektonik und Magma, Monogr. Geol. Paläont., (2) **3**, 182 S., Berlin (Borntraeger) 1927. (Gemeinsam mit Balk, R., Cloos, E. & Scholtz, H.).
Cornelius, H. P.: Einige Bemerkungen über die Geröllführung der bayerischen Molasse. – Verh. geol. Bundesanst., Nr. 10/11, 10 S., Wien 1920.
– Beobachtungen über die Geröllführung der Molasse am Allgäuer Alpenrand. – Verh. geol. Bundesanst., Nr. 11/12, S. 183–191, Wien 1923.
Dehm, R.: Zur Oligocän-Miocän-Grenze. – Neues Jb. Mineral. usw., Mh., 1949 B, S. 141–146, Stuttgart 1949.
Dürr, F.: Schwermineralführung württembergischer Böden. – Diss., Kiel 1953 (Mskr.).
Edelman, C. H.: Petrologische Provincies in het nederlandsche Kwartair. – Diss., Amsterdam 1933 (Mskr.).
– Bijdrage tot de petrologie van het nederlandsche tertiair. – Verh. geol. Mijnb. Gen. Ned. en Kol. Geol. Serie, **10**, 1933.
– Ergebnisse der sedimentpetrographischen Forschung in den Niederlanden und den angrenzenden Gebieten 1932–1937. – Geol. Rdsch., **29**, S. 223–271, Stuttgart 1938.
Eder, M.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen des Jungtertiärs im Raum von Passau. – Diss., 90 + V S., München 1955 (Mskr.).
Einsele, G.: „Convolute bedding" und ähnliche Sedimentstrukturen im rheinischen Oberdevon und anderen Ablagerungen. – Neues Jb. Geol. Paläont., Abh., **116**, S. 162–198, Stuttgart 1963.
Excursion Guide Book III of the 6th World Petroleum Congress, Frankfurt a. M. 1963: Folded Molasse, Helveticum, and Flysch; Oil and Gas Fields of the Unfolded East-Bavarian Molasse. – Prepared by Oschmann, F., Mobil Oil A. G. in Deutschland; Huf, W., Preußag; Boigk, H., Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung.
Fischer, G.: Über Verbreitung und Entstehung der Titanitfleckengesteine im Bayerischen Wald. – Cbl. Mineral. usw., 1926 A, S. 155–168, Stuttgart 1926.
– Der Bau des Vorderen Bayerischen Waldes. – Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **41**, S. 1–22, Stuttgart 1959.
Frasl, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhüllen in den mittleren Hohen Tauern. – Jb. Geol. Bundesanst., **101**, S. 323–472, Wien 1958.
Füchtbauer, H.: Transport und Sedimentation der westlichen Alpenvorlandsmolasse. – Heidelberger Beitr. Mineral. Petrogr., **4**, S. 26–53, Würzburg 1954.
– Die sedimentpetrographischen Untersuchungen in der Molasse der Bohrung Scherstetten 1. – Geologica Bavarica, Heft 24, S. 44–51, München 1955.
– Die Schüttungen im Chatt und Aquitan der deutschen Alpenvorlandsmolasse. – Ecl. geol. Helv., **51**, S. 928–941, Basel 1958.
– Zur Quarzneubildung in Erdöllagerstätten. – Erdöl u. Kohle, **14**, S. 169–173, Hamburg 1961.
– Zum Einfluß des Ablagerungsmilieus auf die Farbe von Biotiten und Turmalinen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **10**, S. 331–336, Krefeld 1963.
Ganss, O.: Geologie des Blattes Bergen. – Mit einem Beitrag von I. de Klasz, K. Götzinger und F. Vogel. – Geologica Bavarica, Heft 26, S. 1–164, München 1956.
– & Schmidt-Thomé, P.: Die gefaltete Molasse am Alpenrand zwischen Bodensee und Salzach. – Z. deutsch. geol. Ges., **105**, 1953, S. 402–495, Hannover 1955.
Gilbert, G. K.: The Transportation of Debris by Running Water. – U. S. Geol. Survey Prof. Paper 86, Washington 1914.
Graber, H. V.: Vergleichende granittektonische Untersuchungen im Passauer Wald und im Mühlviertel. – Neues Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. **66** A, S. 133–154, Stuttgart 1932.
Graul, H. & Wieseneder, H.: Schotteranalytische Untersuchungen im oberdeutschen Tertiärhügelland. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math. – Phys. Kl., **46**, S. 1–56, München 1939.
Grimm, E.: Sedimentpetrographische Untersuchungen an rezenten Sanden der Regnitz (Mittelfranken) und der Naab (Bayer. Oberpfalz) unter besonderer Berücksichtigung der opaken Mineralien. – Diss., Köln 1956 (Mskr.).
Grimm, W.-D.: Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse zwischen Inn und Rott (Niederbayern). – Beih. Geol. Jb., **26**, S. 97–199, Hannover 1957 (= 1957a).
– Sedimentpetrographische Untersuchung der Molasse-Bohrungen Schwabmünchen 1, Siebnach 1 und Rieden 1. – Geologica Bavarica, Heft 33, 35 S., München 1957 (= 1957b).
– Idiomorphe Quarze als Leitmineralien für salinare Fazies. – Erdöl u. Kohle, **15**, S. 880–887, Hamburg 1962.
– Die Süßwassersande und -mergel in der ostniederbayerischen Molasse und die Aussüßung des miozänen Brackwassermeeres. – Mittl. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **4**, S. 145–175, München 1964.

Häntzschel, W.: Die Schichtungsformen rezenter Flachmeer-Ablagerungen im Jade-Gebiet. – Senckenbergiana, **18**, S. 316–356, Frankfurt a. M. 1936.
– Verteilung der Sedimente im Jadebusen. – Senckenbergiana, **34**, S. 255–263, Frankfurt a. M. 1953.
Hagn, H.: Über Umlagerungsvorgänge in der subalpinen Molasse Oberbayerns und ihre Bedeutung für die alpine Tektonik. – Geologica Bavarica, Heft 5, S. 1–45, München 1950.
– Paläontologische Untersuchungen am Bohrgut der Bohrungen Ortenburg CF 1001, 1002 und 1003 in Niederbayern. – Z. deutsch. geol. Ges., **105**, 1953, S. 324–359, Hannover 1955.
– Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. – Geologica Bavarica, Heft 44, S. 1–208, München 1960.
– Zur Gliederung des Oligozäns im östlichen Oberbayern und in Nordtirol. – Neues Jb. Geol. Paläont., Mh., 1962, S. 423–447, Stuttgart 1962.
– & Hölzl, O.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns zwischen Prien und Sur mit Berücksichtigung des im Süden anschließenden Helvetikums. – Geologica Bavarica, Heft 10, S. 1–208, München 1952.
–, Hölzl, O. & Hrubesch, K.: Zur Gliederung des Oligozäns im östlichen Oberbayern und in Nordtirol. – Neues Jb. Geol. Paläont., Mh., 1962, S. 423–447, Stuttgart 1962.
– & Zeil, W.: Der Geröllbestand der jungkattischen Konglomerate im Staffelsee bei Murnau (Oberbayern) und seine Bedeutung für die Paläogeographie der subalpinen Molasse. – Geol. Jb., **69**, S. 537–598, Hannover 1954.
Heermann, O.: Erdölgeologische Grundlagen der Aufschlußarbeiten im ostbayerischen Molassebecken. – Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. u. -Ing., **21**, S. 5–22, Riehen/Basel 1954.
– Bau und Erdölhöffigkeit des ostbayerischen Molassebeckens. – Erdöl u. Kohle, *8*, S. 69–74, Hamburg 1955.
Hoenes, D.: Der Paracordieritgneis der Bohrung Scherstetten 1 und seine Beziehungen zu den cordieritführenden Metatexiten des Schwarzwaldes. – Geologica Bavarica, Heft 24, S. 102–136, München 1955.
Hofmann, G. W.: Der Muldenbau in der subalpinen Molasse des Prienprofiles im östlichen Oberbayern. – Z. deutsch. geol. Ges., **113**, 1961, S. 557–570, Hannover 1962.
Hölzl, O.: Die Molluskenfauna der oberbayerischen marinen Oligozänmolasse zwischen Isar und Inn und ihre stratigraphische Auswertung. – Geologica Bavarica, Heft 50, 275 S., München 1962.
Humphreys, A. A. & Abbot, H. L.: Report upon the Physics and Hydraulics of the Mississippi River. – U.S.A. Corps of Topograph. Engrs., Prof. Paper 13, 691 S., Washington 1876.
Hüttner, R.: Geologische Untersuchungen im SW-Vorries auf Blatt Neresheim und Wittislingen. – Diss., 347 S., Tübingen 1958 (Mskr.).
Janoschek, R.: Oil Exploration in the Molasse Basis of Western Austria. – Proceedings of the World Petrol. Congress, Sect. I, S. 849–864, New York 1959.
Johnson, D. W.: Shore Processes and Shoreline Development. – 584 S., New York (Wiley) 1919.
Karl, F.: Vergleichende petrographische Studien an den Tonalit-Graniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Instrusivmassive. – Jb. Geol. Bundesanst., **102**, S. 1–192, Wien 1959.
Kiderlen, H.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des süddeutschen Tertiärs. – Neues Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. **66** B, S. 215–384, Stuttgart 1931.
Kockel, C. W.: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. Ein Ausschnitt aus der Entwicklung eines Kettengebirges. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **15**, 1922, S. 63–168, Wien 1923.
Köhler, A.: Zur Entstehung der Granite der Südböhmischen Masse. – Tscherm. mineral. petrogr. Mitt., 3. F., **1**, S. 175–184, Wien 1950.
Kölbl, L.: Untersuchungen über die Verteilung von Schwermineralien im niederbayerischen Tertiär. – Neues Jb. Mineral. usw., **79** A, S. 39–103, Stuttgart 1944.
Koller, S.: Graphische Tafeln zur Beurteilung statistischer Zahlen. – 73 S., Darmstadt (Steinkopff) 1953.
Kordiuk, B.: Zur Entwicklung des subalpinen Molassetroges. – Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. **187**, S. 3–47, Berlin 1938.
Kraus, E.: Die Baugeschichte der Alpen, I. u. II. – 552 + 489 S., Berlin (Akademie-Verlag) 1951.
Kraus, L. & Paulus, B.: Neue Erkenntnisse über die Promberger Schichten und die kohleführenden Ablagerungen der Subalpinen Molasse zwischen Isar und Lech. – Erdöl u. Kohle, **15**, S. 783–790, Hamburg 1962.
Krumbein, W. C. & Pettijohn, F. J.: Manual of Sedimentary Petrography. – New York 1938.
Kuenen, Ph. H.: Experimental abrasion of sand grains. – Report 21. Sess. Norden, **X**, S. 50–53, Copenhagen 1960.
Ladurner, J.: Mineralführung und Korngrößen von Sanden aus Schlicker Tal (Bohrung) und Stubaital (Tirol). – Jb. Geol. Bundesanst., **97**, Wien 1954.

LEMCKE, K.: Geologische Ergebnisse der Erdölexploration im westlichen deutschen Molassebecken. – Z. deutsch. geol. Ges., **109**, 1957, S. 593–598, Hannover 1958.
– Beziehungen zwischen Molassesedimentation und Alpentektonik an der Wende Oligozän/Miozän. – Z. deutsch. geol. Ges., **113**, 1961, S. 280–281, Hannover 1962.
– und v. ENGELHARDT, W. & FÜCHTBAUER, H.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. – Beih. Geol. Jb., **11**, 174 S., Hannover 1953.
LENSCH, G.: Stratigraphie, Fazies und Kleintektonik der kohleführenden Schichten in der bayerischen Faltenmolasse (Peißenberg, Peiting, Penzberg, Hausham, Marienstein). – Geologica Bavarica, Heft 46, S. 3–52, München 1961.
LÜDERS, K.: Über das Wandern der Priele. – Abh. naturwiss. Ver. Bremen, **29**, S. 19–32, Bremen 1934.
LÜNEBURG, H.: Sediment Transport, Sedimentation and Erosion on the outer Sands of the Weser Estuary. – Report 21. Sess. Norden, Vol. Abstracts, S. 247, Copenhagen 1960.
LUNT, Ch.: Sedimentpetrographische und gefügekundliche Untersuchungen in jungtertiären Schottern der ostniederbayerischen Molasse (Südlicher Vollschotter und Hangendserie). – Diss., 93 S., München 1964 (Mskr.).
MAYR, M.: Geologische Untersuchungen in der ungefalteten Molasse im Bereich des unteren Inn (Positionsblätter Simbach a. Inn 653 und Julbach 652/Ostteil). – Beih. Geol. Jb., **26**, S. 309–370, Hannover 1957.
MILNER, H. B.: Sedimentary Petrography, I. u. II. – 643 u. 715 S., London (Allen & Unwin) 1962.
MOOS, A. v.: Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molassesandsteinen. – Schweiz. Mineral. Petr. Mitt., **15**, S. 169–265, Zürich 1935.
MÜLLER, G.: Die Schnellbestimmung des $CaCO_3/MgCO_3$-Anteils in karbonatischen tonarmen Gesteinen mit dem Dinatriumsalz der Äthylendiamintetraessigsäure (AeDTE) – ein wichtiges Hilfsmittel für die Geologie. – Neues Jb. Geol. Paläont., Mh. 1956, S. 330–344, Stuttgart 1956 (= 1956a).
– Die Schnellbestimmung des $CaCO_3/MgCO_3$-Anteils in karbonatischen tonreichen Gesteinen mit dem Dinatriumsalz der Äthylendiamintetraessigsäure (AeDTE). – Neues Jb. Geol. Paläont., Mh. 1956, S. 385–393, Stuttgart 1956 (= 1956b).
– Die rezenten Sedimente im Golf von Neapel. – 1. Die Sedimente des Golfes von Pozzuoli. – Geol. Rdsch., **47**, S. 117–150, Stuttgart 1958.
MÜLLER, F. & TRÖGER, E.: Die Schwermineralverhältnisse in der Subalpinen Molasse bei Kempten. – Erdöl u. Kohle, **1**, S. 269–273, Hamburg 1948.
MUHEIM, H. P.: Subalpine Molassezone im östlichen Vorarlberg. – Ecl. geol. Helv., **27**, S. 182–295, Basel 1934.
NATHAN, H.: Geologische Ergebnisse der Erdölbohrungen im Bayerischen Innviertel. – Geologica Bavarica, Heft 1, S. 3–68, München 1949.
– Kurzprofile von Erdölbohrungen. – In: Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1:300000, S. 89–100, München 1955.
NEUMAIER, F. & WIESENEDER, H.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im niederbayerischen Tertiär. (Blatt Griesbach und Birnbach). – S.-Ber. Bayer. Ak. Wiss., Math.-Naturw. Abt., S. 177–252, München 1939.
NIGGLI, P.: Gesteine und Minerallagerstätten, I.: Allgemeine Lehre von den Gesteinen und Minerallagerstätten. – 540 S., Basel (Birkhäuser) 1948.
– Gesteine und Minerallagerstätten, II.: Die exogenen Gesteine und Minerallagerstätten. – 554 S., Basel (Birkhäuser) 1952.
OSCHMANN, F.: Stratigraphie, Paläogeographie und Fazies in der ostbayerischen Molasse und deren oberkretazischem Untergrund. – Erdöl u. Kohle, **10**, S. 692–693, Hamburg 1957.
– s. Excursion Guide Book III, 1963.
OSSWALD, D.: Die Wendelsteingruppe. Abriß der stratigraphischen, tektonischen und morphologischen Geschichte. – Mitt. Geogr. Ges. München, **21**, S. 183–304, München 1928.
OULIANOFF, N.: Compaction, Deplacement et Granoclassement des Sediments. – Report 21, Sess. Norden, X, S. 54–58, Copenhagen 1960.
PAPP, A.: Tertiär, I.: Grundzüge regionaler Stratigraphie. – In: Handbuch der stratigraphischen Geologie, III/1. – 411 S., Stuttgart (Enke) 1959.
PAULUS, B.: Zur Stratigraphie und Fazies der oligozänen und miozänen Molasse im südlichen Oberbayern. – Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., **30**, S. 53–97, Riehen/Basel 1963.
PETTIJOHN, F. J.: Persistence of heavy minerals and geologic age. – J. Geol., **49**, S. 610–625, Chicago 1941.
– Sedimentary Rocks. – 526 S., New York (Harper & Brothers) 1949.
REHSE, W.: Die Moldanubische Serie der Oberen Süßwassermolasse Ostniederbayerns und ihre alpinen Äquivalente. – Diss., 148 S., München 1963 (Mskr.).

Reich, H.: Seismische und geologische Ergebnisse der 2-to-Sprengung im Tiefbohrloch Tölz I am 11. XII. 1954. – Geol. Jb., **75**, S. 1–46, Hannover 1958.
– Zur Frage der geologischen Deutung seismischer Grenzflächen in den Alpen. – Geol. Rdsch., **50**, S. 465 bis 473, Stuttgart 1960.
Reineck, H.-E.: Longitudinale Schrägschicht im Watt. – Geol. Rdsch., **47**, S. 73–82, Stuttgart 1958.
– Über die Entstehung von Linsen- und Flaserschichten. – Abh. dtsch. Ak. Wiss. Berlin, Kl. III, S. 369–374, Berlin 1960.
– Schichtungsarten in Wattenböden. – Z. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde, **99**, **(144)**, S. 154 bis 159, Weinheim/B. 1962.
– Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee. – Abh. senckenb. naturf. Ges., **505**, S. 1–138, Frankfurt a. M. 1963.
Reis, O. M.: Erläuterungen zu der geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf. I.: Stratigraphischer Theil. – Geogn. Jh., **8**, 1895, S. 1–155, Cassel 1896.
– Einzelheiten über Gesteinsarten, Schichtung und Aufbau des niederbayerischen Tertiärs rechts der Isar. – Geogn. Jh., **31/32**, S. 93–118, München 1918/1919.
Richter, M.: Molasse und Alpen. – Z. deutsch. geol. Ges., **102**, 1950, S. 177–180, Hannover 1951.
Ritter, L.: Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molassegesteinen von Niederbayern und Oberösterreich. – Diss., 77 + X S., München 1953 (Mskr.).
Ruchin, L. B.: Grundzüge der Lithologie. – Lehre von den Sedimentgesteinen. – 806 S., Berlin (Akademie-Verlag) 1958.
Russell, R.D.: Effects of Transportation on sedimentary Particles in recent marine Sediments. – S. 32 bis 47, 1939.
Schadler, J.: Das Phosphoritvorkommen Plesching bei Linz a. d. D. – Verh. Geol. Bundesanst., 1945, S. 70–77, Wien 1947.
Schauerte, E.: Die Geologie des Blattes Haidenburg und seiner Umgebung. (EinBeitrag zur Kenntnis des ostniederbayerischen Tertiärs). – Diss., 145 S., München 1962 (Mskr.).
Scheidhauer, W.: Gravitative Auslesevorgänge bei der Sedimentation von Sanden. – Chemie d. Erde, **12**, Jena 1939/40.
Schiemenz, S.: Fazies und Paläogeographie der Subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar. – Beih. Geol. Jb., **38**, 119 S., Hannover 1960.
Schiessl, K.-H.: Die Verteilung der Schwermineralien in der Süßbrackwassermolasse Niederbayerns. – Diss., 78 S., München 1962 (Mskr.).
Schlosser, M.: Die Eocaenfaunen der bayerischen Alpen, I. und II. – Abh. Bayer. Ak. Wiss., math.-naturw. Abt., **30**, S. 1–207, München 1925.
Schmeer, D.: Sedimentpetrographische Beobachtungen aus der Oberen Süßwassermolasse im Bereich von Freising bis Landshut. – Z. deutsch. geol. Ges., **105**, 1953, S. 496–516, Hannover 1955.
– Zur Gliederung der Oberen Süßwassermolasse Bayerns mittels Schwermineralien. – Z. deutsch. geol. Ges., **110**, S. 143–151, Hannover 1958.
Schmidt-Thomé, P.: Paläogeographie und tektonische Strukturen im Alpenrandbereich Südbayerns. – Z. deutsch. geol. Ges., **113**, 1961, S. 231–260, Hannover 1962.
Schnitzer, W. A.: Der Schwermineralgehalt der Randfazies des fränkischen Mittleren Keupers in Tiefbohrprofilen. – Erlanger geol. Abh., Heft 11, S. 49–66, Erlangen 1954.
– Die Lithologie und Paläogeographie des Buntsandsteins am Westrand der Böhmischen Masse. – Erlanger geol. Abh., Heft 24, 130 S., Erlangen 1957.
– Geröll- und Schwermineraluntersuchung im Weißen Main und in der Luhe. – Geolog. Bl. NO-Bayern, **9**, S. 50–55, Erlangen 1959.
Schreyer, W.: Das Moldanubikum um Vilshofen in Niederbayern. – Beih. Geol. Jb., **49**, 121 S., Hannover 1962.
Schröder, B.: Schwermineralführung und Paläogeographie des Doggersandsteins in Nordbayern. – Erlanger geol. Abh., Heft 42, 29 S., Erlangen 1962.
Schulz, H.: Morphologie und randliche Bedeckung des Bayerischen Waldes in ihren Beziehungen zum Vorland. – Neues Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. **54**, S. 289–346, Stuttgart 1926.
Shepard, F. P. & Cohee, G. V.: Continental Shelf Sediments off the Mid-Atlantic States. – Bull. Geol. Soc. America, **47**, S. 441–458, 1936.
Simon, W. G.: Eine neue einfache sedimentpetrographische Methode und ihre Anwendung auf die Schichtenfolge des nordwestdeutschen Miozäns. – Cbl. Mineral. usw., **9**, B, S. 461–476, 1931.
Sindowski, K.-H.: Sedimentpetrographische Methoden zur Untersuchung sandiger Sedimente. – Geol. Rdsch., **29**, S. 196–200, Stuttgart 1938.

Sindowski, K.-H.: Grundsätzliches zur Schwermineralanalyse der diluvialen Rheinterrassen und Löße des Mittel- und Niederrheingebietes. – Z. deutsch. geol. Ges., **92**, S. 477–499, Hannover 1940.

Stetson, H. C.: The Sediments of the Continental Shelf off the Eastern Coast of the United States. – Papers Phys. Oceanogr. Meteorol., **5**, 1938.

Stiefel, J.: Ein Beitrag zur Gliederung der Oberen Süßwassermolasse in Niederbayern. – Beih. Geol. Jb., **26**, S. 201–259, Hannover 1957.

Stumpfl, E.: Erzmikroskopische Untersuchungen an Schwermineralien in Sanden. – Geol. Jb., **73**, S. 685 bis 724, Hannover 1958.

Sutter, K.: Gefügeanalytische Untersuchungen im Nördlichen Vollschotter der ungefalteten Molasse Niederbayerns. – Diss., 80 S., München 1962 (Mskr.).

Szöts, E.: Les problèmes de la limite entre le Paléogène et le Néogène et des étages Chattien et Aquitanien. – Acta geol., **4**, S. 209–218, Budapest 1956.

Thenius, E.: Wirbeltierfunde aus der paläogenen Molasse Österreichs und ihre stratigraphische Bedeutung. – Verh. Geol. Bundesanst., 1960, S. 82–88, Wien 1960.

Traub, F.: Die Schuppenzone im Helvetikum von St. Pankraz am Haunsberg, nördlich von Salzburg. – Geologica Bavarica, Heft 15, S. 3–38, München 1953.

Troll, G.: Das Instrusivgebiet von Fürstenstein. – Geologica Bavarica, Heft 52, S. 1–140, München 1964.

Veit, E.: Der Bau der südlichen Molasse Oberbayerns auf Grund der Deutung seismischer Profile. – Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., **30**, S. 15–52, Riehen/Basel 1963.

Weber, E.: Grundriß der biologischen Statistik. – 456 S., Jena (Fischer) 1956.

Weithofer, K.A.: Zur Kenntnis der oberen Horizonte der oligocänen Brackwassermolasse Ostbayerns und deren Beziehungen zur miocänen (oberen) Meeresmolasse im Gebiete zwischen Inn und Lech. – Verh. k. k. geol. Reichsanstalt, 1899, S. 269–282, Wien 1899.

– Die Oligozänablagerungen Oberbayerns. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **10**, 1917, S. 1–125, Wien 1918.

– Molasse und Alpenrand in Oberbayern, II u. III. – Cbl. Mineral. usw., **12** B, S. 1–12 u. 353–368, Stuttgart 1934.

Weyl, R.: Sedimentpetrographische Studien zur Paläogeographie des Oligocäns im nordwestlichen Rheintalgraben. – Neues Jb. Mineral. usw., Beil. Bd., **80** B, S. 31, Stuttgart 1938.

– Zur Frage der Schwermineralverwitterung in Sedimenten. I.: Erscheinungsbild und Vorkommen der Schwermineralverwitterung. – Erdöl u. Kohle, **5**, S. 29–33, Hamburg 1952.

Wieseneder, H.: Petrographische Analyse der Sedimentationsabfolge in der nordalpinen Saumtiefe Ober- und Niederbayerns. – Neues Jb. Mineral. usw., Abh., **88** B, S. 157–175, Stuttgart 1943.

– Die Verteilung der Schwermineralien im nördlichen Inneralpinen Wiener Becken und ihre geologische Deutung. – Verh. geol. Bundesanstalt., S. 207–222, Wien 1952.

– Über die Veränderungen des Schwermineralbestandes der Sedimente. – Erdöl u. Kohle, **6**, S. 369–372, Hamburg 1953.

– & Maurer, I.: Ursachen der räumlichen und zeitlichen Änderung des Mineralbestandes der Sedimente des Wiener Beckens. – Ecl. geol. Helv., **51**, S. 1155–1172, Basel 1958.

Woletz, G.: Die Bedeutung der Schwermineralanalyse für die Stratigraphie und ihre Anwendung in Österreich. – Erdoel-Zeitschrift, **71**, S. 53–55, Wien 1955.

– Die Schwermineral-Analyse als Hilfsmittel für Prospektion und Stratigraphie. – Verh. Geol. Bundesanst., S. 172–182, Wien 1958.

– Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. – Jb. Geol. Bundesanst., **106**, S. 89–119, Wien 1963.

Wolf, W.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im niederbayerischen Tertiär. (Blatt Aidenbach, Blatt Ortenburg, Blatt Fürstenzell/Westhälfte). – Diss., 83 S., München 1956 (Mskr.).

Wurm, A.: Beiträge zur Kenntnis der nordalpinen Saumtiefe zwischen unterem Inn und unterer Isar. – Neues Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. **78** B, S. 285–326, Stuttgart 1937.

Zimmerle, W.: Zur Petrographie und Diagenese des Dogger-beta-Hauptsandsteins im Erdölfeld Plön-Ost. – Erdöl u. Kohle, **16**, S. 9–16, Hamburg 1963.

Zöbelein, H.-K.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im niederbayerischen Tertiär (Blatt Pfarrkirchen). – Neues Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. **84** B, S. 233–302, Stuttgart 1940.

– Über die chattische und aquitanische Stufe und die Grenze Oligozän/Miozän (Palaeogen/Neogen) in Westeuropa. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **52**, 1959, S. 245–265, Wien 1960.

– Kritische Bemerkungen zur Stratigraphie der Subalpinen Molasse Oberbayerns. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **23**, 91 S., Wiesbaden 1957.

– Über die Bausteinschichten in der Subalpinen Molasse des westlichen Oberbayerns. – Z. deutsch. geol. Ges., **113**, 1961, S. 261–265, Hannover 1962.

SCHWERMINERALTABELLEN

Schwermineraluntersuchung an Kernproben

(Erläuterungen s. S. 82/83)

Probe	Teufe (m)	Ausgezählte SM ohne Opak	Chemische Behandlung	in Prozent der Schwermineralien ohne Garnat und Opak																	Granat / 100 SM ohne Granat u. Opak	Opak / 100 SM ohne Granat u. Opak	Anzahl SM ohne Granat u. Opak pro ccm	Glimmer- u. Chlorit-Gehalt	Karbonat-Gehalt	Bemerkungen
				Zoisit u. Klinozoisit	Epidot	Hornblende	Sonstige		Staurolith		Turmalin		Zirkon u. Monazit		Rutil	Disthen	Apatit	Glaukophan							
Bohrung Aich 1																										
SSK	525,5	264	–	2	–	–	3	Ti	12	18	v	43	w–m		8	5	9	–	106	2313	64	sv	sv	vereinz. vererz. Mikrofoss.
SSK	526,0	90	–	2	5	–	8	4 As, 2 Br, 2 Ti	10	39	v	23	m		7	2	4	–	54	11180	30	sv	w	Min. meist erzverkrustet
SSK	532,0	324	–	2	5	–	4	2 At, Br, Ti	9	22	sv	48	m		5	4	1	–	56	673	106	m	–	viel Biotit
SSK	536,5	47	–	–	x	x	–		x	x		x	–		x	–	x	–	xx (ca. 300%)	9200	6	sv	sv	–
SSK	542,0	412	–	1	5	–	6	2 At, 4 Ti	12	15	v	49	m		4	5	3	–	154	611	89	m	w	–
K	546,0	136	–	–	1	–	3	As	15	40	v	18	w		3	–	17	3	29	1633	52	sv	v	viel Biotit; Körner opakbestäubt
K	547,0	106	–	–	–	–	8	5 As, Br, 2 Ti	17	49	m	13	w		2	4	7	–	16	5180	45	sv	sv	viel Biotit; Körner opakbestäubt
K	551,5	1025	–	1	2	–	–		6	7	m	79	m		2	1	2	–	196	515	1352	sw	w	–
K	554,0	97	–	8	6	–	4	2 As, 2 Br	10	36	v	22	w		–	4	10	–	52	2684	32	sv	v	häufig Biotit; vereinz. Mikrofoss.
SSK	560,0	70	–	–	x	–	x	As	x	xx	v	x	–		–	–	x	–	xx	sv	21	sv	v	–
SSK	563,5	17	–	–	–	–	–		x	x	m	x	–		–	–	x	–	xx	sv	4	sv	sv	–
SSK	570,5	478	–	–	8	–	4	Ti	25	11	m	4	–		2	4	42	–	223	419	110	m–v	sv	–
K	577,5	314	–	1	1	–	4	3 Sp, Ti	20	19	m	2	–		–	5	51	2	109	707	193	sv	m	–
SSK	588,3	13	–	–	–	–	x	As	x	x		–			x	–	x	–	x	v–sv	5	sv	sv	–
SSK	594,8	34	–	–	–	–	–		–	x		x	–		–	–	xx	–	xx	sv	8	v–sv	sv	Körner meist erzumkrustet
SSK	604,0	103	–	2	3	–	4	As, Br, 2 Sp	13	6	–	–			5	2	58	7	45	2373	35	sv	sv	Körner meist erzumkrustet
K	741,0	39	–	–	–	–	–		?x	x		xx	x		–	–	x	–	x(22%)	sv	17	sv	m	fast ausschl. Biotit
Bohrung Albaching 3																										
SSK	1555,0	6	–	–	x	–	–		–	–		–			–	–	x	–	x	ca. 500	3	sv	sv	–
SSK	1610,0	456	–	5	28	4	4	2 As, At, Ti	22	8	w	20	sw		2	2	5	–	402	663	48	sw	sw	einz. vererz. Mikrofoss.
SSK	1713,0	26	–	–	x	–	x	At	x	–		–			–	–	xx	–	178	1350	34	sv	sv	–
SSK	1744,0	213	–	–	20	5	7	2 As, At, 4 Ti	32	8	w	5	w		–	2	21	–	288	423	28	sv	v	–
SSK	1794,6	459	–	4	26	5	4	As, 3 Ti	34	4	w	4	–		5	3	10	1	520	248	47	w	w	–
SSK	1830,0	566	–	3	24	10	1	Ti	25	7	v	5	–		5	4	13	3	411	423	222	sw	w	einz. vererz. Mikrofoss.

SSK	1839,0	474	–	2	26	6	2	Sp	14	9	m	5	–	6	2	28	–	331	364	110	sw	sw	–
SSK	1882,0	912	–	2	24	2	2	Ti	28	13	sw	2	–	7	9	10	1	850	448	96	m	w	–
SSK	1946,0	101	–	2	17	–	9	As, 2 Ko, 5 Ti, Sp	23	9	w	9	–	3	2	14	12	182	554	18	v	sv	1 Fischzähnchen
SSK	1962,0	36	–	–	8	–	2	Ti	34	8	v	4	–	2	2	20	20	55	1950	12	sv	sv	–
SSK	2012,0	270	–	6	10	–	2	Ti	53	6	m	9	w	2	2	9	1	200	722	45	v	sv	–
SSK	2022,0	273	–	1	11	–	5	3 Sp, 2 Ti	33	4	–	2	–	6	1	34	3	82	477	74	v	sv	–
SSK	2045,0	24	–	–	–	–	–		x	x		–		x	–	x	–	xx	sv	5	sv	sv	–
SSK	2050,0	140	–	–	–	–	4	2 As, 2 Sp	15	3		23	–	9	3	43	–	310	350	18	v	sv	–
SSK	2062,0	84	–	–	–	–	3	Sp	49	12	w	3	–	6	2	22	3	156	360	16	v	sv	–
SSK	2067,0	158	–	–	–	–	4	Ti	49	4	–	9	–	5	–	26	3	165	627	33	m–v	sv	–
SSK	2204,1	11	–	–	–	–	–		xx	x		–		–	–	x	–	xx	sv	6	sv	sv	–
SSK	2327,2	15	–	–	–	–	–		x	–		x	–	–	x	x	–	275	sv	2	v	sv	–
SSK	2333,5	7	–	–	–	x	–		x	x		–		–	–	–	–	130	sv	2	sv	sv	–
SSK	2515,5	2	–	–	–	–	–		x	–		–		–	–	–	–	100	sv	1	sv	sv	–

Bohrung Ampfing 1

K	ca. 1103	17	–	–	–	–	–		x	x		–		–	–	xx	–	55	850	6	sv	sv	–
K	1180,0	228	–	–	3	–	3	As, 2 Ti	15	26	m	39	w	3	–	9	2	303	518	34	v	w	–
K	ca. 1252	236	–	–	–	–	–		9	17	v	6	–	4	3	61	–	122	264	106	w	sw	–

Bohrung Ampfing 4

K	ca. 1088	116	–	–	–	–	6	2 As, Ch, Sp, 2 Ti	2	21	w	4	–	1	1	65	–	54	338	42	sv	sv	–

Bohrung Ampfing 8

K	1091,1	49	–	–	–	–	x	Sp	x	x		x	–	–	x	xx	–	145	32600	67	x	x	sehr viele vererzte Mikrofossil.
K	1092,1	24	–	–	–	–	x	Ti	–	x		x	x	–	x	xx	–	85	14100	130	m	m	fast ausschl. vererzte Mikrofoss.
K	1093,1	8	–	–	–	–	x	Sp	–	–		–		–	–	x	–	100	87000	40	x	x	fast ausschl. vererzte Mikrofoss.
K	1094,1	18	–	–	–	–	x	As	–	x		–		–	–	x	–	260	35600	25	x	x	fast ausschl. vererzte Mikrofoss.
K	1095,1	133	–	–	–	–	10	2 As, Ch, 7 Ti	9	29	w	15	w–m	4	4	29	–	172	6820	98	w	v	öfters vererzte Mikrofossilien

Bohrung Ampfing 18

SSK	1092,9	298	–	1	3	–	1	Sp	16	38	sv 7% bl	33	w	4	–	4	–	89	592	304	w	sw	–
SSK	1093,5	324	–	2	3	–	3	As, 2 Ti	9	36	m–v	38	w	2	1	6	–	78	406	243	w	sw	–
SSK	1095,5	780	–	2	8	–	4	As, 2 At, Ti	6	15	m–v	50	w	3	2	10	–	155	363	408	w	sw	–
SSK	1096,4	64	–	–	2	–	–		5	6	sv	82	w	–	–	5	–	49	655	62	sw	–	–
SSK	1097,0	696	–	1	6	–	6	As, 2 At, Ko, Sp, Ti	6	12	sv	52	w	4	–	13	–	120	377	316	w	sw	–
SSK	1097,5	542	–	4	3	–	6	As, 4 At, Ti	5	11	sv 2 bl	58	m	2	1	10	–	129	687	315	sw	sw	–
SSK	1098,5	568	–	5	19	–	11	As, At, 2 Sp, 7 Ti	17	6	v	22	sw	4	1	15	–	255	350	320	w–m	sw	–
SSK	1099,5	203	–	2	23	–	5	Ko, 4 Ti	21	11	w–m	7	sw	4	1	26	–	136	444	86	v	m–w	–
SSK	1100,3	233	–	3	20	–	21	As, 4 Ko, 7 Sp, 9 Ti	22	3	w	8	sw	2	3	18	–	164	325	69	sv	m	–

Schwermineraluntersuchung an Kernproben

(Erläuterungen s. S. 82/83)

Probe	Teufe (m)	Ausgezählte SM ohne Opak	Chemische Behandlung	in Prozent der Schwermineralien ohne Granat und Opak: Zoisit u. Klinozoisit	Epidot	Hornblende	Sonstige	Staurolith	Turmalin	Zirkon u. Monazit	Rutil	Distihen	Apatit	Glaukophan	Granat / 100 SM ohne Granat u. Opak	Opak / 100 SM ohne Granat u. Opak	Anzahl SM ohne Granat u. Opak pro ccm	Glimmer- u. Chlorit-Gehalt	Karbonat-Gehalt	Bemerkungen
Fortsetzung von Bohrung Ampfing 18																				
SSK	1101,0	38	–	–	x	–	x As, Ko, Ti	x	xx	–	x	–	x	–	72	657	14	sv	v	–
SSK	1102,5	240	–	1	9	–	1 At	5	38 sv	31 sw–w	9	2	4	–	46	458	164	sv	w	vereinzelt vererzte Mikrofossil.
SSK	1103,0	260	–	1	8	–	4 3 As, Sp	5	39 sv	19 sw	14	–	10	–	30	241	190	sv	sw	–
SSK	1104,5	248	–	2	5	–	2 As, Piemont.,	4	57 sv	13 sw	7	–	10	–	32	277	188	sv	sw	–
SSK	1105,5	374	–	2	6	–	4 2 As, At, Ti	5	38 sv	32 sw	11	–	2	–	41	245	312	v	sw	–
SSK	1106,0	114	–	–	5	–	6 2 As, 2 Br, 3 Ti	4	34 sv	39 sw	8	–	4	–	84	387	31	w–m	w	–
SSK	1106,5	424	–	1	8	–	2 As, At	8	31 sv	36 w	9	–	5	–	61	331	326	w–m	sw	–
SSK	1107,0	404	–	1	12	–	4 3 As, At	10	34 sv	26 m	6	2	5	–	98	343	440	sw	sw	–
Bohrung Ampfing 19																				
SSK	1098,3	316	–	–	–	–	3 2 As, At	3	15 sv	72 sw	2	2	3	–	67	469	178	w–m	sw	–
SSK	1098,6	794	–	–	9	–	3 At, 2 Ti	8	21 v	39 w	9	1	10	–	215	282	252	sw	sw	–
SSK	1098,8	109	–	–	7	–	3 Ti	8	22 sv	10 w	6	5	39	–	276	352	15	v	w	–
SSK	1099,0	790	–	1	12	–	3 2 As, Ti	18	18 m	28 w	7	1	12	–	344	274	178	sw	sw	–
SSK	1099,4	608	–	1	5	–	4 As, At, Ko, Ti	9	5 m–v	54 sw	11	1	10	–	481	430	103	sw	sw	–
SSK	1100,5	310	–	–	10	–	2 Ti	18	12 m	18 –	4	–	36	–	840	562	17	v	w	–
SSK	1101,0	610	–	3	12	–	1 At	11	12 w	8 –	4	5	44	–	404	128	242	m–v	w–m	–
SSK	1101,5	96	–	–	x	–	x	x	x	x –	x	x	xx	–	500	550	9	sv	v	–
SSK	1102,0	51	–	–	x	–	–	x	x	x –	x	–	xx	–	115	515	12	v	sv	–
SSK	1104,0	16	–	–	–	–	–	x	x	–	–	–	x	–	300	2125	2	sv	sv	–
SSK	1105,5	143	–	–	4	–	5 2 As, 3 Ko	15	13 m	2 –	4	2	55	–	170	456	27	m	sv	–
Bohrung Ampfing 24																				
SSK	1146,5	119	–	–	–	–	8 2 As, 2 Sp, 4 Ti	12	16 m	34 w	6	–	24	–	138	338	–	v	v–sv	Präparat schlecht
SSK	1153,0	179	–	–	–	–	7 6 As, Ti	11	23 w	15 –	4	–	40	–	136	516	–	sv	m–v	Präparat schlecht
SSK	1160,2	26	–	x	–	–	x As	–	xx m	xx x	x	–	x	–	37	6875	–	v	w	Präparat schlecht

SSK	1163,8	38	z. T. HCl	x	–	–	x	Ti	–	xx	v	xx	–	x	–	x	x	m	sv	–	sv	sv	Präparat schlecht
SSK	1173,0	458	–	–	1	–	–		6	22	sv	68	m	2	–	1	–	193	765	–	w	w	Präparat schlecht
SSK	1174,7	359	–	–	–	–	3	At	12	9	v	67	w	5	1	3	–	232	1836	–	m	sw	Präparat schlecht
SSK	1178,2	41	–	–	3	–	2	Sp	8	27	m	41	w	15	–	4	–	50	731	–	sv	sv	Präparat schlecht
SSK	1216,8	36	–	–	x	–	–		x	xx	m	xx	–	x	–	x	–	107	10500	–	sv	sv	Präparat schlecht
SSK	1303,2	43	z. T. HCl	–	x	–	x	Ko	x	xx	m	xx	x	x	–	x	–	111	858	–	sv	sv	Präparat schlecht
SSK	1319,3	31	z. T. HCl	x	–	–	x	Sp, Ti	x	x		xx	x	x	–	x	–	163	1925	–	sv	v	Präparat schlecht
SSK	1321,2	36	–	x	–	–	x	Ko, Sp, Ti	x	xx	w	x	x	x	–	x	x	186	1600	–	sv	sv	Präparat schlecht
SSK	1321,2	540	HCl	1	–	–	21	3 Ko, 14 Sp, 4 Ti	13	46	w	11	sw	2	–	–	6	276	929	–	v	–	–

Bohrung Dorfen 1

SSK	1030,5	264	–	1	4	–	8	7 At, Ti	11	23	sv	48	w	2	–	3	–	87	372	72	m	w	–
SSK	1088,6	35	–	–	xx	x	x	Ti	xx	–		x	–	–	–	x	–	119	950	8	v	sv	–
SSK	1119,0	105	–	3	11	–	3	As	32	9	w	8	–	–	–	34	–	185	444	19	v	sv	–
SSK	1132,8	143	–	6	6	–	4	Ti	20	14	v	4	–	4	10	32	–	186	681	25	m	w	–
SSK	1152,0	113	–	x	x	–	–		x	–		–		–	x	xx	xx	x	1150	6	sv	v	–
SSK	1162,0	430	–	7	28	4	3	2 As, Ti	18	8	m	16	w	3	4	6	3	90	593	226	w	sw	–
SSK	1183,4	117	–	–	20	2	–		30	8	w	2	–	1	4	15	18	125	1383	26	v	v	–
SSK	1200,0	27	–	x	x	–	x	As	x	x		x	–	x	x	x	(33)	50	817	9	sv	m–v	–
SSK	1250,0	205	–	2	15	–	3	As, Sp, Ti	37	8	w–m	1	–	2	5	17	10	53	1250	72	v	sv	–
SSK	1270,5	1170	–	2	4	–	8	At, 5 Sp, 2 Ti	52	5	sw	13	sw	1	2	10	3	333	433	180	sw	m	–

Bohrung Grucking 1

SSK	832,5	215	–	–	–	–	10	2 As, 7 At, Du	14	19	v	47	w–m	5	2	3	–	89	1720	56	w	–	–
SSK	833,5	112	–	–	10	–	16	At	2	12	v	55	w–m	–	3	2	–	56	542	36	w	sw	–
SSK	834,5	76	–	1	2	–	37	34 At, 2 Si	6	28	v	22	sw	4	–	–	–	33	678	29	w	sw	–
SSK	837,5	74	–	1	6	–	22	20 At, 2 Si	13	28	w–m	15	w	2	11	2	–	37	834	27	sw	sw	–
SSK	840,0	36	–	–	7	–	14	At	7	33	m	35	–	4	–	–	–	29	685	14	m	sw	–
SSK	842,5	37	–	–	–	–	34	28 At, 6 Ti	3	30	m	19	w–m	4	–	10	–	27	414	15	m	sw	–
SSK	881,0	114	–	7	48	8	3	Sp, 2 Ti	13	3	w	3	–	–	3	11	1	58	346	36	v	w	–
SSK	907,0	139	–	2	36	13	2	Ti	12	2	–	7	–	5	2	17	2	139	421	29	v	w–m	–
SSK	954,5	25	–	–	–	–	x	Ti	x	x	w	x	x	–	x	xx	–	66	450	8	v	v	–
SSK	1017,5	49	–	–	15	–	3	Ti	29	19	m	7	–	4	4	19	–	82	600	14	m	m	–
SSK	1045,5	15	–	–	–	–	–		xx	–		x	–	x	–	x	–	xx	sv	6	v	sv	–
SSK	1086,5	40	–	–	5	–	5	2 Sp, 3 Ti	35	15	w	10	–	–	–	30	–	110	370	10	v	sv	–
SSK	1106,3	10	–	–	–	–	x	Sp	x	x	v	–		–	–	x	–	xx	sv	3	v	sv	–
SSK	1144,0	2	–	–	–	–	–		x	–		–		–	–	–	–	x	sv	1	sv	sv	–

Bohrung Hohenlinden 1

K	1310,1	352	–	4	4	2	3	Br, 2 Ti	18	15	w	36	m	6	3	9	–	85	287	190	w	sw	öfters vererzte Mikrofossilien
K	1315,3	25	–	–	–	–	xx	Ko	xx	x	–	–		–	–	x	–	91	7850	7	xx	xx	Korund, wohl Verunreinigung
K	1316,4	984	–	–	1	–	8	3 At, Ch, 4 Ti	21	6	v	42	w	6	4	11	1	338	536	224	w	w	–

Schwermineraluntersuchung an Kernproben

(Erläuterungen s. S. 82/83)

Probe	Teufe (m)	Ausgezählte SM ohne Opak	Chemische Behandlung	in Prozent der Schwermineralien ohne Granat und Opak: Zoisit u. Klinozoisit	Epidot	Hornblende	Sonstige	Staurolith	Turmalin	Zirkon u. Monazit	Rutil	Disthen	Apatit	Glaukophan	Granat / 100 SM ohne Granat u. Opak	Opak / 100 SM ohne Granat u. Opak	Anzahl SM ohne Granat u. Opak pro ccm	Glimmer- u. Chlorit-Gehalt	Karbonat-Gehalt	Bemerkungen
Fortsetzung von Bohrung Hohenlinden 1																				
K	1317,55	1162	–	2	5	–	7 5At, Ch, Ti	25	9	v	39	w–m	3	3	7	–	333	265	536	sw	sw	–
K	1317,8	680	–	1	10	–	4 2At, 2Ti	25	7	v	38	w	5	2	8	–	265	258	472	sw	sw	–
K	1678,0	608	–	3	1	–	15 2Ko, 9Sp, 4Ti	33	7	m	8	sw	8	1	23	1	192	237	516	sw	sw	Korund, wohl Verunreinigung
K	1679,0	283	–	–	1	–	17 2As, 12Sp, 3Ti	26	10	w	13	sw	3	1	27	2	121	199	256	w	v	–
K	1679,55	1124	–	1	1	–	7 6Sp, Ti	42	12	m	17	sw	4	2	13	1	198	193	376	sw	v–sv	–
K	1680,70	324	–	1	–	–	5 As, Ch, Sp, 2Ti	27	11	m	36	sw	5	4	10	1	197	148	218	sw	sv	–
K	1681,55	904	–	–	1	–	19 As, Ko, 15Sp, 2Ti	28	6	m	13	sw	13	3	17	–	145	258	352	sw	v	Korund, wohl Verunreinigung
K	1682,75	842	–	2	–	–	18 2As, 5Ko, 10Sp, Ti	33	9	v	13	w	9	2	14	–	192	172	576	sw	sw	Korund, wohl Verunreinigung
K	1683,70	598	–	1	–	–	17 As, 6Ko, 10Sp	38	15	m–v	4	–	5	–	20	–	79	98	668	w	sw	Korund, wohl Verunreinigung
K	1684,55	644	–	–	1	–	17 As, Br, 9Ko, 4Sp, 2Ti	25	16	w	9	w	5	3	24	–	66	139	388	w	w	Korund, wohl Verunreinigung
K	1685,50	442	–	–	1	–	15 As. Br, 3Ko, 10Sp	23	24	w	12	w–m	5	–	19	1	103	298	218	w–m	w	Korund, wohl Verunreinigung
K	1692,2	83	–	–	–	–	14 2As, 12Ko	28	36	m	5	–	7	–	10	–	47	505	29	m	w	Korund, wohl Verunreinigung
K	1692,3	216	–	–	2	–	39 31Ko, 6Sp, 2Ti	23	6	w	7	sw	11	–	12	–	92	2100	78	m	m	Korund, wohl Verunreinigung
K	1692,9	715	–	1	1	–	12 Ch, 2Ko, 5Sp, 4Ti	37	9	sv	10	w	6	1	23	–	204	281	478	sw–w	sw	Korund, wohl Verunreinigung
K	1694,1	624	–	–	2	–	12 Ko, 10Sp, Ti	22	8	w	15	sw	11	2	27	1	204	186	832	sw	sw	Korund, wohl Verunreinigung
K	1695,1	194	–	–	–	–	28 18Ko, 4Sp, 6Ti	21	10	m	5	w	6	2	38	–	91	922	102	w–m	w	öfters vererzte Mikrofossilien
K	1696,1	52	–	–	–	–	xx Ko, Sp	x	x		x	–	–	–	xx	x	211	2500	10	v	v	Korund, wohl Verunreinigung
K	1697,0	360	–	–	–	–	20 5Ko, 12Sp, 3Ti	27	5	sw	27	sw	5	–	16	–	125	194	160	w	sv	Korund, wohl Verunreinigung
K	1697,9	147	–	–	–	–	34 31Ko, 3Sp	23	5	–	11	w–m	1	1	25	–	69	782	47	sw	sv	Korund, wohl Verunreinigung
K	1698,9	216	–	–	–	–	40 2As, 33Ko, 4Sp, Ti	17	13	w	8	m	5	1	16	–	71	841	88	w	sv	Korund, wohl Verunreinigung
K	1699,85	254	–	–	–	–	23 20Ko, 2Sp, Ti	20	10	m	10	w	5	2	30	–	72	678	126	w	sv	Korund, wohl Verunreinigung
K	1742,75	100	–	–	–	–	36 33Ko, 3Sp	7	14	m	11	sw	3	1	28	–	47	572	34	w–m	sv	Korund, wohl Verunreinigung
K	1743,75	93	–	–	–	–	45 38Ko, 4Sp, 3Ti	9	19	sv	4	–	3	–	20	–	49	1500	42	w	sv	Korund, wohl Verunreinigung
K	1744,8	66	–	–	–	–	xx Ko, Sp	x	x		x	–	x	–	xx	–	57	557	28	m	sv	Korund, wohl Verunreinigung
K	1745,75	182	–	–	–	–	15 As, 7Ko, 7Sp	14	11	w	14	sw	9	3	34	–	89	231	54	w	sv	Korund, wohl Verunreinigung
K	1748,0	74	–	–	–	–	xx Ko	x	x		–		x	–	xx	–	29	317	32	v	sv	Korund, wohl Verunreinigung
K	1749,0	312	–	–	–	–	14 3As, 5Ko, 2Sp, 4Ti	28	3	m	18	sw	18	2	17	–	178	138	112	w	sv	Korund, wohl Verunreinigung

K	1749,75	156	–	–	–	–	19	3As, 12Ko, 4Sp	16	17	m	14	–	6	–	27	1	56	232	52	v	sv	Korund, wohl Verunreinigung
K	1750,60	166	–	–	–	–	22	As, 2At, 7Ko, 10Sp, 2Ti	15	17	sw	10	sw	4	–	31	1	59	256	104	sv	m	Korund, wohl Verunreinigung
K	1752,3	132	–	–	–	–	17	14Ko, 3Ti	25	9	sv	7	w	4	–	38	–	79	16300	58	v	v	Korund, wohl Verunreinigung

Bohrung Isen 1

K	ca. 1205,0	46	–	–	–	–	8	4As, 4Ti	4	8		–		–	–	80	–	15	364	20	sv	sv	schlecht auswertbar
K	ca. 1262,0	246	–	–	4	–	8	As, 7At	1	28	sv	48	m	1	1	9	–	60	549	154	w–m	–	sehr vereinzelt vererzte Mikrofoss.
K	ca. 1265,0	486	–	–	–	1	11	9At, 2Ti	6	29	v	43	w	8	–	2	–	96	657	248	sw	–	–
K	ca. 1267,5	185	–	2	2	–	9	2As, 5At, 2Ti	6	15	v	38	w	7	1	20	–	105	635	92	m	sv	vereinzelt vererzte Mikrofossilien
K	ca. 1274,2	410	–	3	36	3	5	2At, 3Ti	16	10	v	9	w	4	3	10	1	221	279	318	w	sw	–
K	ca. 1276,5	800	–	2	9	–	4	2Sp, 2Ti	19	12	m	6	sw	9	1	37	1	413	478	156	w	sw	–
K	ca. 1279,4	332	–	2	2	–	–		5	21	m	6	–	7	5	52	–	388	544	34	m–v	sv	wenig Baryt
K	ca. 1287,5	314	–	3	21	22	5	2As, Sp, 2Ti	13	8	m	11	–	7	2	8	–	234	121	326	w	w	–
K	ca. 1292,2	512	–	2	18	6	7	3At, S, Sp, 2Ti	23	6	m	11	w	5	3	18	1	159	357	99	m–w	sw	vereinzelt Baryt
K	ca. 1350,8	642	–	1	33	4	2	At, Br	12	9	w	11	sw	4	3	20	1	245	237	186	w	sw	öfters Baryt
K	ca. 1406,8	326	–	–	6	–	8	At, 4Sp, 3Ti	25	2	–	23	w	5	3	26	2	196	280	220	w	w	–
K	ca. 1468,4	228	–	–	9	–	7	Br, 4Sp, 2Ti	17	12	w	23	sw	6	–	24	2	235	4058	68	w	m	–
K	ca. 1519,1	134	–	2	3	–	10	5At, 2Sp, 3Ti	6	9	sw	2	–	5	–	57	6	113	694	36	v	m	vereinzelte vererzte Mikrofossilien

Bohrung Isen 9

SSK	1281,5	330	–	–	4	1	6	At	12	37	v	18	sw	1	5	14	2	115	1181	158	sw	w	–
SSK	1287,0	1123	–	3	10	1	3	As, 2Ti	31	22	sw	3	–	4	3	20	–	813	140	1476	sw	sw	–
SSK	1304,5	364	–	3	34	3	4	Ti	21	10	w	6	m	1	–	18	–	156	242	142	m–v	w	–
SSK	1311,5	626	–	3	27	2	5	Ti	18	8	sw	4	w	2	1	30	–	124	264	280	v	v	–
SSK	1325,0	314	–	–	9	3	9	At	9	28	v	30	sw	3	1	6	2	102	415	78	sw	sw	–
SSK	1345,0	288	–	–	7	1	3	As, 2 Ti	9	19	w–m	11	–	4	–	46	–	156	839	75	w	sv	–
SSK	1359,5	491	–	1	28	13	4	At, Sp, 2Ti	12	7	m	6	–	2	4	22	1	146	195	400	w	w	–
SSK	1378,0	390	–	9	30	3	6	2Sp, 4Ti	11	12	m	2	–	1	2	22	2	144	225	162	w	sw	–
SSK	1384,0	476	–	7	23	–	5	As, 4Ti	15	15	m	1	–	1	4	29	–	173	181	340	w	sw	–
SSK	1394,5	398	–	2	29	6	9	2As, At, Br, 5Ti	5	7	v	2	–	1	1	38	–	108	161	280	w	w	–
SSK	1416,0	512	–	–	–	–	5	As, At, 3Ti	36	14	sv	18	–	2	3	21	1	288	303	264	sw	w	–
SSK	1433,0	450	–	–	5	–	2	Sp, Ti	27	18	m	6	w	4	1	37	–	190	258	192	w	sw	öfters Leichtmineralien
SSK	1497,0	578	–	6	10	–	3	2Sp, Ti	12	28	sv	5	w	3	4	7	22	103	130	284	w	sw	–
SSK	1530,0	372	–	24	23	1	2	As, Ti	6	17	w	1	–	2	4	19	1	111	195	352	sw	sw	–
SSK	1557,0	122	–	8	22	–	2	Ti	11	25	m	2	–	1	3	25	1	60	450	38	v	v	–
SSK	1574,0	218	–	2	6	–	17	3As, 14Ti	9	11	v	14	–	1	–	33	7	147	338	88	m	w	–
SSK	1595,0	278	–	–	4	1	5	As, 4Ti	13	29	m	7	–	1	2	24	14	157	541	108	w	w	–
SSK	1614,0	254	–	2	10	–	5	As, Sp, 3Ti	22	14	v	5	w	1	1	32	8	70	316	298	w	sw	–
SSK	1622,5	966	–	–	–	–	10	2As, 8Sp	23	2	–	49	w	8	1	7	–	451	157	1010	sw	–	–
SSK	1640,5	86	–	–	–	–	6	2As, 2Ch, 2Ti	28	12	sw	19	–	1	–	21	13	96	1750	23	sv	sv	–
SSK	1656,5	1098	–	–	3	–	9	As, 8Sp	32	12	m–v	10	–	2	1	30	1	309	160	1072	sw	sw	–
SSK	1664,5	237	–	–	–	–	7	2As, 5Sp	34	7	sw	15	–	11	–	26	–	339	23300	360	sw	w	–

Schwermineraluntersuchung an Kernproben

(Erläuterungen s. S. 82/83)

| Probe | Teufe (m) | Ausgezählte SM ohne Opak | Chemische Behandlung | in Prozent der Schwermineralien ohne Granat und Opak | | |

Bohrung Ortenburg CF 1001 (umgerechnet nach RITTER (1953))

K	283,9	?	HCl	12	22	–	16	4As, 4At, Si, 7Ti	1	7	35	m	7	–	–	–	34	1267	?	?	?	–
K	291,6	?	HCl	15	29	7	20	4As, 9At, 7Ti	–	7	21	m	1	+	–	–	17	402	?	?	?	–
K	312,0	?	HCl	9	20	6	16	4As, 2At, 5Si, 5Ti	–	6	39	w	4	–	–	+	13	354	?	?	?	–
K	325,5	?	HCl	7	10	3	29	7As, 16At, 6Ti	–	6	42	sw	3	–	–	–	12	510	?	?	?	–
K	331,0	?	HCl	6	26	2	29	6As, 15At, 3Si, 5Ti	–	11	23	w	3	–	–	–	13	291	?	?	?	–
K	341,4	?	HCl	12	21	2	29	6As, 12At, 4Si, 7Ti	–	16	18	w	2	–	–	–	18	360	?	?	?	–
K	351,8	?	HCl	15	24	–	28	5As, 15At, 8Ti	–	8	20	w	5	–	–	–	15	2712	?	?	?	–
K	364,3	?	HCl	7	16	+	31	2As, 19At, 2Si, 8Ti	–	13	27	m	6	–	–	–	16	502	?	?	?	–

Bohrung OrtenburgCF 1003 (umgerechnet nach RITTER (1953))

K	228,2	?	HCl	5	40	26	12	7At, 5Ti	2	7	6	w	2	–	–	–	122	443	?	?	?	–
K	232,4	?	HCl	7	53	20	7	As, At, 5Ti	3	9	+	+	+	+	–	1	34	106	?	?	?	–
K	245,2	?	HCl	8	46	8	7	2At, 5Ti	5	13	4	m	2	2	–	5	64	459	?	?	?	–
K	249,3	?	HCl	4	47	4	13	3As, 6At, 4Ti	4	8	15	m	3	+	-	3	46	207	?	?	?	–
K	252,7	?	HCl	5	48	17	5	2As, 2At, Ti	1	11	4	w	1	1	–	7	16	478	?	?	?	–
K	263,3	?	HCl	9	54	6	7	As, 3At, 3Ti	1	10	4	w	1	1	–	7	43	551	?	?	?	–
K	275,6	?	HCl	6	45	1	12	As, 6At, 5Ti	6	12	11	w	1	1	–	5	51	401	?	?	?	–
K	305,0	?	HCl	6	39	10	15	7At, 3Si, 5Ti	3	17	9	v	1	–	–	–	27	31250	?	?	?	–

Bohrung Rott 1

K	650,05	70	–	2	–	–	7	3As, 2Sp, 2Ti	8	14	w	5	–	1	3	60	–	67	135	21	sv	sv	–
K	652,8	63	–	–	–	–	x	As, Ti	x	x		x	x	x	x	xx	–	xx	v–sv	17	sv	sv	–
K	654,5	108	–	1	–	–	8	5As, 3Ti	13	12	w	12	sw–w	8	4	42	–	108	968	26	sv	sv	–
K	656,0	12	–	–	–	–	x	Ti	–	x		–		–	–	x	–	xx	sv	2	sv	sv	–
K	656,15	99	–	2	–	–	8	6At, 2Ti	13	22	v	41	w	6	–	8	–	102	1818	25	w	m	einz. vererzt. Mikrofossilien
K	659,0	13	–	x	–	-	–		x	–		–		–	–	xx	x	x	v	5	sv	sv	–
SSK	665,6	580	–	4	–	–	8	Ti	23	6	–	5	–	7	3	44	–	368	654	70	sv	sv	–
SSK	694,5	60	–	7	–	–	9	4As, 5Ti	15	25	sw	2	–	1	2	34	5	46	3950	21	sv	v	–
SSK	695,4	39	–	5	–	–	9	2As 7Ti	7	19	sw	3	–	–	–	52	5	41	483	21	sv	sv	–
K	703,8	96	–	–	–	–	x	As, Ti	x	xx	m	x	x	–	–	xx	–	275	sv	14	sv	sv	–
SSK	706,5	38	–	–	–	–	x	Ti	x	xx	w	–		–	–	xx	x	x	v–sv	15	sv	sv	–
SSK	709,3	40	–	–	–	–	x	Ti	x	x	w	–		–	–	xx	x	xx	sv	13	sv	sv	z. T. starke Ätzformen
SSK	712,0	42	–	x	x	–	x	Ti	–	x	m	x	–	–	x	xx	–	xx (75%)	sv	16	sv	sv	z. T. starke Ätzformen

Bohrung Steinkirchen 2

K	1145,5	148	–	–	–	1	3	As	10	15	w	53	v	2	1	15	–	64	17300	129	sw	w	Opak, meist Mikrofossilien
K	1149,0	17	–	–	–	–	–		x	x		x		–	–	x	–	x	ca. 125000	12	x	x	Opak, oft vererzte Mikrofossilien

Schwermineraluntersuchung an Kernproben

(Erläuterungen s. S. 82/83)

Probe	Teufe (m)	Ausgezählte SM ohne Opak	Chemische Behandlung	in Prozent der Schwermineralien ohne Granat und Opak																		Granat / 100 SM ohne Granat u. Opak	Opak / 100 SM ohne Granat u. Opak	Anzahl SM ohne Granat u. Opak pro ccm	Glimmer- u. Chlorit-Gehalt	Karbonat-Gehalt	Bemerkungen
				Zoisit u. Klinozoisit	Epidot	Hornblende	Sonstige		Staurolith	Turmalin		Zirkon u. Monazit		Rutil	Disthen	Apatit	Glaukophan										
Fortsetzung von Bohrung Steinkirchen 2																											
K	1150,0	72	–	–	–	–	1	Ti	5	20	m	53	m	1	–	20	–	90	ca. 50000	42	w	w	Opak, oft vererzte Mikrofossilien
K	1230,0	650	–	1	26	7	5	As, Sp, 3 Ti	12	9	w	9	sw	3	–	28	–	225	350	400	m	w	–
K	1232,0	834	–	2	24	3	11	As, 2 At, 2 Sp, 6 Ti	13	5	m	13	w	3	2	24	–	215	292	528	m	sw	–
K	1233,0	358	–	–	37	8	5	As, 3 At, Sp	8	5	m	6	sw	2	3	26	–	139	339	305	m	sw	–
K	1235,5	418	–	3	39	1	9	At, Si, 3 Sp, 4 Ti	9	5	m	9	m	2	3	20	–	180	337	148	m–v	sw	–
K	1236,5	2980	–	–	31	2	3	At, 2 Sp	7	4	w	27	w	6	2	17	1	497	311	988	sw	sw	–
K	1261,3	224	–	–	10	–	10	3 At, Si, Sp, 5 Ti	7	7	w	40	w	1	2	23	–	96	479	114	sv	w	–
K	1262,3	242	–	2	6	–	2	Ti	3	6	m	67	m	5	–	9	–	83	577	66	sv	w	–
K	1263,3	452	–	2	3	–	1	Ti	1	9	v	73	m	4	2	5	–	70	308	532	w–m	sw	–
K	1264,3	906	–	3	7	1	3	2 At, Sp	6	8	v	64	m	2	1	4	1	141	365	839	w	–	–
K	1265,3	415	–	1	1	1	1	At	7	4	m	73	m	2	1	9	x	124	488	748	w	–	–
K	1266,3	260	–	–	18	1	1	Ti	12	6	m	33	v	3	2	24	–	95	492	134	v	w	–
K	1298,2	206	–	–	8	–	5	3 At, 2 Ti	5	14	sw	19	m–v	5	2	42	–	110	1026	48	sv	w–m	–
K	1302,7	168	–	–	2	–	4	2 Sp, 2 Ti	18	13	sw	5	sw	4	1	53	–	75	535	48	sv	m	–
K	1303,7	95	–	–	1	–	7	As, 2 Br. 4 Ti	16	29	sw	2	–	1	–	44	–	92	592	24	sv	v	–
K	1338,0	180	–	–	2	–	3	Ti	6	8	m	12	–	2	2	56	9	74	1284	52	sv	w	öfters vererzte Mikrofossilien
K	1342,5	98	–	–	2	–	3	2 As, Ti	15	12	w	3	m	2	2	54	7	70	666	29	sv	m–v	öfters vererzte Mikrofossilien
K	1344,0	144	–	–	–	–	5	As, 4 Ti	4	18	sw	5	m	2	2	61	3	54	487	47	sv	m	vereinzelt vererzte Mikrofossilien
K	1265,3			Die magnetisch abgeschiedene Probe enthält nur Opak und Granat, Opak/100 Granat = 532																				
Bohrung Steinkirchen 3																											
SSK	1190,5	374	–	1	10	–	–		33	6	m	33	m	1	1	15	–	133	767	83	sw	–	vereinzelt vererzte Mikrofossilien
SSK	1197,0	79	–	–	11	–	–		14	35	v	27	m	3	2	8	–	109	1305	21	w	w	vereinzelt vererzte Mikrofossilien
SSK	1208,0	856	–	–	3	–	3	Sp	18	9	sw	33	w	10	2	22	–	768	465	332	m	w	–
SSK	1258,0	416	–	2	7	–	1	Ti	12	7	sw	16	m	1	1	51	2	132	606	178	sv	w	–
SSK	1439,6	254	–	–	3	–	1	As	4	23	w	10	w	5	2	51	1	113	273	120	v	w–m	–
SSK	1441,8	540	–	1	3	–	1	Sp	8	17	sw	6	w	1	2	59	2	203	318	356	w–m	w	vereinzelt vererzte Mikrofossilien

Bohrung Steinkirchen C 4

SSK	1098,0	133	–	–	2	1	2	At, Ti	8	25	m	15	m	1	6	40	–	47	20300	23	m	w	–
SSK	1099,5	138	–	–	–	–	2	Sp	24	19	w–m	9	w–m	1	5	38	2	158	1047	29	sv	m	–
SSK	1100,5	110	–	–	4	–	6	3 As, 3 At	13	15	v	36	w	1	7	18	–	110	3300	75	v	w	öfters vererzte Mikrofossilien
SSK	1101,5	311	–	–	4	–	–		26	12	m	10	sw	1	2	45	–	245	274	56	sv	w	–
SSK	1102,5	65	–	x	x	–	x	At	xx	xx		x	–	x	x	xx	x	170	12850	24	v	v	vereinz. vererzte Mikrofossilien
SSK	1103,5	27	–	–	–	–	x	As	xx	x		x	x	x	–	xx	–	69	1463	27	sv	w	vereinz. vererzte Mikrofossilien
SSK	1104,2	11	–	–	–	–	–		x	x		–		–	–	x	–	x	sv	15	sv	m	–
SSK	1110,5	198	–	–	–	–	5	2 At, Aug ?, 2 Ti	8	22	m	64	m	1	–	–	–	136	1036	42	w	sw	vereinz. vererzte Mikrofossilien
SSK	1111,5	205	–	1	6	–	2	At, Ti	19	9	m	9	sw	2	3	49	–	85	195	117	w	w	–
SSK	1116,0	620	–	–	6	–	6	4 At, 2 Sp	32	8	–	18	w	2	1	27	–	396	439	63	w	w	–
SSK	1135,0	329	–	1	1	–	5	3 At, 2 Ti	21	34	sw	4	–	2	13	19	–	243	595	114	v	sw	–
SSK	1153,0	1734	–	1	17	11	3	Si, 2 Ti	19	10	sw	8	w	3	1	27	–	410	179	680	w	sw	–
SSK	1163,0	1976	–	3	15	1	3	2 At, Sp	22	22	w	4	w	2	6	22	–	475	187	688	w	–	–
SSK	1178,0	292	–	–	7	–	–		21	32	w	17	–	3	2	18	–	343	833	66	m	sw	–
SSK	1195,0	368	–	1	19	–	3	Ti	13	9	v	2	–	5	1	43	4	145	269	309	w–m	sw	–
SSK	1208,5	1437	–	2	17	–	5	As, 2 Sp, 2 Ti	35	9	w	9	w	6	4	13	–	948	292	548	sw	–	–
SSK	1225,5	996	–	1	5	–	4	2 At, Sp, Ti	30	29	m–v	1	–	3	6	21	–	530	329	237	w	sw	–
SSK	1237,0	718	–	–	5	–	6	3 At, Si, 2 Sp	31	14	m	17	sw	7	6	14	–	460	438	256	sw	sw	–
SSK	1245,0	809	–	3	19	8	1	Ti	25	4	m	10	sw	2	3	25	–	290	231	238	sw	sw	–
SSK	1260,0	129	–	–	17	–	–		22	10	m–v	4	–	1	4	42	–	136	3286	29	m	sv	–
SSK	1270,5	435	–	2	15	4	1	Sp	23	9	w	3	–	4	4	32	3	314	185	420	sw	sw	–
SSK	1273,5	190	–	–	2	–	3	2 At, Ti	10	18	m	1	–	2	2	61	–	58	8783	80	v	v	–
SSK	1285,0	312	–	1	2	–	1	At	12	24	sv	42	sw	3	1	14	–	77	397	176	sw	sw	–
SSK	1286,5	169	–	2	8	–	1	At	12	29	m–v	26	sw	7	1	14	–	64	589	52	sw	sw	–
SSK	1291,5	184	–	–	2	6	8	As, 7 Ti	20	27	w	3	–	1	3	30	–	171	3010	136	w–m	v	vereinzelt vererzte Mikrofossilien
SSK	1307,5	56	–	–	x	–	x	Sp	xx	x		x	–	–	x	xx	–	300	3840	35	v	m	öfters Baryt
SSK	1318,8	204	–	–	–	–	4	2 Sp, 2 Ti	16	7	v	3	–	1	1	63	5	107	336	98	m	sv	öfters Baryt
SSK	1337,0	79	–	–	–	–	4	Sp	15	12	m–v	16	m	1	–	52	–	98	ca. 20000	40	m	sv	sehr viele vererzte Mikrofossilien vereinzelt Baryt
SSK	1345,2	106	–	–	–	–	2	Sp	8	23	w	3	–	1	–	60	3	43	365	37	v	sv	öfters vererzte Mikrofossilien vereinzelt Baryt
SSK	1352,2	646	–	–	1	–	2	Ch, Ti	11	20	w	7	–	2	2	54	1	247	183	372	w–m	v–sv	öfters Baryt
SSK	1366,3	152	–	–	–	–	7	As, 2 Sp, 2 Ti	18	18	sw	1	–	1	3	52	–	106	947	37	v	sv	vereinzelt vererzte Mikrofossilien vereinzelt Baryt
SSK	1372,5	172	–	–	6	–	2	As	15	9	w	18	sw	2	–	45	3	153	2060	45	v	sv	vereinzelt vererzte Mikrofossilien
SSK	1396,0	176	–	–	–	–	4	2 As, 2 Ti	14	9	m	2	–	1	–	68	2	76	434	100	v	v	öfters vererzte Mikrofossilien oft Baryt

Bohrung Steinkirchen C 7

K	1135,3	554	–	1	8	2	–		5	15	w	50	m	8	–	11	–	145	649	226	w–m	sw	häufig vererzte Mikrofossilien
K	1135,7	402	–	–	3	1	4	3 As, Br	3	20	sw	53	m	2	–	14	–	147	462	164	sw	sw	häufig vererzte Mikrofossilien
K	1136,4	340	–	–	12	1	3	2 As, Ti	7	16	w	50	w–m	5	–	6	–	119	848	154	w	sw	einzelne vererzte Mikrofossilien

Schwermineraluntersuchung an Kernproben

(Erläuterungen s. S. 82/83)

Probe	Teufe (m)	Ausgezählte SM ohne Opak	Chemische Behandlung	in Prozent der Schwermineralien ohne Granat und Opak																		Granat / 100 SM ohne Granat u. Opak	Opak / 100 SM ohne Granat u. Opak	Anzahl SM ohne Granat u. Opak pro ccm	Glimmer- u. Chlorit-Gehalt	Karbonat-Gehalt	Bemerkungen
				Zoisit u. Klinozoisit	Epidot	Hornblende	Sonstige		Staurolith		Turmalin		Zirkon u. Monazit		Rutil	Disthen	Apatit	Glaukophan								
Fortsetzung von Bohrung Steinkirchen C 7																											
K	1136,9	726	–	–	9	2	1	As	10	11	m	53	m	6	–	7	1	143	352	298	sw	sw	einzelne vererzte Mikrofossilien
K	1137,4	560	–	–	5	–	4	2 As, Sp, Ti	3	10	w	59	w–m	11	2	6	–	149	516	224	w	sw	einzelne vererzte Mikrofossilien
K	1139,4	312	–	–	18	2	4	2 As, 2 Ti	17	11	w	14	w	11	1	22	–	285	1288	82	m	w	–
K	1140,2	1216	–	1	21	1	1	Ti	27	5	w	11	sw	14	2	17	–	803	352	552	w	sw	–
K	1140,8	733	–	2	20	2	–		22	7	w	15	w	7	1	24	–	497	612	206	v	w	–
K	1141,5	725	–	2	14	1	4	As, 2 Sp, Ti	22	9	w	13	m	11	3	21	–	475	534	250	w	sw	–
K	1141,7	520	–	–	20	2	3	As, 2 Sp	19	10	w	6	w	6	2	32	–	392	630	108	m	w	–
K	1142,4	266	–	2	29	–	6	2 As, 2 Sp, 2 Ti	10	13	sw	22	sw	5	2	11	–	186	736	68	w	sw	–
K	1143,1	206	–	1	11	1	4	2 As, 2 Sp	8	13	m	42	m	8	1	11	–	142	311	166	w	sw	–
K	1143,7	252	–	–	28	2	2	As, Sp	9	16	w	24	w	5	1	13	–	172	303	45	w	sw	–
K	1143,9	508	–	–	15	–	1	As	10	12	m	49	m	5	1	7	–	238	553	308	sw	sw	–
K	1144,5	652	–	1	12	–	6	As, At, Br, Ch, 2 Sp	8	19	w	43	m	5	2	4	–	163	539	980	sw	sw	–
K	1148,1	105	–	–	15	2	5	3 As, Br, Ti	8	23	sw	14	w	6	4	23	–	75	1675	36	sv	sw	viel Glimmer mit Opakpunkten
K	1148,5	420	–	–	21	2	3	As	12	13	w	12	w–m	8	6	23	–	216	887	66	sv	sw	viel Glimmer mit Opakpunkten
K	1149,0	220	–	–	12	2	6	2 As, 2 Sp, 2 Ti	35	8	w	16	w	13	2	6	–	243	839	42	sv	sw	viel Glimmer mit Opakpunkten
K	1149,6	414	–	1	25	1	5	4 As, Sp	19	10	w	9	w	8	3	19	–	183	528	71	sv	sw	viel Glimmer mit Opakpunkten
K	1150,0	230	–	3	12	3	4	3 As, Ti	17	4	sw	11	w	4	6	36	–	275	678	42	sv	w	viel Glimmer mit Opakpunkten
K	1150,6	558	–	–	21	2	3	2 As, Ti	20	11	w	5	w	4	3	31	–	139	352	116	sv	sw	viel Glimmer mit Opakpunkten
K	1151,0	392	–	–	32	2	4	3 As, Ti	22	11	w	4	sw	4	3	18	–	228	584	118	sv	sw	viel Glimmer mit Opakpunkten
K	1151,2	284	–	–	27	–	3	As	18	6	sw	10	w	4	3	29	–	109	702	138	sv	sw	viel Glimmer mit Opakpunkten
K	1151,8	93	–	–	15	–	3	2 As, Ch	9	15	w	23	w–m	2	–	33	–	66	665	63	sv	sw	viel Glimmer mit Opakpunkten
K	1152,3	82	–	–	22	2	6	4 As, Br, Ti	11	21	w	14	w	4	–	20	–	52	954	56	sv	sw	viel Glimmer mit Opakpunkten
K	1152,7	92	–	–	16	3	3	2 As, Br	15	15	w	19	w–m	4	1	24	–	69	1236	48	sv	sw	viel Glimmer mit Opakpunkten
K	1153,1	420	–	–	20	1	5	As	12	16	sw	18	w	8	1	19	–	74	298	240	sv	sw	viel Glimmer mit Opakpunkten
K	1153,6	244	–	2	5	–	7	6 As, Ti	6	8	m	48	m	5	2	17	–	122	638	110	sv	w	viel Glimmer mit Opakpunkten
K	1154,0	184	–	–	29	–	2	As	12	14	w	15	w	7	1	20	–	72	986	54	sv	sw	viel Glimmer mit Opakpunkten
K	1154,7	76	–	–	24	3	1	As	19	9	w	14	sw	5	6	19	–	71	1230	46	sv	w	viel Glimmer mit Opakpunkten

SSK	1160,0	193	–	2	10	1	10	3 As, 2 Ch, Ko, 4 Ti	9	27	w	11	sw	4	5	21	–	72	830	112	sv	w	einzelne vererzte Mikrofossilien
SSK	1167,5	234	–	–	8	3	5	As. Ch, 3 Ti	15	19	m	3		–	3	41	3	104	278	115	v	m	verunreinigt durch Augite
SSK	1170,0	1726	–	–	9	4	–		12	21	w	27	w–m	7	2	17	1	620	584	316	m–v	w–m	verunreinigt durch Augite
SSK	1175,0	1336	–	2	20	1	3	Si, Sp, Ti	24	9	w	15	m	6	2	16	2	414	225	216	m	w	–
SSK	1185,0	284	–	1	18	2	3	2 At, Sp	13	11	sw	8	w	3	3	37	1	73	365	162	v	v	–
SSK	1195,0	306	–	2	7	2	4	At, Ch, Sp, Ti	18	15	sw	7	sw	4	3	38	–	60	891	120	sv	m	Baryt
SSK	1204,4	152	–	1	8	1	2	As	7	19	w	21	m	2	2	37	–	71	1918	43	sv	sw	wenig Baryt
SSK	1213,0	683	–	2	11	3	1	Ti	16	18	m–v	35	w	4	2	7	1	350	319	316	w	sw	–
SSK	1224,0	242	–	2	12	2	3	2 As, Sp	12	16	m–v	14	m	4	2	31	2	139	215	102	m	sw	–
SSK	1230,0	138	–	1	19	1	7	2 As, 2 At, 3 Ti	5	16	w	13	m	3	3	31	1	61	212	174	v	w	–
SSK	1239,0	555	–	2	24	1	3	As, Sp, Ti	11	13	m	4	m–v	3	1	37	1	93	73	1016	sw	w–m	–
SSK	1243,0	374	–	–	6	1	4	2 As, Sp, Ti	4	22	w	6	m	3	1	51	2	40	308	244	w	w–m	–
SSK	1246,5	538	–	2	3	–	4	As. Sp, 2 Ti	4	29	m	7	w–m	3	–	46	2	51	142	344	m–v	v	Baryt
SSK	1249,5	214	–	1	6	3	1	As	3	26	m	10	w–m	3	–	47	–	57	684	69	v	m	wenig Baryt
SSK	1253,4	170	–	–	17	1	7	2 As, 4 Sp, Ti	6	19	sw	6	w	4	–	33	7	63	449	53	v	w	vereinzelt Baryt
SSK	1257,5	596	–	1	7	2	8	2 As, At, Ch, 3 Sp, Ti	14	17	m–v	23	m	5	3	18	2	140	1080	492	sw	sw	–
SSK	1261,0	466	–	–	6	2	3	Sp, 2 Ti	10	24	m–v	6	w	2	–	45	2	78	183	260	m	w	–
SSK	1276,7	618	–	–	2	5	4	2 As, 2 Sp	15	22	m–v	31	w–m	12	1	8	–	215	392	378	sw	sw	–
SSK	1280,5	368	–	–	1	1	5	As, 2 Sp, 2 Ti	5	32	m–v	4	sw	2	2	47	1	54	312	238	sv	m	–
SSK	1290,1	246	–	1	6	3	2	As, Ti	7	29	w	5	sw	2	–	43	2	36	453	180	v	w	–
SSK	1293,0	668	–	–	4	–	1	As	8	25	w	8	w	3	1	48	2	85	107	728	w	w	–
SSK	1295,1	354	–	1	5	–	1	At	8	26	w	3	w	2	2	51	1	34	145	528	sv	sv	–
SSK	1305,0	635	–	1	11	–	1	Sp	28	22	w	15	w	10	2	10	–	467	332	220	w	sw	–
SSK	1322,8	523	–	–	12	–	3	2 As, Ti	18	12	m	17	w	4	1	31	2	292	390	266	w	m	vererzte Mikrofossilien
SSK	1368,4	586	–	1	7	1	6	As, At, Ko, 2 Sp, Ti	10	28	w	3	w	1	2	39	2	156	624	230	v	v	vererzte Mikrofossilien

Bohrung Taufkirchen 1 (umgerechnet u. zusammengefaßt nach ANDRÉE [1937])

K	843,3 –857,0	13 Präparate	–	–	1	+	20	At	4	24		48	sw	1	1	1	–	23	10900	?	?	?	„Ob. Glassand = 1. And. – Leitschicht“
K	858,5 –907,7	13 Präparate	–	–	7	2	–		17	20		21	sw	2	2	26	3	169	1397	?	?	?	„Zwischenschichten“
K	908,0 –910,3	7 Präparate	–	–	4	+	11	At	23	30		22	w	+	4	4	2	127	822	?	?	?	„Unt. Glassand = 2. And. – Leitschicht“
K	918,8 –980,2	8 Präparate	–	–	8	+	+	At	17	26		14	sw	3	6	20	6	206	1300	?	?	?	„Cyrenen-Schichten, obere“
K	988,9 –995,5	6 Präparate	–	–	5	+	–		10	10		13	sw	2	2	12	46	81	861	?	?	?	„Glaukophan-Leitschicht“
K	1016,0 –1061,5	7 Präparate	–	–	2	–	–		24	21		12	sw	3	2	15	21	88	703	?	?	?	„Cyrenen-Schichten, untere“

Bohrung Vaterstetten 1

K	ca. 1612	142	–	–	–	–	3	2 At, Si	16	16	sv	53	w	3	3	6	–	59	1061	45	w	v	viele vererzte Mikrofossilien
K	ca. 1620	33	–	–	–	–	–		x	x	v	x	–	–	–	xx	–	xx	m–v	9	sv	sv	häufig ? Eisenspat

Schwermineraluntersuchung an Kernproben

(Erläuterungen s. S. 82/83)

Bohrung Weitermühle C 2

Probe	Teufe (m)	Ausgezählte SM ohne Opak	Chemische Behandlung	in Prozent der Schwermineralien ohne Granat und Opak: Zoisit u. Klinozoisit	Epidot	Hornblende	Sonstige	Staurolith	Turmalin	Zirkon u. Monazit	Rutil	Distehen	Apatit	Glaukophan	Granat / 100 SM ohne Granat u. Opak	Opak / 100 SM ohne Granat u. Opak	Anzahl SM ohne Granat u. Opak pro ccm	Glimmer- u. Chlorit-Gehalt	Karbonat-Gehalt	Bemerkungen
SSK	1092,0	8	–	–	–	–	x Ti	x	x	–	x	–	x	–	x	v	3	sv	m–v	–
SSK	1095,0	9	–	–	–	–	x As	–	x	x	–	–	x	–	x	v	4	sv	v	–
K	1095,25	270	–	4	6	–	11 9As, 2Ti	17	27 m	8 m	7	2	16	2	43	702	98	m–v	sw–w	vereinzelt vererzte Mikrofossilien
K	1096,0	142	–	–	1	2	21 15As, 1At, 4Br, 1Ch	9	21 m	14 sw	8	10	14	–	42	298	71	sv	w	–
K	1096,75	78	–	–	2	3	28 25As, 3Br	3	21 m	18 m	5	7	13	–	56	664	25	sv	sw	–
K	1097,0	6	–	–	–	–	–	–	x	–	–	x	–	–	x	v	4	sv	w	–
K	1097,5	27	–	–	–	–	xx As	–	x	xx	x	x	xx	–	45	1630	13	sv	sw	–
K	1098,25	67	–	–	3	–	7 6As, Br	11	18 w–m	23 sw	11	8	19	–	52	475	28	sv	w	–
K	1099,0	18	–	–	–	–	x As	x	x	xx	x	x	xx	–	xx	5900	6	sv	m–v	häufig vererzte Mikrofossilien
K	1099,75	21	–	–	–	–	x As	–	x	xx	x	x	xx	–	xx	3800	7	sv	v	häufig vererzte Mikrofossilien
SSK	1100,0	496	–	–	23	–	3 Si, 2Ti	33	4 w	6 sw	4	1	26	–	210	146	80	w	w	vereinzelt vererzte Mikrofossilien
SSK	1101,0	8	–	–	–	–	–	–	x	–	–	–	x	–	x	m	3	sv	v	–
SSK	1116,0	382	–	2	5	–	11 3As, 6At, Br, Ch	6	15 m	44 m–v	11	2	4	–	189	637	65	sw	sw	–
SSK	1117,0	48	–	–	–	–	–	–	x	xx	x	–	x	–	x	sv	19	sv	m	–
SSK	1118,0	225	–	–	14	–	6 3As, 2Sp, Ti	6	27	7	19	3	18	–	252	587	34	m	w	–
SSK	1122,6	8	–	–	–	–	–	–	x	–	–	–	x	–	x	sv	2	sv	m	–
SSK	1123,5	202	–	–	10	–	14 2As, 4At, 2Sp, 8 ?Ko	12	10 w	18 sw	9	6	21	–	306	768	27	w	w	–
SSK	1130,0	834	–	2	15	–	3 Ch, 2Ti	28	13	1	9	3	26	–	654	86	440	sw	sw	–
SSK	1132,0	1416	–	3	9	2	–	21	20 w	2	10	5	28	–	438	158	1048	w	sw	–
SSK	1133,0	1712	–	3	10	–	4 As, At, Ko ?, Ti	20	19	3	6	5	30	–	556	107	655	sw	–	–
SSK	1135,0	517	–	3	13	–	1 As	21	23 sw	–	5	1	33	–	361	176	494	w	sw	–
SSK	1155,0	632	–	–	21	–	8 As, 4At, Ko, 2Ti	8	27 sw	11 sw	11	1	12	1	210	348	188	w	sw	öfters Baryt
SSK	1160,0	246	–	1	13	–	6 As, 3At, 2Ti	12	24 sw	7	6	10	19	2	164	293	90	sv	m	vereinzelt Mikrofossilien
SSK	1165,0	784	–	3	15	4	3 Ti	22	19 w	3	3	6	22	–	485	104	268	w–m	sw	–
SSK	1175,0	878	–	2	24	26	2 Ti	8	12 sw	1	3	5	17	–	318	105	420	sw	–	–

Bohrung Weitermühle C 3

K	1187,05	488	–	–	2	–	1	At	4	7	v	78	m	3	2	2	1	34	312	748	sw	–	–
K	1187,4	550	–	–	1	–	1	At	3	7	m	80	w	3	2	3	–	32	380	482	sw	–	–
K	1188,1	425	–	–	2	–	7	6 At, Ch	2	15	m	65	w–m	3	4	2	–	28	320	322	sw	–	–
K	1188,6	392	–	–	1	–	5	At	2	17	w	67	w–m	1	3	4	–	48	334	274	sw	–	–
K	1189,0	610	–	–	1	1	5	At	4	6	w	78	m	2	1	2	–	33	242	784	sw	–	–
K	1189,4	432	–	–	2	–	2	At	4	12	m	73	m	3	1	3	–	30	346	531	sw	–	vereinzelt vererzte Mikrofossilien
K	1189,8	537	–	–	2	–	9	8 At, Br	4	14	w	60	m	4	3	4	–	43	343	400	sw	sw	vereinzelt vererzte Mikrofossilien
K	1190,2	401	–	–	2	1	11	2 As, 8 At, Br	1	7	w	65	w	6	2	4	1	49	383	294	sw	sw	vereinzelt vererzte Mikrofossilien
K	1191,45	220	–	–	6	–	4	Ti	24	6	w	19	w–sw	2	4	33	2	93	412	91	m	sv	–
K	1191,95	68	–	–	–	–	–		xx	x		x	x	x	x	xx	–	xx	sv	21	m–v	sv	–
K	1192,95	662	–	1	12	2	5	As, 3 Sp, Ti	12	7	sw	7	sw	1	1	49	3	76	298	602	sv	sw	sv opaküberstäubte Glimmer
K	1193,95	446	–	3	9	–	3	As, 2 Ti	18	11	w–m	5	–	1	1	46	3	61	238	445	w–sv	sw	sv opaküberstäubte Glimmer
K	1194,6	376	–	1	2	1	3	As, Br, Sp	25	8	sw	3	–	1	1	52	3	53	225	394	sv	w	sv opaküberstäubte Glimmer
K	1195,5	333	–	1	4	–	3	Br, 2 Sp	20	10	w	4	–	1	–	55	2	54	194	691	v–sv	w–m	sv opaküberstäubte Glimmer
K	1196,5	596	–	–	1	–	3	At, 2 Sp	22	11	w	7	sw	2	–	51	3	76	209	541	v	sw	sv opaküberstäubte Glimmer
K	1197,65	241	–	1	5	–	2	As, Sp	22	17	w	12	–	1	–	40	–	92	5945	64	v	m	sv vererzte Mikrofossilien
K	1198,75	72	–	–	x	–	–		x	xx		x	–	x	–	xx	x	xx	4417	19	sv	m	häufig vererzte Mikrofossilien
K	1199,7	88	–	–	–	–	–		x	x		x	–	x	–	xx	–	xx	35000	26	m	w	–
K	1200,75	378	–	–	1	–	4	2 As, Br, Sp	8	10	w	8	–	1	–	68	–	106	426	150	sv	sw	häufig opakbestäubte Glimmer
K	1201,75	291	–	–	3	–	2	As	10	20	m	34	sw	3	2	26	–	187	5500	112	v–sv	sw	häufig opakbestäubte Glimmer
SSK	1231,5	458	–	–	2	–	5	3 As, 2 Ko	18	30	w	29	sw	6	–	10	–	354	968	114	m	sv	Schalen-Zerreibsel
SSK	1237,5	889	–	1	24	–	3	As. 2 Sp	19	12	sw	12	w	5	3	21	–	493	612	296	w	m	Schalen-Zerreibsel
SSK	1256,5	658	–	1	15	2	2	At, Ti	21	9	sw	10	–	8	5	27	–	558	256	348	w	w	–
SSK	1264,0	907	–	3	21	8	3	Sp, 2 Ti	27	10	sw	5	sw	6	5	12	–	587	230	260	w	sw	–
SSK	1271,0	999	–	2	6	2	4	2 Sp, 2 Ti	28	13	w	5	–	9	4	27	–	1008	306	186	sw	sw	–
SSK	1279,0	866	–	1	18	19	–		18	12	m	6	w	5	2	18	1	549	243	268	sw	sw	–
SSK	1281,5	822	–	2	18	22	4	As, Ch, Sp, Ti	18	11	sw	3	–	4	1	17	–	504	128	1336	sw	–	–
SSK	1295,0	676	–	1	20	11	–		32	9	w	2	–	7	6	12	–	524	423	108	w	sw	–
SSK	1310,0	378	–	–	19	8	4	3 As, Ti	7	14	w–m	7	sw	6	3	32	–	174	347	138	v–sv	w	–
SSK	1321,0	1314	–	–	8	–	4	As, 2 Sp, Ti	28	14	m	4	–	10	8	24	–	776	404	600	–	–	–
SSK	1335,0	508	–	–	–	–	7	2 As, 2 At, 3 Ko	30	27	w	5	m	8	5	18	–	418	1020	98	m	w	–
SSK	1350,0	508	–	1	15	6	4	As, Sp, 2 Ti	30	11	m	13	w	3	2	12	3	392	672	108	v	w	–
SSK	1360,0	812	–	3	17	–	5	As, 2 At, 2 Sp	16	12	m	10	sw	11	–	26	–	344	288	64	m	w	–
SSK	1375,4	76	–	–	11	2	4	As	15	20	w–m	4	–	3	1	39	1	90	3910	21	sv	sv	–
SSK	1387,0	270	–	–	3	–	2	As	7	28	m	6	–	5	2	45	2	123	439	62	sv	sv	–
SSK	1391,8	22	–	–	–	–	x	Ko	x	xx		–		–	–	xx	–	xx	xxx	6	sv	sv	–
SSK	1394,5	44	–	–	x	–	–		x	–		x		–	x	xx	x	xx	xxx	18	sv	sv	viele vererzte Mikrofossilien
SSK	1406,2	1512	–	–	10	1	4	2 As, At, Ch	22	7	m	33	m	8	4	10	1	659	252	204	sw	sw	–
SSK	1415,2	101	–	–	4	–	4	3 As, Ch	16	22	m–v	12	w–m	2	2	34	4	212	3508	62	sv	sv	–
SSK	1417,5	376	–	1	3	1	9	2 As, At, 6 Sp	7	26	w–m	4	–	3	3	40	3	119	103	90	v	sw	–
SSK	1427,0	256	–	–	1	2	6	4 As, Br, Sp	2	29	w	7	–	3	2	47	1	62	623	82	sv	w	–
SSK	1443,5	598	–	2	–	1	6	2 As, Br, 3 Sp	10	14	w	44	sw	5	2	13	3	135	283	166	w	sw	Pyrit-Kugeln
SSK	1446,0	223	–	–	1	–	3	As	12	8	m	12	sw	3	2	45	14	56	421	84	v	sw	–

Schwermineraluntersuchung an Kernproben

(Erläuterungen s. S. 82/83)

Probe	Teufe (m)	Ausgezählte SM ohne Opak	Chemische Behandlung	in Prozent der Schwermineralien ohne Granat und Opak: Zoisit u. Klinozoisit	Epidot	Hornblende	Sonstige	Staurolith	Turmalin	Zirkon u. Monazit	Rutil	Disthen	Apatit	Glaukophan	100 SM ohne Granat u. Opak: Granat	100 SM ohne Granat u. Opak: Opak	Anzahl SM ohne Granat u. Opak pro ccm	Glimmer- u. Chlorit-Gehalt	Karbonat-Gehalt	Bemerkungen
Fortsetzung von Bohrung Weitermühle C 3																				
SSK	1450,6	344	–	3	12	1	3 As, 2 Sp	9	25	w–m	12	w	1	2	27	5	84	406	90	m	sw	–
SSK	1453,7	102	–	–	1	2	9 2 As, 3 Br, 2 Sp, 2 Ti	12	15	v	3	–	1	2	26	29	112	917	23	sv	w	–
SSK	1466,5	2508	–	1	4	–	6 As, 5 Sp	15	10	w	16	m	5	2	20	21	836	484	556	w–m	sw	–
SSK	1475,7	596	–	–	1	1	4 As, 3 Sp	20	16	w	9	w	2	–	40	7	98	145	2900	m	sw	–
SSK	1482,2	713	–	–	6	–	3 2 As, Ti	23	18	w	6	–	1	1	26	16	314	479	380	w	sw	vereinzelt vererzte Mikrofossilien
SSK	1490,5	720	–	1	2	1	3 As, 2 Sp	10	20	sw	6	–	2	–	48	7	66	112	434	w	sw	–
SSK	1491,0	366	–	1	3	1	6 2 As, 4 Sp	10	12	sw	9	w	2	–	48	8	55	157	236	v	w	–
SSK	1538,5	184	–	1	–	–	–	7	24	v	3	–	2	–	43	20	34	272	57	m	sv	verunreinigt durch Leichtmineralien
SSK	1544,4	172	–	–	2	–	5 4 As, Sp	10	23	m–w	6	w	2	–	43	9	88	1700	107	m	sw	wenige vererzte Mikrofossilien
Bohrung Weitermühle C 6																				
SSK	1085,4	88	–	–	4	–	–	12	6	m	52	m	4	6	16	–	266	2600	12	sv	sv	–
SSK	1086,0	27	–	–	–	–	–	x	x		–		–	–	x	–	xx	sv	3	sv	sv	–
SSK	1086,4	15	–	–	–	–	–	x	x	m	–		–	–	x	–	xx	sv	3	sv	sv	–
SSK	1087,5	52	–	–	–	–	11 8 As, 3 Ti	13	34	m	15	sw	11	8	8	–	41	4250	18	sv	sv	–
SSK	1089,3	187	–	4	1	–	1 As	15	12	m–v	57	w	3	1	6	–	134	1020	40	m	w	–
SSK	1089,7	20	–	–	–	–	x Sp	x	x		x	–	x	–	x	–	xx	sv	5	sv	sv	–
SSK	1102,6	12	–	–	–	–	–	x	x		x	x	x	–	x	–	xx	v–sv	4	sv	v	öfters Korund (?)

LEICHTMINERALTABELLEN

Leichtmineraluntersuchung an Kernproben

(Erläuterungen s. S. 84)

1	2	3	4	5	6	7	Biotit u. Chlorit				12	13	14	15
Teufe in m	Probe	Quarz: Feldspat	Feldspat stark zersetzt	Quarz	Feldspat	Muskovit	8 gesamt	9 Biotit braun	10 Biotit grün	11 Chlorit	Glaukonit	Karbonat	Chalcedon	Sonstige
Bohrung Ampfing 1														
1100,0–1106,0 Ki. 1–3	K	39:61	2	19	30	5	1	–	1	–	–	45	–	–
1180,0–1185,0 Kopf	K	62:38	9	49	33	–	7	–	5	2	–	10	1	–
1249,2–1255,2 Ki. 1–4	K	66:34	7	43	20	3	1	1	–	–	–	33	–	–
Bohrung Ampfing 4														
1085,0–1091,0 Ki. 1–3	K	54:46	7	32	27	2	3	–	2	1	–	36	–	–
Bohrung Ampfing 8														
1091,1	K	75:25	6	24	5	1	2	–	1	1	–	67	1	–
1092,1	K	79:21	9	29	7	1	4	3	1	–	1	56	2	–
1093,1	K	71:29	11	29	8	1	4	4	–	–	–	54	4	–
1094,1	K	64:36	14	18	8	–	3	3	–	–	–	67	4	–
1095,1	K	79:21	2	65	19	2	2	–	2	–	–	9	3	–
Bohrung Ampfing 18														
1092,9	SSK	73:27	2	54	21	–	–	–	–	–	12	13	–	–
1093,5	SSK	68:32	5	46	23	–	–	–	–	–	9	21	1	–
1095,5	SSK	64:36	4	46	28	1	1	–	–	1	3	19	2	–
1096,4	SSK	81:19	3	70	16	–	–	–	–	–	–	13	1	–
1097,0	SSK	53:47	11	40	35	–	6	–	4	2	–	19	–	–
1097,5	SSK	64:36	17	44	29	1	3	–	3	–	–	22	1	–
1098,5	SSK	60:40	9	45	26	2	2	–	1	1	1	23	1	–
1099,5	SSK	43:57	12	31	41	–	1	–	–	1	–	26	1	–
1100,3	SSK	43:57	15	27	47	–	2	–	1	1	–	21	3	–
1101,0	SSK	55:45	10	40	28	1	3	3	1	–	–	28	–	–
1102,5	SSK	62:38	7	55	33	3	3	1	2	–	1	5	–	–
1103,0	SSK	69:31	4	64	28	2	1	–	1	–	–	2	3	–
1104,5	SSK	74:26	3	72	24	1	1	–	1	–	–	2	–	–
1105,5	SSK	69:31	3	65	29	4	–	–	–	–	–	2	–	–
1106,0	SSK	73:27	6	68	25	2	2	–	2	–	–	3	–	–
1106,5	SSK	80:20	5	77	18	–	–	–	–	–	–	4	1	–
1107,0	SSK	80:20	2	67	20	2	2	–	1	1	–	9	–	–
Bohrung Ampfing 19														
1098,3	SSK	80:20	4	49	17	–	–	–	–	–	14	20	–	–
1098,6	SSK	82:18	2	76	18	–	–	–	–	–	–	6	–	–
1099,0	SSK	69:31	4	59	26	1	1	–	1	–	–	12	1	–
1099,4	SSK	75:25	4	67	21	–	1	–	1	–	–	11	–	–
1099,8	SSK	64:36	9	48	29	2	–	–	–	–	–	19	2	–
1100,5	SSK	59:41	5	35	24	–	2	–	2	–	–	37	2	–

Leichtmineraluntersuchung an Kernproben

(Erläuterungen s. S. 84)

1	2	3	4	5	6	7	Biotit u. Chlorit				12	13	14	15
							8	9	10	11				
Teufe in m	Probe	Quarz: Feldspat	Feldspat stark zersetzt	Quarz	Feldspat	Muskovit	gesamt	Biotit braun	Biotit grün	Chlorit	Glaukonit	Karbonat	Chalcedon	Sonstige
Fortsetzung von Bohrung Ampfing 19														
1101,0	SSK	71:29	7	43	17	4	2	1	1	–	–	34	–	–
1101,5	SSK	67:33	10	42	25	6	2	–	1	1	–	25	–	–
1102,0	SSK	72:28	2	45	16	1	2	–	2	–	–	36	–	–
1104,0	SSK	46:54	5	30	42	1	3	–	1	2	–	22	2	–
1105,5	SSK	53:47	9	39	31	1	–	–	–	–	–	28	1	–
Bohrung Hohenlinden 1														
1310,1	K	69:31	6	48	26	–	–	–	–	–	1	25	–	–
1315,3	K	49:51	8	12	15	6	1	–	1	–	–	66	–	–
1316,4	K	63:37	8	30	8	1	–	–	–	–	–	61	–	–
1317,5	K	67:33	12	38	21	1	1	–	–	1	–	39	–	–
1317,8	K	60:40	9	35	30	–	2	–	2	–	–	33	–	–
1678,0	K	61:39	6	22	24	2	1	–	1	–	–	51	–	–
1679,0	K	72:28	6	33	11	–	–	–	–	–	–	56	–	–
1679,5	K	72:28	10	38	16	–	1	–	1	–	–	45	–	–
1680,7	K	75:25	4	37	15	–	–	–	–	–	–	48	–	–
1681,5	K	70:30	6	30	12	1	–	–	–	–	1	56	–	–
1682,7	K	66:34	11	27	16	–	2	–	1	1	–	55	–	–
1683,7	K	74:26	9	43	12	1	1	–	1	–	–	43	–	–
1684,5	K	70:30	9	38	17	1	–	–	–	–	1	43	–	–
1685,5	K	56:44	12	33	21	2	1	1	–	–	–	43	–	–
(1692,3)	K	67:33	13	38	21	–	1	1	–	–	–	40	–	–
1692,3	K	49:51	16	7	10	2	1	–	1	–	–	80	–	–
1692,9	K	70:30	12	40	19	1	–	–	–	–	–	40	–	–
1694,1	K	67:33	7	45	16	1	–	–	–	–	–	38	–	–
1695,1	K	53:47	20	20	27	2	1	–	1	–	–	50	–	–
1696,1	K	52:48	8	32	25	1	–	–	–	–	–	42	–	–
1697,0	K	62:38	3	30	21	–	1	1	–	–	–	48	–	–
1697,9	K	64:36	10	33	15	1	3	1	2	–	–	48	–	–
1698,9	K	50:50	16	23	26	1	1	–	1	–	–	49	–	–
1699,8	K	61:39	12	30	19	–	2	–	2	–	–	49	–	–
1742,7	K	67:33	3	16	12	2	1	–	1	–	–	69	–	–
1743,7	K	61:39	12	2	2	–	–	–	–	–	–	96	–	–
1744,8	K	58:42	10	25	14	1	–	–	–	–	–	60	–	–
1745,7	K	64:36	6	32	18	–	–	–	–	–	–	50	–	–
1748,0	K	70:30	6	20	12	2	1	–	1	–	–	65	–	–
1749,0	K	70:30	12	53	14	1	–	–	–	–	–	32	–	–
1749,7	K	62:38	10	20	10	2	2	1	1	–	–	66	–	–
1750,6	K	70:30	4	21	9	–	2	–	2	–	–	67	1	–
1752,3	K	60:40	15	31	19	4	6	–	6	–	–	40	–	–

Leichtmineraluntersuchung an Kernproben

(Erläuterungen s. S. 84)

1	2	3	4	5	6	7	Biotit u. Chlorit				12	13	14	15
Teufe in m	Probe	Quarz: Feldspat	Feldspat stark zersetzt	Quarz	Feldspat	Muskovit	8 gesamt	9 Biotit braun	10 Biotit grün	11 Chlorit	Glaukonit	Karbonat	Chalcedon	Sonstige
Bohrung Isen 1														
1203,5–1206,4	K	42:58	9	17	13	1	1	–	1	–	–	65	3	–
1260,6–1263,5	K	72:28	1	17	7	–	1	1	–	–	73	2	–	–
1263,5–1266,4	K	94: 6	–	81	5	–	–	–	–	–	13	1	–	–
1266,4–1268,6	K	57:43	9	32	27	–	4	1	1	2	–	33	3	1 (Opak)
1273,4–1275,1	K	57:43	17	28	29	–	3	–	1	2	1	37	2	–
1275,1–1278,0	K	74:26	3	52	19	–	2	2	–	–	–	26	1	–
1278,0–1280,8	K	75:25	4	11	8	2	–	–	–	–	–	79	–	–
1286,2–1288,7	K	57:43	12	34	22	1	5	1	4	–	–	36	2	–
1291,6–1292,8	K	58:42	11	26	20	–	3	1	1	1	–	49	2	–
1350,2–1351,4	K	61:39	11	36	22	1	6	1	1	4	–	34	1	–
1403,8–1409,7	K	61:39	9	39	24	–	2	1	1	–	–	31	4	–
1467,2–1469,6	K	50:50	7	32	21	5	1	–	1	–	–	38	3	–
1517,6–1520,6	K	53:47	6	26	22	1	1	–	1	–	–	49	1	–
Bohrung Steinkirchen 2														
1145,5	K	69:31	8	35	14	2	4	3	1	–	2	31	1	11 (Opak)
1149,0	K	64:36	5	27	14	–	–	–	–	–	–	20	3	36 (Opak)
1150,0	K	66:34	7	35	18	–	3	–	2	1	8	16	–	20 (Opak)
1230,0	K	52:48	10	41	35	–	4	–	3	1	–	18	2	–
1233,5	K	57:43	13	24	23	6	13	2	8	3	–	25	2	7 (Opak)
1234,5	K	54:46	19	33	30	3	7	1	2	4	–	24	3	–
1235,5	K	51:49	9	31	29	3	2	–	2	–	–	34	1	–
1236,5	K	51:49	7	24	25	–	4	–	4	–	–	45	2	–
1261,3	K	50:50	10	25	35	7	7	2	4	1	–	25	1	–
1262,3	K	56:44	4	31	25	12	8	–	7	1	–	24	–	–
1263,3	K	60:40	2	40	26	7	11	1	10	–	–	12	4	–
1264,3	K	57:43	4	43	34	2	7	1	6	–	–	14	–	–
1265,3	K	66:34	6	47	28	1	8	1	7	–	–	15	1	–
1266,3	K	64:36	5	50	29	1	8	2	5	1	–	12	–	–
1298,2	K	70:30	5	47	21	2	1	–	1	–	–	27	2	–
1302,7	K	51:49	7	32	30	4	12	3	7	2	–	21	1	–
1303,7	K	50:50	9	25	21	11	8	4	4	–	–	35	–	–
1338,0	K	59:41	8	21	17	15	18	4	12	2	–	29	–	–
1342,5	K	57:43	3	26	16	12	12	4	8	–	–	31	1	–
1344,0	K	48:52	5	14	21	10	10	1	8	1	–	43	2	–
Bohrung Steinkirchen 3														
1190,5	SSK	87:13	4	85	11	–	2	1	1	–	–	2	–	–
1197,0	SSK	82:18	–	77	17	–	1	1	–	–	–	5	–	–
1208,0	SSK	72:28	7	31	12	3	4	1	3	–	–	50	–	–
1258,0	SSK	52:48	13	41	36	1	7	2	3	2	–	15	–	–
1439,6	SSK	56:44	11	27	27	–	1	–	–	1	–	45	–	–
1441,8	SSK	66:34	5	32	17	–	4	1	1	2	–	47	–	–

Leichtmineraluntersuchung an Kernproben

(Erläuterungen s. S. 84)

1	2	3	4	5	6	7	Biotit u. Chlorit				12	13	14	15
Teufe in m	Probe	Quarz: Feldspat	Feldspat stark zersetzt	Quarz	Feldspat	Muskovit	8 gesamt	9 Biotit braun	10 Biotit grün	11 Chlorit	Glaukonit	Karbonat	Chalcedon	Sonstige
Bohrung Steinkirchen C 4														
1098,0	SSK	65:35	1	46	25	2	–	–	–	–	–	25	2	–
1099,5	SSK	62:38	12	48	29	1	2	–	1	1	–	19	1	–
1100,5	SSK	76:24	5	52	21	3	10	4	6	–	–	12	2	–
1101,5	SSK	67:33	5	55	27	2	1	1	–	–	–	14	1	–
1102,5	SSK	66:34	5	53	26	3	3	–	2	1	1	11	–	3 (Pyrit)
1103,5	SSK	65:35	6	55	32	–	1	–	–	1	–	11	1	–
1104,2	SSK	67:33	4	53	28	7	2	2	–	–	–	8	2	–
1110,5	SSK	86:14	1	76	12	1	–	–	–	–	–	11	–	–
1111,5	SSK	55:45	8	51	39	1	–	–	–	–	–	9	–	–
1116,0	SSK	59:41	6	46	27	–	1	–	–	1	–	26	–	–
1135,0	SSK	74:26	11	51	16	6	4	–	2	2	1	22	–	–
1153,0	SSK	57:43	10	35	28	2	6	1	4	1	–	28	1	–
1163,0	SSK	81:19	2	65	19	–	2	–	2	–	–	12	2	–
1178,0	SSK	70:30	4	46	22	–	1	–	–	1	–	29	2	–
1195,0	SSK	68:32	2	53	24	–	2	–	1	1	–	20	1	–
1208,5	SSK	62:38	5	33	23	1	2	–	1	1	–	39	2	–
1225,5	SSK	50:50	7	30	28	–	–	–	–	–	–	42	–	–
1237,0	SSK	53:47	10	41	35	–	3	–	1	2	1	19	1	–
1245,0	SSK	63:37	8	24	12	1	4	–	3	1	–	58	1	–
1260,0	SSK	62:38	5	45	22	–	3	–	1	2	–	28	2	–
1270,5	SSK	52:48	3	28	20	4	1	–	1	–	–	46	1	–
1273,5	SSK	52:48	5	32	32	4	2	–	–	2	–	22	1	7 (Pyrit)
1285,0	SSK	79:21	2	72	21	–	3	1	1	1	–	1	1	2 (Opak)
1286,5	SSK	86:14	1	83	14	1	–	–	–	–	–	2	–	–
1291,5	SSK	62:38	6	46	26	8	9	2	5	2	–	9	2	–
1307,5	SSK	65:35	7	43	26	6	3	2	1	–	–	19	3	–
1318,8	SSK	56:44	11	39	30	1	2	1	–	1	–	27	1	–
1337,0	SSK	60:40	3	39	32	2	3	1	1	1	–	18	1	5 (Opak)
1345,2	SSK	61:39	5	42	27	–	1	–	1	–	–	28	2	–
1352,2	SSK	76:24	5	45	16	4	2	–	1	1	–	33	–	–
1366,3	SSK	61:39	3	46	25	3	2	1	–	1	–	19	5	–
1372,5	SSK	61:39	9	46	27	1	4	–	2	2	–	18	4	–
1396,0	SSK	69:31	3	49	17	3	3	–	2	1	–	23	5	–
Bohrung Steinkirchen C 7														
1135,3	K	51:49	15	34	35	5	2	1	1	–	3	21	–	–
1135,7	K	50:50	16	31	31	2	5	4	1	–	1	30	–	–
1136,4	K	52:48	12	37	32	2	7	2	5	–	1	21	–	–
1136,9	K	53:47	14	38	34	–	4	–	3	1	3	21	–	–
1137,4	K	56:44	12	35	24	–	1	–	–	1	7	33	–	–
1139,4	K	51:49	12	25	24	–	6	–	3	3	–	45	–	–
1140,2	K	54:46	17	24	21	1	3	2	–	1	–	51	–	–
1140,8	K	44:56	20	28	38	2	4	1	1	2	–	28	–	–
1141,5	K	45:55	21	25	33	2	6	2	3	1	–	34	–	–

Leichtmineraluntersuchung an Kernproben

(Erläuterungen s. S. 84)

1	2	3	4	5	6	7	Biotit u. Chlorit				12	13	14	15
							8	9	10	11				
Teufe in m	Probe	Quarz: Feldspat	Feldspat stark zersetzt	Quarz	Feldspat	Muskovit	gesamt	Biotit braun	Biotit grün	Chlorit	Glaukonit	Karbonat	Chalcedon	Sonstige
Fortsetzung von Bohrung Steinkirchen C 7														
1141,7	K	51:49	16	24	26	4	12	3	7	2	–	34	–	–
1142,4	K	56:44	12	36	29	–	7	2	1	4	1	27	–	–
1143,1	K	70:30	8	59	30	–	3	–	1	2	–	8	–	–
1143,7	K	62:38	17	44	26	–	3	–	3	–	–	27	–	–
1143,9	K	68:32	7	58	30	–	4	–	1	3	–	8	–	–
1144,5	K	80:20	7	69	20	1	3	–	–	3	–	7	–	–
1148,1	K	58:42	12	33	28	8	16	2	12	2	–	15	–	–
1148,5	K	69:31	10	48	24	3	12	2	6	4	–	13	–	–
1149,0	K	61:39	19	38	28	6	8	1	3	4	–	20	–	–
1149,6	K	59:41	11	30	25	5	13	4	7	2	–	27	–	–
1150,0	K	66:34	10	40	24	5	14	1	10	3	–	17	–	–
1150,6	K	71:29	14	36	21	5	8	1	6	1	–	30	–	–
1151,0	K	70:30	11	41	16	6	11	3	5	3	–	26	–	–
1151,2	K	50:50	17	26	33	3	5	–	4	1	–	33	–	–
1151,8	K	65:35	8	20	15	10	28	6	18	4	–	27	–	–
1152,3	K	45:55	9	21	36	4	13	3	7	3	–	26	–	–
1152,7	K	63:37	12	23	22	17	16	3	9	4	–	22	–	–
1153,1	K	65:35	5	33	23	7	15	4	9	2	–	22	–	–
1153,6	K	61:39	8	36	19	11	19	4	8	7	–	15	–	–
1154,0	K	61:39	10	39	21	8	11	3	6	2	–	21	–	–
1154,7	K	52:48	20	35	28	7	8	–	7	1	–	22	–	–
1160,0	SSK	64:36	4	52	26	12	3	1	2	–	–	7	–	–
1175,0	SSK	76:24	5	44	13	1	5	–	4	1	–	37	–	–
1185,0	SSK	58:42	12	34	24	1	–	–	–	–	–	38	3	–
1195,0	SSK	62:38	5	43	27	11	5	2	3	–	–	12	2	–
1204,4	SSK	61:39	5	44	28	10	5	2	3	–	–	13	–	–
1213,0	SSK	72:28	5	66	25	–	2	–	1	1	–	6	1	–
1224,0	SSK	49:51	9	34	39	–	–	–	–	–	–	26	1	–
1230,0	SSK	48:52	4	41	45	–	3	1	2	–	–	6	5	–
1239,0	SSK	65:35	7	49	26	–	5	–	5	–	–	18	2	–
1243,0	SSK	62:38	6	54	35	4	1	–	1	–	–	5	1	–
1246,5	SSK	58:42	6	54	37	–	2	–	1	1	–	5	2	–
1249,5	SSK	65:35	7	56	31	4	–	–	–	–	–	9	–	–
1253,4	SSK	51:49	6	40	44	–	2	–	2	–	–	12	2	–
1257,5	SSK	73:27	5	66	25	–	1	–	1	–	–	8	–	–
1261,0	SSK	56:44	3	42	37	1	1	–	1	–	–	17	2	–
1276,7	SSK	88:12	–	84	12	–	–	–	–	–	–	4	–	–
1280,5	SSK	58:42	4	38	33	1	–	–	–	–	–	25	3	–
1290,1	SSK	68:32	4	46	24	2	2	1	–	1	–	23	3	–
1293,0	SSK	57:43	6	48	30	–	1	–	1	–	–	17	4	–
1295,1	SSK	69:31	6	49	22	4	2	–	2	–	–	21	2	–
1305,1	SSK	58:42	6	52	32	–	4	–	4	–	–	9	3	–
1322,8	SSK	61:39	9	43	33	1	–	–	–	–	–	21	2	–
1368,4	SSK	52:48	6	42	39	2	1	–	1	–	–	13	3	–
1370,0	SSK	61:39	8	45	30	2	2	1	1	–	–	17	4	–

Leichtmineraluntersuchung an Kernproben

(Erläuterungen s. S. 84)

1	2	3	4	5	6	7	Biotit u. Chlorit				12	13	14	15
							8	9	10	11				
Teufe in m	Probe	Quarz : Feldspat	Feldspat stark zersetzt	Quarz	Feldspat	Muskovit	gesamt	Biotit braun	Biotit grün	Chlorit	Glaukonit	Karbonat	Chalcedon	Sonstige
Bohrung Weitermühle C 2														
1095,3	K	68:32	12	50	24	4	7	1	6	–	–	15	–	–
1096,0	K	68:32	4	47	21	17	10	3	4	3	–	5	–	–
1096,8	K	81:19	5	67	15	10	7	–	5	2	–	1	–	
1097,5	K	76:24	5	59	17	11	11	6	4	1	1	1	–	–
1098,3	K	71:29	8	39	16	23	22	6	16	–	–	–	–	–
1099,0	K	68:32	8	49	21	8	6	1	5	–	–	16	–	–
1099,8	K	27:73	6	16	44	5	5	2	3	–	–	30	–	–
Bohrung Weitermühle C 3														
1187,1	K	77:23	10	67	21	–	4	–	3	1	1	7	–	–
1187,4	K	74:26	7	66	26	–	2	–	1	1	–	6	–	–
1188,1	K	77:23	9	72	21	–	1	–	1	–	1	5	–	–
1188,6	K	69:31	7	60	28	–	3	–	3	–	1	8	–	–
1189,0	K	74:26	4	70	23	–	1	–	–	1	–	6	–	–
1189,4	K	71:29	11	54	21	–	2	–	1	1	1	22	–	–
1189,8	K	69:31	9	57	27	1	3	2	1	–	4	8	–	–
1190,2	K	73:27	9	59	23	–	2	–	2	–	1	15	–	–
1191,45	K	52:48	13	29	25	1	2	–	2	–	–	43	–	–
1191,95	K	37:63	25	17	33	1	6	–	6	–	–	43	–	–
1192,95	K	41:59	16	27	29	2	8	–	8	–	–	34	–	–
1193,0	K	40:60	15	27	33	3	5	3	2	–	–	32	–	–
1193,5	K	48:52	25	24	29	–	4	–	3	1	–	43	–	–
1194,0	K	44:56	22	26	33	1	2	1	1	–	–	38	–	–
1194,6	K	44:56	7	24	35	–	5	2	2	1	–	36	–	–
1195,1	K	58:42	12	38	23	–	8	3	5	–	–	31	–	–
1195,5	K	48:52	17	26	28	3	5	2	1	2	–	38	–	–
1196,5	K	45:55	16	27	28	1	2	1	1	–	–	42	–	–
1196,9	K	53:47	21	36	28	3	2	1	1	–	–	31	–	–
1197,2	K	40:60	25	20	36	1	3	1	2	–	–	40	–	–
1197,6	K	58:42	11	37	35	2	7	1	5	1	–	19	–	–
1198,2	K	56:44	18	32	21	1	7	2	5	–	–	39	–	–
1198,8	K	47:53	12	24	31	5	4	2	2	–	–	32	–	–
1199,1	K	47:53	17	27	37	–	9	4	5	–	–	27	–	–
1199,7	K	48:52	12	28	27	3	6	2	4	–	–	36	–	–
1200,1	K	55:45	7	10	11	–	–	–	–	–	–	79	–	–
1200,7	K	42:58	25	27	36	–	4	3	1	–	–	33	–	–
1201,1	K	55:45	7	16	15	1	1	1	–	–	–	67	–	–
1201,7	K	56:44	6	40	32	3	5	2	3	–	1	19	–	–

MÄCHTIGKEIT UND SAND/TON-VERHÄLTNIS CHATTISCHER SEDIMENTE IN OBERBAYERN

(nach OSCHMANN 1963)

Nördliche Verbreitungs-grenze des Chatt

——— Linien gleicher Chatt-Mächtigkeit

------- Linien gleichen Sand/Ton-Verhältnisses

ISAR

DONAU

INN

SALZACH

LANDSHUT

MÜNCHEN

NEUÖTTING

ÖSTERREICH

ALPEN

100 m

200 m

300 m

400 m

500 m

600 m

700 m

800 m

900 m

1000 m

1100 m

1200 m

1300 m

30 %

40 %

50 %

10 %

20 %

0 %

Ortenburg CF 1003

Ortenburg CF 1001

Ortenburg CF 1002

Aich 1

Rott 1

Grucking 1

Taufkirchen 1

Dorfen 1

Isen

Weitermühle

Ampfing

Steinkirchen

Ödgassen 1

Hohenlinden 1

Albaching 3

Vaterstetten 1

0 10 20 km

Gliederung der Chattsande bzw. des Chatts in bayerischen Bohrungen nach Schwermineralien

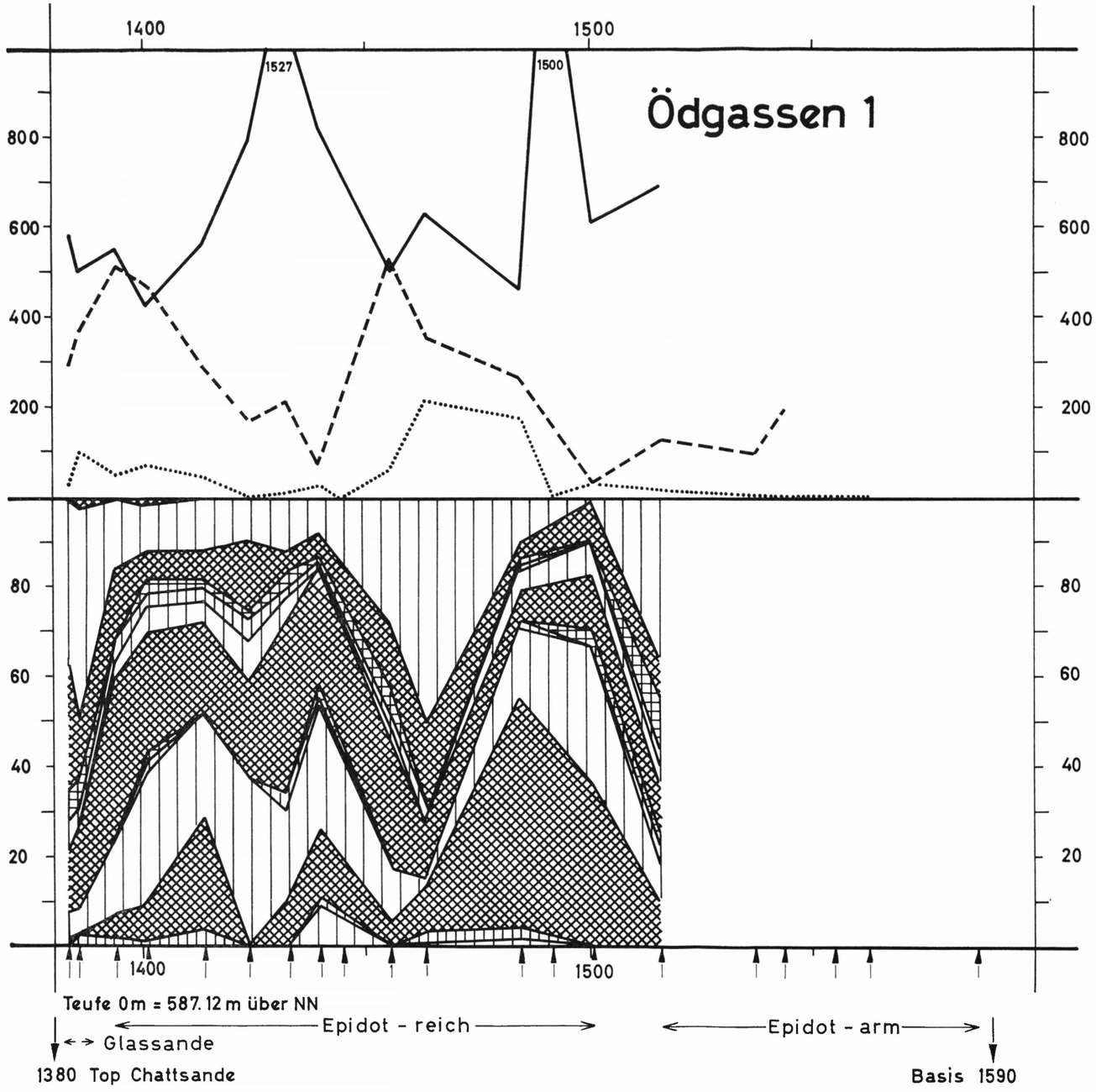
Erläuterung der Formeln x/y/z

x = durchschnittl. Prozentgehalt an bl. Hornblende (Spalte IV,) Epidot + gr. Hornblende (Spalte V, VI, VII,) Zirkon + Monazit + Andalusit (Spalte VIII,)

y = maximaler Prozentgehalt

z = Anzahl der ausgewerteten Proben

I	II			III	IV			V			VI			VII			VIII		
Bohrung ungefähr von W nach E	Chattsande			Bemerkungen	Blaue Hornblende vermehrt (je nach Bohrung >1–5 %)			Epidotfrei (Kein Epidot+gr. Hornblende)			Epidotarm (<20% Epidot+gr. Hornblende)			Epidotreich (oft >20% Epidot+gr. Hornbl.)			Obere Glassande (oft >20% Zirkon+Mon.+And.)		
	Basis	Ob. Kante	Mächtigk.		von – bis (Teufe m)	Mächtigk. (m)	%-Anteil a.d.Ges.-Mächtigk.	von – bis (Teufe m)	Mächtigk. (m)	%-Anteil a.d.Ges.-Mächtigk.	von – bis (Teufe m)	Mächtigk. (m)	%-Anteil a.d.Ges.-Mächtigk.	von – bis (Teufe m)	Mächtigk. (m)	%-Anteil a.d.Ges.-Mächtigk.	von – bis (Teufe m)	Mächtigk. (m)	%-Anteil a.d.Ges.-Mächtigk.
Grucking 1	1174.0	831.9	342.1		—	—	—	1106.3–1144.6 0/ 0/2	37.7	11%	954.5–1086.5 10/15/ 2	132.0	38.5%	881.0– 907.0 52.5/56/2	26.0	7.5%	832.5– 842.5 52/71/6	10.0	3%
Hohenlinden 1	1749.0	1297.0	452.0		(1678.0–1680.7) 1.3/ 2 /4	2.7	0.5%	1695.1–1752.3 0/ 0/12	57.2	12.6%	1678.0–1694.1 0.6/ 2/13	16.1	3.5%	1317.8 10/10/ 1			1310.1–1317.8 38.8/42/4	7.7	1.7 %
Dorfen 1	1288.0	1002.9	285.1		1152.0–1250.0 16.3/ 33/4	98.0	34%	—	—	—	1200.0–1270.0 9.5/ 15/ 2	70.5	25%	1088.6–1183.4 17.8/ 28/ 4	94.8	33%	1030.5 55/55/ 1	? 27.6	? 9.5%
Albaching 3	208.0	1550.0	535.0		1946.0–1962.0 16/ 20/ 2	16.0	3%	2045.0–2067.0 0/ 0/4	22.0	4%	1946.0–2022.0 11.5/17/ 4	76.0	14%	1713.0–1882.0 29.6/ 34/ 5	169.0	31.5%	1610 24/24/ 1	? 60.0	? 11.2%
Taufkirchen 1	1074.8	841.2	233.6	n. ANDRÉE (1937)	918–1061.5 24.3/ 46/3	142.7	61 %	—	—	—	918–1061.5 5/ 8/ 3	142.7	61%	—	—	—	841.2–910.3 40.7/68/3	69.1	29.5%
Isen 9	1671.2	1280.4	390.8		1497.0–1640.5 8.4/ 22/8	143.5	36.5%	—	—	—	1574.0–1664.5 3.3/10/ 7	90.5	23%	1287.0–1557.0 20.7/ 37/14	270.0	69%	1281.5+1325.0 31.5/39/2	? 43.5	? 11%
Weitermühle C3	1491.6	1186.4	305.2		1350.0–1491.0 7.4/29/17	141.0	46%	—	—	—	1360.0–1491.0 5.7/ 17/ 16	131.0	43%	1192.0–1350.0 14.2/40/20	158.0	52%	1187.5–1191.5 69.0/83/9	3.0	1%
Ödgassen 1	1589.0	1382.6	206.4		1501.5–1516.5 4/ 4/2	15.0	7%	—	—	—	1515.5–1587.5 9/ 9/ 1	71.0	34.5%	1394.0–1501.0 17.5/ 52/ 10	107.0	52 %	1383.5–1386.0 46/52/2	2.5	1%
Aich 1	604.2	525.3	78.9		604.0 7/ 7/1	?	?	—	—	—	560.0– 604.0 4/8/3	44.0	55.5%	—	—	—	525.5–554.0 37.4/79/8	28.5	36%
Steinkirchen C4	1396.8	1099.0	297.8		1318.8–1396.0 2/5/ 7	77.2	26%	—	—	—	1273.5–1396.0 2.5/ 8/11	122.5	41%	1153.0–1270.5 16/28/10	117.5	39%	1098.0–1116.0 24.6/39/7	18.0	6 %
Steinkirchen C7	1371.4	1134.0	237.4		1167.5–1368.4 1.5/ 7/ 24	200.9	85%	—	—	—	1243.0–1368.4 8.0/18/14	125.4	53 %	1154.0–1239.0 17.1/ 29/13	85.0	36%	1135.3–1153.6 25.3/59/28	18.3	8 %
Rott 1	712.3	648.3	64.0		694.5– 695.4 5/ 5/ 2	0.9	0.5%	659.0– 712.0 0/ 0/8	53.0	83 %	—	—	—	—	—	—	650.0–656.1 21.3/ 47/ 3	6.1	9.5%
von W nach E	USM I bzw. Gesamtchatt																		
Rieden 1	1427.3	1055.0	372.3	n. GRIMM (1957 b)	—	—	—	1055.0–1427.3 0/0/7	372.3	100%	—	—	—	—	—	—	ca. 1130 41/41/1	?	?
Siebnach 1	1437.5	108.0	357.5	n. GRIMM (1957b)	sehr wenig bl. Hornbl, in der USM auf das Chatt beschränkt			1080.0–1437.5 0/0/8	357.5	100 %	—	—	—	—	—	—	durchweg viel Zirkon		
Schwabmünchen 1	1277.0	960.0	317.0	n. GRIMM (1957b)	sehr wenig bl. Hornbl, in der USM auf das Chatt beschränkt			960.0–1277.0 0/ 0/11	317.0	100 %	—	—	—	—	—	—	ca. 955 43/43/1	?	?
Ortenburg CF 1003	302.0	228.2	73.8	← n. HAGN (1955) n. RITTER (1953) →	245.2–275.6 5.4/ 7/ 5	30.4	41%	—	—	—	—	—	—	228.2–305.0 58.0/73/8	76.8	100%	—	—	—
Ortenburg CF 1001	364.3	276.3	88.0	← n. HAGN (1955) n. RITTER (1953) →	—	—	—	—	—	—	—	—	—	283.9–351.8 21.7/36/7	67.9	77%	283.9–364.3 39.1/58/8	80.4	100 %
																	Epidotreiche Glassande		



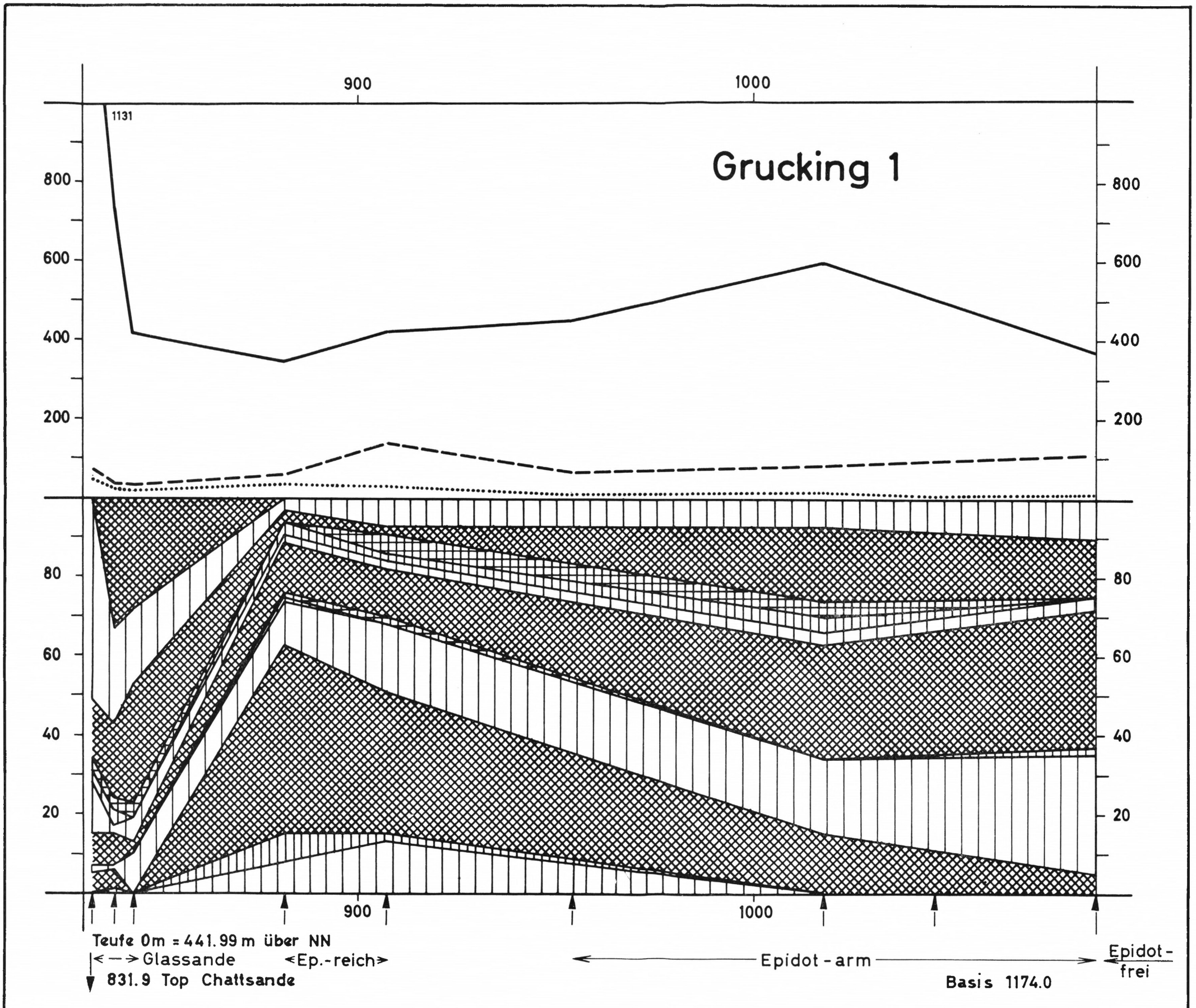
Anzahl Schwermineralien pro ccm ohne Granat und Opak (Fraktion 0.06 - 0.3 mm)

Granat
100 Schwermineralien ohne Granat und Opak

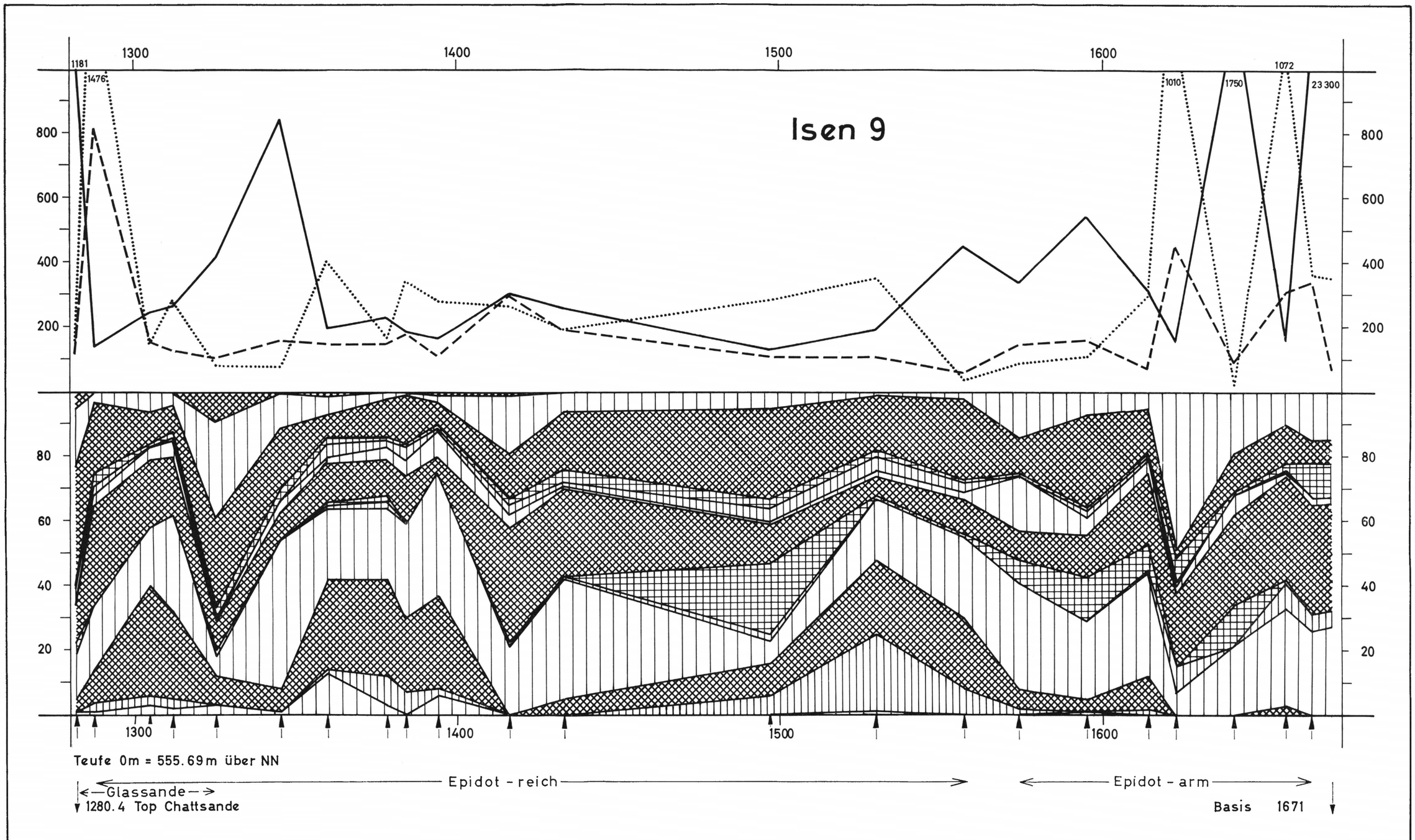
Opak
100 Schwermineralien ohne Granat und Opak

Schwermineralien in % ohne Granat und Opak

	Schwermineral - Gesellschaften
Andalusit	ZM - Gesellschaft
Zirkon u. Monazit	
Turmalin	Untypisch
Rutil	
Disthen	
Sonstige	
Staurolith	GSA - Gesellschaft
Glaukophan	
Spinell	
Apatit	
Epidot	GE(H) - Gesellschaft
Zoisit	
Hornblende	

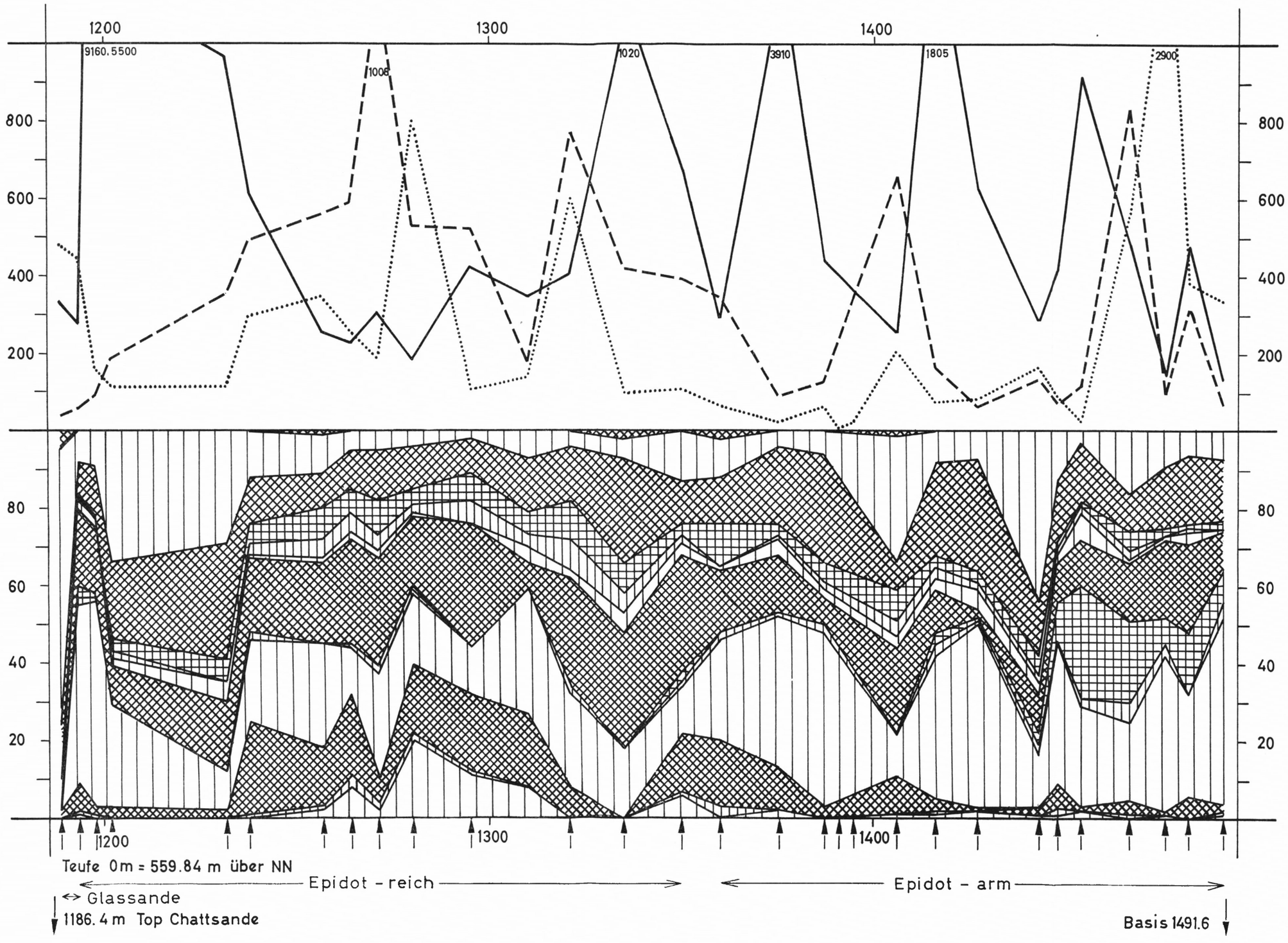


(Erläuterung s. Beilage 3)



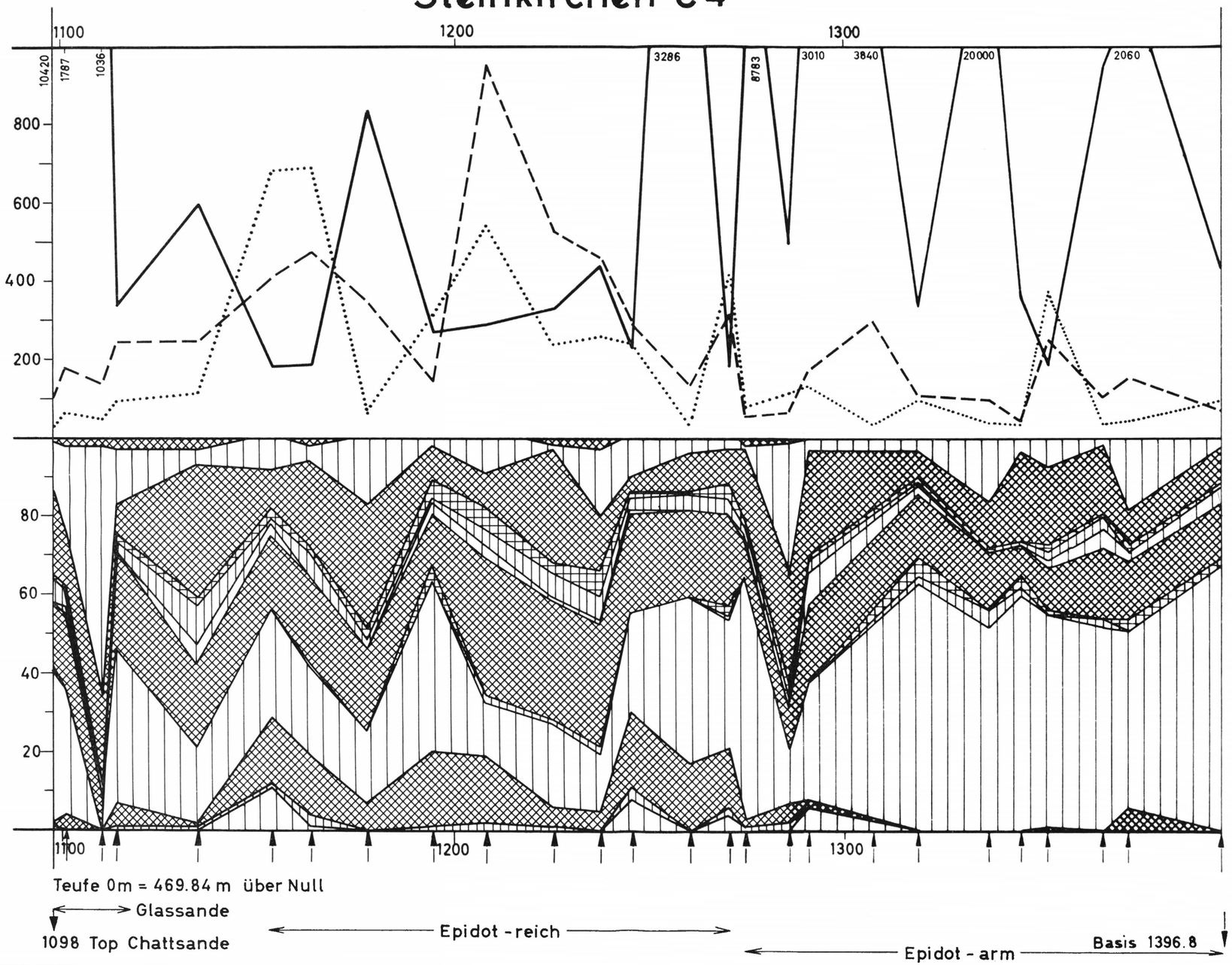
(Erläuterung s. Beilage 3)

Weitermühle C3

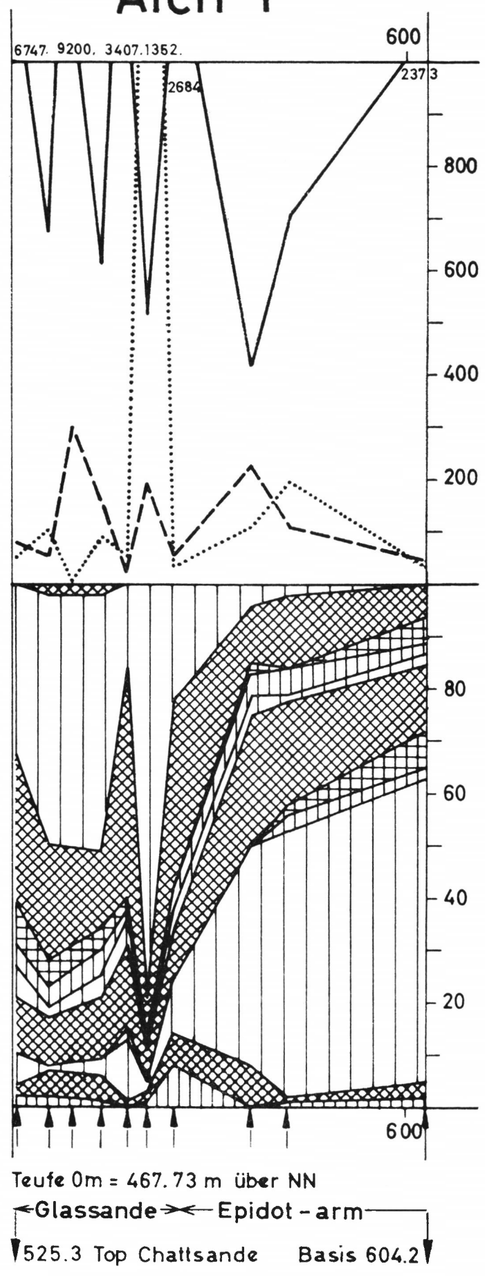


(Erläuterung s. Beilage 3)

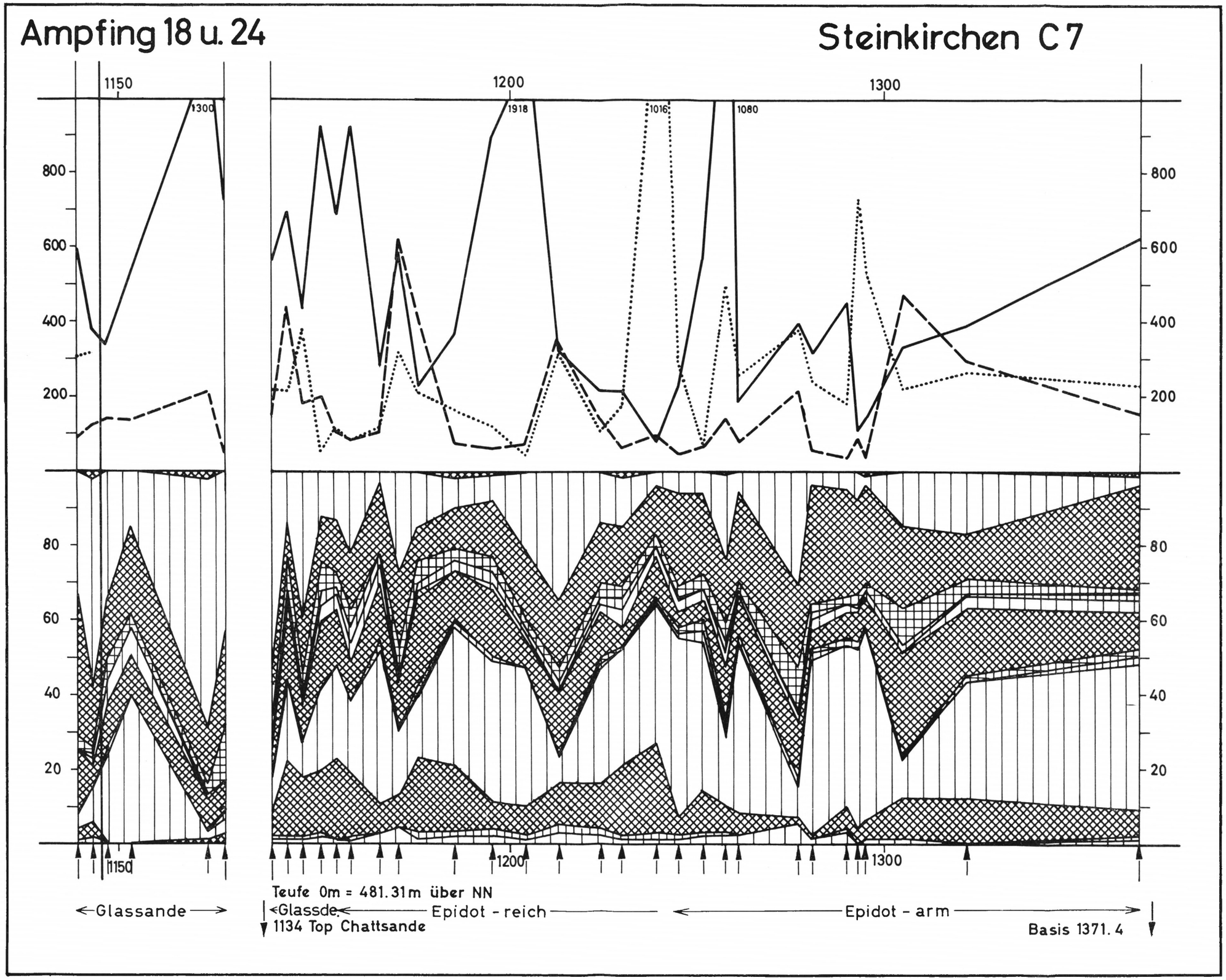
Steinkirchen C 4



Aich 1



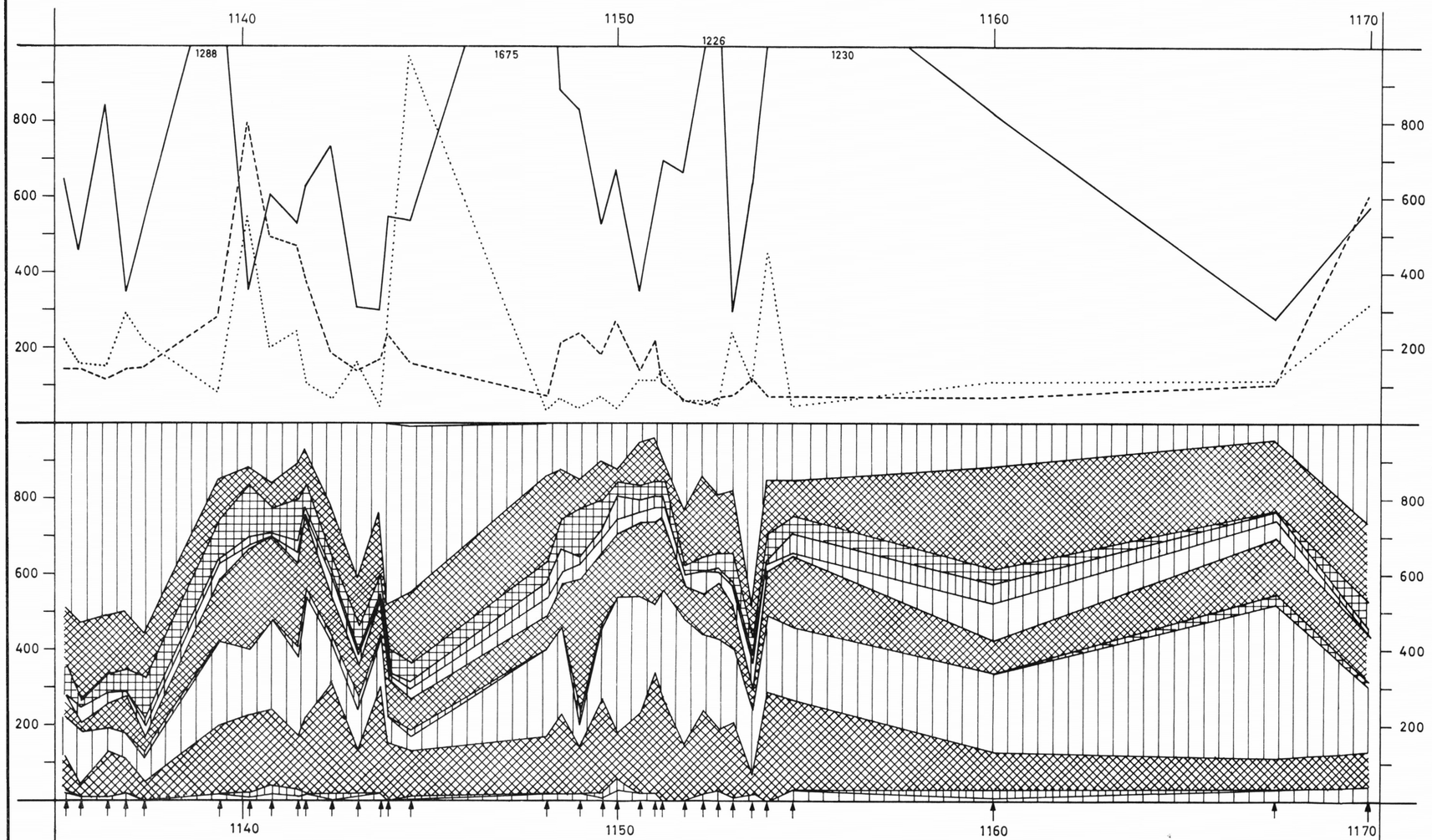
(Erläuterung s. Beilage 3)



(Erläuterung s. Beilage 3)

Steinkirchen C 7

Oberer Teil der Chattsande als Beispiel für engschichtige Interferenz von ZM-, GE(H)- und GSA-Schüttungen



Anzahl Schwermineralien pro ccm ohne Granat und Opak (Fraktion 0.06 - 03 mm)

Granat / 100 Schwermineralien ohne Granat und Opak

Opak / 100 Schwermineralien ohne Granat und Opak

Schwermineralien in % ohne Granat und Opak

Schwermineral-Gesellschaften

- Andalusit, Zirkon u. Monazit — ZM-Gesellschaft
- Turmalin, Rutil, Disthen, Sonstige — Untypisch
- Staurolith, Glaukophan, Spinell, Apatit — GSA-Gesellschaft
- Epidot, Zoisit, Hornblende — GE(H)-Gesellsch.

Steinkirchen C 7

Korngrößen - und Karbonatanalysen sowie Herstellung von Schwermineralpräparaten aus Schußseitenkernen

Erläuterung zu den Korngrößenanalysen

von links nach rechts

schwarz	< 0.06
weiß	0.06 - 0.09
schwarz	0.09 - 0.12
weiß	0.12 - 0.15
schwarz	0.15 - 0.2
weiß	0.2 - 0.3
schwarz	0.3 - 0.4
weiß	> 0.4

