

Verh. Geol. B.-A.	Sonderheft G	S. 147—170	Wien, Oktober 1965
Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1964	Band 116 2. Teil	S. 403—426	Hannover, Oktober 1965

Herkunft und Transport der Sedimente im bayerischen Flyschtrogl¹⁾

Von R. HESSE *), München

Mit 5 Abbildungen und 4 Tafeln

Abstract

Outcrops of the „Flysch-Gault“, Lower Cretaceous, Bavarian Alps, have been correlated bed-by-bed over an area of 120 km (W—E) × 10 km (N—S). The criteria for the correlation are: a) thickness of the graywacke beds and of the shales between them, b) mineral composition at the base of the beds. The correlated series has a thickness of about 200 m.

The graywacke beds are 1 m thick on an average. Grain size in most beds continuously decreases from W to E; feldspar content of feldspar-rich beds shows the same tendency. Current directions from W to E have been proved by flute casts, groove casts etc.

The three facts: 1) bed-by-bed correlation over long distances, 2) direction of decrease of grain size and feldspar content, 3) direction of sediment structures lead to the conclusion, that sediments have been brought from W into the flysch trough and were transported parallel to its axis. Directional structures of Middle Cretaceous flysch sediments indicate transport from the opposite side (from W to E). The currents of Upper Cretaceous time again came from W (s. a. v. RAD, 1964).

These observations are interpreted by the following hypothesis: During Cretaceous time the deep-sea flysch trough was occupied by a horizontally circulating current. It seems that in Lower and Upper Cretaceous times our observations deal with one (? southern) part (direction: W to E) and in Middle Cretaceous time with the other (? northern) part (direction: E to W) of this ? counter-clockwise circulating current.

Der Flysch in Bayern gehört der ostalpinen Flyschzone an, die sich am Nordrand der Ostalpen in meist geringer Breite über eine Länge von mehr als 500 km vom Bodensee bis Wien hinzieht und die nach Osten weiter fortsetzt in den Karpatenflysch (PREY, 1960). Dieser Flyschzone entspricht im paläogeographischen Bild der Kreidezeit ein langgestreckter Sedimentationstrog, in dem vom Barrême bis zur höchsten Oberkreide — im Wiener-Wald-Flysch sogar bis ins Alttertiär — eine über 1000 m mächtige Sedimentfolge abgelagert wurde. Angesichts der hier angehäuften beträchtlichen Sedimentmengen, die bei einer angenommenen primären Trogbreite von 50 km ca. 25.000 km³ umfassen, erhebt sich die Frage nach der Herkunft des Sedimentmaterials. Für das langgestreckte Flyschbecken lautet sie: Gibt es Anzeichen dafür, daß die Sedimente des bayerischen Flysches von den Seitenrändern des Beckens l a t e r a l eingeschüttet worden sind, wie das von älteren Autoren vielfach angenommen wurde, oder sind die Sedimente vorwiegend an den Enden des Beckens zugeführt und l o n g i t u-

¹⁾ Auszug aus der von der Fakultät für Allgemeine Wissenschaften der Technischen Hochschule München genehmigten Dissertation: „Zur Sedimentologie des bayerischen Flysches mit besonderer Berücksichtigung des Flysch-Gault“. Als Vortrag gehalten auf der 116. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft am 17. September 1964 in Wien.

^{*)} Anschrift des Autors: Reinhard Hesse, Institut für Geologie, Technische Hochschule, 8 München 2, Arcisstraße 21.

d i n a l durch den schlauchförmigen Trog weiterverfrachtet worden, wie das bei ähnlich länglich gestalteten Flyschbecken, z. B. dem Karpatenflysch (DZULYNSKI, KSIĄZKIEWICZ & KUENEN, 1959) und dem Apenninenflysch (TEN HAAF, 1959) großenteils der Fall ist? Eine dritte Möglichkeit wäre, daß die Sedimente lateral eingeschüttet worden sind und später in den zentralen Bereichen des Flyschbeckens, die heute meist allein sichtbar sind, in die longitudinale Richtung umgelenkt wurden.

Diese Fragen wurden im bayerischen Flysch mit sedimentpetrographischen Methoden untersucht. Dazu wurden Detailprofile im Maßstab 1 : 50 und 1 : 100 aufgenommen, sämtliche richtungsanzeigenden Gefüge gemessen und petrographische Analysen (Dünnschliffauszählungen, Anschliffuntersuchungen, Schwermineral-, Korngrößen- und Kornrundungsanalysen, quantitative Karbonatbestimmungen mittels Titration und Thermowaage, Tonmineralbestimmungen durch Differentialthermo-Analysen (DTA), Röntgenreflex-Analysen und Phasenkontrast-Verfahren) ausgeführt. Die Untersuchungen wurden von Herrn Professor Dr. P. SCHMIDT-THOME im Rahmen eines umfassenderen Programms zur sedimentologischen Bearbeitung der klastischen Gesteine der Bayerischen Alpen angeregt. Für viele Ratschläge bei den Arbeiten bin ich Herrn Professor SCHMIDT-THOME außerordentlich dankbar. Für die langfristige Förderung durch die Preußische Bergwerks- und Hütten-A. G., Hannover, danke ich Herrn Direktor Dr.-Ing. F. BREYER. Meinem Studienkollegen, Dr. U. v. RAD, der gleichzeitig die Sedimente des Westteils der bayerischen Flyschzone im Allgäu bearbeitete, verdanke ich Vergleichsmaterial sowie manche klärende Diskussion im Institut oder Gelände.

Flysch-Serien bestehen aus Wechsellagerungen von harten, grauackeartigen Gesteinsbänken mit weniger harten, tonigen Zwischenmitteln. Eine einzelne derartige Abfolge — Grauackebank & Tonsteinlage — kann man als *S e d i m e n t a t i o n s z y k l u s* bezeichnen, die Flyschsedimentation als zyklische Sedimentation. In der Wiederholung von Zyklen kommt ein Rhythmus zum Ausdruck, weshalb man beim Flysch auch von rhythmischer Sedimentation spricht.

Der Sedimentationszyklus — Grauacke & Tonstein — stellt zugleich ein *g r a d e d b e d d i n g* der Korngrößen dar. An der Basis der Grauackebank finden sich normalerweise die größten Korngrößen, die im bayerischen Flysch meist im Zehntelmillimeter-Bereich und darunter liegen. Im Reiselberger Sandstein sind auch 0,5—1 cm große Komponenten keine Seltenheit. Gegen das Hangende der Zyklen nehmen die Korngrößen mehr oder weniger kontinuierlich ab. Häufig ist ein erneutes Einsetzen größerer Korngrößen über schon abgelagertem feinerkörnigem Material in den höheren Bankteilen zu beobachten, wodurch z. T. auch die Feinschichtung bedingt wird. In den Tonsteinlagen sind nur mehr die feinen Kornfraktionen vertreten, deren Häufigkeitsmaximum in der Regel unter 1 μ liegt.

Der Korngrößenabnahme vom Millimeter- oder Zehntelmillimeter-Bereich zum μ -Bereich entspricht (nach HJULSTRÖM, 1935, S. 298) eine Abnahme der *S t r ö m u n g s g e s c h w i n d i g k e i t e n* des transportierenden Mediums von 10, 20 oder 30 cm/sec auf fast Null. Derartige Schwankungen wiederholen sich im Flyschbecken unzählige Male, wie die monotone Wechsellagerung von Bänken und Zwischenmitteln zeigt, die ununterbrochen über das mehr als 1000 m mächtige Flyschprofil anhält.

Dabei bleibt die Frage offen, ob die Schwankungen gleichmäßig sinusförmig erfolgen — ob also die Zunahme der Geschwindigkeiten ebenso langsam erfolgt wie die Abnahme — oder ob die hohen Geschwindigkeiten plötzlich einsetzen (s. Abb. 1). Das *g r a d e d b e d d i n g* scheint zunächst für die zweite Möglichkeit zu sprechen: daß der scharfe Einsatz der groben Korngrößen durch ein schlagartiges Einsetzen der hohen Geschwindigkeiten bedingt ist.

Es ist jedoch ebenso möglich, daß auch die Geschwindigkeitszunahme langsam erfolgt. Da während der Phase des Geschwindigkeitsanstiegs nichts sedimentiert werden kann, weil alles einmal in Bewegung geratene Material weitertransportiert wird, entsteht auch auf diesem Wege graded bedding (SCHLIEMENZ, 1960, S. 44 f). Die Frage, ob die Schwankungen der Strömungsgeschwindigkeiten im Flyschbecken tatsächlich zyklisch verlaufen, wie es bei normalen Meeresströmungen möglich ist, oder ruckartig, wie für turbidity currents angenommen wird, läßt sich am graded bedding also nicht entscheiden. Rekurrenzen der Korngrößen innerhalb eines gradierten Sedimentationszyklus (multiples graded bedding) sprechen dafür, daß das Abklingen der Geschwindigkeiten ein pulsierender Vorgang ist (Abb. 1).

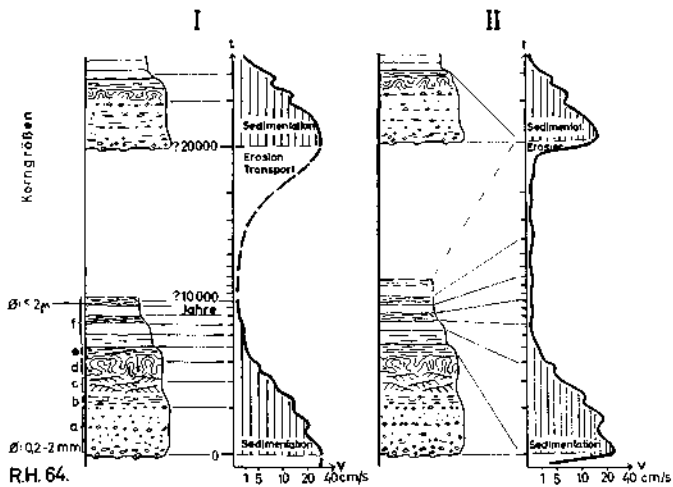


Abb. 1: Graded bedding und Strömungsgeschwindigkeiten
a—f: Schichtungsintervalle von Flyschzyklen (modifiziert nach BOUMA 1962). (a) gradiertes Intervall, (b) unteres parallel geschichtetes Intervall, (c) Kreuzschichtungsintervall, (d) Verfäلتungsintervall, (e) oberes parallel geschichtetes, z. T. pelitisches Intervall, (f) tonpelitisches Intervall. (I) Sinusförmiger Verlauf der Geschwindigkeitsschwankungen bei normalen Meeresströmungen. (II) Plötzlicher Einsatz hoher Geschwindigkeiten (turbidity currents).

Das graded bedding als auffälligstes Gefügemerkmal der Flyschsedimente gibt Auskunft über die zeitliche Variation der Strömungsgeschwindigkeiten im Flyschbecken (während der Sedimentationsphase). Aus zahlreichen linear geregelten Sedimentgefügen lassen sich die Richtungen der sedimentierenden Strömungsvorgänge bestimmen. Im Flysch sind dafür die Strömungsmarken auf Bankunterseiten am wichtigsten. Unter ihnen sind Strömungswülste (flute casts, Taf. 1, Bild 1) und Schleifmarken (groove cast) die häufigsten. Auf Taf. 1, Bild 2 sind zwei sich durchkreuzende Richtungen von Schleifspuren abgebildet, wodurch bezeugt wird, daß die Strömung Zeit hatte, ihre Richtung etwas zu ändern, ehe die Sedimentation begann.

Untergeordnet können im Flysch auch Schrägschichtung (small scale cross bedding, Taf. 2, Bild 1) sowie bestimmte Formen bankinterner Verfäلتung

(convolute lamination, Taf. 2, Bild 2) als richtungsanzeigende Gefüge ausgewertet werden. Die aus solchen bankinternen Gefügen ermittelten Richtungen zeigen im bayerischen Flysch generell Übereinstimmung mit den Parallelgefügen auf Bankunterseiten, woraus gefolgert werden kann, daß die Strömungen während des gesamten Ablagerungsvorganges einer Bank ungefähr ihre Richtung beibehalten haben.

Meist sind auch die Richtungen mehrerer aufeinanderfolgender, markentragender Bänke eines Aufschlusses mehr oder weniger konstant oder schwanken nur innerhalb eines kleinen Sektors. Sogar für die einzelnen Flysch-Serien oder mehrere Serien zusammen ergeben sich auch über größere Gebiete hinweg einheitliche Richtungen, wie die regionale Auswertung der Richtungsmessungen im bayerischen Flysch zeigt (Abb. 2). Zweierlei ist dabei bemerkenswert:

1. In der bayerischen Flyschzone herrschen longitudinale Transportrichtungen vor.
2. Der Richtungsinne der Strömungen schlägt während der Zeit vom Apt bis Maastricht mehrfach um.

In der Unterkreide, der Zeit der Ablagerung der Tristelschichten und des Flysch-Gault, kommen die Strömungen ausschließlich aus dem Westen. In diesen beiden Serien wurde in dem Gebiet zwischen Iller und Inn keine einzige Gegenrichtung gemessen. Im Allgäu ist eine leichte Schwenkung der Richtungen von W—E nach SW—NE zu beobachten, noch weiter im Westen im Gebiet des Rätikon ergaben einige Messungen für den Gault der Falknis-Decke Richtungen von SSW nach NNE.

Während der „mittleren“ Kreide, der Zeit der Ofterschwanger Schichten und des Reiselberger Sandsteins, bietet sich das umgekehrte Bild — die Strömungen kommen nun aus dem Osten. Gelegentlich treten in diesen Serien, besonders in den südlichen Vorkommen des Allgäus (nach v. RAD, 1964), auch Gegenrichtungen auf.

Beim Übergang in die weiteren Serien der Oberkreide findet ein erneuter Umschlag der Richtungen statt, wie die Darstellung v. RADS (1964, Taf. 4) zeigt: die Richtungen für die Piesenkopf-Schichten, die Zementmergel-Serie und die Hällritzer Serie zeigen wieder von Westen nach Osten, wobei auch für diese Serien einzelne quer- oder entgegengerichtete Pfeile zu verzeichnen sind.

In der höchsten Oberkreide, der Bleicherhorn-Serie, scheint sich ein nochmaliger Wechsel der Richtungen anzubahnen (v. RAD, l. c.). Hier kommen im Trauchberg-Flysch einige Bänke mit nun wieder von Ost nach West gerichteten Strömungsmarken vor, jedoch sind die Aufschlüsse in dieser Serie zu vereinzelt, um ein geschlossenes Bild daraus gewinnen zu können.

Es ist verschiedentlich darauf hingewiesen worden, daß die aus den Strömungsmarken ermittelten Richtungen des Sedimenttransportes nur die letzte Bewegungsrichtung des Sedimentes vor der endgültigen Ablagerung im Flyschbecken darstellen (PLESSMANN, 1961, S. 542), und daß deshalb diese Transportrichtungen nicht identisch sein müssen mit den Einschüttungsrichtungen in den Flyschtrog. Obwohl die auffällige Fazieskonstanz in der Längsrichtung der ostalpinen Flyschzone und die raschen Faziesänderungen im

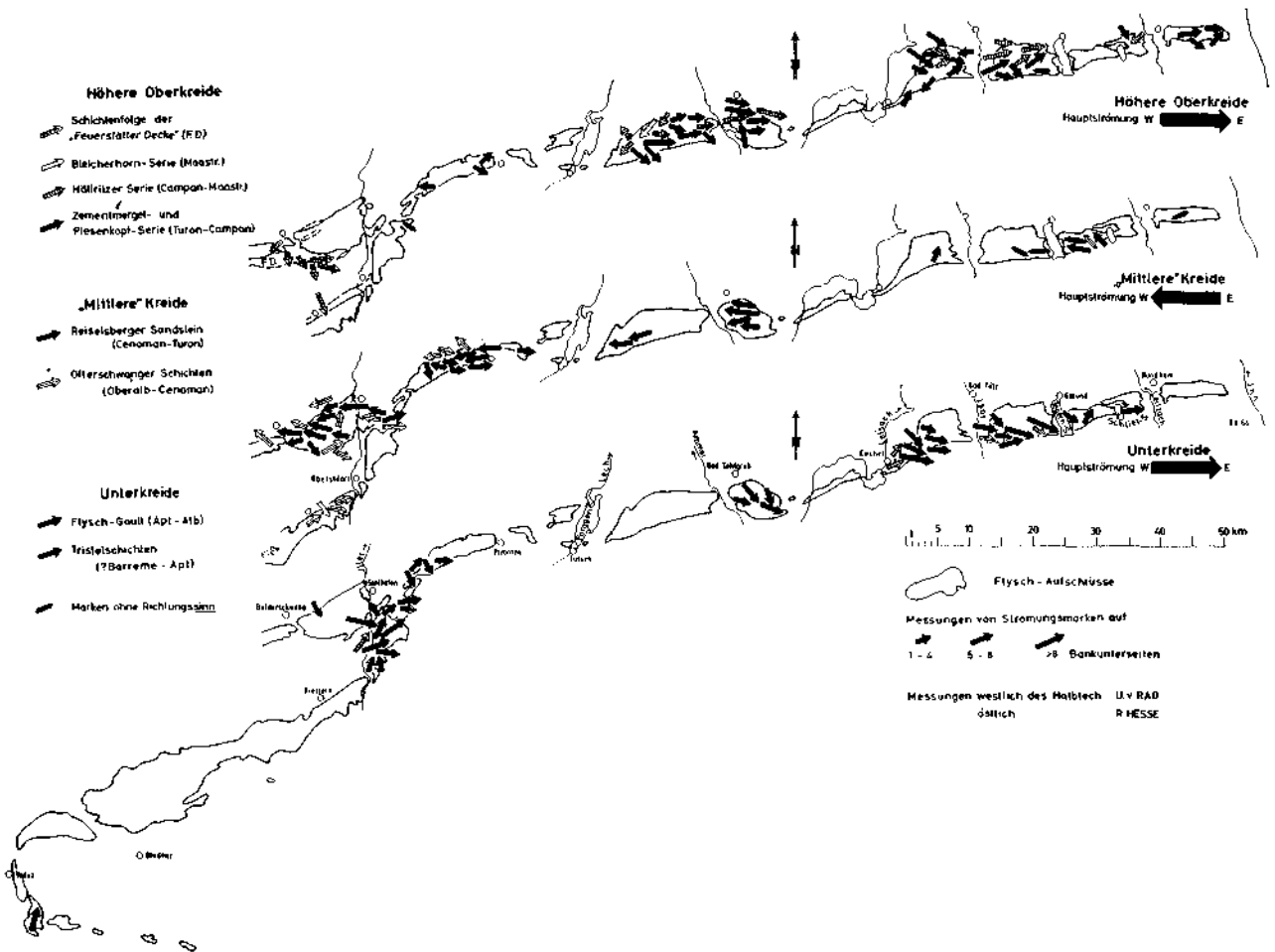


Abb. 2: Strömungsrichtungen in der bayerischen Flyschzone, ermittelt aus Lineargefügen auf Bankunterseiten.

Querprofil²⁾ die Annahme longitudinaler Sedimentschüttungen unterstützen, muß der Beweis dafür doch eigens angetreten werden. Dazu besteht die Möglichkeit durch Einbeziehung petrographischer Vergleichsuntersuchungen in die Betrachtungen. Wenn man allerdings durch petrographische Analysen Veränderungen im Mineralbestand oder den Korngrößen feststellen und daraus Schüttungsrichtungen ermitteln will, muß man in stratigraphisch enggefaßten und genau definierten Horizonten arbeiten. Denn die richtungsabhängigen Veränderungen solcher petrographischer Eigenschaften sind auch bei konstant gerichteten, submarinen Transportvorgängen über größere Entfernungen nur gering. Das bedeutet für den Flysch, daß bei der Bestimmung der Schüttungsrichtungen anzustreben ist, möglichst nur Probenmaterial von der gleichen Bank und auch dort nur aus dem gleichen Niveau, z. B. der Basis der Bank, miteinander zu vergleichen. Dazu ist es zunächst erforderlich, Einzelbänke in den gut gebankten, aber monotonen Flysch-Serien zu erfassen.

Im Flysch-Gault ist es gelungen, als Grundlage für diese petrographischen Vergleiche eine *Bankfolgen-Korrelation* über eine Entfernung von mehr als 100 km durchzuführen. Die korrelierte Serie umfaßt 200 m Mächtigkeit und ist durch 3 Tonstein-Zonen untergliedert, zwischen denen 2 bankreiche Zonen mit zusammen 43 ständig wiederkehrenden Bänken auftreten (Taf. 3). Die Korrelierungen wurden zunächst durch Vergleich der Mächtigkeiten der Bänke und der Zwischenlagen vorgenommen. Bei größeren Entfernungen zwischen den Aufschlüssen, bereits bei über 20 km, ließ sich mit der Methode des *Mächtigkeitsvergleichs* allein keine Sicherheit in den Korrelierungen mehr erzielen. Es wurde deshalb nach einem zweiten charakteristischen Merkmal der Bänke gesucht, das zu ihrer Identifizierung dienen konnte. Dafür kam die Petrographie der Bänke in Betracht. Die Psammitbänke des Flysch-Gault sind glaukonitreiche Quarz-Grauwacken, die an der Basis eine durchschnittliche Zusammensetzung von 50% Quarz, 1% Feldspat, 6% Glaukonit, 27% Karbonaten, 1% Schwermineralen und 15% silikatischer „Matrix“ (feinverfilztes Gemenge von Tonmineralen und kryptokristalliner Kieselsubstanz) aufweisen (Mittelwerte aus 216 Dünnschliff-Analysen). Diese Werte schwanken jedoch zwischen den Einzelbänken beträchtlich — bei Quarz z. B. zwischen 20 und 70% —, und diese Schwankungen konnten nun als Merkmal für die Korrelierungen ausgenutzt werden. Aus den 41 korrelierten Profilen, deren Korrelation auf Grund der Mächtigkeiten allein zunächst noch unsicher war, wurden 5 Profile ausgewählt und aus ihnen Bank für Bank Handstückproben (von der Basis der Bänke) genommen. Von diesem Material wurden die Mineralgehalte im Dünnschliff (nach dem Punktzählverfahren) bestimmt. Die für Feldspat, Quarz und Glaukonit erhaltenen Werte sind in Abb. 3 graphisch dargestellt. Die Werte für die gleiche Mineralart wurden für alle Bänke eines Profils zu Kurven verbunden und dann diese *Mineralkurven* für alle fünf untersuchten Profile (— im oberen Teil des Gault standen nur mehr drei Profile zur Verfügung —) neben-

²⁾ Diese Konstanz geht in der Oberkreide so weit, daß Serien des Wiener-Wald-Flysches (Kahlenberger Schichten, Altlenzbacher Schichten) lithologisch unmittelbar mit altersgleichen Schichtserien Bayerns (Teilen der Zementmergel-Serie und mit der Hällritzer Serie und Bleicherhorn-Serie) sowie Vorarlbergs (Planknerbrücke-Serie, Fanola-Serie) verglichen werden können. Demgegenüber sind äquivalente Serien im Nord- und im Südtel der Flyschzone faziell so deutlich voneinander unterschieden, daß sich eine Nord- und eine Südfazies — in Bayern Sigiswanger und Oberstdorfer Fazies genannt — gegenüberstellen lassen.

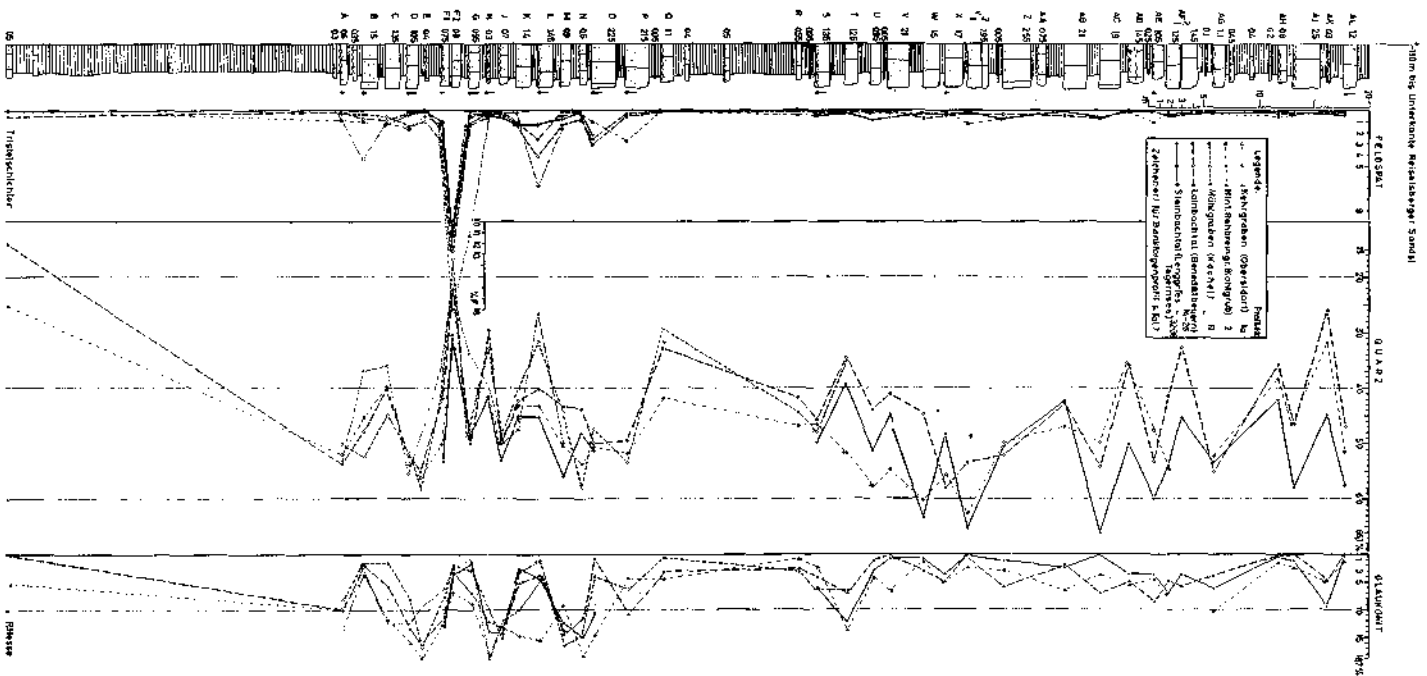


Abb. 3: Flysch-Gault: Bankfolgen-Normalprofil Bayern-Allgäu und Mineralkurven für die untersuchten Profile. (Die Hangende Tonstein-Zone über der Bank AL ist nicht dargestellt.)

einander gestellt. Der Vergleich der Kurven bringt den Beweis für die Richtigkeit der Korrelationen. Der Verlauf der Kurven zeigt über 120 m Profilmächtigkeit im ganzen gute Übereinstimmung, insbesondere bei Quarz und Feldspat. Beim Glaukonit ergeben sich stellenweise stärkere Abweichungen. Karbonate und „Matrix“ waren nicht geeignet für die Korrelationen, wahrscheinlich, weil sie z. T. diagenetische Mineralneubildungen einschließen.

Im unteren Drittel der Profile fällt eine Bank besonders auf durch ihren hohen Feldspatgehalt, während sonst keine weiteren petrographischen Leitbänke erkannt werden konnten, auch nicht in den Schwermineralspektren. Die abweichende Zusammensetzung der „Feldspatbank“ ist korngrößenbedingt — diese Bank ist wesentlich gröberkörnig als die übrigen Bänke.

Das Aushalten der Bänke des Flysch-Gault in annähernd gleicher Mächtigkeit über einen 115 km langen Abschnitt der bayerischen Flyschzone ist erstaunlich, da die Ablagerung des psammitischen Sedimentmaterials Strömungsvorgänge mit Geschwindigkeiten bis 20 cm/sec verlangt. Die Folgerung daraus ist, daß auch die Strömungsvorgänge und ihre zeitlichen Schwankungen über lange Zeiten sehr gleichmäßig und stetig verlaufen sind und über relativ große Entfernungen konstant gerichtet waren.

Durch die für die Korrelationen ausgeführten Dünnschliff-Analysen (Punktzahl-Analysen) ist zugleich das petrographische Vergleichsmaterial gewonnen worden, um zusätzliche Aussagen über die Schüttungsrichtungen machen zu können. Aus Abb. 3 geht hervor, daß die Feldspatkurve des westlichsten Profils (Kehrgraben) für die meisten Bänke über den Werten der anderen Profile liegt, umgekehrt erreicht beim Quarz die Kurve des östlichsten Profils (Steinbachtal) meist die höchsten Werte. D. h. das Quarz-Feldspat-Verhältnis verschiebt sich bei einer großen Anzahl von Bänken in östlicher Richtung zugunsten von Quarz. Dies ist auf eine relative Anreicherung des stabilen Minerals Quarz gegenüber den anderen Mineralen zurückzuführen, die beim Transport stärker ausgemerzt werden. Die aus dieser Erscheinung abgeleitete Richtung von Westen nach Osten stimmt mit der aus den Strömungsmarken für den Flysch-Gault erhaltenen Transportrichtung überein.

Für die „Feldspatbank“ sind die Verhältnisse in Abb. 4 noch einmal gesondert dargestellt. Auch bei dieser Einzelbank ist die gleiche Erscheinung zu beobachten: das Feldspatfeld wird von der westlichsten Probe zur östlichsten Probe immer kleiner, das Quarzfeld umgekehrt größer. Gleichzeitig nehmen die Korngrößen, die bei diesen nach dem Sehnenschnitt-Verfahren (MÜNZER & SCHNEIDERHÖHN, 1953) gewonnenen Analysen im Dünnschliff bestimmt wurden, von Westen nach Osten ab: bei Oberstdorf liegt der Median noch über 500 μ , im Osten am Tegernsee unter 200 μ .

Die charakteristische Verschiebung des Quarz-Feldspat-Verhältnisses und die Abnahme der Korngrößen in östlicher Richtung sprechen sehr deutlich für West—Ost gerichtete Sedimenttransporte im Flysch-Gault. Gleichzeitig können damit wesentliche laterale Einschüttungen in den Flyschtrogt zumindest für den untersuchten Bereich zwischen Iller und Tegernsee ausgeschlossen werden; andernfalls wären die beobachteten Verhältnisse nicht möglich.

Die Sedimente des Flysch-Gault sind insgesamt sehr feinkörnig; der Medianwert liegt bei den durchschnittlichen Grauwacke-Bänken (Basis) unter 200 μ . Der Aufbereitungsgrad ist hoch; die Komponenten sind zum großen Teil (abgesehen von den reichlich vorhandenen Karbonatfragmenten) freie Minerale. Die Schwer-

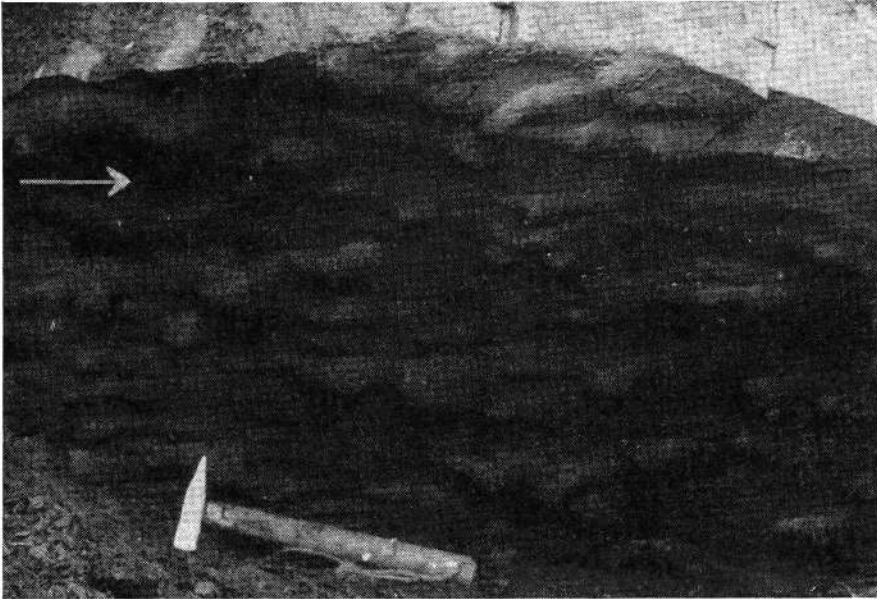


Bild 1: Strömungswülste mit postsedimentären Wurm Spuren (an der Vorderkante der Bank).
Wüstige, tief erodierte Formen. Pfeil = Strömungsrichtung.
Atzl-Bach, 1050 m ü. NN, mittlere Bleicherhorn-Serie, Teisenberg-Flysch.

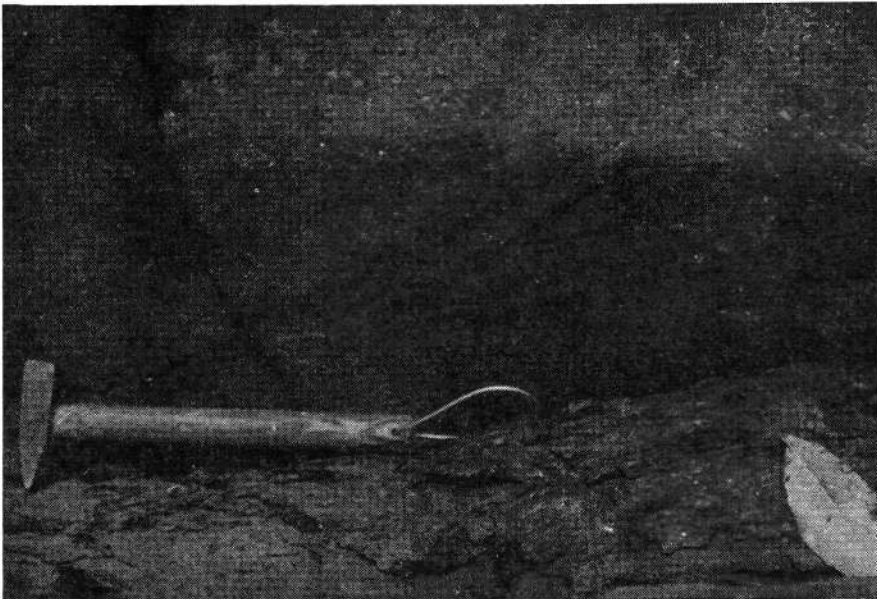


Bild 2: Zwei sich kreuzende Richtungen von Schleifmarken (Winkel = 30°). Die steilere Richtung durchkreuzt die flachere und ist etwas später entstanden.
Jenbachtal bei Feilnbach, 665 m ü. NN, Reiselsberger Sandstein.

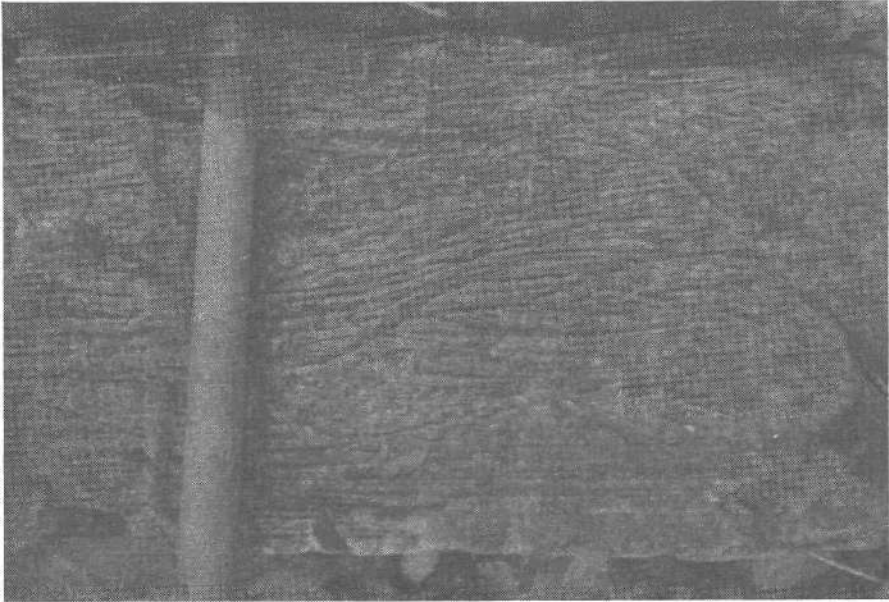


Bild 1: Kleinmaßstäbliche Kreuzschichtung in einer Kalkarenit-Bank. Der Hammerstiel zeigt ins Liegende.
Locher Graben 850 m ü. NN, Steinbachtal bei Bichl, Tristelschichten, Zwiesel-Flysch.

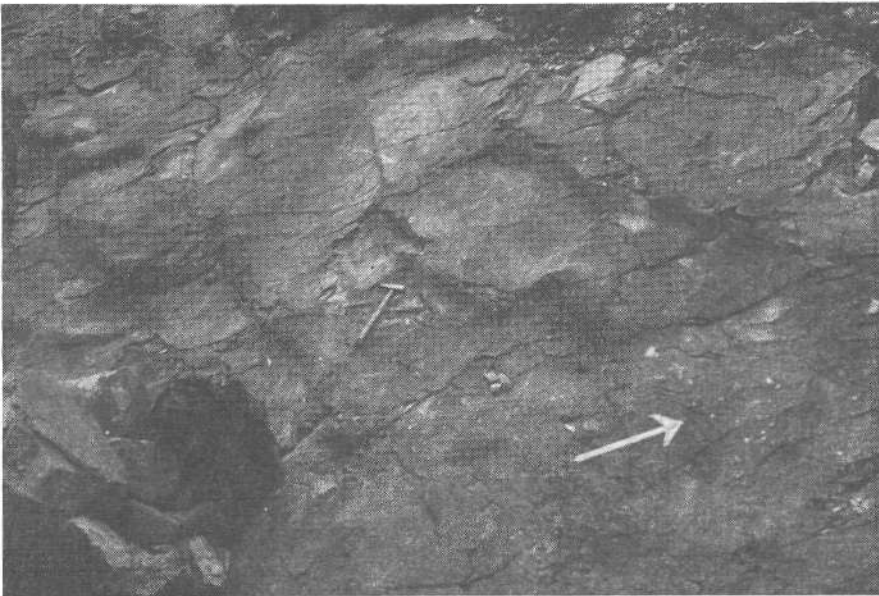
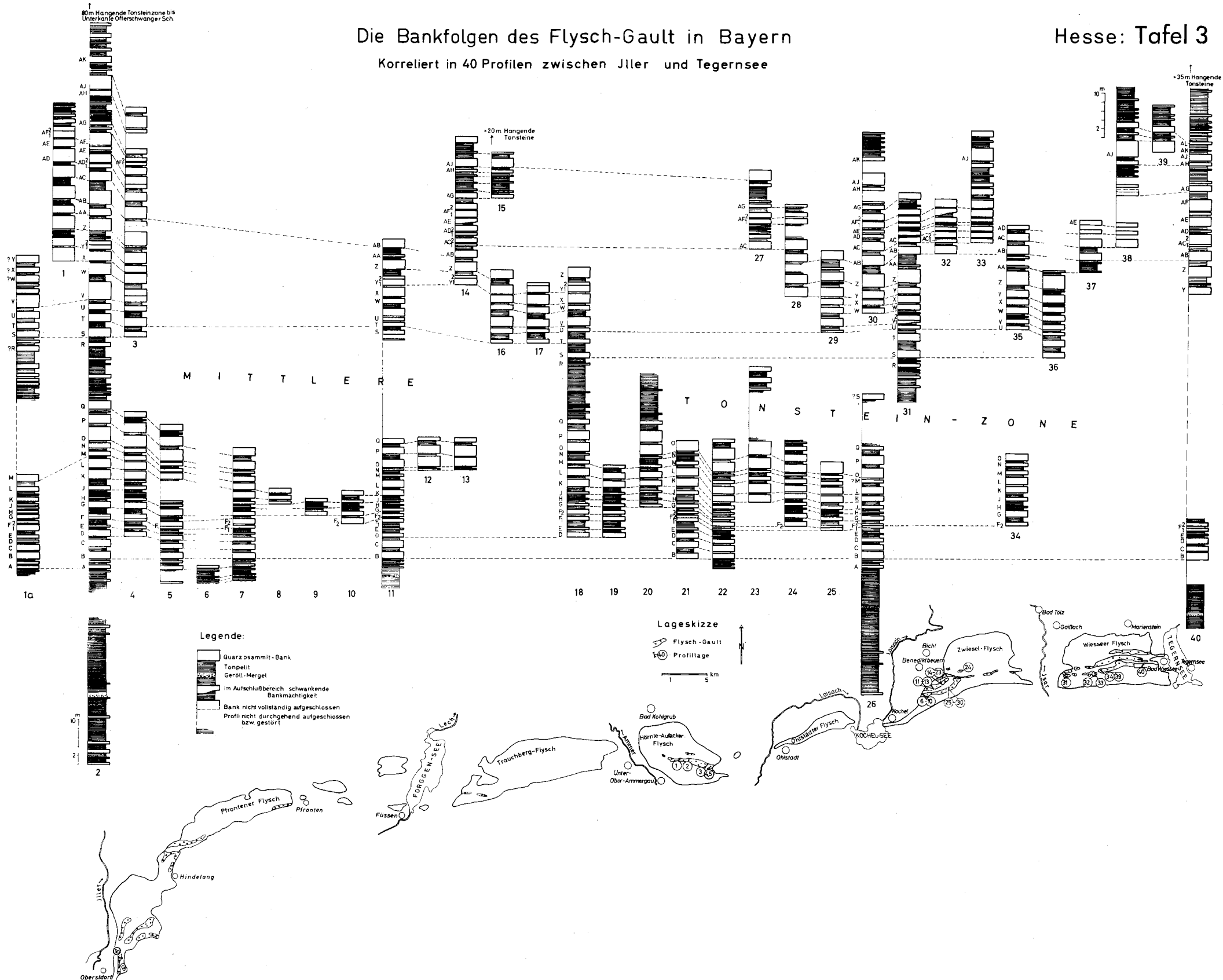


Bild 2: Mit bankinterner Verfältelung korrespondierende Wellenfläche auf der Oberseite einer Quarz-Grauwacke-Bank. Pfeil = Strömungsrichtung auf Unterflächen benachbarter Bänke (flute casts), mit der die Richtung normal zu den Wellenzügen annähernd übereinstimmt.
Schönau-Graben bei Bad Kohlgrub, 980 m ü. NN, Zementmergel-Serie (Sigiswanger Fazies), Hörnle-Aufacker-Flysch.

Die Bankfolgen des Flysch-Gault in Bayern

Korreliert in 40 Profilen zwischen Jller und Tegernsee



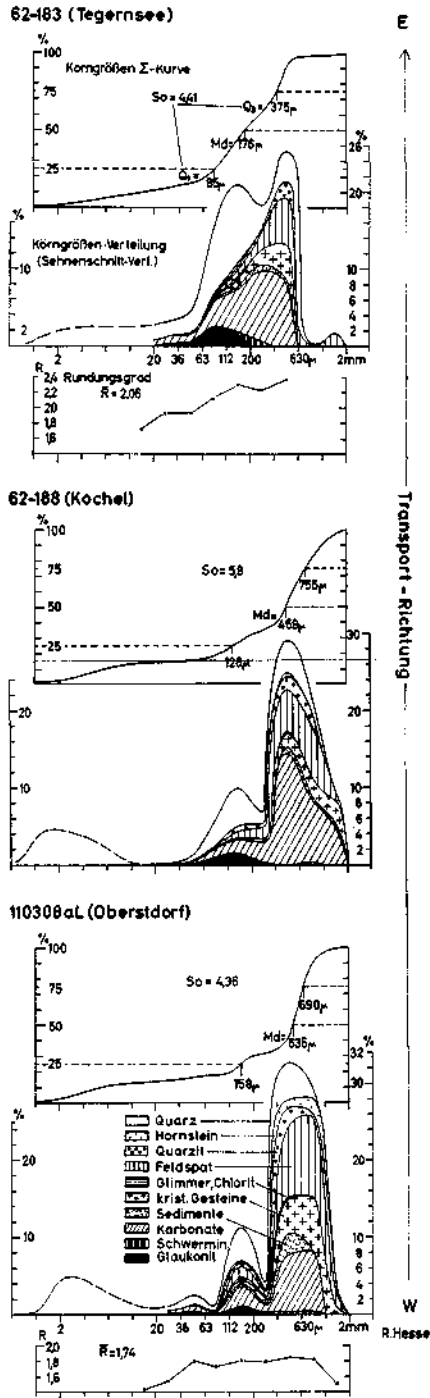


Abb. 4: Korngrößen und Rundung der Komponenten der Bank F2 („Feldspatbank“) im Flysch-Gaut.

mineral-Fraktion stellt mit einer Zirkon-Turmalin-Assoziation eine stabile Restgemeinschaft dar. Diese Kennzeichen, die auch für die westlichsten Vorkommen des Flysch-Gault im Allgäu zutreffen, sprechen dafür, daß die Gault-Sedimente bereits längere Transportwege hinter sich gehabt haben, ehe sie abgelagert wurden.

Es besteht nun eine auffällige Verwandtschaft des bayerischen Flysch-Gault zum unterostalpinen Gault der Falknis-Decke, die bereits SCHMIDT-THOMÉ (1936, S. 8) hervorgehoben hat. Auch hier liegt eine rhythmisch gegliederte Sedimentserie vor, die in petrographischer Hinsicht große Ähnlichkeit zum bayerischen Flysch-Gault aufweist. Die pelitischen Zwischenlagen treten zwar im Falknis-Gault etwas zurück, die Psammitgesteine überwiegen. In der Großgliederung ergibt sich aber eine auffällige Übereinstimmung beider Serien. Hier wie dort treten eine basale und eine hangende Tonschiefer-Zone im Profil auf. Die „Mittlere Tonstein-Zone“ Bayerns wird dagegen bereits im Allgäu durch von Westen her einschiebende Bänke aufgelöst und im Falknis-Gault sind im Mittelteil des Profils nur mehr Bänke vorhanden. Im unteren Drittel tritt auch im Falknis-Gault ein feldspatreicher Horizont auf, der der „Feldspatbank“ Bayerns entsprechen dürfte. Die Analogie der Gesteine reicht bis ins Dünnschliff-Bild. Auch in der Schwermineralführung besteht Übereinstimmung. In den glaukonitischen Quarz-Grauwacken beider Serien treten charakteristische „Quarz-Ooide“ (D. TRÜMPY, 1916, S. 122) auf, die als Leitkomponenten angesehen werden können. Es handelt sich um Quarzkörner, die mit einer kieseligen, von toniger und pyritischer Substanz durchstäubten Rinde überzogen sind. TRÜMPY (l. c.) deutet die Entstehung der Kieselrinden durch sekundäre Verkieselung ursprünglicher Karbonat-Ooide. Auch Glaukonit, Feldspat sowie karbonatische und kristalline Gesteinsfragmente sind von Kieselrinden umkleidet, die durch die eingelagerten feinsten Fremdkörperchen tiefschwarz erscheinen können (Taf. 4, Bild 1). Da auch zerbrochene Individuen solcher „Krustenkörner“ auftreten (Taf. 4, Bild 2), kann angenommen werden, daß diese Körner bereits mit ihren Kieselrinden eingeschwemmt worden sind. Diese Folgerung ist aufschlußreich hinsichtlich des Glaukonites, der teilweise ebenfalls umkrustet wird und sicher zum großen Teil allothigen ist (wie auch aus der Verwendbarkeit des Glaukonitgehaltes für die Mineralkurven-Vergleiche zu schließen ist).

Die Vergleichs-Untersuchungen im Gault der Falknis-Decke sind noch nicht abgeschlossen. Falls sich aber die angedeuteten Zusammenhänge sicher beweisen lassen, ergeben sich daraus Konsequenzen für die paläogeographischen Verhältnisse im West-Ostalpen-Grenzbereich. Da es nach J. CADISCH (1961, S. 119) „immer noch Anhaltspunkte gibt, die wenigstens für eine räumliche Zusammen-

Erläuterungen zu Tafel 4:

Bild 1: Ellipsenförmige „Krustenkörner“ mit Kieselrinden, deren konzentrischer Aufbau durch feinste Einlagerungen von Tonpartikelchen und Pyrit hervorgehoben wird. Kieselsubstanz in der Rinde des rechten Kornes zu Quarzkörnern von 10–15 μ \varnothing umkristallisiert. Im Kern dieses Kornes kalzitisierte Feldspat, im Zentrum des linken Kornes Bruchstück von Kalzilit.

Lainbach bei Benediktbeuern 670 m ü. NN, Basis der Bank AH des Flysch-Gault in Profil 14 (Taf. 3), Zwiessel-Flysch.

Bild 2: Zerbrochenes „Krustenkorn“. Im Kern Karbonatfragment. Verkieselte Quarz-Grauwacke. Gratweg zwischen Mittlerspitz und Mazorahöhe an der Liechtenstein-Schweizer Grenze, 1950 m ü. NN, Gault der Falknis-Decke (Schliff angefärbt).

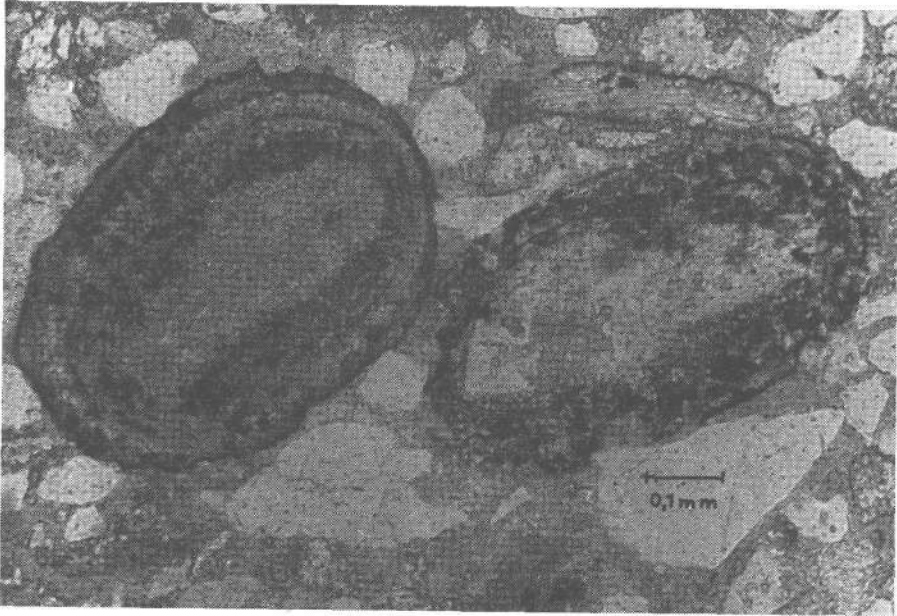


Bild 1

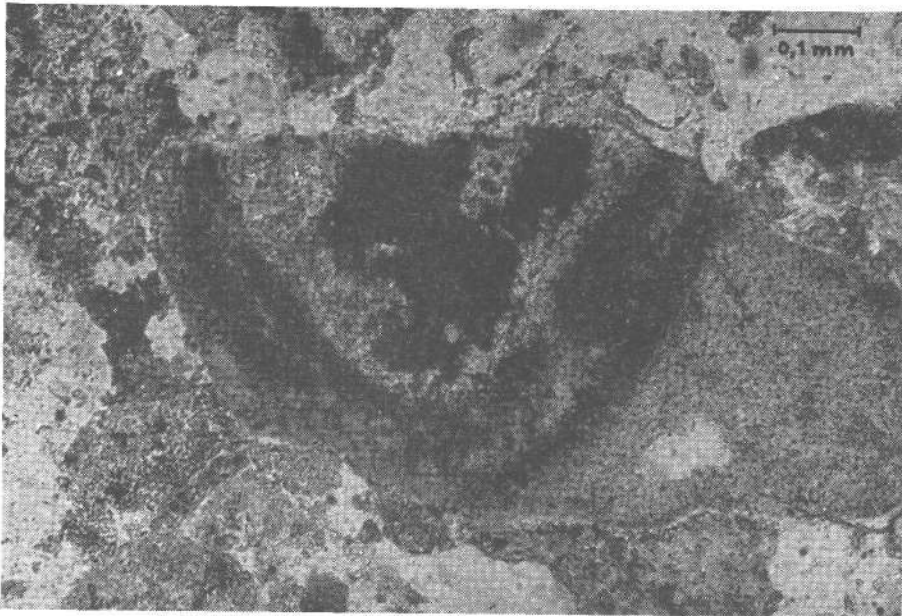


Bild 2

gehörigkeit von nordbündnerischem Unterostalpin (Falknis- und Sulzfluh-Serie) mit südbündnerischen Schubmassen (Err- und Bernina-Decke) sprechen“, ist es wahrscheinlich, daß ein unterostalpiner Sedimentationstrog zur Unterkreidezeit trennend zwischen der penninischen Fazies des Unterengadiner Fensters und der des Prätigau, bzw. des Oberhalbsteins eingreift und nach NE einen Ausläufer in Gestalt des bayerischen Flyschtroges entsendet. Alles, was über die Zusammenhänge in Gault gesagt wurde, gilt in gleicher Weise auch für die unterlagernden Tristelschichten.

Mit dem Cenoman erfolgt ein deutlicher Umschlag in den Sedimentationsverhältnissen. Die Schüttungen des Reiselberger Sandsteins kommen von Osten, zumindest was die Transportrichtungen im Flyschbecken betrifft. Als mögliches Herkunftsgebiet kommt das Moldanubikum bzw. ein westlicher Ausläufer davon in Frage. Der unterostalpine Sedimentationsraum der Falknis-Sulzfluh-Decke scheint dagegen zu dieser Zeit bereits abgeriegelt zu sein vom bayerischen Flyschtrog und zu Beginn des Cenoman stellenweise sogar eine Sedimentationsunterbrechung aufzuweisen (ALLEMANN, 1956, S. 192). Die Schüttungen des Reiselberger Sandsteins erreichen den unterostalpinen Trog jedenfalls nicht mehr. Sie gehen nördlich an ihm vorbei und führen in westlicher Richtung offenbar bis in den penninischen Sedimentationsbereich, wie die Vorkommen des sogenannten „Sandstein-Flysches“ der östlichen Wildhauser Mulde und des „Gipfelsandsteins“ des Fährners im Rheintalgebiet zeigen, die beide dem Reiselberger Sandstein sehr ähnlich sind.

Der Reiselberger Sandstein ist lithologisch deutlich unterschieden von den Gesteinen der unterlagernden Serien. Die Annahme eines anderen Liefergebietes für diesen Schichtkomplex findet darin eine starke Stütze. Im Gegensatz zu den übrigen Serien ist der Reiselberger Sandstein reich an grobkörnigen Bänken, die unter ihren Komponenten sehr viel Gesteinsbruchstücke enthalten. Aber auch die feinkörnigen Varietäten haben hohe Anteile an kristallinen Gesteinsbruchstücken und sehr viel mehr Glimmer und Cholorite als gleich feinkörnige Psammite anderer Serien. Glaukonit fehlt fast völlig im Reiselberger Sandstein. Die Unterschiede erstrecken sich bis in die petrographischen Einzelheiten. So tritt bei den Plagioklasen des Reiselberger Sandsteins als Zwillingsgesetz des Periklin-Aklin-Gesetz relativ häufig auf, während die Plagioklase der „Feldspatbank“ des Flysch-Gault vorzugsweise nach (010)-Gesetzen verzwillingt sind. Unterschiede ergeben sich bei den Schwermineralen (Flysch-Gault: Zirkon-Turmalin- Rutil-Vormacht; Reiselberger Sandstein: Granat-Apatit-Vormacht) ebenso wie bei den Tonmineralen. Während die Tonsteine des Flysch-Gault aus einer sehr einförmigen Mineralgesellschaft von Illit, Quarz, etwas Chlorit sowie organischer Substanz aufgebaut werden (— Karbonate kommen nur in den grauen und untergeordnet auch in den schwarzen Varietäten, nicht aber in den grünen vor —), sind die Tonsteine und Mergel des Reiselberger Sandsteins mannigfaltig zusammengesetzt und führen neben Illit und unzersetzten oder nur wenig zersetzten Glimmern geringe Mengen an Chlorit, Montmorillonit und gelegentlich auch Kaolinit. Quarz und Feldspat, Karbonate sowie organische Substanzen sind meist an den Tonmineralfraktionen beteiligt.

In der höheren Oberkreide verlaufen die Strömungsrichtungen im bayerischen Flysch wieder wie in der Unterkreide von Westen nach Osten (v. RAD, l. c.). Die Sedimenteinschüttung, im Material deutlich unterschieden von der vorhergehenden Schüttung des Reiselberger Sandsteins, erfolgt jedoch nun nicht mehr aus

dem Unterostalpin, in dem sich eine vom bayerischen Flysch völlig abweichende Fazies pelagischer Couches-rouges-Kalke entwickelt. Für den bayerischen Flysch ergeben sich jetzt Zusammenhänge mit dem penninischen Kreideflysch des Am-dener Gebietes, worauf HERB (1962, S. 88 ff.) kürzlich hingewiesen hat.

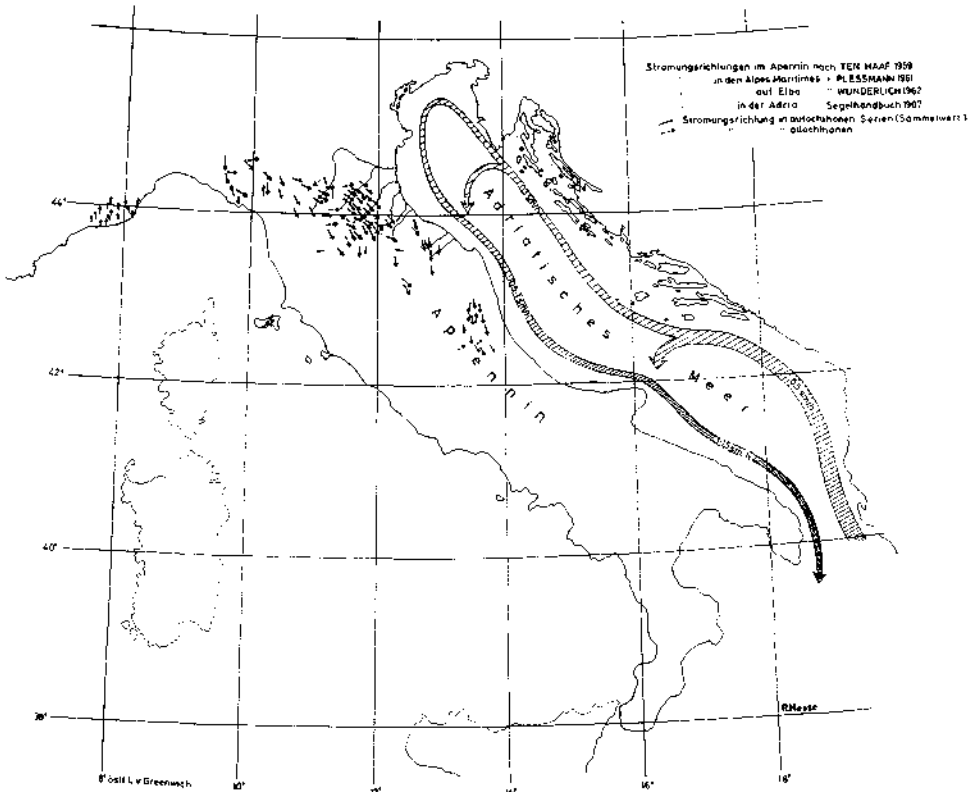


Abb. 5: Fossile Strömungsrichtungen im Apenninen-Flysch und rezente Strömungen der Adria.

Man muß annehmen, daß der Einschüttungstrichter des Sedimentmaterials in den Flyschtrog mit der Zeit verlagert worden ist. Er ist aus dem Unterostalpin, wo er während der Unterkreide lag, nach einer vorübergehenden Schüttung von Osten (während des Oberalbs, des Cenoman und des unteren Turon) in der höheren Oberkreide in den nächst nördlicheren (bzw. nordwestlichen), den penninischen Sedimentationsraum gewandert. Die Sedimenteinschüttung ist zur Hauptsache an den distalen Enden des Beckens vor sich gegangen, beim Reiselsberger Sandstein möglicherweise auch von einem mittleren Abschnitt des Trograndes. Die Transportrichtungen im Flyschbecken verlaufen longitudinal. Für den Flysch-Gault lassen sich in einem begrenzten Bereich zwischen Iller und Tegernsee laterale Einschüttungen sogar ausschließen.

Eine Schwierigkeit für die Deutung bietet der mehrfache Wechsel der Sedimentationsrichtungen bei diesen längsachsen-parallelen Sedimenttransporten. Beson-

ders bei Annahme von turbidity currents ist das Umschlagen der Richtungen schwer erklärbar. Bei einer Verteilung des Sedimentmaterials durch turbidity currents über Gebiete von mehreren hundert Kilometern Längserstreckung spielt die Boden­neigung eine große Rolle. Die Suspensionsströme können über diese weiten Strecken nur in Richtung des Gefälles des Meeresbodens fließen, nicht aber dagegen. Man müßte deshalb die Annahme machen, daß der Flyschtrog mehrfach in seiner Längsachse gekippt worden ist. Da jedoch auch innerhalb einzelner Serien und vereinzelt auch im gleichen Aufschluß auf verschiedenen Bank­unterseiten entgegengesetzte Strömungsrichtungen beobachtet wurden (z. B. durch v. RAD, 1964, in den Ofterschwanger Schichten des Löwenbaches bei Imberg/Allgäu, Diss.-Original, Abb. 42), müßte man sogar kurzfristige Verkippungen der Trogachse postulieren, denn es gibt sonst keine befriedigende Erklärung für Gegenrichtungen in der Längsachse des Troges bei Zugrundelegung des Turbidity-current-Modells.

Die beschriebenen Verhältnisse sind leichter verständlich, wenn die zur Ausbreitung des Sedimentes über große Flächen erforderliche Energie nicht als potentielle Energie aus dem Gefälle des Meeresbodens bezogen werden muß, sondern direkt als Bewegungsenergie z. B. von aktiven Meeresströmungen hergeleitet werden kann. Daß ständige Meeresströmungen auch im bodennahen Tiefsee-Bereich periodisch Sandtransporte in Gang setzen können, haben die Berechnungen und Beobachtungen von Strömungsgeschwindigkeiten in der Tiefsee in den letzten Jahren gezeigt (HANSEN, 1958, WÜST, 1958). Für die konstant gerichteten und stetig verlaufenden Sedimentationsvorgänge im Flysch sind sehr wahrscheinlich Tiefseebedingungen anzunehmen. Meeresströmungen können in großen Tiefen durch Temperatur- und Salzgehaltsunterschiede ausgelöst werden. In langen, schlauchförmigen Becken besteht dabei unter der Einwirkung von Corioliskräften die Tendenz zur Ausbildung von Strömungssystemen, wie die heutige Adria zeigt (Abb. 5). Es wäre denkbar, daß ein solches Strömungssystem auch im bayerischen Flyschtrog bestanden hat, bei dem abwechselnd Strom und Gegenstrom, gelegentlich sich etwas gegenseitig verdrängend, sedimentiert haben.

Schriften

- ABERER, F., & BRAUMÜLLER, E., 1956: Über Helvetikum und Flysch im Raum nördlich Salzburg. — Mitt. Geol. Ges. Wien 49, 1—59, 1 geol. Karte 1 : 50.000.
- ALLEMANN, F., 1956: Geologie des Fürstentums Liechtenstein. III. Teil. Selbstverl. Hist. Ver. Fürstentum Liechtenstein, 224 S., Vaduz.
- ARBENZ, P., 1919: Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. — Vierteljahresschr. Naturf. Ges. Zürich 64, 246—275 (HEIM-Festschrift).
- BELL, H. D., 1942: Density currents as agents for transporting sediments. — Jour. Geol. 50, 512—547, Chicago.
- BETTENSTAEDT, F., 1957: Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den Bayerischen und Vorarlberger Alpen auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen. — Z. deutsch. geol. Ges. 109/2, 566—592, Hannover.
- BIRKENMAJER, K., 1961: Remarks on the Geology of the Grestener Klippenzone, Voralpen (Austria). — Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. géol. et géogr. 9, 4, 205—211, Warschau.
- BLASER, R., 1952: Geologie des Fürstentums Liechtenstein. II. Teil. Selbstverl. Hist. Ver. Fürstentum Liechtenstein, 228 S., Vaduz.
- BLÜHER, H.-J., 1935: Molasse und Flysch am bayerischen Alpenrand zwischen Ammer und Murnauer Moos. — Abh. Geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, H. 16, 7—55, 1 geol. Karte 1 : 25.000, München.
- BOUMA, A. H., 1962: Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. 168 S., 8 Taf., Elsevier, Amsterdam-New York.

- BREYER, F., 1960: Die orogenen Phasen der Gefalteten Molasse, des Helvetikums und des Flysches im westlichen Bayern und in Vorarlberg. — *Abh. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin*, Kl. III, H. 1, 1960, 95—98.
- BRINKMANN, R., 1938: Schwerminerale und Paläogeographie. — *Geol. Rdsch.* 29, 348—356, Stuttgart.
- BRINKMANN, R., GUNDLACH, K., LÖGTERS, H., & RICHTER, W., 1937: Mesozoische Epirogenese und Paläogeographie in den österreichischen Nordalpen. — *Geol. Rdsch.* 28, 438—447, Stuttgart.
- CADISCH, J., 1932: Die Schichtreihe von Ardez (Steinsberg) im Unterengadiner Fenster. — *Eclogae geol. Helv.* 25, 17—22, Basel.
- CADISCH, J., 1961: Geologie des Grenzgebietes zwischen Ost- und Westalpen. — *Verh. Geol. B.-A. Wien*, 115—124.
- CAROZZI, A., 1957: Tracing turbidity currents deposits down the slope of an Alpine basin. — *Jour. Sed. Petrol.* 27, 3, 271—281, Menasha.
- CHARNOCK, H., 1959: Turbidity currents. — *Nature* 183, 4662, 657—659, London.
- CROWELL, J. C., 1955: Directional-current structures from the prealpine Flysch, Switzerland. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 66, 1351—1384, New York.
- CURRAY, J. R., 1961: Tracing sediment masses by grain sizes modes. — XXI. *Int. Geol. Congr.*, Part XXIII, *Int. Ass. Sedimentology*, 119—130, Kopenhagen.
- CUSTODIS, A., & SCHMIDT-THOME, P., 1939: Geologie der bayerischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu. — *N. Jb. Mineral. usw.*, B.-Bd. 80 B, 1 geol. Karte 1 : 25.000, 307—463, Stuttgart.
- DORN, P., 1958: Problematik des Vindelizischen Landes. — *Geologie* 7, 319—341, Berlin.
- DOTT, R. H., & HOWARD, J. K., 1962: Convolute lamination in non-graded sequences. — *Jour. Geol.*, 70, 1, 114—121, Chicago.
- DZULYNSKI, S., 1963: Directional structures in flysch. — *Stud. Geol. Polon.* 12, 136 S., 61 Taf., Warschau.
- DZULYNSKI, S., KSIAZKIEWICZ, M., & KUENEN, PH. H., 1959: Turbidites in flysch of the Polish Carpathian mountains. — *Bull. Geol. Soc. Amer.* 70, 1089—1118, New York.
- DZULYNSKI, S., & SLACZKA, A., 1959: An example of large scale bottom erosion in the flysch basin. — *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pologne)*, 29, 4, 327—333, Krakau.
- DZULYNSKI, S., & WALTON, E. K., 1962: Experimental production of sole markings. — *Trans. Edinb. Geol. Soc.*, 19, 3, 279—305, 10 Taf., Edinburgh.
- EINSELE, G., 1963 a: „Convolute bedding“ und ähnliche Sedimentstrukturen im rheinischen Oberdevon und anderen Ablagerungen. — *N. Jb. Geol. Paläont.*, *Abh.* 116, 2, 162—198, Stuttgart.
- EINSELE, G., 1963 b: Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen rheinischen Oberdevon (Famenne). — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.* 43, 60 S., Wiesbaden.
- EMERY, K. O., 1960: The Sea off Southern California. (A modern habitat of petroleum). 366 S., 247 Abb. J. Wiley & Sons, Inc., New York-London.
- ERICSON, D. B., EWING, M., & HEEZEN, B. C., 1952: Turbidity currents and sediments in North Atlantic. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 36/3, 489—511, Tulsa.
- FABER, F. J., 1961: Size and shape analysis of sand grains. — XXI. *Int. Geol. Congr.*, Part XXIII, *Int. Ass. Sedimentology*, 45—51, Kopenhagen.
- FISCHER, G., 1934: Die Petrographie der Grauwacken. — *Jb. Preuß. Geol. L. A.*, 54, 320 bis 343, Berlin.
- FLÜGEL, E., & KIRCHMAYER, M., 1962: Zur Terminologie der Ooide, Onkoide und Pseudooide. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.* 1962, 113—123, Stuttgart.
- FRANK, M., 1930: Das Wandern der tektonischen Vortiefe in den Alpen. — *Cbl. Mineral. usw.*, B, 1930, 9—22, Stuttgart.
- FREIMOSER, M., 1964: Geologische Spezialuntersuchungen des Teisenberger Flysches (Oberbayern), Nordwestteil. 50 S. Ungedr. Dipl. Arb. Techn. Hochsch. München.
- FÜCHTBAUER, H., 1958: Die Schüttungen im Chatt und Aquitan der deutschen Alpenvorlandmolasse. — *Eclogae geol. Helv.* 51, 3, 928—941, Basel.
- FÜCHTBAUER, H., 1959: Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. — *Erdöl und Kohle* 12, 605—613, Hamburg.
- GÖTZINGER, G., 1951: Neue Funde von Fossilien und Lebensspuren und die zonare Gliederung des Wienerwald-Flysches. — *Jb. Geol. B.-A.* 94 (Festband), 223—273, Wien.
- GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H., LICHTENBERGER, E., & ROSENBERG, G., 1952: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien 1 : 75.000. 138 S., 4 Tab., 15 Taf., Geol. B.-A. Wien.

- GOHRBANDT, K., KOLLMANN, K., KÜPPER, H., PAPP, A., PREY, S., WIESENER, H., & WOLETZ, G., 1960: Beobachtungen im Flysch von Triest (Wiener Beiträge zum Flysch-Problem. Nr. 1). — Verh. Geol. B.-A. Wien, Wiss. Mitt. 2, 162—196.
- GOULD, H. R., 1951: Some quantitative aspects of Lake Mead turbidity currents. — Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ. 2, 34—52, Tulsa.
- HÄNTZSCHEL, W., 1955: Lebensspuren als Kennzeichen des Sedimentationsraumes. — Geol. Rdsch. 43, 2, 551—562, Stuttgart.
- HAGN, H., 1954: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Helvetikum und Flysch des Gebietes von Neubauern am Inn (Oberbayern). — Geologica Bavarica 22, 136 S., 1 geol. Karte 1 : 12.500, München.
- HAGN, H., 1955: Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayerischen Alpen. — Internat. Sed. Petrogr. Ser. 1, 174 S., E. J. Brill, Leiden.
- HAGN, H., 1960: Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. — Geologica Bavarica 44, 1—208, München.
- HANSEN, W., 1958: Der Einfluß der Tiefengestalt der Meeresbecken auf die Stromgeschwindigkeit und deren Rückwirkung auf die Bodenform. — Geol. Rdsch. 47, 1, 177—186, Stuttgart.
- HEEZEN, B. C., & EWING, M., 1952: Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake. — Amer. Jour. Sci. 250, 849—873, New Haven/Connect.
- HEITFELD, H., 1963: Zur Frage der Anwendbarkeit chemisch-feinstratigraphischer Methoden in der Oberkreide am Nordoststrand des Sauerlandes zwischen Möhnetalsperre und Altenbeken. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 117, 1/3 (Festband LOTZE), 135—146, Stuttgart.
- HELMBOLD, R., 1952: Beitrag zur Petrographie der Tanner Grauwacken. — Heidelb. Beitr. Mineral. Petrogr. 3, 253—288, Berlin-Göttingen-Heidelberg.
- HENNINGSSEN, D., 1961: Untersuchungen über Stoffbestand und Paläogeographie der Gießener Grauwacke. — Geol. Rdsch. 51, 2, 600—626, Stuttgart.
- HERB, R., 1962: Geologie von Amden. Mit besonderer Berücksichtigung der Flyschbildungen. — Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 114, 130 S., 23 Textfig., 4 Tab., 3 Taf. Kümmerly & Frey, Bern.
- HERBST, G., 1938: Zur Geologie der Bayerischen Flyschzone. — Abh. Preuß. Geol. L.-A., N. F. 187, 3—61, Berlin.
- HESSE, R., 1961: Das Flyschgebiet des Zwiesel westlich von Bad Tölz (Obb.). — Z. deutsch. geol. Ges. 113, 293—304, Hannover.
- HJULSTRÖM, F., 1935: Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. — Bull. Geol. Inst. Uppsala 25, 221—527.
- Hsu, K. J., 1959: Flute and groove casts in the Pre-alpine Flysch, Switzerland. — Amer. Jour. Sci. 257, 529—536, New Haven/Connect.
- Hsu, K. J., 1960: Paleocurrent structures and paleogeography of the Ultrahelvetic Flysch basins, Switzerland. — Bull. Geol. Soc. Amer. 71/5, 577—610, New York.
- HUCKENHOLZ, H. G., 1959: Sedimentpetrographische Untersuchungen an Gesteinen der Tanner Grauwacke. — Beitr. Mineral. Petrogr. 6, 261—298, Berlin-Göttingen-Heidelberg.
- HUCKENHOLZ, H. G., 1963: A contribution to the classification of sandstones. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl. 85, 156—172.
- JESSEN, W., 1956: Allgemeine Erkenntnisse aus feinstratigraphisch erarbeiteten Faunen- und Sedimentzyklen des Ruhrkarbons. — Geol. Rdsch. 45, 1, 119—128, Stuttgart.
- JUBITZ, K.-B., 1958: Zur feinstratigraphisch-geochemischen Horizontierungsmethodik in Kalksedimenten (Trias). — Geologie 7, 863—923, Berlin.
- KELLING, G., & WALTON, E. K., 1957: Load-cast structures: Their relationship to upper-surface structures and their mode of formation. — Geol. Mag. 94, 481—490, Hertford.
- KNILL, J. L., 1959: Axial and marginal sedimentation in geosynclinal basins. — Jour. Sed. Petrol. 29, 3, 317—325, Menasha.
- KOCKEL, C. W., 1922: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. — Mitt. Geol. Ges. Wien 15, 63—168.
- KOCKEL, C. W., RICHTER, M., & STEINMANN, H. G., 1931: Geologie der bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach. — Wiss. Veröff. DOAV 10, 231 S., 1 geol. Karte 1 : 25.000, Innsbruck.
- KRAUS, E., 1932: Der Nordalpine Kreideflysch. Teil I. — Geol. Paläont. Abh., N. F. 19, 2, 136 S., Jena.
- KRAUS, E., 1942: Neue Wege der nordalpinen Flyschforschung. Der Nordalpine Kreideflysch. Teil II. — N. Jb. Min usw., B.-Bd. 87 B, 1—243, Stuttgart.

- KRUMBEIN, W. C., 1941 a: Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. — *Jour. Sed. Petrol.* 11, 2, 64—72, Menasha.
- KRUMBEIN, W. C., 1941 b: The effects of abrasion on the size, shape and roundness of rock particles. — *Jour. Geol.* 49, 482—520, Chicago.
- KSIĄZKIEWICZ, M., 1958: Sedimentation in the Carpathian Flysch Sea. — *Geol. Rdsch.* 47, 1, 418—425, Stuttgart.
- KUENEN, PH. H., 1951: Properties of turbidity currents of high density. — *Sec. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ.* 2, 14—33, Tulsa.
- KUENEN, PH. H., 1952: Estimated Size of Grand Banks Turbidity Current. — *Am Jour. Sci.* 250, 874—884, New Haven/Connect.
- KUENEN, PH. H., 1957: Longitudinal filling of oblong sedimentary basins. — *Verh. Konink. Ned. Geol. Mijnb. Gen., Geol. Ser.*, 18, 189—195, Amsterdam.
- KUENEN, PH. H., 1958: Problems concerning source and transportation of flysch sediments. — *Geol. Mijnb. (N. S.)*, 20, 329—339, s'Gravenhage.
- KULP, J. L., 1960: The geological time scale. — *Rpt. XXI. Int. Geol. Congr., Part III*, 18—27, Kopenhagen.
- LAMPRECHT, J., 1954: Die GLAGOLEWSCHE „Punktmethode“ und ihre Anwendung. — *Geologie* 3, 1085—1094, Berlin.
- LANGE, P. R., 1955: Die Vorarlberger Flyschzone am Südrand des helvetischen Halbfensters zwischen Hohem Ifen und Widderstein im Kleinen Walsertal. — *Geologie* 5, 182—218, Berlin.
- LOMBARD, A., 1958: Sédimentologie du flysch. — *Eclogae geol. Helv.* 51/3, 1022—1026, Basel.
- LOMBARD, A., 1963: Stratonomie des séries du Flysch. — *Eclogae geol. Helv.* 56, 2, 481—512, Basel.
- LOTZE, F., 1952: Feinstratigraphische Studien I. Methodisches zur Feinstratigraphie des Turonpläners im Osning bei Lengerich. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1952, 442—448, Stuttgart.
- MATTIAT, B., 1960: Beitrag zur Petrographie der Oberharzer Kulmgrauwacke. — *Beitr. Mineral. Petrogr.* 7, 242—280, Berlin-Göttingen-Heidelberg.
- MEGERSA, B., 1964: Der Flysch des östlichen Teisenberges. 42 S. Ungedr. Dipl. Arb. Techn. Hochschule München.
- MENARD, F. P., 1951: Transportation of sand into deep water. — *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ.* 2, 53—65, Tulsa/Oklahoma.
- MÜLLER-DEILE, G., 1940: Geologie der Alpenrandzone beiderseits vom Kochel-See in Oberbayern. — *Mitt. Reichsst. Bodenforsch., Zweigst. München*, H. 34, 109 S., 32 Abb., 9 Bildtaf., 1 geol. Karte 1 : 25.000, 1 Profiltaf., 1 tekton. Übers.-Karte, München.
- MÜNZNER, H., & SCHNEIDERHÖHN, P., 1953: Das Sehnenschnittverfahren, eine Methode zur Bestimmung der Korngrößenverteilung klastischer Sedimentgesteine aus Dünnschliffen. — *Heidelb. Beitr. Mineral. Petrogr.* 3, 456—471, Berlin-Göttingen-Heidelberg.
- NÄNNY, P., 1946: Neuere Untersuchungen im Prätigauflysch. — *Eclogae geol. Helv.*, 39, 2, 115—132, Basel.
- NIEHOFF, W., 1958: Die primär gerichteten Sedimentstrukturen, insbesondere die Schrägschichtung im Koblenzquarzit am Mittelrhein. — *Geol. Rdsch.* 47, 1, 252—321, Stuttgart.
- OBERHAUSER, R., 1951: Geologische Untersuchungen im Flysch und Helvetikum der Hohen Kugel (Vorarlberg) mit mikropaläontologischen Beiträgen von F. BETTENSTAEDT und C. A. WICHER. — *Verh. Geol. B.-A.* 1951, 3, 176—183, Wien.
- OHMERT, W., 1964: Geologisch-Paläontologische Untersuchungen in der Alpenrandzone zwischen Ostin und Marienstein (Tegernsee). 111 S. Ungedr. Dipl. Arb. Univ. München.
- PFLAUMANN, U., 1964: Geologisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Flysch-Oberkreide zwischen Wertach und Chiemsee in Bayern. 180 S., 14 Taf. Gedr. Diss. Univ. München.
- PIESSMANN, W., 1961: Strömungsmarken in klastischen Sedimenten und ihre geologische Auswertung. — *Geol. Jb.* 78, 503—566, 41 Abb., Hannover.
- POTTER, P. E., & PETTIJOHN, F. J., 1963: Paleocurrents and basin analysis. 296 S. Springer, Berlin-Göttingen-Heidelberg.
- POWERS, M. C., 1953: A new roundness scale for sedimentary particles. — *Jour. Sed. Petrology* 23, 117—119, Menasha.
- PREY, S., 1951: Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a. d. Krems (O.-Ö.). — *Jb. Geol. B.-A. Wien* 94, 1949/51, Festband, Teil 1, 93—165.
- PREY, S., 1960: Gedanken über Flysch und Klippenzonen in Österreich anlässlich einer Exkursion in die polnischen Karpaten. — *Verh. Geol. B.-A. Wien* 1960, 197—214.
- RAD, U. v., 1962: Die Flyschzone des östlichen Allgäus zwischen Iller und Lech. — *Jb. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F.* 44, 31—42, Taf. 2—3, Stuttgart.

- RAD, U. v., 1964: Mineralbestand und Ablagerungsbedingungen der Flyschsedimente im Allgäu. — Diss. Techn. Hochsch. München, 131 S., sowie 1 Beil.-Bd. (gedr. Diss.-Auszug, 16 S., 4 Taf.).
- RADOMSKI, A., 1961: On some sedimentological problems of Swiss flysch series. — *Eclogae geol. Helv.* 54, 451—459, Basel.
- REICHEL, R., 1960: Die bayerische Flyschzone im Ammergau. — *Geologica Bavarica* 41, 55—98, 12 Abb., 3 Taf., München.
- RICHTER, M., 1956: Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzungen nach Osten und Westen. — *Z. deutsch. geol. Ges.* 108, 156—173, Hannover.
- RICHTER, M., CUSTODIS, A., NIEDERMAYER, J., & SCHMIDT-THOME, P., 1939: Geologie der Alpenrandzone zwischen Isar und Leitzach in Oberbayern. — *Z. deutsch. geol. Ges.* 91, 649—704, 1 geol. Karte 1 : 25.000, Berlin.
- RICHTER, M., & MÜLLER-DEILE, G., 1940: Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (Oberbayern) und der Enns (Oberdonau). — *Z. deutsch. geol. Ges.* 92, 416—430, Berlin.
- RICHTER, R., 1935: Marken und Spuren im Hunsrückschiefer. I. Gefließmarken. — *Senckenbergiana* 17, 244—263, Frankfurt/Main.
- RICHTER, W., 1937: Sedimentpetrographische Beiträge zur Paläogeographie der ostalpinen Oberkreide. — *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg* XVI, 59—84, Hamburg.
- RICHTER-BERNBURG, G., 1960: Zeitmessung geologischer Vorgänge nach Warvenkorrelationen im Zechstein. — *Geol. Rdsch.* 49/1, 132—148, Stuttgart.
- RUSSELL, D. R., & TAYLOR, R. E., 1937: Roundness and shape of Mississippi river sands. — *Jour. Geol.* 45, 3, 225—267, Chicago.
- SANDERS, J. E., 1960: Origin of convolute laminae. — *Geol. Mag.* 97, 409—421, Hertford.
- SCHIDLÓWSKI, M., 1960: Die geologischen Verhältnisse am Klesenza-Fenster in den Vorarlberger Alpen. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1960, 10, 458—469, Stuttgart.
- SCHIEMENZ, S., 1960: Fazies und Paläogeographie der Subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar. — *Beih. Geol. Jb., H.* 38, 119 S., Hannover.
- SCHMIDT-THOME, P., 1936: Geologie der Alpenrandzone zwischen der Wertach und Pfronten im Allgäu. 69 S. Gedr. Diss. Bonn.
- SCHMIDT-THOME, P., 1939: Geologische Aufnahme der Alpenrandzone zwischen Bergen und Teisendorf in Oberbayern. — *Z. deutsch. geol. Ges.* 91, 273—289, Berlin.
- SCHMIDT-THOME, P., 1950: Untersuchungen im Flyschgebiet von Tölz (Oberbayern). — *Z. deutsch. geol. Ges.* 102, 212—215, Hannover.
- SCHNEIDER, A., 1959: Geologie der Berge zwischen Breitach und Stillach im Allgäu. Gedr. Inauguraldiss. Techn. Univ. Berlin.
- SCHOTT, W., 1938: Über die Sedimentationsgeschwindigkeit rezenter Tiefseesedimente. — *Geol. Rdsch.* 29, 322—329, Stuttgart.
- SEGELHANDBUCH FÜR DAS MITTELMEER. VI. Teil: Das Adriatische Meer. Reichsmarineamt, Berlin 1907.
- SEIBOLD, E., 1952: Chemische Untersuchungen zur Bankung im unteren Malm Schwabens. — *N. Jb. Geol. Pal.*, Abh. 95, 337—370, Stuttgart.
- SEIBOLD, E., 1958: Jahreslagen in Sedimenten der mittleren Adria. — *Geol. Rdsch.* 47, 1, 100 bis 117, Stuttgart.
- SEIBOLD, E., 1963: Geological investigation of near-shore sand-transport. — *Progr. Oceanography* 1, 1—70, Oxford-London-New York-Paris.
- SEILACHER, A., 1954: Studien zur Palichnologie: II. Die fossilen Ruhespuren (cubichnia). — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.* 98, 87—121, Stuttgart.
- SEILACHER, A., 1962: Paleontological studies on turbidite sedimentation and erosion. — *Jour. Geol.* 70, 2, 227—234, Chicago.
- SHEPARD, F. P., 1961: Deep sea sands. — *Rept. XXI. Int. Geol. Congr., Part XXIII, Int. Ass. Sedimentology*, 26—41, Kopenhagen.
- SHEPARD, F. P., & EINSELE, G., 1962: Sedimentation in San Diego Trough and contributing submarine canyons. — *Sedimentology* 1, 2, 81—133, Amsterdam.
- STANLEY, D. J. & BOUMA, A. H., 1964: Methodology and paleogeographic interpretation of flysch formations: a summary of studies in the Maritime Alps. — In BOUMA & BROUWER (Editors): *Turbidites*, 34—64, Elsevier, Amsterdam.
- STONELEY, R., 1957: On Turbidity Currents. — *Verh. Kon. Ned. Geol. Mijnb. Gen.* 18, 279 bis 285, Amsterdam (VENING-MEINESZ-Gedenkbund).
- TEN HAAF, E., 1956: Significance of convolute lamination. — *Geol. Mijnb.* 18, 188—194, s'Gravenhage.

- TEN HAAF, E., 1959: Graded beds of the northern Apennines. Proefschrift Rijksuniversiteit te Groningen, 102 S., 1 geol. Übersichtskarte, Groningen.
- TERCIER, J., 1947: Le Flysch dans la sédimentation alpine. — *Eclogae geol. Helv.* 40, 2, 163 bis 198, Basel.
- THEOBALD, G., 1864: Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden. — *Beitr. z. Geol. Karte Schweiz* 2.
- TOLLMANN, A., 1963: Die Faziesverhältnisse im Mesozoikum des Molasse-Untergrundes der West- und Ostalpen und im Helvetikum der Ostalpen. — *Erdöl-Zeitschr.* 79, 2, 41—52, Wien-Hamburg.
- TOLLMANN, A., 1963: Ostalpensynthese. 256 S., 11 Taf. Deuticke, Wien.
- TRÜMPY, D., 1916: Geologische Untersuchungen im westlichen Rätikon. — *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, N. F. 46, 43—163, Bern.
- TRÜMPY, R., 1960: Paleotectonic evolution of the central and western Alps. — *Bull. Geol. Soc. Amer.* 71, 843—908, New York.
- VALETON, I., 1958: Zur Bildung von Glaukonitsedimenten im nordwestdeutschen Tertiär. — *Eclogae geol. Helv.* 51, 3, 803—814, Basel.
- VAN STRAATEN, L. M. J. U., 1964: Turbidite sediments in the southeastern Adriatic Sea. — In BOUMA & BROUWER (Editors): *Turbidites*, 142—147, Elsevier, Amsterdam.
- WALKER, R. G., 1963: Distinctive types of ripple drift cross lamination. — *Sedimentology* 2, 173—188, Amsterdam.
- WASSOJEWITSCH, N. B., 1948: Flysch i metodika jewo isutschenija (Der Flysch und seine Untersuchungsmethode). — *Bsjes. Neft. Geol. Rasw. Nautsch. Issled. Inst., Leningrad-Moskau.*
- WITT, W., 1963: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der Alpenrandzone zwischen Schliersee und Ostin. Unveröff. Dipl. Arb. Univ. München.
- WOLETZ, G., 1963: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiärschichten der nördlichen Ostalpen. — *Jb. Geol. B.-A. Wien* 106, 89—119.
- WÜST, G., 1958: Über Stromgeschwindigkeiten und Strommengen in der Atlantischen Tiefsee. — *Geol. Rdsch.* 47, 1, 187—195, Stuttgart.
- WUNDERLICH, H. G., 1964: Zur tektonischen Synthese der Ost- und Westalpen nach 60 Jahren ostalpiner Deckentheorie. — *Geol. Mijnb.* 43, 2, 35—51, s'Gravenhage.
- ZEIL, W., 1956: Fazies-Unterschiede in den kretazischen Teiltrögen der alpinen Geosynklinale Bayerns. — *Geol. Rdsch.* 45, 134—143, Stuttgart.
- ZEIL, W., 1960: Merkmale des Flysch. — *Abh. dtsh. Akad. Wiss. Berlin, Kl. III, H. 1*, 206 bis 215 (KRAUS-Festschrift).
- ZEIL, W., 1961: Zur Frage der Faltungszeiten in den deutschen Alpen. — *Z. deutsch. geol. Ges.* 113, 359—366, Hannover.