

Die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande: Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottngangien) in der oberösterreichischen Molassezone

Von PETER FAUPL & REINHARD ROETZEL*)

Mit 18 Abbildungen und 1 Tabelle

*Oberösterreich
Molassezone
Phosphoritsande
Fossilreiche Grobsande
Lithofazies
Paläoströmung
Sedimentologie
Sedimentpetrologie
Ottngangien*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 29, 30, 31, 32, 33, 47, 48, 49*

Inhalt

Zusammenfassung	157
Abstract	157
1. Einleitung	158
2. Zur Lithofazies der Phosphoritsande und verwandter Grobsande	160
2.1. Lithofazies I: Feinkies- und Grobsandfazies	160
2.2. Lithofazies II: Schräggeschichtete Grobsandfazies	160
3. Paläoströmungsdaten	162
4. Granulometrische Untersuchungen	164
5. Faziesinterpretation und sedimentäres Milieu	166
5.1. Interpretation der schräggeschichteten Grobsandfazies	171
5.2. Interpretation der Feinkies- und Grobsandfazies	171
6. Die Schwermineralverteilung	174
7. Paläogeographie	174
8. Schlußfolgerungen	176
Dank	177
Literatur	177

Zusammenfassung

In den Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden des Ottngangiens am Nordrand der oberösterreichischen Molassezone können, so wie in den Atzbacher Sanden, deutliche Merkmale von starker Gezeitenaktivität festgestellt werden.

Die dominierende schräggeschichtete Grobsandfazies kann als subtidale Sandwellenfazies mit mehreren Meter mächtigen Sets interpretiert werden, zwischen der eine pelitreiche Subfazies abgelagert wurde.

Untergeordnet tritt eine weitgehend strukturlose Feinkies- und Grobsandfazies auf. Diese kann am ehesten mit einer Sedimentation in ästuarartigen Rinnensystemen in Verbindung gebracht werden, wobei hochkonzentrierte Suspensionsströme als Transportmechanismen innerhalb solcher submariner Rinnen auftreten können.

Die polymodale Verteilung der Paläoströmungsdaten läßt eine ausgeprägte Asymmetrie in der Intensität der Gezeitenströmung erkennen. Aus paläogeographischen Gründen kann angenommen werden, daß die gegen NE bis NNE gerichtete Hauptströmung dem Flutstrom entsprochen hat. Die Strömungsgeschwindigkeit in der Sandwellenfazies der Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande liegt schätzungsweise bei 0,7 m/sec.

Die Schwermineralspektren der Grobsande besitzen im Gegensatz zu den Atzbacher Sanden charakteristische Mischspektren von Mineralen des alpinen Liefergebietes und der Böhmisches Masse, wobei Aufarbeitungen älterer Sandserien aus dem Liegenden der Phosphoritsande möglich sind.

Die hier entwickelten Vorstellungen stehen in Gegensatz zu dem bisher vielfach vertretenen Fazieschema, in dem die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande als Litoralfazies des Ottngangiens aufgefaßt wurden. Für eine derart markante Faziesprägung muß mindestens ein mesotidales Gezeitenregime angenommen werden. Die intensiv gezeitenbeeinflussten Sedimente und die relativ große Sedimentakkumulation in der zentralen und westlichen Paratethys werden in direktem Zusammenhang mit der globalen Meerestransgression im Oberen Eggenburgien bis Ottngangien gesehen.

The Phosphoritic and Fossiliferous Coarse Sands of the Innviertel Group (Ottngangian, Lower Miocene) Tidal Influenced Deposits in the Molasse Zone of Upper Austria

Abstract

In the Molasse zone of Upper Austria, the Ottngangian (Lower Miocene) coarse facies (Phosphoritsande, Fossilreiche Grobsande) from the southern margin of the Bohemian Massif

*) Anschriften der Autoren: Univ.-Prof. Dr. Peter FAUPL, Institut für Geologie der Universität Wien, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien; Dr. Reinhard ROETZEL, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

is characterized by sedimentary features typical for strong tidal activities, at least in a mesotidal regime. The wide-spread cross-bedded facies can be interpreted as subtidal sand waves alternating with a pelitic subfacies of muddy inter-sand wave areas. A subordinate facies predominantly consisting of massive gravels and coarse sands was deposited in shallow estuary channels. Some of these sediments were transported by high density suspension currents.

The sand waves exhibit polymodal paleocurrent patterns which give evidence of highly asymmetrical tides. The NE and NNE directed predominant currents are interpreted as flood tide by means of paleogeographic considerations. An average current speed of about 0,7 m/sec is roughly estimated for the sand wave structures.

Heavy mineral spectra show a characteristic mixing of Alpine and Bohemian sources. Reworking of older sediments is highly supported by resedimented fossil material. The facies interpretation presented in this study is in contrary to former investigations which interpreted these facies as littoral deposits. The deposition of relatively thick tidal-influenced sediments in the western and central Paratethys is related to the global marine transgression of Upper Eggenburgian and Ottnangian times.

1. Einleitung

Zu Beginn des Miozäns wurde in der Molassezone, dem Vorland des gefalteten Alpenkörpers, durch den Vorstoß des Meeres im Oberen Eggenburgien die seit dem Oberoligozän unterbrochene Meeresverbindung zur Rhonesenke wiederhergestellt. Dadurch bestand in der Paratethys bis zum Mittleren Ottnangien eine durchgehende Meeresverbindung von der westlichen Paratethys, die mit dem Westmediterrän in Verbindung stand, über die zentrale Paratethys nach Osten bis in die Region des heutigen Kaspischen Sees (F. RÖGL & F. STEININGER, 1983). Während des oberen Ottnangiens wurde die Westverbindung wieder unterbrochen. Diese regressive Phase ist durch die Oncophora-Schichten gekennzeichnet.

Ablagerungen dieser untermiozänen Meerestransgression bilden die, in der oberösterreichischen Molassezone weit verbreiteten, marinen Sedimente der Innviertler Gruppe des Ottnangiens, die dem jüngeren Teil der Oberen Meeresmolasse in Bayern und der Schweiz entsprechen.

Die vorwiegend feinsandigen bis pelitischen Ablagerungen der Innviertler Gruppe (F. ABERER, 1958) verzahnen sich im Süden mit den teilweise grobklastischen Fan-Delta-Sedimenten der Sand-Schottergruppe. Dieses Fan-Delta war wahrscheinlich für den hier betrachteten Bereich einer der Haupteinspeisungspunkte des alpinen Sedimentmaterials, von dem aus die weitere Verteilung innerhalb des Beckens unter dem Einfluß ausgeprägter Gezeitenströmungen erfolgte (P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987).

Am Nordrand der Molassezone in Oberösterreich und dem angrenzenden Bayern gehen besonders die basalen, feinsandigen Ablagerungen des Unteren Ottnangiens der Innviertler Gruppe gegen das Kristallin der Böhmisches Masse in auffallend fossilreiche und teilweise phosphoritführende Grobsedimente über. Diese Ablagerungen werden in Österreich als Phosphoritsande (J. SCHADLER, 1934a) und Fossilreiche Grobsande (W. FUCHS, 1968) bezeichnet.

Die Phosphoritsande sind am Massivrand obertags zwischen dem Trefflinger Sattel nordöstlich von Linz und dem Gebiet südöstlich Peuerbach aufgeschlossen

(J. SCHADLER, 1932, 1934a,b, 1936, 1944, 1947, 1952, 1964; R. GRILL, 1933, 1937; W. FUCHS, 1968; R. PESCHEL, 1982; H. KOHL, 1987) und setzen sich untertags in den zahlreichen Bohrungen der Taufkirchner Bucht (R. GRILL, 1947; H. BÜRGL, 1951a,b; F.X. SCHAFFER & R. GRILL, 1951; H. HOLY, 1952; E. BRAUMÜLLER, 1961; E. ENICHLMAYR, 1983; J.E. GOLDBRUNNER, 1984; Ch. LENGAUER, G. TICHY & E. ENICHLMAYR, 1987) und westlich des Inn, in Bayern (H. NATHAN, 1949; H.J. UNGER & W. BAUBERGER, 1985) fort.

Am nordwestlichen Massivrand Oberösterreichs, in der Natternbacher Bucht, Matzinger Bucht und Taufkirchner Bucht werden die äquivalenten, obertags anstehenden Grobklastika als Fossilreiche Grobsande bezeichnet (W. FUCHS, 1968; vgl. W. FUCHS, 1963, 1964).

Der Aufschluß Rainbach bei Schärding in den Fossilreichen Grobsanden wird von F. RÖGL, O. SCHULTZ & O. HÖLZL (1973) als Faziostratotypuslokalität des Ottnangiens gewählt.

Im angrenzenden Bayern entsprechen diese Sande lithologisch den Grobsanden der Litoralfazies von Holzbach und Höch (W. BAUBERGER & H.J. UNGER, 1984; H.J. UNGER, 1984; H.J. UNGER & W. BAUBERGER, 1985). F. NEUMAIER & H. WIESENER (1939) sprechen von Grobsand- und Strandfazies des Helvet, M.R. EDER (1955) und L. SEITNER (1977) von Transgressionssand.

Die Sedimente liegen meist direkt auf dem Kristallin oder sie überlagern diskordant die Linzer Sande oder den Älteren Schlier des Egeriens. Aus Bohrungen werden Fossilreiche Grobsande auch als Einschaltungen innerhalb des Robulusschliers s.l. beschrieben (O. SCHULTZ, 1965; F. RÖGL, O. SCHULTZ & O. HÖLZL, 1973). Nach H.J. UNGER (1984) und W. BAUBERGER & H.J. UNGER (1984) tritt die Litoralfazies von Holzbach und Höch auch im Verband mit den Neuhofener Schichten, Glaukonitsanden und Blättermergeln auf. Die Auflagerung auf Peliten der Haller Serie des Eggenburgiens wurde bisher nur in der Bohrung Si[e]gharting 1 beobachtet (Ch. LENGAUER, G. TICHY & E. ENICHLMAYR, 1987). Lokal, wie z.B. bei Fürstzell in Bayern liegen die Grobsande transgressiv auf Jurakalken (H.J. UNGER, 1984). Gegen Süden verzahnen die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande mit dem Robulusschlier s.l. (vgl. R. GRILL, 1933, 1937; J. SCHADLER, 1936; F. ABERER, 1958, 1960; O. SCHULTZ, 1965; W. FUCHS, 1968, 1980), wobei besonders im Nordwesten diese Pelitfazies noch über die Grobsande hinweg, direkt auf das Kristallin transgrediert (W. FUCHS, 1968, 1980). Innerhalb der Sandfazies beschreibt J. SCHADLER (1936) vom Blatt Eferding mit der Entfernung vom Kristallin nicht nur eine Abnahme der Phosphoritknollen, sondern auch der Korngröße der Sande und einen allmählichen Übergang in Glaukonitsande. Diese Glaukonit-sandserie (R. GRILL, 1955) mit Pelitzwischenlagen geht weiter im Süden, auf Blatt Wels, in die Atzbacher Sande über (R. GRILL, 1954, 1955). Nach diesen Angaben besteht nicht nur faunistisch, sondern auch lithologisch eine direkte Verbindung zwischen Atzbacher Sanden und Phosphoritsanden.

Mächtigkeitenangaben über die Grobsandfazies am Massivrand sind schwierig, da der Sandhorizont, wie auch H.J. UNGER (1984) bemerkt, bedingt durch die Nähe zum Kristallin sehr reliefabhängig und daher starken Mächtigkeitsschwankungen unterworfen ist. Weiteres muß man annehmen, daß nicht nur ein einziger Sandhorizont, sondern mehrere, lithologisch gleichwertige

Grobsandhorizonte in verschiedenen Niveaus des Ottnangiens vorliegen können. Für die Phosphoritsande von Prambachkirchen gibt J. SCHADLER (1934a) eine durchschnittliche Mächtigkeit von 4,7 m an, was jedoch nur für den phosphoritführenden Basishorizont gilt. Ebenfalls nur auf diesen Anreicherungshorizont bezogen sind die Mächtigkeitsangaben von 2–11 m im Raum Plesching bei R. PESCHEL (1982). Auch aus den Bohrungen in der Taufkirchner Bucht werden sehr unterschiedliche Mächtigkeiten von 1–45,7 m für die Grobsande des Ottnangiens angeführt (R. GRILL, 1947; H. BÜRGL, 1951a,b; Ch. LENGAUER, G. TICHY & E. ENICHLMAYR, 1987), wobei nach Profilen von H. BÜRGL (1951b) die Mächtigkeiten sehr von der Anordnung von, wahrscheinlich tektonisch bedingten, Kristallinschwellen und Becken abhängig zu sein scheint. Für die Fossilreichen Grobsande gibt es in der Literatur recht einheitliche Mächtigkeitsangaben um 20 m (O. SCHULTZ, 1965; F. RÖGL, O. SCHULTZ & O. HÖLZL, 1973; St. SALVERMOSER, 1989), von der äquivalenten Litoralfazies von Holzbach und Höch in Bayern 10–30 m (H.J. UNGER, 1984; W. BAUBERGER & H.J. UNGER, 1984).

Im allgemeinen handelt es sich bei allen diesen Sanden um meist gelbgraue bis grüngraue, quarzreiche Mittel- bis Grobsande mit einem beträchtlichen Anteil an verhältnismäßig frischen Feldspäten und Kristallbruchstücken und einem oft hohen, farbgebenden Glaukonitgehalt. H.J. UNGER (1984) vermutet, daß der Glaukonit aus aufgearbeiteten Glaukonitsanden stammt. Schrägschichtung, oft mit Pelitbelägen auf den Leebältern, und Einschaltungen von Tonmergelhorizonten in den Sanden sind häufig. Daneben treten auch Sande ohne interne Schichtung auf. J. SCHADLER (1936) beobachtet in Kristallinnähe häufige Übergänge in Grobgeröllschichten.

Die Schwermineralspektren der Grobklastika sind sowohl alpin als auch moldanubisch beeinflusst. Es dominieren zwar meist die Minerale Granat, Epidot, grüne Hornblende und Staurolith, dazu treten jedoch sehr oft größere Mengen von Zirkon, Apatit, Rutil und Turmalin, die manchmal auch überwiegen können (vgl. F. NEUMAIER & H. WIESENER, 1939; L. RITTER, 1953; G. WOLETZ, 1964; H.J. UNGER, 1984; W. BAUBERGER & H.J. UNGER, 1984; St. SALVERMOSER, 1989).

In den Phosphoritsanden sind die auffälligsten Komponenten die namengebenden Phosphoritknollen. Es überwiegen walzenförmige bis kugelige neben unregelmäßig geformten und plattenförmigen Phosphoriten mit 2 bis 10 cm Durchmesser und einer meist metallisch glänzenden Oberfläche. Nach J. SCHADLER (1934a) wurden die Phosphorite aus dem Älteren Schlier des Egeriens aufgearbeitet und treten daher konzentriert nur in Sanden im unmittelbaren Hangenden oder zumindest in der Nähe dieses Oligozänschliers auf. Die Phosphoritknollen fehlen daher besonders im Nordwesten, in den Fossilreichen Grobsanden, wo die nördliche Verbreitungsgrenze der Pelite des Egeriens deutlich nach Süden zurückweicht (J. SCHADLER, 1936; W. FUCHS, 1968; vgl. E. BRAUMÜLLER, 1961).

Die Genese der Phosphoritsande im Oligozänschlier wird von J. SCHADLER (1944) vorwiegend durch diagenetische Konkretionsbildung in überdüngten Meeresböden erklärt, während F. SPILLMANN (1952, 1972) die Phosphorite als fossilen Vogelguano deutet. Über die Mineralogie der Phosphorite liegen nur kurze Mitteilungen von J. SCHADLER (1934b) und H. MEIXNER (1939) vor. Nach M.A. GÖTZINGER (1984) enthalten die Phos-

phorite von Plesching und Prambachkirchen überwiegend Phosphate der Apatit-Gruppe und sind daher nach M. SLANSKY (1980, 1986) als Phosphatite zu bezeichnen.

Wirtschaftliche Bedeutung erlangten die Phosphorite nach ihrer Entdeckung durch J. SCHADLER (1932) in den dreißiger Jahren für die Gewinnung von Düngephosphat (G. KYRLE, 1934a,b; G. CONSTANTINI, 1936; J. SCHADLER, 1938, 1947, 1953; J. POLAGNOLI, um 1940; H. TANZMEISTER, 1951). Nach zahlreichen Aufbereitungs- und Aufschlußversuchen (E. BIERBRAUER, 1937a,b; R. MÜLLER & H. GERSCHBACHER, 1938; R. REISSNER, 1938; H. GERSCHBACHER, 1939) wurden die Versuchsabbau in den Jahren 1935–1936 und 1945–1947 in Prambachkirchen jedoch sehr bald wieder eingestellt.

Ein weiteres, auffallendes Merkmal aller dieser Grobsande ist der hohe Fossilanteil, der schon seit Beginn der geologischen Forschung das Interesse von Geologen und Paläontologen auf diese Ablagerungen lenkte (J. WALT, 1853; F. v. HAUER, 1857; F. ROLLE, 1859; C.W. v. GÜMBEL, 1888; F.E. SUSS, 1891; L. v. TAUSCH, 1896; H. COMMENDA, 1900; E. KRAUS, 1916; J. STADLER, 1926).

Zusammenfassende Aufstellungen der Fossilinhalte in den Grobsanden des Ottnangiens finden sich bei F. ABERER (1958), W. FUCHS (1968), O. SCHULTZ (1965), F. STEININGER (1969), A. PAPP, F. RÖGL & F. STEININGER (1970), F. RÖGL, O. SCHULTZ & O. HÖLZL (1973), L. SEITNER (1977), H.J. UNGER (1984), W. BAUBERGER & H.J. UNGER (1984), und H.J. UNGER & W. BAUBERGER (1985).

Die Phosphoritsande galten lange Zeit, hauptsächlich aufgrund der reichen Molluskenfauna (R. GRILL, 1933, 1937) und eines Wirbeltierfragments (E. THENIUS, 1960) als „Burdigal“. Erst mikropaläontologische Untersuchungen durch H. BÜRGL (1951a,b) und später durch K. GOHRBANDT (in E. BRAUMÜLLER, 1961) zeigten die Zugehörigkeit der Phosphoritsande zum „helvetischen“ Robulusschlier und bewiesen damit die Allochthonie eines Großteils der Makrofauna und Makroflora (vgl. J. SCHADLER, 1944; E. HOFMANN, 1944, 1952). Die gleiche Einstufung wurde aufgrund der Mikrofauna auch für die bayerische Grobsandfazies von F. OSCHMANN (in M.R. EDER, 1955) getroffen.

Neubearbeitungen der Foraminiferenfauna durch F. RÖGL (1969; vgl. I. CÍCHA, F. RÖGL, I. ČTYROKÁ, I. ZAPLETALOVÁ & A. PAPP, 1973) und der Selachier-Fauna durch O. SCHULTZ (1969, 1972; vgl. R. BRZOBHATÝ & O. SCHULTZ, 1973) und F. H. PFEIL (1983) sowie die Bearbeitung der Korallenfauna durch O. KÜHN (1965) und die Revision der Molluskenfauna (in P. ČTYROKÝ, O. HÖLZL, J. KOKAY, W.R. SCHLICKUM, O. SCHULTZ, F. STRAUCH & F. STEININGER, 1973; vgl. F. STEININGER, 1966) sprechen heute unzweifelhaft für eine Zuordnung zum Ottnangien. Zu dem gleichen Ergebnis kommen die Bearbeitungen durch H. HAGN, H. MALZ & E. MARTINI (1981) und Ch. LENGAUER, G. TICHY & E. ENICHLMAYR (1987). W.F. WENGER (1987) kann mit Hilfe detaillierter mikropaläontologischer Untersuchungen die Grobsandhorizonte im bayerisch-österreichischen Grenzgebiet noch weiter gliedern. Er stellt innerhalb der Fossilreichen Grobsande Ablagerungen des tieferen Unterottnangiens (Höbmannsbach) jenen des höheren Unterottnangiens (Rainbach) entgegen, während er die Litoralfazies von Holzbach und Höch bereits dem Mittelottnang zurechnet.

Die Grobsande des Ottnangiens wurden bisher sehr einheitlich als Litoralfazies und Ablagerungen des küstennahen Strandes interpretiert (J. SCHADLER, 1934a,b, 1936, 1944; O. SCHULTZ, 1965; F. RÖGL, 1969; F. RÖGL, O. SCHULTZ & O. HÖLZL, 1973; R. PESCHEL, 1982). Auch in Bayern werden diese Sedimente als strandnahe Bildungen aufgefaßt (H.J. UNGER, 1984; W. BAUBERGER & H.J. UNGER, 1984) und von L. SEITNER (1977) sogar sehr detailliert gegliedert.

Während F. ABERER (1958) und W. FUCHS (1968, 1980) aber in den Sanden Transgressionssande, und damit den Beginn der Ottnangtransgression am Massivrand sehen (bei F. ABERER noch Transgression des Burdigals), erklärt O. SCHULTZ (in F. RÖGL, O. SCHULTZ & O. HÖLZL, 1973) ihre Entstehung durch eine Regression des Meeres, weil die Grobsande auch über dem Robullusschlier s.l. des Ottnangiens in einer Brunnenbohrung bei Rainbach angetroffen wurden. Nicht einfach ist die Interpretation als Strandsande für F. RÖGL (1969), der in den Tonmergeleinschaltungen Anteile von 80–90 % planktonischer Foraminiferen findet und diese Hochseefauna innerhalb der Strandbildungen nur durch Vertriftung bei außergewöhnlichen Bedingungen, wie Stürmen oder Springfluten erklären kann.

Detailliertere Überlegungen zu den Ablagerungsbedingungen findet man bei J. SCHADLER, der als einziger bereits auch den Einfluß von Strömungen in den Ablagerungen erkannte. Er vermutete „eine von Nordwest nach Südost gerichtete Strömungs- oder Strandvertriftung“ (J. SCHADLER, 1934a: S. 59) und führte „Schrägschichtung und mehrmaliges Abschneiden der Strandwälle“ auf eine „stark bewegte See und lebhafte Meeresströmung“ (J. SCHADLER, 1944: S. 5) zurück. Aus dem Einfallen der Schrägschichtung leitete J. SCHADLER (1936: S. 80f.) einen „einheitlichen Strömungsverlauf von W nach O im burdigalen Seichtmeer“ ab und beschrieb in einer weiteren Arbeit (J. SCHADLER, 1953: S. 142) das miozäne Meer als „gut durchlüftetes und durchströmtes Watten-Frischmeer“.

In den untermiozänen Ablagerungen der Westlichen und Zentralen Paratethys konnten besonders in den letzten Jahren zahlreiche Hinweise für einen bedeutenden Einfluß der Gezeitentätigkeit auf die fazielle Entwicklung der Sedimente gefunden werden (J. HÜLSEMANN, 1955; P. HOMEWOOD & Ph.A. ALLEN, 1981; Ph.A. ALLEN & P. HOMEWOOD, 1984; Ph.A. ALLEN et al., 1985; P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987; G. TARI et al., 1989; B. TESSIER & P. GIGOT, 1989).

In der oberösterreichischen Molassezone erkannten P. FAUPL & R. ROETZEL (1987) in der Sandfazies der Innviertler Gruppe des Ottnangiens deutliche Merkmale einer starken Gezeitentätigkeit. In dieser Arbeit wurden jedoch die zeitgleichen, grobklastischen Sedimente am Nordrand der Molassezone nur sehr untergeordnet behandelt. Da trotz zahlreicher Publikationen über die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande bisher keine detaillierte Faziesanalyse von diesen Sedimenten vorlag, war es naheliegend, auch diese Sedimente faziiell zu untersuchen und die Frage einer möglichen Gezeitenbeeinflussung zu prüfen.

2. Zur Lithofazies der Phosphoritsande und verwandter Grobsande

Unabhängig von der Verbreitung der Phosphoritknollen lassen sich in den 10 bearbeiteten Aufschlüssen

(Abb. 1, 2) im wesentlichen zwei Hauptfaziestypen unterscheiden: Einer **Feinkies- und Grobsandfazies (Lithofazies I)**, in der schräggeschichtete Partien nur sehr selten anzutreffen sind, steht eine **schräggeschichtete Grobsandfazies (Lithofazies II)** mit bis zu mehreren Meter mächtigen Schrägschichtungseinheiten gegenüber. Obwohl während dieser Studie nur punktuell Einblick in die Faziesverteilung gewonnen werden konnte, entstand doch der Eindruck, daß die schräggeschichtete Fazies flächenmäßig die größere Verbreitung aufweist. Sie wurde auch in den 10 untersuchten Aufschlüssen 8 mal angetroffen. In den Sandgruben Hellmayr und Kronlachner in Weinzierlbruck bei Waizenkirchen, wo die Phosphoritsande direkt über den Linzer Sanden transgredieren, folgt über der ca. 8 m mächtigen schräggeschichteten Grobsandfazies eine dünn-schichtige, pelitreiche Wechselfolge von Mergeln und Sanden (Abb. 5). Auf bayerischem Gebiet hat sich für eine solche Lithofazies die Bezeichnung „Blättermergel“ eingebürgert (vgl. L. SEITNER, 1977).

2.1. Lithofazies I: Feinkies- und Grobsandfazies

Lokalitäten: Gschnarret, Holzheim, Oberreichenbach, tieferer Abschnitt von Außertreffling (vgl. Abb. 1).

Kennzeichnend für diese Fazies ist das Fehlen von mächtigeren Schrägschichtungseinheiten. Die Grobsande bis feinkiesführenden Grobsande sind strukturlos und durch Übergänge mit den Feinkieslagen, die bis zu 75 cm Dicke erreichen, verbunden. Die bis 5 cm großen Gerölle zeigen im allgemeinen eine gute Rundung. Es handelt sich um Quarz- und Granitgerölle. Die Feinkiespartien zeichnen sich durch eine grobsandige Matrix aus. Imbrikationen sind nur undeutlich entwickelt. In der Sandgrube Gschnarret fällt ein hoher Biotitgehalt auf. Im Gegensatz zur Lithofazies II fehlen dieser Fazies jegliche pelitische Einschaltungen. Typische Schichtfolgen sind in Abb. 3 wiedergegeben.

Partienweise ist in dieser Fazies eine deutliche Bioturbation zu erkennen. Häufig finden sich in feinerkörnigen Abschnitten aus dem Hangenden eingewühlte gröbere Sande. Es handelt sich dabei um bis zu mehrere Zentimeter dicke sandgefüllte Gänge.

In der Sandgrube Oberreichenbach ist unmittelbar über den Linzer Sanden, in Verbindung mit strukturlosen Grobsanden, eine flache, maximal 2 m tiefe Rinne über eine Erstreckung von ca 60 m erschlossen. Die Rinnenfüllung besteht aus kiesführenden Grobsanden zusammen mit zahlreichen braunen Schlierklasten. Diese pelitischen Klasten erreichen bis zu 1 m Größe. Möglicherweise handelt es sich um umgelagerten Oligozänschlier. Etwa 4 m über dem Top dieser Rinne ist nach weiteren 4 m Grobsand nochmals eine Kieslage mit Schlierklasten erhalten, die ebenfalls die Füllung einer flachen Rinne bildet. Innerhalb dieser einzelnen Sedimentationseinheiten wurde eine normale Gradierung beobachtet.

Eine weitere auffällige Entwicklung ist in der Sandgrube Außertreffling erschlossen, wo zwischen strukturlosen Grobsanden im Liegenden und schräggeschichteten Sanden im Hangenden eine etwa 1 m mächtige, grobe Kristallingeröllage eingeschaltet ist. Die Gerölle sind durchschnittlich 50 cm groß. Einzelne Blöcke erreichen Größen bis 3 m und schwimmen in einer Grobsand- bis Feinkiesmatrix.

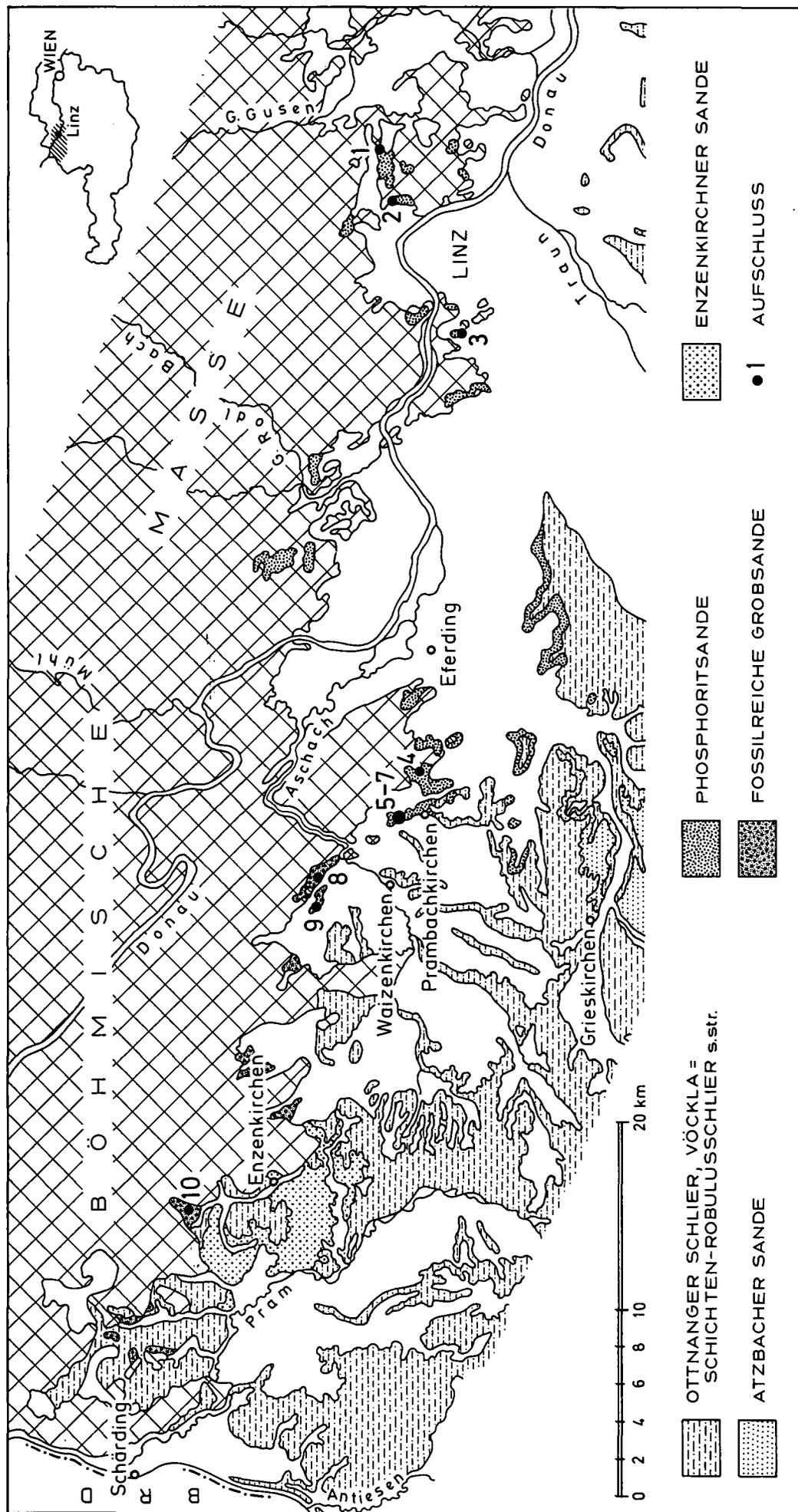


Abb. 1.
 Geologische Übersichtskarte des Nordrandes der Molassezone in Oberösterreich mit besonderer Berücksichtigung der Ablagerungen des Otnangiens, zusammengestellt nach geologischen Karten von F. ABERER (1958), J. SCHADLER (1952, 1964) und unveröffentlichten geologischen Karten von E. BRAUMÜLLER und W. FUCHS. 1 = Oberreichenbach; 2 = Auftretreffling; 3 = Holzheim; 4 = Gschnarret; 5-7 = Weinzierlbruck (vgl. Abb. 2); 8 = Lindbruck; 9 = Maiden; 10 = Mitterndorf.

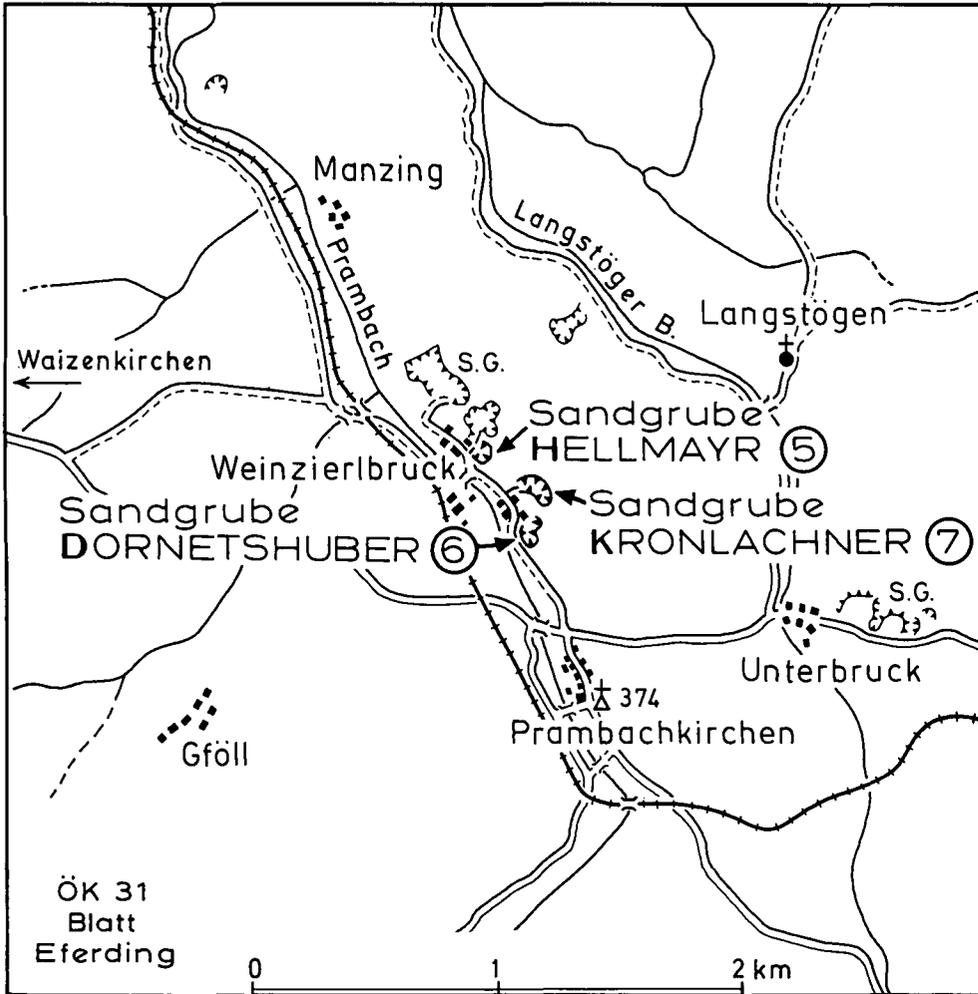


Abb. 2.
Lageskizze der Sandgruben in Weinzierlbruck bei Prambachkirchen (ÖK 31 Eferding).
5 = Sandgrube Hellmayr; 6 = Sandgrube Dornetshuber; 7 = Sandgrube Kronlachner.

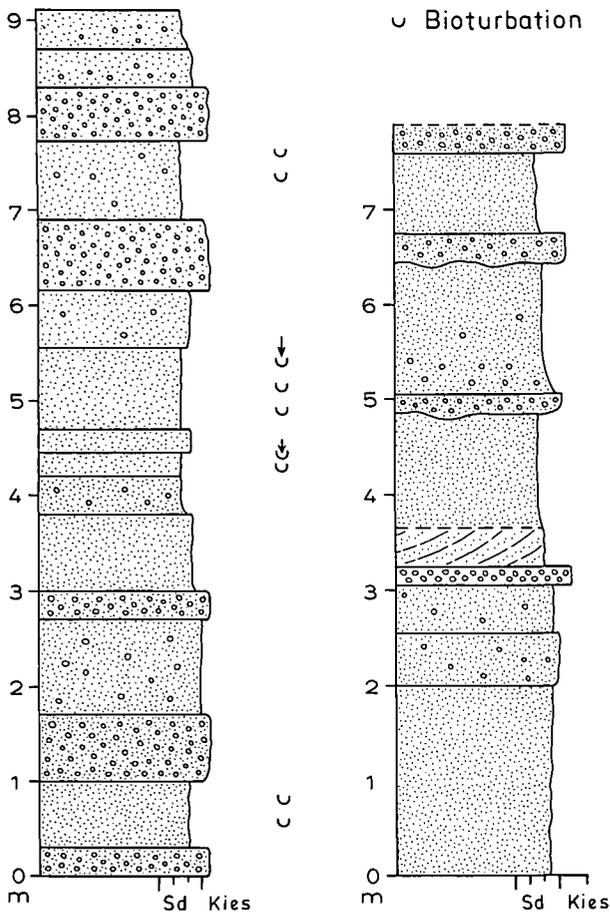


Abb. 3.
Detailprofile der Aufschlüsse Gsnarret (links) und Holzheim (rechts) mit weitgehend strukturloser Feinkies- und Grobsandfazies (Lithofazies I).

2.2. Lithofazies II: Schrägschichtete Grobsandfazies

Lokalitäten: diverse Sandgruben in Weinzierlbruck, hangender Abschnitt in Außertreffling, Mitterndorf, Lindbruck, Maiden (vgl. Abb. 1, 2).

Diese Fazies wird von Grobsanden, feinkiesführenden Grobsanden und Feinkiesen aufgebaut. Die durchwegs tabularen und keilförmigen Schrägschichtungseinheiten erreichen vereinzelt mehrere Meter Mächtigkeit (vgl. Abb. 5, 6, 7). Trogförmige Sets fehlen vollständig. Im Fußbereich mancher Schrägschichtungssets finden sich massenhaft Phosphoritgerölle angereichert. Besonders eindrucksvoll ist dies in der Sandgrube Dornetshuber, unmittelbar über den Linzer Sanden, erschlossen.

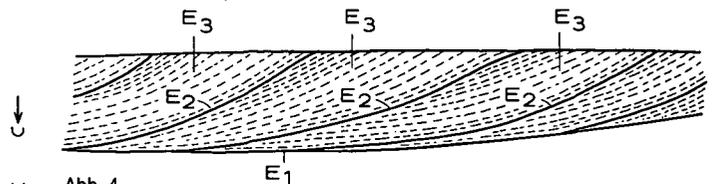


Abb. 4.
Schematische Darstellung eines Schrägschichtungssets der Lithofazies II. Nomenklatur der Flächen nach J. R. L. ALLEN (1980).
E₁ = Hauptsetgrenzen. E₂ = Reaktivationsflächen, i. a. diskordant in Bezug auf die Leeblätter (E₃); darauf deutlich ausgebildete Pelitbeläge. E₃ = Leeblätter, vereinzelt mit mud drapes, jedoch nicht so deutlich wie auf den E₂-Flächen.

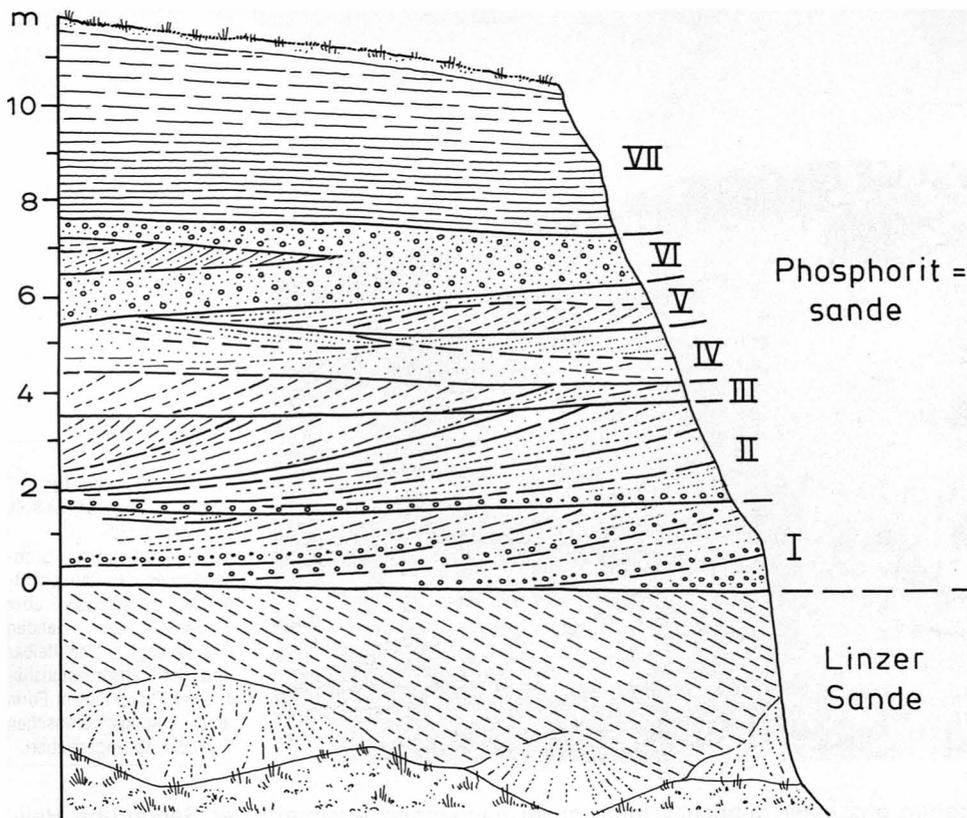


Abb. 5.
Schematische Darstellung der Sandgrube Hellmayr (Weinzierlbruck, Aufschluß 5), Abbaustand 1988. Diskordante Überlagerung der einheitlich schräggeschichteten oligozänen Linzer Sande durch intensiv schräggeschichtete Phosphoritsande. Mehrere Sedimentationseinheiten (I–V) mit internen, hierarchisch aufgebauten Schrägschichtungsgefügen der Lithofazies II werden von Kiesen der Lithofazies I (VI) und von einer pelitreichen Wechschichtung von Grobsand und Silt (VII; Subfazies der Lithofazies II) überlagert.

Das Kennzeichnende dieser schräggeschichteten Fazies liegt in der Gliederung durch im wesentlichen drei unterschiedliche Flächenarten (E_1 – E_3) sowie im häufigen Auftreten von Pelitlagen auf diesen Flächenelementen. Diese verschiedenen Flächen verleihen den schräggeschichteten Sandkörpern einen komplexen Aufbau.

In Abb. 4 ist das Verhältnis dieser Flächen zueinander schematisch dargestellt. Als **E_1 -Flächen** werden

die eigentlichen Hauptsetzgrenzen bezeichnet. Diese Hauptsets sind allgemein über 0,5 m, in der Mehrzahl jedoch über 1 m mächtig. Sie zeigen sowohl ebene Lagerung als auch flaches Ansteigen oder leichtes Fallen, sodaß sie teils tabulare, teils keilförmige Schrägschichtungseinheiten begrenzen. Diese E_1 -Flächen lassen sich im allgemeinen über den gesamten Aufschlußbereich (bis über 100 m) hin verfolgen. Sie sind deutlich durch pelitreiche Intervalle markiert. Diese pelitreichen



Abb. 6.
Sandgrube Kronlachner (Weinzierlbruck, Aufschluß 7), Abbaustand 1984. Diskordant über weißen Linzer Sanden (Markierung) liegt die Sandwellenfazies (Lithofazies II) der Phosphoritsande mit mehreren Meter mächtigen, tabularen und keilförmigen Schrägschichtungseinheiten.



Abb. 7.
Sandgrube Dornetshuber
(Weinzierlbruck, Aufschluß 6),
Abbaustand 1988.
Schräggeschichtete Grob-
sandfazies der Phosphorit-
sande transgressiv über
weißen Linzer Sanden
(Markierung). Unmittelbar
über der Transgressionsflä-
che ist Phosphorit in Form
einer konglomeratischen
Entwicklung angereichert.

Intervalle selbst bestehen wiederum aus einer dünnen Wechschichtung von Sanden und mergeligen Silten, in der auch Linsenschichtung zu beobachten ist. In diesem Abschnitt ist vielfach eine, zu den großen Schrägschichtungseinheiten gegenläufig orientierte, kleindimensionale Schrägschichtung zu beobachten.

Die liegende Setzgrenze wird von dem erwähnten pelitischen Intervall gebildet. Die Leebblätter (E_3) und auch die E_2 -Flächen sind tangential in dieses Bottomsetintervall eingebunden. Die hangende Setzgrenze ist deutlich erosiv, d. h. die beiden anderen Flächenelemente werden an dieser Grenze gekappt.

Die E_2 -Flächen unterteilen die von den E_1 -Flächen begrenzten Schrägschichtungshauptsets in keilförmige Teileinheiten. Sie schneiden im allgemeinen die E_3 -Flächen der liegenden Teileinheit, während sich die E_3 -Flächen im Hangenden tangential an die E_2 -Fläche anschmiegen. Die E_2 -Flächen sind überwiegend gegen das Hangende konkav entwickelt, seltener konvex. Auch sie tragen meist deutliche Pelitlagen, die gegen den Bottomsetbereich an Dicke zunehmen. Innerhalb des Hauptsets, zwischen zwei E_1 -Flächen, treten die E_2 -Flächen in regelmäßiger Wiederholung auf. Sie fallen vor allem durch ihre dickeren Pelitbeläge auf.

Bei den E_3 -Flächen handelt es sich um die eigentlichen Leebblätter des Schrägschichtungskörpers. Auch diese Flächen tragen mehr oder weniger deutlich mud drapes. Es können diese Pelitlagen jedoch auch fehlen, bzw. erodiert sein. Anhäufungen von Pelitklasten im Fußbereich sind zu beobachten. E_3 -Flächen unmittelbar über einer E_2 -Fläche schmiegen sich, wie schon erwähnt, im Liegenden konkordant an diese an, versteilen aber dann gegen das Hangende. Ca. 75 % aller Leebblätter fallen steiler als 10° ein. Das Verteilungsmaximum liegt zwischen 15 und 20° Einfallen.

In direkter Verbindung mit der schräggeschichteten Grobsandfazies tritt als **Subfazies** eine mehrere Meter mächtige, dünn-schichtige, **pelitreiche Wechschichtung von Sand und Pelit** auf. Diese Entwick-

lung ist im hangenden Abschnitt der Sandgrube Hellmayr (Abb. 5, Abschnitt VII) und auch in der Sandgrube Kronlachner gut erschlossen. An sedimentären Strukturen sind Linsen- und Flaserschichtung zu beobachten. Vereinzelt kommen auch einige Dezimeter-dicke schräggeschichtete Sandlagen vor. In beiden Sandgruben ist zu erkennen, wie diese dünn-schichtige pelitreiche Abfolge das flach schrägeinfallende Relief der Schrägschichtungskörper überdeckt.

3. Paläoströmungsdaten

Die Paläoströmungsdaten des weiteren Raumes um Waizenkirchen wurden in einem Sammeldiagramm zusammengefaßt, während die nahe dem Rand der Böhmisches Masse gelegenen Sandgruben bei Mitterndorf und Plesching durch Darstellung der Einzelmessungen dokumentiert sind (Abb. 8).

Das Sammeldiagramm aus dem Raum Waizenkirchen läßt deutlich eine polymodale Verteilung erkennen. Ein ähnliches Verteilungsmuster wurde von P. FAUPL & R. ROETZEL (1987, Abb. 28) auch für die Atzbacher Sande gefunden. Im marinen Bereich sind solche polymodalen Schrägschichtungsgefüge für gezeitenbeeinflusste Environments kennzeichnend (vgl. G. DE VRIES KLEIN, 1977, p. 66 ff.). Im Sammeldiagramm der Phosphoritsande läßt sich eine Hauptpopulation mit einer sehr breiten Streuung (330° - 150°) und einem Vektormean 67° (± 19) erkennen, welche 54 der insgesamt 69 gemessenen Leebblätter (E_3 -Flächen) repräsentiert. Aus paläogeographischen Gründen entspricht diese gegen die Böhmisches Masse orientierte Strömungsrichtung dem Flutstrom, der, wie in den Atzbacher Sanden, als dominierende Strömung auftritt.

Die zahlenmäßig geringere Population (12 Werte) mit einem Vektormean von 246° (± 23) belegt die untergeordnete Strömung (Ebbstrom), die nur in ganz wenigen,

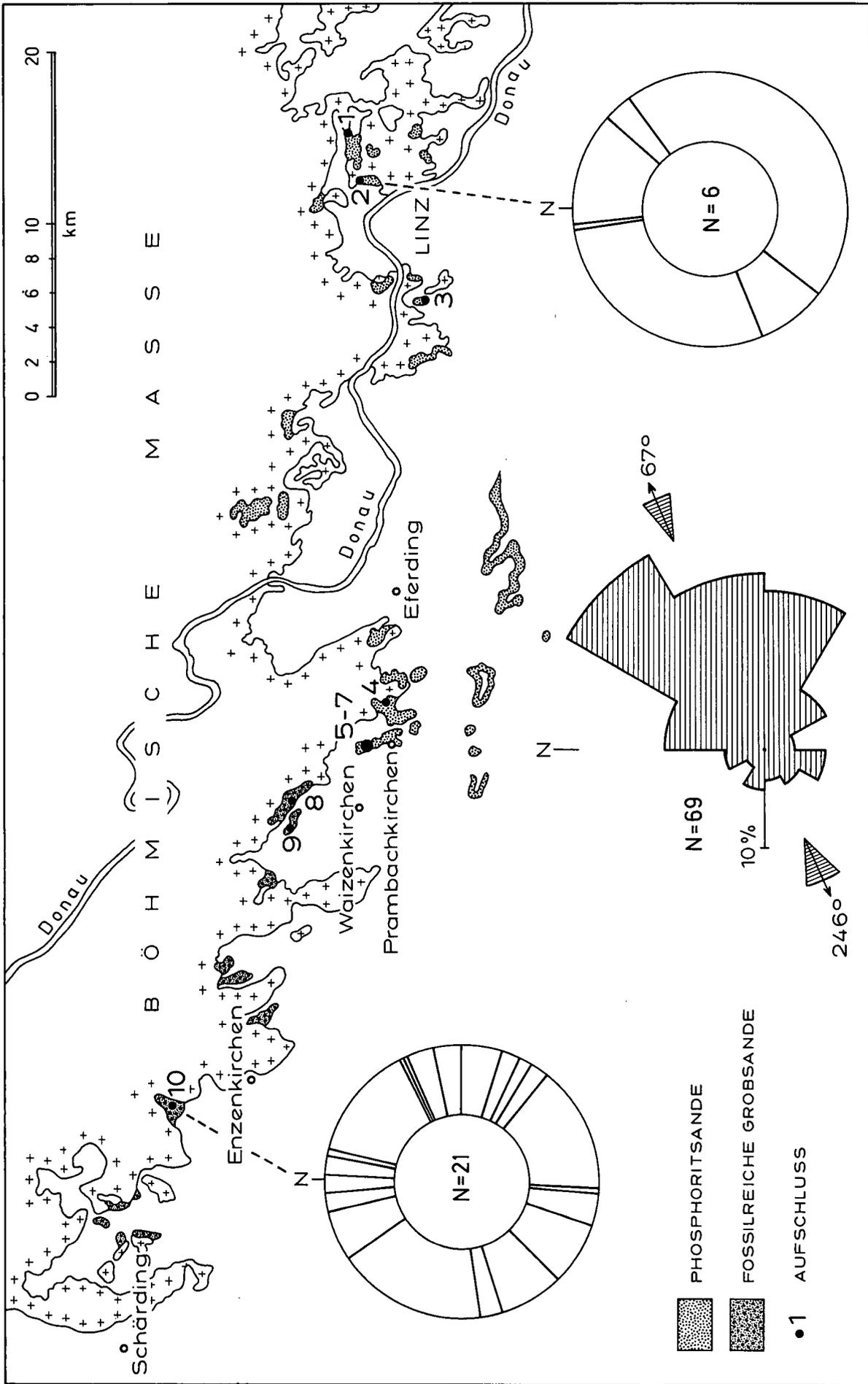


Abb. 8.
 Paläoströmungsdaten aus den Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden von Außertreffling (2), dem Raum Waizenkirchen [Sammelidiogramm (Sammeldiagramm der Aufschlüsse Weinzierbruck (5-7), Lindbruck (8) und Maiden (9)) und Mitterdorf (10)].
 Im Rosendiagramm sind die Einfallrichtungen der Leeblätter dargestellt; Intervallbreiten 30°; Pfeile = Vektormittel und Winkelabweichung für die Bereiche 330°-150° und 150°-330°.
 Geologische Kartengrundlage von J. SCHADLER (1952, 1964) und W. FUCHS (unveröffentlicht).

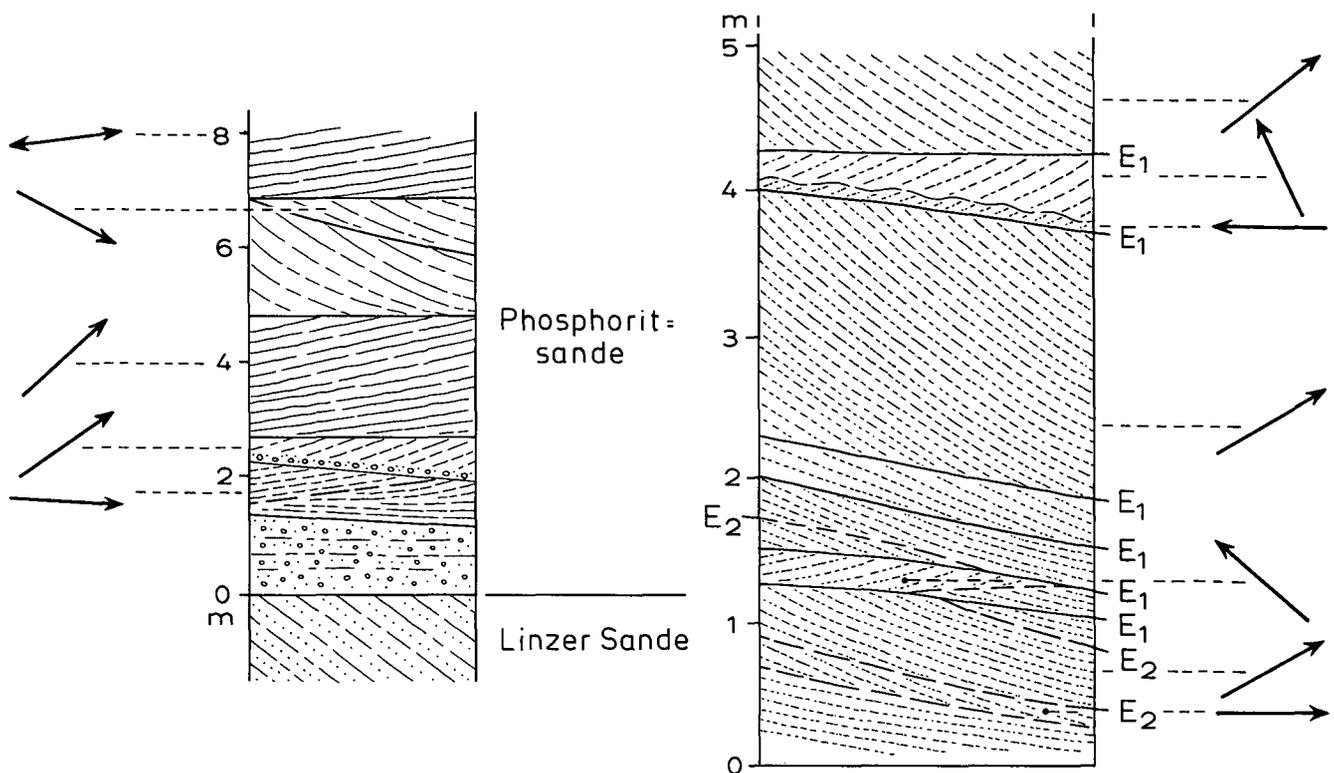


Abb. 9. Profilausschnitte der Sandgruben Lindbruck (rechts) und Weinzierlbruck (Dornetshuber; links) mit unterschiedlicher Orientierung der Paläoströmung in übereinanderliegenden Schrägschichtungshauptsets.

relativ dünnen Sets sichtbar wird. Diese Sets dürften am ehesten den „subordinate current caps“ von T. de MOWBRAY & M.J. VISSER, (1984, p. 817, Fig. 6) entsprechen. Am häufigsten ist die Gegenströmung als Rippelschichtung verwirklicht, deren Leeblätter allerdings nur selten eingemessen werden konnten.

Die beträchtliche Streuung der großen Leeblätter in der Hauptrichtung wird verständlich, wenn ihre unterschiedliche Orientierung in den übereinanderliegenden Hauptsets sichtbar gemacht wird (Abb. 9).

Die ganz nahe dem Rande der Böhmisches Masse gelegenen Fossilreichen Grobsande der Sandgrube Denk in Mitterndorf lassen ebenfalls eine polymodale Verteilung erkennen. Die E- und N-gerichtete Gruppe entspricht wieder der Flutrichtung (Vektormean $55^\circ \pm 25$). Der untergeordnete Ebbstrom weist nach SW (Vektormean $217^\circ \pm 16$). In der ebenfalls randnahen Sandgrube Außertreffling (Plesching/Linz) fallen die großen Leeblätter der Schrägschichtung etwa nach NNE ein. Ihre Orientierung entspricht aus paläogeographischen Gründen ebenfalls dem Flutstrom.

Zusammenfassend kann aus der Orientierung und polymodalen Verteilung des Schrägschichtungsgefüges auf eine gezeitenbeeinflusste Meeresströmung geschlossen werden, deren beide Gezeitenkomponenten sich durch eine ausgeprägte Asymmetrie auszeichnen. Die dominierende Strömung, welche für die Orientierung der Leeblätter nach etwa NE verantwortlich war, muß aus paläogeographischen Gründen dem Flutstrom entsprochen haben.

4. Granulometrische Untersuchungen

Von den Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden wurden aus den untersuchten Aufschlüssen 24

Proben granulometrisch untersucht. Die Korngrößenanalysen dieser Sedimente erfolgten im Sandbereich durch Naßsiebung in $1/2$ Phi-Schritten. Der Pelitanteil wurde ebenfalls in $1/2$ Phi-Abständen röntgenographisch mit dem Sedigraph 5000 ET von Micromeritics ermittelt (J.P. OLIVIER, G.K. HICKIN & C. ORR, 1971).

Die granulometrischen Parameter zur Klassifikation der Sedimente (vgl. D. MARSAL, 1967), die CM-Verteilung (R. PASSEGA, 1957, 1964; R. PASSEGA & R. BYRAMJEE, 1969) und die Kies-Sand-Silt-Ton-Verhältnisse zur Sedimentbenennung (H. FÜCHTBAUER, 1959; G. MÜLLER, 1961) wurden mit dem EDV-Programm Sedpak 4 (G. MALECKI, 1986) berechnet.

Die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande liegen im Benennungsdreieck Kies – Sand – Silt ausschließlich an der Sand-Kies-Seite des Dreiecks. Die Mehrzahl der Proben sind als Sande und kiesige Sande anzusprechen. Einige wenige Proben besitzen noch höhere Kiesanteile und sind daher als Kiessande und Sandkiese zu benennen (Abb. 10).

Es handelt sich bei diesen Sedimenten vorwiegend um Grobsande und Mittelsande mit arithmetischen Mittelwerten zwischen $-0,5$ und $+1,7$ Phi (Abb. 11). Dabei fällt auf, daß Proben aus den Aufschlüssen von Weinzierlbruck und Oberreichenbach hauptsächlich im Grobsandbereich, während jene von Mitterndorf, Lindbruck, Gschnarret und Holzheim großteils im Mittelsandbereich zu finden sind. Der Kiesanteil der Sedimente liegt vorwiegend im Feinkiesbereich zwischen 2 mm und 6,3 mm. Die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande sind sehr deutlich von den Atzbacher Sanden abgegrenzt, deren überwiegender Teil im Feinsand-Feld zu finden ist (vgl. P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987, Abb. 24).

Die Standardabweichung der untersuchten Sande liegt zwischen 1,1 und 3,0. Die Phosphoritsande und

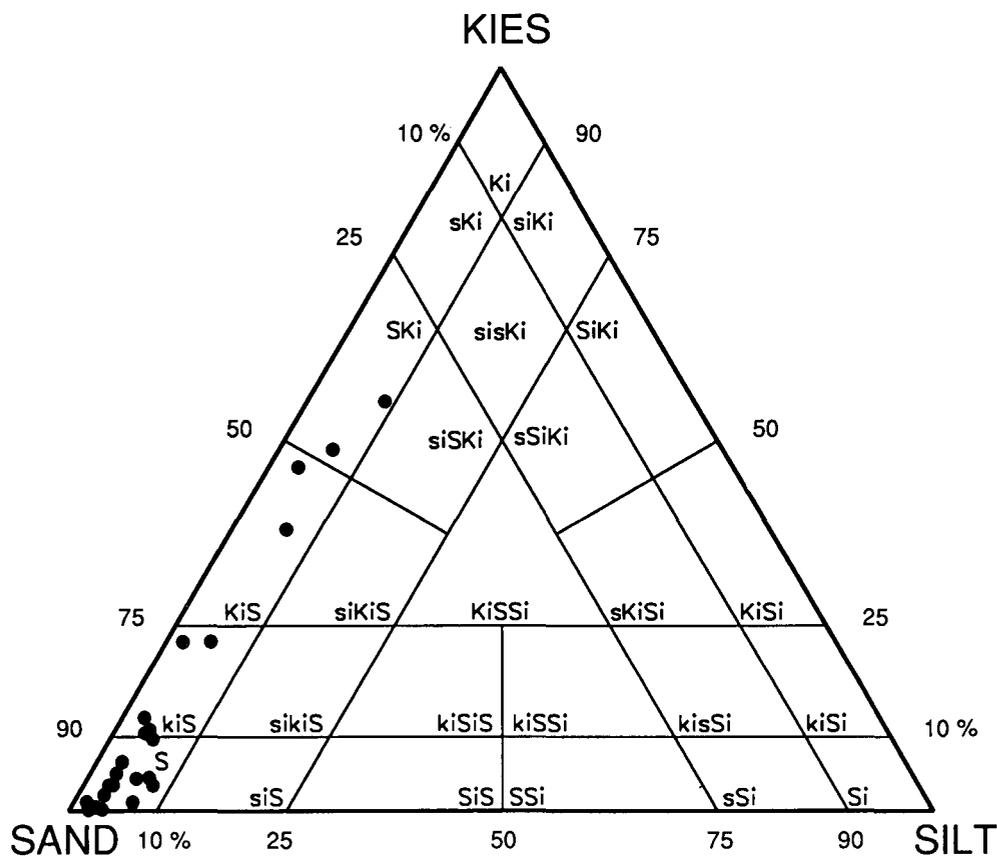


Abb. 10.
Die Proben der Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande im Benennungsdreieck Kies - Sand - Silt (H. FÜCHTBAUER, 1959; G. MÜLLER, 1961).

Fossilreichen Grobsande sind daher nach G.M. FRIEDMAN (1962) fast immer schlecht bis sehr schlecht sortiert und damit etwas schlechter sortiert als die Atzbacher Sande (Abb. 11a).

Die durchwegs positiven Schiefewerte liegen zwischen +1,6 und +6,2 und sind damit ähnlich wie die der Atzbacher Sande, da auch bei den Grobsedimenten der feine Sedimentanteil überwiegt (Abb. 11b).

Im CM-Diagramm (Abb. 12) liegen die groben 1 %-Werte (C-Werte) der Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande immer über 1 mm und zwar zwischen 1200 μm und 15500 μm . Die 50 %-Werte (M-Werte) der Grobsedimente sind mit 180 μm –2500 μm ebenfalls deutlich höher als die der Atzbacher Sande. Diese Feinsande besitzen meist C-Werte zwischen 300 μm und 1000 μm , während die M-Werte großteils im Bereich von 100 μm und 300 μm zu finden sind. Die Probepunkte der Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande sind daher ausschließlich in der von R. PASSEGA & R. BYRAMJEE (1969) definierten Klasse I konzentriert und relativ scharf zu den Atzbacher Sanden abgegrenzt, die vorwiegend in den Klassen IV und V auftreten (vgl. P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987, Abb. 25a).

Gleichzeitig stehen jedoch auch die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande, so wie die Atzbacher Sande, in Wechsellagerung mit Pelitzwischenlagen. Von diesen Peliten wurden zwar keine Korngrößenanalysen durchgeführt, es ist aber anzunehmen, daß die Korngrößenverteilungen nicht wesentlich von jenen der Pelitzwischenlagen aus den Atzbacher Sanden abweichen und die CM-Werte dieser Pelite aus den Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden ebenso vorwiegend im Bereich der Klasse VII zu finden sind.

Die Lage der Probepunkte in der Klasse I bedeutet nach R. PASSEGA & R. BYRAMJEE (1969), daß diese Sedimente aus einer Mischung von springend und rollend

transportierten Sedimentanteilen gebildet wurden. Die Form des Feldes, das diese Probepunkte umschließt, ist am ehesten mit dem von R. PASSEGA (1964) definierten Segmenten O-P-Q zu vergleichen, wobei aber die CM-Werte bei diesem Autor fast immer niedriger sind, und daher diese Segmente in den Referenzdiagrammen meist in den Klassen IV und V und den tieferen Teilen von I und II liegen. R. PASSEGA & R. BYRAMJEE (1969) geben aber an, daß Position und Größe der Segmente durchaus variieren können. Segment P-Q wird nach R. PASSEGA & R. BYRAMJEE (1969) vorwiegend durch Transport in gradierter Suspension (springender Transport) mit einem geringen Anteil der rollenden Komponente gebildet, während im Segment O-P der Anteil dieser beiden Transportarten sehr variabel sein kann. Die Lage der Probepunkte der Atzbacher Sande im Segment Q-R (vgl. Abb. 12 und P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987, Abb. 25a) spricht dagegen für einen überwiegenden Transport in gradierter Suspension. Wie aus Abb. 12 zu ersehen ist, gibt es jedoch auch in den Atzbacher Sanden größere Typen, die ebenso wie die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande im Segment P-Q zu finden sind. Generell kann man daher die Grobsandfazies im CM-Diagramm als grobe Fortsetzung der CM-Verteilung der Atzbacher Sande betrachten.

Dies bedeutet, daß sowohl in den Atzbacher Sanden, als auch in den Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden trotz der unterschiedlichen Korngröße der Transport der Sedimente überwiegend in gradierter Suspension (springender Transport) erfolgte, wobei in den Grobsanden der Anteil der rollenden Komponente sicher weit höher war.

Dieses Ergebnis stimmt im wesentlichen mit den Aussagen der Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz überein (vgl. unten).

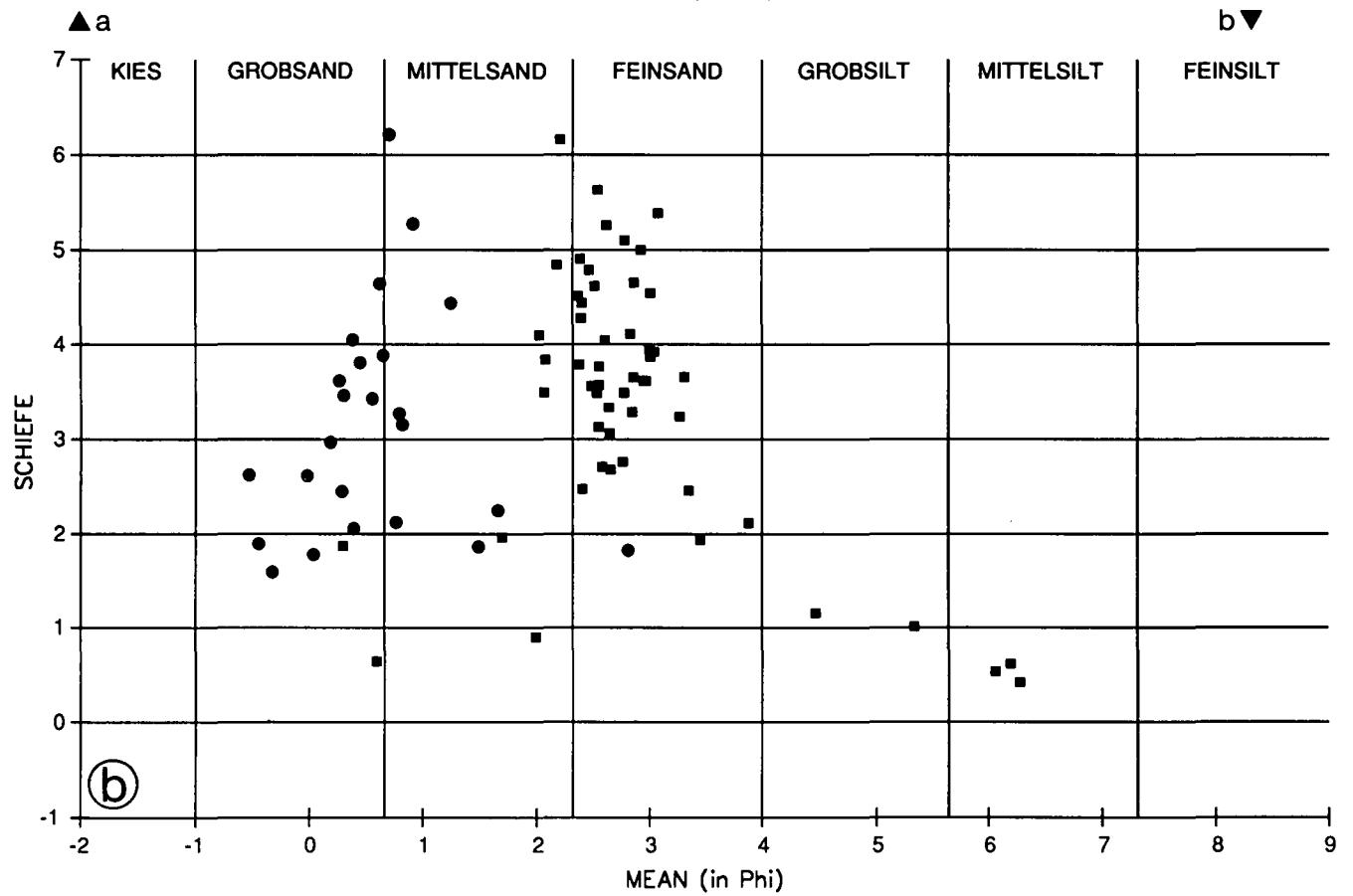
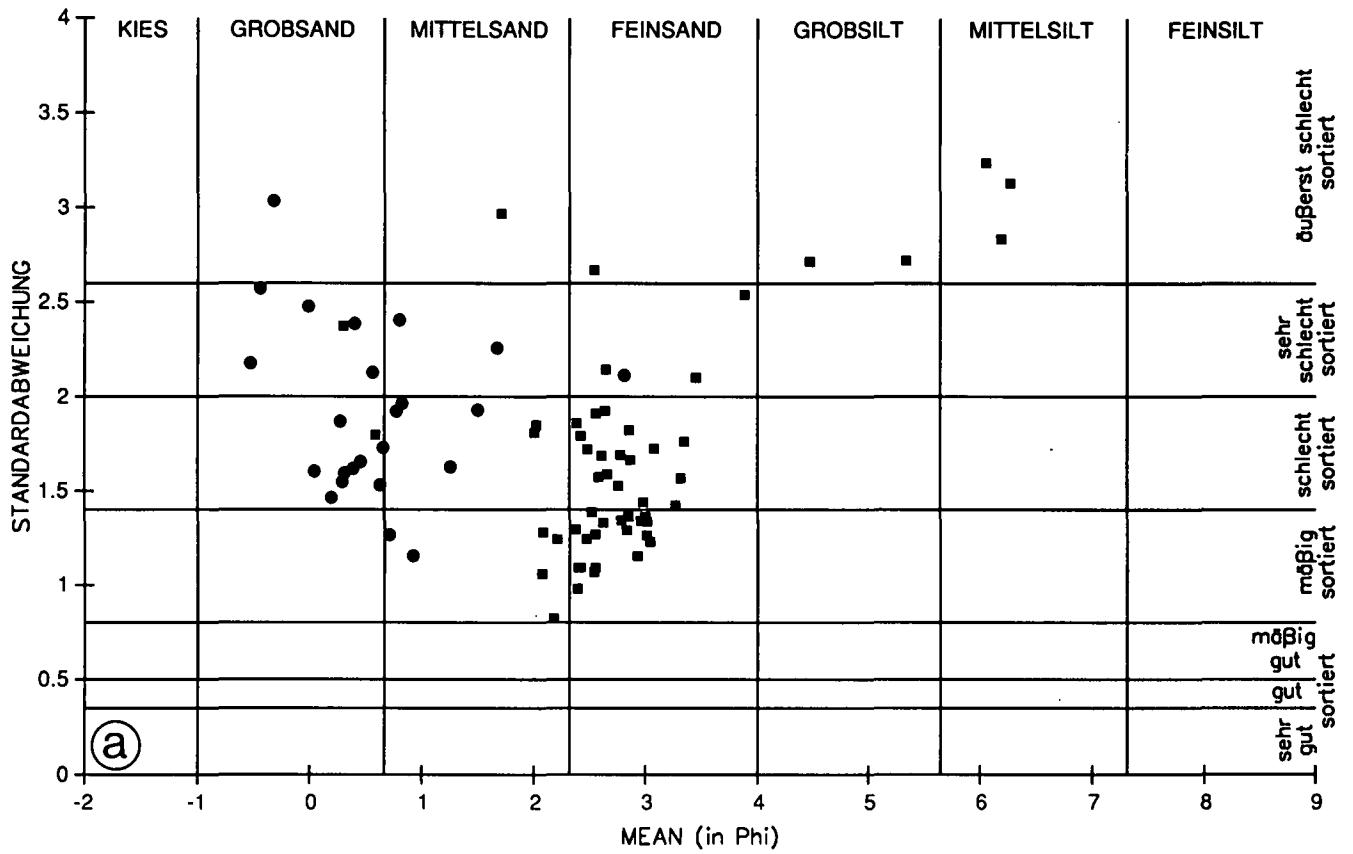


Abb. 11.
 Parameterbeziehungen von arithmetischen Mittelwerten (Mean) mit
 a) Standardabweichungen
 und
 b) Schiefewerten von Proben der Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande (●) und Atzbacher Sande (■).

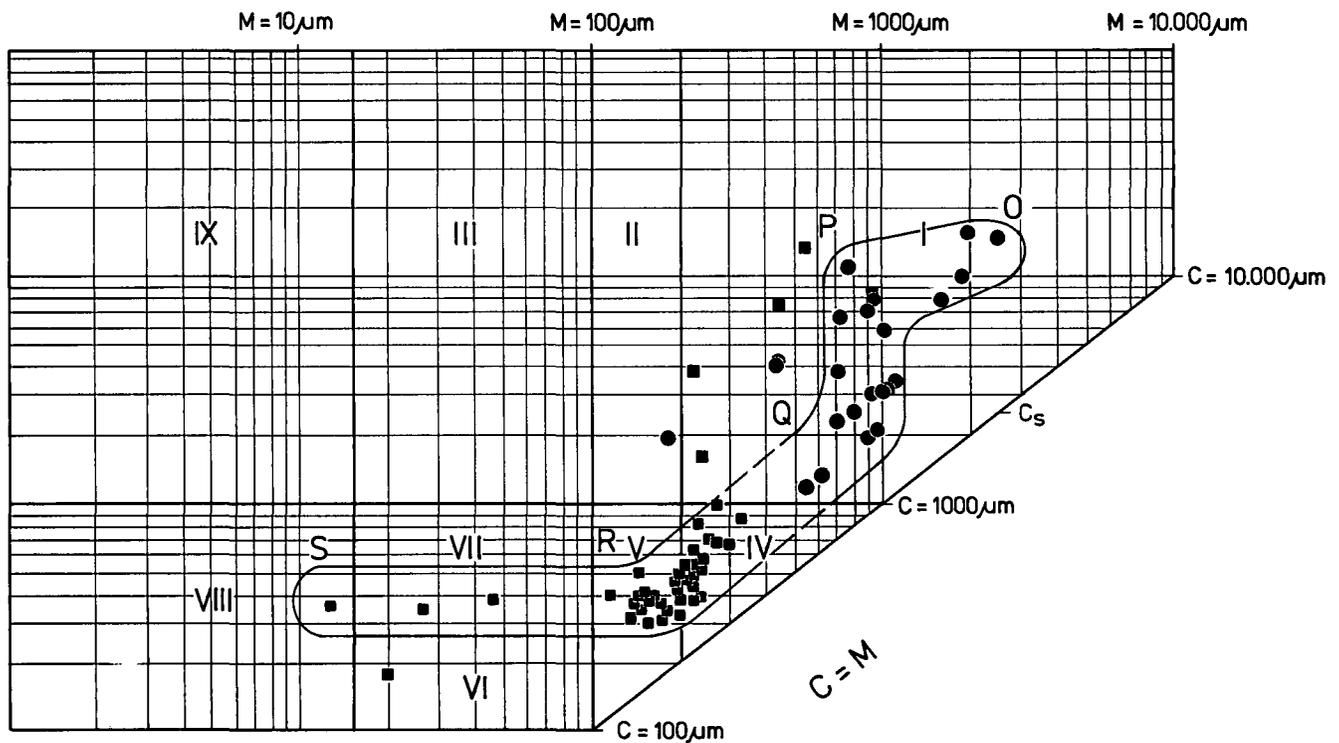


Abb. 12.
Die Proben der Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande (●) und Atzbacher Sande (■) im CM-Diagramm (R. PASSEGA, 1957).

Auch aus den Abschätzungen der Strömungsgeschwindigkeiten, die bei den Atzbacher Sanden um 0,5 m/sec, bei den Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden um 0,7 m/sec liegen (vgl. P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987, S.441 und Kap. 5.1.), ist zu erwarten, daß in den Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden wahrscheinlich etwas größere Komponenten noch in gradierter Suspension transportiert wurden als in den Atzbacher Sanden.

Dafür spricht auch der maximale Korndurchmesser für den Transport in gradierter Suspension (Punkt C_s im CM-Diagramm), der bei den Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden bei ca. 2500 μm liegt, bei den Atzbacher Sanden jedoch bei ca. 480 μm ermittelt wurde (vgl. P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987, Abb. 25a).

So wie bei den Atzbacher Sanden zeigt daher auch das CM-Diagramm der Grobsande vom Nordrand der Molasse, daß bei diesen Sedimenten der Sedimenttransport durch bodennahe Strömungen vorherrschte.

Diese Strömungsbedingungen mit entsprechenden CM-Verteilungen treten vor allem im fluviatilen aber auch im seichten marinen Bereich auf.

Für die hier behandelten Sedimente muß angenommen werden, daß derartige Strömungen nicht aktiv sein konnten, während die Feinsedimente aus den Pelitzwischenlagen sedimentierten.

Derartige hydrodynamische Transportbedingungen herrschen vor allem in submarinen Bereichen, wo Gezeitenströmungen die Grobsedimente sehr rasch in submarinen Rinnen transportieren und die Ablagerung der pelitischen Feinsedimente nur während der Stillwasserperiode erfolgen kann.

In der Darstellung der Korngrößenverteilung im Wahrscheinlichkeitsnetz bilden schwebender Transport (gleichförmige Suspension), springender Transport (gradierter Suspension) und rollender Transport (Bodenfracht), die drei wesentlichen Transportarten eines Sediments, eigene Populationen mit logarithmischen Nor-

malverteilungen (E. WALGER, 1961; A.J. MOSS, 1962, 1963; G.S. VISHNER, 1969).

Charakteristische, faziespezifische Parameter sind die Anzahl, der Anteil am gesamten Sediment, das Verhältnis, die Mischbereiche und die Sortierung (Anstieg) dieser Populationen (K.H. SINDOWSKI, 1957; G.S. VISHNER, 1969; R.P. GLAISTER & H.W. NELSON, 1974).

Bei den Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz der Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande sind grundsätzlich zwei deutlich unterscheidbare Gruppen zu erkennen, die auch unterschiedlichen Lithofaziestypen angehören (Abb. 13).

Die Kurven der ersten Gruppe (Abb. 13a), die ausschließlich in Sedimenten mit der schräggeschichteten Grobsandfazies (Lithofazies II) vorkommen, zeigen eine gut bis mäßig sortierte springende Population, die mit 65 % bis 90 % immer deutlich überwiegt. Die schlecht sortierte Suspensionsfracht ist mit 9 % bis 21 % am Aufbau der Sedimente beteiligt. Der Anteil der rollenden Population ist sehr verschieden. Neben Sedimenten ohne Bodenfracht (Abb. 13a: Kurve 2) treten Ablagerungen mit einer unterschiedlich sortierten rollenden Population zwischen 1 % und 10 % auf (Abb. 13a: Kurve 3). Untergeordnet gibt es auch noch größere Sedimente, in denen die rollende Population bis 44 % ansteigen kann und der Anteil der springenden Population nur 50 % bis 63 % beträgt (Abb. 13a: Kurve 1).

Kennzeichnend für viele dieser Kurven ist ein auffallend großer Mischbereich zwischen springender Population und Schwebfracht (Abb. 13a: Kurven 1,2).

Bei Sedimenten mit rollender Population liegt der grobe Wendepunkt (T) recht einheitlich und eng begrenzt zwischen -1 und 0 Phi.

Etwas weiter gestreut ist die Grenze zwischen springender und schwebender Population, die zwischen 0,5 und 1,8 Phi liegt.

Übereinstimmend mit den Aussagen des CM-Diagramms ist trotz der Grobkörnigkeit der Sedimente der

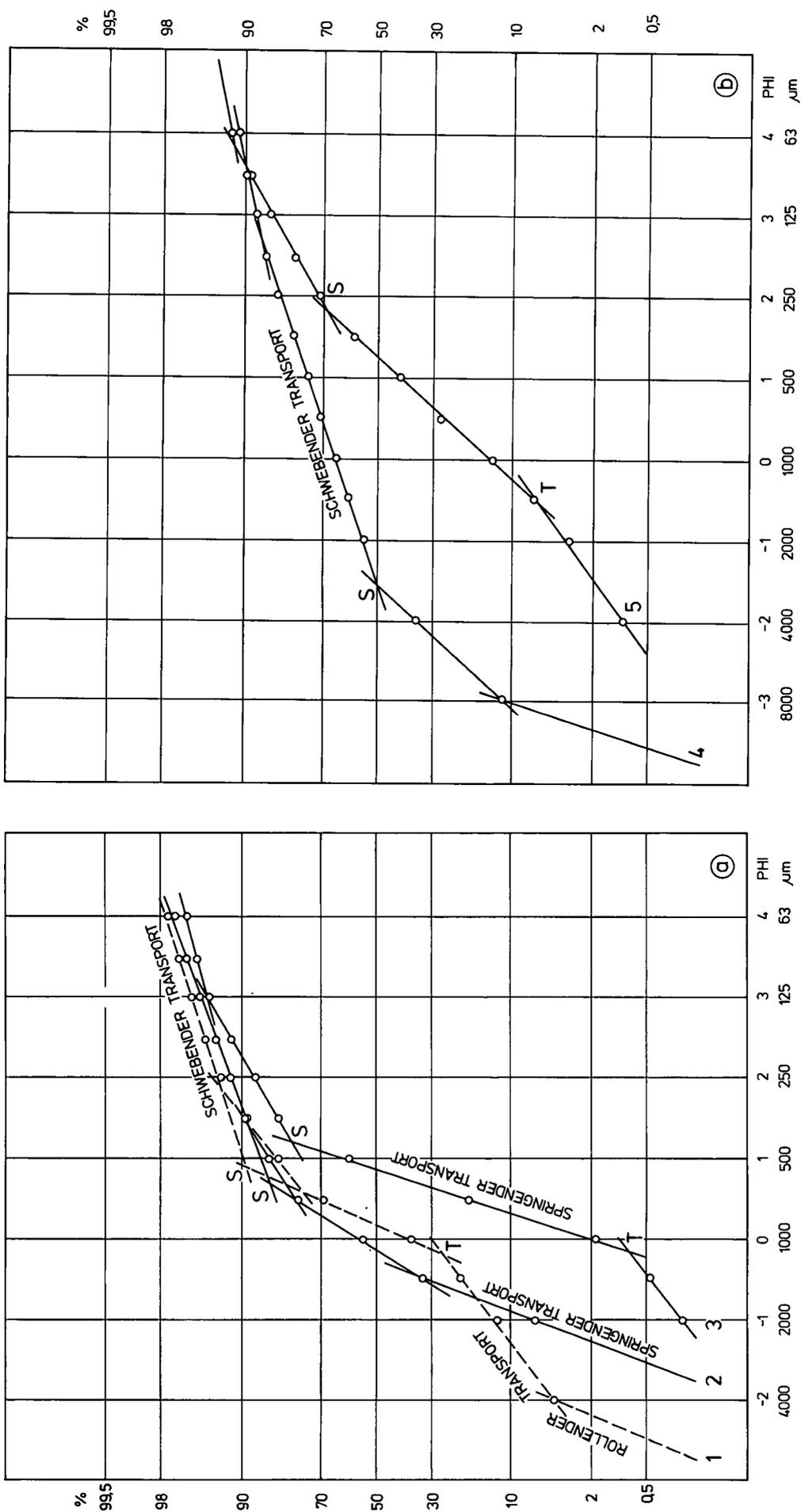


Abb. 13.
 Ausgewählte typische Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz von Proben der Phosphoritande und Fossilreichen Grobsande.
 a) Sedimente der Lithofazies II.
 b) Sedimente der Lithofazies I.

Transport in gradierter Suspension (springender Transport) vorherrschend, was wahrscheinlich auf die höhere Strömungsgeschwindigkeit zurückzuführen ist. Auch der, aus den Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz ermittelte maximale Korndurchmesser für den springenden Transport (grober Wendepunkt T) von 0 bis -1Φ (1–2 mm) stimmt mit dem Wert von 2.5 mm aus dem CM-Diagramm überein.

Die Kurventypen stimmen in ihrer Form weitgehend mit jenen der Atzbacher Sande überein (vgl. P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987, Abb. 26), die jedoch gegenüber den Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden einen höheren Anteil der springenden Population besitzen und um 1 bis 2 Φ -Einheiten weiter im Feinbereich liegen.

Vergleichbare Kurven derartig grobsandiger Sedimente aus rezenten Ablagerungsräumen sind in der Literatur selten zu finden.

Ähnliche Kurventypen wie Kurve 2 (Abb. 13a) von etwas feineren Sanden beschreiben R. P. GLAISTER & H. W. NELSON (1974, Abb. 8A) von Sandbänken im Flußmündungsbereich, wobei der breite Übergangsbereich zwischen springender und schwebender Population als charakteristisch für diesen Faziesbereich angegeben wird.

G.S. VISHER (1969) stellt Populationsverteilungen wie in den Kurven 1 und 3 aus Gezeitenrinnen des Altamaha Ästuars (Abb. 14D) und Delta-Sandsteinen von Bluejacket-Bartlesville (Abb. 17A) dar, und führt den hohen Anteil und die schlechte Sortierung der rollenden Population auf starke Gezeitentätigkeit zurück. K.H. SINDOWSKI (1957, Abb. 50, Abb. 61) zeigt diese Kurventypen von strömungsbeeinflussten Sandbänken des marinen Schelfbereiches.

Die zweite Gruppe von Kornsummenkurven bilden wesentlich schlechter sortierte Sedimente, die vor allem von Aufschlüssen der Feinkies- und Grobsandfazies (Lithofazies I) stammen (Abb. 13b).

Die analysierten Proben der beiden Aufschlüsse Holzheim und Gschnarret zeigen ausschließlich Kurven mit schlecht sortierten, undeutlich voneinander getrennten Populationen (Abb. 13b: Kurve 5).

Die Prozentanteile der Hauptpopulationen sind ähnlich wie die der ersten Gruppe. Auch hier überwiegt die springende Population mit 78 % bis 87 %. Die Suspensionsfracht hat mit 6 % bis 12 %, die Bodenfracht mit 3 % bis 15 % Anteil am Gesamtsediment.

Der grobe Wendepunkt (T) ist ebenfalls, so wie bei der ersten Gruppe, im Bereich von -1Φ bis 0Φ zu finden, während der feine Wendepunkt (S) deutlich weiter im Feinbereich und auch weiter gestreut zwischen $2,3 \Phi$ und $4,2 \Phi$ liegen kann.

Ähnliche Kurven, jedoch von feineren Sedimenten, zeigen G.S. VISHER (1969) und G.S. VISHER & J.D. HOWARD (1974) von Gezeitensedimenten aus dem Altamaha Ästuar.

Eine vollkommen andere Kornverteilung zeigt die Probe aus den Phosphoritsanden der Grube Oberreichenbach (Abb. 13b: Kurve 4). Diese Kurve zeigt einen schlecht sortierten, sehr hohen Schwebfrachtanteil von ca. 52 % und im Grobbereich eine ähnlich hohe Population von ca. 48 %, die wahrscheinlich sowohl rollend als auch in gradierter Suspension transportiert wurde. Beide Populationen sind sehr undeutlich voneinander getrennt, wobei der feine Wendepunkt mit $-1,6 \Phi$ äußerst grob ist. Charakteristisch für diesen Kurventyp ist

die konvexe Kurvenform, die nach G.S. VISHER (1969) und R.P. GLAISTER & H.W. NELSON (1974) typisch für hochkonzentrierte Suspensionsströme ist. Mit dieser Interpretation stehen die lithologischen Merkmale dieser Sedimente in der Sandgrube Oberreichenbach in Einklang, wo aufgearbeitete Pelitklasten an der Basis und normalgradierte Schichtung innerhalb mehrerer Sedimentationseinheiten beobachtet werden konnten (vgl. Kap. 2.1.).

5. Faziesinterpretation und sedimentäres Milieu

5.1. Interpretation der schräggeschichteten Grobsandfazies

Für die Interpretation der schräggeschichteten Grobsandfazies ist vor allem das Verständnis der verschiedenen Flächenelemente notwendig. So handelt es sich bei den **E₃-Flächen** um die eigentlichen Leebblätter, die im Zuge der Migration des Schrägschichtungskörpers angelagert wurden. Die **E₁-Flächen** bilden die Migrationsbahnen dieser Körper. Beim Überwandern wird der Topbereich des Schrägschichtungskörpers im Liegenden erodiert.

Bei den **E₂-Flächen** handelt es sich um **Reaktivationsflächen** im Sinne von P.J. McCABE & C.M. JONES (1977), die darunter leicht geneigte Erosionsflächen verstehen, welche Foresets ähnlicher Orientierung trennen. Solche Reaktivationsflächen sind im gezeitenbeeinflussten Milieu ungemein häufig, kommen jedoch auch in fluviatilen und äolischen Environments vor. Das häufige Vorkommen dieser Flächen belegt Unstetigkeiten bei der Migration der dünenförmigen Körper. Diese unstete Migration steht mit einer unsteten Strömung im Zusammenhang. So sprechen auch die Pelitbeläge (mud drapes), die auf den E₂-Flächen besonders augenfällig sind, für eine Unstetigkeit der Strömung. Daß Unstetigkeiten in der Strömung auch in Verbindung mit einer Umkehr der Strömungsrichtung zusammenhängen kann, ist durch das vereinzelte Auftreten von gegenläufig orientierten Sets im Dezimeterbereich sowie durch entsprechend orientierte Rippelschichtungen im Bottomset zwischen den Pelitlagen zu belegen.

Aus dem gemeinsamen Auftreten von zahlreichen mud drapes, dem wiederholten Vorkommen von Reaktivationsflächen und dem Vorhandensein von gegenläufig orientierter Rippelschichtung in Bottomsetablagerungen sowie aus dem polymodalen Paläoströmungsmuster erscheint es gerechtfertigt anzunehmen, daß diese Fazies **unter dem Einfluß von Gezeitenaktivität** entstanden ist. Es muß mit einer starken Asymmetrie der Tidenstömungen gerechnet werden, da gegenläufig orientierte Schrägschichtung nur völlig untergeordnet auftritt. Weil die Topbereiche der dünenförmigen Körper im allgemeinen nicht erhalten geblieben sind, kann allerdings nur wenig über die Erosionskraft der untergeordneten Gegenströmung im Topbereich ausgesagt werden (vgl. T.de MOWBRAY & M.J. VISSER, 1984, Fig. 4b). Die Erhaltung von „subordinate current caps“ (l.c., Fig. 6) bildet eher eine Ausnahme.

Während in den Atzbacher Sanden verschiedentlich eine deutliche Bündelstruktur im Sinne von M.J. VISSER (1980) mit zählbaren Abfolgen beobachtet werden kann (P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987), ist sie in den hier be-

schriebenen Sanden nur zu erahnen. So kann vereinzelt zwischen zwei E_2 -Flächen ein allmähliches An- und Abschwellen der Leeblattdicke beobachtet werden. Genaue Zählungen an den Leebblattfolgen waren nicht möglich, da entweder im unmittelbaren Bereich der E_2 -Flächen die einzelnen Leebblätter kaum zu unterscheiden waren, oder die E_3 -Flächen nicht durch deutliche mud drapes abgegrenzt sind.

Aus dem Umstand, daß die E_2 -Flächen eine regelmäßige Wiederholung erkennen lassen, wie dies für ein Hauptset in der Sandgrube Hellmayr in Abb. 14 dokumentiert ist, und daß sie auch durch dickere Pelitbeläge ausgezeichnet sind, scheint dafür zu sprechen, daß ihre Entstehung als Reaktivationsflächen mit dem Nipp-Spring-Nipp-Zyklus der Gezeiten in Zusammenhang stand (vgl. R. HOUTHUYS & F. GULLENTOPS, 1988, p. 157). Es ist vorstellbar, daß während der Nipp-Tide die Migration des Schrägschichtungskörpers weitgehend oder vollständig zum Erliegen kam. Unter solchen Bedingungen blieb die Form des dünenförmigen Körpers nicht stabil. Der Leehang verflachte etwas und auf ihm wurde während der Stillwasserperioden eine dickere Schlicklage abgesetzt (T. de MOWBRAY & M.J. VISSER, 1984, p. 815). Dem Vorgang des „Megaripple Overtaking“ im Sinne von T. de MOWBRAY & M.J. VISSER (1984), womit das Überwinden und dabei Begraben eines Schrägschichtungskörpers durch einen nachfolgenden gemeint ist, scheint in diesem Zusammenhang keine große Bedeutung zugekommen zu sein.

Vom Schrägschichtungstyp her läßt sich diese Fazies mit den Sand Wave-Klassen III und IV von J. R. L. ALLEN (1980) vergleichen. Es wurde daher auch bei der Nomenklatur der Flächenelemente den dort vorgeschlagenen Bezeichnungen E_1 bis E_3 gefolgt. Unter Sand Waves werden demnach transversal zur Strömung angeordnete, asymmetrische Sohlformen verstanden, wie sie unter einer gezeiteninduzierten, oszillierenden Strömung in einem weiten Bereich des seichten Gezeitenmilieus entstehen.

Diese Nomenklatur wird jedoch nicht sehr einheitlich gehandhabt. So soll nach dem Vorschlag von R. HOUTHUYS & F. GULLENTOPS (1988, p. 162) der Begriff Sand Wave nur auf jene metergroßen zusammengesetzten Sohlformen beschränkt sein, die der Klasse V und VI von J. R. L. ALLEN (1980) zugehören. Es scheint, daß die hier beschriebenen Schrägschichtungssets, mit den sehr flachen Hauptsetgrenzen, den von R. HOUTHUYS & F. GULLENTOPS (1988) aus den mitteleozänen Sanden Belgiens beschriebenen „Tidal Sand Bars“ vergleichbar sind.

Zahlreiche Internstrukturen gleichen jenen von R.W. DALRYMPLE (1984) aus dem makrotidalen Bereich der Bay of Fundy (Kanada) beschriebenen. Am meisten stimmen sie mit den „Large-Scale Foresets“ überein; untergeordnet gibt es auch Ähnlichkeiten mit dem „Inclined Cross-Bedding“. R.W. DALRYMPLE (l.c.) konnte zeigen, daß solche „Large-Scale Foresets“ bevorzugt in Arealen mit grobkörnigen Sedimenten vorkommen,

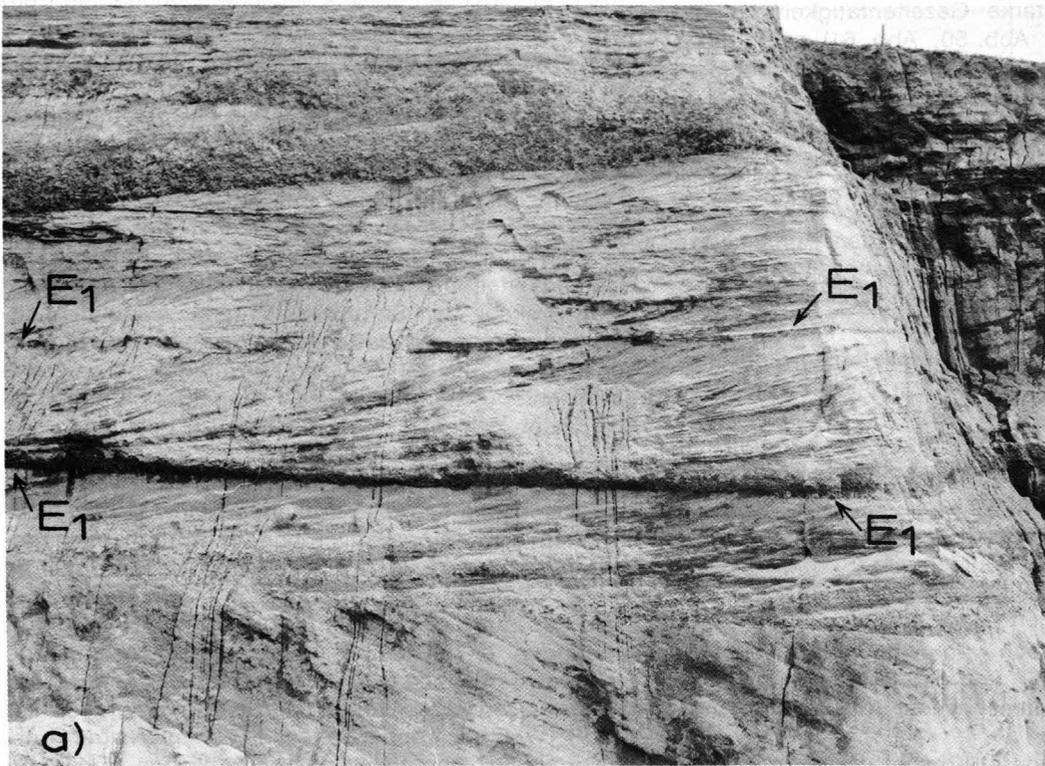
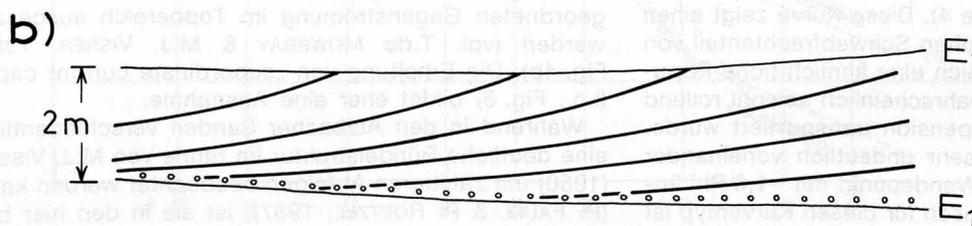


Abb. 14. Sandgrube Hellmayr (Weinzierbruck, Aufschluß 5), Abbaustand 1988.

Beispiel für regelmäßig wiederholtes Auftreten von E_2 -Flächen mit deutlichen mud drapes innerhalb eines Schrägschichtungshauptsets. Hinweis auf Nipp-Spring-Nipp-Zyklen.

- a) Photographischer Ausschnitt aus der schrägschichteten Grobsandfazies (vgl. Abb. 5, Abschnitt II).
- b) Schematische Darstellung des Schrägschichtungshauptsets II mit den E_2 -Flächen.



wo relativ niedrige Durchschnittsspitzen­geschwindigkeiten bei der Stömung beobachtet werden.

Bei den hier beschriebenen Sand Waves handelt es sich um Sohlformen des unteren Strömungsregimes (FROUDE-Zahl < 1). Nach R.H. BELDERSON et al. (1982) sind solche Sohlformen zwischen 0,5 und 1 m/sec durchschnittliche Springtidenspitzen­geschwindigkeit, nahe der Sedimentoberfläche gemessen, stabil. Aus den weitgehend ebenen Setgrenzen kann auf 2D-Sand Waves geschlossen werden, die durch gerade Kammlinien charakterisiert sind.

Wie aus den Angaben von R.H. BELDERSON et al. (l.c.) über Experimente in Strömungskanälen hervorgeht, entwickeln sich Sand Waves in Grobsanden bereits knapp nach Überschreiten der kritischen Geschwindigkeit. Hingegen kommt es in fein- bis mittelkörnigen Sanden, wie dies in den Atzbacher und Enzenkirchner Sanden der Fall ist, zwischen dem Überschreiten der kritischen Geschwindigkeit und der Entwicklung von Sand Waves noch zur Ausbildung von kleindimensionalen Rippeln. Die Mediane der schräggeschichteten Grobsandfazies der Phosphoritsande liegen zwischen 0,87 und 1,92 mm (Durchschnitt 1,18 mm, 16 Proben). Nach M.C. MILLER et al. (1977, Fig. 6) kann mit einem Einsetzen des Sedimenttransports für diesen Korngrößenbereich bei einer Geschwindigkeit von 0,60 bis 0,76 m/sec (1 m über Sohle) gerechnet werden.

Um die obere Stabilitätsgrenze für diese 2D-Sand Waves abschätzen zu können, finden sich bei W. R. COSTELLO & J.B. SOUTHARD (1981, Fig. 7) und J.H.J. TERWINDT & M.J.N. BROUWER (1986, Fig. 14) Hinweise auf jene Grenzgeschwindigkeit, bei der sich der Übergang von 2D zu 3D-Formen vollzieht. Dieser Wert liegt bei Tiefen über 1 m bei ca. 0,8 m/sec.

Die in Verbindung mit der schräggeschichteten Fazies auftretende pelitreiche Sand-Pelit-Wechselschichtung dürfte einer sandarmen, schlickreichen Fazies, welche zwischen den Sandwellenfeldern zu Ablagerung gelangt ist, entsprechen. Auch inaktive Großrippelfelder wurden von dieser schlickreichen Fazies überlagert, wie in den Sandgruben Hellmayr und Kronlachner zu beobachten ist. Ob in dieser Wechselschichtung

eine Gezeitenrhythmik abgebildet ist, wie sie R. D. KREISA & R.J. MOIOLA (1986) und B. TESSIER & P. GIGOT (1989) in Form von „vertikal angelagerten Gezeitenbündelstrukturen“ beschrieben haben, konnte hier nicht untersucht werden.

5.2. Interpretation der Feinkies- und Grobsandfazies

Die weitgehend strukturlose Feinkies- und Grobsandfazies wurde in den randnahen Bereichen zur Böhmi­schen Masse aufgefunden. Im Aufschluß Oberreichenbach, wo diese Fazies direkt auf den Linzer Sanden transgrediert, ist zu erkennen, daß sie Füllungen flacher Rinnen repräsentiert, wobei Meter-große Mergelklasten inkorporiert sind. Die Gradierung sowie die besondere Ausbildung der Kornsummenkurve (Abb. 13b) lassen es wahrscheinlich erscheinen, daß es sich hier um Ablagerungen aus hochkonzentrierten Suspensionsströmen handelt. Als auslösende Ereignisse sind Sturmfluten vorstellbar.

Für diesen randnahen Bereich der Böhmi­schen Masse ist eine ästuarartige Gliederung vorstellbar, wobei periodisch Flüsse und Bäche größere Mengen von grobklastischem Material angeliefert haben. Die wiederholt zu beobachtende Bioturbation in Form von großen Bauten vom Typ Ophiomorpha weist auf die marinen Bedingungen dieser Sedimentationsräume hin.

Die Grobblocklage in Außertreffling läßt es wahrscheinlich erscheinen, daß auch gravitativ induzierter Sedimenttransport bei der Sedimentation dieser Fazies beteiligt war. Aus dem Umstand, daß diese grobe Fazies lagenweise auch in die schräggeschichtete Grobsandfazies eingreift (z. B. Weinzierlbruck – Sandgrube Hellmayr Abb. 5, Abschnitt VI), kann geschlossen werden, daß diese Fazies in weiten Gezeitenrinnen zur Ablagerung gekommen ist. Über die Art des sedimentären Environments lassen sich erst dann nähere Angaben machen, wenn über die regionale Verbreitung der Feinkies- und Grobsandfazies genauere Informationen vorliegen.

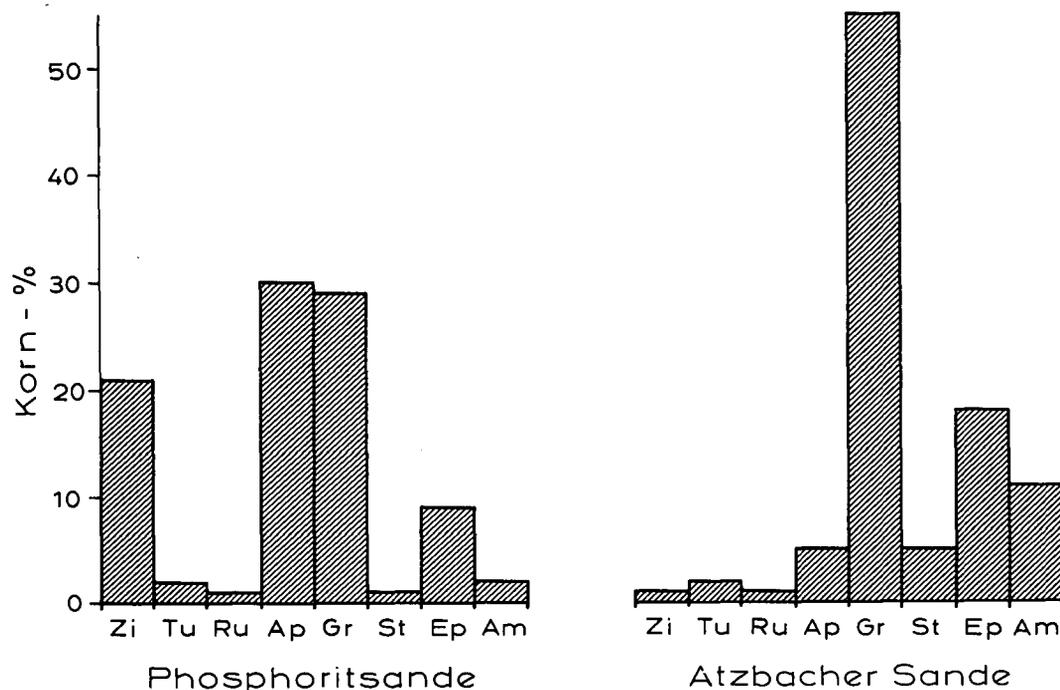


Abb. 15. Gegenüberstellung der durchschnittlichen Schwermineralverteilung der Phosphoritsande und Atzbacher Sande. Zi = Zirkon; Tu = Turmalin; Ru = Rutil; Ap = Apatit; Gr = Granat; St = Staurolith; Ep = Epidot; Am = Amphibol.

6. Die Schwermineralverteilung

Aus den Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden liegen insgesamt 20 auswertbare Schwermineralproben (Kornzahl >100) vor. Allerdings weisen nur 11 Proben über 200 transluzente Mineralkörner auf, wobei Glimmer und Chlorit nicht mitgezählt wurden. Das untersuchte Korngrößenspektrum liegt bei 0,4–0,063 mm.

Wie der Tabelle 1 zu entnehmen ist, handelt es sich um Apatit-Granat-Zirkon-dominierte Spektren. Der Anteil des nächsthäufigen Minerals Epidot, mit durchschnittlich 9 %, ist jedoch in den Sanden der Aufschlüsse Gschnarret und Mitterndorf deutlich höher (bis 39 %) als in den übrigen Aufschlüssen.

Für Vergleichszwecke stehen in Tab. 1 noch 15 Schwermineralproben von G. WOLETZ (1964) zur Verfügung (Korngrößenspektrum: 0,1–0,05 mm). Zirkon, Apatit und Granat lassen denselben Trend erkennen, jedoch zeichnet sich die Mehrzahl der Proben von G. WOLETZ durch deutlich höhere Gehalte an Epidot und Amphibol aus. Auch bei Staurolith werden etwas höhere Werte mitgeteilt. Betrachtet man jedoch die großen Variationsbreiten, so ist zu vermuten, daß die Unterschiede bei den Mittelwerten hauptsächlich auf eine zu geringe Probenzahl zurückzuführen sein werden. Auch den verschiedenen Korngrößenspektren wird ein entsprechender Einfluß zukommen.

Besonders markante Unterschiede ergeben sich zwischen den Phosphoritsanden und den Atzbacher Sanden (Abb. 15 und 16). Die Atzbacher Sande führen fast keinen Zirkon und nur sehr wenig Apatit. Es ist daher naheliegend, daß der erhöhte Gehalt an Zirkon und Apatit in den Phosphoritsanden den Einfluß der Böhmisches Masse repräsentiert. Hingegen weisen Granat,

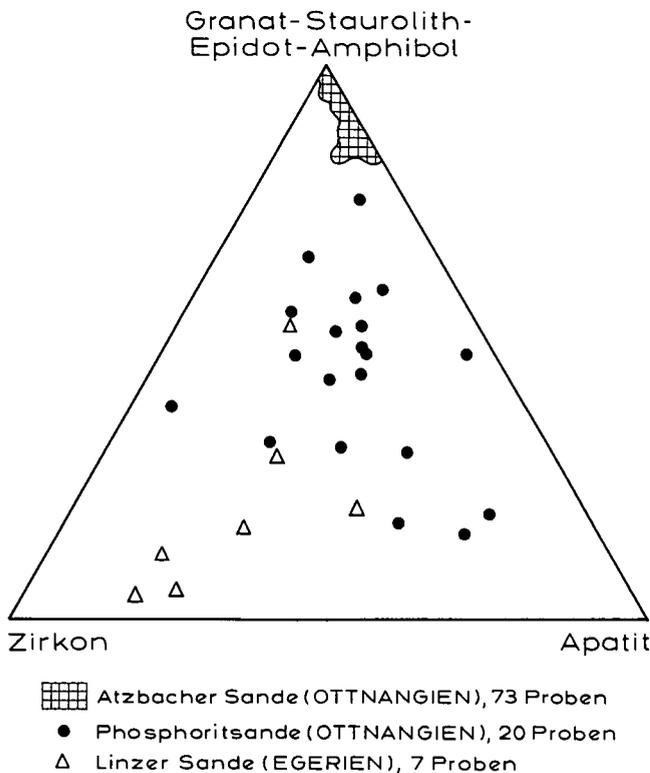


Abb. 16.
Die Verteilung der Schwerminerale der Atzbacher Sande, Phosphoritsande (und Fossilreichen Grobsande) und Linzer Sande im Dreieck [Granat-Staurolith-Epidot-Amphibol] – [Zirkon] – [Apatit].

Tabelle 1.
Die durchschnittlichen Schwermineralgehalte in Korn-% sowie deren Variationsbreite.

1 = Oberflächenproben aus den Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden dieser Untersuchung; 2 = Vergleichsdaten aus Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden von G. WOLETZ (1964); 3 = Atzbacher Sande.

	1	2	3
Zirkon	21 (4–47)	20 (4–70)	1 (0– 5)
Turmalin	2 (0– 8)	3 (0– 9)	2 (0– 5)
Rutil	1 (0– 4)	2 (0–11)	1 (0– 3)
Apatit	30 (5–65)	10 (0–60)	5 (0–14)
Granat	29 (4–68)	15 (+–62)	55 (6–88)
Staurolith	1 (0– 3)	3 (0– 8)	5 (0–10)
Chloritoid	+ (0– 1)	+ (0– 1)	+ (0– 5)
Disthen	+ (0– 2)	1 (0– 2)	2 (0– 5)
Epidot	9 (0–39)	26 (+–76)	18 (1–62)
Amphibol	2 (0–12)	18 (0–58)	11 (0–37)
Andalusit	+ (0– 2)	+ (0– 1)	+ (0– 3)
Sillimanit	+ (0– 2)	1 (0– 3)	+ (0– 1)
Sonstige	4 (0–30)	1 (0– 7)	+ (0– 4)
Probenanzahl	20	15	73

Staurolith, Epidot, Amphibol sowie akzessorischer Chloritoid auf das alpine Liefergebiet hin (vgl. J. HERBST, 1985; P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987; P. FAUPL et al., 1988). Auch die unterlagernden Linzer Sande (7 Analysen) zeigen eine deutliche Zirkon-Apatit-Dominanz. Das metamorphe Spektrum tritt dort weitgehend zurück. Es ist daher vorstellbar, daß ein bedeutender Teil von Zirkon und Apatit in den Phosphoritsanden nicht alleine auf primäre Zufuhr aus der Böhmisches Masse zurückzuführen ist, sondern daß beträchtliche Mengen aus der Aufarbeitung von solchen Zirkon- und Apatit-dominierten Sandserien auch aus dem Liegenden der Phosphoritsande stammen. Hinweise auf intensive Fossilumlagerungen (J. SCHADLER, 1944; W. FUCHS, 1968) stützen diese Vorstellung.

7. Paläogeographie

Gezeitenbeeinflusste Sedimente sind sowohl aus der westlichen als auch aus der zentralen Paratethys bekannt. Es handelt sich dabei um Ablagerungen des Burdigals.

Aus der Umgebung von Fribourg haben Ph.A. ALLEN & P. HOMEWOOD (1984) Sand Waves mit Sethöhen von 1 bis 2 m beschrieben, die eine ausgeprägte Bündelstruktur erkennen lassen. In der Ausbildung des Muschelsandsteins, im off-shore Bereich der Oberen Meeresmolasse, konnten Ph.A. ALLEN et al. (1985) zwei Sand Wave-Fazies unterscheiden. Die eine Fazies, charakterisiert durch steiles Einfallen der Leeblätter, ist durch stark asymmetrische Tidenströmungen geprägt. Für die zweiten Fazies, mit niedrigen Leeblattwinkeln, wird eine weniger stark ausgeprägte Asymmetrie angenommen.

J. HÜLSEMANN (1955) beschreibt aus der Oberen Meeresmolasse von Oberschwaben sedimentäre Strukturen und Paläoströmungsdiagramme, und vergleicht sie mit rezenten Sedimenten des Nordsee-Watts. Es

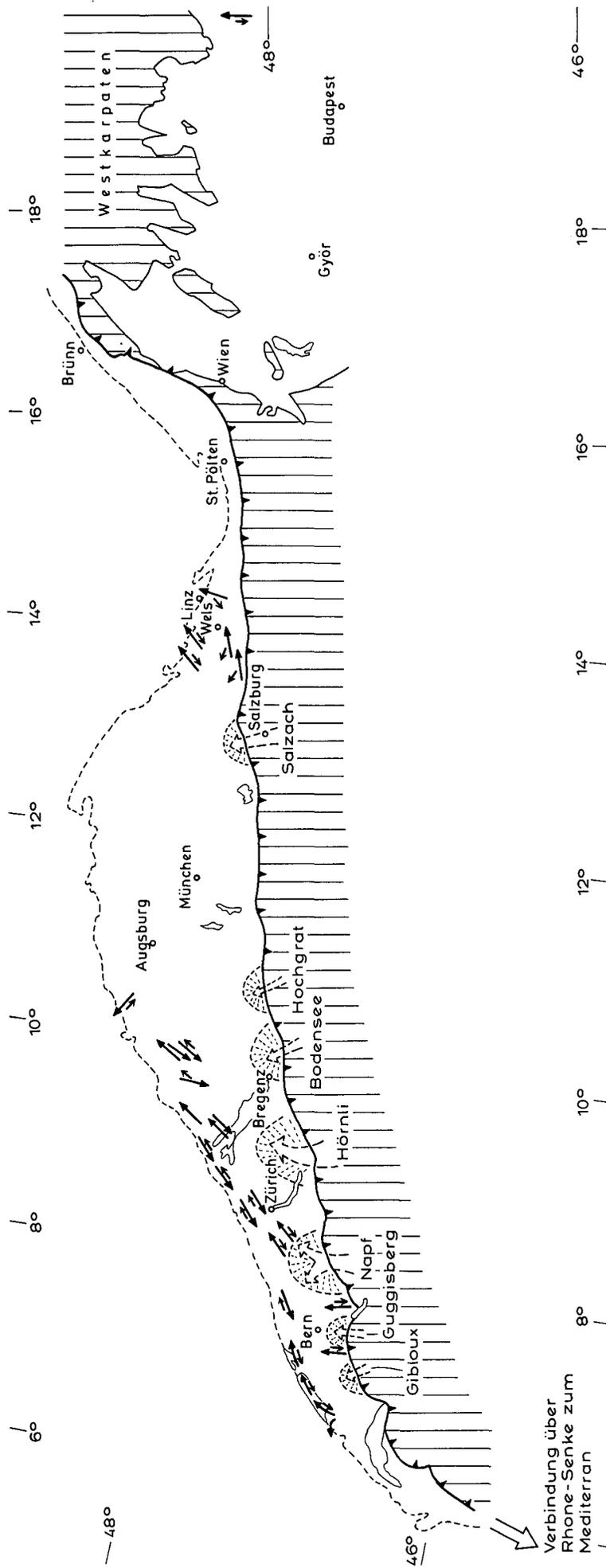


Abb. 17.
 Zusammenstellung der Paläoströmungsdaten von gezeitenbeeinflussten Sedimenten des Oberen Eggenburgens bis Otnangiens (Burdigal) in der zentralen und westlichen Paratethys.
 Paläoströmungsdaten nach Ph. A. ALLEN et al. (1985); J. HÜLSEMANN (1955); P. FAUPL & R. ROETZEL (1987); H. G. KRENNMAYR (1989); G. TARI et al. (1989).
 Große Pfeile = dominierender Tidenstrom, kleine Pfeile = untergeordneter Tidenstrom.

darf angenommen werden, daß es auch bei diesen Schrägschichtungsgefügen (l.c., Abb. 10 u. 11, Fig. 3 u. 4) um Sand Wave-Strukturen handelt.

Im Ottnangien der oberösterreichischen Molassezone (Atzbacher und Enzenkirchner Sande) konnten P. FAUPL & R. ROETZEL (1987) ebenfalls Sand Wave-Strukturen beobachten, die sich mit den in dieser Arbeit dargestellten ebenfalls gut vergleichen lassen. Besonders das Schrägschichtungsgefüge der Fazies A3-4 sowie B1-2 sind besonders hervorzuheben. Der Hauptunterschied zu den Phosphoritsanden liegt in der Dimension der Schrägschichtungssets. So bleiben die Setmächtigkeiten in den Atzbacher und Enzenkirchner Sanden deutlich unter einem Meter, während in den Phosphoritsanden bis zu mehrere Meter hohe Sets auftreten. Ein weiterer Unterschied liegt darin, daß in den Atzbacher Sanden, besonders in der Fazies A3, trogförmige Sets eine größere Verbreitung erlangen. Die Bedeutung dieser trogförmigen Sets wurde aufgrund der damaligen schlechteren Aufschlußsituation etwas unterschätzt (l.c., S. 423).

Aus dem Pétervásara Sandstein (Eggenburgien) von Nordungarn beschrieb G. TARI et al. (1989) ebenfalls eine Sand Wave Fazies mit bis zu 8 m dicken Sets, welche durch stark asymmetrische Gezeitenströmungen geprägt wurde.

Eine Zusammenschau der Paläoströmungsdaten aus der Paratethys wird in Abb. 17 gegeben. Ph.A. ALLEN et al. (1985, Fig. 19) konnten geschlossene Strömungszellen feststellen. Es darf daher angenommen werden, daß das Gezeitenregime der Paratethys durch eine ganze Reihe amphidromischer Knoten gekennzeichnet war.

Um eine so markante Faziesprägung durch die Aktivität von Gezeiten zu erhalten, erscheint mindestens ein mesotidales Meeresregime notwendig (vgl. P. HOMEWOOD & Ph.A. ALLEN, 1981). Lokale Beckenkonfigurationen scheinen zusätzlich zu Verstärkungen der Gezeitenwirkung geführt zu haben. Eine ästuarartige Gliederung der Küstenlinie im Bereich der Böhmisches Masse ist vorstellbar. Die allgemeine Verengung des Seeweges gegen Osten durch den Sporn der Böhmisches Masse wird ebenfalls aufschaukelnd gewirkt haben.

Eine der paläogeographischen Voraussetzungen für eine starke Gezeitentätigkeit liegt in einer durchgängig entwickelten Paratethys mit einer breiten Verbindung zum Ozean. Eine solche paläogeographische Situation hat kurzfristig im Untermiozän bestanden (vgl. F. RÖGL

& F. STEININGER, 1983, Taf.5), wo über die Rhonesenke eine weiträumige Verbindung zum Mittelmeer und Atlantik gegeben war. Auch aus dem Gebiet der Rhonesenke, in der burdigalen Molasse von Digne haben B. TESSIER & P. GIGOT (1989) Gezeitensedimente bekannt gemacht.

Nach B.U. HAQ et al. (1987) fällt in den Zeitraum zwischen 21 und 17,5 Ma ein markanter eustatischer Meeresspiegelanstieg um ca. 60 m (Zyklus TEJAS 2.1). Es wird hier vermutet (Abb. 18), daß die oben erwähnten intensiv gezeitenbeeinflussten Ablagerungen der westlichen und zentralen Paratethys bis Ungarn gemeinsam diesem kurzen Transgressionsereignis von ca. 4,5 Ma zugeordnet werden können (vgl. G. TARI et al., 1989). Eine relativ rasche Transgression ist unter anderem eine der Voraussetzungen für die Akkumulation relativ mächtiger Sandserien und wahrscheinlich auch für die Erhaltung der Sand Wave-Strukturen mitverantwortlich.

8. Schlußfolgerungen

In den Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden am Nordrand der oberösterreichischen Molassezone können, so wie in den Atzbacher Sanden (P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987), deutliche Merkmale von starker Gezeitenaktivität festgestellt werden.

Dominierend ist in diesen Sanden eine schräggeschichtete Grobsandfazies (Lithofazies II) mit mehreren Meter mächtigen Schrägschichtungseinheiten, die in Verbindung mit einer pelitreichen Subfazies mit Wechschichtung von Sand und Pelit steht.

Untergeordnet tritt eine Feinkies- und Grobsandfazies (Lithofazies I) auf, in der schräggeschichtete Partien nur sehr selten anzutreffen sind.

Die schräggeschichtete Grobsandfazies (Lithofazies II) kann als subtidale Sandwellenfazies interpretiert werden. Zwischen diesen Großrippelfeldern wurde die pelitreiche Subfazies abgelagert.

Der Schrägschichtungstyp der Lithofazies II ist etwa mit den Sand-Wave-Klassen III und IV von J.R.L. ALLEN (1980) zu vergleichen. Es handelt sich dabei um transversal zur Strömung angeordnete Sohlformen des unteren Strömungsregimes, und zwar um 2D-Sand Waves mit geraden Kammlinien.

Die Auswertung der granulometrischen Daten zeigt, daß trotz der Grobkörnigkeit der Sedimente, so wie bei

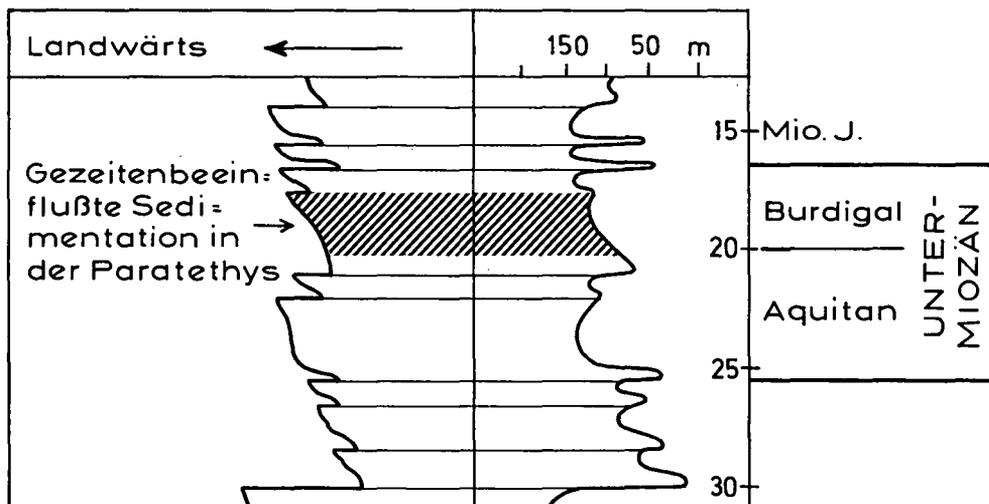


Abb. 18.
Relative Änderung des Coastal Onlaps und der eustatischen Meeresspiegelkurve im Untermiozän mit dem Zyklus 3. Ordnung TEJAS 2.1, (B.U. HAQ et al., 1987), dem vermutlich alle burdigalen gezeitenbeeinflussten Sedimente der Paratethys zuzuordnen sind.

den Atzbacher Sanden, ein Großteil der Sande in Bodennähe, teilweise in gradierter Suspension, teilweise auch rollend transportiert wurde. Dies ist wahrscheinlich auf die höhere Strömungsgeschwindigkeit zurückzuführen.

Die weitgehend strukturlose Feinkies- und Grobsandfazies (Lithofazies I) kann am ehesten mit Ästuarablagerungen in Verbindung gebracht werden. Untergeordnet sind in dieser Lithofazies Hinweise auf hochkonzentrierte Suspensionsströme innerhalb submariner Rinnen zu erkennen, für die als auslösendes Ereignis Sturmfluten vorstellbar sind.

Die Paläoströmungsdaten zeigen, ähnlich wie bei den Atzbacher Sanden (P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987) eine polymodale Verteilung und lassen eine ausgeprägte Asymmetrie in der Intensität der Gezeitenströmung erkennen. Aus paläogeographischen Gründen kann angenommen werden, daß die gegen NE bis NNE gerichtete Hauptströmung dem Flutstrom entsprochen hat. Die entgegengesetzte Strömung ist im Sedimentgefüge nur sehr untergeordnet vertreten und kann dem Ebbstrom zugeordnet werden.

Die Strömungsgeschwindigkeit in den Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden liegt schätzungsweise um 0,7 m/sec und ist damit etwas höher, als in den Atzbacher Sande, wo Strömungsgeschwindigkeiten um 0,5 m/sec errechnet wurden.

Die Schwermineralspektren der Grobsande führen als Hauptkomponenten Apatit, Granat, Zirkon und Epidot. Untergeordnet treten Amphibol, Turmalin, Rutil und Staurolith auf. Die Sande unterscheiden sich von den Atzbacher Sanden durch relativ hohe Apatit- und Zirkon-Gehalte und zeigen ein charakteristisches Mischspektrum von Mineralen des alpinen Liefergebietes und der Böhmisches Masse. Durch eine ebenfalls deutliche Zirkon-Apatit-Dominanz in den oligozänen Linzer Sanden ist es jedoch auch vorstellbar, daß ein beträchtlicher Teil der Grobsande des Ottnangiens nicht nur durch direkte Zufuhr von der Böhmisches Masse entstand, sondern durch Aufarbeitung älterer Sandserien aus dem Liegenden der Phosphoritsande gebildet wurde. Diese Annahme wird auch durch die zahlreichen umgelagerten älteren Fossilreste bekräftigt.

Die in dieser Arbeit präsentierte Faziesinterpretation steht im Gegensatz zu dem bisher vielfach vertretenen Fazieschema, in dem die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande als Litoralfazies des Ottnangiens aufgefaßt wurden.

Die zahlreichen Sedimentmerkmale sprechen jedoch sehr deutlich für eine Faziesprägung in einem stark gezeitenbeeinflussten subtidalen Milieu. Es konnten keine Hinweise auf eine Strandfazies gefunden werden.

Für eine derart markante Faziesprägung muß zumindest ein mesotidales Meeresregime angenommen werden.

Der deutliche Einfluß von Gezeiten auf das Sedimentgefüge konnte in den letzten Jahren von zahlreichen Bearbeitern in Sedimenten der zentralen und westlichen Paratethys festgestellt werden.

Die Voraussetzung für eine derartig starke Gezeitenaktivität ist eine durchgehend entwickelte Paratethys mit einer breiten Verbindung zum Ozean. Diese bestand kurzzeitig im Untermiozän, während des Oberen Eggenburgiens bis Ottnangiens.

Es ist anzunehmen, daß die intensiv gezeitenbeeinflussten Sedimente der zentralen und westlichen Parate-

thys und die große Sedimentakkumulation in direkten Zusammenhang mit dieser kurzzeitigen Meerestransgression im Untermiozän stehen.

Dank

Die Autoren danken besonders Frau Dr. G. WOLETZ für die Überlassung ihrer Schwermineraldaten und Herrn Dr. G. MALECKI, der das EDV-Programm Sedpak 4 zur Verfügung stellte.

Für die wertvollen Hinweise und Diskussionen sei Herrn Dr. Ch. RUPP herzlichst gedankt.

Allen Sandgrubenbesitzern danken wir für das Entgegenkommen und die Unterstützung bei den Geländearbeiten.

Die finanzielle Unterstützung für diese Arbeit kam aus dem Projekt OC 4a/1987 (Begleitende geologische Kartierung Innviertel).

Literatur

- ABERER, F.: Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **50** (1957), 23–93, 1 geol. Kt., Wien 1958.
- ABERER, F.: Das Miozän der westlichen Molassezone Österreichs mit besonderer Berücksichtigung der Untergrenze und seiner Gliederung. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **52** (1959), 7–16, 1 Abb., 1 Beil., Wien 1960.
- ALLEN, J.R.L.: Sand waves: a model of origin and internal structure. – Sed. Geol., **26**, 281–328, 8 figs., Amsterdam 1980.
- ALLEN, Ph.A. & HOMEWOOD, P.: Evolution and mechanics of a Miocene tidal sandwave. – Sedimentology, **31**, 63–81, 13 figs., 6 tabs., Oxford 1984.
- ALLEN, Ph.A., MANGE-RAJETZKY, M., MATTER, A. & HOMEWOOD, P.: Dynamic palaeogeography of the open Burdigalian seaway, Swiss Molasse basin. – Eclogae geol. Helv., **78/2**, 351–381, 19 figs., 1 tabl., Basel 1985.
- BAUBERGER, W. & UNGER, H.J.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7446 Passau. – 175 S., 28 Abb., 16 Tab., 8 Beil., 1 Kt., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1984.
- BELDERSON, R.H., JOHNSON, M.A. & KENYON, N.H.: Bedforms. – In: STRIDE, A.H. [Ed.]: Offshore Tidal Sands. – 27–57, London-New York (Chapman & Hall) 1982.
- BIERBRAUER, E.: Über ein neues Aufbereitungsverfahren. – Berg-Hüttenm. Jb., **85/3–4**, 204–208, 2 Abb., Wien 1937a.
- BIERBRAUER, E.: Das Pickverfahren – eine neue Aufbereitungsmöglichkeit für grobkörnige Mineralgemische. – Metall und Erz, **34/23**, 599–610, 7 Bilder, 3 Taf., Halle/S. 1937b.
- BRAUMÜLLER, E.: Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in Oberösterreich und Salzburg. – Erdöl-Z., **77/11**, 509–520, 2 Taf., Wien – Hamburg 1961.
- BRZOBOHATÝ, R. & SCHULTZ, O.: Die Fischfauna der Innviertler Schichtengruppe und der Rzehakia Formation. – In: PAPP, A., RÖGL, F. & SENEŠ, J.: M₂ Ottnangien. Die Innviertler, Salgótarjánier, Bántapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation. – Chronostratigraphie und Neostatotypen, **3**, 652–693, 5 Taf., Bratislava 1973.
- BÜRGL, H.: Die oligo-miozäne Schichtfolge im Gebiet von Taufkirchen – Andorf im oberösterreichischen Innviertel. – Geol. Ber. Nr. **5**, PRAM-Erdöl-Explorations-Ges.m.b.H., II+31 S., zahlr. Fotos, 2 Beil. (1 Kt.), Leoprechting 1951a.
- BÜRGL, H.: Die jüngsten Ergebnisse der Schurfböhrungen Taufkirchen. – Ber. Nr. **6**, PRAM-Erdöl-Explorations-Ges.m.b.H., V+11 S., 10 Beil., 1951b.
- CICHA, I., RÖGL, F., ČTYROKA, I., ZAPLETALOVÁ, I. & PAPP, A.: Die Foraminiferen des Ottnangien. – In: PAPP, A., RÖGL, F. & SENEŠ, J.: M₂ Ottnangien. Die Innviertler, Salgótarjánier, Bántapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation. – Chronostratigraphie und Neostatotypen, **3**, 297–325, 328–353, Taf.1–11, Bratislava 1973.

- COMMENDA, H.: Materialien zur Geognosie Oberöstereichs. – Jahresber. Mus. Francisco-Carolinum, **58**, 272 S., 1 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Linz 1900.
- CONSTANTINI, G.: Österreichs Phosphoritlager. – Z. prakt. Geol., **44/5**, 81–82, 1 Abb., Halle 1936.
- COSTELLO, W.R. & SOUTHARD, J.B.: Flume experiments on lower flow regime bed forms in coarse sand. – J. Sed. Petr., **51**, 849–864, Tulsa 1981.
- ČTYROKÝ, P., HÖLZL, O., KÓKAY, J., SCHLICKUM, W.R., SCHULTZ, O., STRAUCH, F. & STEININGER, F.: Die Molluskenfaunen des Ottnangien. – In: PAPP, A., RÖGL, F. & SENES, J.: M₂ Ottnangien. Die Innviertler, Salgótarján, Bántapusztaer Schichtengruppe und die *Rzehakia* Formation. – Chronostratigraphie und Neostratotypen, **3**, 380–615, 30 Taf., Bratislava 1973.
- DALRYMPLE, R.W.: Morphology and internal structure of sandwaves in the Bay of Fundy. – Sedimentology, **31**, 365–382, Oxford 1984.
- EDER, M.R.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen des Jungtertiärs im Raum von Passau. – Diss. Univ. München, III+90 S. + Anhang (V S.), 6 Bilder, München 1955.
- ENICHLMAYR, E.: Kohlenprospektion der SAKOG. – Berg-Hüttenm. Mh., **128/4** (1983), 119–125, 4 Abb., Wien 1983.
- FAUPL, P. & ROETZEL, R.: Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottnangien) in der oberösterreichischen Molassezone. – Jb. Geol. B.-A., **130/4**, 415–447, 30 Abb., 3 Tab., Wien 1987.
- FAUPL, P., ROHRICH, V. & ROETZEL, R.: Provenance of the Ottnangian Sands as Revealed by Statistical Analysis of their Heavy Mineral Content (Austrian Molasse Zone, Upper Austria and Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **131/1**, 11–20, 5 figs., 5 tabs., Wien 1988.
- FRIEDMAN, G.M.: On sorting, sorting coefficients, and the log-normality of the grain-size distribution of sandstones. – J. Geol., **70**, 737–753, 10 figs., 5 tabs., Chicago 1962.
- FUCHS, W.: Bericht 1962 über Aufnahmen auf Blatt Schärding (29). – Verh. Geol. B.-A., **1963/3**, A21–A22, Wien 1963.
- FUCHS, W.: Bericht 1963 über Aufnahmen auf den Blättern Schärding (29) und Neumarkt im Hausruckkreise (30). – Verh. Geol. B.-A., **1964/3**, A19–A20, Wien 1964.
- FUCHS, W.: Die Sedimente am Südrande und auf dem kristallinen Grundgebirge des westlichen Mühlviertels und des Sauwaldes. – In: FUCHS, G. & THIELE, O.: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. – 43–58, 1 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1968.
- FUCHS, W.: Die Molasse und ihr nichthelvetischer Vorlandanteil am Untergrund einschließlich der Sedimente auf der Böhmisches Masse. – In: OBERHAUSER, R. [Hrsg.]: Der geologische Aufbau Österreichs. – 1. Aufl., 144–176, 11 Abb., Wien-New York (Springer) 1980.
- FÜCHTBAUER, H.: Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. – Erdöl u. Kohle, **12/8**, 605–613, 7 Abb., 2 Taf., Hamburg 1959.
- GERSCHBACHER, H.: Untersuchungen über den Aufschluß ostmährischer Phosphorite mit heißen Säuredämpfen. – Berg-Hüttenm. Mh., **87/6**, 128–132, 1 Abb., Wien 1939.
- GLAISTER, R.P. & NELSON, H.W.: Grain-size distributions, an aid in facies identification. – Bull. Canad. Petrol. Geol., **22/3**, 203–240, 14 figs., 4 tabs., 1 pl., Calgary 1974.
- GOLDBRUNNER, J.E.: Zur Hydrogeologie des oberösterreichischen Molassebeckens. – Steir. Beitr. Hydrogeol., **36**, 83–102, 6 Abb., 2 Tab., Graz 1984.
- GÖTZINGER, M.A.: Industriemineralien, Steine und Erden in Österreich. – Schriften Ver. Verbreitung naturwiss. Kenntnisse Wien, **122/123**, 27–66, Wien 1984.
- GRILL, R.: Oligocän und Miocän im Gallneukirchner Becken östlich Linz a.d. Donau und den anschließenden Gebieten des böhmischen Massivrandes. – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **70/26**, 306–308, Wien 1933.
- GRILL, R.: Das Oligocänbecken von Gallneukirchen bei Linz a.d. und seine Nachbargebiete. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **28** (1935), 37–72, 1 Kt., Wien 1937.
- GRILL, R.: Über erdölgeologische Arbeiten in der Molassezone von Österreich. – Verh. Geol. B.-A., **1945/1–3**, 4–28, 3 Abb., Wien 1947.
- GRILL, R.: Aufnahmen 1953 auf Blatt Wels (49). – Verh. Geol. B.-A., **1954/1**, 42–44, Wien 1954.
- GRILL, R.: Aufnahmen 1954 auf Blatt Wels (49). – Verh. Geol. B.-A., **1955/1**, 34–36, Wien 1955.
- GÜMBEL, C.W. v.: Die miocänen Ablagerungen im oberen Donaugebiete und die Stellung des Schliers von Ottnang. – Sitz. Ber. bayer. Akad. Wiss., math.-phys. Cl., **17** (1887), 221–325, Abb., München 1888.
- HAGN, H., MALZ, H. & MARTINI, E.: Miozäne Vorland-Molasse Niederbayerns und Kreide von Regensburg. Exkursion G 3: Holzbach. – Geologica Bavarica, **82**, 269–272, 2 Abb., München 1981.
- HAUER, F. v.: Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino. – Sitz. Ber. k. Akad. Wiss., math.-natw. Cl., **25/1**, 253–348, 4 Taf., Wien 1857.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R.: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. – Science, **235**, 1156–1167, 1987.
- HERBST, J.: Die Ursalzach-Schüttung (Ottnang/Miozän) - Eine Studie über das Liefergebiet aufgrund der Schwermineralführung. – Unveröff. Diss. natw. Fak. Univ. Salzburg, VI+138 S., 16 Abb., 2 Tab., 6 Fotos, 8+2 Taf., Salzburg 1985.
- HOFMANN, E.: Pflanzenreste aus dem Phosphoritvorkommen von Prambachkirchen in Oberdonau. I. Teil. – Palaeontographica, **88**, Abt. B, 1–86, 14 Abb., 13 Taf., Stuttgart 1944.
- HOFMANN, E.: Pflanzenreste aus dem Phosphoritvorkommen von Prambachkirchen in Oberösterreich. II. Teil. – Palaeontographica, **92**, Abt. B, 121–183, 18 Abb., 5 Taf. (Taf. IX–XIII), Stuttgart 1962.
- HOLY, H.: Abschlußbericht über den Forschungsauftrag Taufkirchen. – Ber. PRAM-Erdöl-Explorations-Ges.m.b.H., III+8 S., 6 Beil., 1952.
- HOMEWOOD, P. & ALLEN, Ph.: Wave-, tide-, and current-controlled sandbodies of Miocene Molasse, Western Switzerland. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **65/12**, 2534–2545, 16 figs., 1 tab., Tulsa 1981.
- HOUTHUYS, R. & GULLENTOPS, F.: Tidal transverse bars building up a longitudinal sand body (Middle Eocene, Belgium). – In: DE BOER, P.L., VAN GELDER, A. & NIO, S.D. [eds.]: Tidal-Influenced Sedimentary Environments and Facies, 153–166, Dordrecht-Boston-Lancaster-Tokyo (Reidel Pub. Comp.) 1988.
- HÜLSEMANN, J.: Großrippeln und Schrägschichtungs-Gefüge im Nordsee-Watt und in der Molasse. – Senck. leth., **36/5–6**, 359–388, 14 Abb., 3 Taf., Frankfurt/M. 1955.
- KLEIN, G. DE VRIES: Clastic Tidal Facies. – 149 S., Champaign (Continuing Education Publ. Comp.) 1977.
- KOHL, H.: Die geologischen Aufschlüsse beim Bau der Mühlkreis-Autobahn 1974–1980. – Naturk. Jb. Stadt Linz, **30** (1984), 9–42, 15 Abb., Linz 1987.
- KRAUS, E.: Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen in Niederbayern an der Donau. – Geognost. Jh., **28** (1915), 91–168, 14 Abb., 1 geol. Kt., München 1916.
- KREISA, R.D. & MOIOLA, R.J.: Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated sedimentary structures of the Curtis Formation, Utah. – Geol. Soc. Am., Bull., **97**, 381–387, Boulder 1986.
- KRENMAYR, H. G.: Beiträge zum Quartär und Tertiär im Gebiet der Ager und Vöckla zwischen Vöcklamarkt und Attnang-Puchheim (O. Ö.). – Unveröff. Dipl.-Arb. form.-natw. Fak. Univ. Wien, 113 S., 57 Abb., 6 Beil., Wien 1989.
- KÜHN, O. mit Beiträgen von STEININGER, F. & SCHULTZ, O.: Korallen aus dem Helvetien von Österreich. – Sitz. Ber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, **174/7–10**, 279–313, 1 Abb., 2 Taf., Wien 1965.
- KYRLE, G.: Wirtschaftsgeographie der neuentdeckten Phosphoritlager in Oberösterreich. – Mitt. Geogr. Ges. Wien, **77**, 44–53, 2 Abb. (Taf. II, III), Wien 1934a.
- KYRLE, G.: Die Lagerstätten der neuentdeckten Phosphorite in Oberösterreich. – Die Landeskultur, **10/1934**, 1–4, Wien 1934b.

- LENGAUER, Ch., TICHY, G. & ENICHLMAYR, E.: Beiträge zur paläogeographischen Entwicklung der Taufkirchner Bucht (Oberösterreich). – Jb. Oö. Mus. Ver., **132**, 165–210, 15 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Linz 1987.
- MALECKI, G.: SEDPAK – Charakterisierung von Sedimenten aufgrund der Korngrößenanalyse. – Ber. Geol. B.-A., **1**, Blg. 12, Wien (Geol. B.-A.) 1986.
- MARSAL, D.: Statistische Methoden für Erdwissenschaftler. – XII+152 S., 40 Abb., 7 Tab., Stuttgart (Schweizerbart) 1967.
- MCCABE, P.J. & JONES, C.M.: Formation of reactivation surfaces within superimposed deltas and bedforms. – J. Sed. Petr., **47**, 707–715, Tulsa 1977.
- MEIXNER, H.: Zur Phosphorit-Kollophanfrage. – In: MEIXNER, H.: Früchte mineralogischer Gemeinschaftsarbeit. – Fortschr. Min. Krist. Petrogr., **23**, 142, Berlin 1939.
- MILLER, M.C., McCAVE, I.N. & KOMAR, P.D.: Threshold of sediment motion under unidirectional currents. – Sedimentology, **24/4**, 507–527, Oxford 1977.
- MOSS, A.J.: The physical nature of common sandy and pebbly deposits, Part I. – Am. J. Sci., **260**, 337–373, New Haven 1962.
- MOSS, A.J.: The physical nature of common sandy and pebbly deposits, Part II. – Am. J. Sci., **261**, 297–343, New Haven 1963.
- MOWBRAY, T. de & VISSER, M.J.: Reactivation surfaces in subtidal channel deposits, Oosterschelde, southwest Netherlands. – J. Sed. Petr., **54/3**, 811–824, Tulsa 1984.
- MÜLLER, G.: Das Sand-Silt-Ton-Verhältnis in rezenten marinen Sedimenten. – N. Jb. Mineral., Mh., **1961**, 148–163, 11 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1961.
- MÜLLER, R. & GERSCHBACHER, H.: Neue Wege zum Aufschluß von Rohphosphoriten. – Berg-Hüttenm. Mh., **86/10**, 241–244, 1 Abb., Wien 1938.
- NATHAN, H.: Geologische Ergebnisse der Erdölbohrungen im Bayerischen Innviertel. – Geologica Bavarica, **1**, 1–68, 5 Abb., 6 Tab., 1 Taf., München 1949.
- NEUMAIER, F. & WIESENER, H.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im niederbayerischen Tertiär. – Sitz. Ber. bayr. Akad. Wiss., math.-natw. Abt., **1939/1-II**, 177–252, 7 Fig., 2 Taf. (1 geol. Kt.), München 1939.
- OLIVIER, J.P., HICKIN, G.K. & ORR, C.Jr.: Rapid, automatic particle size analysis in the subsieve range. – Powder Technology, **4** (1970/71), 257–263, 4 figs., 1 tab., Amsterdam 1971.
- PAPP, A., RÖGL, F. & STEININGER, F.: Führer zur Paratethys-Exkursion 1970 in die Neogen-Gebiete Österreichs. – 57 S., 2 Tab., Wien (Paläont. Inst. Univ. Wien) 1970.
- PASSEGA, R.: Texture as characteristic of clastic deposition. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **41/9**, 1952–1984, 17 figs., Tulsa 1957.
- PASSEGA, R.: Grain size representation by CM Patterns as a geological tool. – J. Sed. Petr., **34/4**, 830–847, 11 figs., Tulsa 1964.
- PASSEGA, R. & BYRAMJEE, R.: Grain-size image of clastic deposits. – Sedimentology, **13**, 233–252, 5 figs., Amsterdam 1969.
- PESCHEL, R.: Erläuterungen zur „Geologischen Karte von Linz und Umgebung“. – Naturk. Jb. Stadt Linz, **28** (1982), 181–236, 6 Abb., 1 Kt., Linz 1982.
- PFEIL, F. H.: Zahnmorphologische Untersuchungen an rezenten und fossilen Haien der Ordnung Chlamydoselachiformes und Echinorhiniformes. – Palaeoichthyologica, **1**, 1–315, 146 Abb., München 1983.
- POLAGNOLI, J.: Über Quarzsandvorkommen in der Ostmark. – Unveröff. Diss. Techn. Hochsch. Wien (Inst. Mineral. Baustoffkunde II), 86 S., Abb., Wien um 1940.
- REISSNER, R.: Untersuchungen über den thermischen Aufschluß österreichischer Phosphorite. – Berg-Hüttenm. Mh., I. Teil: **86/3**, 45–50; II. Teil: **86/4**, 57–67, 1 Abb., 18 Tab., Wien 1938.
- RITTER, L.: Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molassegesteinen von Niederbayern und Oberösterreich. – Unveröff. Diss. Univ. München, 77+X S., 35 Abb., München 1953.
- RÖGL, F.: Die Foraminiferenfauna aus den Phosphoritsanden von Plesching bei Linz (Oberösterreich) – Ottnangien (Unter-Miozän). – Naturk. Jb. Stadt Linz, **15** (1969), 213–234, 1 Tab., 4 Taf., Linz 1969.
- RÖGL, F., SCHULTZ, O. & HÖLZL, O.: Holostratotypus und Faziostratotypen der Innviertler Schichtengruppe. – In: PAPP, A., RÖGL, F. & SENEŠ, J.: M₂ Ottnangien. Die Innviertler, Salgótarján, Bántapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation. – Chronostratigraphie und Neostratotypen, **3**, 140–196, Abb. 19–23, Tab. 4, Bratislava 1973.
- RÖGL, F. & STEININGER, F.: Vom Zerfall der Tethys zu Mediteran und Paratethys. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **85/A**, 135–163, 2 Abb., 14 Taf., Wien 1983.
- ROLLE, F.: Über die geologische Stellung der Horner Schichten in Nieder-Österreich. – Sitz.-Ber. k. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **36/13–16**, 37–84, 3 Taf., Wien 1859.
- SALVERMOSER, St.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen der tertiären und quartären Sedimente im westlichen Sauwald/Oö. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 138 S., 44 Abb., 11 Tab., 5 Taf., 4 Beil. (1 geol. Kt.), München 1989.
- SCHADLER, J.: Ein neues Phosphoritvorkommen (Plesching bei Linz, Oberösterreich). – Verh. Geol. B.-A., **1932/7–8**, 129–130, Wien 1932.
- SCHADLER, J.: Weitere Phosphoritfunde in Oberösterreich. – Verh. Geol. B.-A., **1934/4–5**, 58–60, Wien 1934a.
- SCHADLER, J.: Phosphoritvorkommen in Oberösterreich. – Min. Petrogr. Mitt., **45/5–6**, 466–469, 1 Abb., Leipzig 1935b.
- SCHADLER, J.: Aufnahmebericht von Dr. J. Schadler über Blatt Linz-Eferding (4652). – Verh. Geol. B.-A., **1936/1–2**, 79–81, Wien 1936.
- SCHADLER, J.: Zur Phosphatfrage in der Ostmark. – Z. dt. Geol. Ges., **90/6–7**, 405–408, Berlin 1938.
- SCHADLER, J.: Fundumstände und geologisches Alter der Pflanzenreste aus dem Phosphoritvorkommen von Prambachkirchen in Oberdonau. – In: HOFMANN, E.: Pflanzenreste aus dem Phosphoritvorkommen von Prambachkirchen in Oberdonau. – Palaeontographica, **88**, Abt. B, 3–10, Abb. 1–2, Stuttgart 1944.
- SCHADLER, J.: Das Phosphoritvorkommen Plesching bei Linz a.d. Donau. – Verh. Geol. B.-A., **1945/1–3**, 70–77, 1 Kt., Wien 1947.
- SCHADLER, J.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000, Linz-Eferding. – Wien (Geol. B.-A.) 1952.
- SCHADLER, J.: Bodenrohstoffe. – In: OÖ-LANDESREGIERUNG [Hrsg.]: Oberösterreich. – 141–148, Linz um 1953.
- SCHADLER, J.: Geologische Karte von Linz und Umgebung 1 : 50.000. – Linzer Atlas, Linz (Kulturverwaltung Stadt Linz) 1964.
- SCHAFFER, F.X. & GRILL, R.: Die Molassezone. – In: SCHAFFER, F.X. [Hrsg.]: Geologie von Österreich. – 2.Aufl., 694–761, Abb. 1–7, 1 Tab., Wien (Franz Deuticke) 1951.
- SCHULTZ, O.: Der tertiäre Grobsand zwischen Höbmansbach und Rainbach bei Schärding am Inn, OÖ. – In: KÜHN, O.: Korallen aus dem Helvetien von Österreich. – Sitz. Ber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, **174/7–10**, 282–285, Wien 1965.
- SCHULTZ, O. mit einem Beitrag von STEININGER, F.: Die Selachierfauna (Pisces, Elasmobranchii) aus den Phosphoritsanden (Unter-Miozän) von Plesching bei Linz, Oberösterreich. – Naturk. Jb. Stadt Linz, **14** (1968), 61–102, 20 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Linz 1969.
- SCHULTZ, O.: Eine Fischzahn-Brekzie aus dem Ottnangien (Miozän) Oberösterreichs. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **76**, 485–490, 1 Abb., 1 Taf., Wien 1972.
- SEITNER, L.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen der ostniederbayrischen Molasse im Gebiet zwischen Fürstzell, Neukirchen am Inn und Rittsteig bei Passau. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, Teil I: [Kartierungsbericht], – 136+X S., 50 Abb., 3 Tab., 2 Taf. (Tl. II), 2 Beil. (Tl. II). Teil II: Sedimentpetrographische Untersuchungen

- gen der Oberen Meeresmolasse im Aufschluß Höch bei Fürstdoibl. – 81 S., 50 Abb., 1 Tab., 2 Beil., München 1977.
- SINDOWSKI, K.-H.: Die synoptische Methode des Kornkurven-Vergleiches zur Ausdeutung fossiler Sedimentationsräume. – *Geol. Jb.*, **73**, 235–275, 68 Abb., Hannover 1957.
- SLANSKY, M.: Géologie des phosphates sédimentaires. – *Mém. BRGM*, **114**, 1–92, 33 figs., 19 tabl., Orléans Cedex (Bureau de recherches géologiques et minières) 1980.
- SLANSKY, M.: Geology of sedimentary phosphates. – *Studies in Geology*, 210 p., 41 figs., 18 tabs., London (North Oxford Academic) 1986.
- SPILLMANN, F.: Contribución al estudio de la génesis de fosforitas. – *Bol. Soc. Geol. Perú*, **25**, Lima 1952.
- SPILLMANN, F.: Ein Versuch, die Entstehung der Phosphorite aus dem Raum von Linz zu klären. – *Jb. Oö. Mus. Ver.*, **117**, I. Abh., 251–280, 7 Abb., 6 Taf. (Taf. XXIX–XXXIV), Linz 1972.
- STADLER, J.: Geologie der Umgebung von Passau. – *Geognost. Jh.*, **38** (1925), 39–118, 28 Abb., 1 geol. Kt., München 1926.
- STEININGER, F.: Über eine Fossiliensammlung aus dem Stadtbereich von Linz. – *Naturk. Jb. Stadt Linz*, **12** (1966), 7–10, Taf. I–IV, Linz 1966.
- STEININGER, F.: Das Tertiär des Linzer Raumes. – In: PODZEIT, W. & STEININGER, F. [Red.], *STADTMUSEUM LINZ UND OÖ. LANDESMUSEUM* [Hrsg.]: Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes. – *Kat. Nr.* **64**, 35–53, 1 Tab., Taf. 1–14, Linz 1969.
- SUESS, F.E.: Beobachtungen über den Schlier in Oberösterreich und Bayern. – *Ann. k.k. Naturhist. Hofmus. Wien*, **6/3–4**, 407–429, 3 Abb., Wien 1891.
- TANZMEISTER, H.: Die Phosphoritlager von Prambachkirchen und ihre Gewinnung. – *Montan-Ztg.*, **67**, 24–25, Wien 1951.
- TARI, G., LEÉL-ÖSSY, S. & SZTANO, O.: Sand waves in the Early Miocene Pétervársara Sandstone, northern Hungary. – 10th IAS Reg. Meeting on Sedimentology, Abstracts, 233–234, Budapest 1989.
- TAUSCH, L. v.: Bericht über geologische Beobachtungen bei einigen Tertiärvorkommnissen im Innviertel (Oberösterreich) und in einem Theile von Nieder- und Oberbayern. (Ueber Schlier, Oncophora-Schichten und die Braunkohle des Hausrucks). – *Verh. Geol. R.-A.*, **1896/11**, 304–311, Wien 1896.
- TERWINDT, J. H.J. & BROUWER, M.J. N.: The behaviour of intertidal sandwaves during neap-spring tide cycles and the relevance for palaeoflow reconstruction. – *Sedimentology*, **33/1**, 1–31, 17 figs., apdx., Oxford 1986.
- TESSIER, B. & GIGOT, P.: A vertical record of different tidal cyclicities: an example from the Miocene Marine Molasse of Digne (Haute Provence, France). – *Sedimentology*, **36/5**, 767–776, 6 figs., Oxford 1989.
- THENIUS, E.: Wirbeltierfunde aus der paläogenen Molasse Österreichs und ihre stratigraphische Bedeutung. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1960/1**, 82–88, Wien 1960.
- UNGER, H.J.: Geologische Karte von Bayern 1 : 50.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. L7544 Griesbach im Rottal. – 245 S., 53 Abb., 19 Tab., 6 Beil., 1 Kt., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1984.
- UNGER, H.J. & BAUBERGER, W.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7546 Neuhaus a. Inn. – 103 S., 15 Abb., 7 Tab., 1 Beil., 1 Kt., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1985.
- VISHER, G.S.: Grain size distributions and depositional processes. – *J. Sed. Petr.*, **39/3**, 1074–1106, 21 figs., Tulsa 1969.
- VISHER, G.S. & HOWARD, J. D.: Dynamic relationship between hydraulics and sedimentation in the Altamaha Estuary. – *J. Sed. Petr.*, **44/2**, 502–521, 26 figs., Tulsa 1974.
- VISSER, M.J.: Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: A preliminary note. – *Geology*, **8**, 543–546, 5 figs., Boulder 1980.
- WALGER, E.: Die Korngrößenverteilung von Einzellagen sandiger Sedimente und ihre genetische Bedeutung. – *Geol. Rdsch.*, **51/2**, 494–507, 8 Abb., Stuttgart 1961.
- WALTJ, J.: Passau und seine Umgebung. – *Jber. Lyzeum Passau*, 1–18, Passau 1853.
- WENGER, W. F.: Die Foraminiferen des Miozäns der bayerischen Molasse und ihre stratigraphische sowie paläogeographische Auswertung. – *Zitteliana*, **16**, 173–340, 28 Abb., 22 Taf., München 1987.
- WOLETZ, G.: Sande vom Rande des Sauwaldes. Proben von W. Fuchs. – *Unveröff. Bericht Geol. B.-A.*, 1 S., 2 Beil. (Ergebnisse von Schwermineralanalysen), Wien 1964.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 16. Februar 1990.