

Aspekte der Sedimentation des Schlierenflesches

Autor(en): **Winkler, Wilfried**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **73 (1980)**

Heft 1

PDF erstellt am: **28.06.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-164957>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Aspekte der Sedimentation des Schlierenflysches¹⁾

Von WILFRIED WINKLER²⁾

ZUSAMMENFASSUNG

Die mindestens 1500 m mächtige Serie des Schlierenflysches (oberes Maastrichtien - unteres Eozän) ist aus terrigenen Turbiditschüttungen s.l. und hemipelagischen Tonen aufgebaut. Innerhalb der Serie, an eine charakteristische Fazies-Assoziation von geringer Sedimentationsrate gebunden, treten Lagen von reinem Montmorillonit (Bentonite) auf. Aufgrund tektonischer und sedimentologischer Kriterien kann die Hauptmasse des Schlierenflysches in einen externen und internen Fazies-Bereich gegliedert werden. Diese getrennte Fazies-Entwicklung könnte rein sedimentär oder aber auch durch synsedimentäre Veränderungen in der Beckenmorphologie verursacht sein.

ABSTRACT

The Schlieren Flysch is a series at least 1500 m thick built up by terrigenous turbidites s.l. and hemipelagic clays, ranging from late Maastrichtian up to early Eocene in age. Between the sandy sequences, layers of pure montmorillonite (bentonites) can be observed in a facies association characteristic of low sediment supply. The main mass of the Schlieren Flysch according to facies evolution and current directions can be divided into two facies belts (external and internal). This differentiation may be the result of sedimentological or synsedimentary tectonic evolution.

RÉSUMÉ

Le Flysch du Schlieren montre une série d'au moins 1500 m de puissance de grès terrigènes turbiditiques s.l. et d'argiles hémipélagiques, d'âge Maastrichtien supérieur à Eocène inférieur. Dans cette série, liés à une association de faciès de faible apport turbiditique, s'intercalent des niveaux de montmorillonite pure (bentonites). Sur la base de données tectoniques et sédimentologiques régionales, la masse principale du Flysch du Schlieren peut être subdivisée en deux zones de faciès, externe et interne. Cette évolution différente peut s'expliquer soit par des effets purement sédimentaires, soit par des modifications synsédimentaires de la morphologie du bassin.

Allgemeines zum Schlierenflysch

Dieser relativ gut aufgeschlossene und wenig deformierte Flysch gehört zu den beststudierten der Schweiz und wird schon seit über 100 Jahren von den Alpengeologen untersucht: KAUFMANN (1886), BUXTORF (1918, 1943), VONDERSCHMITT (1923) und SCHAUB (1951), um nur einige zu nennen. HERB & LEUPOLD (1966)

¹⁾ Beitrag Nr. 19 des Projektes 105 «Continental Margins in the Alps» des «International Geological Correlation Programme». Diese Arbeit wurde vom Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung, Projekt Nr. 2.783-0.77, unterstützt.

²⁾ Institut de Géologie, Université de Fribourg, Pérolles, CH-1700 Fribourg.

geben eine komplette Zusammenstellung der Erforschungsgeschichte des Schlierenflysches.

Die Hauptmasse des Schlierenflysches füllt eine weite NE streichende Mulde zwischen der nördlichen helvetischen Randkette und der Wildhorndecke im Süden. Im Süden liegen Klippen der Préalpes in Form des Giswiler Stockes und des Rotspitz auf. Zwischen Helvetikum, Schlierenflysch und Klippen ist Wildflysch variabler Mächtigkeit eingeschaltet.

Im Westen wird die Hauptmasse durch eine sinistrale etwa N-S orientierte Transversaldislokation im Sinne von PLANCHEREL (1979) von der Habkernmulde abgeschnitten. Sie streicht im Tal der Waldemme und erfasst auch Molasse und Helvetikum. Im Osten der Hauptmasse ist eine gleiche Dislokation in der Linie Luzern - Sarnersee streichend zu interpretieren. Ferner wird die Hauptmasse selbst durch eine weitere parallele sinistrale Dislokation in der Linie Rotbach - Glaubenbergpass - Rotspitz zerteilt.

In der Habkernmulde findet der Schlierenflysch seine unmittelbare Fortsetzung in Form einiger mehr oder weniger grosser Schollen (z. B. Bohlberg, Hundschnubel), die in Wildflysch eingebettet sind, der selbst zahlreiche Pakete von Schlierenflysch enthält. GEIGER (1957) fand im Nordosten der Hauptmasse in der Unterlage des Stanserhorns und Buochserhorns Reste von Schlierenflysch.

Grossräumige Korrelationen des Schlierenflysches mit anderen alpinen Flyschen wurden bereits wiederholt unternommen, wobei die Ähnlichkeit mit dem Gurnigelflysch (MOREL 1978, VAN STUIJVENBERG 1979) erwiesen zu sein scheint. Die ultrahelvetische Herkunft des Gurnigelflysches wurde neuerdings von CARON (1972, 1976) und HOMEWOOD (1974) in Frage gestellt und eine Ablagerung im piemontesisch-ligurischen Raum postuliert.

SCHAUB (1951) konnte mit Nummuliten und anderen Grossforaminiferen das Alter des Schlierenflysches von oberem Maastrichtien bis unteres Eozän bestimmen. HAY & MOHLER (in SCHAUB 1965) unternahmen die ersten Datierungen mit Nannoplankton. VAN STUIJVENBERG et al. (1979) konnten darauf hinweisen, dass das Nannoplankton auch im Maastrichtien und Danien des Schlierenflysches genauere Altersbestimmungen erlaubt als aufgearbeitete Grossforaminiferen. Palynologische Untersuchungen wurden von JAN DU CHENE (1977) angestellt; eine Korrelation seiner Daten mit der Nannoplanktonzonierung des oberen Maastrichtien und Danien ist in VAN STUIJVENBERG et al. (1979) kurz diskutiert.

Wie eingangs erwähnt, ist der Schlierenflysch in seiner Hauptmasse relativ wenig deformiert und bildet, abgesehen von einigen Aufschuppungen, drei grosse SW-NE streichende Mulden (Grosse Schliere, Feuerstein/Sattelstock, Nünalpstock/Hagleren).

Lithologie und sedimentologische Interpretationen

Die Formation des Schlierenflysches ist aus einer mindestens 1500 m mächtigen Abfolge hauptsächlich terrigener Turbiditschüttungen s.l. und grüner und zum Teil roter hemipelagischer Tone, die mehr oder weniger karbonatfrei sind, aufgebaut. Die Ablagerung erfolgte offensichtlich in einem Becken grosser Tiefe unter der Karbonatkompensationstiefe (CCD). Die Serie beginnt im oberen Maastrichtien

und geht bis ins untere Eozän. Ein ungestörter Übergang vom oberen Maastrichtien zum Danien konnte jedoch nicht festgestellt werden.

SCHAUB (1951) unterteilte den Schlierenflysch in fünf Formationen, die mit der hier kurz erarbeiteten Sedimentationsgeschichte gut in Einklang zu bringen sind und vorläufig weiterverwendet werden sollen. Die «Mergelzone» (Tonsteinzone wäre passender) von SCHAUB (1951) muss jedoch enger gefasst und später genauer definiert werden.

Aufgrund fazieller und tektonischer Überlegungen und beobachteter Schüttungsrichtungen kann die Schlierenflyschserie (so wie sie heute liegt) in einen externen Fazies-Bereich im Gebiet Feuerstein-Schlierengrat und in einen internen Fazies-Bereich in der Region Grosse Schliere und Nünalpstock unterteilt werden.

In den folgenden Abschnitten wird eine Übersicht der Schlierenflyschserie gegeben (siehe auch Fig. 1). Die im Text angegebenen Turbiditfazies von MUTTI & RICCI LUCCHI (1972) und MUTTI (1979) sind jeweils in Klammern beigelegt, z. B.: (C_1 - D_2). Altersbestimmungen wurden alle mit Nannoplankton vorgenommen.

1. Basaler Schlierenflysch

Oberes Maastrichtien: Bis heute konnten die Zonen 25b, c und 26 der Nannoplanktonzonierung von SISSINGH (1977) nachgewiesen werden. Dieser Abschnitt liegt immer tektonisch stark deformiert vor und enthält eine Vielfalt von Fazies-Typen, die offensichtlich keine altersmässige Abhängigkeit zeigen: feinsandige und pelitische Turbidite (C_2 - D_3), manchmal in Verbindung mit ebenfalls turbiditischen hellgrauen («Alberese») und bräunlichen Mikriten; grobkörnige dickbankige Sandsteine (C_2 , D_1) und vereinzelte Konglomerate (A); graue, an der Oberfläche bläulich anwitternde Mergel, die mächtige Bänke bilden können wie z. B. im Rotbach, wo sie über einem Konglomerat und Sandstein 4 m mächtig aufgeschlossen sind. Sie sind wahrscheinlich auch turbiditisch abgelagert worden. Eine eindeutige sedimentologische Interpretation ist in diesem Abschnitt noch nicht möglich. Es kann nur festgestellt werden, dass hier turbiditische Fazies-Typen s.l. verschiedener Art, möglicherweise verschiedener Ablagerungsräume auf einem hypothetischen Schüttungsfächer, tektonisch vermengt sind.

Danien: Die Informationen stammen vorwiegend aus dem Profil der Grossen Schliere, wo die ersten Bänke, die gesichertes Danien ergaben, bei Kote 800 aufgeschlossen sind. Hier sind die Schichten noch verfaultet, gehen gegen oben in konkordante Lagerung über und sind bis an den Fuss des Fallhörnli mit Unterbrechungen gut aufgeschlossen.

Der untere Teil des paläozänen Basalen Schlierenflysches (NP 1-2, MARTINI 1971) ist durch dünnbankige feinsandige Turbidite (D_1 - D_3) und grüne hemipelagische Tone gekennzeichnet, die distale Ablagerungen darstellen. Gegen oben mit NP 3 ist eine Zunahme der Schüttungsintensität zu beobachten, die zur Ablagerung dickerer mittelkörniger Sandsteine (C_2 - D_2) in positiven und negativen Zyklen führt, die als geringmächtige Loben interpretiert werden können. Daraufhin kommt es zu einer zeitweiligen Verdünnung der Schichten. Die obersten 15-20 m des Basalen Schlierenflysches sind stark durch grüne und graugrüne siltige Tone (Hemipelagite?) und saubere hemipelagische Tone geprägt. In diese schalten sich feinkörnige

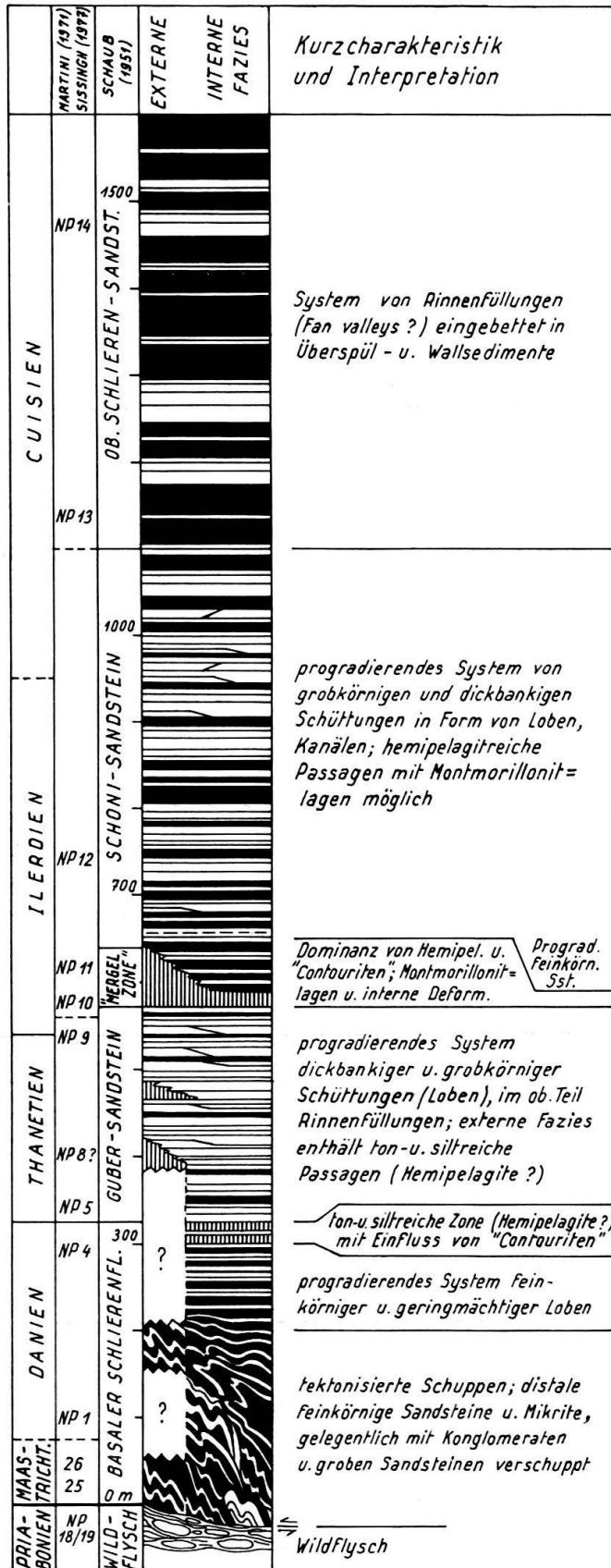


Fig. 1. Schematisches Profil des Schlierenflysches (weiss = sandige Fazies; schwarz = mergelige Fazies; senkrechte Schraffur = tonige Fazies).

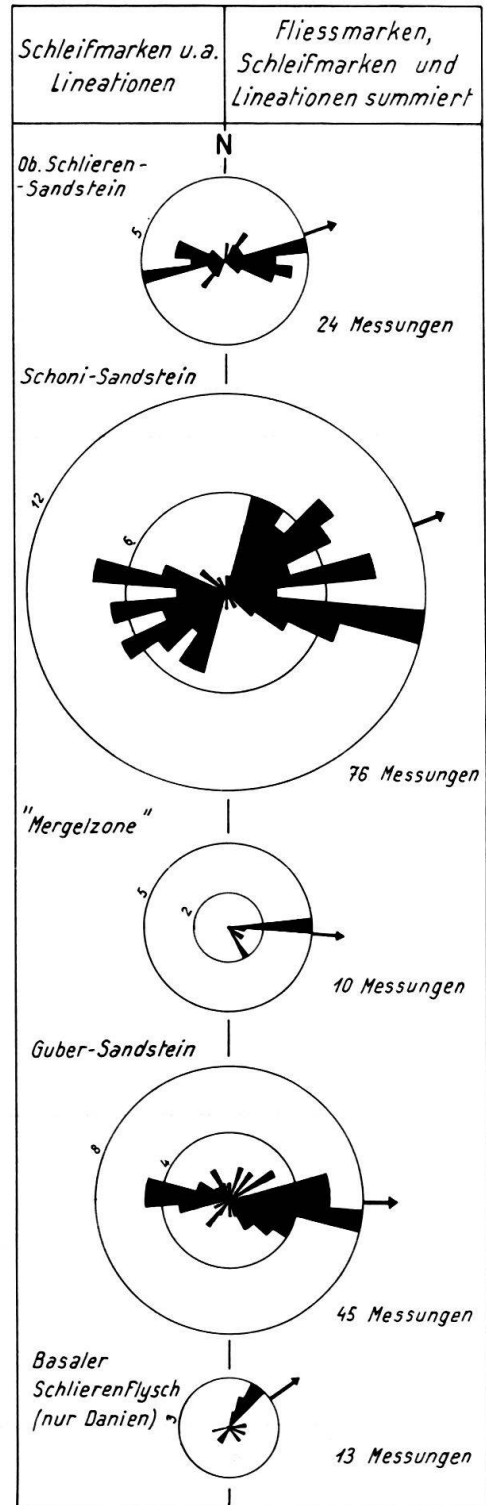


Fig. 2. Schüttungsrichtungen in der Hauptmasse des Schlierenflysches; die Pfeile geben mittlere Schüttungsrichtungen an.

Turbidite (D_1 - D_3), erste grobkörnige, dickbankige Schüttungen vom Typ Guber-Sandstein (C_1 , C_2), Ölquarzite (C_2 , D_1 , D_2), Slumps und schmale konglomeratische Rinnenfüllungen ein. Zudem machen sich Umarbeitungen durch «Contourite», wie sie z.B. von STOW & LOWELL (1979) im westlichen Nordatlantik beschrieben wurden, bemerkbar. Diese Fazies lässt auf eine gewisse turbiditische Sedimentationsruhe schliessen mit Ankündigung der groben Guber-Sandsteinschüttungen.

2. Guber-Sandstein

Das Einsetzen des Guber-Sandsteins erfolgt im Bereich der Grossen Schliere in *NP* 5. Hier besteht er aus einer etwa 250 m mächtigen Abfolge dickbankiger Schüttungen (*B*, *C*, *E*), die im unteren Teil in Form von Loben abgelagert wurden, im oberen Teil jedoch als wenig tiefe Rinnenfüllungen interpretiert werden können. Am Feuerstein ist diese Fazies-Assoziation etwa 150 m mächtig und enthält zusätzlich eine etwa 10 m mächtige Passage dünnbankiger Sandsteine, mit siltigen graugrünen Tonen alternierend, die im Bereich der Grossen Schliere nicht beobachtet werden konnte.

Am Fuss des Feuersteins oberhalb des Änggelauenen-Seelis ist eine Fazies-Assoziation aufgeschlossen, die mit ihren graugrünen siltigen Tonen, dünnbankigen Sandsteinen, Ölquarziten und einem verslumpten Konglomerat mit der Fazies unterhalb des Guber-Sandsteins in der Grossen Schliere vergleichbar ist. SCHAUB (1951) stellte diesen Aufschluss in den Basalen Schlierenflysch, was allein von seiner Stellung und Fazies-Assoziation her verständlich erscheint. Eine kürzlich bestimmte Nannoplanktonprobe ergab jedoch Thanetien-Alter, wahrscheinlich *NP* 8. Inwieweit deshalb eine diachrone Untergrenze des Guber-Sandsteins vorliegt, muss noch abgeklärt werden.

3. «Mergelzone»

Sie setzt in den bisher bestimmten Proben im ganzen Gebiet in *NP* 10 ein. Die Fazies-Assoziation ist vor allem am Feuerstein von grünen und oxidierten roten hemipelagischen Tonen dominiert, die zum Teil Umarbeitungen und starke Bioturbationen zeigen. Darin eingeschaltet finden sich dünnbankige feine Sandsteine mit Turbidit-Aspekt (T_c , seltener T_{bc} der Bouma-Sequenz), denen jedoch oft die turbiditischen Pelite (T_e) fehlen können; weiter können noch vereinzelt Grobsandsteine eingeschaltet sein.

Die Mächtigkeit dieser monotonen Serie kann oberhalb des Gubersteinbruchs, wo jedoch anstelle der hemipelagischen Tone vermehrt siltige graugüne Tone auftreten, mit 15 m geschätzt werden, am Feuerstein-Westhang beträgt sie etwa 30–35 m. Die Obergrenze der «Mergelzone» ist diachron: Beim Gubersteinbruch setzen noch in der *NP* 10 normale dünnbankige Turbidite ein, die gegen oben allmählich mächtiger werden. Am Feuerstein reicht dieser tonreiche Abschnitt bis in die *NP* 11 und wird abrupt von grobsandigen Schüttungen des Schoni-Sandsteins überdeckt, zwischen die sich noch bunte Tonsteinzonen einschalten können.

Besonderes Augenmerk verdienen in die Serie sporadisch eingeschaltete gelbe millimeter- bis zentimeterdicke Lagen aus reinem Montmorillonit sowie einige interne Deformationen, die besonders am Feuerstein gut sichtbar sind. Letztere sind

slumpähnliche Aufschiebungen, die Teile der Serie durchschlagen. Dieses Phänomen ist im Klein- und Grossbereich zu beobachten.

4. Schoni-Sandstein

Die Untergrenze ist in Angleichung an die «Mergelzone» heterochron. Im internen Fazies-Bereich (Grosse Schliere, Nünalpstock) beginnt die bereits zum Schoni-Sandstein gezählte Fazies mit dünnbankigen, in positiven und negativen Zyklen angelegten turbiditischen Sandsteinen (C_2 - D_2), die später von grobsandigen Turbiditen und Auffüllungen von Rinnen abgelöst werden. Diese Assoziation kann als Progradation, die im Anschluss an die «Mergelzone» einsetzt, gedeutet werden. Passagen vom Typ «Mergelzone» mit Montmorillonit-Lagen sind, wie z. B. am Nünalpstock, auch innerhalb des Schoni-Sandsteins zu beobachten. Die Mächtigkeit des Schoni-Sandsteins beträgt 400–450 m. Der Übergang zum Oberen Schlieren-Sandstein ist wahrscheinlich fließend.

5. Oberer Schlieren-Sandstein

Dieser Abschnitt ist wegen der zeitweiligen starken Mergeldominanz im allgemeinen nicht gut aufgeschlossen. Die Schichtfolge besteht aus mächtigen Bündeln von zumeist positiven Zyklen von Konglomeraten (A) und groben Sandsteinen (B , C), die sporadisch in zum Teil spektakulär verslumpfte turbiditische Pelite (Wallsedimente, D_3) und mittelsandige Turbidite («overbank») eingeschaltet sind. Diese Einschaltungen können als breite Rinnenfüllungen («fan-valleys») interpretiert werden. Es ist anzunehmen, dass diese Fazies-Assoziation die Fortsetzung der im Schoni-Sandstein begonnenen Progradation darstellt.

Schüttungsrichtungen

In Figur 2 sind Messungen aus der gesamten Schlierenflysch-Hauptmasse zusammengefasst. Es ist zu ersehen, dass der Basale Schlierenflysch (das Danien) eine stärkere Südkomponente aufweist (die Messungen stammen mehrheitlich aus dem internen Fazies-Bereich). Der Guber-Sandstein zeigt im ganzen Gebiet eine deutliche W-E-Richtung. Schoni-Sandstein und Oberer Schlieren-Sandstein zeitigen sehr ähnliche Mittelwerte der Transportrichtungen von SW → NE. Interessante Aspekte ergeben sich vielleicht, wenn Schüttungsrichtungen gleicher Schichtglieder nach externer und interner Lage verglichen werden. Mit den heute zur Verfügung stehenden Messungen zeichnen sich E-W-Mittelwerte im externen und SW-NE-Mittelwerte im internen Bereich ab.

Schlussbemerkungen und Ausblick

Der Schlierenflysch wurde nach seiner heutigen Lage in Form eines etwa W-E orientierten tiefmarinen Schüttungsfächers abgelagert. Die Schüttungsquelle muss bei einem südlich gelegenen Festland gesucht werden. Nach tektonischen und sedimentologischen Kriterien kann der Schlierenflysch in einen externen und internen Fazies-Bereich unterteilt werden. Inwieweit die Ausbildung dieser Fazies-

Bereiche rein sedimentologisch oder durch synsedimentäre strukturelle Veränderungen im Becken verursacht ist, kann hier noch nicht gesagt werden. In diesem Zusammenhang ist die Bildung der Montmorillonit-Lagen, welche wohl auf einen kontemporären Vulkanismus hinweisen, noch genau zu untersuchen.

Ein weiteres Problem stellt das stark deformierte obere Maastrichtien des Basalen Schlierenflysches dar. Nach den bisherigen Meinungen sind diese Deformationen durch die Deckenüberschiebung verursacht worden. Falls jedoch eine synsedimentäre Tektonik mitgespielt hat, ist eine teilweise primäre Deformation des Basalen Schlierenflysches nicht unbedingt von der Hand zu weisen.

Es wurde erstmals versucht, Quarzkörner des Schlierenflysches exoskopisch nach den Kriterien von LE RIBAULT (1977) unter dem REM zu untersuchen. Die Ergebnisse sind ermutigend, weil die Körner gut erhalten sind und nur in seltenen Fällen diagenetisch Aufwachsungen zeigen. Es konnten Merkmale von äolischem und fluvialem Transport, zeitweiliger Ablagerung in Deltas, Aufenthalt in flachmeierischem Milieu (mit und ohne Wellenaktivität) sowie von Abnutzung der Körner beim Turbidittransport identifiziert werden. Eine statistische Auswertung dieser Daten könnte ein Licht auf die Art der Schüttungsquelle werfen.

LITERATURVERZEICHNIS

- BUXTORF, A. (1918): *Über die tektonische Stellung der Schlieren- und der Niesenflyschmasse.* – Verh. natf. Ges. Basel 29, 270–275.
- (1943): *Über Vorkommen von Leimernschichten in der Unterlage des Schlierenflysches.* – Eclogae geol. Helv. 36/2, 204–207.
- CARON, C. (1972): *La Nappe Supérieure des Préalpes: subdivisions et principaux caractères du sommet de l'édifice préalpin.* – Eclogae geol. Helv. 65/1, 57–73.
- (1976): *La nappe du Gurnigel dans les Préalpes.* – Eclogae geol. Helv. 69/2, 298–308.
- GEIGER, M. (1957): *Die Unterlage der zentralschweizerischen Klippengruppe Stanserhorn–Arvirat, Buochserhorn–Musenalp und Klewenalp.* – Eclogae geol. Helv. 49/2 (1956), 407–452.
- HAY, W. W. R., & MOHLER, H. P. (1965): *Zur Verbreitung des Nannoplanktons im Profil der Grossen Schlieren.* – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 31/81, 132–134 (in SCHAUB 1965).
- HERB, R., & LEUPOLD, W. (1966): *Schlierenflysch.* – Lex. stratigr. int. 1/7, 1030–1038.
- HOMWOOD, P. (1974): *Le flysch du Meilleret (Préalpes romandes) et ses relations avec les unités l'encadrant.* – Eclogae geol. Helv. 67/2, 349–401.
- JAN DU CHÊNE, R. (1977): *Palynostratigraphie (Maastrichtien–Eocène inférieur) des Flyschs du Schlieren (canton d'Obwald, Suisse Centrale).* – Rev. Micropaléont. 20/3, 147–156.
- KAUFMANN, F. (1886): *Emmen- und Schlieringegend nebst Umgebungen bis Brünigstrasse und Linie Lungern–Grafenort.* – Beitr. geol. Karte Schweiz 24, 194–201.
- LE RIBAULT, L. (1977): *L'exoscopie des quartz.* – Masson, Paris.
- MARTINI, E. (1971): *Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation.* – Proc. 2nd Plankt. Conf. Roma (1970), 749–785.
- MOREL, R. (1978): *Géologie du Massif du Niremout (Préalpes romandes) et de ses abords.* – Thèse Univ. Fribourg.
- MUTTI, E. (1979): *Turbidites et cônes sous-marins profonds.* – 3^e Cycle Romand en Sciences de la Terre, Sédiment. détritique, Cours 1979, S. 353–419.
- MUTTI, E., & RICCI LUCCHI, F. (1972): *Le torbiditi dell'Apennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies.* – Mem. Soc. geol. ital. 11, 161–199.
- PLANCHEREL, R. (1979): *Aspects de la déformation en grand dans les Préalpes médianes plastiques entre Rhône et Aar. Implications cinématiques et dynamiques.* – Eclogae geol. Helv. 72/1, 145–214.
- SCHAUB, H. (1951): *Stratigraphie und Palaeontologie des Schlierenflysches mit besonderer Berücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten und Assilinen.* – Abh. schweiz. paläont. Ges. 68.

- (1965): *Schlierenflysch*. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 31/81, 124–134.
- SISSINGH, W. (1977): *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. – Geol. en Mijnb. 56/1, 37–66.
- STOW, D.A.V., & LOVELL, J.P.B. (1979): *Contourites: their recognition in modern and ancient sediments*. – Earth-Sci. Rev. 14, 251–291.
- STUIJVENBERG, J. VAN (1979): *Geology of the Gurnigel area (Prealps, Switzerland)*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 151.
- STUIJVENBERG, J. VAN, WINKLER, W., & PERCH-NIELSEN, K. (1979): *The Cretaceous/Tertiary boundary in the Gurnigel and Schlieren Flysch (Swiss Alps)*. In: KEGEL CHRISTENSEN, W., & BIRKELUND, H. (Ed.): Proc. Symp. Cret.-Tert. Bound. Events (S. 170–176). – University of Copenhagen.
- VONDERSCHMITT, L. (1923): *Die Giswiler Klippen und ihre Unterlage*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 50/1.