

Donnerstag, 16. September 1982 : Schlieren- Flysch und Giswiler Klippen

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **76 (1983)**

Heft 1: **Zentenarfeier der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft**

PDF erstellt am: **13.09.2024**

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.

Gegenüber dem Profil von Foribach zeigt die Abfolge von Dietried einige nennenswerte Unterschiede:

- Der Bürgen-Grünsand zeigt keine mergelige Entwicklung an der Basis und beginnt sogleich mit einem dickbankigen bis massigen, zähen, sehr glaukonitreichen Sandstein, der lagenweise massenhaft Discocyclinen und Assilinen führt. Die Matrix besteht vielfach zu einem grossen Teil aus Hämatit. Planktonische und benthonische Kleinforaminiferen fehlen vollständig. Die Ablagerungstiefe und damit die Subsidenz bei der Transgression waren somit geringer als bei Foribach.
- Der Bürgen-Kalk ist nicht ein derart ausgeprägt zoogener Kalk, wie dies bei Foribach der Fall ist. Bei Dietried liegt ein mittelgrauer Kalk mit kleinen Nummuliten und Discocyclinen vor. Die Wassertiefe dürfte in diesem Intervall etwas grösser gewesen sein als bei Foribach.
- Die Foribach-Schicht ist im Hohbruck-Gewölbe nicht ausgebildet. Im Dach des Bürgen-Kalks liegt zwar ebenfalls ein konglomeratischer Horizont wie zwischen Bürgen-Kalk und Foribach-Schicht bei Foribach. Beim darüber folgenden Glaukonit-Sandstein wie auch bei der Matrix handelt es sich jedoch bereits um die Obbürgen-Schicht. Dieser konglomeratische Horizont enthält Nummuliten der *perforatus*-Gruppe, nach SCHAUB (1981) *Nummulites benehamensis*, welche dieses Niveau dem mittleren Lutétian zuweisen.

Donnerstag, 16. September 1982

Schlieren-Flysch und Giswiler Klippen

W. WINKLER (Schlieren-Flysch) und H. MOHLER (Giswiler Klippen)

Schlieren-Flysch

Wegen seines guten Erhaltungszustandes bzw. guter Aufschlussverhältnisse und detaillierter Beschreibungen u. a. von KAUFMANN (1886) und SCHAUB (1951) war der Schlieren-Flysch bereits mehrmals Ziel von Exkursionen mit Exkursionsbericht (FRÖHLICHER et al. 1951, SCHAUB 1965, FUNK et al. 1973 und MATTER et al. 1980). Die mehr als 100jährige bewegte Erforschungsgeschichte des Schlieren-Flysches und seiner Unterlage kann im Lexique Stratigraphique International 7c unter den Kapiteln «Nummuliten- und Flyschbildungen» (LEUPOLD 1966) und «Schlieren-flysch» (HERB & LEUPOLD 1966) nachgelesen werden.

Dieser historische Überblick muss durch die neue, weitgehend akzeptierte paläogeographische Einordnung des Gurnigel-Flysches und des Schlieren-Flysches ins «Ultra-Briançonnais», d. h. in einen paläogeographischen Bereich südlich der mittelpenninischen Briançonnais-Schwelle, ergänzt werden. Eine Reihe von Autoren hatte bereits früher die von HEIM (1920) eingeführte ultrahelvetische Herkunft des Schlieren-Flysches aufgrund verschiedener Argumente in Frage gestellt. Der Nachweis von Relikten der Gurnigel-Decke im Rücken der nach unseren heutigen

paläogeographischen Vorstellung mittelpenninischen Préalpes durch CARON et al. (1981) scheint das überzeugendste Argument für diese internere Herkunft des Schlieren-Flysches zu sein.

In Anlehnung an neuere Betrachtungen zum Begriff «Flysch» und seine Wandlungen mit der Zeit (TERCIER 1947, TRÜMPY 1960, LEUPOLD 1966 und HSÜ 1970) kann die Entwicklung folgendermassen kurz skizziert werden: Der von STUDER (1827) eingeführte Begriff hatte eine informell petrographische Bedeutung für Gesteinsserien spezieller Lithologie und unbekanntes Alter (fehlende Makrofossilien). Später wurde Flysch im stratigraphischen Sinn für «jüngere eozäne Bildungen» verwendet; diese Einstufung beruhte insbesondere auf der (als stratigraphisch angesehenen) Überlagerung helvetischer nummulitenführender Sandsteine durch Wildflysch und Schlieren-Flysch. Mit der Einführung der Deckentheorie um die Jahrhundertwende erhielt der Begriff eine genetische Bedeutung für Sedimente aus Vortiefen an der Stirn aufsteigender Kordillere (Decken). Zugleich erwiesen mikropaläontologische Datierungen die tektonische Eigenständigkeit vieler Flyschserien. Mit dem Erkennen des turbiditischen Charakters vieler Flyschablagerungen um die Mitte dieses Jahrhunderts wurde der Schwerpunkt der Untersuchungen auf sedimentologische Phänomene verlagert, was auch zu einer häufig praktizierten Gleichsetzung Turbidit = Flysch führte.

Die vier Stationen im Schlieren-Flysch (Fig. 11) waren so angelegt, dass nach einer allgemeinen Übersicht (5-1) Aspekte im Kleinbereich (Turbiditcharakter und Paläobathymetrie, 5-2), im Mittelbereich (vertikale Faziesanalyse und Tiefseefächermodelle, 5-3) und im Grossbereich (Entwicklung der Fazies und Sedimentation des Schlieren-Flysches, 5-5) studiert werden konnten. Als Überleitung zum darauffolgenden Tag wurde in einem leicht erreichbaren Aufschluss ein Teilaspekt der Unterlage des Schlieren-Flysches durch A. Bayer vorgestellt (5-6).

Giswiler Klippen und Unterlage

Vor 10 Jahren war das Gebiet der Giswiler Klippen Ziel einer ausgedehnten Exkursion der SGG (MOHLER, in FUNK et al. 1973). Die diesjährige Exkursion hat sich aus Zeitgründen nur einem Teilgebiet, der Rotspitz-Serie, gewidmet. Da diese jedoch nicht losgelöst von den anderen Teilen der Klippen behandelt werden kann, soll neben einer historischen Skizze (mehr Details finden sich in CHRIST 1920, VONDERSCHMITT 1923 und MOHLER 1966) auch auf neue fazielle Resultate und Probleme der umliegenden Gebiete eingegangen werden.

KAUFMANN (1886) hatte schon lange vor der Entdeckung des Deckenbaus der Alpen jurassisches Alter in verschiedenen Zentralschweizer «Klippen» nachgewiesen, so auch in der Giswiler Region (Rotspitz und Alpoglerberg). Seine Resultate boten auch u.a. erste Anhaltspunkte für Alters- und Fazieskorrelationen der Zentralschweizer Klippen mit den Préalpes médianes (Klippendecke) und wurden von SCHARDT (1893) als ein wichtiges Argument für seine Deckentheorie verwendet. Um die paläogeographische Stellung der Klippen-Decke wogte ein langer Kampf. STAUB (1958) fasste noch einmal alle Argumente für eine unterostalpine Beheimatung zusammen. Seit TRÜMPY (1960) herrscht jedoch die Auffassung – basierend auf der u.a. von ELLENBERGER (1952) zusammengetragenen Evidenz –, dass die

Préalpes médianes mit dem Briançonnais und Subbriançonnais zu parallelisieren seien und deshalb eine mittelpenninische Schwellenzone repräsentieren.

Die unmittelbare Unterlage der Giswiler Klippen, den Flysch der Klippen-Unterlage, verglich VONDERSCHMITT (in FRÖHLICHER et al. 1951) mit dem Typus-Wildflysch von KAUFMANN (1886) und wollte ihn der Klippen-Decke zuordnen. VONDERSCHMITTS Schüler (GIGON 1952, MOHLER 1966 u. a.) untersuchten in der Folge den Wildflysch der Habkern-Schlieren-Mulde, wobei das «exotische» Blockmaterial (z. B. Typ Leimern oder «Murchison-Granitblock») als Olistolithe in Olistostromen interpretiert wurde. Hingegen gelang es nicht, den Habkern-Wildflysch mit der Klippen-Decke in Verbindung zu bringen, und er wurde weiterhin mit dem Schlieren-Flysch ins Ultrahelvetikum gestellt.

MOHLER konnte 1966 zeigen, dass der Flysch der Giswiler-Klippen-Unterlage aus verschiedenen Elementen besteht:

- «Eigentlicher Wildflysch», faziell mit dem Typus-Wildflysch von KAUFMANN (1886) vergleichbar, mit typischem «exotischem» Blockmaterial, aber auch mit tektonischen Schürflingen aus Drusberg- und Klippendecke (Alter: Oberpaleozän–Untereozän im Gegensatz zum obereozänen Typus-Wildflysch).
- Wildflysch der Drusberg-Decke, aus den hemipelagischen Globigerinenschiefern hervorgehend (oberes Obereozän), ähnlich dem südhelvetischen Flysch (Typ Südelbach, SODER 1949).

Von diesen beiden Elementen lässt sich der Wildflysch der Klippendecke (Rotspitz-Serie, Untereozän), der von VONDERSCHMITT (1923) noch zum Flysch der Klippen-Unterlage gezählt wurde, abtrennen. Er besteht aus grünlichen und dunkeln Mergeln mit aufgearbeiteten Einschlüssen von Couches rouges (Briançonnais), turbiditischen Sandsteinen und Brekzien und enthält tektonische Schürflinge von Alberese, Radiolarit usw. (Südpenninikum).

In der neuesten regionalen Bearbeitung dieses Problemkreises scheidet BAYER (1982) im Kaufmannschen Typus-Wildflysch unter der Bezeichnung «Sörenberg-Mélange» folgende Komponenten aus:

- kretazischen Schlieren-Flysch (Maastrichtian),
- Leimernkalke (vor allem Campanian), überlagert von mitteleozänem Leimern-flysch,
- südhelvetischen Flysch (Typ Südelbach) und ältere Vertreter der Drusberg-Decke.

Trotz gewissen Unterschieden in den Altern bestehen also Analogien zwischen dem «eigentlichen Wildflysch» (MOHLER 1966) und dem «Sörenberg-Mélange» (BAYER 1982): Die oberpaleozänen–untereozänen Schichtpakete könnten ja als tektonisierter Schlieren-Flysch interpretiert werden. Damit würde die Existenz eines ultrahelvetischen Wildflysch-Troges mit vorwiegend Olistolith-Sedimentation in Abrede gestellt werden, da der Schlieren-Flysch nun aus einem interneren Bereich bezogen werden muss (siehe oben).

Die Herkunft der Leimernkalke und -schiefer, insbesondere der Hauptmasse an der Typlokalität (Campanian), wird von BAYER (1982) wie auch schon von verschiedenen früheren Autoren als Briançonnais interpretiert (d. h. Couches rouges). MOHLER (1966) suchte für die Herkunft der Leimern im «eigentlichen Wildflysch»

mit gewissen Vorbehalten eine Fazieszone von südhelvetischer Affinität (Altersbereich: oberes Albian–unteres Eozän). Dies könnte folgendermassen begründet werden: In der Giswiler-Klippen-Unterlage können Leimernkalke und -schiefer von tektonisch eingewickelten Couches rouges unterschieden werden, die Couches rouges des Rotspitz unterscheiden sich von den Leimernkalken gleichen Alters (Campanian) an der Typlokalität durch die intensive Rotfärbung, weiterhin ist das Campanian recht weit verbreitet in mergelig-schiefriger Fazies ausgebildet, und nicht zuletzt finden sich einsedimentierte Leimernkalke und -schiefer von Campanian–Maastrichtian?-Alter im südhelvetischen Flysch, der die obereozänen Globigerinenschiefer der Drusberg-Decke stratigraphisch überlagert. Aufgrund dieser Argumente können die Leimernkalke und -schiefer nach der revidierten Ansicht von MOHLER nicht in einem einzigen Sedimentationsraum beheimatet werden, sondern es müssen mehrere paläogeographisch getrennte südhelvetisch-mittelpenninische Ablagerungsräume mit faziell und altersmässig verschiedenen Leimern in Betracht gezogen werden.

Die Fazies der Rotspitz-Sedimente interessieren also nicht nur in bezug auf ihre Stellung innerhalb der Klippendecke, sondern auch im Vergleich mit den teilweise gleichaltrigen Leimernschichten. KAUFMANN (1886) selbst hatte die Couches rouges des Rotspitz in die Typusdefinition der Leimern miteinbezogen. Schliesslich stellte sich den Teilnehmern die Aufgabe, den von MOHLER (1966) erstmals beschriebenen «Wildflysch» der Rotspitz-Serie erneut zu besuchen, um ihn mit anderen Flyschen zu vergleichen.

5-1: Bahnhof Alpnach: Grosse-Schliere-Mulde

Von diesem Standpunkt aus hat man einen schönen Einblick in die Grosse-Schliere-Mulde, die bereits von KAUFMANN (1886) als solche erkannt worden ist. Im Lauf der Grossen Schliere ist der gesamte Schlieren-Flysch mehr oder weniger kontinuierlich aufgeschlossen. Hier hat SCHAUB (1951) das Normal- bzw. Typusprofil des Schlieren-Flysches bio- und lithostratigraphisch definiert. Für eine Bearbeitung der sedimentologischen und petrographischen Aspekte des Schlieren-Flysches konnte WINKLER (1983) einige Veränderungen anbringen:

In biostratigraphischer Hinsicht kann bewiesen werden, dass das *Normalprofil* (SCHAUB 1951) in der Grossen Schliere kein Maastrichtian enthält. Der tektonisierte Kontakt Kreide/Tertiär muss vielmehr im stark deformierten Teil des Basalen Schlieren-Flysches zwischen Kote 800 m und den mit Sicherheit als oberes Maastrichtian bestimmten Aufschlüssen bei Schoried gesucht werden. Die von SCHAUB (1951) mit Foraminiferen und KAPELLOS (in FUNK et al. 1973) mit Nannoplankton angegebenen Maastrichtian-Alter im Normalprofil waren offensichtlich aufgrund aufgearbeiteter Faunen in Turbiditen angenommen worden.

Die Lithostratigraphie (Fig. 11) wird von WINKLER (1983) durch zwei Einheiten ergänzt, nämlich die Unteren Tonstein-Schichten anstelle des obersten Teils des Basalen Schlieren-Flysches mit Ölquarziten, bei SCHAUB (1951) vom oberen Danian bis zum (?) unteren Thanetian reichend, und die Oberen Tonstein-Schichten anstelle der «Mergelzone» (SCHAUB 1951) im unteren Ilerdian. Beide Einheiten besitzen diachrone Obergrenzen, wobei eingeschränkt werden muss, dass dafür

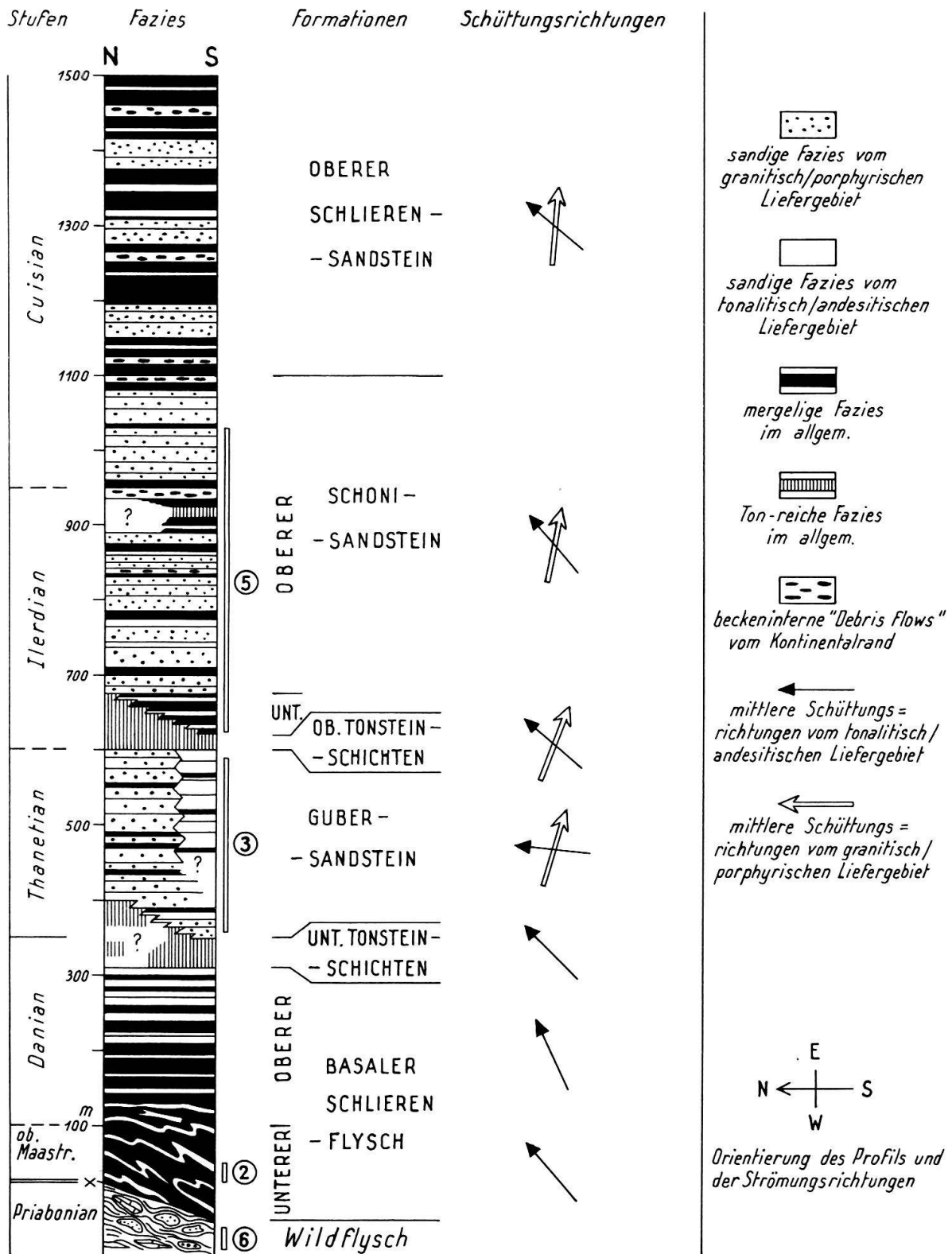


Fig. 11. Synthetisches Profil des Schlieren-Flysches und seiner Unterlage (Wildflysch bzw. Sörenberg-Mélange). Die eingekreisten Zahlen bezeichnen die bei der Exkursion besuchten Aufschlüsse.

wegen der Aufschlussverhältnisse in den Oberen Tonstein-Schichten bessere Evidenz vorhanden ist.

*5-2: Grosse Schliere bei Schoried, 580 m ü. M. (661.800/198.300);
Unterer Basaler Schlieren-Flysch, oberes Maastrichtian*

Dieser Aufschluss gerade unterhalb einer neuen in der topographischen Karte nicht eingezeichneten Talsperre gibt einen Einblick in den Turbiditcharakter des Basalen Schlieren-Flysches mit vorwiegend dünnbankigen sandigen Turbiditintervallen, die in ebenfalls turbiditische, karbonatreiche siltige bis tonige graue Pelite übergehen. Diese turbiditischen Intervalle werden von olivgrünen kalkfreien Peliten gefolgt, die als hemipelagische «autochthone» Sedimente interpretiert werden: Während die turbiditischen Sandsteine und Pelite Faunen aus neritischen und bathyalen Bereichen enthalten, sind die hemipelagischen Pelite durch eine reiche tiefmarine Fauna von kieseligen agglutinierten Foraminiferen («*Rhabdammina*-Fauna» nach BROUWER 1965) hoher Speziesdiversität ausgezeichnet. Dieser faunistische und lithologische Unterschied weist, wie bereits von BROUWER (1965) angenommen, auf eine Sedimentation in einem abyssalen/hadalen Becken hin.

Als weiteres interessantes Detail können sogenannte Alberese-Kalke (KAUFMANN 1886) studiert werden. Sie sind hier in einer etwas dunkleren braunen Varietät aufgeschlossen und stellen turbiditisch umgelagerte Coccolithenschlamme dar (BOUMA-Intervall T_c), die auch aus sandigen Intervallen (z. B. T_{b-d}) hervorgehen können.

5-3: Guber-Steinbruch; Guber-Sandstein, Thanetian

Obwohl im Schlieren-Flysch relativ gute Aufschlussverhältnisse herrschen, können Faziesanalysen nur in seltenen Fällen lateral über weitere Strecken kontrolliert werden. So ist man zumeist auf vertikale Sequenzanalysen angewiesen.

Die Serie im *unteren Steinbruch* kann als Beispiel dafür demonstriert werden. Es können hier drei verschiedene Fazies unterschieden werden:

1. Dickbankige, zum Teil amalgamierte und zyklische grobsandige Schichtbündel ohne oder mit sehr wenig turbiditischen Peliten.
2. Dünnbankige, mehr oder weniger pelitfreie turbiditische Sandsteine, seitlich zum Teil auskeilend oder verschweist.
3. Eine Wechsellagerung von sehr dünnbankigen, turbiditischen Sandsteinen mit 2–3mal mächtigeren turbiditischen Pelitlagen.

Diese drei Faziestypen bilden mehr oder weniger deutliche Zyklen und können nach MUTTI (1977) als Rinnenfüllungen (1), randliche Rinnenfüllungen (2) und Wall- bzw. Zwischenrinnen-Sedimente gedeutet werden (3), was auf eine Sedimentation des Guber-Sandsteins in einem System von mäandrierenden Rinnen hinweist.

Im *oberen Steinbruch* ist ein seltenes Beispiel einer tief erodierten (~5 m) Rinne, die sich an der Basis des Steinbruches von rechts gegen die Mitte in darunter liegende Schichten einschneidet (das Profil findet sich in MATTER et al. 1980). Die Anwesenheit konglomeratischer, mehrmals repetierter und amalgamierter «by-

pass»- oder «traction-lag»-Ablagerungen am Rinnenboden zeigt, dass durch die Rinne über längere Zeit Turbidite geflossen sind, ohne, ausser dem «bypass», nennenswerte Ablagerungen zu hinterlassen, bis sie durch ein oder zwei Schüttungen aufgefüllt wurde.

5-4: Giswiler Klippen, insbesondere die Rotspitz-Serie

Vom Glaubenbüelen-Pass durch die Gipsmasse des Glaubenbüelenplateaus zum im Westteil des Rotspitz erhaltenen Normalschenkel der Rotspitz-Antiklinale (Koord. 648.700/186.050) (MOHLER 1966). Von hier aus gegen Süden blickend hat man einen guten Überblick über die Klippen und den Kontakt mit den Stirnfalten der Drusberg-Decke. Die Schichtfolgen der Giswiler Klippen sind in Tabelle 2 zusammengefasst.

Die Knollenkalke der Rotspitz-Serie sind aufgrund ihrer Stellung zwischen den dünnen Malmkalken und den «neokomen» Fleckenkalken und des gemeinsamen Auftretens von *Clypeina jurassica* FAVRE und *Saccocoma* AGASSIZ wahrscheinlich ins Untertithon zu stellen. Diese Knollenkalke bestehen aus einer Wechsellagerung von pelagischen radiolarienführenden Mikriten mit Bio-, Oo-, Pelspariten mit resedimentierten Flachwasserforaminiferen. HOMEWOOD & WINKLER (1977) beschrieben faziell ähnliche Sedimente in den Préalpes médianes plastiques, wo in der Gorge de l'Evi Knollenkalke in gleicher stratigraphischer Stellung auftreten.

Am Fahrweg Rubihütte-Schwander Unterwengen ist die etwa 220 m mächtige Verkehrtserie der Rotspitz-Antiklinale aufgeschlossen (VONDERSCHMITT 1923, MOHLER 1966). Die bunten dolomitischen Mergel und blonden Dolomite der Obertrias sind heute schlecht aufgeschlossen und werden von einer am Weg nicht sichtbaren Dolomit-Basisbrekzie des Doggers überlagert. Die folgenden sandigen Kalke, die wieder am Fahrweg anstehen, stellte VONDERSCHMITT (1923) aufgrund von Crinoiden- und Belemnitenfunden und dem Vergleich der Basisbrekzie mit der Rämsi-Brekzie des Mythen in das Callovian bzw. an die Basis des Malms. Nach einer 2 m mächtigen Übergangszone folgen die grobgebankten massigen «Malmkalke». Sie enthalten Bio- und Oo-Sparite mit *Clypeina jurassica* FAVRE. Im oberen Teil herrschen Mikrite mit *Saccocoma* AGASSIZ vor, welche demnach den früher gesehenen Knollenkalken entsprechen sollten. Eine Knollenbildung ist jedoch höchstens andeutungsweise zu beobachten, und einige dieser Bänke könnten resedimentiert sein. Nach oben wird der Malm durch pelagische Mikrite mit einer Calpionelliden-Fauna des Obertithons abgeschlossen.

Darüber folgen die fleckigen aptychen- und calpionellenführenden Kalke und Kalkschiefer des Berriasian bis tiefsten Valanginian, die an die Maiolica der Südalpen erinnern. Sie werden abrupt von «roten» Couches rouges gefolgt, die an einigen Stellen in Spalten der «Neokom-Kalke» eingedrungen sind. Sie enthalten reiche Globotruncanenfaunen und Nannofloren des oberen Santonian bis unteren Maastrichtian und des mittleren Paleozän bis untersten Eozän.

Die untereozänen Wildfysch-Mergel im Hangenden der verkehrt liegenden Rotspitz-Serie sind in einer schmalen Bachrinne ungefähr 300 m ENE von Kote 1686 m zwischen den Couches rouges und dem überkippten, stark deformierten Oberen Schlieren-Sandstein aufgeschlossen. Der Wildfysch enthält graugrüne

Tabelle 2: Schematische Übersicht über die Stratigraphie der Giswiler Klippen.

GISWILER KLIPPEN			
N			S
<u>Rotspitz-Serie</u> (ca. 220 m)	<u>Gipsmasse von</u> <u>Glaubenbüelen</u>	<u>Alpoglerberg-Serie</u> (ca. 150-200 m)	<u>Giswilerstock-Serie</u> (ca. 500 m)
Pseudo-Briançonnais (N Subbriançonnais)	Briançonnais s.l.? Ultrahelvetisch?	Subbriançonnais (Préalpes Plastiques)	Briançonnais s.s. (Préalpes Rigides)
"Wildflysch" (Untereocaen)			
Couches rouges (Untereocaen - Ob. Santonian)			
"Neokom"-Fleckenkalke (Unt. Valanginian - Berriasien)			
Pelagischer Kalk (Ober-Tithon)			
Knollenkalke mit <i>Saccocoma</i> (Unter-Tithon)			
Massige Malmkalke			
Neritische Sandkalke mit Dolomit-Basis- breccie (Dogger)		Zoophycus-Dogger (Aalenian-Callovian)	
Schichtlücke		Ammoniten- und belemnitenführender Kalk (Unt. Domerian bis Ob. Sinemurian)	
Bunte dol. Mergel und Dolomite (Obertrias)	Gips, untergeordnet blonde Dolomite, bunte Mergel, rote Sandsteine (Obertrias)	Dolomit, Rauhacke, Mergel, pflanzenfüh- rende Sandsteine (Obertrias)	Rauhacke (Carnian)
			Kalke u. dol. Kalke mit Diploporen (Ladinian)
			Mergelig-dolomitische Uebergangsschichten
			Kalke u. dol. Kalke mit Diploporen (Anisian)
			Gewürmelte Kalke (Mittleres Anisian)

Mergel, reich an Globigerinen und Globorotalien, in die rhythmisch dünne Lagen von dunkleren Mergeln eingeschaltet sind. Gegen die vermutlich graduelle Grenze zu den Couches rouges, die oben im Hang anstehen, treten vermehrt rote Linsen von resedimentierten Couches rouges auf. Aus der Nähe dieses Aufschlusses, jedoch nicht aus dem Anstehenden, stammt die von MOHLER (1966) beschriebene Breccie mit aufgearbeiteten Elementen der Rotspitz-Serie. In anderen Aufschlüssen kann man zum Teil turbiditische Sandsteine beobachten, die ganz von Globigerinen und Globorotalien zusammengesetzt sein können.

Im Hangschutt, der wohl aus diesem Wildflysch kommen sollte, finden wir Fragmente von kalkfreiem Radiolarit vermutlich südpenninischer Herkunft (D. Bernoulli), in der Nähe des Kontaktes zwischen kretazischen und tertiären

Couches rouges Alberese-Kalk, wie er aus Kreideflyschen bekannt ist (M. Weidmann). Diese beiden Neufunde zeigen an, dass dieser Wildflysch bisher nicht beschriebene Elemente höherer Decken (Nappe supérieure, Série de Reidigen?) enthält.

Die beiden dem Rotspitz vorgelagerten Schollen von campanen Couches rouges mit eingespiessten Mergeln des Complexe schisteux intermédiaire (Albian-Cenomanian) sind anlässlich der Exkursion 1972 (FUNK et al. 1973) ausführlich diskutiert worden.

5-5: Abrissnische oberhalb Sörenberg; Schoni-Sandstein, Ilerdian

Vom Rotspitz über einen schlecht erhaltenen Weg auf 1700 m ü. M. im Wald an der Südwestseite des Nünalpstocks zur Abrissnische oberhalb Sörenberg. Der beste Ort für einen Überblick ist der höchste Punkt der gesackten Masse bei Kote 1672. Eine Zeichnung des Aufschlusses mit den sedimentologischen Interpretationen und ein schematisches Profil mit Strömungsrichtungen können in MATTER et al. (1980) nachgesehen werden. Seit dieser Beschreibung sind zu den sedimentologischen Beobachtungen detaillierte petrographische Daten hinzugekommen (WINKLER 1983), die hier vorgestellt werden:

Im südlichen Abschnitt (a) liegt eine dünn- bis mittelbankige wenig organisierte Fazies vor, die Strömungsrichtungen nach Norden bis Nordosten enthält. Darauf folgt (b) bis zur wenig resistenten Furche oberhalb der Mitte des Aufschlusses eine massive Fazies von Rinnenfüllungen, Rinnenrand-, Wall- und Zwischenrinnensedimenten, mehrmals in positiven Zyklen organisiert («thinning/fining-upwards»); die Strömungsrichtungen weisen generell nach Osten. In der grossen Furche (c) etwas oberhalb der Aufschlussmitte herrschen wieder dünnbankige, turbiditische Sandsteine und Pelite vor, die gegen oben vermehrt mit immer mächtigeren Niveaus von grünen, karbonatfreien hemipelagischen Peliten und einzelnen dünnen gelben Bentoniten assoziiert sind (diese Fazies, reich an hemipelagischen Peliten, ist mit den Unteren und Oberen Tonstein-Schichten, die bei dieser Exkursion nicht besucht werden konnten, zu vergleichen); die Strömungsrichtungen weisen wieder gegen Norden. Im obersten Drittel (d) des Aufschlusses herrschen wieder dickbankige Rinnenfüllungen und Zwischenrinnen-Sedimente vor, die nach NNE bis Osten geschüttet wurden.

Durch die Modalanalysen der Sandsteine, die wechselnden Fazies und Strömungsrichtungen kann gezeigt werden, dass der Schoni-Sandstein in diesem Aufschluss von zwei verschiedenen Quellgebieten geschüttet wurde: In den Abschnitten a und c von einem tonalitisches/andesitischen und in den Abschnitten b und d von einem granitisch/porphyrischen Liefergebiet. In dieser Hinsicht ist der Sörenberg-Aufschluss repräsentativ für die ganze Serie des Schlieren-Flysches, die aus einer Wechselfolge von Schüttungen von diesen beiden Liefergebieten besteht (Fig. 11), die nach Fazies, Strömungsrichtungen, Petrographie der Sandsteine und Konglomeratgerölle, Schwer- und Tonmineralien zu unterscheiden sind (WINKLER 1981, 1983).

In einem weiteren Schritt wird die Interpretation der Art des Beckens des Schlieren-Flysches im Vergleich mit Beispielen von rezenten und fossilen Becken an konvergenten Plattenrändern begründet: Die Serie des Schlieren-Flysches enthält:

1. Laterale Schüttungen von einem im Süden gelegenen tonalitisches/andesitischen Liefergebiet und Material von einem weiter entfernten, «westlich» gelegenen granitisch/porphyrischen Liefergebiet, das die «turbidity currents» parallel zur Beckenachse verteilen.
2. Hemipelagisch dominierte Fazies der abyssalen Ebene bzw. des ozeanischen Beckenrandes mit diachronen Obergrenzen (Untere und Obere Tonstein-Schichten).
3. Pelitreiche Sedimente des unteren Kontinentalabhangs im Oberen Schlieren-Sandstein, der die Serie abschliesst.

Aufgrund der zeitlichen und räumlichen Anordnung dieser Fazies kann angenommen werden, dass der Schlieren-Flysch in einem Tiefseetrog (die paläobathymetrischen Überlegungen unterstützen ebenfalls diese Annahme) an einem zeitweilig konvergenten, vielleicht schräg konvergenten Plattenrand abgelagert wurde (siehe WINKLER 1983).

Die für die Beckenanalyse wichtige Frage nach der Breite des Beckens, wie sie von A. Bally aufgeworfen wird, kann möglicherweise indirekt beantwortet werden: Wenn die erhalten gebliebenen tektonischen Strukturen des Schlieren-Flysches ausgeglättet werden, kommt man auf eine Breite von etwa 10–15 km. Wenn man annimmt, dass in der Schlieren-Flysch-Serie die Fazies des nördlichen ozeanischen und des südlichen, kontinentalen Beckenrandes vorhanden sind, kann die Breite vielleicht mit 15–30 km angegeben werden. Wenn der Gurnigel-Flysch von den Voirons bis zum Thunersee in diese Überlegungen miteinbezogen wird, war das Becken im Verhältnis zu seiner Länge recht schmal.

Die sedimentäre Entwicklung und die petrographische Zusammensetzung des Gurnigel-Flyschs sind in letzter Zeit auf der Basis früherer Arbeiten untersucht worden: Der Gurnigel-Flysch zeigt danach eine vergleichbare sedimentäre Entwicklung und bildete mit dem Schlieren-Flysch ein langgestrecktes Becken, das von etwa 10 bedeutenden, räumlich und zeitlich klar definierten Schüttungssystemen beliefert wurde (WINKLER et al. 1982).

Im Aufschluss können sedimentäre Phänomene wie Zyklen von Rinnenfüllungen und Amalgamationen, Sohlmarken, Bioturbationen und Spurenfossilien (*Paleodictyon* sp., siehe dazu CRIMES et al. 1981), die hemipelagisch dominierte Fazies in der grossen Furche sowie Slump-Strukturen diskutiert werden.

5-6: Alpweid bei Sörenberg: Wildflysch-Unterlage des Schlieren-Flysches, Sörenberg-Mélange (BAYER 1982), unteres Oligozän

Die Wildflysch-Unterlage des Schlieren-Flysches ist an der Strasse zum Gehöft Alpweid aufgeschlossen (Koord. 645.300/186.450). A. Bayer stellt hier seine Beobachtungen und Interpretationen vor (siehe BAYER 1982). Der grössere Anriss enthält drei Elemente (siehe Fig. 12): Die unteren zwei Drittel des Aufschlusses führen hauptsächlich stark zerscherte siltige Globigerinenmergel und Sandsteine des südhelvetischen Flysches obereozänen Alters. Im oberen Drittel enthält dieses Gemenge vermehrt Leimern-Kalke und -Mergel, die als oberes Campanian be-



Fig. 12. Ansicht des Aufschlusses im Sörenberg-Mélange beim Gehöft Alpweid oberhalb Sörenberg (aus BAYER 1982).

stimmt wurden. Als drittes Element steckt zuunterst im Aufschluss ein vermutlich liassischer Spongolith.

Nach A. Bayer fällt die Verbreitung dieses Teilmélange immer mit derjenigen des Schlieren-Flysches zusammen, das Mélange enthält neben verschupptem Schlieren-Flysch Leimern-Späne, die aus dem Briançonnais stammen, sowie helvetische Oberkreide und Alttertiär. Diese intensive Vermengung südpenninischer (Schlieren-Flysch) und mittelpenninischer Einheiten (Leimern) mit den helvetischen Serien wäre durch tektonische Verschuppung zu erklären (BAYER 1982). Dies scheint in mehrerer Hinsicht plausibel, da nur Elemente aus dem Deckenstapel Helvetikum-Mittel- und Südpenninikum auftreten und bisher, abgesehen vom Leimern-Mélange, nirgends eine «autochthone» sedimentäre Matrix nachgewiesen werden konnte. Der Herleitung der roten Habkerngranite aus dem Basalen Schlieren-Flysch muss jedoch widersprochen werden, da dieser keine Granite dieser Art führt.

Freitag, 17. September 1982

Synsedimentäre Tektonik im helvetischen Eozän und Wildflysch

A. BAYER, A. BREITSCHMID, W. O. GIGON und R. HERB

Dieser Exkursionstag berührte zwei Themen:

1. Die Hohgant-Sundlauen-Verwerfung als bestes Beispiel eines synsedimentären eozänen Bruchs; ihr Einfluss auf die Sedimentation des helvetischen Obereozäns.
2. Wildflysch und Wildflysch-Begriff im Wandel der Erforschungsgeschichte. Besuch von Lokalitäten, welche der Kaufmannschen Originalbeschreibung möglichst nahekommen oder anderweitig von historischem Interesse sind. Das Problem der Leimern-Schichten.

Mit dem Bus erfolgte die Fahrt von Interlaken nach Habkern und mit Spezialbewilligung bis zum Allgäuli südlich unterhalb des Hohgant. Nach einem Seitenblick auf die Sagenwelt, welche diese Alp umspinnt, erläuterte W. O. Gigon den generellen geologischen Aufbau der Habkern-Mulde mit ihren Flyscheinheiten. Anschlies-