

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 76 (1983)
Heft: 1: Zentenarfeier der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft

Artikel: Bericht über die Jubiläumsexkursion "Der Faziesbegriff und die Sedimentationsprozesse" der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft vom 12. bis 17. September 1982
Autor: Bayer, Andreas / Bernoulli, Daniel / Breitschmid, Alfred
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-165355>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 19.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Eclogae geol. Helv.	Vol. 76/1	Seiten 125–180	15 Textfiguren und 2 Tabellen	Basel, März 1983
---------------------	-----------	----------------	----------------------------------	------------------

Bericht über die Jubiläumsexkursion «Der Faziesbegriff und die Sedimentationsprozesse» der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft vom 12. bis 17. September 1982

VON ANDREAS BAYER¹⁾, DANIEL BERNOULLI²⁾, ALFRED BREITSCHMID³⁾, HANSPETER
FUNK⁴⁾, WALTER O. GIGON⁵⁾, REINHART A. GYGI⁶⁾, RENÉ HERB³⁾, ALBERT
MATTER³⁾, HANS-PETER MOHLER⁷⁾, JÜRGEN REMANE⁸⁾ UND WILFRIED WINKLER⁹⁾

Thema der Exkursion

Der Begriff der sedimentären Fazies sollte von seiner Begründung durch AMANZ GRESSLY (1838) im zentralen Jura bis zur modernen Faziesanalyse und Rekonstruktion sedimentärer Prozesse verfolgt werden. Anhand klassischer stratigraphischer Lokalitäten im Jura und im Helvetikum wurde die zyklische Sedimentation als Produkt des Wechselspiels endogener und exogener Faktoren diskutiert. Prozesse des Sedimenttransports wurden anhand ausgewählter Fazies von Molasse und Flysch analysiert, und schliesslich wurde das Phänomen des Wildflyschs unter seinen sedimentären und tektonischen Aspekten betrachtet (Fig. 1).

Teilnehmer

T. Ackermann, Fribourg (17. Sept.)
P. Allenbach, Den Haag
G. Amstutz, Interlaken (17. Sept.)
H. Anderegg, Roggwil
A. Bally, Houston (16.–17. Sept.)
A. Bayer, London (16.–17. Sept.)
D. Bernoulli, Basel
A. Breitschmid, Bern
A. Carozzi, Urbana
M. Court, Basel (12. Sept.)

H. Fischer, Ettingen
H. Funk, Zürich (15.–17. Sept.)
W. Gigon, Interlaken (17. Sept.)
R. A. Gysi, Basel
H. A. Haus, Überlingen
R. Herb, Bern
H. Hess, Binningen (12. Sept.)
H. A. Jordi, Stuckishaus
J. Liedholz, Berlin (15.–17. Sept.)
A. Matter, Bern

¹⁾ Shell U. K., Shell Mex House, Strand, London WC2R 0DX, England.

²⁾ Geologisches Institut der Universität, Bernoullistrasse 32, CH-4056 Basel.

³⁾ Geologisches Institut der Universität, Baltzerstrasse 1, CH-3012 Bern.

⁴⁾ Departement für Erdwissenschaften, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich.

⁵⁾ Waldeggstrasse 35, CH-3800 Interlaken.

⁶⁾ Naturhistorisches Museum, Augustinergasse 2, CH-4051 Basel.

⁷⁾ Shell Internationale Petroleum Maatschappij B. V., Postbus 162, 2501 AN Den Haag, Niederlande.

⁸⁾ Institut de Géologie, 11, rue Emile-Argand, CH-2007 Neuchâtel.

⁹⁾ Institut de Géologie, Pérolles, CH-1700 Fribourg.

H. P. Mohler, Den Haag
 M. Monbaron, La Neuveville
 J. Remane, Neuchâtel (13. Sept.)
 P. Schuler, Bern (17. Sept.)
 F. E. Seger, Emmenbrücke (15.–17. Sept.)
 A. Strasser, Zürich
 C. Sturny, Fribourg (15.–17. Sept.)

M. Teitz, Calgary
 M. Weidmann, Lausanne
 H. Weissert, Zürich (17. Sept.)
 H. Willems, Frankfurt
 W. Winkler, Fribourg (14.–17. Sept.)
 P. Zwahlen, Zollikofen (17. Sept.)

Sonntag, 12. September 1982

**Der Wechsel zwischen Ammoniten-/Schwamm- und Korallenfazies
 im nordwestschweizerischen Jura (GRESSLY 1838):
 Zyklische Sedimentation und Karbonatplattform-Entwicklung**

D. BERNOULLI und R. A. GYGI

Thema dieses Tages war der klassische Fazieswechsel zwischen Plattform- («Rauracien») und Beckensedimenten im nordwestlichen Schweizer Jura, wie er von AMANZ GRESSLY (1838) erstmals beschrieben worden ist. An das Studium der horizontalen Fazieswechsel fügt sich die Untersuchung der vertikalen Abfolge der Fazies, die sich im nordwestschweizerischen Jura zu regressiven Zyklen (Shoaling upward cycles, WILSON 1975) gruppieren lassen. Die diesen Zyklen zugrundeliegende Progradation der jurassischen Plattformen illustriert in idealer Weise das Faziesgesetz von WALTHER (1894), nach dem sich primär nur solche Fazies und Faziesbezirke geologisch überlagern können, die auch nebeneinander zu beobachten sind (WALTHER 1894, S. 979). Dieses Faziesgesetz hat in epikontinentalen Sedimentationsräumen, mit Einschränkungen, heute noch seine Gültigkeit.

Zur Zeit des Mittleren und Späten Jura lag das Gebiet des heutigen nordwestschweizerischen Jura im Übergangsbereich einer flachmarinen Plattform im Nordwesten (Burgunder Plattform, PURSER 1972, 1975) und eines etwas tieferen Beckens, das sich vom Schwäbischen Becken im Osten unter dem Molassebecken bis zum südwestlichen Jura verfolgen lässt. An den Rändern dieser Plattform, welche offenbar als Karbonatrampen ausgebildet waren, führte das Zusammenspiel von Subsidenz, von raschen Transgressionen im Gefolge eustatischer Meeresspiegelschwankungen und von rascher Progradation von Flachwasserkarbonaten zu regressiven Sedimentationszyklen (Shoaling upward cycles, Lithoklinen von PURSER 1972, 1975). Zwei grosse Zyklen lassen sich erkennen, die im grossen und ganzen dem Mittleren und Oberen Jura entsprechen. Ihnen ist – im Mittleren Jura besonders gut erkennbar – eine Hierarchie von Zyklen zweiter, dritter und vierter Ordnung superponiert (Fig. 2).

Ein Zyklus beginnt im allgemeinen mit einem submarinen Hardground oder mit eisenoolithischen Mergeln und Mergelkalken, welche einen Stillstand oder eine extreme Verlangsamung der Sedimentation anzeigen. Tonmergel und Mergel, welche in einem tieferen Bereich niedriger Wasserenergie abgelagert worden sind, bilden den unteren Teil eines Zyklus und gehen gegen oben in Mergelkalke,

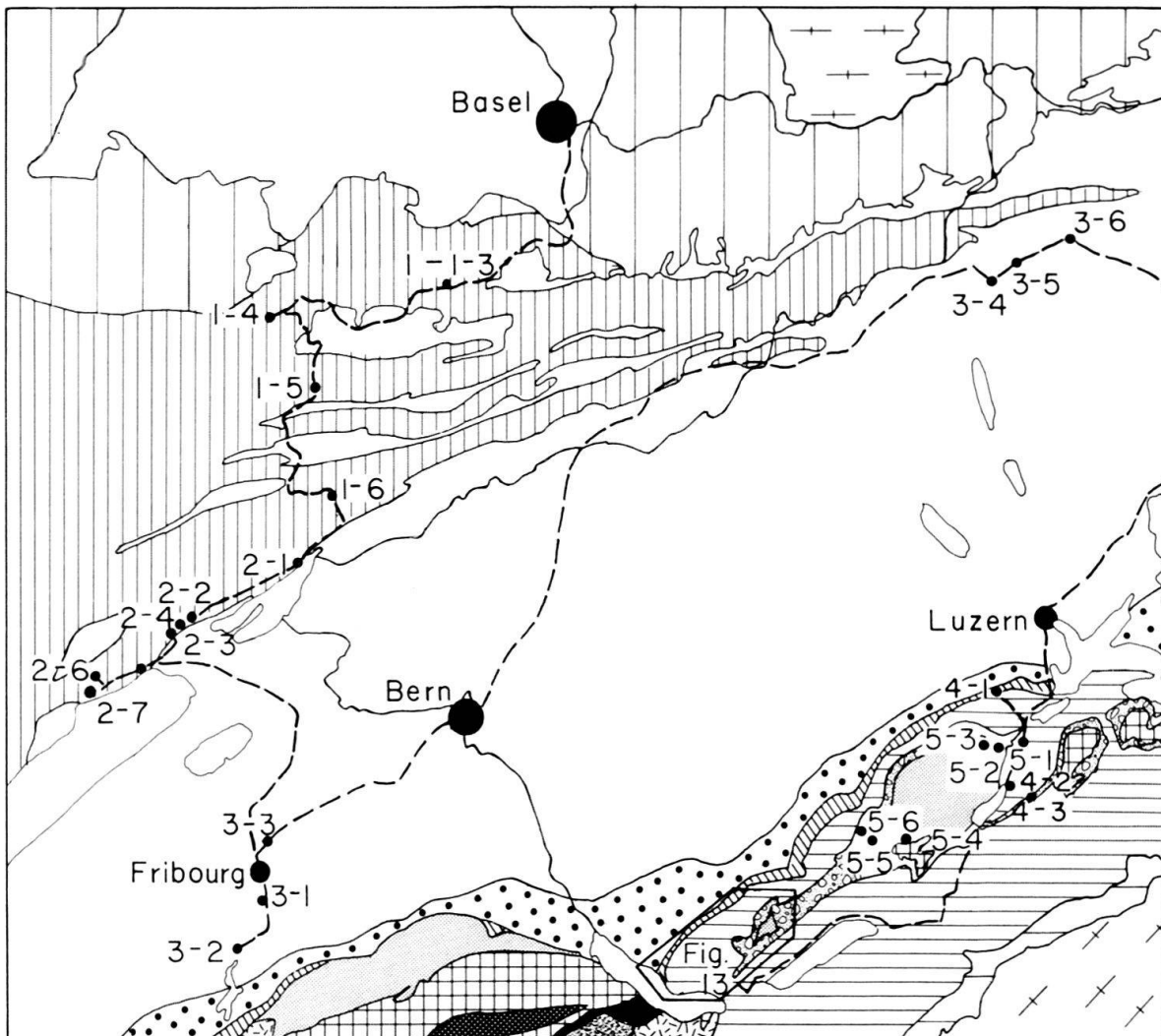


Fig. 1. Tektonische Übersichtskarte des Exkursionsgebietes nach SPICHER (1980) mit der Exkursionsroute und den beschriebenen Lokalitäten. Für die Lokalitäten 6-1 bis 6-7 siehe Figur 13.

bioklastische Packstones und schliesslich in Grainstones oder eventuell Korallenkalke über. Diese vertikale Sequenz entspricht einer raschen Progradation der flachmarinen Plattform, welche während des Späten Jura auch zu lagunären («restricted»), Intertidal- und Supratidal-Ablagerungen führte (vgl. GYGI 1969, BOLLIGER & BURRI 1970).

Die Exkursion besuchte Aufschlüsse, die bereits im Exkursionsführer des Oberrheinischen Geologischen Vereins (GYGI 1982) beschrieben worden sind. Vereinfachte Profile der Aufschlüsse von Liesberg, St-Ursanne, Sornetan und Péry sowie summarische Beschreibungen und Literaturangaben sind dort zu finden.

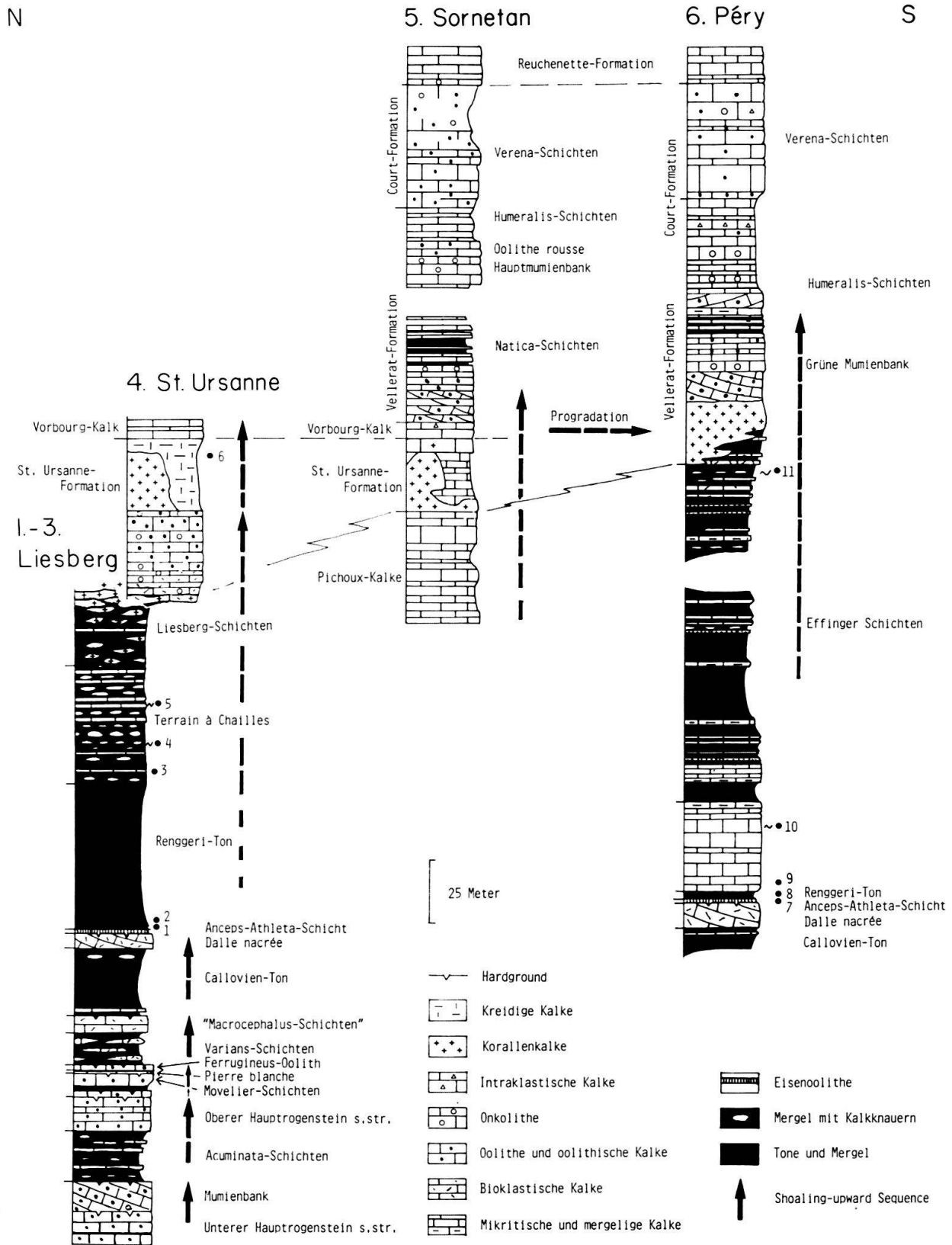
Die zyklische Sedimentation im späten Bajocian, Bathonian und frühen Callovian

1-1: Die zyklische Sedimentation der Formation des Hauptrogensteins (spätes Bajocian-frühes Bathonian) lässt sich längs der Staatsstrasse südwestlich Liesbergmüli (Koord. 599.600/249.350) ausgezeichnet beobachten (Fig. 2, STRUB 1982). Der untere Hauptrogenstein s.str. wird von einer Abfolge von Kleinzyklen aufgebaut, deren Mächtigkeit mehrere Meter beträgt und die jeweils von lokalen Hardgrounds abgeschlossen werden. Die Kleinzyklen beginnen mit fossilreichen Mergeln und/oder bioklastischen Packstones, die gegen oben in bioklastisch-oolithische und zuoberst in reine oolithische Grainstones übergehen. Die überlagernde Mumienbank s.l. besteht aus 11 m kreuzgeschichteter, bioklastischer und oolithischer Grainstones, welche insbesondere im unteren Teil Onkoide («Mumien») enthalten. Die obersten zwei Meter, massige, stark bioturbirte Oolithe, werden von einem regional verfolgbaren Hardground abgeschlossen. Dieser Hardground zeigt sehr schöne Bohrmuschellöcher und Eisenhydroxidkrusten.

Zwischen den unteren und den oberen Hauptrogenstein s.l. schalten sich die Acuminata-Schichten (= Homomyen-Mergel, 22 m) ein. Dieses Schichtglied beginnt mit einem bioturbirten, fossilreichen Kalk mit Austernschalen und vielen Echinodermen-Bruchstücken («transgressive unit») und besteht im wesentlichen aus fossilreichen Mergeln, zum Teil mit Knauern biogener Packstones, Mergelkalken und biogenen Packstones, die wiederum reich an Austern sind.

Der obere Hauptrogenstein s.l. lässt sich in vier Schichtglieder unterteilen, die jeweils einem kleinen regressiven Zyklus entsprechen; innerhalb der Movelier-Schichten sind zwei Zyklen unterscheidbar (Fig. 2). Im allgemeinen lässt sich

Fig. 2. Stratigraphische Profile der Aufschlüsse bei Liesberg, St-Ursanne, Sornetan und Péry. Nach Daten von BITTERLI (1979 und unpubl.), BOLLIGER & BURRI (1970), GYGI (1969, 1982), GYGI & MARCHAND (1982) und STRUB (1982). 1-11: Ammoniten: 1: *Cardioceras* (*Scarburgiceras*) *scarburgense* (YOUNG & BIRD), Scarburgense-Subzone, 2: *Creniceras renggeri* (OPPEL), Scarburgense-Subzone, 3: *Cardioceras* (*Cardioceras*) *persecans* (S. S. BUCKMAN), Cordatum-Subzone, 4: *Gregoryceras* (*Gregoryceras*) *tenuisculptum* GYGI, Densiplicatum-Zone, 5: *Glochiceras* (*Glochiceras*) *subclausum* (OPPEL), mit begleitenden Perisphinctiden der Antecedens-Subzone, vgl. ARKELL (1956, S. 96), 6: *Perisphinctes* (*Perisphinctes*) *alatus* ENAY, obere Antecedens- oder Parandieri-Subzone, 7: *Quenstedtoceras lamberti lamberti* (J. SOWERBY), Lamberti-Subzone, 8: *Cardioceras* (*Scarburgiceras*) *leachi* (J. SOWERBY), Scarburgense-Subzone, 9: *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) *antecedens* SALFELD, Antecedens-Subzone, 10: *Perisphinctes* (*Aureimontaniites*) sp., Parandieri-Subzone, 11: *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) sp., Bifurcatus-Zone, 9-11: Funde von H. und A. Zbinden. ● = genau bekannter Horizont, ~● = ungefähre Position.



wiederum ein vertikaler Übergang von Mergeln an der Basis in vorwiegend oolithische Packstones und Grainstones beobachten; im Falle der Pierre Blanche sind es feinkörnige Kalke, Pelbiosparite bis Pelbiomikrite, die ein deutliches Wühlgefüge zeigen. Innerhalb der Movelier-Schichten, unmittelbar über dem internen Hardground, treten bis dezimetergrosse, von *Lithodomus* angebohrte Korallenstöcke auf; die Mergel des Ferrugineus-Ooliths enthalten Einzelkorallen. Besonders gut ist der regionale Hardground aufgeschlossen, welcher den Ferrugineus-Oolith abschliesst. Er zeigt neben einer Besiedlung durch Austern und Eisenhydroxidkrusten wenige Millimeter dicke, dezimetertiefe Bohrlöcher, die mit eisenreichem Dolomit gefüllt sind (Fig. 3b).

Die frühe Zementation der Hardgrounds wird ausser durch die Besiedlung durch sessiles Benthos, das ein hartes Substrat benötigte, durch die Zementationsgeschichte des Hauptrogensteins belegt (STRUB 1982). Während die oolithischen Grainstones im allgemeinen erst nach einer beträchtlichen Kompaktion, die zu konvex-konkaven Kornkontakten (Fig. 3c) und zur Ablösung der Rinden von Ooiden führte (Fig. 3d), durch einen eisenreichen B-Zement von Calcit zementiert wurden, zeigen die Grainstones im Bereich der Hardgrounds keine Kompaktion und einen frühen eisenarmen A-Zement, der von einem späten B-Zement gefolgt wird (Fig. 3a). Komponenten und frühe Zemente werden von Bohrlöchern diskordant angeschnitten, ein weiterer Nachweis der frühen Zementation (Fig. 3b). Dass diese Prozesse in einem ausschliesslich submarinen Milieu vor sich gingen, wird durch das Fehlen vadoser Zemente belegt: die vertikale Zementationsfolge (Séquence à cimentation régressive, PURSER 1973, Fig. 3) erreicht hier nirgends die inter- oder supratidalen Bereiche.

1-2: Der folgende *Calcaire-roux-sableux-Varians-Zyklus* (BITTERLI 1979) ist in Liesberg unvollständig aufgeschlossen. Sein unterer Teil, die Varians-Schichten, ist an der Strasse südwestlich Liesbergmüli zu sehen. Die Varians-Schichten bestehen aus einer Alternanz von grauen Mergeln und mergeligen Kalken, knauerigen Biopelmikriten bis Biopelmikrospariten mit einer reichen Bivalven- und Brachiopodenfauna («*Rhynchonella varians*» = *Rhynchonelloidella alemanica* ROLLIER). Der oberste Teil des Zyklus, die sogenannten Macrocephalus-Schichten, ist an der Südwestwand der Tongrube von Liesbergmüli (Koord. 599.700/249.550) aufgeschlossen. Die Macrocephalus-Schichten bestehen aus mergeligen biogenen und Pellet-Packstones. Der Zyklus wird abgeschlossen von einem Hardground, der eine komplexe Geschichte von Sedimentation, Bioturbation, früher Zementierung, submariner Erosion und Anbohrung der Hardgroundfläche erkennen lässt. Bioturbirtes Sediment wurde offensichtlich in grossen Konkretionen unter der Sedimentoberfläche differenziell zementiert, durch submarine Erosion exhumiert und von sessilem Benthos (Austern) besiedelt; jüngere Bohrgänge durchschneiden deutlich ältere Wühlgefüge (burrows), die im noch weichen Sediment angelegt wurden. Mehrere Meter lange und mehrere Dezimeter breite, dezimetertiefe Hohlformen auf der Schichtoberfläche konnten noch nicht gedeutet werden; sie stehen aber klar mit sedimentären oder penecontemporären Prozessen in Zusammenhang.

Wie im *Calcaire-roux-sableux-Varians-Zyklus* erreicht die Progradation der Sedimente flachsten Wassers auch im *Dalle-nacrée-Zyklus* (BITTERLI 1979) unser

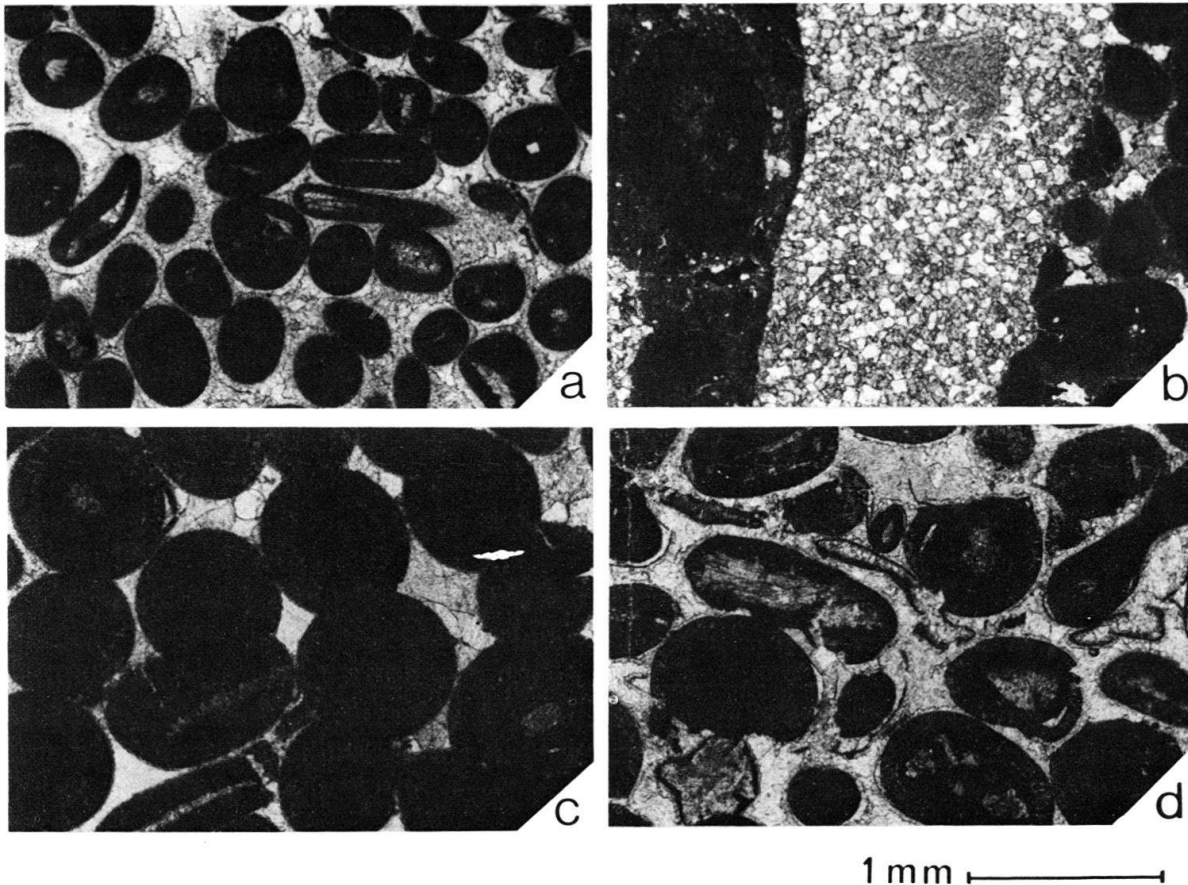


Fig. 3. Zur Zementationsgeschichte des Hauptrogensteins.

- a: Oolithischer Grainstone, zementiert durch eisenfreien calcitischen A-Zement und späten eisenreichen Calcit (B-Zement). Hardground im Dach des Unteren Hauptrogensteins s.str., Liesbergmüli.
- b: Bohrgang, gefüllt mit eisenreichem Dolomit. Der Bohrgang durchschneidet diskordant Matrix, Komponenten und frühen A-Zement und belegt damit die frühdiagenetische Zementation des Hardgrounds. Hardground im Dach des Ferrugineus-Ooliths, Liesbergmüli.
- c: Oolithischer Grainstone, zementiert durch eisenreichen calcitischen B-Zement. Dieser B-Zement ist jünger als die Kompaktion des Ooliths (lange und konvex-konkave Kontakte, abgelöste Ooid-Rinden). Unterer Hauptrogenstein s.str., Liesbergmüli.
- d: Oolithischer Grainstone mit spätdiagenetischer Zementation. Mikritrinden und frühe Zemente sind zerbrochen und kompaktiert, Ooid-Rinden verschiedentlich abgelöst. Unterer Hauptrogenstein, Hasenmatt.

Aus STRUB (1982).

Gebiet nicht. Unmittelbar über dem Hardground der «Macrocephalus-Schichten» liegen einige Dezimeter Mergel mit einer reichen Ammonitenfauna des frühen Callovian. Die tonigen Mergel des sogenannten Callovien-Tons werden überlagert von bioklastischen Kalken, die vorwiegend aus Crinoiden-Fragmenten bestehen. Die Dalle nacrée, im Westen ein bis 50 m mächtiger Komplex von Crinoiden-Sandwellen, erreicht in Liesberg nur wenige Meter, die Korngrösse ist feiner, und Mergellagen schalten sich zwischen die strömungsgeschichteten Bänke ein: Offensichtlich befinden wir uns nahe dem distalen Ende der Dalle nacrée, die gegen Osten verschwindet.

In der oberen Grube südwestlich des Dorfes Liesberg (Koord. 598.750/250.000) liegt auf der Dalle nacrée lokal ein bis 10 cm mächtiger fossilreicher Kalk mit zahlreichen Bivalven, Gastropoden, Brachiopoden und wenigen Ammoniten. Wir vermuten, dass diese Schicht die Transgression dokumentiert, welche sich gegen Ende des frühen Callovian, während der Enodatum-Subzone, andernorts in der Nordschweiz nachweisen lässt. Der Hardground im Dach dieser Schicht greift lateral bis auf die Dalle nacrée hinunter und lässt eine komplexe Geschichte von Bioturbation, frühdiagenetischer Zementation, Bildung und Besiedlung von Kleinhöhlen durch inkrustierende Organismen, Exhumierung durch submarine Erosion und anorganische Mineralisation durch Eisenhydroxide und Siderit erkennen (BITTERLI 1979 und unpubl.).

Im mittleren und im späten Callovian setzte die Sedimentation mindestens zweimal ganz aus (Fig. 4). Während der Coronatum-Zone begann die sehr langsame Ablagerung eines eisenoolithischen Kalkes, belegt durch *Erymnoceras doliforme* ROMAN. Der bis 0,5 m mächtige, eisenschüssige Kalk enthält aber vor allem grosse Peltocerasen, darunter auch *Peltoceras (Peltoceras) athleta* (PHILLIPS), aus dem späten Callovian. Diese Ammoniten sind auf der grossen, steil nach Norden einfallenden Schichtplatte am Südrand der Tongrube südwestlich des Dorfes Liesberg sehr gut zu sehen (FISCHER 1965, Fig. 5). Die reiche Fauna dieser Anceps-Athleta-Schicht genannten Bank besteht zum grössten Teil aus Ammoniten. Diese Eisenoolithe haben sich, im Gegensatz zu vielen anderen, vermutlich in grösseren Wassertiefen von bis zu 100 m gebildet (GYGI 1981, S. 244). Nach der Ablagerung des obersten, mergeligen Teils der Schicht (0,15 m mächtig) setzte die Sedimentation wahrscheinlich in der ganzen Nordschweiz aus, weil in diesem Gebiet Ammoniten des frühen Lamberti-Chrons fehlen.

Der Shallowing-upward-Zyklus des Oxfordian

1-3: Der ältere, mergelige Teil dieses Zyklus ist in den Tongruben von Liesberg lückenlos aufgeschlossen. In der oberen Grube südwestlich des Dorfes liegt an der Basis des dort 57 m mächtigen, blaugrauen Renggeri-Tons ein 0,3 m mächtiger, grauvioletter Tonmergel mit Eisenoolithen. Der eisenoolithische Tonmergel enthält *Quenstedtoceras lamberti lamberti* (J. SOWERBY) und *Cardioceras paucicostatum* LANGE (siehe GYGI & MARCHAND 1982, S. 533). Die Sedimentation hat also bei Liesberg wie auch in der Klus von Rondchâtel bei Péry kurz vor Beginn des Späten Jura wieder eingesetzt. Die gedrängte Abfolge der genannten Ammonitenarten belegt für diesen Horizont eine sehr geringe Sedimentationsgeschwindigkeit. Die Fauna des eisenoolithischen Tonmergels besteht wie die des untersten Renggeri-Tons grösstenteils aus Ammoniten. Es gibt keine Anzeichen dafür, dass sich die Wassertiefe vom mittleren Callovian bis zum Beginn des Oxfordian verändert hat. *Cardioceras (Scarburgiceras) scarburgense* (YOUNG & BIRD) kommt in den untersten Metern des Renggeri-Tons zusammen mit *Creniceras renggeri* (OPPEL) vor. Im unteren Renggeri-Ton sind kleine Ammoniten als Eisensulfid-Steinkerne meistens vollständig erhalten. Von grösseren Ammoniten liegen oft nur die innersten Windungen in dieser Erhaltung vor, während die äusseren Windungen als kompaktierte Mergelsteinkerne überliefert sind. Das bodennahe Wasser kann aber nicht sauer-

Stufen	Ammoniten		Liesberg		Rondchâtel bei Péry	
	Zonen	Subzonen	Sedimente	Wasser	Sedimente	Wasser
OXFORDIAN	mittleres	Bifurcatus			Facies fast ohne Ammoniten	seicht
		Transversarium			Korallenbioherm	
						Blaugraue Mergel mit gelblichen, lutitischen Kalkbankfolgen: Effinger Schichten
	frühes	Densiplicatum			Lutitische Bankkalke (Mudstones): Übergangskalk	wird seichter
					Schichtlücke	
CALLOVIAN	spätes	Cordatum			Blaugrauer Tonmergel: Renggeriton	
		Mariae			Eisenoolithischer Tonmergel	tief
					Schichtlücke	
					Eisenoolithischer Kalk: "Anceps-Athleta-Schicht"	
	mittleres	Lamberti			Schichtlücke ?	
		Athleta				
frühes	Gracilis	Enodatum	Bioruditische Wackestone	tief	Bioruditische Wackestone	tief
			Dalle nacrée	seicht	Dalle nacrée	seicht

stofffrei gewesen sein, weil im Renggeri-Ton neben den Ammoniten auch bodenbewohnende Organismen wie Brachiopoden, Bivalven und Crinoiden vorkommen.

Der vorwiegend tonige Schlamm des Renggeri-Tons wurde aus Nordwesten ins Becken geschüttet. Mit der Zeit nahm der Kalkgehalt des Schlammes zu, und es lagerten sich graue Mergel mit frühdiagenetisch gebildeten Kalkknauern ab. Dieses Schichtglied wird irrtümlich «Terrain à Chailles» genannt. Irrtümlich deshalb, weil «chaille» auf französisch Feuersteinknolle bedeutet. Solche Knollen kommen im «Terrain à Chailles» weder in der Schweiz noch in Frankreich vor (ENAY 1966, S.210). Durch die teilweise Auffüllung des Beckens wurde das Wasser seichter, wodurch sich die Zusammensetzung der Fauna änderte: Im «Terrain à Chailles» kommen nur noch wenige Ammoniten vor. Häufiger sind Bivalven (*Pholadomya*) und berippte Brachiopoden (*Thurmannella thurmanni*). Durch weitere tonig-kalkige Schlammzufuhr wurde das Wasser schliesslich so seicht, dass, bei anhaltender und wahrscheinlich rascher Mergelsedimentation, hermatypische Korallen einwanderten und dicht besetzte Biostrome bildeten, die Liesberg-Schichten. Das «Terrain à Chailles» und die Liesberg-Schichten sind in der unteren Tongrube bei Liesbergmüli gut aufgeschlossen.

Die meisten Korallenkolonien der Liesberg-Schichten haben eine dünnplattige Wuchsform. Diese Kolonieform ist eine Anpassung an geringe Belichtung und kommt heute auf Riffen des westlichen Atlantiks fast nur in grösserer Wassertiefe, am Steilabfall gegen das offene Meer hin, vor. Dort ist das Wasser klar und erlaubt dem Sonnenlicht, in relativ grosse Wassertiefen einzudringen. Die Korallen der Liesberg-Schichten sind jedoch in einem ganz anderen Milieu gewachsen. Die hohe Sedimentationsgeschwindigkeit der Liesberg-Schichten zeigt, dass oft viel Schlamm im Wasser suspendiert gewesen sein muss. Der Schlamm verhinderte, dass Sonnenlicht in der von den hermatypischen Korallen benötigten Intensität regelmässig bis in grössere Tiefen gelangen konnte. Auch die Tatsache, dass die Liesberg-Schichten bei Liesberg von Sedimenten des flachsten Wassers überlagert werden, deutet auf eine Ablagerung der Liesberg-Schichten in ziemlich seichtem Wasser hin.

1-4: Bei St-Ursanne JU liegen an der Strasse westlich vom Bahnhof über den dort nicht aufgeschlossenen Liesberg-Schichten wandbildende, grob bioklastische Kalke mit Korallen, Onkoiden und mergeligen Taschen. Oberhalb der Strassenunterführung folgen oolithische Kalke, welche unten und zuoberst zahlreiche Onkoide enthalten. Über diesen vorwiegend bräunlichen Gesteinen liegen bei St-Ursanne wie anderswo über der inneren Plattform hellere bis reinweisse Kalke (kreidige Kalke von St-Ursanne, M.A. ZIEGLER 1962) mit Korallenbiohermen, welche PÜMPIN (1965) untersucht hat. Bei der Kalkfabrik St-Ursanne ist die Basis der Bioherme auf der untersten Steinbruchterrasse aufgeschlossen. Die feinkörnigen und sehr porösen kreidigen Kalke zwischen den Biohermen sind beim Eingang zu den Stollen westlich vom Steinbrecher zugänglich. Sie zeigen ein hypidiotopes Gefüge von mikrosparitischem Calcit, das durch Lösung eines Aragonitschlammes und Calcitcementation entstanden sein könnte (Fig. 5a). Eine Folge von dickbankigen und wetterfesten Kalken schliesst die Steilstufe über den Stollen der Kalkfabrik ab. Dies ist der Vorbourg-Kalk, in dem Priele (PÜMPIN 1965), Stromatolithe und Schichtoberflächen mit Trockenrissen vorkommen. M.A. Ziegler hat darin auch Characeen und Süsswasserostracoden sowie feinkörnigen detritischen Quarz gefunden. Wegen der guten Sortierung vermutete Ziegler, dass die Quarzkörner vom Wind ins Sediment eingestreut worden seien (M.A. ZIEGLER 1962, S. 26, 42). Der Vorbourg-Kalk wurde im inter- und supratidalen Bereich abgelagert.

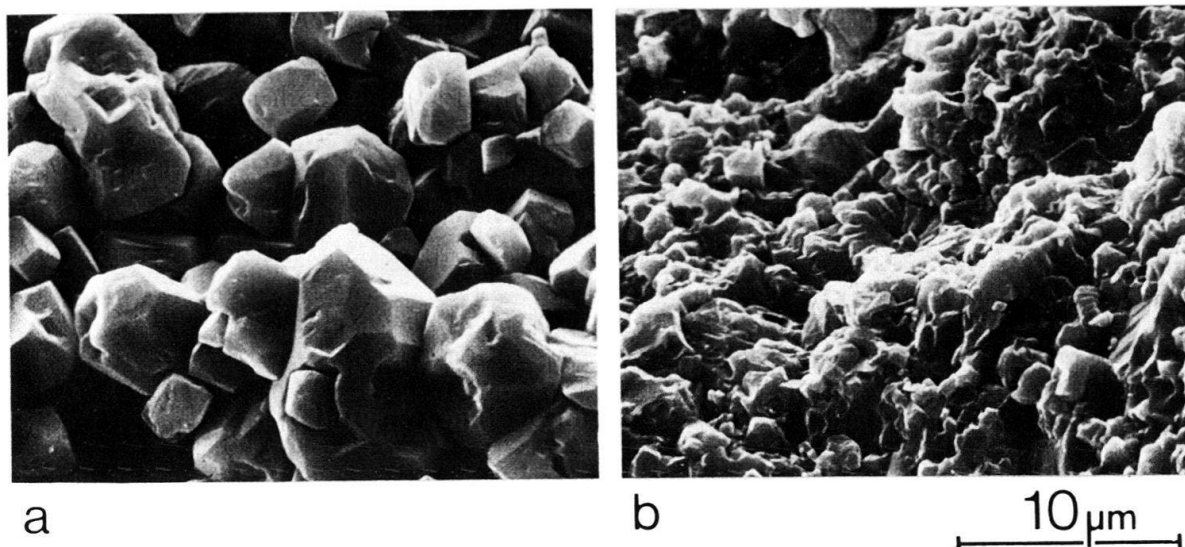


Fig. 5 a: Ultrastruktur der kreidigen Kalke von St-Ursanne: hypidiotopes Gefüge von mikrosparitischem Calcit, vermutlich durch Lösung von Aragonitschlamm und Calcitcementation entstanden (vgl. STEINEN 1982). REM. b: Ultrastruktur der Pichoux-Kalke; xenotopes Gefüge von mikritischem Calcit mit von syntaxialem Calcit überwachsenen Coccolithen. Roches (nördlich Moutier, an der Strasse von Hautes Roches nach Le Trondai, Kt. Bern). REM.

GRESSLY (1864, S. 100) fasste die Kalke zwischen den mergeligen Liesberg-Schichten unten und den ebenfalls mergeligen Natica-Schichten oben unter dem Namen Rauracien zusammen (S. 96). BOLLIGER & BURRI (1970, S. 69) schlugen die Bezeichnung St-Ursanne-Formation vor, von der sie aber den Vorbourg-Kalk abtrennten. Gresslys Rauracien ist kein einfacher Teil eines regressiven Oxfordian-Zyklus. Die Überlagerung von oolithischen Kalken des tieferen «Rauracien» durch Korallenbioherme bei St-Ursanne dokumentiert einen schnellen relativen Meeresspiegelanstieg, welcher ungefähr am Ende des Antecedens-Chrons stattgefunden haben muss. Dieser ist möglicherweise mit einem in England für diese Zeit vermuteten eustatischen Meeresspiegelanstieg identisch (TALBOT 1973, S. 308). Ein von V. Pümpin in den Stollen der Kalkfabrik St-Ursanne etwa 10 m unter der Basis des Vorbourg-Kalkes gefundener und von R. Enay (Lyon) bestimmter *Perisphinctes* (*Perisphinctes*) *alatus* ENAY zeigt, dass die Fundschicht entweder in die obere Antecedens-Subzone oder in die Parandieri-Subzone einzustufen ist¹⁰⁾ (Fig. 2).

Im Antecedens-Subchron entstand also über dem Areal der Liesberg-Schichten eine ausgedehnte Karbonatplattform, welche sich in zwei Teilzyklen gliedern lässt. Der zweite Teilzyklus fällt wahrscheinlich zum Teil ins Parandieri-Subchron.

1-5: In den Gorges du Pichoux bei Sornetan BE kann man den vertikalen Übergang der Beckenfazies in die «Rauracien»-Korallenkalke beobachten. Dieser Übergang entspricht der Progradation der Plattform gegen Südosten. An der Strasse sind unterhalb des Tunnels grobgebankte Kalke (vorwiegend Mudstones, Pichoux-Kalke von BOLLIGER & BURRI 1970) mit Ammoniten aufgeschlossen (M. A. ZIEGLER 1962, S. 35). Hier und in andern Profilen sind in diesen Kalken zudem Coccolithen nachgewiesen worden (Fig. 5b, siehe auch GYGI 1969, Fig. 1), was auf ein offenes, etwas tiefermarines Ablagerungsmilieu deutet. Über den gebankten Kalken liegen Korallenbioherme, welche wegen ihrer im Verhältnis zum Nebengestein höheren Verwitterungsresistenz als steile Felszähne aus dem Nebengestein herauswittern

¹⁰⁾ Wir danken V. Pümpin für die Schenkung des Ammoniten an das Naturhistorische Museum Basel und R. Enay für die Bestimmung.

(BOLLIGER & BURRI 1970, Tf. 1, Fig. 1). Diese Bioherme bestanden primär zu einem wesentlichen Teil aus Kalkschlamm, der zwischen die Korallenstöcke einsedimentiert wurde. Die Bioherme hatten eine geringe Korallenbesiedlungsdichte und erhoben sich sehr wenig über den umgebenden Meeresboden. Sie entstanden vermutlich in tieferem Wasser und belegen das beckenwärtige Progradieren der Korallenfazies über tiefermarine Sedimente hinweg (M. A. ZIEGLER 1962, Fig. 2).

Von da an wittert die Schichtfolge wegen des zunehmenden Anteils von siliciklastischem Material im Gestein zurück. Ein graublauer Korallenkalk wird von dünnbankigem Vorbourg-Kalk (von einem grösseren Bruch versetzt, nur im Bachbett zugänglich) und dieser von kreuzgeschichtetem Calcarenit überlagert. Darüber sind an der Strasse wellig laminierte Algenstromatolithe, eine markante Erosionsfläche und ein onkolithischer Kalk aufgeschlossen. Über den vorwiegend mergeligen oberen Natica-Schichten wittert die kalkige Bankfolge der Hauptmumienbank (P. A. ZIEGLER 1956, S. 63) als Härterippe heraus. Diesen ausgezeichneten Leithorizont hat schon GRESSLY (1864, S. 99) als solchen erkannt. Über den zurückwitternden Humeralis-Schichten erhebt sich die sehr hohe, fast weiss anwitternde Rippe der oolithischen unteren Verena-Schichten. Die oberen, ebenfalls oolithischen Verena-Schichten wittern zurück und sind durch eine Schutzwand abgedeckt. Hauptmumienbank, Humeralis-Schichten und Verena-Schichten haben BOLLIGER & BURRI (1970, Tf. 16) hier in ihrer Court-Formation zusammengefasst. Über einer markanten Fuge folgen die dickbankigen Kalke der Reuchenette-Formation. In diesen zwei Formationen sind Ammoniten äusserst selten. Deshalb ist nicht bekannt, wo in diesem Profil die Oxfordian/Kimmeridgian-Grenze liegt.

1-6: Die Zementsteinbrüche in der Klus von Rondchâtel (Gemeinde Péry BE) erschliessen mit geringfügigen Lücken eine Schichtfolge, welche vom frühen Callovian bis ins Kimmeridgian reicht. Im südlichsten Teil des Mergelbruches steht an der Westflanke, im Kern der Chasseral-Falte, als älteste Schicht der sogenannte Callovien-Ton an. Darüber liegen 12,25 m eines schräggeschichteten, plattig zerfallenden Kalkes. Dies ist die Dalle nacrée in ihrer typischen Ausbildung: bioklastische Grainstones mit Echinodermen und Bryozoen-Fragmenten. Der oberste Horizont der Dalle nacrée ist ähnlich ausgebildet wie bei Liesberg. Seine Oberfläche ist angebohrt und wird von einer Limonitkruste überlagert. Der hangende eisenoolithische Kalk ist weniger als 1 m mächtig. Er wird oben von einem zweiten Hardground mit diskontinuierlicher Limonitkruste abgeschlossen. Darüber liegt ein weicher, braunvioletter Tonmergel mit 10–30% Eisenooïden und gelbbraunen Flecken. Diese leicht kenntliche Schicht ist 0,15 m mächtig und enthält Ammoniten der jüngeren Lamberti-Zone. Mit scharfer Grenze folgt ein 0,25–0,4 m mächtiger, frisch sehr zäher Tonmergel von bräunlichdunkelgrauer Farbe. Die unten häufigen Eisenooïde verlieren sich nach oben, wo ein Übergang in blaugrauen, reinen Tonmergel stattfindet. Im zähen eisenoolithischen Tonmergel kommen Ammoniten der Scarburgense-Subzone vor. Innerhalb dieser Schicht beginnt also das Oxfordian.

Der dem Renggeri-Ton entsprechende blaugraue Tonmergel ist nur 3,3 m mächtig. Die über einer Schichtlücke (Fig. 4) folgenden, 28,35 m mächtigen gebankten Kalke (Mudstone) enthalten an der Basis stellenweise kleine Bioherme von

Kieselschwämmen. Die wenigen Ammoniten aus diesen Kalken zeigen, dass die eine Steilstufe bildende Folge teils Antecedens-, teils Parandieri-Alter hat und in relativ tiefem Wasser abgelagert worden ist.

Die bei Péry 140 m mächtigen Effinger Schichten bestehen hauptsächlich aus blaugrauen Mergeln, denen vor allem unten zahlreiche Kalkbänke eingelagert sind. Dichte Folgen von Kalkbänken bilden gelblich anwitternde Steilstufen. 76 m über der Basis der Effinger Schichten beginnt eine 3,5 m mächtige Bankfolge, deren mergelige Kalkbänke von unten nach oben systematisch dicker werden (thickening upward sequence), während die Mächtigkeit der mergeligen Zwischenlagen nach oben abnimmt.

In den oberen Effinger Schichten treten häufig dünne Kalkbänke mit viel feinkörnigem, gut sortiertem Quarzsand auf. BOLLIGER & BURRI (1967, 1970) glaubten beweisen zu können, dass nicht nur der Quarzsand im Vorbourg-Kalk und in den Natica-Schichten, wie von M. A. ZIEGLER (1962) vermutet, tatsächlich äolisch transportiert worden sei, sondern dass auch der Quarzsand der Effinger Schichten wegen des begleitenden Feldspats vom Wind transportiert worden sein müsse. Sie betrachteten diese Quarz-Feldspat-Schüttungen als Zeit-Korrelationsmittel und nahmen deshalb für die Effinger Schichten im Südosten gleiches Alter wie für die mergeligen Natica- und Humeralis-Schichten im Nordwesten an. Sie postulierten damit einen Fazieswechsel zwischen «Argovien» und «Sequanien» im Gegensatz zur klassischen Korrelation «Rauracien»–«Argovien» von ROLLIER (1888).

In den obersten Effinger Schichten fusst beim Südportal des Tunnels ein Korallenbioherm, das ein geringes Relief hatte und von gelblichem, kreuzgeschichtetem Oolith überlagert wird. H. und A. Zbinden haben wenige Meter unter diesem Bioherm ein *Dichotomoceras* gefunden, welches der jüngeren Bifurcatus-Zone angehört¹¹⁾. Dies ergibt eine beckenwärtige Progradation der Korallenfazies um (abgewickelt) mehr als 20 km in der Zeit von etwa zwei Ammonitensubzonen.

Montag, 13. September 1982

**Klassische Lokalitäten der marinen Unteren Kreide: Neocomian
(THURMANN 1836; DE MONTMOLLIN 1839), Valanginian (DESOR 1854)
und Hauterivian (RENEVIER 1874). Faunen, Ablagerungsmilieu
und Brauchbarkeit der Unterkreide-Stratotypen**

J. REMANE

Die Exkursion folgt weitgehend einer bereits beschriebenen Route: Abgesehen von 2-1 können alle Angaben über die besuchten Aufschlüsse und das meiste der einschlägigen Literatur dem Exkursionsführer entnommen werden, der für den Oberrheinischen Geologischen Verein erstellt wurde (REMANE 1982).

¹¹⁾ Wir danken H. und A. Zbinden für die Schenkung einer Anzahl Ammoniten aus dem Profil von Péry.

2-1: Ortsausgang von Biel in Richtung Neuchâtel, direkt an der Nationalstrasse 5 (Koord. 584.100/220.450, geologische Karte 1:25000, HÄFELI 1966): Aufschluss in der Goldberg-Formation (= «Purbeckien» des Jura), nahe der Typlokalität. Das Vorhandensein von Mikriten mit Charophyten, sogenannten «cailloux noirs» und Algenlaminiten vermittelt einen guten Eindruck der jurassischen Purbeckfazies mit ihren «restricted environments».

2-2: Aufgelassene Mergelgrube und Steinbruch nordwestlich Cressier (Koord. 569.150/211.600): Sedimente des «Valanginien»- und des unteren Teiles des Hauterivian-Zyklus (Halt 1 in REMANE 1982).

2-3: Steinbruch der Juracime S.A. nordwestlich Cornaux (Koord. 567.800/210.100): Lagunäre Sedimente des «Purbeckien». Transgressiver Zyklus des «Valanginien»: Marbre bâtard und Calcaire roux (Halt 3 in REMANE 1982).

2-4: Ravin de Mortruz (Koord. 568.650/210.820): Hemipelagische Kalke des Cenomanian (Halt 2 in REMANE 1982).

2-5: Hauterive (Koord. 564.400/207.950): Historische Typlokalität des Hauterivian: Pierre jaune de Neuchâtel (Halt 4 in REMANE 1982).

2-6: Valangin (Koord. 659.350/206.950): Historische Typlokalität des Valanginian und das Problem des Berriasian: Marbre bâtard, Calcaire roux und Kondensation des Valanginian (Halt 5 in REMANE 1982).

2-7: Serrières (Koord. 559.500/203.600 und 558.920/203.450): Plattform-Karbonate der Urgon-Fazies (Halt 6 in REMANE 1982).

Im vorliegenden Bericht geht es darum, die wichtigsten Probleme der Unterkreidestratigraphie noch einmal kurz darzustellen und einige ergänzende Bemerkungen im Hinblick auf das Rahmenthema der Exkursion zu machen. Purbeckfazies und die oolithischen Mergelkalke sind im Gelände lithologisch nicht genau gegeneinander abzugrenzen, wie sich bei Cornaux (2-3) zeigte. Auch die lithostratigraphischen Grenzen zwischen Mergelkalkzone und Pierre jaune und vor allem zum Urgonien jaune sind schwierig zu fassen (s. Tab. 1).

Tabelle 1: *Stratigraphische Übersicht über die Untere Kreide des Neuenburger Jura.*

lithostratigraphische Einheiten	Alter (Stufen)
Urgonien blanc	Barremian

Urgonien jaune	-----?

Pierre jaune de Neuchâtel	Hauterivian

Mergelkalkzone	

Marne bleue d'Hauterive	Valanginian

Astieria-Mergel	

Calcaire roux	-----

Marbre bâtard	Berriasian

oolithische Mergelkalke	

"Purbeckien"	

Der genaue lithostratigraphische Inhalt des historischen Valanginian ist aus der ursprünglichen Definition von DESOR (1854) nicht zu entnehmen, aber nach DESOR & GRESSLY (1859) umfasst es die oolithischen Mergelkalke, den Marbre bâtard und den Calcaire roux. Das Hauterivian umschliesst nach seiner Erstdefinition durch RENEVIER (1874) Astieria-Mergel, Marne bleue d'Hauterive und Pierre jaune de Neuchâtel. Die Astieria-Mergel wurden durch BAUMBERGER (1901) in das Valanginian gestellt. Diese Auffassung hat sich schliesslich durchgesetzt, weil diese Grenze der in der Cephalopodenfazies festgelegten Stufengrenze entspricht. Das in der südostfranzösischen Cephalopodenfazies definierte Berriasian (COQUAND 1871) entspricht dem unteren Teil des historischen Valanginian; seine Grenzen lassen sich im Neuenburger Jura nur angenähert bestimmen. Die Basis liegt vermutlich nahe der Grenze «Portlandien»/«Purbeckien», während die Obergrenze ziemlich gut mit der Grenze Marbre bâtard/Calcaire roux übereinzustimmen scheint. Diese Annahme basiert auf dem Vorkommen der Foraminifere *Keramosphaera allobroensis* im oberen Marbre bâtard (unité supérieure gréseuse, STEINHAUSER & CHAROLLAIS 1971).

Die mehrere hundert Meter mächtige «shoaling upward sequence» des Malms erreicht in der lagunären Purbeckfazies ihren Höhepunkt; die Unterkreide-Transgression führt wieder zu fortschreitend tieferen Ablagerungsmilieus. Die Abfolge von den oolithischen Mergelkalken bis zum «Urgonien» bildet einen grossen Sedimentationszyklus, zuerst transgressiv und dann, mit der Marne bleue, wieder in eine «shoaling upward sequence» einmündend. Diese Serie entspricht recht genau dem klassischen Neokom, wie es von DE MONTMOLLIN (1836, 1839) beschrieben wurde. Aptian und Albien (auf unserer Exkursion nicht berührt) gehören nicht mehr zu diesem Zyklus, und auch das typisch hemipelagische Cenomanian (2-4: Ravin du Mortruz) rührt von einer neuen, viel weiter ausgreifenden Transgression her. In der Umgebung von Cressier scheint übrigens das Cenoman mit einer leichten Winkeldiskordanz auf dem «Urgonien» zu lagern (RENZ 1976).

Im obengenannten Neokomzyklus lassen sich im einzelnen folgende Etappen unterscheiden:

a) Transgressive Phase

1. Während der Ablagerung der oolithischen Mergelkalke und des Marbre bâtard herrschen meist noch Stillwasserbedingungen, wie aus dem Überwiegen mikritischer Kalke hervorgeht. Erst im oberen Marbre bâtard macht sich eine etwas stärkere Wasserbewegung bemerkbar, einerseits durch die Zufuhr von feinem klastischem Quarz (unité supérieure gréseuse!), andererseits durch das immer häufigere Auftreten von Packstones und gelegentlich auch von Grainstones. Diese ganze Abfolge hat sich im inneren, küstennahen Bereich einer Karbonatplattform abgelagert, meist in gegen das offene Meer noch geschützten Lagunen, deshalb Stillwasser trotz geringer Meerestiefe. In den oolithischen Mergelkalken kommen sogar noch brackische Einschaltungen vor, später herrscht dann aber normale Salinität.

2. Mit dem Calcaire roux wird der Einfluss des offenen Meeres sehr viel deutlicher: Gut sortierte Grainstones mit Schrägschichtung zeigen bewegtes Wasser mit

starken Strömungen an, Bedingungen, wie man sie am Aussenrand einer Karbonatplattform antrifft. Der Fazieswechsel vom Marbre bâtard zum Calcaire roux ist sehr rasch (2-6: Valangin), stellenweise sogar durch eine ausgeprägte Erosionsdiskordanz unterstrichen (2-3: Cornaux).

3. Die Unterkreide-Transgression gipfelt in einer Phase der Kondensation und submarinen Erosion: Bei Valangin (2-6) ist das gesamte Obervalanginian auf wenige Dezimeter reduziert. Der oberste Calcaire roux löst sich in unregelmässige, korrodierte Knollen auf, die von 10 bis 20 cm *Astieria*-Mergeln überlagert sind. Bei Cressier (2-2) fehlen die *Astieria*-Mergel.

b) Regressive Phase

4. Mit der Marne bleue beginnt eine neue «shoaling upward sequence», zunächst in einem etwas tieferen, offenmarinen Stillwassermilieu, in dem Ammoniten häufig sind. Aber die vorherrschenden Gattungen, *Acanthodiscus* und *Leopoldia*, sind im Verhältnis zur Ammonitenfauna der typischen Cephalopodenfazies Südostfrankreichs Flachwasserformen (Busnardo, mündl. Mitt.). Nach oben zu tritt in der Marne bleue das Benthos (vor allem Rhynchonellen, an zweiter Stelle endobenthische Bivalven) immer stärker in den Vordergrund.

5. Mit der Mergelkalkzone wechselt auch der Sedimentcharakter: Eine grobkörnigere Fraktion erscheint, und in der Pierre jaune haben wir es wieder mit typischen Grainstones, mit strömungsgeschichteten Oospariten und Biospariten zu tun. Wie schon zur Zeit des Calcaire roux befinden wir uns in einem Milieu des äusseren Plattformrandes.

6. Die regressive Entwicklung leitet allmählich in die Urgonfazies des Juras über. Die paläogeographische Situation ähnelt der des Marbre bâtard, nur ist das Inventar der Faziestypen sehr viel reichhaltiger, bis hin zu Korallenbiohermen und -biostromen, in denen auch knollige Bryozoen, Stromatoporidae und Sphinctozoen vorkommen (2-7: Serrières). In manchen Lagen sind Dasycladaceen sehr häufig.

Ganz schliesst sich der Kreis der zyklischen Faziesfolge allerdings nicht. Ein Analogon der Purbeckfazies fehlt, die Entwicklung wird von der Aptian-Transgression abgeschnitten (RENZ & JUNG 1978).

Dienstag, 14. September 1982

Fazieszonen in der Oberen Meeresmolasse (Burdigalian): Der Einfluss der Gezeiten auf die Sedimentationsprozesse

A. MATTER

Mit den Werken von STUDER (1825) und KAUFMANN (1872, 1886) lagen bereits präzise lithologische Beschreibungen der verschiedenen Molassegesteine und ihres Fauneninhaltes sowie eine schon weitgehend gültige lithostratigraphische und tektonische Gliederung der schweizerischen Molasse vor. Die seither veröffentlichten zahlreichen regionalen Arbeiten brachten mit einer im Grunde wenig veränder-

ten Arbeitsmethodik ein sehr detailliertes Bild des lithologischen Aufbaus und tektonischen Baus der Molasse. Erst von den seit den sechziger Jahren durchgeführten sedimentpetrographischen Untersuchungen (Schwermineralien) ging ein neuer Impuls aus, indem das Schüttungs- und Entwässerungssystem des Molassebeckens weitgehend rekonstruiert werden konnte. Erst seit wenigen Jahren werden nun detaillierte sedimentologische Untersuchungen unternommen, die zu einem verfeinerten Bild der Faziesverhältnisse und Genese der einzelnen Molasseeinheiten führen sollen. Ziel dieses Exkursionstages war deshalb weniger die Darstellung der Molasse aus historischer Sicht, als am Beispiel der burdigalen Molasse von Fribourg und des aargauischen Muschelsandsteins neueste fazielle, genetische und paläogeographische Auffassungen vorzustellen.

Mit der raschen Überflutung des nordalpinen Molassebeckens im Burdigalian infolge eines eustatischen Meeresspiegelanstiegs, verbunden mit regional erhöhter Subsidenz, wurde zunächst eine transgressive Sandsteinsequenz abgelagert. Dagegen kam es in den alpennahen Deltabereichen trotz den hier grösseren Absenkungsbeträgen infolge der grossen alpinen Schuttfzufuhren zur Ablagerung mehrerer regressiver Zyklen (MATTER et al. 1980).

Nach Ablagerung der transgressiven Sequenz bildeten sich nach HOMEWOOD & ALLEN (1981) vier lagestabile Faziesgürtel aus. Von Südosten nach Nordwesten sind dies, wie auf Figur 6 dargestellt:

A: Eine proximale «Fächerdelta»-Fazies (600–800 m mächtig) mit Konglomeraten in Rinnen und Schichtflutablagerungen sowie geröllführenden Riesenrippeln,

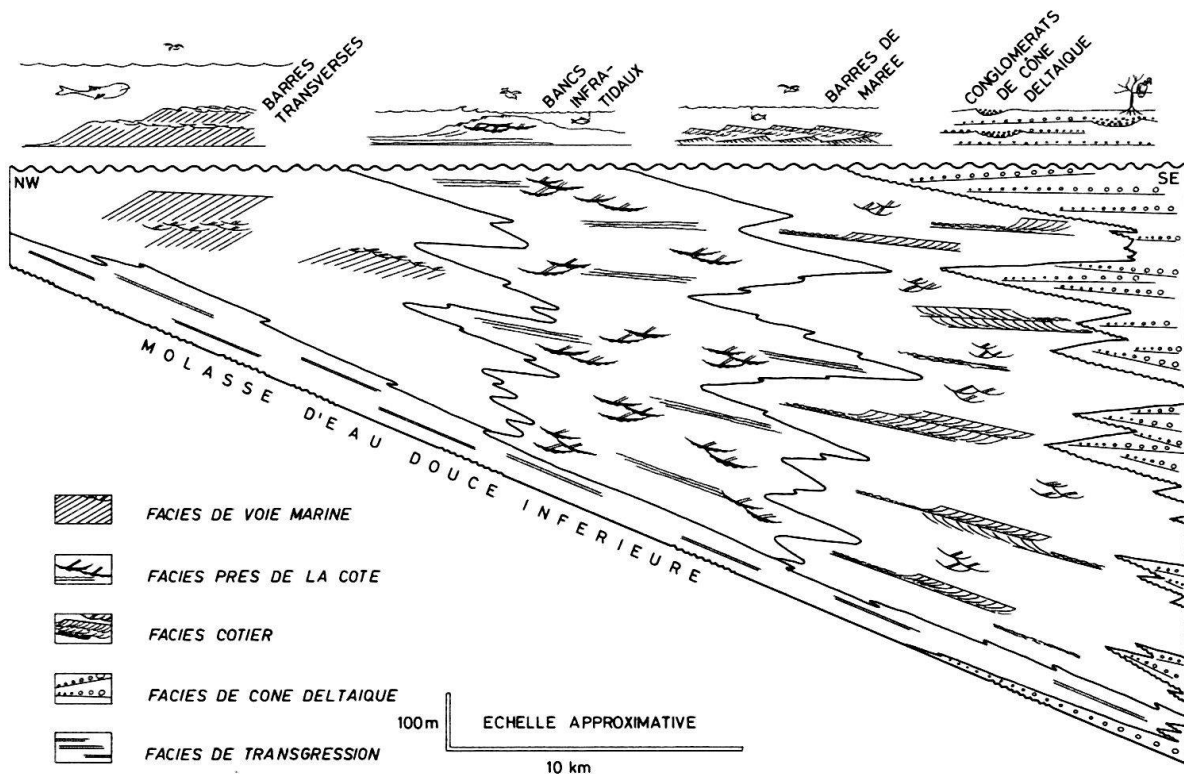


Fig.6. Schematische Darstellung der Faziesgürtel in der oberen Meeresmolasse der Umgebung von Fribourg. Aus HOMEWOOD (1981, Fig. 1).

die als transversale Sandbänke in gezeitenbeeinflussten Verteilerrinnen abgelagert worden sind. Bipolare Strömungsrichtungen sind häufig.

B: Eine Küstenfazies (300–700 m mächtig) mit 2–4 m mächtigen Gezeiten-Sandwellen, wechsellagernd mit trogförmig geschichteten Sandsteinen. Diese Fazies repräsentiert vor allem Deltaverteilerrinnen und weite Sandbänke mit einem System von Prielen.

Sie ist besonders zwischen den grossen Fächerdelten entwickelt.

C: Eine küstennahe Fazies (200–500 m mächtig), bestehend aus lateral ausgedehnten (>100 m), mehrphasigen, 5–15 m mächtigen Sandsteinkörpern mit Megarippen als vorherrschender Sedimentstruktur. Obwohl bipolare Strömungsrichtungen fehlen, deuten die tonigen Siltlagen, welche alle Megarippen drapieren, auf Gezeiteneinfluss. Die Sandkörper stellen längliche, sublitorale Sandbänke dar, welche durch Depressionen mit etwas tieferem Wasser voneinander getrennt waren.

D: Eine küstenferne Fazies, bestehend aus teilweise geröllführenden, glaukonitischen Muschelsandsteinen. Ihre Mächtigkeit ist grossen Schwankungen zwischen 1 m und etwa 20 m unterworfen. Tafelige und trogförmige Schrägschichten sind die häufigsten Sedimentstrukturen dieser als gezeitenbedingte, subtidale Bänke interpretierten Sedimentkörper (ALLEN et al., in Vorb.).

An diesem Exkursionstag wurden in der Umgebung von Fribourg Aufschlüsse in den Faziesgürteln B und C besucht, wobei insbesondere im Detail die von HOMEWOOD & ALLEN (1981) und ALLEN & HOMEWOOD (im Druck) für Gezeitenzyklen (astronomische Zyklen) typischen Phänomene gezeigt und ausgiebig diskutiert wurden. Die Muschelsandsteine der Fazies D dagegen mussten wegen der besseren Aufschlussverhältnisse im Gebiet von Lenzburg und Würenlos studiert werden.

3-1: Bois du Dévin bei Marly (Koord. 576.500/180.900)

Nahe dem Ufer der Gérine ist in der Fazieszone B über eine Distanz von 50 m eine bis 2 m mächtige, gezeitenbedingte subtidale Sandwelle, bestehend aus tafeligen Kreuzschichten, aufgeschlossen. Die Schrägschichten werden von Rippeln, die eine um annähernd 180° entgegengesetzte Fliessrichtung anzeigen, überlagert, die ihrerseits von einer dünnen Siltlage eingedeckt werden. Wie HOMEWOOD & ALLEN (1981) nachweisen konnten, ist die systematische Veränderung der Mächtigkeit der Foresets auf die während der Nipptiden-Springtiden-Zyklen zu- und abnehmenden Strömungsgeschwindigkeiten bzw. Sedimenttransportraten zurückzuführen. Die Zyklen weisen eine Periodizität von 27 auf, was auf halbtägige Gezeiten schliessen lässt. Die Schrägschichten entstanden beim Vorwandern der Sandwelle durch die dominierende Ebbströmung, während die Rippeln auf Aufarbeitung durch die untergeordnete, gegenläufige Flutströmung zurückzuführen sind. Der im Aufschluss sichtbare Teil der Sandwelle wurde in 2½ Monaten gebildet. Eine detaillierte Analyse dieser Sandwelle vermittelt die Arbeit von ALLEN & HOMEWOOD (im Druck).

3-2: Kliff an der Saane bei Illens (Koord. 574.760/176.560)

Am Fusse der Wand konnten wiederum in der Fazies B kleine (50 cm mächtige), vollständig erhaltene («form sets») gezeitenbedingte Sandwellen, ihre Internstruktur sowie andere assoziierte Sedimentstrukturen studiert werden. Neben den wiederum dominierenden Ebbschichten sind auch die durch die untergeordnete Flutströmung gebildeten Schrägschichten erkennbar. In den Trögen zwischen den Sandwellen sind Rippeln vorhanden, deren Kämme senkrecht zur Trogachse orientiert sind. Sie entstanden durch das in der Ebbphase in den Trögen abfließende Restwasser (HOMEWOOD et al. 1982). Aus dieser Beobachtung und der Höhe der Sandwellen ergibt sich ein Tidenhub von etwa 5 m (HOMEWOOD & ALLEN 1981).

3-3: Felsenkirche «Einsiedelei» (Koord. 578.250/186.940)

Die in die Sandsteine der Fazies C (HOMEWOOD & ALLEN 1981) gehauene Kirche vermittelte ein eindrückliches dreidimensionales Bild vom komplexen Aufbau dieser trogförmig geschichteten Sandkörper, die als subtidale Untiefen (shoals) interpretiert werden (HOMEWOOD et al. 1982).

Die Megarippeln weisen eine trogförmige erosive Basis (Migrationsphase der Rippel) auf, die von Wellen- oder Strömungsrippeln überlagert wird (Aufarbeitungsphase), welche ihrerseits eine dünne, tonig-siltige Drapierung (Ruhephase) aufweisen. Einem erneuten Vorwandern der Rippeln entsprechen die Foresets, welche die Tröge füllen (HOMEWOOD 1981, Fig.3).

3-4: Steinbruch Steinhof (Koord. 659.450/249.500)

Abgebaut werden die obersten 16 m einer über 30 m mächtigen, einfach gebauten Muschelsandsteinbank (Faziesgürtel D), welche steile, tafelige Schrägschichten aufweist, die über die ganze Aufschlusshöhe zu verfolgen sind. Das ursprüngliche Relief dieser Bank muss demnach mindestens 16 m betragen haben. Darüber liegt eine Einheit mit bipolaren Megarippeln, deren Schichtung eine Periodizität von 12 bis 13 aufweist, was auf tägige Gezeiten deutet (ALLEN et al., in Vorb.).

Die Muschelsandsteinbank wird von sandigen, glaukonitischen, biodetritischen Kalken aufgebaut. Einzelklappen von Muscheln sind neben Scutellenfragmenten die vorherrschenden Bioklasten.

3-5: Steinbruch Eckwil (Koord. 660.550/251.050)

Dieser Steinbruch im Muschelsandstein ist in letzter Zeit reaktiviert worden. Die Bank weist mit mehreren Einheiten einen komplexeren Bau auf als diejenige in Steinhof. Die Teilnehmer konnten in der Nordwestecke des Bruches eine fossilführende Schicht studieren, welche neben vielen Holzresten vor allem Cardien führt (JÄCKLI 1966).

3-6: Steinbruch Würenlos Zelgli (Koord. 669.830/225.700)

In diesem aufgelassenen Steinbruch können drei übereinanderfolgende Muschelsandsteinbänke von 2 bis 3 m Mächtigkeit und ihre Beziehung zu den tonigeren Zwischenzonen studiert werden.

Die Organisation der Foresets der beiden oberen Bänke in «thinning-up»-Zyklen und die die Foresets in Gegenrichtung hinaufwandernden Rippeln sowie die Linsen-/Flaserschichtung und teilweise bipolaren Sandwellen in den tonig-sandigen Partien zwischen den Muschelsandsteinbänken werden als Indizien für Gezeitenströmungen interpretiert.

Abschliessend wurden aufgrund der in den drei Steinbrüchen beobachteten Sedimentstrukturen, Strömungsrichtungs- und lithologischen Daten (ALLEN et al., in Vorb.) die hydrodynamischen Bedingungen, die zur Bildung des Muschelsandsteins geführt hatten, sowie der paläogeographische Rahmen kurz skizziert. Die neue Interpretation des burdigalen Muschelsandsteins als durch Gezeitenströmungen angehäuften Bänke steht im Gegensatz zur bisherigen Deutung als einer Rinnenfüllung (BÜCHI & HOFMANN 1965). Für weitere Details sei auf die Arbeit von ALLEN et al. (in Vorb.) verwiesen.

Mittwoch, 15. September 1982

Zyklische Sedimentation der helvetischen Unterkreide und eozäne Sedimentfolgen

H. P. FUNK, R. HERB und A. MATTER

Ziel dieses Exkursionstages war es, zum Thema Fazies zwei Aspekte zu beleuchten, welche in historischer Sicht und für das Verständnis der Sedimentationsgeschichte des helvetischen Raums von grundsätzlicher Bedeutung sind: die sogenannte zyklische Sedimentation sowie die eozänen Sedimentfolgen, deren Interpretation im Verlauf der Erforschungsgeschichte einem starken Wandel unterworfen war.

Lithologische Sequenzen in der helvetischen Unterkreide (H. P. FUNK)

Die Idee der zyklischen Abfolge der Sedimente in der helvetischen Unterkreide wurde 1910 von BUXTORF vorgebracht. Unter seiner «rhythmischen Wiederholung» verstand er die Sequenz: biogener Kalk – glaukonitischer Horizont – Mergel. Später haben ARBENZ (1919), FICHTER (1933 und 1934), BRÜCKNER (1937 und 1951) und CAROZZI (ab 1950) das Konzept ausgebaut und verfeinert. BUXTORF beschrieb innerhalb der Unterkreide drei solche rhythmischen Folgen, BRÜCKNER deren neun. Seit ARBENZ wurden nicht mehr nur einzelne Abschnitte, sondern die gesamte Unterkreide ins Zyklenkonzept eingepasst, so dass jede Schicht der Abfolge einem Zyklus zugeordnet werden konnte. Etwas generalisiert wurde angenommen, dass der mergelige Anteil der Zyklen tieferem Wasser entspreche als der kalkige Anteil.

Jede Folge von Mergel zu Kalk hätte folglich einer «shallowing-upward»-Sequenz entsprochen.

Diesen Arbeiten fehlte allerdings eine genaue Definition dessen, was man unter dem Begriff der «zyklischen Abfolgen» zu verstehen hat. Die folgenden Ausführungen sollen als kurze Zusammenfassung zeigen, dass man bei den betreffenden Abfolgen besser von «Sequenzen» spricht als von «Zyklen».

Zyklische Abfolgen sind eine Folge verschiedener Gesteinstypen, die

- in einer bestimmten Reihenfolge,
- mehrfach wiederholt auftreten und
- auf die gleiche Ursache zurückzuführen sind.

Dies bedeutet unter anderem, dass sedimentäre Abfolgen wohl mehrere gleichartige lithologische Sequenzen enthalten können, dass diese aber nicht notwendigerweise zyklisch sind. Figur 7 zeigt ein Beispiel zweier lithologisch gleicher Sequenzen nichtzyklischer Art: Die relative Vertiefung wird einmal durch eustatische Meeresspiegelhebung, das andere Mal durch Subsidenz bewirkt. Die unterschiedliche Entstehursache verbietet eine zyklische Interpretation. Unter diesem Gesichtspunkte müssen die Abfolgen der helvetischen Unterkreide neu betrachtet werden.

Der auf Figur 8 dargestellte Querschnitt durch das Ostschweizer Helvetikum zeigt an vier Profilen den Zusammenhang zwischen Lithologie, einer groben Milieueinteilung und einer genetischen Deutung. Man beobachtet einerseits lithologische Sequenzen (z.B. Mergel-Kalk oder Kondensationshorizont-Mergel-Kalk). Diese Sequenzen wurden bisher als Zyklen gedeutet. Daneben existieren fazielle

Nichtzyklische Entstehung 'gleicher' Abfolgen

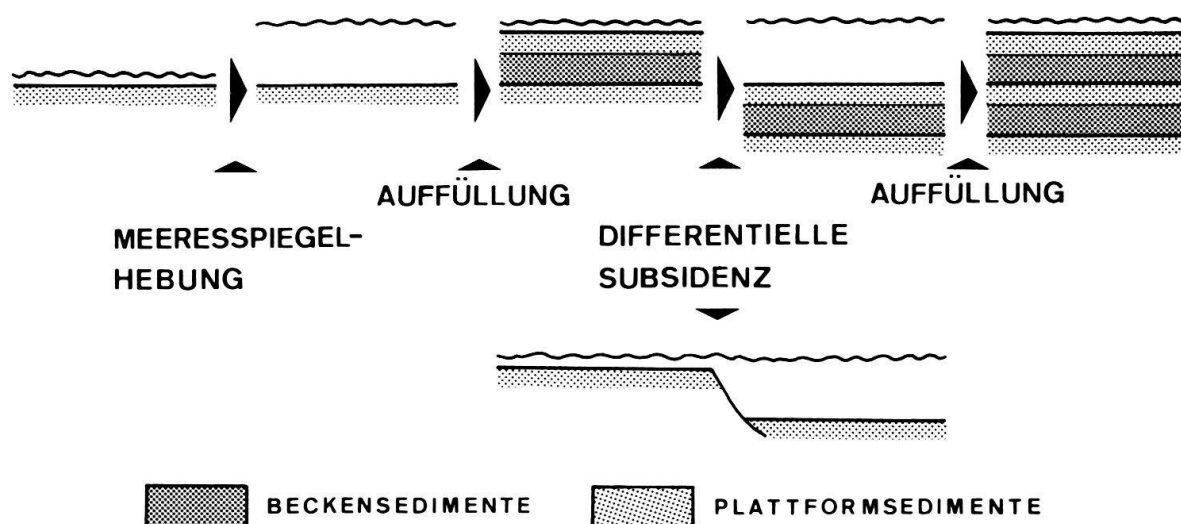


Fig. 7. Nichtzyklische Entstehung gleicher Abfolgen. Die Vertiefung eines Meeresbeckens kann zweierlei Ursachen haben: eustatische Meeresspiegelhebung oder Subsidenz. Die daraus sich ergebenden «shallowing-upward»-Sequenzen sehen sich wohl sehr ähnlich, dürfen aber nicht als «Zyklen» bezeichnet werden.

N

VÄTTIS

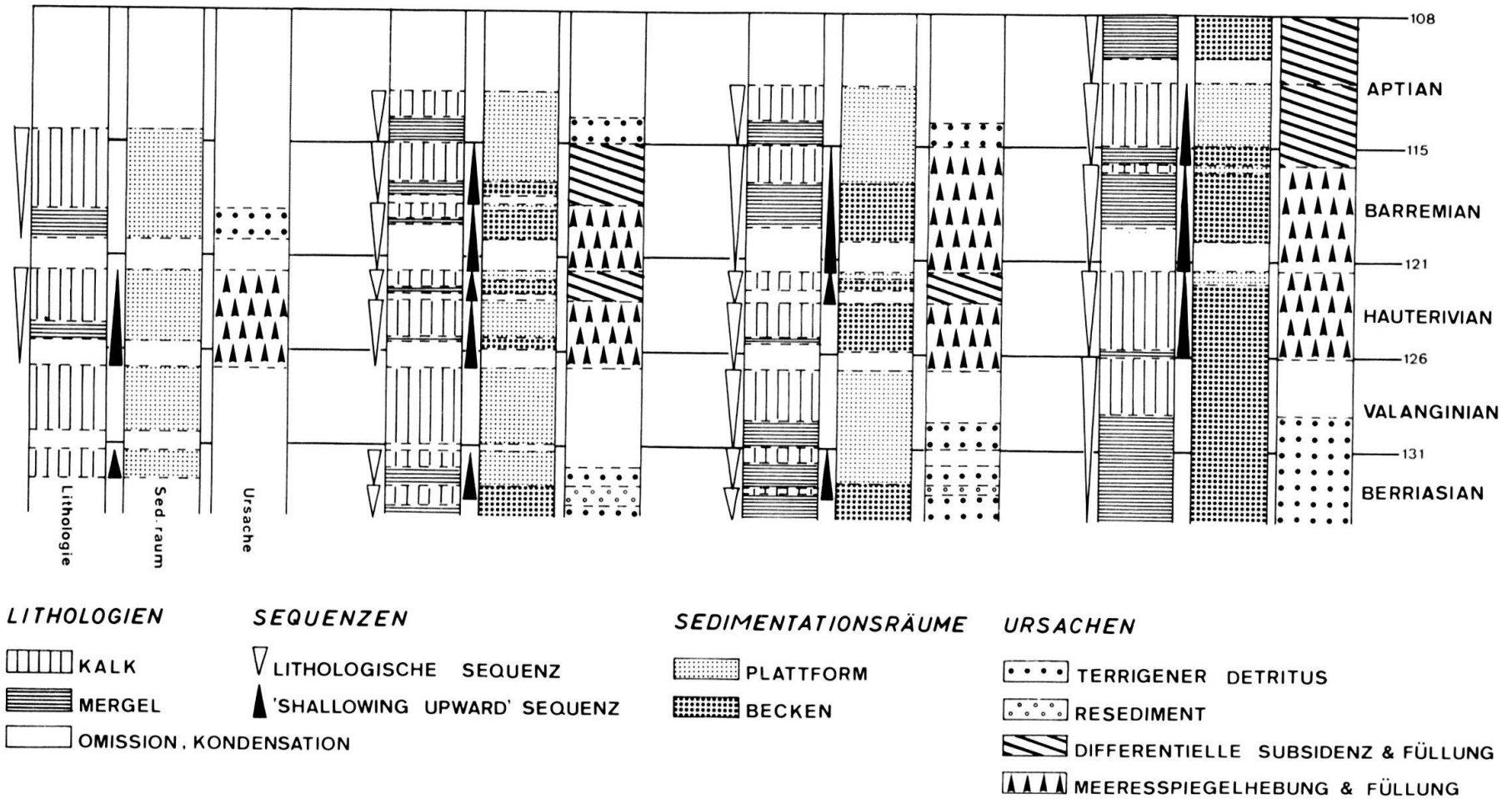
NORDSÄNTIS

SÜDSÄNTIS

ALVIER

S

146



A. Bayer et al.

Fig.8. Sequenzen in der helvetischen Unterkreide. Vier Profile in einem abgewinkelten Querschnitt durch das ostschweizerische Helvetikum zeigen die Verhältnisse zwischen Lithologie, Sedimentationsraum und Entstehungsursache lithologischer Sequenzen. Da die Ursachen sehr verschieden sind, sollte nicht von «Zyklen» gesprochen werden.

Sequenzen («shallowing-upward»-Sequenz). Gelegentlich decken sich lithologische und fazielle Sequenz. Die genetische Deutung bezieht sich hier jeweils auf die lithologischen Sequenzen. Drei Beispiele sollen zeigen, dass nicht jede lithologische Kalk-Mergel-Sequenz auf dieselbe Art erklärt werden kann:

1. Die Vertiefung des Beckens im obersten Barremian ist nur im südlichen Profil (Alvier) zu beobachten, in den übrigen Gebieten hält die Plattform sedimentation an. Dies lässt auf eine differentielle Vertiefung entlang listrischer Bruchflächen schliessen (FUNK & BRIEGEL 1979).
2. Die Vitznau-Mergel des frühen Valanginian (Südsäntis) sind im untiefen Meer entstanden (BURGER & STRASSER 1981). Der erhöhte Tongehalt ist nicht auf eine Vertiefung, sondern auf verstärkte terrigene Lieferung zurückzuführen.
3. Gegen Ende des Valanginian ist im gesamten Gebiet eine Vertiefungstendenz feststellbar. Diese transgressive Tendenz ist auch aus anderen Gebieten bekannt und dürfte eine eustatische Hebung des Meeresspiegels als Ursache haben (s. VAIL et al. 1977).

Mit diesen Beispielen wird das zyklische Konzept für die Sequenzen in der helvetischen Unterkreide hinfällig.

Für die geringmächtigen Wechsellagerungen von Kalk und Mergel im Dezimeterbereich (z. B. «Mäuerchenkalk» im Helvetischen Kieselkalk) ist der Ausdruck «Zyklen» bzw. «Kleinzyklen» sicher nach wie vor angebracht (vgl. EINSELE 1982).

Eozän (R. HERB)

Die Erforschung des zentralschweizerischen Eozäns wurde im Frühstadium, d. h. in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts, ganz von den langjährigen Bemühungen F.J. KAUFMANNs für ein Verständnis der komplexen Materie geprägt. Ausgangspunkt war der Pilatus mit seiner gut gegliederten Schichtfolge, wobei gerade das Klimsenhorn-Profil seit KAUFMANN (1867) über ARN. HEIM (1908), BOUSSAC (1911) und SCHUMACHER (1948) immer wieder einen Angelpunkt für die stratigraphische Gliederung und Korrelation bildete.

Nach der grundlegenden Monographie von 1867 über den Pilatus erweiterte KAUFMANN seine Forschungen auf die übrige Zentralschweiz, insbesondere Bürgenstock, Rigihoehfluh und Mueterschwanderberg. KAUFMANN bemerkte Gemeinsamkeiten im Eozän dieser Gebiete, erkannte aber auch, dass im Detail betrachtet gerade die basalen Teile dieser Schichtfolge von Ort zu Ort in ihrer Ausbildung und zum Teil auch im Fossilinhalt starken Wechseln unterworfen sind. Er interpretierte diese Sachlage, vereinfacht ausgedrückt, im Sinne von Fazieswechseln innerhalb von Sedimenten grundsätzlich gleichen Alters, wozu ihn in erster Linie das in allen Gebieten immer wieder feststellbare Auftreten der grossen Nummuliten, hauptsächlich «*Nummulites complanatus*», führte. Der Tatsache, dass beispielsweise in der Klimsenhorn-Abfolge die in den internen Bereichen so häufigen Assilinen fehlen, mass er geringere Bedeutung zu bzw. führte dies ebenfalls auf Milieuunterschiede zurück.

Der Fortschritt innerhalb der Kaufmannschen Forschungen drückte sich nicht zuletzt auch in einem kontinuierlichen Wandel der stratigraphischen Nomenklatur

aus, den man in seinen grossen Monographien von 1867, 1872 und 1886 feststellen kann. Diese Änderungen, und vor allem die durch ARN. HEIM (1908) vorgenommenen Neudefinitionen und Neuinterpretationen, trugen massgeblich zur Unsicherheit und Verwirrung bei, die sich in den nachfolgenden Arbeiten niederschlugen. Die Problematik und die historische Entwicklung dieser Nomenklatur sind im Stratigraphischen Lexikon von LEUPOLD (1966) umfassend dargestellt worden, so dass auf weitere Erörterungen hier verzichtet werden kann.

LEUPOLD war es auch, der als erster in den helvetischen Eozänabfolgen die feinstratigraphische Bedeutung der Nummuliten erkannt hat und das von BOUSSAC (1912) entworfene Bild einer von Südosten nach Nordwesten fortschreitenden Transgression konsequent weitergeführt hat (LEUPOLD 1933, 1942). In der Folge wurde das zentralschweizerische Mitteleozän in erster Linie von SCHUMACHER (1948) und BENTZ (1948) im Detail untersucht. SCHUMACHERS Gliederung des Mitteleozäns, welche vor allem auf Detailuntersuchungen der grossen Nummuliten, insbesondere der *perforatus*-Gruppe, beruht, konnte später aufgrund der Arbeiten von STYGER (1961) im Autochthon der Ostschweiz noch präzisiert werden, woraus die von LEUPOLD (1966) präsentierte Gliederung resultierte.

Als Ergebnis all dieser Arbeiten war klargeworden, dass die Verschiedenheiten, welche das Mitteleozän der Niederhorn-Pilatus-Decke von jenem der Bürgenstock-Decke zeigt, nicht auf einem Fazieswechsel, sondern in erster Linie auf Altersunterschieden beruhen. Faziesunterschiede lassen sich indessen bei genauerem Hinsehen innerhalb der gleichaltrigen Ablagerungsräume feststellen, wie noch zu begründen sein wird.

In einem Querschnitt, der vom Klimeshorn durch den mittleren und südöstlichen Pilatus in den südlichen Mueterschwanderberg und schliesslich in die Wildhorn-Drusberg-Decke reicht, lassen sich somit folgende Ablagerungsbereiche des helvetischen Eozäns erkennen (Fig. 9).

1. Klimeshorn-Synklinale und Teile der Tomlishorn-Falte: KAUFMANN (1867) unterschied in diesem Gebiet zwischen dem auf Schrattenkalk transgressiven Quarzsandstein und dem darüber liegenden Complanata-Kalk. Im klassischen Profil am Klimeshorn liegen indessen insofern spezielle Verhältnisse vor, als die gesamte mitteleozäne Abfolge, insbesondere auch der Complanata-Kalk, ausserordentlich sandig und auch recht mächtig ist, so dass man sich vermutlich nahe an einem Schüttungszentrum befindet. Ferner kommen hier Horizonte mit massenhaft auftretenden Nummuliten der *perforatus*-Gruppe vor, welche für die stratigraphische Korrelation von grosser Bedeutung sind (Untere und Obere Perforatus-Schicht). Sie zeigen, dass das Intervall zwischen Unterer und Oberer Perforatus-Schicht, d.h. inkl. Complanata-Kalk, ins Obere Lutétian einzustufen ist. Die darüber liegenden Horizonte mit massenhaft auftretenden Discocyclinen (inkl. *Discocyclina discus*) enthalten keine dieser grossen Nummuliten mehr, dagegen eine *Nummulites biarritzensis* nahestehende Form. Diese sogenannte Discus-Schicht gehört somit noch stets ins oberste Mitteleozän, vermutlich in das Biarritzian. Alle diese Horizonte bilden stratigraphisch gegenüber der darüber folgenden Hohgant-Formation eine Einheit, die hier als *Klimeshorn-Formation* definiert wird (HERB, in Vorbereitung).

2. *Mittlerer und südöstlicher Pilatus*: Die Klismenhorn-Formation fehlt hier vollständig; die Hohgant-Formation liegt direkt der Kreide auf, und zwar häufig mit einem Glaukonitsandstein (Obbürgen-Schicht), der sich über weite Gebiete verfolgen lässt und mit der Küblibad-Schicht des Thunerseegebiets korrelierbar ist. Während des Oberen Lutétian stellte dieser Bereich ein Hochgebiet ohne Sedimentation dar, wie insbesondere LEUPOLD (1966) und BIERI (1978) ausgeführt haben.

3. *Bürgenstock-Decke sowie nördliche und mittlere Drusberg-Decke*: Hier liegt das Verbreitungsgebiet der Bürgen-Formation. KAUFMANN (1872, 1886) fasste diese vor allem im unteren Teil durch ihren grossen Reichtum an Assilinen gekennzeichneten Schichten als spezielle Fazies des Lutétian am Pilatus (Klismenhorn) auf und sprach von Bürgen-Fazies. SCHUMACHER (1948) und LEUPOLD (1966) legten aber dar, dass diese Abfolgen grossenteils älter sind als die erwähnte Klismenhorn-Formation. Neuere Untersuchungsergebnisse hierüber siehe unten.

4-1: *Pilatus: Bandweg-Klismen-Pilatus Kulm* (Fig. 10)

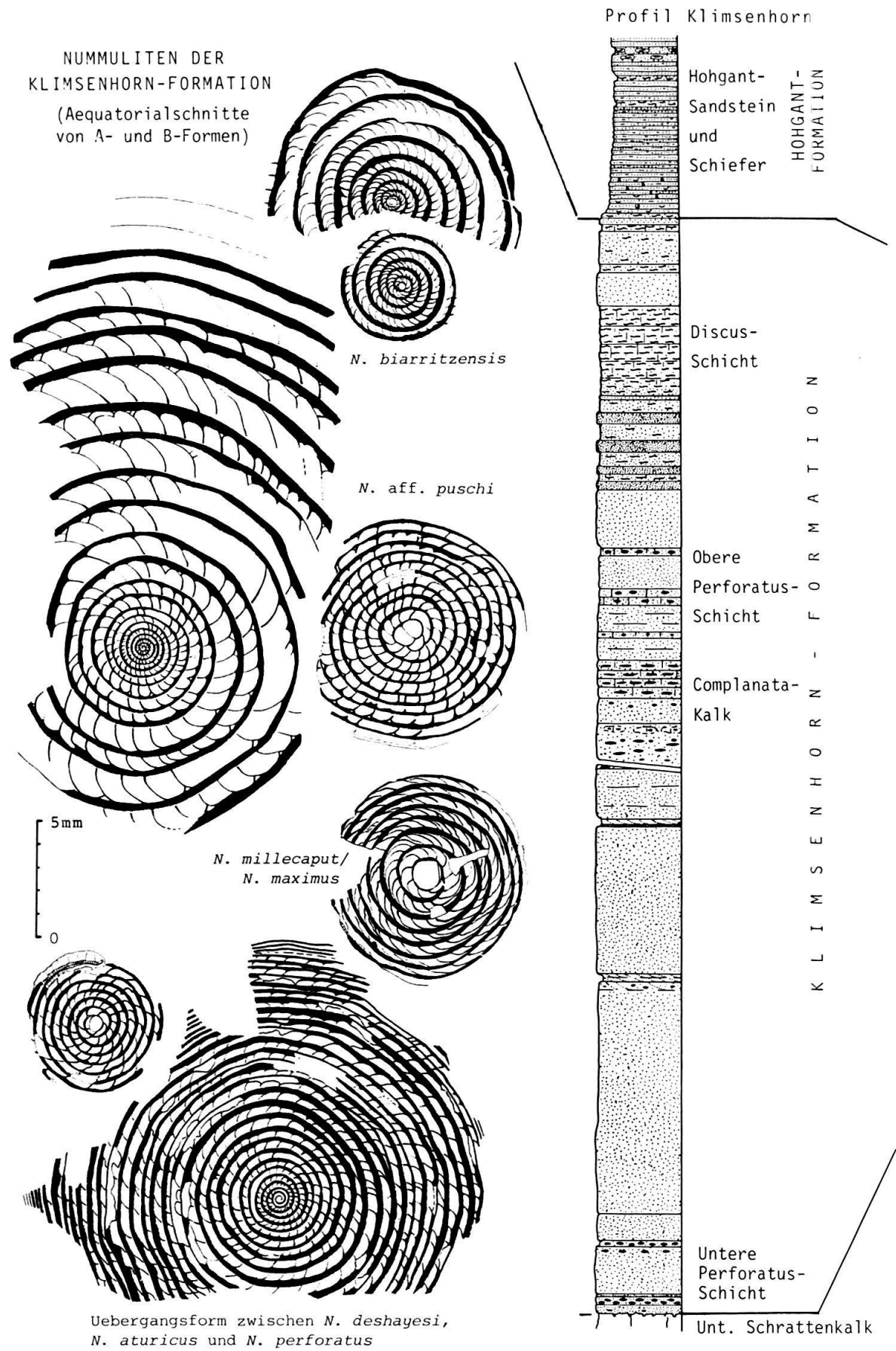
Nach dem Abstieg über Klismen zum Bandweg bis zur transgressiven Auflagerung des Eozäns auf den Schrattenkalk wurden im anschliessenden Wiederaufstieg zunächst die eozäne Sedimentfolge bis zum Klismensattel studiert, danach die Unterkreideabfolge mit ihren glaukonitischen Intervallen in der Normalserie der Tomlishorn-Falte, entlang dem Zickzackweg zum Kriesiloch (Fig. 10).

Von dieser Exkursionsroute liegen zum Teil schon mehrere Exkursionsbeschreibungen vor (BUXTORF 1934, ROESLI 1967, FUNK et al. 1973). Im folgenden werden somit nur ergänzende Erläuterungen oder neuere Untersuchungsergebnisse wiedergegeben, die sich auf die Exkursionsthematik beziehen.

Klismenhorn-Formation am Bandweg, A in Figur 10 (R. HERB): Das Klismenhorn-Profil ist dank den Arbeiten von KAUFMANN (1867), HEIM (1908) und SCHUMACHER (1948) eines der klassischen Eozän-Profile der Schweizer Alpen. SCHUMACHER hat im Oberlutétien-Anteil eine Reihe von charakteristischen Horizonten mit speziellen Namen belegt und diese dann über grössere Teile des helvetischen Mitteleozäns zu korrelieren versucht. Eine Neuaufnahme von R. Herb mit den Schumacherschen Schichtbezeichnungen ist in Figur 9 wiedergegeben.

Die grobbankigen bis massigen Sandsteine im unteren Teil der Klismenhorn-Formation zeigen in der Regel eine bimodale Korngrössenverteilung des detritischen Quarzes und sind als strandnahe Ablagerungen anzusehen (BREITSCHMID 1978). Die Nummuliten der darin eingeschalteten Unteren und Oberen Perforatus-Schicht liegen im Übergangsbereich von *Nummulites deshayesi*, *N. aturicus* und *N. perforatus*. Ferner kommen besonders in der Oberen Perforatus-Schicht grosse, flache Nummuliten vor, welche mit *Nummulites puschi* praktisch identisch sind. Der ebenfalls sehr sandige, zum Teil grobsandige Complanata-Kalk ist am Bandweg durch eine flach liegende Störung zum Teil tektonisch reduziert.

Über der Oberen Perforatus-Schicht folgt eine Wechsellagerung von kalkigen und quarzitischen Sandsteinbänken, letztere vom Typus der Wagenmoos-Bänke (BREITSCHMID 1978). Diese Abfolge ist über dem Absturz unterhalb bzw. vis-à-vis des Weges gut sichtbar.



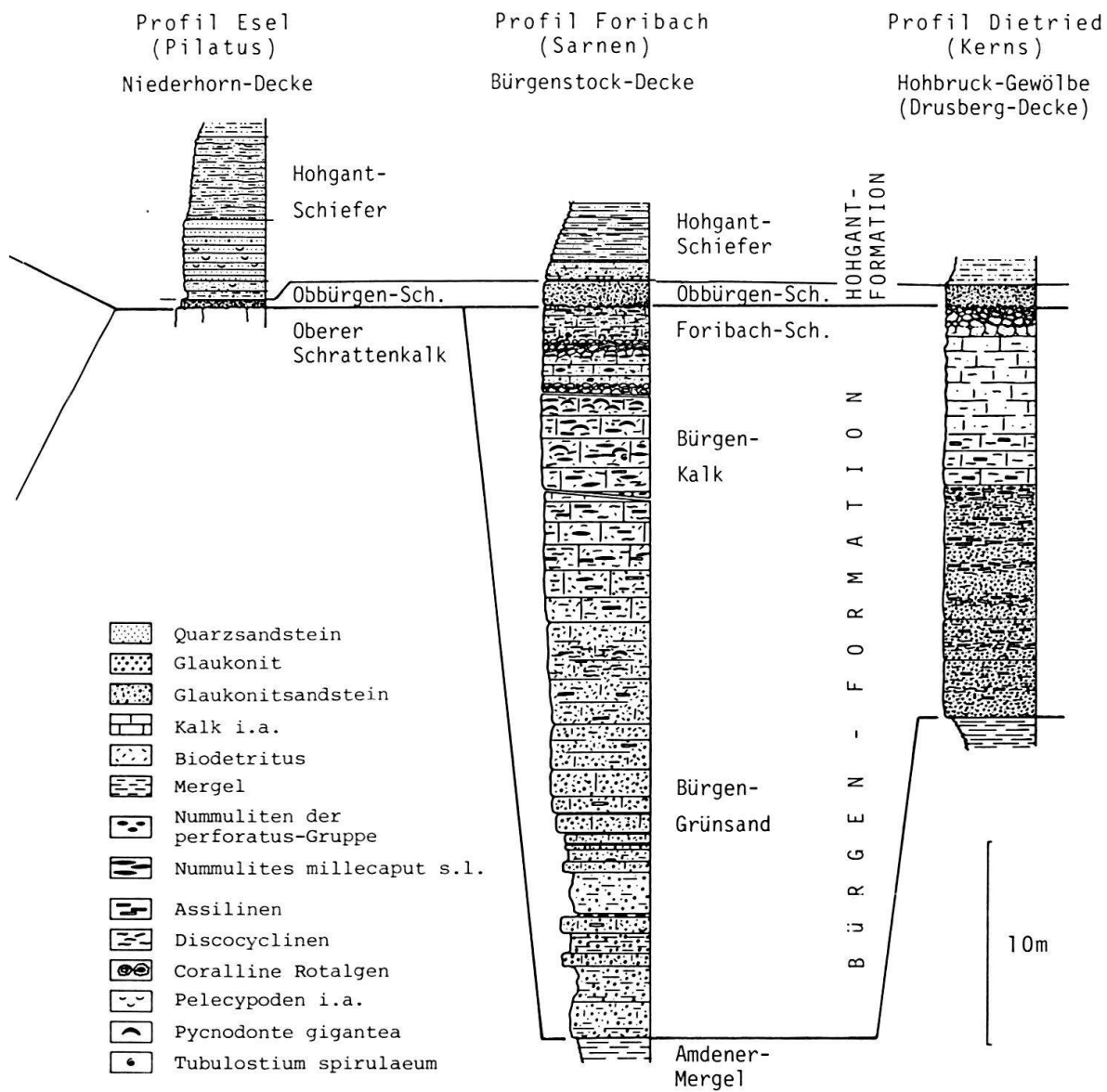


Fig.9. Stratigraphische Profile des helvetischen Mitteleozäns im Querschnitt Klimsenhorn-Pilatus-Sarnen-Kerns. Die abgebildeten Nummuliten der Klimsenhorn-Formation treten in wechselnder Häufigkeit in der Unteren Perforatus-Schicht, im Complanata-Kalk und in der Oberen Perforatus-Schicht auf. In der Discus-Schicht kommt davon nur *Nummulites cf. biarritzensis* vor. Die Nummuliten der Bürgen-Formation sind nicht abgebildet.

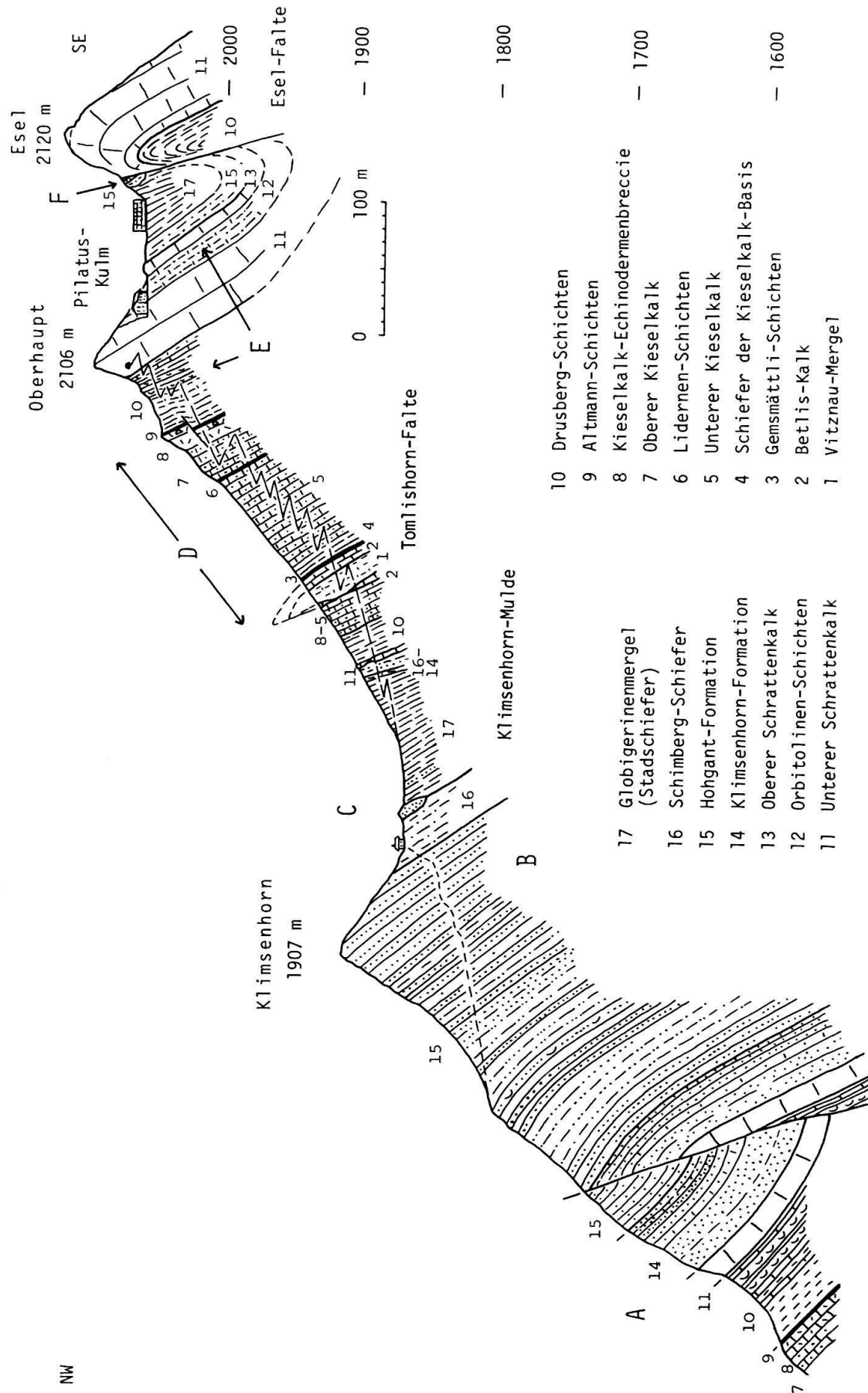


Fig. 10. Querprofil Klimsenhorn-Pilatus. A-F beziehen sich auf die beschriebenen Haltepunkte bzw. Profilabschnitte im Text.

Die darüber folgende Discus-Schicht mit massenhaft auftretenden Discocyclinen enthält keine grossen Nummuliten mehr, dagegen nicht selten eine *Nummulites biarritzensis* nahestehende Form. Die Discus-Schicht gehört somit noch stets ins Mitteleozän, vermutlich ins Biarritzian. Über der Haupt-Discocyclinenbank folgt ein Wechsel von solchen Discocyclinen-Sandkalken und hohgantähnlichen Sandsteinen, welche allmählich in die Sedimentation der Hohgant-Formation überleiten. Auch die Hohgant-Schiefer sind im Klismenhorn-Profil verhältnismässig sandreich, was wiederum auf die Nähe eines Schüttungszentrums hinweist.

Die Schichtfolge der Hohgant-Formation ist im unteren Teil durch eine Aufschichtung teilweise repetiert. Diese ist am Bandweg schwierig zu lokalisieren, ist aber weiter südwestlich deutlich sichtbar und wurde bereits von BUXTORF (1924) dargestellt. Sie dürfte knapp oberhalb der Wegbiegung auf Kote 1740 m durchziehen.

Bis zum Klismensattel ist die Hohgant-Formation diskontinuierlich aufgeschlossen. Auffallend sind Sandsteinbänke mit Discocyclinen und *Tubulostium spirulaeum* unterhalb des Sattels von Kote 1810, nordwestlich des Klismenhorns, ferner grobkörnige Sandsteine mit Schrägschichtung und kleinen Nummuliten (*Nummulites striatus* und *N. variolarius*) westlich unterhalb des Klismenhorn-Gipfels (B in Fig. 10).

Klismensattel, C in Figur 10 (R. HERB): Über den erwähnten Grobsandsteinen, welche den Gipfel des Klismenhorns aufbauen, folgt eine zunehmend tonige Abfolge (Schimberg- und Globigerinen-Schiefer), welche sich nach oben durch einen zunehmenden Gehalt an planktonischen Foraminiferen des tieferen Obereozäns auszeichnet (ECKERT 1963; BIERI 1978). Die darin eingelagerten Quarzsandsteinbänke sind wohl durch turbiditische Mechanismen in den bereits küstenfernen und tieferen Ablagerungsraum verfrachtet worden. Dass keine Gradierung zu beobachten ist, dürfte auf die gute Sortierung des Ausgangsmaterials zurückzuführen sein.

Unterkreide: Betlis-Kalk-Altman-Schichten, D in Figur 10 (H.P. FUNK): Der Aufstieg vom Klismensattel zum Pilatus Kulm gilt dem Studium der Abfolge der helvetischen Unterkreide. Mit Hilfe von Mikrofaziesfotos wird die Interpretation einzelner Ablagerungsbereiche diskutiert.

Der auf einer Plattform abgelagerte Betlis-Kalk (hier ein Biopelsparit) wird im Hangenden abgelöst durch den kondensierten Horizont der Gemsmättli-Schichten (Nr. 3).

Während die Altman-Schichten (Nr. 9) einem Hardground mit Bohrspuren aufliegen, findet man im Liegenden der Gemsmättli- (Nr. 3) und der Lidernen-Schichten (Nr. 6) Bioturbation und glaukonitgefüllte Spuren wühlender Organismen bis in eine Tiefe von über 2 m unter dem eigentlichen Glaukonithorizont. Leider wurde aber bisher noch keine zusammenhängende Spur bis in diese Tiefe gefunden.

Die Diskussion dreht sich vor allem um die ökologische Frage, ob sich Organismen von einer bestimmten Oberfläche her bis 2 m tief hinuntergraben können. Keinem der Teilnehmer ist ein Beispiel aus dem Rezenten bekannt. Eine zweite Möglichkeit zur Erklärung dieser Spuren besteht darin, dass ursprünglich ein tiefer gelegener zweiter Glaukonithorizont existiert hätte, der später vollständig erodiert

worden wäre. Drittens könnten Glaukonitkörner in den Spuren in situ entstanden sein. Durch die Bioturbation wäre in der Spur die mineralogische und chemische Zusammensetzung von der des Umgebungssedimentes verschieden gewesen, was zur Glaukonitbildung geführt hätte.

Der Helvetische Kieselkalk zeigt zwei «shallowing-upward»-Sequenzen, beginnend mit Mergelkalken, reich an Spongiennadeln, die gegen oben in grobe Echinodermen-Bryozoensparite übergehen (FUNK 1969). Die regelmässigen Mergel-Kalk-Wechselagerungen im Dezimeterbereich können als Periodite im Sinne von EINSELE (1982) interpretiert werden.

Unterkreide: Drusberg-Schichten und Schrattenkalk, E in Figur 10 (A. MATTER): Von den unterhalb des Kriesilochs anstehenden Drusberg-Schichten sind die basalen Schiefer und die Knollenschichten stark reduziert, während die Grenzschichten in Normalmächtigkeit vorhanden sind. Beachtung fanden vor allem die bis 1,5 m mächtigen Biostrome von *Aetostreon latissima*, die sogenannten Sinuatentänke.

Der lithologisch hier verhältnismässig eintönige Untere Schrattenkalk besteht weitgehend aus biogenen Packstones bis Wackestones, wobei im oberen Profilabschnitt vor allem Orbitoliniden und Milioliden gesteinsbildend auftreten. Neben dieser relativ geschützten Flachwasserfazies konnten in der Mitte des Schrattenkalkes, an der Oberkante des Kriesilochs, einige Meter von oolithischen Grainstones beobachtet werden, welche die einzige Hochenergiephase in diesem Profil darstellen.

Während der Untere Schrattenkalk ein reines Karbonatgestein ist (<1-2% nichtkarbonatischer Anteil), setzt mit den Orbitolinenschichten die Zufuhr von Sand und Ton ein, welche im Bereich des sehr schön ausgebildeten Wurzelbodens (etwa 350 m südwestlich der Bergstation der Pilatusbahn, Koord. 661.925/203.225) mit einem kalkigen Sandstein ein Maximum erreicht. Neben den bereits in den Drusberg-Schichten vorhandenen Tonmineralien Illit, Illit/Smectit-Wechselagerung und Chlorit tritt in den Orbitolinenschichten neu Kaolinit hinzu, ein Tonmineral, welches Küstennähe anzeigt. Die Abfolge Drusberg-Schichten-Unterer Schrattenkalk-Orbitolinenschichten stellt somit eine regressive Sequenz dar, welche mit einer Verlandung im oberen Drittel der Orbitolinenschichten abschliesst.

Eozän des Pilatus Kulm, F in Figur 10 (R. HERB): Am Fuss des Aufstiegs vom Pilatus Kulm zum Esel ist in leicht überkippter Lagerung ein Profil durch den untersten Teil der Hohgant-Formation aufgeschlossen (Fig. 9). Der basale Glaukonitsandstein (Obbürgen-Schicht) ist wie der darunter liegende Schrattenkalk tektonisch stark gestört. Immerhin lässt sich die karrige Auflagerung auf den Schrattenkalk deutlich erkennen. Darüber liegen sandige Mergel und mehr oder weniger mergelige, zum Teil kohlige und bioturbirte Sandsteine, stellenweise mit häufigen Molluskenresten, kleinen Nummuliten und Operculinen. Es handelt sich um die untersten Anteile der Hohgant-Schiefer in der Fazies der sogenannten Pectinitenschiefer.

Anschliessend werden am späteren Nachmittag zwei Aufschlüsse im Eozän der Bürgenstock-Decke und der frontalen Drusberg-Decke besichtigt. Dabei wurde der Gegensatz zwischen der küstennahen Sedimentation der Klimeshorn-Formation

und der etwas älteren Bürgen-Formation hervorgehoben und die Genese der konglomeratischen Horizonte im obersten Teil bzw. im Dach der Bürgen-Formation diskutiert.

4-2: Eozän von Foribach bei Sarnen (R. HERB)

Bei den Bauarbeiten für die Nationalstrasse N8 wurde östlich von Sarnen, beim Autobahnanschluss und der Überquerung der Strasse Sarnen-Kerns, ein Eozän-Profil freigelegt, das in mancher Hinsicht für die Interpretation der Sedimentationsgeschichte instruktiv ist. Ein entsprechendes Profil wurde auch von BENTZ (1948) 600 m nordöstlich davon bei der Lokalität Wolfgrueben beschrieben.

Das Profil befindet sich in der Nordwestflanke des Mueterschwanderberg-Gewölbes und somit in der Bürgenstock-Decke. Das Eozän liegt transgressiv auf den Mergeln der Amdener Formation und beginnt mit stark glaukonitischen, sandigen Mergeln, in die sich nach oben in zunehmendem Mass glaukonitische Sandkalkbänke einschalten. Diese mergelige Ausbildung an der Basis des Bürgen-Grünsandes ist hinter der Abschränkungsmauer der Autobahn aufgeschlossen. Sie ist charakteristisch für die südwestlichen Teile der Bürgenstock-Decke. Neben benthonischen Kleinforaminiferen sind darin planktonische Foraminiferen recht häufig (Plankton/Benthos-Verhältnis im Durchschnitt 1:2 bis 1:3). Grossforaminiferen treten eher sporadisch auf. Dies zeigt, dass unmittelbar nach der Transgression eine kräftige Absenkung des Sedimentationsraums auf eine Wassertiefe von gegen 100 m stattgefunden hat. Die planktonischen Foraminiferen geben für diesen Abschnitt unterstes Mitteleozän als Alter an.

Mit zunehmender Profilhöhe nehmen dann im Bereich des östlichen Brückenkopfs die Grossforaminiferen (*Assilina exponens* und Discocyclinen) rasch an Häufigkeit zu, und es erfolgt ein Übergang in glaukonitführende, bioklastische Sandkalke. Im Dünnschliff erkennt man in diesen Gesteinen eine übermässig dichte Packung von Grossforaminiferen-Trümmern (vor allem Nummulitiden). Diese dichte Packung ist vor allem auf Drucklösungsvorgänge zurückzuführen. D. Bernoulli weist in der Diskussion darauf hin, dass alle diese eozänen Grossforaminiferen-Gesteine durch einen ausgeprägten primären Mangel an aragonitischer Schälensubstanz gekennzeichnet sind, wodurch die Zementation vermutlich recht spät durch Drucklösung von calcitischen Foraminiferenschalen herbeigeführt wurde.

Der Übergang in den meist glaukonit- und sandfreien Bürgen-Kalk ist progressiv und kann entlang der Staatsstrasse studiert werden. Der unterste Teil des Bürgen-Kalks ist hier durch massenhaftes Auftreten von *Assilina exponens* gekennzeichnet. Nach oben werden diese zusehends durch *Nummulites millecaput* und Assilinen der *spira*-Gruppe ersetzt. In grosser Zahl treten in den höheren Horizonten ferner grosse Austern (*Pycnodonte gigantea*) hinzu. Diese stark zoogenen Gesteine zeichnen sich in der Regel ebenfalls durch eine äusserst dichte Packung der biogenen Partikel aus.

In seinem obersten Teil wird der Bürgen-Kalk etwas feinsandig und glaukonitführend. In verschiedenen Niveaus treten Nummuliten der *perforatus*-Gruppe auf (*N. cf. benehamensis*), welche den Bürgen-Kalk dem Mittleren Lutétian zuweisen.

Als Ganzes zeigt die Abfolge von Bürgen-Grünsand und Bürgen-Kalk eine deutliche Verflachungstendenz (shallowing upward cycle).

An der Obergrenze des Bürgen-Kalks (im Profil Foribach auch 2 m unter der Obergrenze) stellt sich mit ziemlich grosser Regelmässigkeit ein konglomeratischer Horizont ein. In den Bürgen-Kalk dringen von oben her glaukonitisch-sandige Sedimente in Spalten ein. Ähnlich wie bei einer verkarsteten Oberfläche wird die Sedimentunterlage in einen konglomeratischen Horizont von 40 bis 60 cm Mächtigkeit aufgelöst. Die Gerölle zeigen in der Regel aber keine scharf definierten Umrisse, es sei denn durch Drucklösung entstandene. Nummuliten, insbesondere die grossen Formen der *millecaput*-Gruppe, wurden aus dem noch wenig verfestigten Sediment exhumiert und lassen sich in den Geröllen wie auch in der Matrix des Konglomerathorizonts erkennen. Als Arbeitshypothese wird einstweilen angenommen, dass ein Sedimentationsunterbruch ohne Auftauchen über die Wasseroberfläche stattgefunden hat. Knollige, frühdiagenetische Semilithifizierung begünstigte die Knollenbildung, während das dazwischenliegende, noch nicht lithifizierte Sediment ausgewaschen wurde. Die Bildung der feinen Spalten ist indessen noch ungeklärt.

Über dem oberen konglomeratischen Horizont setzt die Sedimentation wieder mit einem feinsandigen, besonders im unteren Teil glaukonitischen Sandkalk-Horizont ein, der durch massenhaft auftretende Discocyclinen sowie durch sehr dünne grosse Nummuliten der *millecaput*-Gruppe (*N. dufrenoyi*?) charakterisiert ist. Dieser Horizont lässt sich in weiten Gebieten der Bürgenstock-Decke, in der östlichen Pilatus-Decke und im Axen-Nordlappen wiederfinden. Er wird hier als Foribach-Schicht bezeichnet und als Formationsglied der Bürgen-Formation zugeordnet.

Diese Foribach-Schicht wird längs scharfer, wellig verlaufender Fläche von dem darüber folgenden Glaukonitsandstein getrennt. Dieser enthält nur an der Basis einige Mollusken und ist sonst weitgehend fossilieer. Er wird nach einer Lokalität am Bürgenstock, wo an der Strasse Stansstad-Bürgenstock Bürgen-Kalk, Foribach- und Obbürgen-Schicht gut aufgeschlossen sind, als Obbürgen-Schicht bezeichnet. Eine nähere Charakterisierung und Definition dieser lithostratigraphischen Einheiten ist in Vorbereitung. Im grossen und ganzen entsprechen diese Horizonte dem Nummulitengrünsand von BUXTORF (1916).

Die Obbürgen-Schicht bildet das basale Schichtglied der Hohgant-Formation. Durch Abnahme des Glaukonitgehalts und Zunahme des Tongehalts erfolgt ein Übergang in die Hohgantschiefer, welche an der Basis zum Teil noch in der Fazies der sogenannten Pectinitenschiefer entwickelt sind. Aufschlüsse dieser Schichtglieder können an der Strasse in Richtung Kerns beobachtet werden.

4-3: Eozän von Dietried bei Kerns (R. HERB)

In den internen Teilen der Drusberg-Decke ist das Eozän zusammen mit der darunter liegenden Amdener Formation von der Deckenunterlage abgeschert worden und bildet die Schuppenzonen von Kerns und Sachsels (BENTZ 1948). In der nördlichen Falte dagegen, dem Hohbruck-Gewölbe, liegt das Eozän noch im Deckenverband vor. Bürgen-Formation und die Basis der Hohgant-Formation können besonders schön bei Dietried, an der Strasse Kerns-Melchtal, studiert werden (Koord. 663.920/194.030, Fig. 9).

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 unbekannten Alters (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 Kordilleren (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 Tiefseefächermmodelle, 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 inneren 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 Albien–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 KAPPELLO (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

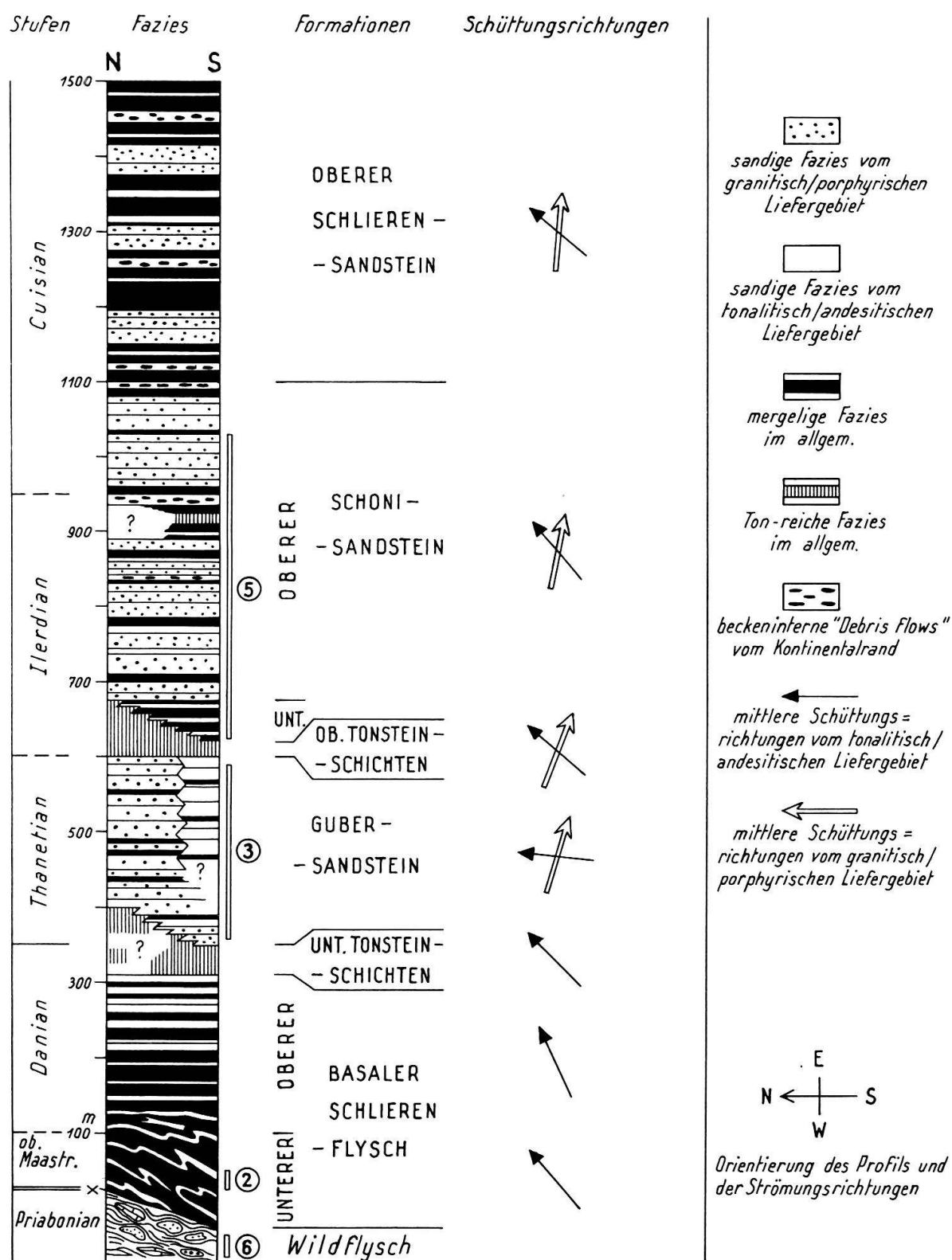


Fig. 11. Synthetisches Profil des Schlieren-Flysches und seiner Unterlage (Wildflysch bzw. Sörenberg-Mélange). Die eingekreisten Zahlen bezeichnen die bei der Exkursion besuchten Aufschlüsse.

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 verschweisst.
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 Wildflysch-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 Wildflysch enthält graugrünliche

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, Rauhwacke, Mergel, pflanzenfüh- rende Sandsteine (Obertrias)	Rauhwacke (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 tonalitisch/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 tonalitisch/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-

send erfolgte der Aufstieg in den Kessel südwestlich unterhalb des Furggengütsch auf 1930 m Höhe (Koord. 635.100/181.600), von wo aus A. Breitschmid eine Übersicht über die Sedimentation der Hohgant-Serie gab.

6-1: Sedimentation der Hohgant-Serie

COLOMBI (1960) hat sich über die Sedimentation der Hohgant-Serie bereits grundlegende Gedanken gemacht und eine Zyklizität der sandig-kalkigen Sedimente erkannt. BREITSCHMID (1978) hat diese Ideen aufgegriffen und ein Sedimentationsmodell mit fünf Faziesräumen ausgearbeitet:

1. Küstensumpf und Küstenlagune für die Kohleschichten.
2. Nasser Strand und Vorstrand für die Wagenmoos-Sandsteinbänke.
3. Übergangszone für den Hohgant-Sandstein im allgemeinen.
4. Innerer Schelf für die Discus-Schicht, den Discocyclinen- und den Lithothamnienkalk.
5. Äusserer Schelf für die Globigerinenmergel.

Gegen Westen blickend, sieht man in der südfallenden Flanke des Hohgant von weitem über den weissen Schrattenkalkwänden die hellbräunliche Abfolge der Hohgant-Serie. An der Basis erkennt man als Transgressionssediment die kalkigen Bänke der Discus-Schicht an ihrer rundlichen Verwitterung. Darüber folgen die sandigen Serien, die durch zwei helle, leicht herauswitternde und einige Meter mächtige Sandsteinbänke unterbrochen werden. Auf der Gipfelpartie sind noch Überreste einer dritten Bank erkennbar. Es handelt sich hier um die regional sehr ausgedehnten Wagenmoos-Sandsteinbänke, die als Strandsedimente interpretiert werden. In den Sandsteinen zwischen diesen markanten Bänken deuten uns grosse flachliegende Schrägschichtungsstrukturen die progradierende Sedimentation der Sandmassen während der regressiven Phasen an. Die Sedimentationsverhältnisse sind hier am Hohgant nicht so ideal wie etwa am Sigriswiler Grat oder am Niederhorn, wo zusätzlich über den Wagenmoos-Sandsteinbänken noch Kohleschichten oder Brackwasserschichten vorkommen. Wir haben es hier also im Idealfall mit Zyklen zu tun, die durch Transgressionen und nachfolgende Progradation von Flachwassersedimenten entstanden sind, mit Sedimentabfolgen aus den Faziesbereichen vom Küstensumpf oder Küstenlagune bis in den inneren Schelf.

Das entworfene Faziesmodell kann auch auf die älteren tertiären Abfolgen angewendet werden, wie etwa auf die Klismenhorn- oder die Bürgen-Formation, die wir uns am vierten Exkursionstag angesehen hatten. Dort sind vor allem Sedimente aus den Faziesbereichen der Übergangszone und des inneren Schelfes mächtig entwickelt.

Zwischen Thunersee und Hohgant fiel A. Breitschmid während der Neukartierung des LK-Blattes Beatenberg auf, dass die Zyklen mit den Wagenmoos-Sandsteinbänken südöstlich der Hohgant-Sundlauen-Verwerfung nicht mehr schön verfolgbar sind. Wie schon COLOMBI (1960) gezeigt hat, kann damit der Einfluss eozäner Bruchbewegungen auf die Sedimentation der Hohgant-Sundlauen-Verwerfung belegt werden. In der Wildhorn-Decke südöstlich des Thunersees hat

STEFFEN (1981) die Auswirkungen einer analogen Längsstörungszone auf die Sedimentation der Hohgant-Serie ebenfalls nachweisen können.

Von 6-1 führt ein kleiner Weg in östlicher Richtung leicht ansteigend zu einem Sattel südöstlich unterhalb des Furggengütsch. Gleich nördlich dieses Sattels wurde am Weg ein instruktiver Aufschluss der Hohgant-Sundlauenen-Verwerfung besichtigt und von R. Herb erläutert.

6-2: Hohgant-Sundlauenen-Verwerfung, Koord. 635.500/181.700, 1940 m

Die Hohgant-Sundlauenen-Verwerfung ist eine markante Störungszone, die sich von Sundlauenen am Thunersee in nordöstlicher Richtung ins Hohgant-Gebiet verfolgen lässt und westlich von Sörenberg unter dem Flysch verschwindet. Mit

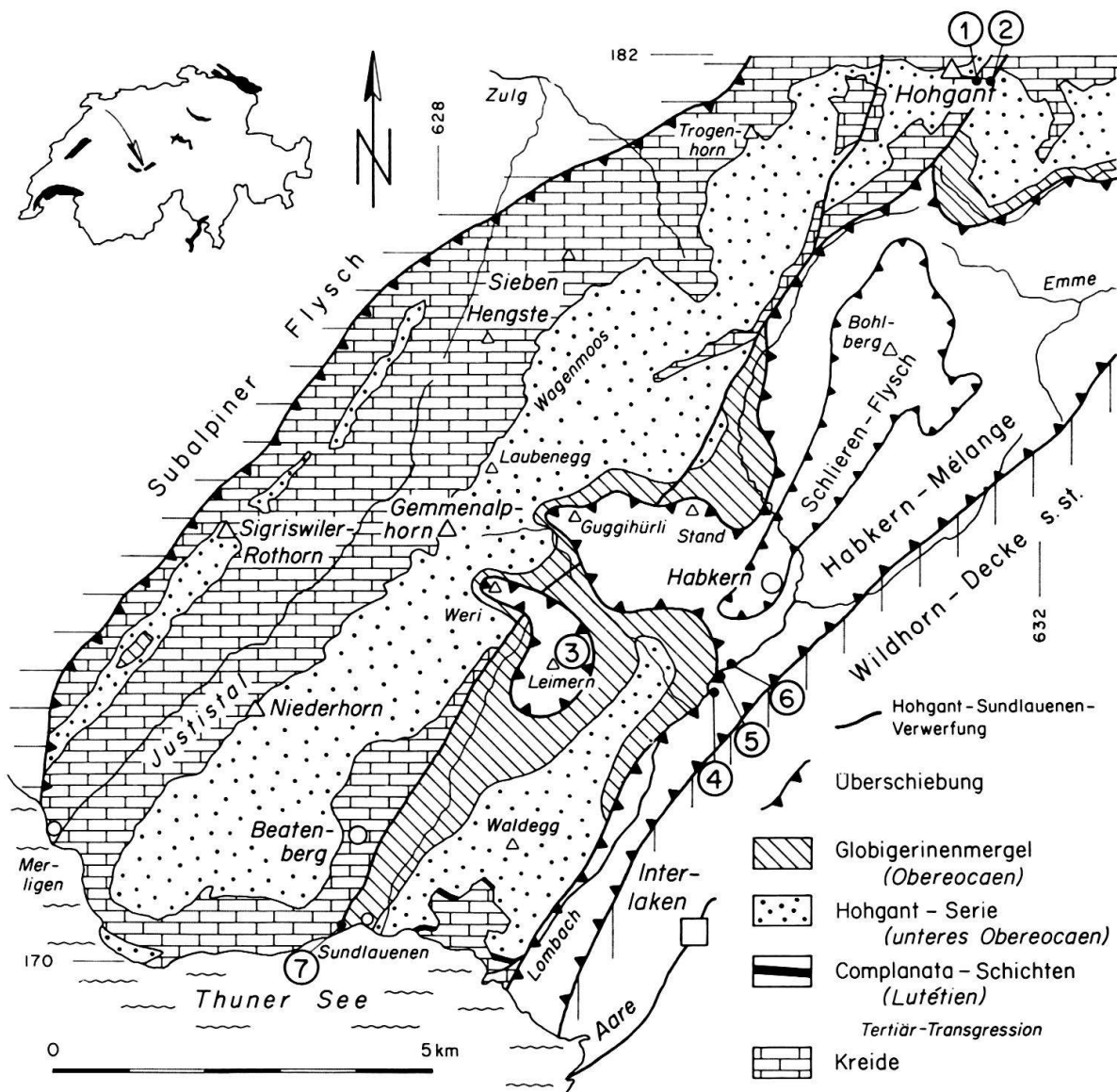


Fig. 13. Tektonische Karte des Gebiets nördlich von Interlaken mit Bezeichnung der beschriebenen Lokalitäten (1-7).

einer Sprunghöhe von über 200 m ist sie schon frühen Bearbeitern aufgefallen und danach mehrfach beschrieben worden, u. a. von KAUFMANN (1886), BECK (1911), HAUS (1937), GIGON (1952) und COLOMBI (1960).

Die von der Exkursion besuchte Lokalität wurde schon von KAUFMANN (1886) und BECK (1911) dargestellt und von HAUS (1937) neu interpretiert. HAUS kam dabei zum Schluss, dass die Verwerfung bereits im Eozän aktiv war. Den Hinweis hierfür lieferte eine Schrattekalk-Brekzie im abgesenkten Südostflügel des Bruchs. COLOMBI hat 1960 nachgewiesen, dass die Bruchbewegungen die obereozäne Sedimentation entlang der Verwerfung massgeblich beeinflusst haben (siehe HERB et al. 1978).

Im besuchten Aufschluss (Fig. 14) ist deutlich zu erkennen, dass der Bruch mit etwa 45° nach Südosten einfällt. In der Diskussion weist H. Haus speziell auf die listrische Natur des Bruchs hin. Die Brekzie, welche der Bruchfläche im Südostflügel aufliegt, enthält ausschliesslich eckige oder angerundete Komponenten von Schrattekalk in einem karbonatischen, überwiegend mikritischen Zement, in dem

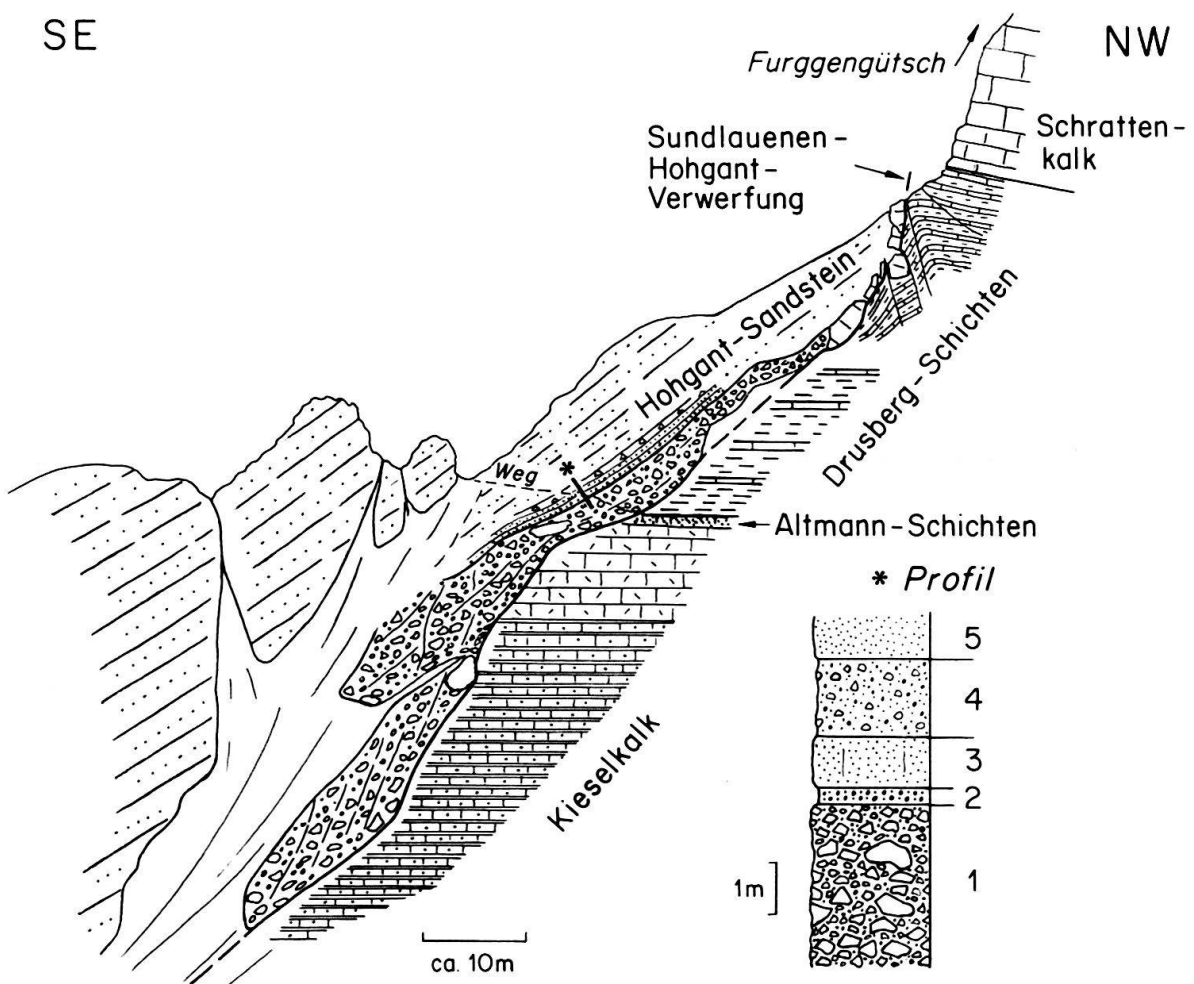


Fig. 14. Ansichtsskizze der Hohgant-Sundlauenen-Verwerfung östlich unterhalb des Hohgant (Lokalität 2 in Fig. 13). 1 = Schrattekalk-Brekzie, 2 = glaukonitischer Sandstein, 3 = Quarzsandstein, 4 = glaukonitischer Sandstein mit Schrattekalk-Geröllen, 5 = Quarzsandstein.

gelegentlich auch kleine Nummuliten gefunden werden können. Auf der Südseite des Felsspornes kann man auf der allerdings nicht direkt aufgeschlossenen Bruchfläche eine Schrattenkalk-Lamelle beobachten, auf der diese Brekzie in geringer Mächtigkeit transgrediert. Über der Brekzie folgt dann beidseits die steilgestellte bzw. angeschleppte Hohgant-Serie mit einem Glaukonit-Horizont an der Basis. Dieser entspricht vermutlich die Küblibad-Schicht, welche im Waldegg-Gewölbe bei Sundlauenen an der Basis der Hohgant-Serie auftritt (HERB et al. 1978).

Es wird angenommen, dass in der Transgressionsphase der Hohgant-Serie die beginnende Bruchbewegung ein Küstenkliff erzeugt hat, von welchem in einem einmaligen Ereignis Schrattenkalkmassen in das sich absenkende Meeresbecken im Südostflügel niedergestürzt sind.

Weitere Zeugen der obereozänen Bewegungen hat COLOMBI (1960) in weiter südwestlich gelegenen Gebieten beschrieben, so etwa im Lammgraben, 2 km nordwestlich von Habkern, und vor allem in der Umgebung von Sundlauenen. Grob- und feinklastische Einschaltungen in die Globigerinenmergel zeigen dort, dass die Bruchbewegung über grosse Teile des Obereozäns angehalten hat (siehe auch HERB et al. 1978). In dem von der Exkursion aus Zeitgründen nicht mehr besuchten Aufschluss an der Hauptstrasse westlich von Sundlauenen (Lokalität 7 in Fig. 13, Koord. 626.770/170.520) konnte R. Herb beobachten, dass an der Bruchfläche obereozäner mergeliger Sandstein direkt auf den Kieselkalk aufzementiert worden ist. Dies zeigt, dass hier bereits im Verlaufe des Obereozäns die Sprunghöhe auf rund 300 m angewachsen war. Das Ausmass der späteren alpinen Bewegungen war demgegenüber geringfügig. Die bereits von früheren Autoren wie BECK (1911) und GIGON (1952) erkannte Tatsache, dass die überschobenen Flysch- bzw. Habkern-Mélangemassen von der Verwerfung nicht durchschlagen werden, zeigt dies ebenfalls an. Rückkehr zum Allgäuli.

Wildflysch (Habkern-Mélange)

Der Nachmittag war gänzlich dem Studium des Habkern-Mélange (BAYER 1982) gewidmet. Es wurden eine Reihe von Aufschlüssen und Lokalitäten besucht, die die Verhältnisse im äusserst kompliziert aufgebauten Bereich der Überschiebung des Schlieren-Flysches (oberes Maastrichtian–Untereozän) auf die helvetischen Decken (Helvetische Randkette, Wildhorn-Decke) aufzeigen.

Der Wildflysch wurde erstmals von KAUFMANN (1872, 1886) näher untersucht und beschrieben. KAUFMANN betrachtete ihn als eine eigene stratigraphische Einheit, die mit sedimentärem Kontakt die helvetischen, obereozänen Globigerinenmergel (Stad-Schiefer) und den altersgleichen Südhelvetischen Flysch (Südelbach-Serie) überlagerte. Den Schlieren-Flysch bezeichnete KAUFMANN als das stratigraphisch Hangende seines «Wildflysches». Als besonders kennzeichnend für den «Wildflysch» betrachtete KAUFMANN eine sehr hohe Deformation der an seinem Aufbau beteiligten Gesteine, dann aber auch das Auftreten von meist block- oder paketartigen Gesteinsvorkommen, zu denen unter anderem Flyschsandsteine, granitische Konglomerate sowie verschiedene pelitische und kalkige Lithologien gehören. Unter den letztgenannten verdienen besonders die oberkretazischen und

alttertiären «Leimernschichten» erwähnt zu werden. KAUFMANN betrachtete diese allerdings in Unkenntnis ihres Alters ebenfalls als normalstratigraphische Einlagerungen in den «Wildflysch» und damit als Teil der helvetischen Schichtreihe.

Obwohl bereits KAUFMANN die «Leimernschichten» mit dem helvetischen Seewer Kalk und den Seewer Schiefern (Cenomanian–Santonian) bzw. mit den Couches rouges am Rospitz (Giswiler Klippen) verglich, wies vor allem SCHARDT (1898) mit Nachdruck auf die fazielle Ähnlichkeit der «Leimernschichten» mit den Couches rouges der Préalpes Médiannes hin. Er deutete damit an, dass zumindest gewisse Elemente des «Wildflysches» allochthonen Charakter besäßen. BUXTORF (1908, 1910) trat sodann für die tektonische Unabhängigkeit des gesamten «Wildflysches» von den helvetischen Decken ein. Diese von KAUFMANN abweichenden Auffassungen fanden vor allem bei BECK (1911, 1912) und bei BOUSSAC (1912) ihre Unterstützung.

VONDERSCHMITT & SCHAUB (1943) wie auch LEUPOLD (1943) trennten aufgrund neuer paläontologischer Datierungen den «Wildflysch» nicht nur von der helvetischen Unterlage, sondern auch vom höheren Schlieren-Flysch ab. Damit wurde der «Wildflysch» fortan als eine vom Schlieren-Flysch unabhängige Einheit betrachtet, in die Blöcke und Gesteinspakete verschiedenster lithologischer Ausbildung und verschiedensten Alters eingelagert waren. Ob die Beziehungen dieser Gesteinsmassen («Leimern-Schichten», «Habkerngranit» usw.) zum «Wildflysch» nun sedimentärer oder tektonischer Natur waren, beschäftigte die Geologen bis in die heutige Zeit immer wieder (z. B. TRÜMPY 1960, HSÜ 1974).

A. Bayer, der den sogenannten «Wildflysch» im Rahmen einer Dissertation zwischen Aare und Rhein untersuchte, führte aus, dass er in seiner Arbeit den Begriff «Wildflysch» nicht mehr verwende. Vielmehr spricht er von einem Habkern-Mélange, das er als eine eigene tektonische Einheit zwischen der Basis des penninischen Deckenkomplexes (z. B. Schlieren-Flysch) und der Oberkreide und dem Alttertiär der helvetischen Decken auffasst. Innerhalb des Habkern-Mélange unterscheidet er im wesentlichen zwei Teilmélanges: ein Sörenberg- sowie ein Iberg-Mélange. Das Iberg-Mélange ist hauptsächlich im Raum von Iberg (Schwyz) sowie in der Ostschweiz ausgebildet, während das Sörenberg-Mélange in der Zentralschweiz und in der Gegend von Habkern ausgeschieden werden kann. Das Verbreitungsgebiet des Sörenberg-Mélange fällt damit mit demjenigen des Schlieren-Flysches zusammen.

In seiner Ausbildung entspricht das Sörenberg-Mélange weitgehend dem «Wildflysch» von KAUFMANN (1886, S. 553). Es wird als eine Verschuppung von helvetischer Oberkreide (Amdener und Wang-Schichten) und Alttertiär («Stadschiefer, grünsandige Nummulitenkalke, Granitbreccien» in KAUFMANN'S Definition) mit Paketen von Schlieren-Flysch («Fukoidenschiefer, Macigno-Sandstein») sowie Gesteinen der Leimeren-Serie («leimernartige Schiefer») aufgefasst. Sowohl die von KAUFMANN in trefflicher Weise beschriebene Deformation des «Wildflysches» («Dunkelgraue bis schwarze, weiche, glänzende Schiefer, oft krummschalig und voll gestreifter Reibungsspiegel ... Die Schichten sind häufig und in merkwürdigster Weise gefaltet, geknickt und zerrissen, die Sandsteine quer gespalten, die Stücke auseinander gezerrt, gerieben und mehr oder weniger vom Schiefer umwickelt») wie auch die Durchmischung der verschiedenen Einheiten (Schlieren-Flysch, Leimeren-

Serie, helvetische Oberkreide und Alttertiär) zum Sörenberg-Mélange wird weitgehend auf eine tektonische Verschuppung während der Überschiebung des Schlieren-Flysches auf das Helvetikum zurückgeführt.

6-3: Leimeren: Das Leimeren-Mélange als ein Teilmélange des Sörenberg-Mélange

Im Gebiet der Leimeren bei Beatenberg (Koordinatenquadrat 629/174) befindet sich das bedeutendste Vorkommen von Gesteinen der Leimeren-Serie (Cenomanian-Mitteleozän; BAYER 1982), die in Form von block- oder paketartigen Gesteinskörpern wichtige Elemente des Sörenberg-Mélange darstellen. An der Leimeren selbst sind allerdings nur campane bis mitteleozäne Alter dieser vor allem aus foraminiferenreichen, hemipelagischen bis pelagischen Mergeln und Kalken aufgebauten Schichtreihe vertreten.

Sehr schön kann im vor wenigen Jahren entstandenen Profil entlang dem Strässchen nach Alpiglen die tektonische Stellung der Gesteinspakete der Leimeren-Serie beobachtet werden: Sie liegen dem helvetischen Obereozän (Globigerinenmergel, südhelvetischer Flysch) auf, während in ihrem Hangenden der Basale Schlieren-Flysch (oberes Maastrichtian-untereres Paleozän) mit seiner stark tektonisierten Basis aufgeschlossen ist (Fig. 15).

Unmittelbar südlich der Alphütten von Alpiglen bietet sich eine gute Übersicht über die Leimeren: Ein grosses Paket von hellen, kalkigen Mergeln der Leimeren-

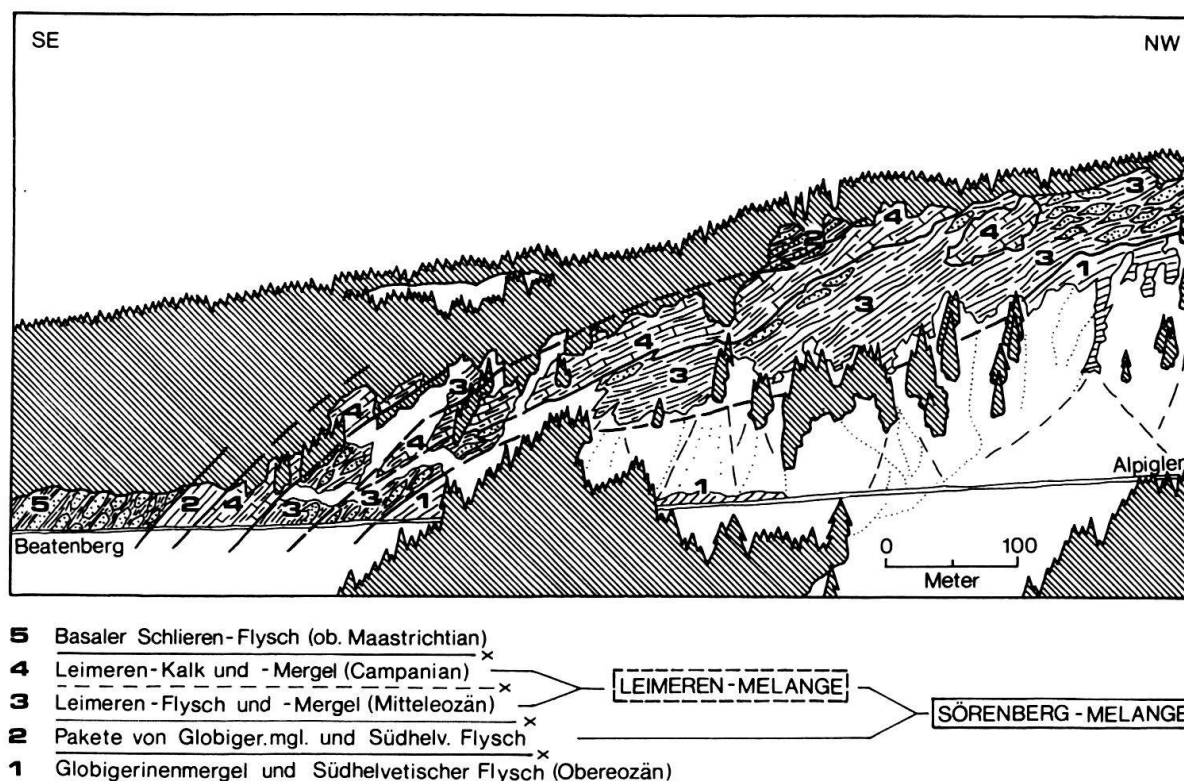


Fig. 15. Ansicht der Leimeren von Nordosten (Lokalität 3 in Fig. 13, aus BAYER 1982).

Serie kann erkannt werden. Es überlagert mit seinem nordwestlichen Ende einen kleineren Block von gleicher lithologischer und altersmässiger Ausbildung. Ein drittes Paket wird vom Strässchen nach Alpiglen im soeben erwähnten Profil durchschnitten. Diese drei Blöcke bilden die bemerkenswerten, von weit her sichtbaren Felsabstürze der Leimeren. Sie überlagern sich gegenseitig dachziegelartig, was eine Folge der Aufschiebung des Schlieren-Flysches sein dürfte.

All diese Massen von kalkigen Gesteinen der Leimeren-Serie besitzen überwiegend campanes Alter, während das Maastrichtian und das Paleozän lediglich vereinzelt bestimmt werden konnten (s. BAYER 1982). Sie liegen einem mitteleozänen Flysch, dem Leimeren-Flysch, sowie ebenfalls mitteleozänen Leimeren-Mergeln auf. Diese jüngeren, tektonisch tiefer liegenden Elemente der Leimeren-Serie umhüllen teilweise die kretazischen Pakete. Dies kann vor allem im Profil entlang dem Strässchen nach Alpiglen sowie im Falle des kleinsten, nordwestlichsten Blockes gut gesehen werden.

Im Leimeren-Flysch können Flyschbrekzien mit aufgearbeiteten oberkretazischen Gesteinen der Leimeren-Serie gefunden werden, die bereits von GIGON (1952, S.94) beschrieben und abgebildet wurden. Sie weisen deutlich auf enge sedimentäre und wahrscheinlich auch paläogeographische Beziehungen zwischen dem mitteleozänen Leimeren-Flysch und den Paketen von vorwiegend campanen Leimeren-Mergeln und -Kalken hin. Es handelt sich damit bei letzteren möglicherweise um Olistholithe, deren primäre Kontakte zum Leimeren-Flysch erst während der Aufschiebung des Schlieren-Flysches tektonisch überprägt wurden. Wegen dieser engen, wahrscheinlich vorwiegend sedimentären Beziehungen zwischen den oberkretazischen und den mitteleozänen Anteilen werden die Vorkommen von verschiedenen Gesteinen der Leimeren-Serie im Gebiet der Leimeren bei Beatenberg zum Leimeren-Mélange zusammengefasst.

Das Leimeren-Mélange ist aber seinerseits mit dem helvetischen Obereozän verschuppt: Ein Paket von siltigen Globigerinenmergeln steht am Strässchen nach Alpiglen im Kontaktbereich zwischen dem Leimeren-Mélange und dem Basalen Schlieren-Flysch an; ausserdem ist südhelvetischer Flysch im Wald über dem grösseren der beiden von Alpiglen aus sichtbaren Blöcke von kalkigen Leimeren-Mergeln von Campanian-Alter aufgeschlossen. Diese beiden Vorkommen von helvetischem Alttertiär zeigen deutlich, dass das Leimeren-Mélange lediglich ein Teilmélange des weitaus verbreiteteren Sörenberg-Mélange darstellt.

Die paläogeographische Beheimatung der am Aufbau des Leimeren-Mélange beteiligten Gesteinskörper gab immer wieder Anlass zu Kontroversen. Wie bereits in der Einleitung angedeutet, wurden auf der einen Seite Anklänge an die Couches rouges der Klippen-Decke und der Préalpes Médiannes, auf der anderen Seite aber auch solche an den helvetischen Seewer Kalk geltend gemacht. Die von Frau H. Oberhänsli durchgeführte Datierung der Foraminiferen wie auch die Untersuchung der Nannofloren (in BAYER 1982) zeigten aber, dass im Leimeren-Mélange gar keine Altersäquivalente des Seewer Kalkes vorhanden sind. Damit entfällt im Falle des Leimeren-Mélange ein Vergleich schon aus altersmässigen Überlegungen.

Auch der Leimeren-Flysch mit seinen auffallend reifen Sandsteinen und mit seinen Brekzien von aufgearbeiteten Leimeren-Kalken unterscheidet sich lithologisch deutlich von vergleichbaren Gesteinen des obereozänen südhelvetischen

Flysches. Sein mitteleozänes Alter, sein Chromspinellgehalt von ungefähr 10% sowie seine enge Beziehung zu Paketen von oberkretazischen Foraminiferenkalken und -mergeln deuten eher auf eine Verwandtschaft zum «Flysch à lentilles de Couches rouges» hin, wie er auf dem Rücken der Brekzien-Decke und der Préalpes Médiannes ausgebildet ist. Der Vergleich des Leimeren-Mélange mit dem mittelpenninischen «Flysch à lentilles de Couches rouges» würde einen weiteren Beweis für eine Herkunft des Schlieren-Flysches aus dem Südpenninikum darstellen.

In der Diskussion betonte J. Liedholz indessen gewisse Ähnlichkeiten zwischen dem Leimeren-Flysch und der südhelvetischen Schelpen-Serie (Mitteleozän in Vorarlberg). Auch M. Weidmann brachte Vorbehalte an und wies auf Unterschiede in der Ausbildung des Leimeren-Mélange gegenüber dem «Flysch à lentilles de Couches rouges» hin.

6-4: «Murchison-Block» am Rossgrind: südhelvetischer Flysch

An der Lokalität «Bim Rossgrind» wurde der an der Strasse von Unterseen nach Habkern gelegene «Murchison-Block» besucht. W.O. Gigon gab eine kurze historische Einleitung zu diesem ungefähr 1 m grossen Konglomeratblock. Dieser wurde von MURCHISON (1849) in seinem Werk «On the geological structure of the Alps, Apennines and Carpathians» zusammen mit anderen Vorkommen von Granitblöcken in der Gegend von Habkern ausführlich beschrieben.

Heute ist der auch in ALB. HEIM (1921), GIGON (1952), HERB (in MASSON et al. 1980) und BAYER (1982) usw. abgebildete Block allerdings bedroht durch den geplanten Ausbau und die damit verbundene Verbreiterung der Strasse nach Habkern. W.O. Gigon hofft aber, dass diese Stätte von grosser historischer Bedeutung für die Schweizer Geologie unter Schutz gestellt und so vor der Zerstörung bewahrt werden kann.

Wie anschliessend A. Bayer ausführte, handelt es sich beim «Murchison-Block» um ein tektonisches Boudin (Phakoid) einer Konglomeratbank des obereozänen südhelvetischen Flysches, die bei der Aufschubung des penninischen Schlieren-Flysches deformiert wurde. Ähnlich wie wahrscheinlich die Südelbach-Serie bei Sörenberg oder der von GIGON (1952) beschriebene Flysch der Basalen Schuppe dürfte auch der am Rossgrind aufgeschlossene südhelvetische Flysch in allochthoner Stellung dem eigentlichen Obereozän der Helvetischen Randkette aufliegen und auf dieses aufgeglitten oder aufgeschoben worden sein.

Der «Murchison-Block» selbst wird von verschiedenen, im allgemeinen gut gerundeten Geröllen von weissem Biotit-Granit aufgebaut. Seine feinkonglomeratige Grundmasse setzt sich ebenfalls vorwiegend aus granitischem Material zusammen, doch sind darin auch reichlich Bruchstücke von Kalkalgen (Lithothamnien) sowie dolomitische Komponenten, eozäne Foraminiferen und etwas Glaukonit enthalten.

6-5: Aufschluss bei Hütte am Lombach: südhelvetischer Flysch, Sörenberg-Mélange

Ungefähr 280 m nordöstlich des Rossgrindes befindet sich unterhalb einer kleinen Hütte bei Pt.821 ein weiterer Aufschluss von südhelvetischem Flysch.

Allerdings ist bei diesem Vorkommen am Ufer des Lombachs die Deformation bedeutend grösser als beim vorher beschriebenen Aufschluss am Rossgrind.

Wenige Meter über kaum deformierten Globigerinenmergeln der Helvetischen Randkette steckt in völlig zerscherten, schwarzen Tonen ein ungefähr 25 m³ grosser, gerundeter Block von weissem Biotit-Granit. Im weiteren können in diesem zum Sörenberg-Mélange gehörenden Aufschluss aber auch Sandsteinphakoide sowie ein grösseres Paket einer Brekzie gefunden werden. Diese Brekzie führt bis zu 60 cm grosse Granitgerölle. Sie besitzt dieselbe lithologische Ausbildung und Zusammensetzung wie der «Murchison-Block» am Rossgrind. Sie gehört damit ebenfalls zum südhelvetischen Flysch. Auch der grosse exotische Block von Biotit-Granit dürfte aus einer ähnlichen Konglomeratlage stammen. Er wurde aber bei der tektonischen Beanspruchung während der Überschiebung des Schlieren-Flysches aus seinem ursprünglichen Schichtverband herausgerissen, so dass er heute isoliert in völlig zerscherten, ehemals Globigerinenmergeln ähnlichen Peliten steckt.

Zum Abschluss wies W.O. Gigon noch darauf hin, dass weiter oben am Lombach, im «Wildflysch»-Aufschluss mit den grossen Barytkugeln (s. GIGON 1952, S.108), neuerdings durch G. Amstutz pyritisierte Ammoniten gefunden worden sind. 1775 hatte GRUNER über Ammonitenfunde im Habkernthal berichtet. RÜTIMYER (1850) verneinte das Vorkommen mit dem Hinweis auf eine «Täuschung». Die Funde von Amstutz scheinen aber GRUNERS Beobachtungen zu bestätigen. Bisher hat er 28 kleine Ammoniten, zum Teil Phylloceraten, gefunden. Eine Bestimmung dieser Ammoniten ist im Gange; ihr Alter könnte Später Jura, wahrscheinlicher aber Frühe Kreide sein.

Ein weiterer bemerkenswerter Aufschluss unmittelbar östlich der Erliböden (Lokalität 6 in Fig.13) konnte aus Zeitgründen nicht mehr besucht werden. Es handelt sich dabei um ein Vorkommen des Sörenberg-Mélange, das auf dem rechten Lombach-Ufer liegt. In diesem Aufschluss wird ein Paket von Basalem Schlieren-Flysch von einem solchen von südhelvetischem Flysch überlagert. Während der obereozäne Flysch nur geringfügig verformt ist, baut sich der Schlieren-Flysch zur Hauptsache aus harten, schwarzen Tonen auf, die völlig zerschert sind. In diesen stecken zentimeter- bis dezimeter-, seltener über einen Meter grosse Stücke von Sandstein- und polygenen Brekzienbänken. Grössere Blöcke sind an der Oberfläche oft zerrissen und werden von tiefen Rillen und Rutschharnischen überzogen. Ihre oft rundliche Gestalt verdanken sie einer tektonischen Rundung.

LITERATURVERZEICHNIS

- ALLEN, P.A., & HOMEWOOD, P. (im Druck): Evolution and mechanics of a Miocene tidal sandwave. – *Sedimentology*.
- ARBENZ, P. (1919): Probleme der Sedimentation und ihre Beziehung zur Gebirgsbildung in den Alpen. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 64/1–2, 246–275.
- ARKELL, W.J. (1956): *Jurassic geology of the world*. – Oliver & Boyd, Edinburgh.
- BAUMBERGER, E. (1901): Über Facies und Transgressionen der untern Kreide am Nordrande der mediterrano-helvetischen Bucht im westlichen Jura (S. 1–44). – *Wiss. Beil. Ber. Töcherschule Basel*.
- BAYER, A. (1982): Untersuchungen im Habkern-Mélange («Wildflysch») zwischen Aare und Rhein. – *Diss. ETH Zürich*.

- BECK, P. (1911): Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 29.
- (1912): Die Niesen-Habkerndecke und ihre Verbreitung im helvetischen Faciesgebiet. – *Eclogae geol. Helv.* 12, 65–151.
- BITTERLI, P. (1979): Cyclic sedimentation in the Upper Bathonian-Callovian of the Swiss Jura Mountains. – *Publ. spéc. Assoc. Sédimentol. franç.* 1, 99–109.
- BOLLIGER, W., & BURRI, P. (1967): Versuch einer Zeitkorrelation zwischen Plattformcarbonaten und tiefermarinen Sedimenten mit Hilfe von Quarz-Feldspat-Schüttungen (mittlerer Malm des Schweizer Jura). – *Eclogae geol. Helv.* 60, 491–507.
- (1970): Sedimentologie von Schelf-Carbonaten und Beckenablagerungen im Oxfordien des zentralen Schweizer Jura. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 140.
- BOUSSAC, J. (1912): Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. – *Mém. Carte géol. France* 13.
- BREITSCHMID, A. (1978): Sedimentologische Untersuchungen in der eocaenen Hohgant-Serie im Helvetikum nördlich von Interlaken. – *Eclogae geol. Helv.* 71, 143–157.
- BROUWER, J. (1965): Agglutinated Foraminiferal Faunas from some Turbiditic Sequences I + II. – *Proc. (k.) nederl. Akad. Wetensch. (B)* 68/5, 309–334.
- BRÜCKNER, W. (1937): Stratigraphie des autochthonen Sedimentmantels und der Griesstockdecke im oberen Schächental (Kanton Uri). – *Verh. natf. Ges. Basel* 48, 77–182.
- (1951): Lithologische Studien und zyklische Sedimentation in der Helvetischen Zone der Schweizeralpen. – *Geol. Rdsch.* 39, 196–212.
- BÜCHI, U.P., & HOFMANN, F. (1965): Die Sedimentationsverhältnisse zur Zeit der Muschelsandsteine und Grobkalke im Gebiet des Beckennordrandes der Oberen Meeresmolasse zwischen Aargau und Schaffhausen. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 27, 11–22.
- BURGER, H., & STRASSER, A. (1981): Lithostratigraphische Einheiten der untersten Helvetischen Kreide in der Zentral- und Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 74, 529–560.
- BUXTORF, A. (1908): Bürgenstock. Spezialkarte Nr. 27a. – Schweiz. geol. Komm.
- (1910): Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks. – *Geol. Karte der Schweiz* No. 9, Geol. Kommission der schweiz. natf. Ges.
- (1924): Geologie des Pilatus. – *Verh. schweiz. natf. Ges.* 1924, 31–47.
- (1934): Exkursion Nr. 55. Pilatus. In: *Geologischer Führer der Schweiz* (S. 723–741). – Wepf, Basel.
- CARON, C., HOMEWOOD, P., MOREL, R., & VAN STUIJVENBERG, J. (1981): Témoins de la Nappe du Gurnigel sur les Préalpes Médiannes: Une confirmation de son origine ultrabriançonnaise. – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 69/1, 64–79.
- CAROZZI, A. (1950): Contribution à l'étude des rythmes de sédimentation. – *Arch. Sci.* 3/1–2, 1–76.
- CHRIST, P. (1920): Geologische Beschreibung des Klippengebietes Stanserhorn–Arvirglat am Vierwaldstättersee. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 12.
- COLOMBI, C. (1960): Stratigraphie und Mikrofauna des helvetischen Alttertiärs nördlich von Interlaken. – Unveröff. Diplomarb. ETH Zürich.
- COQUAND, H. (1871): Sur le Klippenkalk du département du Var et des Alpes Maritimes. – *Bull. Soc. géol. France* (2), 28, 208–234.
- CRIMES, P., GOLDRING, R., HOMEWOOD, P., VAN STUIJVENBERG, J., & WINKLER, W. (1981): Trace fossil assemblages of deep-sea fan deposits, Gurnigel and Schlieren Flysch (Cretaceous–Eocene), Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 74, 953–995.
- DESOR, E. (1854): Quelques mots sur l'étage inférieur du groupement néocomien (étage valanginien). – *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* 3, 172–177.
- DESOR, E., & GRESSLY, A. (1859): Etudes géologiques sur le Jura neuchâtelois. – *Mém. Soc. neuchât. Sci. nat.* 4, 1–159.
- EINSELE, G. (1982): Limestone-marl cycles (periodites): diagnosis, significance, causes – a review. In: EINSELE, G., & SEILACHER, A. (Ed.): *Cyclic and event stratification* (S. 3–63). – Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- ELLENBERGER, F. (1952): Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides. – *Eclogae geol. Helv.* 45, 285–286.
- ENAY, R. (1966): L'Oxfordien dans la moitié Sud du Jura français. – *N. Arch. Mus. Hist. nat. Lyon* 8/1–2.
- FICHTER, H.J. (1933): Die Gesetzmässigkeiten der zyklischen Gliederung der helvetischen Unterkreide und ihre Anwendung auf die Stratigraphie des helvetischen Albien. – *Eclogae geol. Helv.* 26, 198–203.

- (1934): Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malm der helvetischen Decken. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 69.
- FISCHER, H. (1965): Oberer Dogger und unterer Malm des Berner Jura: Tongruben von Liesberg. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 31/81, 25–36.
- FRÖHLICHER, H., SCHAUB, H., & VONDERSCHMITT, L. (1951): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Giswiler Klippen, den Schlierenflysch und ihre tektonische Unterlage und in die Molasse des Alpenrandes. – Eclogae geol. Helv. 44, 363–372.
- FUNK, H. (1969): Typusprofile der helvetischen Kieselkalk-Formation und der Altmann-Schichten. – Eclogae geol. Helv. 62, 191–203.
- FUNK, H., & BRIEGEL, U. (1979): Le faciès Urgonien des nappes Helvétiques en Suisse orientale. – Mém. spéc. Geobios 3, 159–168.
- FUNK, H., HANTKE, R., MATTER, A., MOHLER, H.P., & SCHAUB, H. (1973): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in der Zentralschweiz südlich von Luzern vom 15. bis 17. Oktober 1972. – Eclogae geol. Helv. 66, 231–243.
- GIGON, W. (1952): Geologie des Habkernales und des Quellgebietes der Grossen Emme. – Verh. natf. Ges. Basel 63, 51–136.
- GRESSLY, A. (1838–1841): Observations géologiques sur le Jura soleurois. – Denkschr. schweiz. Ges. Natw. 2, 4, 5.
- (1864): Rapport géologique sur les terrains parcourus par les lignes du réseau des chemins de fer jurassiens par le Jura bernois. In: Rapports concernant le réseau des chemins de fer du Jura bernois (Annexe 3, S. 87–105). – Rieder & Simmen, Bern.
- GRUNER, G.S. (1775): Versuch eines Verzeichnisses der Mineralien des Schweizerlandes. In: GRUNER, G.S.: Beiträge zur Naturgeschichte des Schweizerlandes, 3. Stück (S. 106). – Wagner, Bern.
- GYGI, R. (1969): Zur Stratigraphie der Oxford-Stufe (oberes Jura-System) der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 136.
- (1981): Oolitic iron formations: marine or not marine? – Eclogae geol. Helv. 74/1, 233–254.
- (1982): Sedimentation und Facies des Späten Jura im zentralen Juragebirge. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] 64, 17–28.
- GYGI, R., & MARCHAND, D. (1982): Les faunes de Cardioceratinae (Ammonoidea) du Callovien terminal et de l'Oxfordien inférieur et moyen (Jurassique) de la Suisse septentrionale: Stratigraphie, paléoécologie, taxonomie préliminaire. – Geobios 15/4, 517–571.
- HÄFELI, CH. (1966): Die Jura/Kreide-Grenzsichten im Bielerseegebiet (Kt. Bern). – Eclogae geol. Helv. 59, 565–696.
- HAUS, H. (1937): Geologie der Gegend von Schangnau im oberen Emmental. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 75.
- HEIM, ALB. (1921): Geologie der Schweiz, Bd. II. Die Schweizer Alpen, erste Hälfte. – Tauchnitz, Leipzig.
- HEIM, ARN. (1908): Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizer Alpen. – Abh. schweiz. paläont. Ges. 35/4.
- (1920): Beobachtungen am Mont Biffé (Montsalvens) in den Préalpes externes. – Eclogae geol. Helv. 15, 472–477.
- HERB, R., & LEUPOLD, W. (1966): Schlierenflysch. In: Lex. stratigr. int. 7c, 1030–1038. – Cent. natl. Rech. sci.
- HERB, R., BREITSCHMID, A., MATTER, A., MOJON, A., & NABHOLZ, W. (1978): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft im Helvetikum des Berner Oberlandes vom 9. und 10. Oktober 1977. – Eclogae geol. Helv. 71, 233–254.
- HOMWOOD, P.W. (1981): Faciès et environnements de dépôt de la Molasse de Fribourg. – Eclogae geol. Helv. 74, 29–36.
- HOMWOOD, P.W., & ALLEN, P.A. (1981): Wave, tide and current controlled sandbodies of the Miocene Molasse of Western Switzerland. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 65, 2534–2545.
- HOMWOOD, P., & WINKLER, W. (1977): Les calcaires détritiques et noduleux du Malm des Médianes Plastiques dans les Préalpes fribourgeoises. – Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. 66/2, 116–140.
- HOMWOOD, P.W., ALLEN, P.A., & MATTER, A. (1982): Die Obere Meeresmolasse der Westschweiz (Kanton Freiburg) (Exkursion V am 13. April 1982). – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] 64, 13–16.
- HsÜ, K. (1970): The meaning of the word flysch, a short historical search. – Spec. Pap. geol. Assoc. Canada 7, 1–11.

- (1974): Mélanges and their distinction from olistostromes. In: DOTT, R.H., & SHAVER, R.H. (Ed.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation. – Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 19, 321–333.
- JÄCKLI, H. (1966): Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz 1:25000, Blatt 50: Wohlen. – Schweiz. geol. Komm.
- KAUFMANN, F.J. (1867): Geologische Beschreibung des Pilatus. – Beitr. geol. Karte Schweiz 5.
- (1872): Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz 11.
- (1886): Emmen und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern-Grafenort. – Beitr. geol. Karte Schweiz 24/1.
- LEUPOLD, W. (1933): Neue mikropaläontologische Daten zur Altersfrage der alpinen Flyschbildungen. – Eclogae geol. Helv. 26/2, 295–319.
- (1943): Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. – Eclogae geol. Helv. 35/2 (1942), 248–291.
- (1966): «Bürgenschichten», «Complanata-Schichten auctorum», «Nummuliten-Grünsand». – In: Lexique stratigr. intern. I, 7c, 168–174, 247–248, 790–796. – Cent. natl. Rech. Sci.
- (1966): Nummuliten- und Flyschbildungen. In: Lex. stratigr. int. 7c, 797–822. – Cent. natl. Rech. Sci.
- MASSON, H., HERB, R., & STECK, A. (1980): Excursion No. 1: Helvetic Alps of Western Switzerland. Interlaken-Habkern-Sigriswil-Thun(–Bern–Lausanne) (9th day). – In: TRÜMPY, R. (Ed.): Geology of Switzerland – a guide-book (Part B): Geological excursions (S. 149–153). – Wepf, Basel, New York.
- MATTER, A., HOMEWOOD, P., CARON, C., RIGASSI, D., VAN STUIJVENBERG, J., WEIDMANN, M., & WINKLER, W. (1980): Flysch and Molasse of Western and Central Switzerland. In: TRÜMPY, R. (Ed.): Geology of Switzerland – a guide-book (Part B): Geological excursions (S. 261–293). – Wepf, Basel, New York.
- MOHLER, H. (1966): Stratigraphische Untersuchungen in den Giswiler Klippen (Préalpes médianes) und ihrer helvetisch-ultrahelvetischen Unterlage. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 129.
- MONTMOLLIN, A. DE (1836): Mémoire sur le terrain crétacé du Jura. – Mém. Soc. neuchât. Sci. nat. 1, 49–70.
- (1839): Notice explicative pour la carte géologique de la principauté de Neuchâtel. – Mém. Soc. neuchât. Sci. nat. 2.
- MURCHISON, R.J. (1849): On the geological structure of the Alps, Appennines and Carpathians. – Quart. J. geol. Soc. London 5/1, 157–312.
- MUTTI, E. (1977): Distinctive thin-bedded turbiditic facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain). – Sedimentology 24, 107–131.
- PÜMPIN, V.F. (1965): Riffsedimentologische Untersuchungen im Rauracien von St. Ursanne und Umgebung (Zentraler Schweizer Jura). – Eclogae geol. Helv. 58/2, 799–876.
- PURSER, B.H. (1972): Subdivision et interprétation des séquences carbonatées. – Mém. Bur. Rech. géol. min. 77, 679–698.
- (1973): Aspects de la diagénèse carbonatée précoce et ses rapports avec les milieux sédimentaires actuels et anciens. – Sci. de la Terre (Nancy) 18, 301–313.
- (1975): Sédimentation et diagénèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne. – Thèse Univ. Paris-Sud, Orsay.
- REMANE, J. (1982): Die Kreide des Neuenburger Juras (Exkursion D am 15. April 1982). – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] 64, 47–59.
- RENEVIER, E. (1874): Tableau des terrains sédimentaires formés pendant les époques de la phase organique du globe terrestre avec leurs représentants en Suisse et dans les régions classiques, leurs synonymes et les principaux fossiles de chaque étage. – Bull. soc. vaud. Sci. nat. 13, 218–252.
- RENZ, O. (1976): Ein grosser *Pachydesmoceras* (Ammonoidea) aus dem Unteren Cénomani des Schweizer Juras. – Eclogae geol. Helv. 69, 753–763.
- RENZ, O., & JUNG, P. (1978): Aptian to Maastrichtian in the Swiss Jura Mountains. – Eclogae geol. Helv. 71, 1–18.
- ROESLI, F., BUXTORF, A., SCHAUB, H., & MOHLER, H.P. (1967): Exkursion Nr. 33. In: Geologischer Führer der Schweiz (S. 583–623). – Wepf, Basel.
- ROLLIER, L. (1888): Etude stratigraphique sur le Jura bernois. Les faciès du Malm jurassien. – Arch. Sci. phys. nat. (Genève), (3), 19/2, 1–85; Eclogae geol. Helv. 1, 3–88.

- RÜTIMEYER, L. (1850): Über das Schweizerische Nummulitenterrain. – N. Denkschr. schweiz. natf. Ges. 11.
- SCHARDT, H. (1893): Sur l'origine des Préalpes romandes (zone du Chablais et du Stockhorn). – Arch. Sci. phys. nat. Genève (3), 30, 570–583.
- (1898): Les régions exotiques du versant N des Alpes suisses. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 34, 114–219.
- SCHAUB, H. (1951): Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches mit besonderer Berücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten und Assilinen. – Schweiz. paläont. Abh. 68.
- (1965): Schlierenflysch. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 31/81, 124–134.
- (1981): Nummulites et Assilines de la Téthys paléogène, taxinomie, phylogénèse et biostratigraphie. – Mém. suisses Paléont. 104.
- SCHUMACHER, J. (1948): Zur Gliederung des marinen Lutétien und basalen Priabonien der Schweizer Alpen. – Eclogae geol. Helv. 41, 79–88.
- SODER, P. A. (1949): Geologische Untersuchung der Schrattenfluh und des südlich anschliessenden Teiles der Habkern-Mulde. – Eclogae geol. Helv. 42, 35–109.
- SPICHER, A. (1980): Tektonische Karte der Schweiz, 1:500 000. – Schweiz. geol. Komm.
- STAUB, R. (1958): Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 103.
- STEFFEN, P. (1981): Zur Stratigraphie und Paläontologie des helvetischen Eozäns in der Wildhorn-Decke des Berner Oberlands. – Diss. Univ. Bern.
- STEINEN, R. P. (1982): SEM observations on the replacement of Bahamian aragonite mud by calcite. – Geology 10, 471–475.
- STEINHAUSER, N., & CHAROLLAIS, J. (1971): Observations nouvelles et réflexions sur la stratigraphie du «Valanginien» de la région neuchâteloise et ses rapports avec le Jura méridional. – Geobios 4, 7–59.
- STRUB, G. (1982): Stratigraphie und Sedimentologie des Hauptrogensteins im nordwestschweizerischen Jura. – Diss. Univ. Basel.
- STUDER, B. (1825): Beiträge zu einer Monographie der Molasse. – Jenni, Bern.
- (1827): Remarques géologiques sur quelques parties de la chaîne septentrionale des Alpes. – Ann. Sci. nat. (Paris) 11, 1–47.
- TALBOT, M. R. (1973): Major sedimentary cycles in the Corallian beds (Oxfordian) of southern England. – Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 14, 239–317.
- TERCIER, J. (1947): Le Flysch dans la sédimentation alpine. – Eclogae geol. Helv. 40, 164–198.
- THURMANN, J. (1836): Discussion sur le synchronisme du terrain crétacé du Jura. – Bull. Soc. géol. France 7, 209.
- TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the central and western Alps. – Bull. geol. Soc. Amer. 79, 843–908.
- VAIL, P. R., MITCHUM, R. M., Jr., & THOMPSON, S. III (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap. – Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol. 26, 63–97.
- VONDERSCHMITT, L. (1923): Die Giswiler Klippen und ihre Unterlage. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 50.
- VONDERSCHMITT, L., & SCHAUB, H. (1943): Neuere Untersuchungen im Schlierenflysch. – Eclogae geol. Helv. 36, 207–215.
- WALTHER, J. (1894): Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. III. Theil: Lithogenesis der Gegenwart. – Gustav Fischer, Jena.
- WILSON, J. L. (1975): Carbonate Facies in Geologic History. – Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- WINKLER, W. (1981): Petrological and sedimentological evidence for a dynamic control of the Schlieren-Flysch (Swiss Alps). Abstr. Int. Assoc. Sedimentol., 2nd europ. Meet., Bologna 1981, p. 208–211.
- (1983): Stratigraphie und Sedimentpetrographie des Schlieren-Flysches (Zentralschweiz). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 158.
- WINKLER, W., VAN STUIJVENBERG, J., & CARON, C. (1982): Basin analysis of the Gurnigel-Schlieren Flysch (Western Alps) – a combined sedimentological and petrographical study. – Abstr. 11th Int. Sedimentol. Congr. Hamilton 1982, p. 44.
- ZIEGLER, M. A. (1962): Beiträge zur Kenntnis des unteren Malm im zentralen Schweizer Jura. – Diss. Univ. Zürich.
- ZIEGLER, P. A. (1956): Zur Stratigraphie des Séquanien im zentralen Schweizer Jura. Mit einem Beitrag von E. GASCHÉ. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 102, 37–101.