Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 72 (1979)

Heft: 3

Artikel: Stratigraphie des Doggers der östlichen Préalpes médianes (Stockhorn-Gebiet, zwischen Blumenstein und Boltigen, Kt. Bern)

Autor: Furrer, Ueli

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-164857

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: 12.12.2025

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 72/3	Seiten 623-672	14 Textfiguren und 1 Tafel	Basel, November 1979

Stratigraphie des Doggers der östlichen Préalpes médianes

(Stockhorn-Gebiet zwischen Blumenstein und Boltigen, Kt. Bern)

Von Ueli Furrer[1])

ZUSAMMENFASSUNG

In der mittelpenninischen Decke der Préalpes médianes wurde die Stratigraphie und die fazielle Ausbildung des Doggers bearbeitet. Das Untersuchungsgebiet umfasst den östlichen Teil der Decke; es liegt westlich des Thunersees in der Umgebung des Stockhorns (Kanton Bern).

Aus den erarbeiteten litho- und biostratigraphischen Zusammenhängen sowie aus Fazies-Interpretationen wurde die paläogeographische Entwicklung des Gebietes rekonstruiert.

Von Norden nach Süden werden drei Fazies-Zonen unterschieden: Zoophycos-Dogger (Formation calcaréo-argileuse), «Zwischendogger» und Mytilus-Schichten. Zwischen der offenmeerischen Schichtreihe des Zoophycos-Doggers und den teilweise brackischen, kohleführenden Mytilus-Schichten tritt im Untersuchungsgebiet eine marin-neritische «Zwischendogger»-Fazies auf. Sie besteht zur Hauptsache aus Oolithen, Algenkalken und Konglomeraten. Ihre Schichtfolge wird in dieser Arbeit als Langel-Serie bezeichnet. Während des Bathonien war die «Zwischendogger»-Zone ein Liefergebiet von neritischem Detritus, welcher nach Norden verfrachtet und im Zoophycos-Becken resedimentiert wurde. Im gleichen Zeitabschnitt wurden auch von einer extern (N) gelegenen Hochzone her Klastika in den Raum des Zoophycos-Doggers transportiert. Diese Resedimente zeichnen sich durch Quarzporphyr-Gerölle aus.

Die Mytilus-Schichten werden einerseits von der jüngsten Einheit der Langel-Serie, dem Stockenflue-Kalk (Callovien), andererseits lokal von einem Kondensationshorizont mit Ammoniten, Phosphorit-Geröllen und einem hohen Quarzgehalt überlagert. Das Alter dieses Niveaus umfasst das Callovien und das Untere bis Mittlere Oxfordien. Die Mytilus-Schichten umfassen den Altersbereich Oberes Bajocien bis und mit Bathonien.

RÉSUMÉ

Ce travail est consacré à la stratigraphie et aux faciès du Dogger de la nappe des Préalpes médianes. La région étudiée comprend la partie orientale de la nappe et se situe à l'ouest du Lac de Thoune, aux environs du Stockhorn (canton de Berne, Suisse).

Sur la base des relations litho- et biostratigraphiques et des interprétations de faciès, l'évolution paléogéographique de la région a été reconstruite.

Dans la direction nord-sud, trois zones de faciès sont distinguées: Le domaine à *Cancellophycus* (Formation calcaréo-argileuse), le «Dogger intermédiaire» et le domaine à *Mytilus*. Les Couches à Cancellophycus, une épaisse (200 à 900 m) série de calcaires marneux et de marnes à caractère franchement marin, sont séparées des Couches à Mytilus à faciès saumâtre par un faciès de transition. Il s'agit de la série du «Dogger intermédiaire», appelée «Couches de Langel» dans ce travail. Ce faciès à caractère marin très peu profond, comprend principalement des sédiments oolitiques, des calcaires à algues et des conglomérats. Pendant le Bathonien, la zone intermédiaire était une région de source, produisante un

[1]) Geologisches Institut, Universität Bern, Sahlistrasse 6, CH-3012 Bern.

amas de matériel néritique qui était transporté vers le nord et déposé dans le bassin à Cancellophycus. Simultanément, ce bassin recevait du détritus caractérisé avant tout par des graviers à porphyres quartzifères, provenant d'un autre seuil, situé dans une position externe (septentrionale).

Les Couches à Mytilus sont superposées ou par le membre le plus jeune des Couches de Langel («Stockenflue-Kalk», Callovien) ou localement par un niveau condensé à ammonites, à nodules phosphatiques et riche en quartz détritique. Ce niveau représente le Callovien et l'Oxfordien inférieur à moyen, tandis que les Couches à Mytilus sont attribuées au Bajocien supérieur et au Bathonien.

ABSTRACT

This paper deals with the stratigraphic and facies relationships of the Middle Jurassic (Dogger) rock sequences of the middle Penninic "Préalpes médianes" nappe. The study area is situated to the west of Lake Thun, Switzerland, and comprises the eastern part of the nappe.

The paleogeographic evolution of the studied area was deduced from litho- and biostratigraphic evidences and interpretation of the depositional environments.

From north to south three facies zones are distinguished: Zoophycos beds, "Zwischendogger" and Mytilus beds. The Zoophycos beds, made up of a thick (200 to 900 meters) sequence of open-marine silty limestones and marls, are separated from the infralittoral, partly coal-bearing Mytilus beds by a transitional facies. This so-called "Zwischendogger", named "Langel-Serie" in this paper, consists of shallow marine deposits, mainly oolithic and algal limestones and conglomerates. During Bathonian time it was a source area of neritic material which was redeposited in the Zoophycos basin. Simultaneously the latter received detritus, mainly pebbles of quartz porphyry, from another high, situated in an external (N) position.

The Mytilus beds are overlain either by the youngest member (Callovien) of the "Langel-Serie" ("Stockenflue-Kalk") or locally by a condensed horizon containing ammonites, phosphorite pebbles and a high quartz content. It is dated Callovian to Middle Oxfordian whereas the Mytilus beds are believed to represent the uppermost Bajocian and the Bathonian.

INHALTSVERZEICHNIS

1. Einleitung 625
2. Historischer Abriss und neue Daten 626
3. Aufbau der Arbeit 628
4. Nomenklatur der lithostratigraphischen Einheiten 628
5. Verbreitung der lithostratigraphischen Einheiten im Untersuchungsgebiet 628
6. Liegendgrenze der untersuchten Einheiten 631
7. Hangendgrenze der untersuchten Einheiten 632
8. Lithologie, Milieu-Interpretation und Alter der untersuchten Einheiten 633
   8.1 Formation calcaréo-argileuse, Zoophycos-Dogger 633
      8.1.1 Membre *A/B* 633
      8.1.2 Membre *C* 635
      8.1.3 Membre *D* 642
   8.2 Langel-Serie, «Zwischendogger» 643
      8.2.1 Langel-Oolith 644
      8.2.2 Langel-Algenkalk 644
      8.2.3 Langel-Konglomerat 646
      8.2.4 Stockenflue-Kalk 648
   8.3 Mytilus-Schichten 652
      8.3.1 Basis-Breccie 652
      8.3.2 Niveau mit Kohlenflözen und Lumachellen 654
      8.3.3 Niveau mit marin-neritischen, z. T. brackischen Kalken 655
9. Korrelationen und stratigraphisches Schema 658
10. Paläogeographie 662
Literaturverzeichnis 670

1. Einleitung

Die vorliegende Publikation stellt eine gekürzte Fassung der Dissertation FURRER (1977) dar, welche in den Jahren 1974–1977, unter der Leitung von Prof. Dr. F. Allemann, am Geologischen Institut der Universität Bern entstanden ist.

Das Ziel der Arbeit war die Rekonstruktion der stratigraphischen Zusammenhänge zwischen den Faziesräumen des *Zoophycos-*, *Zwischen-* und *Mytilus-Doggers*, im Gebiet der östlichen Préalpes médianes.

Ausgangspunkt war das Modell von JEANNET (1912–1918), wonach im westlichen Teil der Préalpes, im Gebiet der Tours d'Aï, zwischen den Ablagerungsräumen des Zoophycos- und des Mytilus-Doggers, eine durch festländische Verhältnisse bedingte Zone mit Schichtlücken besteht (Fig. 14).

Die Aufgaben, die sich stellten, um die Fazies-Variationen zu erfassen und einander gegenüberzustellen, waren die folgenden:

— Die lithologischen Abfolgen der verschiedenen Faziesräume waren vorerst auf ihre Unterteilbarkeit in lithostratigraphische Einheiten hin zu untersuchen.
— Die lithostratigraphischen Einheiten sollten möglichst definiert und mittels paläontologischer und sedimentologischer Parameter korreliert werden.

Unter diesen Gesichtspunkten wurden in den Jahren 1974–1976 etwa 30 Profile aufgenommen (Fig. 4). Übersichtsbegehungen führten uns ins Chablais und in die Klippen-Préalpes der Innerschweiz. Von den über 700 Proben wurden etwa 500 Dünnschliffe angefertigt und 20 Schlämmproben bearbeitet,

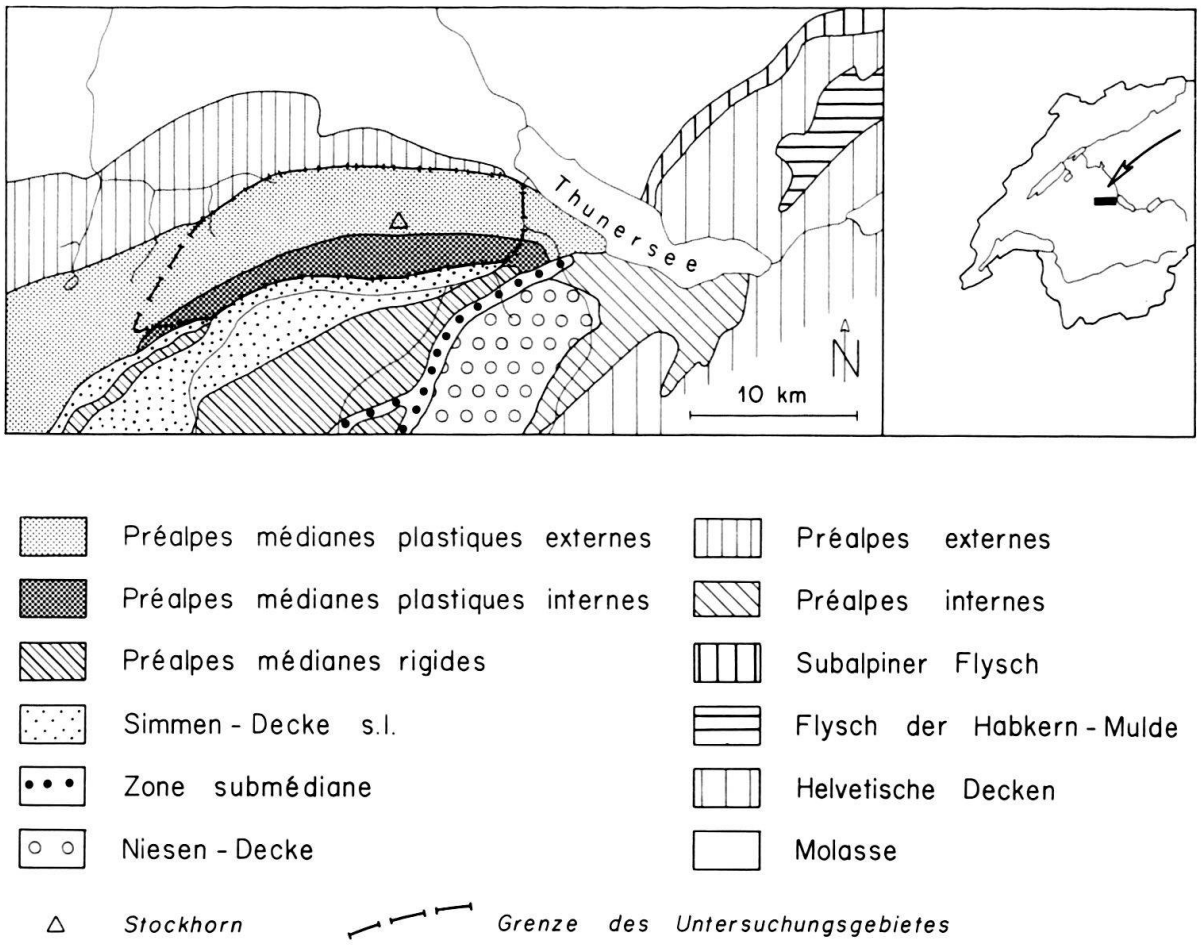


Fig. 1. Geologisch-tektonische Übersichtsskizze und Lage des Untersuchungsgebietes.

wodurch die Feldergebnisse durch zahlreiche Daten aus dem Mikrobereich ergänzt wurden. Die Belegsammlung (Gesteine, Dünnschliffe, Fossilien) ist am Geologischen Institut der Universität Bern deponiert.

Aus den Untersuchungen resultierte ein stratigraphisches Schema (Tafel), welches einen kontinuierlichen Fazies-Übergang vom Zoophycos-Dogger über die Zwischendogger-Bildungen in die Mytilus-Schichten aufzeigt. Neue litho- und biostratigraphische Daten ermöglichen gesicherte Korrelationen und bilden einen Beitrag zur Lösung der Altersfrage der Mytilus-Schichten sowie zur Rekonstruktion der paläogeographischen Entwicklung der Préalpes médianes.

2. Historischer Abriss und neue Daten

Die stratigraphischen und paläogeographischen Zusammenhänge, welche in den Préalpes médianes für die Epoche des Doggers Gültigkeit haben, sind in ihren Grundzügen seit einiger Zeit bekannt. In den Préalpes médianes externes (BAUD 1972) findet sich die offenmeerische Beckenfazies des Zoophycos-Doggers (= Formation calcaréo-argileuse, SPICHER 1965), während im internen Teil der Plastiques sowie in den Rigides die neritisch-paralischen, z.T. brackischen Mytilus-Schichten auftreten. SCHARDT hat schon 1884 bemerkt, dass diese Fazies-Unterschiede in den Préalpes médianes senkrecht zu den Faltenachsen auftreten, während parallel dazu in der Regel keine wesentlichen Fazies-Veränderungen vorkommen. Seit den Arbeiten von JEANNET (1912–1918, Fig. 42, 43, und 1922, Fig. 187, 197) wird von verschiedenen Autoren angenommen, dass zwischen den Ablagerungsräumen des Zoophycos- und des Mytilus-Doggers Hochzonen mit Schichtlücken bestehen, in welchen Malm-Ablagerungen direkt auf Lias-Sedimenten liegen (vgl. TRÜMPY 1960, Fig. 2 und 12; GROSS 1965). Andere Autoren beschrieben neritische Sedimente, welche zwischen den beiden Hauptfaziesräumen auftreten und als *«Dogger intermédiaire»* (PETERHANS 1926) oder als *«Zwischendoggerbildungen»* (WEISS 1949) bezeichnet wurden. WEISS postulierte für die «Zwischendoggerbildungen» in der Gegend von Boltigen ein Alter von Bathonien bis Callovien. Diese Altersinterpretation, welche auf lithostratigraphischen Betrachtungen beruhte, konnte durch eine Foraminiferen-Datierung bestätigt werden (FURRER & SEPTFONTAINE 1977).

GROSS (1965) und GISIGER (1967) erkannten, dass sich in die Abfolge des Zoophycos-Doggers Resedimente einschalten, und stellten Analogien zu Flysch-Ablagerungen fest. Die Komponenten dieser Turbidit-Ablagerungen stammen nach den genannten Autoren aus einem intern gelegenen, neritischen Faziesraum. Wir können belegen, dass einerseits das im Süden gelegene Zwischendogger-Gebiet und andererseits eine extern gelegene Schwellenzone als Liefergebiete auftreten. Die Resedimente aus dem Süden führen vorwiegend karbonatische Komponenten, währenddem sich die Turbidit-Ablagerungen aus dem Norden durch Quarzporphyr-Gerölle und einen hohen Gehalt an Siliziklastika auszeichnen.

Die Mytilus-Schichten (LORIOL & SCHARDT 1883) sind letztmals von RENZ (1935) monographisch bearbeitet worden. Aus Figur 2 ist ersichtlich, dass diese Fazies-Einheit von der Mehrzahl der Autoren in den Dogger eingestuft wird. Die umstrittene, öfters zitierte Altersinterpretation ihrer Hangendgrenze nach RENZ (1935) («Séquanien») beruht auf lithostratigraphischen und faziellen Kriterien,

Niveaux von RENZ (1935)	LORIOL & SCHARDT (1883)	RABOWSKI (1918)	JEANNET (1922, S. 617)	H.H. RENZ (1935)	CAMPANA (1943)	WEISS (1949, S. 224-230)	FURRER (1977)
IV	Malm	Malm * Argovien	Malm * Oxfordien Callovien	Séquanien	* Argovien Oxfordien	Malm * Oxfordien Callovien	* Unt.-Mi. Oxfordien Callovien
III b	Bathonien	Callovien	Bathonien	Argovien	Callovien	Bathonien	Bathonien
III a				* Oxfordien			
II		Bathonien		Callovien	Bathonien	--	
I			? Bajocien	Ob. Lias	? Dogger inf. ? Lias sup.	--	? Bajocien

Fig. 2. Interpretationen des Alters der Mytilus-Schichten nach verschiedenen Autoren. Mit dicken Strichen sind die jeweiligen Liegend- und Hangendgrenzen der Mytilus-Fazies angegeben.
* = Stratigraphische Interpretationen des ammonitenführenden Kondensationshorizontes von Wildenberg.

nämlich auf der Interpretation des von RABOWSKI (1918) bei Wildenberg entdeckten Oxfordien-Ammonitenhorizontes. Dieses Niveau, nach unserer Interpretation ein Kondensationshorizont, welcher das Callovien und das Untere bis Mittlere Oxfordien umfasst, überlagert die Mytilus-Schichten lokal und stellt z.T. das zeitliche Äquivalent des Stockenflue-Kalkes (Fig. 3) dar. Der Stockenflue-Kalk, welcher die Mytilus-Schichten im übrigen Untersuchungsgebiet überlagert, entspricht dem Niveau IV von RENZ, welches wir von den Mytilus-Schichten abtrennen, weil sowohl im Stockenflue-Kalk wie auch im Kondensationshorizont keine Anklänge an die Mytilus-Fazies mehr auftreten. Unsere Altersinterpretation (Fig. 2) deckt sich mit derjenigen von JEANNET (1922, S. 617–619), wonach die Mytilus-Schichten nicht über das Bathonien hinausreichen. WEISS (1949, S. 225) hat diese Lösung ebenfalls diskutiert, aber als zu hypothetisch abgelehnt.

3. Aufbau der Arbeit

Vorerst wird die Namengebung der lithostratigraphischen Einheiten sowie deren Verbreitung im Untersuchungsgebiet dargestellt. Anschliessend werden die Formationen, welche im Liegenden und im Hangenden der untersuchten Einheiten auftreten, sowie die Grenzziehung zu denselben beschrieben. In einem weiteren Kapitel werden die Sedimente der verschiedenen Faziesräume und deren Ablagerungsmilieus diskutiert. Anschliessend begründen wir die vorgenommenen Korrelationen sowie das daraus resultierende stratigraphische Schema und interpretieren die paläogeographische Entwicklung.

4. Nomenklatur der lithostratigraphischen Einheiten

Wir bemühen uns in dieser Arbeit darum, die bestehende, derzeit noch informelle, lithostratigraphische Namengebung weiterhin anzuwenden, soweit diese sinnvoll ist (Fig. 3); gleichzeitig versuchen wir aber doch, die lithostratigraphischen Einheiten besser zu definieren. In einigen Fällen war es notwendig, neue Namen einzuführen. Diese ersetzen entweder nicht mehr zu verwendende alte Bezeichnungen oder stehen für die von uns neu definierten lithostratigraphischen Einheiten. Da die Untersuchung auf ein kleines Gebiet beschränkt ist, wäre es nicht angebracht, formelle Einheiten aufzustellen.

5. Verbreitung der lithostratigraphischen Einheiten im Untersuchungsgebiet

Aufschlüsse finden sich in sechs E–W verlaufenden Aufschlusszonen (Fig. 4), in den Schenkeln der anerodierten Antiklinalen. Fazies-Unterschiede treten nur in N–S-Richtung, senkrecht zu den Faltenachsen, auf (Fig. 5).

Von Norden nach Süden treten die folgenden lithostratigraphischen Einheiten auf:

— *Formation calcaréo-argileuse* (Zoophycos-Dogger) Membres *A/B*, *C* und *D*

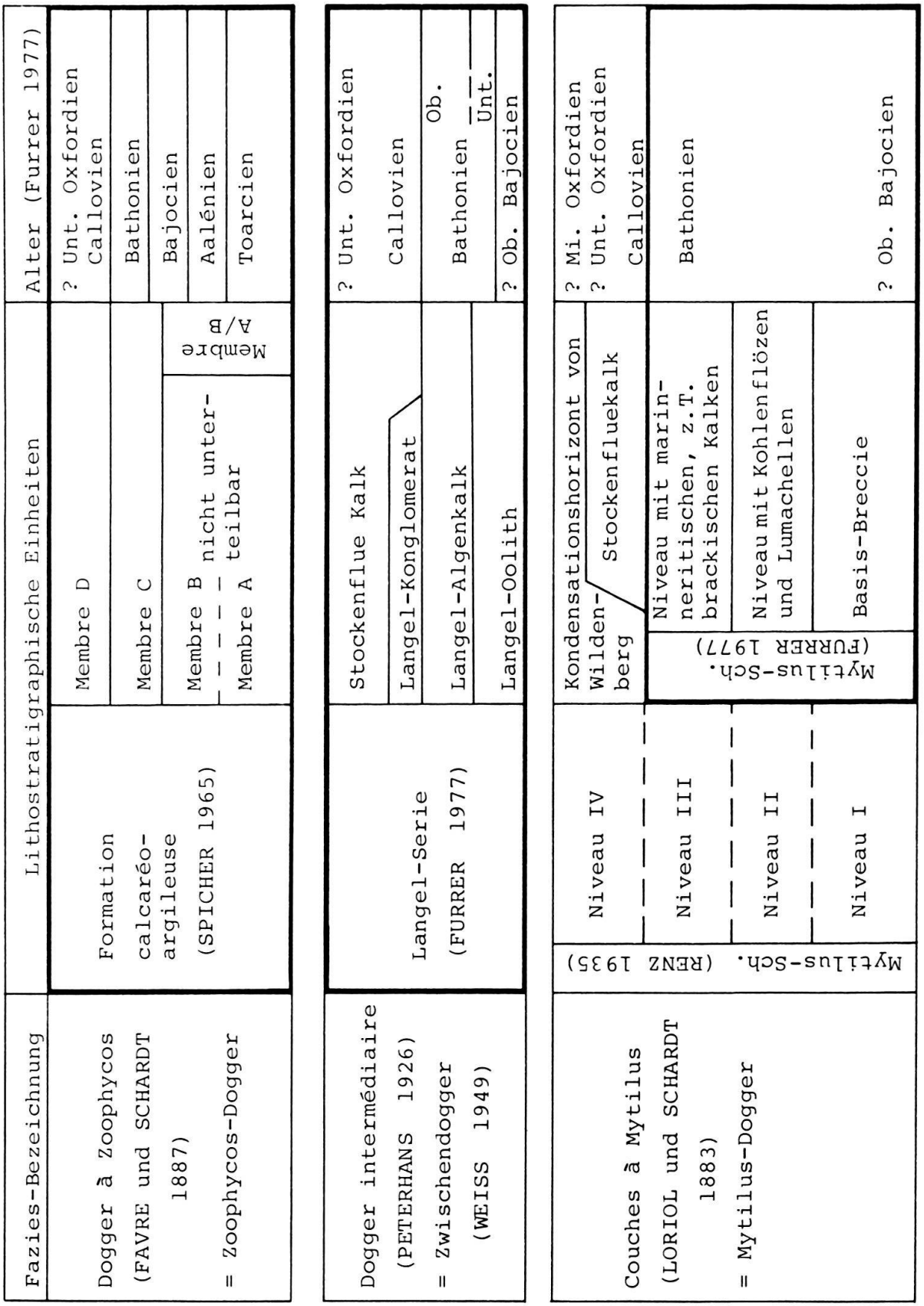


Fig. 3. Tabelle der lithostratigraphischen Einheiten und deren Alter.

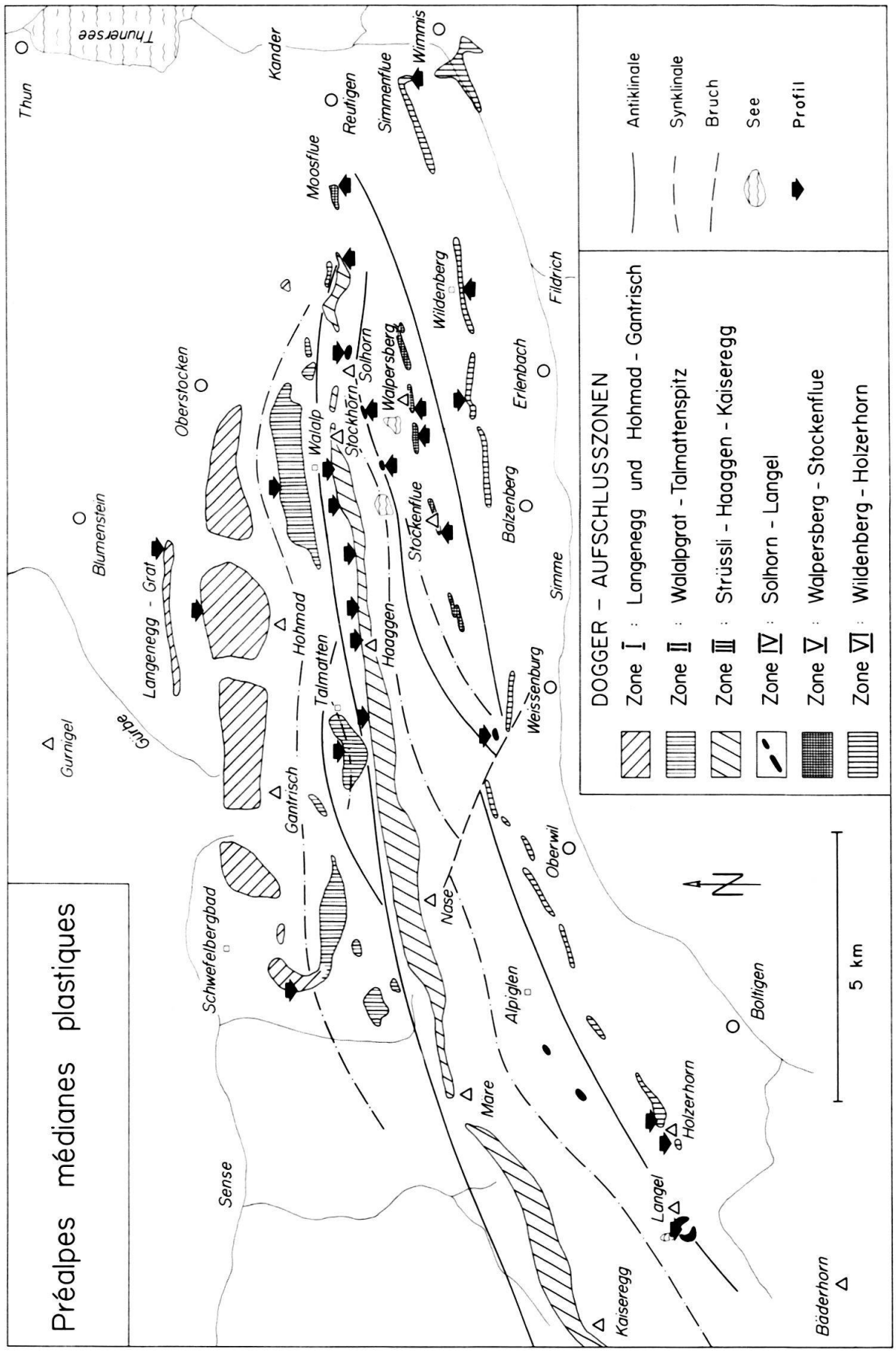


Fig. 4. Dogger-Aufschlusszonen I bis VI im Untersuchungsgebiet und Lage der bearbeiteten Profile.

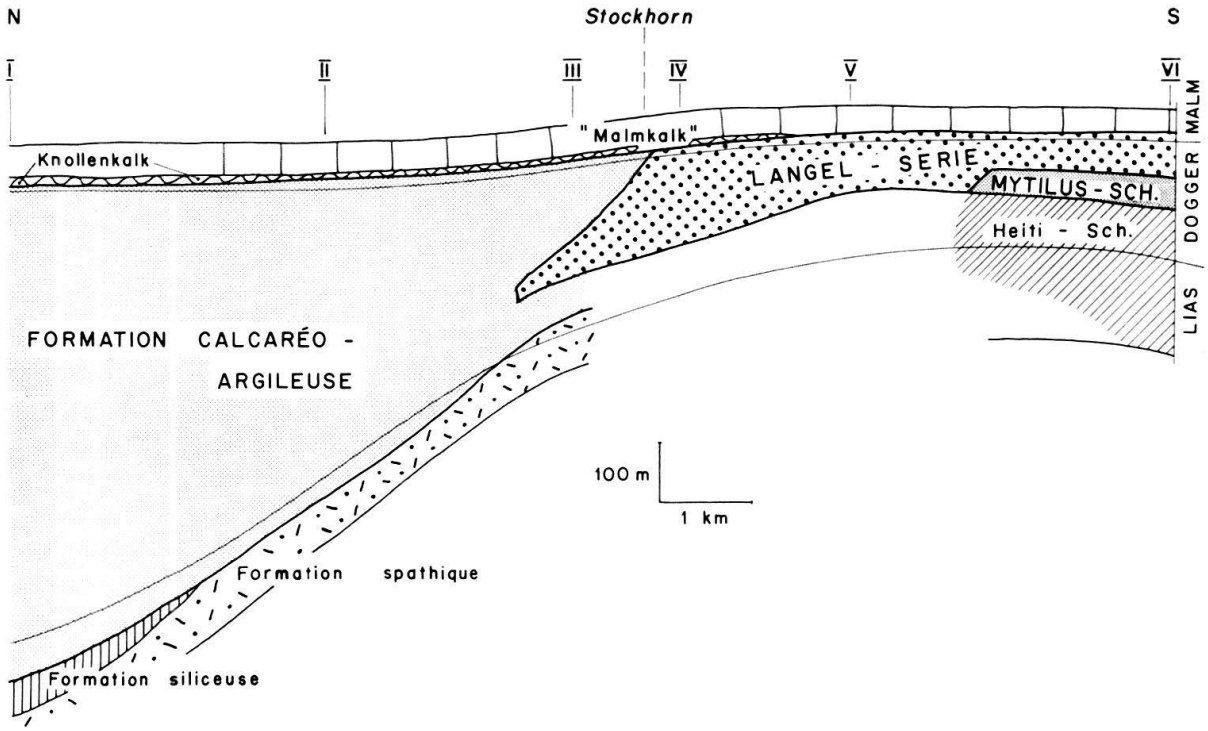


Fig. 5. Palinspastische Profilskizze mit der Nord-Süd-Verbreitung der im Untersuchungsgebiet auftretenden lithostratigraphischen Einheiten.

— *Langel-Serie* (Zwischendogger)
Langel-Oolith, -Algenkalk, -Konglomerat und Stockenflue-Kalk. In der Gegend von Wildenberg (nördlich von Latterbach) gelangte anstelle des Stockenflue-Kalkes ein Kondensationshorizont, das von RABOWSKI (1918) beschriebene ammonitenführende Niveau, zur Ablagerung.

— *Mytilus-Schichten*
unten: Basis-Breccie,
Niveau mit Kohlenflözen und Lumachellen,
oben: Niveau mit marin-neritischen, z. T. brackischen Kalken.

6. Liegendgrenze der untersuchten Einheiten

Im Liegenden der untersuchten Einheiten (Fig. 5) treten von Norden nach Süden die *Formation siliceuse*, die *Formation spathique* und die *Heiti-Schichten* («Heiti-Lias» auct.) auf (vgl. SPICHER 1965, NICOL 1956 und THURY 1973).

Formation siliceuse: Es handelt sich um eine 30–100 m mächtige Abfolge von kieseligen Mikriten, z. T. mit Spongien-Nadeln. Alter: Pliensbachien.

Formation spathique: Die Formation spathique besteht aus einer bis zu 50 m mächtigen Abfolge von Echinodermen-Breccien, welche z. T. Quarz-, Quarzit- und Dolomit-Komponenten führen. Im Oberen Sinémurien sowie im Unteren Toarcien treten lokal begrenzte, phosphoritische Kondensationshorizonte auf. Alter: Sinémurien bis Unteres Bajocien.

Heiti-Schichten (= «Heiti-Lias»): Die 200–500 m mächtigen Heiti-Schichten werden von einer monotonen Abfolge von dunklen, z.T. fleckigen Mikriten und Mergelkalken mit seltenen Ammoniten und *Zoophycos* aufgebaut. Im oberen Teil treten stark verkieselte und Silex führende, spikulitische Gesteine auf. Einige Bänke, bestehend aus gradierten Feinbreccien, welche «cailloux noirs» sowie Quarz-, Quarzit- und Dolomitgerölle, Tongallen und Echinodermen-Bruchstücke führen, treten im Sinémurien sowie im Aalénien–?Bajocien auf. Alter: Sinémurien–?Bajocien. In der Zone VI (Fig. 9) fanden wir etwa 30 m unterhalb des Daches der Heiti-Schichten einen laut Prof. H. Rieber, Zürich (schriftliche Mitteilung), nicht eindeutig bestimmbaren Ammoniten (*Strenoceras* sp. oder *Tmetoceras* sp.), welcher ein Dogger-Alter (Bajocien oder Aalénien) belegt. THURY (1973) datierte das Dach der Heiti-Schichten mit Ostrakoden ebenfalls als Dogger («vermutlich Bajocien», Bestimmungen von Dr. H. Oertli, Pau).

Die Liegendgrenze der Formation calcaréo-argileuse verläuft heterochron und ist im Norden älter als im Süden. In der Zone I setzt die Fazies des sog. Zoophycos-«Doggers» im Toarcien, in der Zone III erst im Unteren Bajocien ein. Der lithologische Übergang erfolgt allmählich, ohne scharfen Wechsel. Wir ziehen die Grenze zur Formation calcaréo-argileuse dort, wo die regelmässige Kalk–Mergel-Wechsellagerung einsetzt.

Die *Langel-Serie* beginnt im Bajocien. In der Zone III liegt der Langel-Oolith auf dem Membre *A/B* der Formation calcaréo-argileuse, in der Zone V auf den Heiti-Schichten. In der Zone IV ist das Liegende des Langel-Ooliths nicht aufgeschlossen. Die Langel-Serie beginnt mit der ersten Oolithbank des Langel-Ooliths. Der lithologische Wechsel erfolgt innerhalb von 2 bis 3 m.

Die *Mytilus-Schichten* beginnen mit einer Breccie, welche auf den Heiti-Schichten liegt. Der Kontakt ist im Untersuchungsgebiet nur an einer Stelle und zudem schlecht aufgeschlossen, so dass über die Art der Auflagerung keine genauen Angaben gemacht werden können.

7. Hangendgrenze der untersuchten Einheiten

Die Formation calcaréo-argileuse wird in den Zonen I bis III von den Knollenkalken des «Argovien» überlagert. In der Zone IV folgen über dem Stockenflue-Kalk ebenfalls noch die Knollenkalke, während in den Zonen V und VI massige «Malmkalke» vorhanden sind (Fig. 5).

Knollenkalke (Membre noduleux, SPICHER 1965): Die Knollenkalke keilen zwischen den Zonen IV und V aus. Es handelt sich um quarzfreie Kalke und Mergel mit einem knolligen Aspekt. In einer olivgrünen, mehr oder weniger tonigen Grundmasse schwimmen dichte Kalkknollen, welche unscharf begrenzt sind und Protoglobigerinen, Globochäten sowie Radiolarien führen. Ammoniten treten selten auf. Dieser Gesteinstyp wird von brecciösen, massigen Kalken begleitet, welche in einer kalkarenitischen, z.T. oolithischen Grundmasse die oben beschriebenen Kalkknollen führen (HOMEWOOD & WINKLER 1977). Wir legen die lithologische Grenze unter die erste knollige Bank mit grünen Mergeln. In den Préalpes médianes setzt die Knollenkalk-Fazies im Mittleren Oxfordien (SPICHER 1965) ein, evtl. schon

im Unteren Oxfordien (GROSS 1965) (*Gregoryceras transversarium - Cardioceras cordatum*-Zone). Wir verweisen schon an dieser Stelle auf den Kondensationshorizont von Wildenberg, in welchem Ammoniten derselben Zonen auftreten.

«Malmkalke»: Als «Malmkalk» bezeichnen wir quarzfreie, helle, massig gebankte Kalke mit einem meist dichten Aspekt, welche in den Zonen V und VI an der Basis der Malm-Abfolge auftreten. Im Dünnschliff lassen sich Pellets, Protoglobigerinen, Globochäten und Radiolarien erkennen. Im Westen des Untersuchungsgebietes ist die Malmbasis z.T. oolithisch-kalkarenitisch ausgebildet. Wir legen die lithologische Grenze über die letzte quarzführende Bank des liegenden Stockenflue-Kalkes.

Die Basis der «Malmkalke» kann nicht direkt datiert werden. Im liegenden Stockenflue-Kalk belegt in der Zone V eine Ammoniten-Fauna Oberstes Callovien (JEANNET 1922, S. 618). Aufgrund von bio- und lithofaziellen Kriterien (Anwesenheit von Protoglobigerinen, Globochäten, Radiolarien, Abwesenheit von detritischem Quarz) nehmen wir an, dass die Basis der «Malmkalke» gleich alt ist wie diejenige der Knollenkalke (Mittleres evtl. Unteres Oxfordien).

8. Lithologie, Milieu-Interpretation und Alter der untersuchten Einheiten

Wir verweisen auf Figur 6, welche die stratigraphischen Abfolgen der sechs Aufschlusszonen in schematischen Sammelprofilen zeigt. Detaillierte Profile finden sich im vervielfältigten Manuskript (FURRER 1977).

8.1 FORMATION CALCARÉO-ARGILEUSE, ZOOPHYCOS-DOGGER (Toarcien - Unteres Oxfordien)

8.1.1 *Membre A / B* (Unteres Toarcien - Oberes Bajocien)

Die Membres *A* und *B* (SPICHER 1965) bilden im Untersuchungsgebiet eine nicht unterteilbare lithologische Einheit, welche wir im folgenden als Membre *A / B* bezeichnen.

Das Membre *A / B*, dessen Mächtigkeit von Norden nach Süden stark abnimmt (300–100 m), besteht zur Hauptsache aus einer monotonen Wechsellagerung von mehr oder weniger mergeligen, dunklen Mikriten, welche vor allem in der Zone I durch das Auftreten des Spurenfossils *Zoophycos* charakterisiert wird. Die einzelnen Bänke der Wechsellagerung weisen unscharfe Liegend- und Hangendgrenzen auf, die Bankmächtigen schwanken zwischen 10 und 40 cm. Häufig zeigen die Gesteine einen fleckigen, durch Bioturbation verursachten Aspekt. Als Akzessorien treten feinkörniger Quarz (50–100 μ), Hellglimmer sowie authigen gebildeter Glaukonit auf. Die Fauna setzt sich aus Ammoniten, Posidonien, Ostrakoden und Foraminiferen - vor allem aus Nodosariiden - zusammen.

Die eintönige Abfolge wird ab und zu von feinlaminierten, z.T. gradierten Kalkbänken unterbrochen, in welchen Spongien-Nadeln und Rhaxen, kugelige Skelett-Elemente von Spongien, angereichert sind.

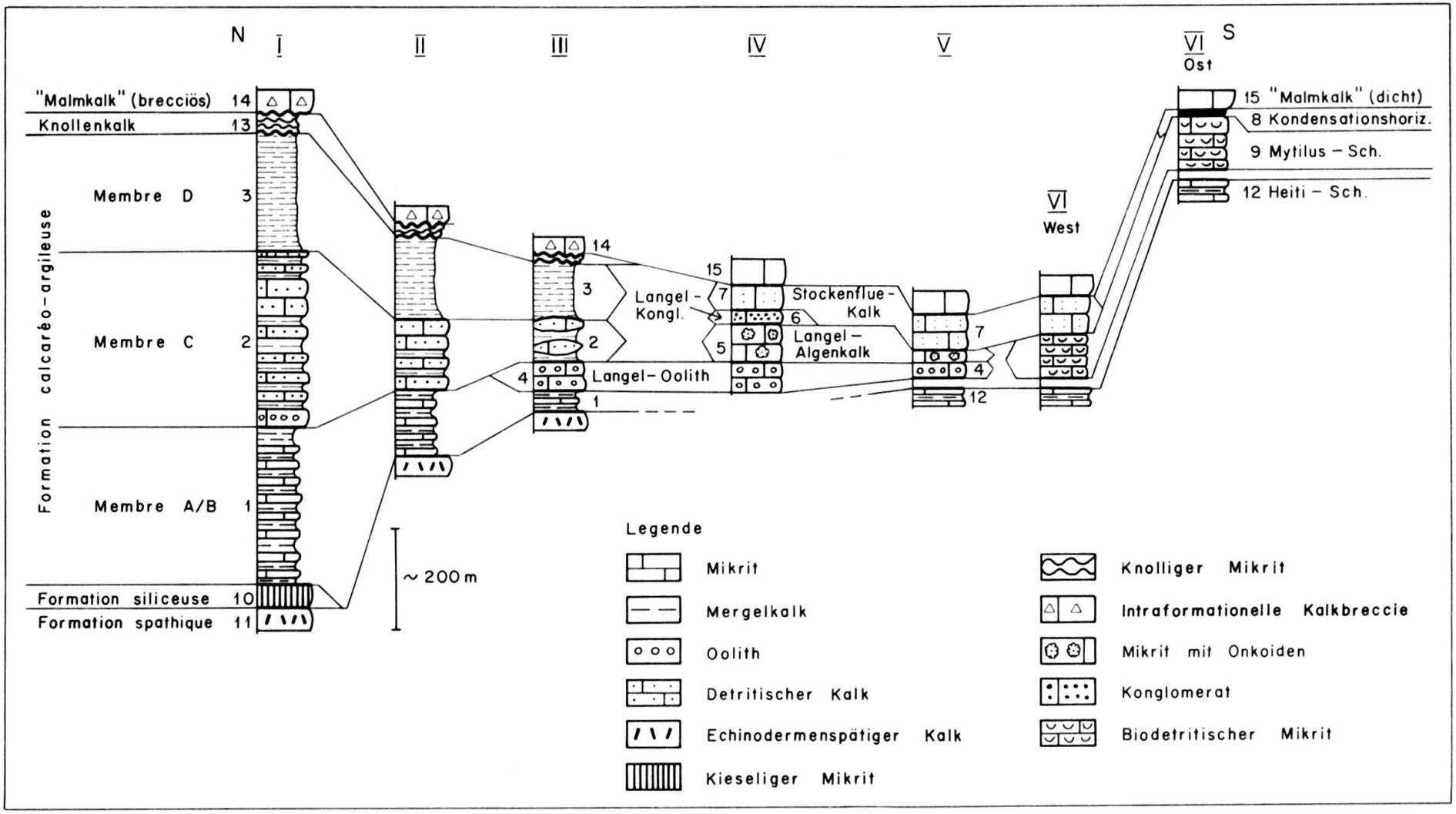


Fig. 6. Schematische Sammelprofile der Aufschlusszonen I bis VI.

In der Zone I tritt 60 m über der Basis des Membre *A/B* erstmals eine grobdetritische, gradierte Kalkbank auf. Dreizehn weitere solche Bänke schalten sich in den hangenden 165 m der Abfolge ein. Diese Bänke sind 20–40 cm mächtig und führen vor allem an ihrer Basis tonige, z.T. spikulitische, in halbverfestigtem Zustand aufgearbeitete Intraklaste. Bruchstücke von Belemniten, Bryozoen, Echinodermen sowie Ooide, Dolomit-, Quarzit- und seltene Phosphorit-Gerölle bilden den übrigen Detritus. Die Korngrössen schwanken zwischen 0,5 mm und 2 cm. Einige der gradierten Bänke führen reichlich Spongien-Nadeln und Rhaxen und sind z.T. verkieselt. Die Komponenten dieser Turbidit-Ablagerungen widerspiegeln die aufgearbeitete Fazies der Formation spathique mit Kondensationshorizonten (THURY 1973), welche auf einer im Süden gelegenen Hochzone zur Ablagerung gelangte und im Laufe der Zeit (Toarcien–Bajocien) von der Fazies des Zoophycos-Doggers verdrängt und überlagert wurde (Fig. 5).

Der Abschnitt des Membre *A/B*, in welchem die Resedimente auftreten, wurde mit Ammoniten und Foraminiferen als Aalénien bis Unteres Bajocien datiert.

Die obersten 145 m der Kalk–Mergel-Wechsellagerung des Membre *A/B* der Zone I sind wiederum monoton ausgebildet. Die lithologische Ausbildung bleibt gleich wie an der Basis der Abfolge. Die «Garantianus-Schichten» (BECK & GERBER 1925) bilden mit einer Mächtigkeit von 20 bis 30 m das Dach des Membre.

In den Zonen II und III ist das Membre *A/B* ähnlich ausgebildet wie in der Zone I. Es tritt dieselbe Kalk–Mergel-Wechsellagerung in Erscheinung. Die Mächtigkeiten sind, wie erwähnt, geringer. Zudem fällt auf, dass in den südlichen Aufschlusszonen der Anteil des Biodetritus (Bryozoen- und Echinodermen-Bruchstücke) zunimmt.

Die Gesteine des Membre *A/B* sind Ablagerungen des tiefneritischen Bereiches. Diese Interpretation lässt sich aufgrund der Foraminiferen- (SEPTFONTAINE 1971) sowie der Ostrakoden-Vergesellschaftung (schriftliche Mitteilung von Dr. H. Oertli, Pau) machen. Resedimente mit Komponenten aus der Fazies der südlich angrenzenden Formation spathique (THURY 1973) belegen Reliefunterschiede im Ablagerungsraum. Die nach Süden zu jünger werdende Liegendgrenze des Membre *A/B* demonstriert, dass die Zoophycos-Fazies im Laufe der Zeit, infolge Subsidenz der vormaligen Hochzone, über die Ablagerungen der Formation spathique hinweg nach Süden zu vorrückte.

Die Liegendgrenze des Membre *A/B* verläuft heterochron: In der Zone I konnte THURY (1973) an der Basis der Abfolge mit Ammoniten Unteres Toarcien belegen. In der Zone III belegt *Lenticulina (L.) quenstedti* (GÜMBEL) (vgl. SEPTFONTAINE 1970) das Bajocien oder ein jüngeres Alter. Die Hangendgrenze des Membre *A/B* verläuft, durch die Überlagerung einer Turbidit-Schüttung belegt, isochron. Im Dach des Membre *A/B* datieren Ammoniten der *Garantiana garantiana*-Zone Oberes Bajocien.

8.1.2 *Membre C* (Oberes Bajocien – Oberes Bathonien)

Die Lithologie des Membre *C* ist durch Turbidit-Ablagerungen gekennzeichnet. In eine autochthone Kalk–Mergel-Wechsellagerung schalten sich vier verschiedene Resediment-Typen ein.

Das Membre *C* tritt in den Zonen I bis III auf. Die Mächtigkeit nimmt von Norden nach Süden stark ab (300–100 m). In den Zonen I und II liegen die Resedimente auf dem Membre *A/B* der Formation calcaréo-argileuse, in der Zone III auf der autochthonen Bildung des Langel-Ooliths. Die Liegendgrenze legen wir an die Basis der ersten Resediment-Bank. Die Abgrenzung gegen das hangende Membre *D* liegt über der letzten turbiditischen Bank.

Autochthone Sedimentation

Die autochthonen Sedimente des Membre *C* stellen die kontinuierliche Fortsetzung der Fazies des liegenden Membre *A/B* dar. Es handelt sich um eine Wechsellagerung von Kalken und Mergeln, welche vor allem in der Zone I reichlich *Zoophycos* und vereinzelt *Palaeodictyon* führt. Ammoniten *(Nannolytoceras tripartitum)*, Foraminiferen (Vertreter der Nodosariacea und der Lituolacea), Ostrakoden und Radiolarien widerspiegeln offenmarine Bildungsbedingungen.

In den Zonen II und III sind die autochthonen Sedimente kalkiger und detritusreicher ausgebildet als im Norden. Vor allem in der Zone III führen sie eingeschwemmte Komponenten wie Ooide, kleine Bioklaste und feinkörnigen Quarz. Daselbst ist gleichfalls eine Zunahme der agglutinierten Foraminiferen *(Reophax, Ammobaculites)* zu verzeichnen. Ammoniten und *Zoophycos* treten dagegen seltener auf als in der Zone I.

Allochthone Sedimentation

Die unterschiedliche Zusammensetzung der Komponenten sowie die charakteristische N–S-Verbreitung innerhalb der Aufschlusszonen I bis III erlauben es, die Resedimente in vier Typen aufzuteilen. Diese Typen unterscheiden sich im weiteren durch unterschiedliche Sedimentstrukturen und stratimetrische Merkmale voneinander. Die Eigenschaften jedes einzelnen Typs verändern sich zudem in charakteristischer Art und Weise in N–S-Richtung, von einer Aufschlusszone zur anderen. Diese Charakteristika und die paläogeographische Situation erlauben Rückschlüsse auf die Herkunft der Resedimente und auf die Geometrie des Ablagerungsraumes. Die N–S-Verbreitung der einzelnen Resediment-Typen sowie deren vertikale Abfolgen in den Aufschlusszonen I bis III sind in Figur 7 schematisch zusammengestellt.

Resediment-Typ 1: Oosparite und -mikrite

Rein oolithische Resedimente treten in den Zonen I und II, ausschliesslich an der Basis des Membre *C*, auf. Es handelt sich um Oosparite und -mikrite, welche im Unterschied zu den anderen Resediment-Typen keinen detritischen Quarz führen. Die Komponenten bestehen fast ausschliesslich aus resedimentierten Ooiden mit Korngrössen zwischen 400 und 600 μ. Daneben erscheinen, meist an der Basis der Bänke, aufgearbeitete, plastisch deformierte, cm- bis dm-grosse, mergelig-kalkige Mikrit-Schmitzen.

In der Zone I weisen die ersten acht Bänke Mächtigkeiten auf, welche zwischen 40 und 150 cm schwanken. Sie bestehen aus undeutlich gradierten T_a-Intervallen und liegen z.T. mit erosiven Kontakten, ohne pelitisches Intervall, amalgamiert

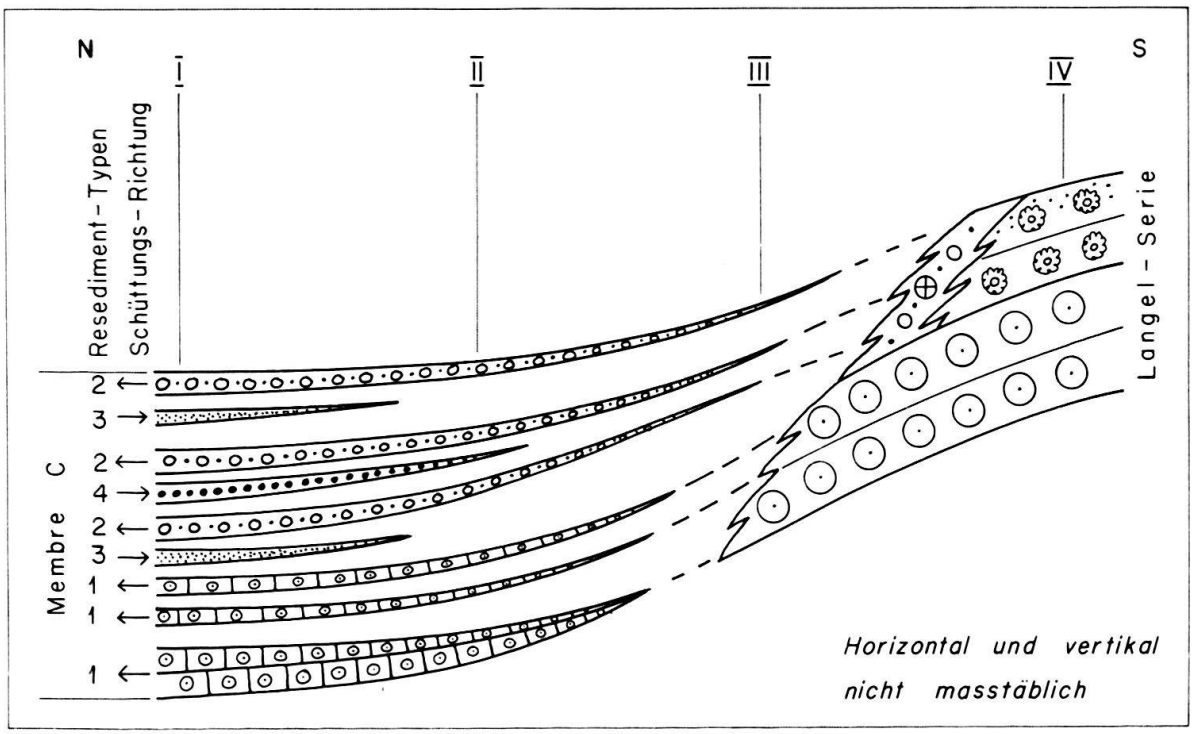


Fig. 7. Nord-Süd-Verbreitung der Resediment-Typen 1 bis 4 (vgl. Text) im Membre *C* der Formation calcaréo-argileuse und deren Zusammenhang mit den Sedimenten der Langel-Serie.

aufeinander. Diese nur einige Meter mächtige Abfolge bildet im Gelände eine E-W streichende Rippe, welche von der Gegend nördlich des Stockhorns über etwa 6 km bis ins Gantrisch-Gebiet verfolgt werden kann. Über dieser Sequenz folgt in der Zone I eine rund 60 m mächtige Wechsellagerung von autochthonen Sedimenten mit etwa 10-20 cm mächtigen, gradierten, meist mikritischen Oolith-Resedimenten des oben beschriebenen Typs.

In der Zone II des Untersuchungsgebietes ist die Abfolge tektonisch reduziert und lückenhaft aufgeschlossen, so dass nur der obere Teil des Membre *C* auftritt. Wir dürfen allerdings annehmen, dass an der Basis ebenfalls allochthone Oolithe vorhanden sind, wie dies in der 20 km weiter westlich gelegenen Region Kaiseregg-Combiflue-Petit Brun der Fall ist. Dieses Gebiet liegt zwischen dem autochthon gebildeten Langel-Oolith im Süden und den Turbidit-Ablagerungen der Schwarzsee-Gegend im Norden und entspricht damit, was die fazielle Lage betrifft, unserer Zone II (vgl. SPICHER 1965, GISIGER 1967, ANDREY 1974).

In der Zone III fehlen resedimentierte Oolithe. Über dem Membre *A/B* folgt daselbst die autochthone Bildung des Langel-Ooliths, welcher die Quelle der beschriebenen, rein oolitischen Resedimente darstellt.

Resediment-Typ 2: Oolithisch-biodetritische Kalke

Resedimente dieses Typs treten in den Zonen I bis III auf. In den Zonen I und II setzen sie etwa 60 m über der Basis des Membre *C* im Hangenden der rein oolithischen Resedimente ein. In der Zone I fällt ihr Beginn in die ammonitenreiche

«*Tripartitus*-Zone» mit *Nannolytoceras tripartium* (RASPAIL). In der Zone III setzen diese Resedimente über der autochthon gebildeten Abfolge des Langel-Ooliths ein.

Die oolithisch-biodetritischen Resedimente führen in einer mikritischen Grundmasse folgende Komponenten: Ooide, Biodetritus [Bivalven, Echinodermen, Gastropoden, Korallen, Chätetiden, Bryozoen, Algen und Foraminiferen (Fig. 11), u.a. *Meyendorffina bathonica* AUROUZE & BIZON] sowie Quarz, Quarzit, Dolomit und mikritische Intraklaste. Die prozentualen Anteile der einzelnen Komponenten sowie deren Korngrössen variieren stark. Der Anteil an Siliziklastika schwankt zwischen 1 und 4%.

Bankmächtigkeiten (meist zwischen 15 und 40 cm) und Korngrössen (mm bis mehrere cm) nehmen generell nach Süden hin zu. Der Erhaltungszustand der transportierten Fossilien ist im Süden besser als im Norden.

In der Zone I weisen diese Ablagerungen meist T_{ae}-, seltener T_{ade}-Zyklen auf und zeigen im *a*-Intervall meist eine deutliche Gradierung. Häufig sind die Ooid-Komponenten an der Basis der Bänke angereichert; Echinodermen-Bruchstücke und anderer Biodetritus folgen im oberen Teil des *a*-Intervalls. Aufgearbeitete Mikrit-Schmitzen treten häufig auf, Amalgamierung ist selten.

In der Zone II dagegen sind die Bänke häufig amalgamiert; aufgearbeitete Mikrit-Schmitzen treten ebenfalls auf. Gradierung kann nur selten beobachtet werden, Parallel-Lamination tritt nicht auf.

In der Zone III treten die allochthonen, oolithisch-biodetritischen Kalke als Füllungen von flachen, S–N verlaufenden Rinnen (channels) auf. Diese sind 50–300 m breit, im Zentrum 5–10 m tief und dünnen in E–W-Richtung aus (Fig. 8). Im Zentrum der Rinnen können einzelne Bänke bis 4 m mächtig werden. Sie sind häufig amalgamiert und zeigen ab und zu erosive Kontakte. Die selten zu beobachtenden Strömungsmarken lassen auf Transport nach Norden hin schliessen. Gradierung ist nur selten feststellbar, Parallel-Lamination tritt nicht auf. Ab und zu lässt sich eine Anreicherung der groben Komponenten in der Bankmitte beobachten.

Resediment-Typ 3: Dünnbankige, quarz- und glimmerreiche Kalke

Diese Ablagerungen werden durch geringe Bankmächtigkeiten (1–10 cm) und Korngrössen <1 mm sowie durch den hohen Quarz-, Quarzit- (etwa 20%) und Glimmergehalt gekennzeichnet. Die kalkarenitischen Komponenten (Ooide, Fe-Ooide, Bioklastika) sind stark zertrümmert. Es treten meist T_{ade}-Zyklen auf. Die Gradierung ist undeutlich ausgebildet. In der Parallel-Lamination sind Hellglimmer und Pflanzenhäcksel angereichert.

Diese Art von Turbiditen konnte nur in der Zone I beobachtet werden. In den Zonen II und III treten keine entsprechenden Ablagerungen mit Quarzgehalten von 20% auf.

Resediment-Typ 4: Dickbankige Kalzirudite mit Quarzporphyr-Geröllen

Diese Ablagerungen werden durch 2–3 cm grosse, gut gerundete, rote und graue Quarzporphyr-Gerölle, durch Quarzit-, Dolomit- und Oolith-Komponenten sowie durch grosse Bankmächtigkeiten (bis 2 m) gekennzeichnet. Häufig können amalgamierte Auflagerungen beobachtet werden. Gradierung fehlt.

Die groben Gerölle treten nur lokal auf. Sie sind in der grobsandigen, oolithisch-biodetritischen Grundmasse mit z.T. stark zertrümmerten, eckigen Komponenten frei verteilt oder aber in undeutlich schichtparallelen, lateral unbeständigen Lagen angereichert und weisen z.T. Imbrikations-Textur auf. Der biogene Detritus ist vergleichbar mit demjenigen der oolithisch-biodetritischen Resedimente (Typ 2).

Sedimente des Typs 4 treten vorwiegend in der Zone I auf. In der Zone II wurden nur einzelne, geringmächtige Bänke, mit nur mm-kleinen Quarzporphyr-Geröllen, festgestellt.

Fazies-Interpretation der Resediment-Typen

Wir können die beobachteten Resedimente nach WALKER & MUTTI (1973) in zwei Arten von «gravity-flow»-Ablagerungen aufteilen:

1. Solche, welche mit den Charakteristika des Bouma-Zyklus beschrieben werden können, d.h. unsere Typen 1, 2 und 3.
2. Solche, auf welche die Merkmale des Bouma-Zyklus nicht zutreffen, unser Typ 4.

Der Resediment-Typ 1, welcher in der Zone I aufgeschlossen ist, lässt sich aufgrund der erosiven Kontakte sowie der amalgamierten T_a-Intervalle als relativ proximale Fazies bezeichnen.

Die Resedimente des Typs 2 lassen sich von der Zone I bis in die Zone III beobachten und weisen in dieser Richtung, von Norden nach Süden, einen zunehmend proximalen Charakter auf: In der Zone I sind T_{ade}- und T_{ae}-Zyklen typisch, in der Zone II dagegen erscheinen häufig amalgamierte Kontakte. In der Zone III treten die Resedimente des Typs 2 als Rinnenfüllungen auf.

Resedimente des Typs 3, welche nur in der Zone I erscheinen, weisen T_{ade}-Zyklen sowie durchwegs geringe Bankmächtigkeiten und kleine Korngrössen auf. Diese Phänomene sprechen für die Ablagerung im mittleren Bereich des «Fan».

Die Charakteristika des Resediment-Typs 4 widerspiegeln besondere Ablagerungsvorgänge. Die massig gebankten, nichtgradierten Kalk-Lutite mit groben Geröllen, welche z.T. Imbrikations-Textur aufweisen, gehören nicht zu der klassischen Turbidit-Fazies und entsprechen ungefähr den «organized pebbly sandstones» (WALKER & MUTTI 1973). Dieser Fazies-Typ tritt im «middle fan» mit «channels» auf. Als Transportart dieser Resedimente kommt der «grain-flow»-Mechanismus in Frage, welcher bei «sediment gravity flows» mit hoher Dichte an relativ steilen Hängen auftritt (MIDDLETON & HAMPTON 1973).

Die Analyse der lateralen N–S-Fazies-Zonierung, der Bankmächtigkeiten und der Korngrössen ergibt, dass die Resedimente einerseits aus dem Süden, andererseits aus dem externen Bereich stammen (Fig. 8, 10). Dasselbe Ergebnis resultiert aus der Analyse der Komponenten-Zusammensetzung. Die Resedimente der Typen 1 und 2, welche nach Süden zu verfolgt werden können, führen die folgenden charakteristischen Komponenten: Typ 1 führt praktisch nur Ooide und kann direkt mit dem Langel-Oolith der Zone III korreliert werden. Typ 2 führt penekontemporären und kontemporären Biodetritus aus dem neritischen Bereich sowie Quarz-, Quarzit- und Dolomit-Komponenten. Für die Korrelation wertvoll sind vor allem

die Meyendorffinen, welche z.T. isoliert, z.T. in Intraklasten vorkommen. Im Langel-Algenkalk der Zone IV erscheinen dieselben Leitformen in ihrem ursprünglichen Ablagerungsmilieu. Zusätzlich zum Biodetritus treten auch anorganische Komponenten, vor allem Ooide und mikritische Lithoklaste, auf. Die letzteren stammen z.T. aus dem Langel-Algenkalk. Wir nehmen an, dass der Quarz, die gerundeten Quarzit- und Dolomitgerölle sowie die seltenen, echinodermenspätigen, quarzführenden Lithoklaste mit oolithischen Rinden aus erodierten Lias-Ablagerungen stammen. Im Streichen der Zonen III und IV herrschten zur Zeit der Turbidit-Ablagerungen teilweise festländische Verhältnisse (Fig. 14): In der Gegend der Tours d'Aï beispielsweise existierten Inseln (JEANNET 1912–1918, S. 541, 431). Daselbst wurden die Ablagerungen des mittleren und oberen Lias erodiert, welche zum grössten Teil aus quarz- und quarzitführenden Echinodermenspat-Kalken (Formation spathique) mit kleinen Dolomit-Komponenten bestanden haben (THURY 1973). Es ist anzunehmen, dass die aus liassischen Sedimenten stammenden Komponenten (vor allem der gutgerundete Quarzit sowie Quarz) längs des Strandes bis in unser Untersuchungsgebiet, wo kein Festland vorhanden war, transportiert worden sind, worauf sie dann, z.T. in Trübeströmen, nach Norden verfrachtet wurden (Fig. 8, 10).

Da die Resedimente der Typen 3 und 4 nur in der Zone I auftreten, können sie nicht aus dem Süden stammen. Auch die Zusammensetzung der Komponenten (20% Quarz und Quarzit, Hellglimmer und Quarzporphyr-Gerölle) deutet auf die Herkunft aus einer extern des Untersuchungsgebietes gelegenen Region hin. Ähnliche Ablagerungen oder entsprechende Liefergebiete sind aus dem internen Teil der Préalpes médianes nicht bekannt. Die Überschneidung von zwei, aus mehr oder weniger entgegengesetzten Richtungen geschütteten Turbidit-Systemen in der Zone I lässt auf ein in E–W-Richtung verlaufendes, recht schmales Becken schliessen (Fig. 10). Diese Aussage wird bekräftigt durch die Tatsache, dass die Sedimente der beiden Ablagerungssysteme durchwegs proximalen Charakter aufweisen. Das Liefergebiet im Süden, die Zwischendogger-Zone, lag nur etwa 6–8 km von der Zone I entfernt. Die extern gelegenen Schüttungszentren dürften sich nicht viel entfernter von der genannten Zone befunden haben.

Die Ablagerungen des Membre *C* wurden in einem vollmarinen, offenmeerischen Milieu abgelagert. Gegenüber dem Membre *A/B* nehmen die terrestrischen Einflüsse zu. Turbidit-Ablagerungen mit proximalem Charakter, die z.T. aus dem Süden, z.T. aus dem externen Nordbereich stammen, widerspiegeln den Einfluss von nahen Hochzonen, d.h. von Festlandgebieten und seichtmarinen Regionen. Die Zone I liegt im zentralen Bereich eines schmalen E–W streichenden, wenige hundert Meter tiefen Beckens.

Unmittelbar unter der Basis des Membre *C* belegt in der Zone I *Garantiana* sp. (Bestimmung Prof. H. Rieber, Zürich) Oberes Bajocien. In der Zone III, wo im Oberen Bajocien–Unteren Bathonien der Langel-Oolith zur Ablagerung gelangte, setzen die Resedimente des Membre *C*, belegt durch *Meyendorffina bathonica* AUROUZE & BIZON, erst im Oberen Bathonien ein. In den Zonen I und II tritt *M. bathonica* zum letztenmal etwa 30 m unter dem Dach des Membre *C* auf.

Die Ablagerung des Membre *C* begann somit im Oberen Bajocien und endete im Oberen Bathonien.

Die Quarzporphyr-Gerölle, ihre Verbreitung in den Préalpes médianes und ihre Herkunft

Quarzporphyr-Gerölle treten im Untersuchungsgebiet nur in den Resedimenten des Typs 4 auf. Das Auftreten von relativ grossen Geröllen (1-2 cm) ist auf lokale Vorkommen begrenzt (BECK & GERBER 1925). In den betreffenden Ablagerungen wurden die folgenden groben Komponenten festgestellt:

— rote und graue Quarzporphyr-Gerölle,
— helle Dolomite, z. T. mit fraglichen «birdseye»-Strukturen,
— Quarzite,
— Oolithgerölle,
— Bioklaste aus dem neritischen Ablagerungsbereich (Korallen, grobschalige Muscheln),
— aufgearbeitete, plastisch deformierte Mergelkalk-Schmitzen.

Die meisten Komponenten zeigen Rundungsgrade zwischen «gerundet» und «gut gerundet». Die Grundmasse besteht aus oolithisch-biodetritischem, quarzsandigem, mehrheitlich kalkarenitischem Material.

Petrographie der Quarzporphyr-Gerölle. - Die Grundmasse ist mikrokristallin bis dicht und weist z. T. Fluidal-Textur auf. Sie ist rot, grau oder grün gefärbt. Die Einsprenglinge bestehen aus

— idiomorph ausgebildetem Quarz,
— scharf begrenztem, bruchstückartigem Quarz,
— buchtig angelöstem Quarz,
— Orthoklas, z. T. mit Karlsbader-Zwilling-Bildung, z. T. stark serizitisiert,
— Albit mit Schachbrett-Struktur,
— Plagioklas mit polysynthetischen Zwillingslamellen,
— seltenem Biotit und Muskowit.

Vorkommen. - Westlich des Untersuchungsgebietes konnten wir Quarzporphyr-Gerölle im Schwarzsee-Gebiet (Staldengraben, Koord. 588.380/167.590) feststellen. Die Kristallin-Komponenten weisen an dieser Lokalität maximale Durchmesser von nur 2 bis 5 mm auf. Aus der Region westlich des Schwarzsees sind bisher aus Dogger-Sedimenten der Préalpes médianes keine Quarzporphyr-Gerölle beschrieben worden.

Aus den östlich des Untersuchungsgebietes gelegenen Klippen der Préalpes médianes sind aus Dogger-Ablagerungen von folgenden Lokalitäten Quarzporphyr-Gerölle bekannt:

Rotspitz und Alpoglerberg (Giswiler Klippen). - Quarzporphyr-Gerölle treten daselbst in einer Dogger-Breccie auf. Diese liegt mit transgressivem Kontakt auf Trias-Dolomiten und wird mit der Rämsi-Breccie in den Mythen verglichen (MOHLER 1966). Nach VONDERSCHMITT (1923, S. 24) soll am Rotspitz ein 20 cm grosses «Granitporphyr»-Geröll gefunden worden sein.

Stanserhorn. - CHRIST (1920, S. 39) beschreibt aus dem Steinberg-Konglomerat am Stanserhorn erbsen- bis eigrosse Quarzporphyr-Gerölle (mikrofelsitische und mikrogranitische Varietäten, z. T. mit Fluidal-Textur). Auf einer Begehung konnten wir uns davon überzeugen, dass das Steinberg-Konglomerat, was die stratigraphische Position sowie die lithologische Ausbildung anbelangt, den Resedimenten des Typs 4 im Untersuchungsgebiet entspricht. Die Quarzporphyr-Komponenten des Steinberg-Konglomerates weisen aber grössere Durchmesser auf als diejenigen unseres Untersuchungsgebietes. Zudem

konnten in den betreffenden Sedimenten am Steinberg «convolution»-ähnliche Strukturen festgestellt werden.

Mythen. - Ähnlich wie die Transgressionsbreccie am Rotspitz liegt die Rämsi-Breccie in den Mythen transgressiv auf Trias. Die relativ seltenen Kristallin-Komponenten (rötliche, graugrüne und graue Quarzporphyre mit holokristallin-porphyrischer, massiger und fluidaler Textur) sind bis faustgross. Im Hangenden der Rämsi-Breccie tritt ein Fossilhorizont (*Macrocephalus*-Zone) auf. Somit kann die Rämsi-Breccie ein Alter von Bathonien (oder älter) haben (SIBINGA 1921, S. 19).

Das Auftreten der Quarzporphyr-Gerölle in turbiditischen Sedimenten und in Transgressionsbreccien des Doggers widerspiegelt eine sedimentäre Diskontinuität, welche eventuell überall gleichzeitig im Bathonien durch tektonische Aktivität verursacht worden ist.

Herkunft der Quarzporphyr-Gerölle. - Die Verbreitung der Quarzporphyr-Gerölle im Ostteil der externen Préalpes médianes plastiques und der Klippen lässt darauf schliessen, dass die Schüttung von einer relativ nahen, extern der beschriebenen Aufschlüsse gelegenen Schwelle aus erfolgt sein muss. Die vom Schwarzsee-Gebiet nach Osten hin zunehmende Korngrösse der fraglichen Komponenten ist ein Indiz dafür, dass die Sedimente mit Quarzporphyr-Geröllen im Ostteil des Subbriançonnais-Beckens eine proximalere Fazies darstellen als diejenigen im Westteil (Fig. 10). In den Mythen und in den Giswiler Klippen treten die daselbst allerdings seltenen Quarzporphyr-Gerölle in einem Dogger-Transgressionskonglomerat auf. Die Erosion reicht aber in dieser Gegend nur bis in den Trias-Dolomit. Aus dem Herkunftsgebiet der Decke der Préalpes médianes - der Bernhard-Decke - werden rhyolithische Quarzporphyr-Gerölle, zusammen mit Quarz- und Quarzit-Komponenten aus «Verrucano»-Ablagerungen des Permo-Karbons, beschrieben (TRÜMPY 1966). Auch im internen Teil des «Valais-Faziesgürtels» treten in der «archaischen Briançonnais-Geosynklinale» entsprechende «Verrucano»-Sedimente auf (TRÜMPY & DÖSSEGGER 1972). Die gute Rundung, welche die in den Dogger-Sedimenten auftretenden Quarzporphyre aufweisen, sowie die begleitenden Quarz- und Quarzit-Gerölle, welche neben triadischen Dolomit-Komponenten vorkommen, lassen darauf schliessen, dass die betreffenden Komponenten aus erodierten «Verrucano»-Ablagerungen stammen. Ob diese Gerölle im Bereich des externen Subbriançonnais-Raumes oder im internen Teil des Valais-Faziesgürtels aufgearbeitet worden sind, kann nicht schlüssig beantwortet werden, da die paläogeographischen Verhältnisse der betreffenden Region nicht lückenlos bekannt sind (TRÜMPY 1957). Dass der internste Teil des «Domaine valaisan» zur Zeit des Juras ein Schwellengebiet mit lückenhaften Schichtreihen und teilweiser Erosion des paläozoischen Untergrundes darstellte, ist aus den Arbeiten von ANTOINE (1972) und TRÜMPY (1955, 1957, 1958) ersichtlich (Fig. 10).

Es sei darauf hingewiesen, dass WEIDMANN et al. (1976) in Jura-Ablagerungen der Zone submédiane Breccien jurassischen Alters mit Quarzporphyr-Geröllen («rhyolithe porphyrique») gefunden haben. Die Autoren beheimaten die Zone submédiane im internen Teil des Valais-Faziesraumes. HOMEWOOD (1977) umschreibt den Ablagerungsraum der Zone submédiane als «North-Penninic domain (Valais and at least part of the subbriançonnais)».

8.1.3 *Membre D* (Callovien - ?Unteres Oxfordien)

Das Membre *D*, die jüngste Einheit der Formation calcaréo-argileuse, tritt in den Zonen I bis III auf. Die Schichtreihe besteht aus einer monotonen Abfolge von

feindetritischen, dünnbankigen Mergelkalken. Die Mächtigkeit nimmt von Norden nach Süden ab (200–80 m). Wir ziehen die Liegendgrenze über der letzten Resediment-Bank des Membre *C*. Im Hangenden des Membre *D* folgen die Knollenkalke des «Argovien» (Mittleres Oxfordien), welche sich leicht vom Liegenden abgrenzen lassen.

Die gelblich anwitternden Mergelkalke des Membre *D* führen als Komponenten vorwiegend feinkörnige organische Klastika (Filamente, Echinodermen-Bruchstücke). Neben seltenen, unbestimmbaren Ammoniten, Belemniten und Posidonien treten agglutinierte Foraminiferen sowie Globochäten auf. *Zoophycos*-Spuren finden sich seltener als in den Membres *A* bis *C*. Charakteristisch ist das Auftreten von Pflanzenhäcksel. Nebst den organischen Komponenten führen diese Mergelkalke detritischen Quarz und Quarzit (2–3%, Korngrössen 150–600 μ).

Im Süden (Zone III) sind die Mergelkalke detritus- und kalkreicher ausgebildet als im Norden; die Korngrössen nehmen nach Süden hin zu. Während im externen Bereich als Komponenten vor allem Filamente auftreten, erscheinen im internen Bereich vermehrt Echinodermen-Späte, gelegentlich Ooide sowie siliziklastischer Detritus. In diesem Bereich führen die Mergelkalke zudem akzessorisch Glaukonit- und Phosphat-Komponenten, was auf Mangelsedimentation in benachbarten Gebieten schliessen lässt.

Die Lithologie des Membre *D* schliesst faziell an diejenige des Membre *C* an, widerspiegelt aber ruhigere Sedimentationsverhältnisse ohne Turbidit-Ablagerungen und einen mässigen terrigenen Einfluss. Das Ablagerungsmilieu entspricht wie im Membre *A/B* dem tiefneritischen Bereich, unterscheidet sich aber davon durch einen etwas höheren Karbonat- und Detritus-Gehalt. Auch die Faunenzusammensetzung bleibt ähnlich wie im Membre *A/B*, Ammoniten und *Zoophycos* treten aber seltener auf.

Weder die Mikro- noch die Makrofauna lieferten Anhaltspunkte zur direkten Datierung des Membre *D*. Die obersten Bänke des liegenden Membre *C* konnten als Oberes Bathonien datiert werden. Die Knollenkalke im Hangenden des Membre *D* setzen frühestens im obersten Teil des Unteren Oxfordien oder im Mittleren Oxfordien («Argovien») ein. Demzufolge dürfte das Alter des Membre *D* vom Callovien bis ins Untere Oxfordien reichen.

8.2 Langel-Serie, «Zwischendogger» (Oberes Bajocien – ?Unteres Oxfordien)

Die Abfolge der Zwischendogger-Zone der östlichen Préalpes médianes ist bisher nur von Weiss (1949, S. 208) kurz beschrieben worden. Eine detaillierte Bearbeitung der Schichtreihe und eine klare Namengebung fehlten bisher.

Wir bezeichnen die Abfolge als Langel-Serie (Furrer & Septfontaine 1977), wobei wir diese lithostratigraphische Einheit vorläufig informell definieren möchten. Sie tritt in der vollständigsten Ausbildung in der Zone IV, in der Klus nördlich von Schwarzenmatt/Boltigen, am Langel, auf (Koord. Basis: 592.880/164.880; Dach: 592.800/165.350). Für die formelle Fixierung der Namengebung sind weitere Untersuchungen im Raum der gesamten Préalpes médianes notwendig. Die Langel-Serie lässt sich in vier Subeinheiten aufteilen:

Oben:	*Stockenflue-Kalk*	(= Korallencallovien, BECK & GERBER 1925)
		(= Niveau IV der Mytilus-Schichten, RENZ 1935)
	Langel-Konglomerat	(= Niveau der Klus, WEISS 1949)
	Langel-Algenkalk	
Unten:	*Langel-Oolith*	

Die Langel-Serie repräsentiert eine neritische Übergangsfazies (Zwischendogger) mit faziellen Beziehungen zu den beiden benachbarten Fazieseinheiten, Zoophycos-Dogger und Mytilus-Schichten.

8.2.1 *Langel-Oolith* (Oberes Bajocien - Unteres Bathonien)

Der Langel-Oolith tritt in den Zonen III bis V auf. In der Zone III liegt er auf dem Membre *A/B* der Formation calcaréo-argileuse, in der Zone V auf den Heiti-Schichten. In der Zone IV sind seine Basis sowie die liegende Einheit nicht aufgeschlossen. Über dem Langel-Oolith folgen in der Zone III Resedimente (Typ 2) des Membre *C*, in den Zonen IV und V der Langel-Algenkalk. Die Gesamtmächtigkeit der Abfolge beträgt in der Zone III rund 50 m, in der Zone IV mindestens 60 m und in der Zone V nur mehr etwa 10 bis 15 m.

Die Lithologie besteht aus einer homogenen Abfolge von reifen Oospariten mit Korngrössen zwischen 400 und 700 μ. Die Bankmächtigkeiten schwanken zwischen 20 und 60 cm. Detritischer Quarz tritt nur in einer besonderen, mikritischen Rindenooid-Fazies auf, welche im obersten Teil der Abfolge, in der Zone III, beobachtet worden ist (Fig. 8).

An Fossilien wurden Bruchstücke von Echinodermen, Gastropoden, Bryozoen und Korallen sowie Foraminiferen (*Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Trocholina* sp., *Nautiloculina* sp.) festgestellt.

Der Langel-Oolith kann nicht direkt datiert werden. Anhaltspunkte für die Alterszuweisung sind die Oolith-Resedimente, welche im Norden des Langel-Ooliths vorkommen und im Oberen Bajocien einsetzen. In der Zone VI belegen Ammoniten im Dach der Heiti-Schichten Aalénien oder Bajocien (Fig. 9). Der Langel-Algenkalk im Hangenden des Langel-Ooliths führt im Dach der Abfolge *Meyendorffina bathonica* AUROUZE & BIZON, welche für das Obere Bathonien leitend ist. Somit kann die Abfolge des Langel-Ooliths ins Obere Bajocien - Untere Bathonien gestellt werden.

8.2.2 *Langel-Algenkalk* (Oberes Bathonien)

Das Vorkommen des Langel-Algenkalkes ist auf die Zonen IV und V beschränkt. Die Mächtigkeit nimmt von Norden nach Süden ab (130 bis etwa 15 m). Die Fazies der mikritischen Kalke mit Algenknollen entwickelt sich in einer nur wenigen Meter mächtigen Übergangszone, in welcher die Oosparite im Liegenden mehr und mehr mikritisch werden. Wir legen die Grenze über die letzte sparitische Bank.

In der Zone IV wird die Abfolge vom Langel-Konglomerat überlagert, welches mit dunkel anwitternden Sandkalken mit bis zu 25% Quarz und mit konglomerati-

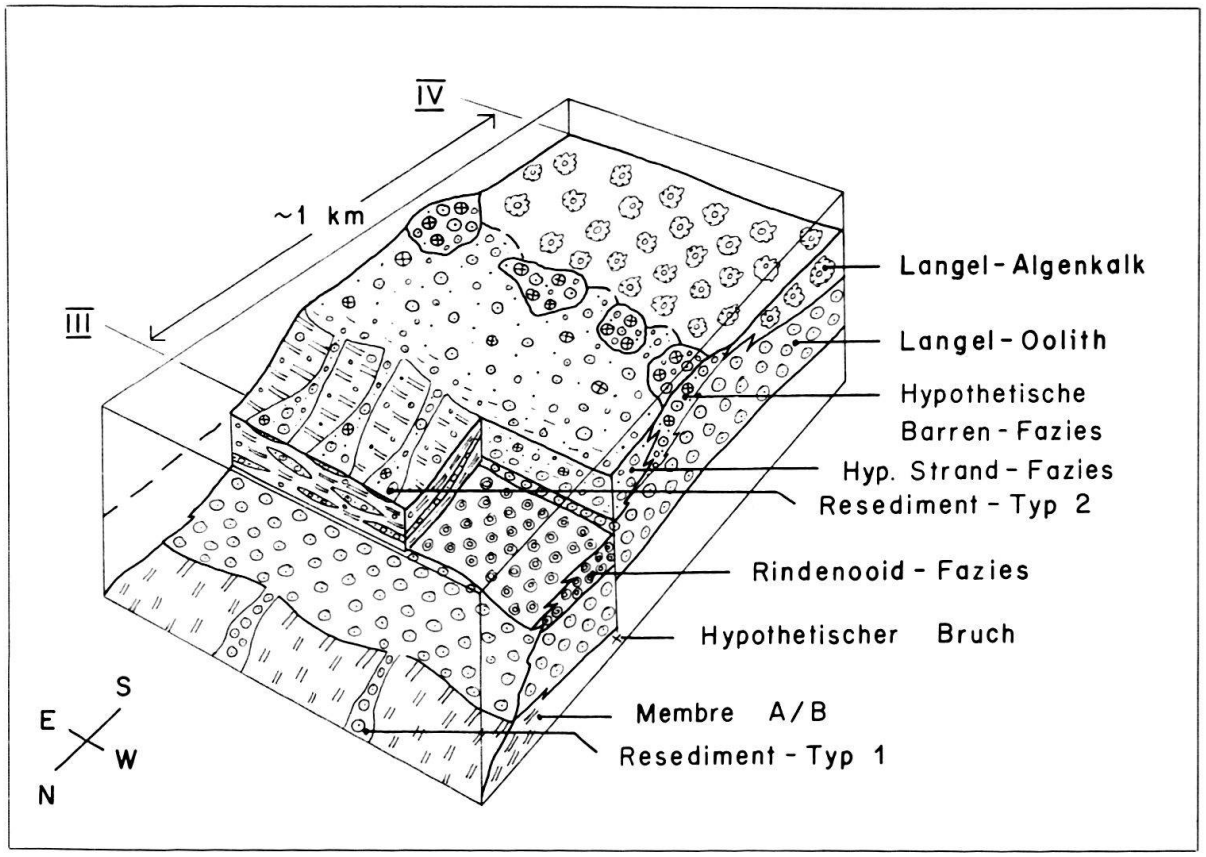


Fig. 8. Interpretation der Fazies-Zusammenhänge in den Aufschlusszonen III und IV.

schen Lagen einsetzt. In der Zone V ist der Kontakt mit dem hangenden Stockenflue-Kalk nicht aufgeschlossen (Fig. 9).

Lithologisch besteht der Langel-Algenkalk zur Hauptsache aus quarzfreien Pelmikriten, welche Algenknollen mit Durchmessern von 3-4 mm führen. Ab und zu erscheinen in der Abfolge oolithische Pelmikrite. Im oberen Teil des Langel-Algenkalkes treten einige Bänke mit auffallenden, bis 2 cm grossen Algenknollen auf, welche z.T. Korallen-Bruchstücke als Kern führen. Die obersten 15 m der Abfolge führen rund 1-2% detritischen Quarz und Quarzit mit Durchmessern bis 2 mm. Etwa 2 m unter dem Dach der Abfolge erscheint ein foraminiferenreiches Niveau, welches mit *Alzonella cuvillieri* BERNIER & NEUMANN, *Meyendorffina bathonica* AUROUZE & BIZON und *Kilianina blancheti* PFENDER ins Obere Bathonien eingestuft werden kann (FURRER & SEPTFONTAINE 1977). Erwähnenswert ist eine stark bituminöse Bank im Dach der Abfolge (Fig. 9), welche massenhaft Rhynchonellen führt und stark an die Fazies der Mytilus-Schichten erinnert (Koord. 593.150/165.000).

Die meist feinkörnigen Onkomikrite sprechen für ein geschütztes, lagunäres Ablagerungsmilieu. Eingeschwemmte Korallen-Bruchstücke und oolithische Niveaus belegen die Nachbarschaft eines höherenergetischen Milieus. Wir nehmen an, dass sich der Langel-Algenkalk im Schutze einer oolithisch-koralligenen Barren-Fazies gebildet hat. Diese hypothetische Fazies ist zwar im Feld nicht aufgeschlossen, müsste jedoch zwischen den Zonen III und IV liegen (Fig. 8).

8.2.3 *Langel-Konglomerat* (?Unteres Callovien)

Das Langel-Konglomerat erscheint nur gerade in der Zone IV, in einem schmalen, E–W streichenden Streifen zwischen Langel und Stockhorn (Fig. 9, 12.4). Nach Süden zu und im Hangenden wird es von der feinkörnigeren Fazies des Stockenflue-Kalkes abgelöst. Die Basis liegt unter der ersten Sandkalk-Bank, das Dach über der letzten Konglomerat-Lage. Die Mächtigkeit beträgt maximal 20 m. Die Abfolge besteht aus siliziklastischen Kalken, in welche sich mehrere Konglomerat-Bänke oder -Lagen einschalten. Das z.T. dunkel anwitternde Gestein ist verkieselt und deshalb sehr zäh. Die Bankmächtigkeit schwankt zwischen 20 und 50 cm; einzelne Konglomerat-Bänke sind bis 1 m mächtig.

Sandkalke: Die Grundmasse besteht aus rekristallisiertem Mikrit; im hangenden Teil der Abfolge tritt z.T. sparitischer Zement auf. Der Quarzgehalt schwankt beträchtlich: Einzelne Bänke führen bis zu 25% detritischen Quarz. Alle Quarzkörner zeigen Anwachsränder von authigen gebildetem SiO_2. Die durchschnittliche Korngrösse liegt bei 200 μ, der Rundungsgrad schwankt zwischen subangular und angerundet. Neben dem Quarz treten als Komponenten gerundeter Quarzit, Echinodermen- und Zweischaler-Bruchstücke, Foraminiferen, Pflanzenreste sowie Mikritklaste, Ooide und Pellets auf. Die karbonatischen Komponenten sind stark zertrümmert, schlecht sortiert und machen meistens mehr als 50% der Gesteinszusammensetzung aus. Ab und zu lässt sich im dm-Bereich Schrägschichtung beobachten.

Konglomerate: Die oben beschriebenen Sandkalke führen häufig konglomeratische, schichtparallele Lagen, wobei aber auch Konglomerat-Bänke auftreten. Die meist gutgerundeten, cm- bis faustgrossen Gerölle schwimmen in der oben beschriebenen Sandkalk-Matrix und bilden selten ein Festgerüst.

Es treten die folgenden Gerölle auf:

— Runde bis plattige, hell anwitternde Silex-Komponenten. Diese auffallenden, herauswitternden Gerölle bilden mengen- und grössenmässig den wichtigsten Anteil der Komponenten. Ihr Durchmesser beträgt im Mittel 3–4 cm, einzelne Gerölle werden aber bis faustgross. Im Anschliff zeigen sie weisse, graue und rötliche Farbtöne. Im Dünnschliff lässt sich erkennen, dass es sich um verkieselte Karbonate, meist Spikulite, handelt. In anderen Kieselgeröllen lassen sich Spuren von runden Komponenten, Echinodermen-Bruchstücken und Foraminiferen sowie detritische Quarzkörner erkennen.
  In den Aufschlusszonen V und VI treten in den obersten Bänken der Heiti-Schichten (?Bajocien) verkieselte Spikulite auf. Auch die quarzführenden Silex-Komponenten stammen aus dem oberen Teil der Heiti-Schichten, wo wir entsprechende detritische Gesteine gefunden haben. Wir nehmen deshalb an, dass die Spikulite aus aufgearbeiteten Dogger-Ablagerungen stammen.

Ausserdem treten die folgenden Komponenten auf:

— Mikritische Gerölle mit Algenknollen, Gastropoden und Foraminiferen. Sie stammen aus dem Langel-Algenkalk.

— Quarzfreie Oomikrite, ebenfalls aus der Abfolge des Langel-Algenkalkes stammend.
— Quarzführende Oomikrite mit *M. bathonica* aus dem Langel-Algenkalk.
— Intraformationelle, quarzführende Echinodermen-Oomikrite aus der Abfolge des Langel-Konglomerates.

Auch die Karbonat-Gerölle sind gut gerundet; sie sind im allgemeinen kleiner als die verkieselten Gerölle (0,5 bis 4 cm), kommen aber zahlenmässig häufiger vor als letztere, obschon der Aspekt der Konglomerat-Niveaus von den Kiesel-Geröllen geprägt wird.

Die Fauna ist meist stark zertrümmert. Erwähnenswert ist das häufige Auftreten von Chätetiden (*Bauneia multitabulata* DENINGER); Korallen treten seltener auf. Bei den Foraminiferen überwiegen Trocholinen.

Die Sedimente des Langel-Konglomerates widerspiegeln ein hochenergetisches, strandnahes Milieu und zeichnen sich gegenüber den Ablagerungen im Liegenden (Langel-Alkenkalk) durch den mehr oder weniger plötzlich einsetzenden Reichtum an allochthonen, aufgearbeiteten und erodierten Klastika aus, was auf ein transgressives Ereignis schliessen lässt. Die widerstandsfähigsten, grössten Komponenten sind die gerundeten Silex-Gerölle, welche aus dem Dach der Heiti-Schichten stammen und wahrscheinlich an nahen Inselstränden erodiert worden sind (Fig. 10, 14). Kleinere, karbonatische Komponenten stammen aus dem Langel-Algenkalk. Die Fauna entspricht derjenigen des Stockenflue-Kalkes.

Das Langel-Konglomerat kann nicht direkt datiert werden. Die liegende Einheit, der Langel-Algenkalk, konnte mit *M. bathonica* als Oberes Bathonien belegt werden. Da der Stockenflue-Kalk im Hangenden mindestens einen Teil des Calloviens umfasst, stellen wir das Langel-Konglomerat ins Untere Callovien.

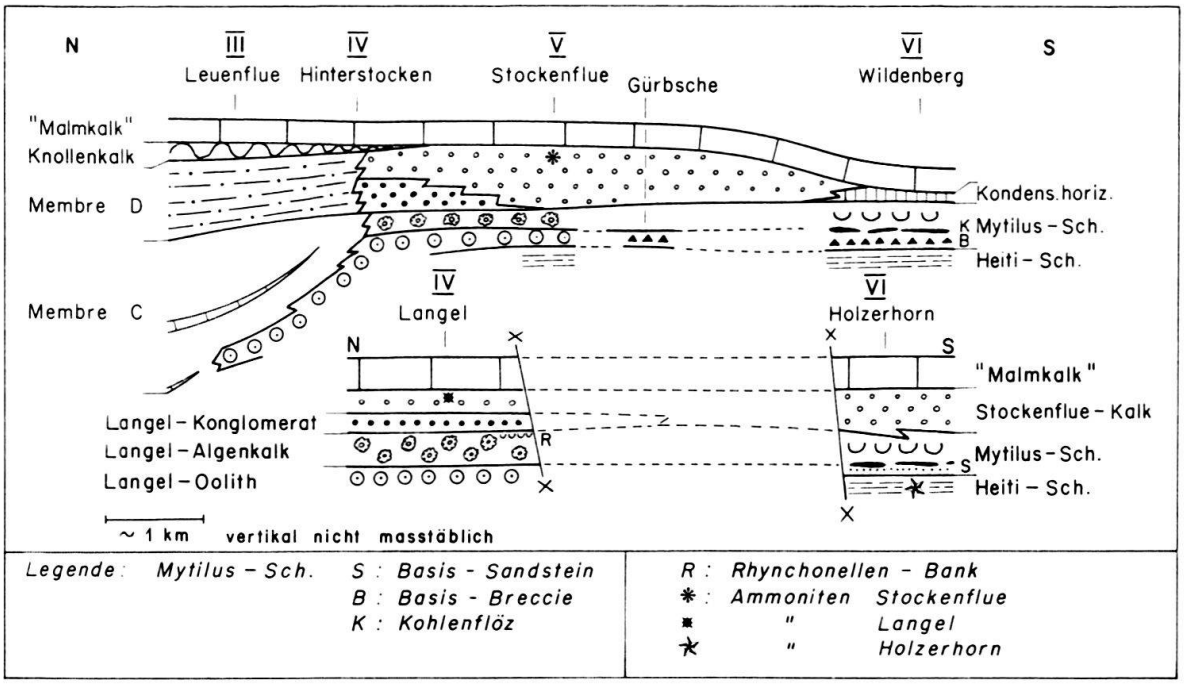


Fig. 9. Interpretation der lithostratigraphischen Zusammenhänge in den Aufschlusszonen III bis VI.

8.2.4 *Stockenflue-Kalk* (Callovien - Unteres Oxfordien)

(= Niveau IV der Mytilus-Schichten, RENZ 1935; = Korallencallovien, BECK & GERBER 1925)

Der Stockenflue-Kalk hat im Untersuchungsgebiet eine relativ grosse Verbreitung. Er tritt in den Zonen IV bis VI, im Hangenden des Langel-Konglomerates, des Langel-Algenkalkes und der Mytilus-Schichten auf (Fig. 9). Die Mächtigkeit nimmt von Norden nach Süden zu (20–60 m). Im Ostteil der Zone VI (Gebiet Wildenberg, Simmenflue) gelangte im Hangenden der Mytilus-Schichten, anstelle des Stockenflue-Kalkes, ein Kondensationshorizont zur Ablagerung.

Der Stockenflue-Kalk ist das jüngste Schichtglied des Zwischendogger-Bereiches. Im Hangenden folgen die Malm-Ablagerungen, d.h. in der Zone IV die Knollenkalke und in den Zonen V und VI massige, pelagische Kalke («Malmkalk»). Die Abfolge des Stockenflue-Kalkes besteht aus massig gebankten, meist hell anwitternden, schwach verkieselten, quarz- und ooidführenden Biopelmikriten und -spariten. Die Bankmächtigkeiten schwanken zwischen 30 und 100 cm. Die Gesteine des Stockenflue-Kalkes können bei oberflächlicher Betrachtung leicht mit den «Malmkalken» verwechselt werden; sie unterscheiden sich aber von diesen durch den detritischen Quarz (bis 4%), welcher in den Malm-Sedimenten fehlt. Die «Malmkalke» zeigen auch unter der Lupe einen meist dichten Aspekt und geben erst unter dem Mikroskop den feinpelletierten bis oolithischen Aufbau preis.

Die Gesteine des Stockenflue-Kalkes weisen meist recht gut sortierte Komponenten auf. Ausnahmen bilden die mikritischen Partien sowie die grobdetritischen Lagen, welche an der Basis der Abfolge auftreten und relativ seltene, bis 3 cm grosse Gerölle (Intraklaste und Kieselgerölle) führen. Die Kieselgerölle sind dieselben wie im Langel-Konglomerat. In den Spariten kann ab und zu Schrägschichtung beobachtet werden.

Eine besondere Fazies des Stockenflue-Kalkes tritt im Ostteil der Zone IV auf. Daselbst ist das Gestein leicht mergelig und stark echinodermenspätig ausgebildet, führt Globochäten und Glaukonit und zeigt somit Anklänge an die Südfazies des Membre *D*.

Nebst den Fossilien aus dem neritischen Bereich (Chätetiden: *Bauneia multitabulata* DENINGER, seltener Korallen, Trocholinen) treten im Dach des Stockenflue-Kalkes auch Belemniten, allerdings nur lokal und selten, auf. Sie erscheinen in einem quarzreichen (15%) Niveau im Westteil der Zone IV, welches grobschalige, neritische Fossilien (Korallen, Bivalven) führt. Die Schalen sind angebohrt und von Algen und Serpuliden umkrustet. Wir deuten diese Erscheinungen sowie die Anreicherung des Quarzsandes als Kondensationsphänomene, welche an den quarzreichen Kondensationshorizont von Wildenberg mit Ammoniten, Belemniten und neritischen Fossilien erinnern. Auch im Ostteil der Zone V werden aus dem Dach des Stockenflue-Kalkes stammende, pelagische Fossilien beschrieben. Laut JEANNET (1922, S. 618) wurde im Jahre 1920 von P. Beck, Ed. Gerber und A. Jeannet, «längs des S-Fusses der Stockenfluh» eine Fundstelle mit Callovien-Ammoniten (*Quenstedtoceras lamberti*-Zone) entdeckt. Die Fossilien stammen nach JEANNET aus dem Dach unseres Stockenflue-Kalkes (Fig. 9). Nach RENZ (1935, S. 239) wurden die Ammoniten aus dem Schutt gesammelt. Wir fanden im Stockenflue-

Gebiet keine Ammoniten. Die obersten 10 cm der erwähnten Abfolge führen aber an der Walpersbergflue (2 km östlich der Stockenflue) bis 15% detritischen Quarz und erwecken den Eindruck von Mangelsedimentation. Diese Lage könnte dem fraglichen Ammonitenhorizont entsprechen.

Die Lithologie des Stockenflue-Kalkes widerspiegelt mit der überwiegend neritischen Fauna und den z.T. schräggeschichteten, detritischen Spariten das Milieu einer untiefen Plattform mit bewegtem Wasser. Belemniten und fragliche Ammoniten belegen im Dach der Abfolge den zunehmenden Einfluss des offenen Meeres, welcher ab dem Unteren/Mittleren Oxfordien bis ins Gebiet der vormaligen Mytilus-Schichten reichte.

Im Liegenden des Stockenflue-Kalkes konnte das Dach des Langel-Algenkalkes als Oberes Bathonien datiert werden. Das Callovien ist im Dach des Stockenflue-Kalkes nur gerade durch den obenerwähnten, mit Unsicherheiten behafteten Ammonitenfund (JEANNET 1922) sehr mangelhaft belegt. Auch das Untere Oxfordien ist in den Préalpes in der Basis der hangenden Knollenkalke (GROSS 1965) nur lückenhaft datiert. Das Einsetzen dieser Fazies wurde von SPICHER (1965) und anderen Autoren als Mittleres Oxfordien belegt. Aus dem Gebiet des Langel beschreibt GILLIÉRON (1885, S. 164) Ammoniten der *Gregoryceras transversarium*-Zone, welche aus sandigen Kalken (?Stockenflue-Kalk) stammen sollen (Fig. 9).

Wir halten fest, dass das mögliche Gesamtalter des Stockenflue-Kalkes ungefähr das Callovien sowie das Untere Oxfordien, evtl. auch einen Teil des Mittleren Oxfordien, umfassen könnte. An der lithologischen Grenze zwischen dem Stockenflue-Kalk und der Malm-Basis kann an wenigen Lokalitäten der Zone V ein sedimentärer Hiatus mit Anzeichen von Kondensation beobachtet werden.

Kondensationshorizont von Wildenberg (?Callovien - Mittleres Oxfordien)

(= Ammonitenhorizont, RABOWSKI 1918)

Im Hangenden der Mytilus-Schichten liegt in der Zone VI normalerweise der Stockenflue-Kalk (= Niveau IV der Mytilus-Schichten, RENZ 1935). Nur gerade im Ostteil der Zone VI folgt über den Mytilus-Schichten ein Kondensationshorizont (Fig. 9, 12.4). Unmittelbar darauf liegen Malm-Kalke mit Protoglobigerinen.

Der Kondensationshorizont besteht aus einer schlecht aufgeschlossenen, 15–20 cm mächtigen Bank, welche im Gebiet von Wildenbach, Wildenberg und an der Simmenflue auftritt (Koord. 608.010/168.980; 610.080/169.170; 614.330/169.550.).

Es handelt sich um einen stark sandigen, z.T. rostfarben anwitternden Sandkalk, der auf frischen Bruchflächen helle, graue Farbtöne zeigt. Bei den Komponenten fallen Fossilbruchstücke und vor allem die Phosphatknollen auf. Meist handelt es sich dabei um ganz oder teilweise phosphoritisierte Fossilien (Ammoniten, Bivalven, Gastropoden), seltener um phosphoritisierte Intraklaste. Die Fossilschalen sind durchwegs angebohrt und die Bohrgänge mit Phosphorit ausgekleidet. Grössere Schalentrümmer sind von Serpuliden-Röhren besetzt, die ebenfalls mit Phosphorit gefüllt sind. Auch die mikritische Grundmasse ist z.T. von Phosphorit durchsetzt.

Der Quarz- und Quarzitgehalt ist gross und schwankt zwischen 30 und 50%; die durchschnittliche Korngrösse liegt bei 200 μ, einzelne Quarzitkörner zeigen Durchmesser bis 600 μ. Der Rundungsgrad schwankt zwischen subangular und subrund. Die Quarz- und Quarzit-Komponenten entsprechen in Form und Grösse denjenigen des Stockenflue-Kalkes. Detritischer Glaukonit tritt akzessorisch auf.

Die Grundmasse ist mikritisch, z.T. phosphoritisch imprägniert und führt strukturlose Pellets mit Durchmessern von 50 μ. Die obere Hälfte der betreffenden Bank besteht aus einem feinkörnigen, echinodermenspatführenden Pelmikrit mit Milioliden; diese Fazies ist typisch für die Basis der «Malmkalke».

Es ist schwierig, bestimmbare Makrofossilien - die zudem selten sind - aus dem Gestein zu isolieren. Folssillisten finden sich in den Arbeiten von RABOWSKI (1918) und JEANNET (1922, S. 618, 622, 623).

Wir haben die folgende Makrofauna festgestellt:

- Einige unbestimmbare, 1-2 cm grosse, phosphoritisierte Ammoniten,
- einen zerbrochenen Belemniten,
- feine und grobe (bis 5 mm dicke) Schalen von Bivalven,
- kleine Gastropoden,
- Echinodermen-Bruchstücke,
- Röhren von Serpeln,
- unbestimmbare Korallen.

Die Mikrofauna besteht aus:

- Protoglobigerinen; sie sind in kalzitischem und phosphoritisiertem Zustand erhalten;
- seltenen *Globochaete alpina* LOMBARD.

Wir interpretieren die Genese dieser Ablagerung wie folgt: Im Gebiet von Wildenberg gelangten im Hangenden der Mytilus-Schichten auf einer Hochzone im neritischen Bereich, biodetritische Sedimente mit detritischem Quarz zur Ablagerung. Mässige Strömungen wuschen das Sediment aus und führten den grössten Teil des Karbonat-Schlammes und die feineren kalkarenitischen Komponenten weg, so dass sich die siliziklastischen Komponenten und der grobe Biodetritus anreicherten. In der näheren Umgebung wurde in einem weniger exponierten Milieu gleichzeitig der Stockenflue-Kalk abgelagert. Im Gebiet mit Mangelsedimentation blieben die groben Fossilbruchstücke während der ruhigen Episoden auf dem Meeresboden liegen, wurden von Algen und andern Organismen angebohrt, von Serpuliden umkrustet und teilweise phosphoritisiert. Das quarzreiche, kondensierte Sediment wurde z.T. ebenfalls phosphoritisch imprägniert, später aber wieder umgelagert, was zur Bildung von Intraklasten führte. Mit dem Vorrücken der quarzfreien, mikritischen Malm-Sedimente nach Süden - zufolge Subsidenz oder Hebung des Meeresspiegels - wurden im Gebiet des Kondensationshorizontes mikritische Sedimente mit Protoglobigerinen, Ammoniten, Belemniten abgelagert. Auch diese Sedimente wurden z.T. ausgewaschen, die Fossilbruchstücke angebohrt, umkrustet und phosphoritisiert. Während episodisch auftretender, hochenergetischer Ereignisse (Stürme) wurden die kondensierten Komponenten durchmischt. Bevor die ruhige, ungestörte «Malm-Sedimentation» einsetzte, wurde der Kondensationshorizont nochmals phosphoritisch imprägniert.

Alter. - Die Algenkalke der Mytilus-Schichten im Liegenden des Kondensationshorizontes können aufgrund ihrer Foraminiferen-Fauna und durch die Korrelation mit dem Langel-Algenkalk ins Obere Bathonien gestellt werden.

Die phosphoritisierten Ammoniten im Fossil-Niveau von Wildenberg gehören nach JEANNET (1922, S. 618) in die *C. cordatum*-Zone, d.h. sie belegen Unteres Oxfordien.

RABOWSKI (1918) hat die Ammoniten-Fauna der *G. transversarium*-Zone zugeordnet und den Ammoniten-Horizont damit ins «Argovien» (= Mittleres Oxfordien) gestellt. Wie RABOWSKI nehmen auch wir an, dass das Ammoniten-Niveau von Wildenberg im Mittleren Oxfordien mit dem offenen Meer im Norden kommuniziert hat; daselbst wurden im Unteren und Mittleren Oxfordien die quarzfreien, ammonitenführenden Schichten des «Knollen-Argoviens» abgelagert. Wir nehmen an, dass der Kondensationshorizont von Wildenberg altersmässig bis ins Mittlere Oxfordien reicht.

Dass der Altersbereich des Kondensationshorizontes nicht nur im Unteren und Mittleren Oxfordien, sondern auch in älteren Bereichen (Callovien) liegt, belegt der hohe Gehalt an klastischem Quarz (30–50%). Die sicher datierten, ammonitenführenden Sedimente mit einem Alter von Unterem bis Mittlerem Oxfordien, die pelagischen Knollenkalke («Argovien»), führen keinen Quarz. Detritischer Quarz (etwa 4%) tritt aber im Stockenflue-Kalk auf. Diese lithologische Einheit ist sicher älter (Callovien - ?Unteres Oxfordien) als die hangenden Knollenkalke. Dort wo der Kondensationshorizont auftritt, fehlt der Stockenflue-Kalk. An seiner Stelle wurde der Kondensationshorizont gebildet. Auch im Stockenflue-Kalk selbst finden sich Anzeichen von Mangelsedimentation. Nach unserer Interpretation umfasst der Kondensationshorizont somit die Zeitspanne Callovien bis und mit Mittleres Oxfordien und stellt damit das zeitliche Äquivalent des Stockenflue-Kalkes und der Basis des «Malmkalkes», inklusive der Basis des «Knollenargoviens», dar.

Verschiedentlich stritten sich die Autoren darüber, ob der genannte Ammoniten-Horizont in oder über den Mytilus-Schichten liege (Fig. 2). JEANNET (1922) hatte sich für die zweite Interpretation ausgesprochen, während RENZ (1935) behauptete, dass über dem Ammoniten-Niveau noch das Niveau IV der Mytilus-Schichten folge. CAMPANA (1943) und WEISS (1949) bezweifelten diese Interpretation und kehrten damit zur ursprünglichen Deutung von RABOWSKI (1918) und JEANNET (1922) zurück, wonach der Ammoniten-Horizont die Obergrenze der Mytilus-Schichten markierte. Die verschiedenen Auffassungen entstanden, weil sowohl das Niveau IV der Mytilus-Schichten als auch die Basis der «Malmkalke» nicht klar definiert und das Ammoniten-Niveau nicht als Kondensationshorizont erkannt worden war. WEISS (1949, S. 225) tönte zwar an, dass im Fossil-Horizont von Wildenberg «grosse Mächtigkeiten des westlich vorhandenen Kalkes [= Stockenflue-Kalk] kondensiert ...» sein könnten; aber diese Interpretation wurde anschliessend von ihm selbst als zu spekulativ verworfen.

Wir stellen fest, dass weder im Kondensationshorizont noch im Stockenflue-Kalk Anklänge an die Mytilus-Fazies auftreten. Damit lehnen wir die Datierung der Obergrenze der Mytilus-Schichten nach RENZ (1935) ab (Fig. 2) und bestätigen die Ergebnisse der Untersuchungen von JEANNET (1922).

8.3 Mytilus-Schichten
(?Oberes Bajocien - Bathonien)

Es sei vorausgeschickt, dass nur gerade der externste Teil des Mytilus-Faziesgebietes (= Heiti-Zone oder Zone 1 von Renz 1935) in unserem Untersuchungsgebiet liegt. In diesem Teil des Ablagerungsraumes kann die traditionelle Unterteilung der Mytilus-Schichten in die vier Niveaus nach Loriol & Schardt (1883) kaum mehr vorgenommen werden. Renz (1935, S. 155) tut dies dennoch, muss aber, was die stratigraphische Abfolge dieser Zone betrifft, folgendes zugeben: «In den Zonen I ... treffen wir auf Abweichungen vom Typus, welche unsere Einteilung etwas ungenau erscheinen lassen.»

Die Renzsche Unterteilung der Mytilus-Schichten beruht vor allem auf biofaziellen Kriterien; aber gerade diese fehlen in der Zone I zum grössten Teil, und auch die lithostratigraphischen Merkmale sind dort nicht mehr dieselben wie im Zentrum des Ablagerungsraumes.

Die stratigraphische Abfolge ist zudem in dieser Zone nicht überall gleich ausgebildet, einzig das Niveau mit den Kohlenflözen scheint konstant aufzutreten. Die Aufschlussverhältnisse sind sehr lückenhaft, und die mergelig-kohligen Anteile der Schichtreihe sind im allgemeinen tektonisch ausgepresst. Unsere Beobachtungen vermögen zwar die bisherigen Kenntnisse der Mytilus-Schichten zu ergänzen, doch müssen wir darauf hinweisen, dass eine umfassende Neubearbeitung der gesamten Mytilus-Schichten notwendig ist.

Die unten angeführte Unterteilung der Mytilus-Schichten drängt sich nach den heutigen Kenntnissen, was das Untersuchungsgebiet betrifft, auf. Neu ist dabei, dass wir den Stockenflue-Kalk (= Niveau IV der Mytilus-Schichten nach Renz 1935) nicht mehr zur Mytilus-Fazies zählen.

Oben:	*Stockenflue-Kalk*	
	3. Marin-neritische, z. T. brackische Kalke 2. Niveau mit Kohlenflözen, Lumachellen mit *Unicardium (Cyrena) valdense* und Korallen 1. Basis-Breccie	*Mytilus-Schichten*
Unten:	*Heiti-Schichten* (= «Heiti-Lias»)	

8.3.1 *Basis-Breccie* (?Oberes Bajocien)

Renz (1935, S. 236) hat in dem von uns untersuchten Gebiet die Basis-Breccie der Mytilus-Schichten nicht gesehen. Er glaubte, dass sein Niveau I in Form einer dolomitischen Breccie in den Schichten des «Heiti-Lias» enthalten sei.

Die Basis-Breccie ist nur an einer Stelle («I de Gürbsche», Koord. 607.725/169.680) in der Schuppenzone der Walpersbergflue zwischen den Zonen V und VI unvollständig aufgeschlossen (Fig. 9, 12.2). Sie ist etwa 4 m mächtig. Im weiteren wird dieselbe Breccie aus der Zone VI erwähnt: In einem Bericht von Escher & Wegmüller (1946) über das Kohlenbergwerk Klusi bei Erlenbach wird aus dem Liegenden der Kohlenflöze ein Konglomerat mit Kiesel-Komponenten beschrieben. Dieses liegt auf den Heiti-Schichten; der Kontakt ist wie auch an der zuerst erwähnten Lokalität nicht aufgeschlossen.

Im Westteil des Untersuchungsgebietes (Erbetlaub/Holzerhorn, Koord. 594.180/165.350) kann der Kontakt in einer etwas anderen Fazies studiert werden. Daselbst liegt ein vollständig verkieselter, Spongien-Nadeln führender, feinkörniger Quarzsandstein ohne sichtbare Diskordanz und ohne erosive Unterfläche auf den spikulitischen Mergelkalken der Heiti-Schichten.

Im Hangenden der Breccien und Sandsteine der basalen Mytilus-Schichten folgen kohlige Mergel und Kohlenlagen. Wir legen die Grenze über die letzte Sandstein- oder Breccienbank.

Das Niveau der Basis-Breccie besteht aus verkieselten Breccien und Sandsteinen sowie aus zwischenlagernden kohligen Mergelkalken.

1. *Breccien:* Es handelt sich um teils hell, teils rostig anwitternde, z.T. dunkle, kohlig imprägnierte, undeutlich gebankte Gesteine. Die Komponenten bestehen aus vollständig verkieselten hellen und dunklen, z.T. rostig verwitternden Spikuliten sowie aus Quarzit- und Quarzkörnern; selten treten Pflanzenreste auf. Die aus dem Liegenden aufgearbeiteten, angerundeten oder plastisch deformierten Spikulite machen etwa 40% des Gesteins aus und zeigen Durchmesser bis 6 cm. Die Quarzit- und Quarz-Komponenten haben Korngrössen zwischen 80 μ und 4 mm und zeigen Rundungsgrade von angulär bis subrund. Alle Quarzkörner löschen unter gekreuzten Nicols undulös aus und dürften wohl aus zertrümmerten Quarziten stammen. Als Akzessorium konnte ein Amphibol-Korn festgestellt werden. Die Grundmasse - ursprünglich wohl mikritisch, heute verkieselt - führt seltene Spongien-Nadeln.
   ESCHER & WEGMÜLLER (1946) beschreiben das «Kieselgestein» an der Basis der Kohleflöze im Stollen Klusi bei Erlenbach wie folgt:

   «Im Querschlag 3 besteht es aus 5-10 cm dicken, dunkelgrauen Konglomerat-Bänken mit unebenen Schichtflächen, die durch dünne, schwarze Tonhäute getrennt sind.
   Lokal tritt Pyrit auf. Soweit bei der raschen Durchsicht eines Dünnschliffes erkannt werden konnte, enthält das Gestein eckige Gerölle von Kieselgesteinen, die z.T. reich an Spongien-Nadeln sind. Die Gerölle sind in eine Kieselgrundmasse, die ebenfalls Reste mariner Organismen enthält, eingebettet.
   Im Westteil des Junkerstollens kommen bis kopfgrosse, gerundete Kieselgerölle als Komponenten vor. Dem ganzen Habitus nach scheint es sich um eine marine Bildung zu handeln.
   In den Querschlägen 2 und 3 steht das Kieselgestein im Kontakt mit der untersten Bank kohliger Mergel der Mytilusschichten.
   Dem Niveau I RENZ', dessen Anwesenheit in der östlichen Heiti-Zone RENZ übrigens verneint, kann das Gestein nicht zugeordnet werden, weil es mariner Entstehung ist, während das Niveau I keine marinen Fossilien enthält.»

2. *Sandsteine:* Sie treten in rostig anwitternden, 20-30 cm mächtigen Bänken auf und bestehen zu 60% aus angulären Quarzit- und Quarz-Komponenten mit Durchmessern zwischen 40 und 200 μ. Auch in diesem Gestein konnten - wie schon in den Breccien - akzessorisch auftretende Amphibol-Körner beobachtet werden. Selten treten Spongien-Nadeln auf.
   In den tektonisierten, kohligen Mergeln fanden wir ein verkieseltes Holzstück. Nach der Bestimmung von Dr. F.H. Schweingruber, Zürich (schriftliche Mitteilung), handelt es sich dabei um einen Vertreter der Klasse der Cycadinae bzw. der Familie der Cycadaceae. Diese Arten sind heute nur in den Tropen und Subtropen verbreitet.

In der Basis-Breccie der Mytilus-Schichten finden sich an Fossilien nur gerade Spongien-Nadeln. Diese treten nicht nur in den aufgearbeiteten Komponenten, sondern auch in der Grundmasse auf.

Für die genetische und paläogeographische Interpretation müssen die Erkenntnisse aus dem gesamten Raum der Mytilus-Schichten berücksichtigt werden. In interneren, ausserhalb des Untersuchungsgebietes gelegenen Zonen liegen die Mytilus-Schichten transgressiv mit schwacher Diskordanz auf älteren, mehr oder weniger erodierten Schichtreihen (Lias, Trias) (JEANNET 1922, BADOUX & DE WEISSE 1959, GENGE 1958).

Im Untersuchungsgebiet ist der Kontakt der Breccie mit den Heiti-Schichten (?Bajocien) schlecht aufgeschlossen; weder eine Diskordanz noch eine erosive Auflagerung konnte direkt festgestellt werden. Die aufgearbeiteten Spikulite stammen jedoch sicher aus dem Dach der Heiti-Schichten, welche somit inner- oder ausserhalb des Untersuchungsgebietes wenigstens lokal auch anerodiert worden sind, jedoch in viel geringerem Masse als die interner gelegenen Schichtreihen. Die Quarz- und Quarzit-Komponenten interpretieren wir als in paralischem Milieu verschwemmte Akkumulationen terrigener Herkunft. Sie dürften den Lösungsrückstand der nach TRÜMPY (1960) schon im Lias emergierten Briançonnais-Plattform darstellen. Daselbst wurde unter sialitischen Karst-Verwitterungsbedingungen z.T. Bauxit gebildet. Der siliziklastische Detritus dürfte aus sandigen Rhät- und Lias-Ablagerungen stammen (BADOUX & DE WEISSE 1959, THURY 1973).

Wir nehmen an, dass die Heiti-Schichten unseres Untersuchungsgebietes im Dogger, wahrscheinlich im Oberen Bajocien, ohne grosse Schichtlücke von der Mytilus-Fazies überlagert worden ist. Für dieses Alter spricht die Datierung des Daches der Heiti-Schichten (Aalénien oder Bajocien). Die Transgression dürfte im Zusammenhang mit paläotektonischen Ereignissen stehen. Ein wichtiges solches Ereignis fand im Oberen Bajocien statt. Zu diesem Zeitpunkt setzte im Raum des Zoophycos-Doggers die Sedimentation des turbiditischen Membre *C* und im Zwischendogger-Gebiet die Ablagerung des Langel-Ooliths ein. Bei beiden Phänomenen handelt es sich um abrupte Fazies-Veränderungen.

8.3.2 *Niveau mit Kohlenflözen und Lumachellen* (Oberes Bajocien - Unteres Bathonien)

Das Niveau mit Kohlenflözen ist im Untersuchungsgebiet tektonisch ausgepresst und demzufolge schlecht aufgeschlossen. Wir können den Berichten über aufgelassene, nicht mehr begehbare Kohlenbergwerke entnehmen, dass die Flöze ohne scharfe Grenze über der Basis-Breccie folgen und von Konglomeraten und brackischen Lumachellen mit *Unicardium (Cyrena) valdense* DE LOR. begleitet werden. Die Mächtigkeit des kohlenführenden Niveaus beträgt nach ESCHER & WEGMÜLLER (1946) etwa 20 m. Die Hangendgrenze legen wir über das letzte Kohlenflöz. Nebst den geringmächtigen Flözen, kohligen Tonschiefern und Lumachellen treten mergelige Kalke mit Muscheln und Gastropoden auf.

Bei den Kohlen der Mytilus-Schichten handelt es sich um Braunkohlen. Die bis 1945 vorwiegend abgebauten Kohlenschiefer weisen sehr hohe Aschengehalte auf (FEHLMANN 1947). Reine Kohlen treten seltener auf; sie haben laut FEHLMANN

(1919) «Steinkohlencharakter und verhalten sich wie typische, schwefelreiche Fettkohlen». WEHRLI (1919, S. 69) weist darauf hin, dass in den Kohlen der Mytilus-Schichten nie Bäume in Lebendstellung gefunden worden sind. Es treten jedoch grössere Stücke von verkieseltem Holz auf.

RENZ (1935, S. 238) bezeichnet die Kohlen der Mytilus-Schichten als allochthon. Er begründet diese Interpretation mit der geringen horizontalen Beständigkeit, den starken Mächtigkeitsschwankungen und der Horizont-Unabhängigkeit der einzelnen Kohlenflöze. Zudem treten die Kohlen gemeinsam mit Schwemmprodukten (Sand und Gerölle) auf.

Auch STAENDER (1943) bezeichnet die Mytilus-Kohlen als «Schwemmakkumulationen».

CHATEAUNEUF et al. (1973) haben die Sporen, Pollen sowie die übrigen organischen Reste in den Mytilus-Kohlen des Chablais untersucht. Die gefundene Assoziation lässt nach den Autoren den Schluss zu, dass einerseits eine Lagune mit Pteridophyten, andererseits eine nahe gelegene festländische Region mit Koniferen existierten, welche gemeinsam das Ausgangsmaterial zur Kohlenbildung lieferten.

Wir nehmen an, dass die fortschreitende Transgression zur Bildung von mit Wasser bedeckten Sumpfwäldern und Mooren führte, wobei während der Überflutung des im Süden gelegenen Festlandes ein grosser Teil der organischen Akkumulationen verschwemmt und in einem küstennahen brackischen Milieu unter reduzierenden Bedingungen abgelagert worden ist. Grössere Kohlen-Akkumulationen treten nur an der Basis der Mytilus-Schichten über der Breccie auf. Im Hangenden des Kohlenniveaus folgen korallenführende Kalke, welche marine Verhältnisse widerspiegeln. Ab und zu treten auch Lumachellen mit *Unicardium (Cyrena) valdense* DE LOR., einer Brackwassermuschel, auf. Marine und brackische Verhältnisse lösten einander sporadisch ab.

Das Niveau mit Kohlenflözen, Lumachellen und Korallen kann nicht direkt datiert werden. Seine stratigraphische Position zwischen der Basis-Breccie (Oberes Bajocien) und den marin-neritischen, z. T. brackischen Kalken (Oberes Bathonien) lässt es in den unteren Teil des Bathonien einstufen. Im Profil Simmenbrücke, wo das Niveau mit Kohlenflözen nicht in Erscheinung tritt, ist (THURY 1974, Annex S. 94) 6 m über der Basis der Mytilus-Schichten mit Ostrakoden nach der Bestimmung von Dr. H. Oertli, Pau, ein Alter von «Bajocien oder Bathonien» belegt.

8.3.3 *Niveau mit marin-neritischen, z. T. brackischen Kalken* (Oberes Bathonien)

Mit der obenstehenden Bezeichnung fassen wir alle Gesteine zusammen, die zwischen dem Niveau mit Kohlenflözen und der Basis des Stockenflue-Kalkes oder des Kondensationshorizontes auftreten. Im Untersuchungsgebiet ist vor allem dieses oberste Niveau der Mytilus-Schichten aufgeschlossen. Es entspricht ungefähr dem fossilreichen Niveau III von RENZ (1935), ist aber im Untersuchungsgebiet nicht besonders typisch entwickelt. Charakteristische Sedimente dieses Niveaus treten vor allem in den zentralen Zonen des Mytilus-Faziesgebietes auf. Im Untersuchungsgebiet, welches die nördliche Randzone des Mytilus-Faziesraumes umfasst, erscheint die namengebende endemische Pelecypoden-Fauna nur selten. Im oberen Teil der

Mytilus-Schichten konnten jedoch die für diesen Abschnitt typischen Algenkalke mit charakteristischen Foraminiferen recht häufig beobachtet werden.

Die Mächtigkeit des Niveaus schwankt zwischen 22 und 61 m. Der Übergang zum hangenden Stockenflue-Kalk verläuft relativ unscharf. Die Mytilus-Schichten lassen sich aber dennoch durch ihre variationsreiche Schichtreihe mit charakteristischen Mergel-Zwischenlagerungen sowie durch die bräunliche Farbe des Gesteins von der massigen, homogenen Schichtreihe des Stockenflue-Kalkes abtrennen, der einen hellen malmartigen Aspekt aufweist.

Zudem fehlt im Stockenflue-Kalk die typische Fauna (*Mytilus, Unicardium,* Algenknollen, Oogonien) der Mytilus-Schichten. Im Gelände befindet sich die Grenze zwischen den beiden Einheiten meistens an der Basis der steilen Felswände, welche vom Stockenflue-Kalk aufgebaut werden.

Die vollständigste zusammenhängende Abfolge des Niveaus mit marin-neritischen, z.T. brackischen Kalken kann im Profil Wildenbach (Koord. 608.010/168.980) beobachtet werden: Dort treten die folgenden, immer schwach quarzführenden Gesteinstypen auf:

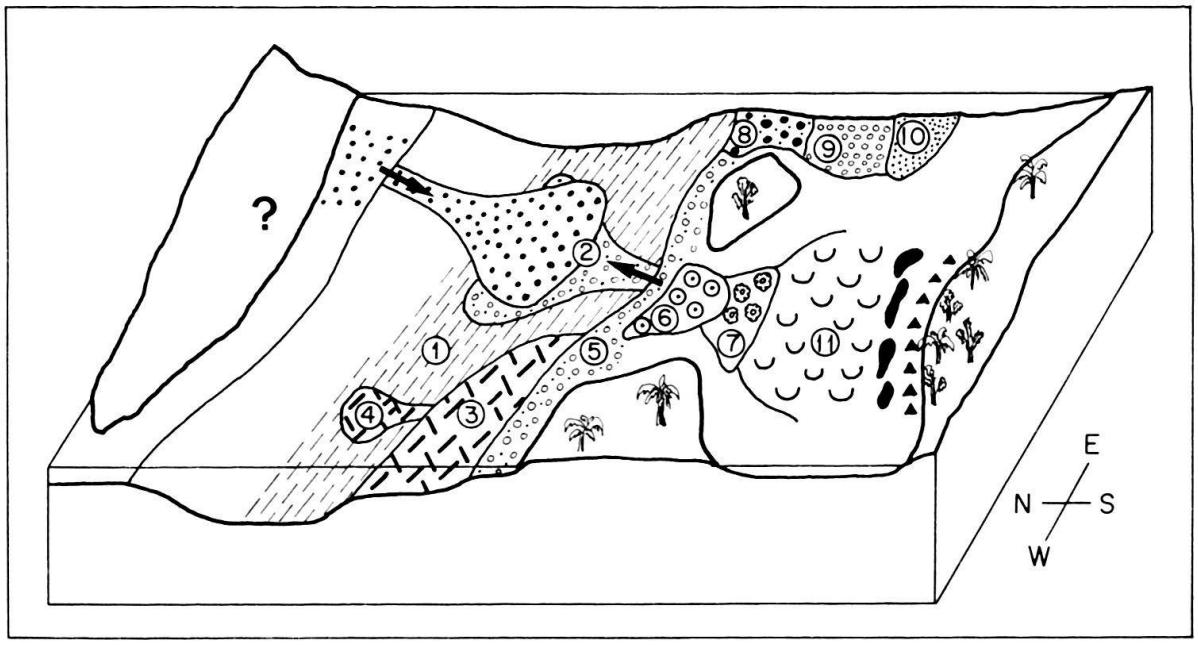
1. Echinodermenspätige, quarzführende Oomikrite: Der Hauptanteil der Komponenten besteht aus Rinden-Ooiden mit mikritischen Kernen. Die Sortierung der Komponenten ist mittelmässig, die Korngrössen liegen bei 120–200 μ.
2. Ooidführende Biomikrite mit Mikrit-Klasten: Es handelt sich um detritische Kalke mit schlechtem Sortierungsgrad; die Hauptkomponenten bestehen aus Mikrit-Klasten, Echinodermen- und Bivalven-Bruchstücken. Ab und zu treten auch Korallen auf.
3. Algenkalke: Diese mikritischen Kalke sind reich an Algenknollen und führen eine charakteristische Foraminiferen-Fauna, welche in den letzten Jahren von SEPTFONTAINE (1977, 1978a, 1978b) bearbeitet worden ist. Wir stellten die folgenden Formen fest:

   Pfenderina salernitana SARTONI & CRESCENTI
   Valvulina lugeoni SEPTFONTAINE
   Chablaisia chablaisensis SEPTFONTAINE
   Lituonella mesojurassica MAYNC
   Pseudocyclammina sp.

4. Dünnbankige Mikrite mit *Chara*-Oogonien: Es handelt sich um unregelmässig gebankte, dunkle, dichte Mikrite, die feinen Biodetritus und gelegentlich *Chara*-Oogonien führen.
   Im oberen Teil der Abfolge treten sekundär dolomitisierte Kalke auf, die von WEISS (1949) mit ähnlichen, dolomitischen Gesteinen des Stockenflue-Kalkes parallelisiert worden sind.
5. Östlich des Profils Wildenberg finden sich im Wald, unterhalb der Hütte Bomad, die für das RENZsche Niveau III typischen, makrofossilreichen Mergelkalke mit Bivalven und Gastropoden.

Die quarzführenden, mikritischen Gesteine der Mytilus-Schichten mit dem charakteristischen Fossilinhalt sprechen für die Ablagerung im geschützten, terrigen

beeinflussten, z.T. brackisch-lagunären Ablagerungsbereich. Ab und zu auftretende *Chara*-Oogonien widerspiegeln sporadisch einkehrende Süsswasser-Einflüsse. Im Hangenden dieser Fazies folgen vollmarine, relativ hochenergetische Ablagerungen (Stockenflue-Kalk) oder ein lokaler Kondensationshorizont. Die Abfolge von der Basis-Breccie bis in den Stockenflue-Kalk stellt einen transgressiven Zyklus mit zunehmendem Einfluss des offenen Meeres dar. Ab Mittlerem Oxfordien stellen sich pelagische Verhältnisse ein.



① Formation calcaréo-argileuse, autochthone Sedimente
② Membre C, Resedimente
③ Formation spathique
④ Resedimente im Membre A/B
⑤ Hypothetische Strand - Fazies
⑥ Langel - Oolith
⑦ Langel - Algenkalk
⑧ Langel - Konglomerat
⑨ Stockenflue - Kalk
⑩ Kondensationshorizont von Wildenberg
⑪ Mytilus - Schichten mit Basis - Breccie (▲) & Kohlen (🍃)

Fig. 10. Schematische Darstellung der Ablagerungsräume der beobachteten und hypothetischen Gesteinstypen, unter Berücksichtigung der das Untersuchungsgebiet umgebenden, hypothetischen, paläogeographischen Verhältnisse. Das Blockdiagramm zeigt nicht die laterale Fazies-Abfolge zu einer bestimmten Zeit, sondern fasst die Ablagerungsräume der lithologischen Einheiten vom Toarcien bis ins Callovien zusammen.

9. Korrelationen und stratigraphisches Schema

Im folgenden werden die gegenseitigen räumlichen und zeitlichen Beziehungen der verschiedenen lithostratigraphischen Einheiten besprochen. Die erarbeiteten Zusammenhänge sind in einem schematischen N-S-Sammelprofil dargestellt (Tafel).

Membre A / B - Formation spathique

Das Membre *A / B* und die Formation spathique sind heterope Bildungen. Die durch Ammoniten-Alter belegte Basis des Membre *A / B* ist im Norden älter als im Süden. Der Ablagerungsbereich des Membre *A / B* breitete sich im Laufe der Zeit über die Ablagerungen der Formation spathique hinweg nach Süden zu aus. Diese Erscheinung kann durch Subsidenz im Südteil des Zoophycos-Faziesraumes erklärt werden.

Echinodermenspätige Resedimente aus der Fazies der Formation spathique, welche vom Aalénien an bis ins Mittlere Bajocien im Membre *A / B* der Formation calcaréo-argileuse auftreten, belegen die erwähnten Zusammenhänge.

Membre A / B - Heiti-Schichten («Heiti-Lias»)

Der obere Teil der Heiti-Schichten (Aalénien oder Bajocien) und das Membre *A / B* weisen ähnliche lithologische und faunistische Ausbildungen auf, obwohl die ersteren kalkiger und spongienreicher sind als die letzteren. Ammoniten und *Zoophycos* treten in den Heiti-Schichten wie auch in den intern gelegenen Anteilen des Membre *A / B* (Zonen II und III) nur noch selten auf.

Der jüngste Anteil der Heiti-Schichten kann als internste Fortsetzung des Membre *A / B* betrachtet werden. Der Einfluss der nahen festländischen Briançonnais-Plattform widerspiegelt sich in den Heiti-Schichten in sporadisch auftretenden, kohligen Einschwemmungen und in seltenen, gradierten Resedimenten mit terrigenem Detritus und «cailloux noirs». Die kalkige Ausbildung der Abfolge sowie der Spongien-Reichtum in den obersten, verkieselten Bänken sind ebenfalls als Folgen eines relativ neritischen Ablagerungsmilieus und der Landnähe zu betrachten.

Allochthone Oolithe (Resediment-Typ 1) - Langel-Oolith - Basis-Breccie der Mytilus-Schichten

Die schlagartig erfolgende Veränderung der Sedimentation im Hangenden des Membre *A / B* - die Bildung von Oolithen und die Ablagerung von turbiditischen Sedimenten - ist durch tektonische Bewegungen des Untergrundes erklärbar. Es ist wahrscheinlich, dass die Bildung der Basis-Breccie der Mytilus-Schichten, d.h. die Transgression des Mytilus-Meeres, durch dieselbe tektonische Phase ausgelöst worden ist.

Die resedimentierten Oolithe des Membre *C* können aufgrund der Aufschlüsse direkt mit dem Langel-Oolith korreliert werden. Das Einsetzen der Turbidite ist durch Ammoniten als Oberes Bajocien datiert.

Lithologische Zusammenhänge zwischen dem Langel-Oolith und der Basis-Breccie der Mytilus-Schichten existieren nicht; die Oolithe sind quarzfrei, und in der

vollständig verkieselten Basis-Breccie konnten keine Ooide festgestellt werden. Zwischen den beiden Einheiten muss eine trennende Barriere bestanden haben. Die Korrelation wird durch die Datierung der Schichten im Liegenden und Hangenden der Breccie unterstützt; Ammoniten- und Ostrakoden-Alter deuten darauf hin, dass die Heiti-Schichten bis ins Bajocien reichen. Die Algenkalke der Mytilus-Schichten können aufgrund der Korrelation mit dem Langel-Algenkalk ins Obere Bathonien gestellt werden.

RIOULT & FILY (1975) betonen die Bedeutung der grösseren epirogenen Phasen, welche in England, Frankreich und Nordwesteuropa jeweils gleichzeitig auftreten und sedimentologische Diskontinuitäten verursachen. Die wichtige tektonische Phase im Oberen Bajocien des Untersuchungsgebietes entspricht nach den genannten Autoren der Cotswolds-Donetz-Diskontinuität.

Turbidit-Typ 2 - Langel-Algenkalk - Algenkalke der Mytilus-Schichten

Die Resedimente des Typs 2 (oolithisch-biodetritische Kalke) können von der Zone I bis in die Zone III hinein verfolgt und aufgrund der Komponenten sowie der sedimentologischen Merkmale mit den Schwellen-Ablagerungen der Zone IV, insbesondere mit dem Langel-Algenkalk, korreliert werden.

Der Langel-Algenkalk seinerseits kann aufgrund der bio- und lithofaziellen Charakteristika sowie der stratigraphischen Position im Liegenden des Stockenflue-Kalkes mit den Algenkalken der Mytilus-Schichten (Niveau mit marin-neritischen, z.T. brackischen Kalken) korreliert werden. Die gegenseitigen faunistischen Beziehungen der genannten Einheiten sind in Figur 11 dargestellt. Aus dieser Zusammenstellung geht hervor, dass einerseits Fossilien, welche für die Sedimente der Zwischendogger-Zone typisch sind, in den Turbiditen des Membre *C* ebenfalls auftreten, andererseits aber charakteristische Fossilien aus dem Mytilus-Faziesraum in den genannten Resedimenten fehlen, was die Existenz einer faziestrennenden Barriere, d.h. des Zwischendogger-Raumes, belegt.

Organismen, welche nur in den Resedimenten und nicht in ihrem ursprünglichen Lebensmilieu gefunden wurden - es handelt sich dabei vorwiegend um Korallen -, stammen aus einer im Untersuchungsgebiet nicht aufgeschlossenen Zone. Wir nehmen an, dass die Riff-Organismen vor allem am externen Rand der Zwischendogger-Plattform gelebt haben. Umgelagerte Korallen finden sich nämlich nicht nur im Membre *C* der Formation calcaréo-argileuse, sondern ebenfalls im Langel-Algenkalk. Bei den von Frau Dr. Th. Pfister (Bern) bestimmten Korallen handelt es sich durchwegs um hermatypische Formen.

Die Korrelation des Langel-Algenkalkes mit den Algenkalken der Mytilus-Schichten beruht neben den erwähnten Kriterien zusätzlich auf der Anwesenheit einer Rhynchonellen-Bank mit Mytilus-Faziesaspekt im Dach des Langel-Algenkalkes (Fig. 9).

Unter den Foraminiferen gibt es verschiedene Formen, welche die Verwandtschaft der beiden Algenkalke belegen (Fig. 11). Vor allem die von SEPTFONTAINE (1977) aus den Mytilus-Schichten des Chablais beschriebene *Valvulina lugeoni* ist in den beiden Faziestypen verbreitet. Die Unterschiede in der Faunenzusammensetzung der Algenkalke der Zwischenzone und denjenigen der Mytilus-Schichten sind

	Resedeiment-Typ 2 Membre C	Langel-Algenkalk	Algenkalke der Mytilus-Schichten
Korallen (andere Arten als in den Mytilus-Sch.)	—	—	
Bauneia multitabulata DENINGER	—		
Orbitammina elliptica (D'ARCHIAC)	—		
Kilianina blancheti PFENDER		—	
Alzonella cuvillieri BERNIER & NEUMANN		—	
Conicospirillina? sp.		—	
Meyendorffina bathonica AUROUZE & BIZON	—	—	
Mesoendothyra croatica GUŠIĆ	—	—	
Eggerella? sp.	—	—	
Nautiloculina sp.	—	—	
Protopeneroplis striata WEYNSCHENK	—	—	
Trocholina sp.	—		—
Valvulina lugeoni SEPTFONTAINE		—	—
Rhynchonella sp.		—	—
Algenknollen		—	—
Lituonella mesojurassica MAYNC		— — — —	—
Pseudocyclammina sp.			—
Chablaisia chablaisensis SEPTFONTAINE			—
Pfenderina sp.			—
Mytilus sp.			—

Fig. 11. Verbreitung der wichtigsten Fossilien in den Resedimenten (Typ 2) des Membre *C*, im Langel-Algenkalk und in den Algenkalken der Mytilus-Schichten.

milieubedingt: Erstere wurden in einem mehrheitlich marinen, letztere in einem z.T. brackischen, einschränkenden Milieu abgelagert.

Langel-Konglomerat - Stockenflue-Kalk

Das Langel-Konglomerat und der Stockenflue-Kalk können aufgrund der Feldevidenzen miteinander korreliert werden. Sie unterscheiden sich nur insofern voneinander, als die erstgenannte Einheit grobe Komponenten und viel detritischen Quarz führt, während die letztere meist feineren, quarzärmeren Detritus aufweist. Diese Differenzen sind auf energetische Unterschiede und verschiedene Entfernungen vom Liefergebiet der groben Komponenten zurückzuführen. Beide Einheiten enthalten dieselbe Foraminiferen-Fauna. Charakteristisch sind Trocholinen, bei den Makrofossilien transportierte Chätetiden, Korallen und Nerineen. Diese Fauna lässt auf die Anwesenheit von kleinen Biohermen in der Umgebung schliessen. BEAUVAIS (1973, S. 317) betont, dass die jurassischen Riffe - sie treten vor allem im Oberen Jura auf - durchwegs aus kleinen, lokalen «fringing-reefs» bestanden haben, welche infolge temporärer tektonischer Verstellungen des Meeresgrundes ermöglicht und ebenso auch wieder zerstört worden sind. Diese Situation trifft auch für die im Untersuchungsgebiet vermuteten kleinen Bioherme des Oberen Bathonien und des Callovien zu. Im Dach des Stockenflue-Kalkes deuten Ammoniten auf nichtgesicherte Alter von ?Oberem Callovien bis ?Mittlerem Oxfordien.

Stockenflue-Kalk - Kondensationshorizont von Wildenberg

Der Stockenflue-Kalk und der Kondensationshorizont können aufgrund ihrer äquivalenten stratigraphischen Position im Hangenden der Mytilus-Schichten und im Liegenden der «Malmkalke» miteinander korreliert werden. Die Ablagerung des Stockenflue-Kalkes setzt allerdings schon im Callovien ein, während die im Kondensationshorizont vorkommenden Ammoniten nur Unteres und Mittleres Oxfordien belegen. Dass aber im fraglichen Horizont auch ältere Ablagerungen vorhanden sein müssen, wird durch die stark angereicherten Quarz und Quarzit belegt. Der siliziklastische Detritus gleicht in Korngrösse und Gestalt demjenigen des Stockenflue-Kalkes, ist aber um ein Mehrfaches angereichert. Die normale Malm-Fazies, welche im Unteren bis Mittleren Oxfordien einsetzt (Knollenkalk, «Malmkalk»), führt keinen detritischen Quarz.

Stockenflue-Kalk - Membre D

Die dem Stockenflue-Kalk zeitlich entsprechende lithostratigraphische Einheit, das Membre *D* der Formation calcaréo-argileuse, zeigt in der Zone III deutliche Anklänge an die Fazies des benachbarten Stockenflue-Kalkes: Der Kalkgehalt und die detritischen Komponenten (Quarz, Quarzit, Echinodermen-Bruchstücke, selten Ooide) nehmen von Norden nach Süden zu. Die nördlichste Ausbildung des Stockenflue-Kalkes zeigt ihrerseits in der Zone IV einen echinodermenspätigen, etwas mergeligen Aspekt und ist verglichen mit den südlicher gelegenen Äquivalenten ärmer an Ooiden. Daselbst treten ebenfalls Globochäten auf, welche wiederum für die obersten Schichten des Membre *D* typisch sind. In den Zonen III und IV

vollzieht sich der Faziesübergang zwischen dem Membre *D* und dem Stockenflue-Kalk, d.h. zwischen offenmeerischen Schelf-Ablagerungen und neritischen Plattform-Sedimenten.

In der Zone IV kann im Hangenden des Stockenflue-Kalkes ebenfalls die Faziesablösung zwischen den «Argovien»-Knollenkalken - sie treten in den Zonen I bis IV auf und sind von intraformationellen Breccien begleitet - und den basalen, massigen «Malmkalken» beobachtet werden. Die Knollenkalke und die «Malmkalke» führen im Unterschied zu den liegenden Sedimenten keinen sandigen, terrigenen Detritus mehr, was bedeutet, dass im Unteren bis Mittleren Oxfordien auch die letzten festländischen Gebiete der Briançonnais-Plattform überflutet und vom Meer bedeckt waren.

10. Paläogeographie

In diesem Kapitel werden die Sedimentationsabläufe in den verschiedenen Ablagerungsräumen besprochen und die paläogeographischen Zusammenhänge rekonstruiert.

Die laterale Verbreitung der verschiedenen lithologischen Einheiten ist aus den Figuren 12.1-5 ersichtlich. Die schematisch gezeichnete palinspastische Abwicklung basiert auf geologisch-tektonischen N-S-Profilen.

Die paläogeographische Entwicklung vom Hettangien bis ins Oxfordien wird für neun Zeitabschnitte in räumlichen Modellskizzen schematisch dargestellt (Fig. 13.1-9). Die eingezeichneten Brüche sind hypothetisch, beruhen auf Interpretationen und nicht auf direkten Feldbeobachtungen. Für die paläogeographische Interpretation des Lias stützen wir uns auf Daten von THURY (1973). Figur 14 zeigt die hypothetische paläogeographische Umgebung des Untersuchungsgebietes während der Lias- und Dogger-Zeit.

Die paläogeographischen Veränderungen, welche im Laufe der Zeit im Untersuchungsgebiet und in dessen Umgebung stattgefunden haben, lassen sich an sedimentären Diskontinuitäten (DELFAUD et al. 1975, BOUROULLEC et al. 1975) ablesen. Diskontinuitäten äussern sich durch mehr oder weniger abrupt auftretende litho- und biofazielle Wechsel und werden durch topographische Veränderungen im Ablagerungsraum oder in dessen Umgebung (tektonische Ereignisse) sowie durch Meeresspiegel-Schwankungen u.a.m. verursacht.

Hettangien - Sinémurien (Fig. 13.1-2)

An der Wende Hettangien-Sinémurien tritt nach THURY (1973) eine wichtige paläogeographische Veränderung im externen Teil (Zonen I und II) des Untersuchungsgebietes auf: Die Oolithe des Hettangien werden im Sinémurien von Echinodermen-Spatkalken (Formation spathique) abgelöst. Die seit der Trias auftretenden, durchwegs neritischen Ablagerungen dieser Zonen werden an dieser Wende von Sedimenten verdrängt, welche zunehmend tiefere Ablagerungsbereiche widerspiegeln.

Im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes (Zone VI) gelangen gleichzeitig in einem niedrigenergetischen, tiefneritischen Ablagerungsmilieu das Niveau *f* (JEAN-

NET 1912–1918) und die basalen Anteile der Heiti-Schichten («Heiti-Lias») zur Ablagerung (THURY 1973).

BADOUX & MERCANTON (1962) haben in den Préalpes des Chablais dieselbe Becken-Konfiguration und dieselben synchron auftretenden Veränderungen festgestellt.

Pliensbachien – Toarcien – Aalénien (Fig. 12.1, 13.3–4)

Die an der Wende Hettangien–Sinémurien entstandenen paläogeographischen Verhältnisse bleiben im grossen und ganzen bestehen. Auf dem Schwellengebiet wird die Formation spathique abgelagert, und lokal bilden sich infolge Mangelsedimentation Kondensationshorizonte. Intern der Schwelle werden bei anhaltender Subsidenz im tiefneritischen bis hochbathyalen Bereich die Heiti-Schichten, in den externen Zonen die Formation siliceuse und die Formation spathique abgelagert.

Weiter südlich, ausserhalb des Untersuchungsgebietes, emergierte im Mittleren bis Oberen Lias die Briançonnais-Plattform (Fig. 14).

Aalénien – Mittleres Bajocien (Fig. 12.1, 13.4–5)

Auch während dieser Stufen bleibt die bestehende Becken-Konfiguration erhalten. Die Formation calcaréo-argileuse rückt im Laufe der Zeit infolge der Subsidenz in den Zonen II und III weiter nach Süden vor und verdrängt die Formation spathique. In der Zone I treten in der Schichtfolge der Formation calcaréo-argileuse einige echinodermenspätige Resedimente auf, welche die Existenz der Formation spathique im Süden und das Vorhandensein eines ausgeprägten Beckenreliefs belegen. Im internen Bereich des Untersuchungsgebietes werden weiterhin die Mergelkalke der Heiti-Schichten abgelagert.

Oberes Bajocien (Fig. 12.2, 13.6, 14)

Im Oberen Bajocien modifiziert sich das Beckenrelief schlagartig: In den Zonen III–V gelangen im Hangenden der Formation calcaréo-argileuse und der Heiti-Schichten Oosparite zur Ablagerung. In den Zonen I–II treten im Hangenden der Garantianus-Schichten die ersten Resedimente des Membre *C* auf.

Westlich des Untersuchungsgebietes kommt es wahrscheinlich zur gleichen Zeit sogar zur Bildung von Inseln (Fig. 14), welche sich am externen Rand der Briançonnais-Plattform, im Streichen der Zonen III und IV, befunden haben (JEANNET 1912–1918, BADOUX & MERCANTON 1962).

Im internen Bereich des Untersuchungsgebietes (Zone VI) gelangt die Basis-Breccie der Mytilus-Schichten zur Ablagerung, was den Beginn der Subsidenz und der Überflutung der bisher z. T. festländischen Briançonnais-Plattform anzeigt.

Bathonien (Fig. 12.3, 13.7)

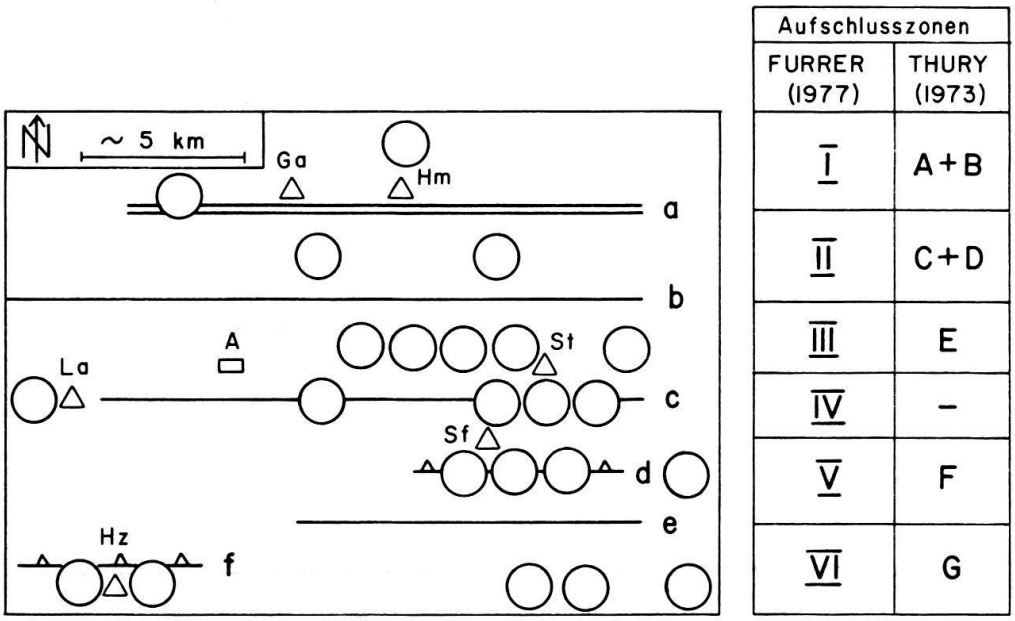
Vorerst gelangen in den subsidierenden Zonen I und II Resedimente zur Ablagerung, während in den Zonen III–VI Plattform-Sedimente entstehen. Ungefähr zur Zeit des Mittleren Bathonien werden in der Zone I die Resedimente mit Quarzporphyr-Geröllen vom externen Bereich her geschüttet. Im Oberen Bathonien

subsidiert die Zone III ebenfalls, worauf auch in diesem Bereich über dem Langel-Oolith Resedimente abgelagert werden.

In den Zonen IV und V gelangen in einem geschützten, seichtmarinen Milieu die Langel-Algenkalke, in der Zone VI die Mytilus-Schichten zur Ablagerung.

Callovien – Unteres Oxfordien (Fig. 12.4, 13.8)

In den Zonen I–III werden Mergelkalke mit Belemniten, seltenen Ammoniten und *Zoophycos*-Spuren abgelagert. Die Sedimentation ist monoton, es treten keine Turbidite mehr auf. Eingeschwemmte Pflanzenreste und feindetritischer Quarz sind Zeugen des terrestrischen Einflusses. Die beachtliche Mächtigkeit der Abfolge des Membre *D* lässt auf gleichmässige Subsidenz schliessen.



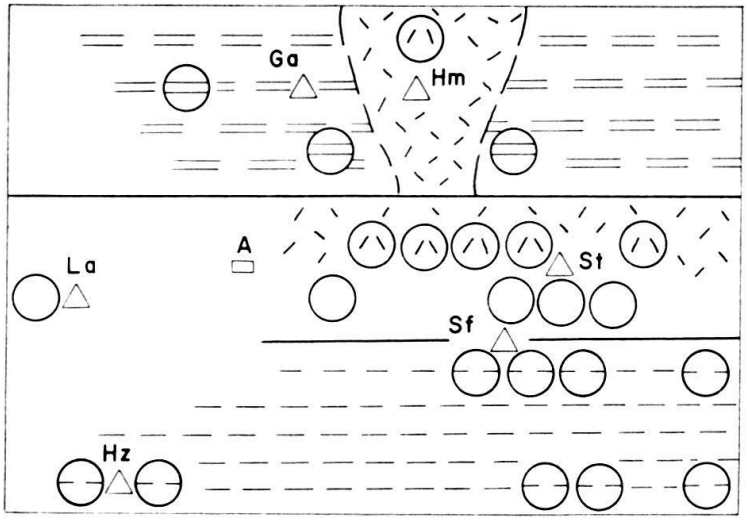
○ Bearbeitete Profile

Ga : Gantrisch
Hm : Hohmad
St : Stockhorn
La : Langel
Sf : Stockenflue
Hz : Holzerhorn
A : Alpiglen

Wichtigste tektonische Elemente (nach BOLLER 1963, S. 56)

a : Kessel-Synklinale
b : Stockhorn-Kaiseregg-Tinière - Antiklinale
c : Solhorn-Cheibenhorn-Langel - Antiklinale
d : Walper-Schuppenzone
e : Heiti-Antiklinale
f : Dürriflue-Holzerhorn - Schuppe

Fig. 12. Palinspastische Schemata der Fazies-Verteilung im Untersuchungsgebiet (Aalénien bis Mittleres Oxfordien, 12.1–5) und Lage der Profile.



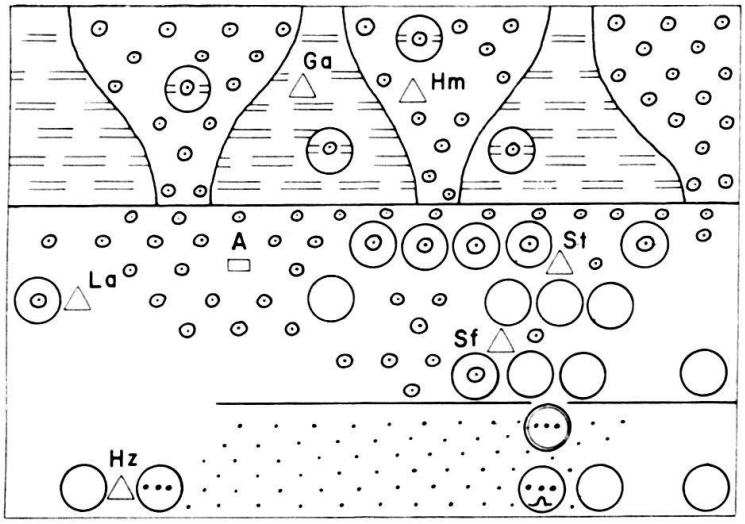
12.1 Aalénien (vgl. Fig. 13.4)

Formation calcaréo-argileuse, Membre A/B, z.T. mit echinodermenspätigen Resedimenten

Formation spathique

Heiti-Schichten

im betr. Profil nicht aufgeschlossen



12.2 Ob. Bajocien (vgl. Fig. 13.6)

Formation calcaréo-argileuse, Membre C mit Oolith-Resedimenten (Typ 1)

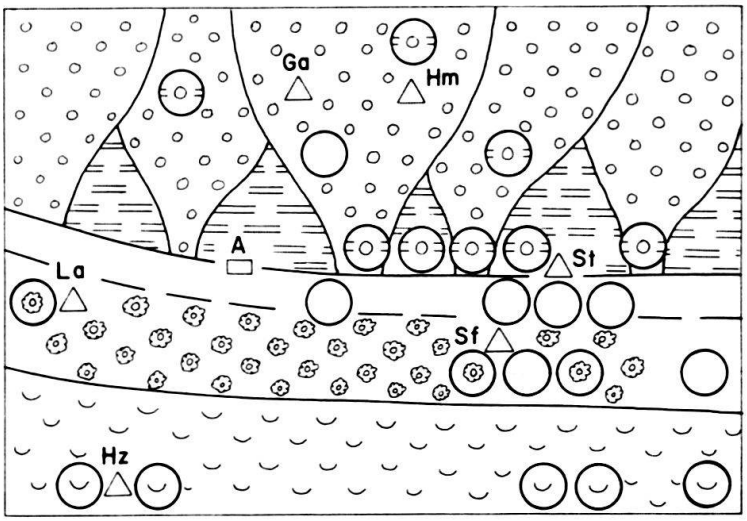
Langel-Oolith

Basis-Breccie der Mytilus-Schichten

Profil "I de Gürbsche"

Kohlenbergwerk

Fig. 12. (Fortsetzung)

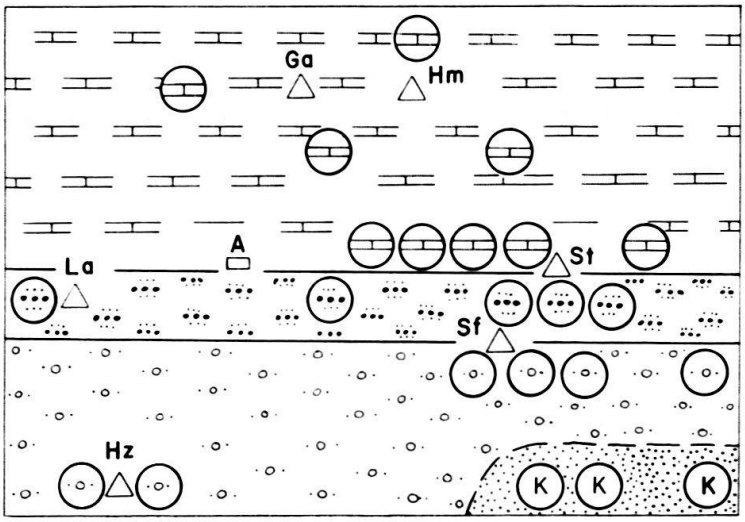


12.3 Ob. Bathonien (vgl. Fig. 13.7)

Formation calcaréo-argileuse, Membre C: Resedimente (Typ 2) mit Meyendorffina bathonica

Langel-Algenkalk mit Meyendorffina bathonica

Mytilus-Schichten: Marin-neritische, z.T. brackische Kalke und Algenkalke mit Foraminiferen



12.4 Unt. Callovien (vgl. Fig. 13.8)

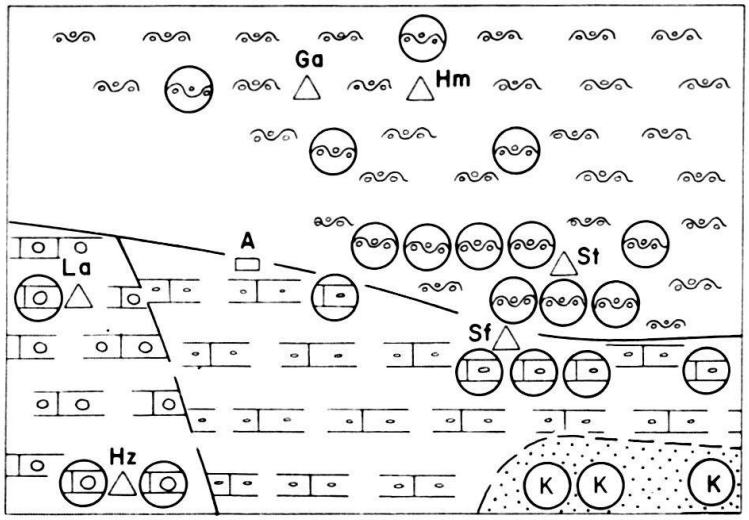
Formation calcaréo-argileuse, Membre D

Langel-Konglomerat

Stockenflue-Kalk

Kondensationshorizont von Wildenberg

Fig. 12. (Fortsetzung)



12.5 Mi. Oxfordien (vgl. Fig. 13.9)

Knollenkalke und -mergel ("Argovien"), Kalk-Breccien

"Malmkalk" (pelletiert) mit Protoglobigerinen

"Malmkalk" (z.T. oolithisch)

Kondensationshorizont von Wildenberg mit Ammoniten des Unt. und ?Mi. Oxfordien

Fig. 12. (Fortsetzung)

In der Zone IV gelangen im neritischen Bereich, in einem hochenergetischen Milieu, Konglomerate und detritische Kalke, in den Zonen V und VI nur mehr detritische Kalke zur Ablagerung. Im Ostteil der Zone VI wird in einem Gebiet mit Mangelsedimentation ein lokaler Kondensationshorizont ausgebildet.

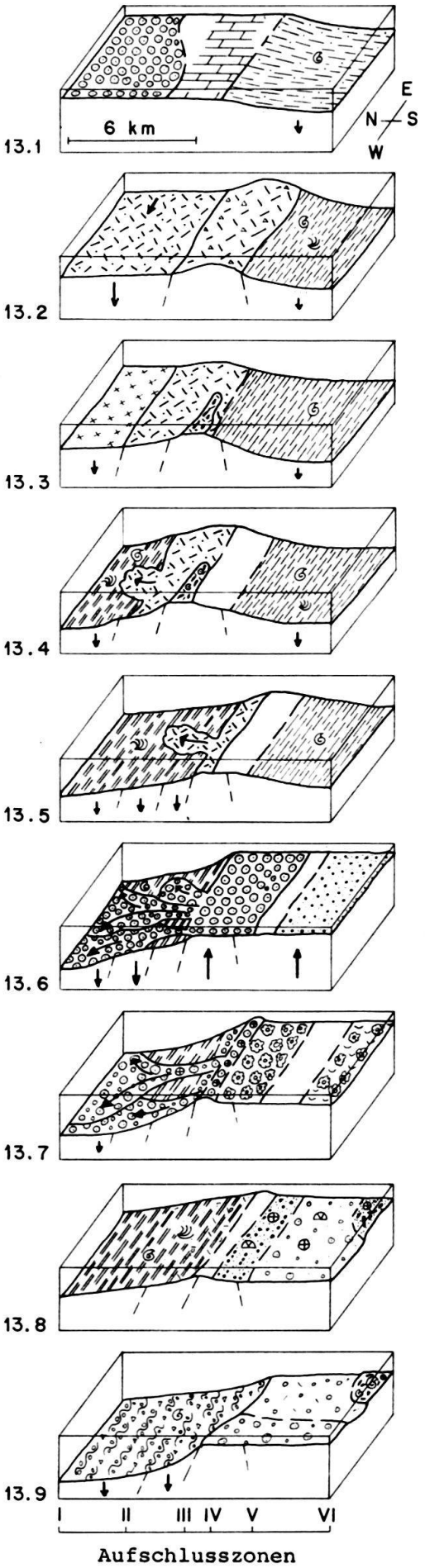
Die detritusreichen Kalke, Sandkalke und Konglomerate (Stockenflue-Kalk und Langel-Konglomerat) belegen den transgressiven Charakter des in den Zonen IV und V im Unteren Callovien beginnenden Zyklus. Die ausserhalb des Untersuchungsgebietes liegenden festländischen Gebiete werden in zunehmendem Masse überflutet, wobei Ammoniten und Belemniten vom offenen Meer im Norden bis in die Zone VI verschwemmt werden.

Die Beobachtungen in unserem regional beschränkten Untersuchungsgebiet lassen keine schlüssigen Aussagen betreffend der Ursache der Callovien-Transgression zu. Immerhin können regionaltektonische Ursachen ausgeschlossen werden.

Die im Callovien einsetzende Transgressionsphase ist jedoch nicht nur im gesamten Gebiet der Préalpes médianes feststellbar, sondern von überregionaler Bedeutung ARKELL (1956, S. 641).

Mittleres Oxfordien (Fig. 12.5, 13.9)

Im Mittleren Oxfordien gelangen in den Zonen I–IV die Knollenkalke des «Argovien» sowie intraformationelle Breccien zur Ausbildung, was auf eine neuerliche Akzentuierung des Reliefs in diesen Zonen schliessen lässt. In den Zonen V und VI dagegen treten dichte, Protoglobigerinen führende, z.T. oolithische «Malm-



Ob. Hettangien

- Formation oolitique
- Formation dolomitique
- Niveau f (JEANNET 1912/18)
- Ammonit

Unt. Sinémurien

- Formation spathique
- Heiti-Schichten ("Heiti-Lias")
- Zoophycos

Ob. Pliensbachien

- Formation siliceuse
- Kondensationshorizont mit Phosphorit-Knollen

Ob. Toarcien - Unt. Aalénien

- Formation calcaréo-argileuse, Membre A/B
- Hardground mit Eisen-Ooiden (THURY 1973)

Mi. Bajocien

- Nicht aufgeschlossen
- Resedimente im Membre A/B
- Senkung/Hebung

Ob. Bajocien

- Langel-Oolith
- Resedimente des Membre C
- Mytilus-Sch., Basis-Breccie

Ob. Bathonien

- Langel-Algenkalk
- Mytilus-Schichten
- Hypothetische Barren-Fazies
- Resedimente des Membre C
- Korallen

Unt. Callovien

- Langel-Konglomerat
- Stockenflue-Kalk und Kondensationshorizont von Wildenberg
- Membre D

Mi. Oxfordien

- Knollenkalk und Kalk-Breccien
- "Malmkalk" (oolithisch/pelletiert)
- Kondensationshorizont von Wildenberg mit Ammoniten des Unt. und ?Mi. Oxfordien

kalke» auf. Die Ablagerungen des Mittleren Oxfordien führen im Gegensatz zu den älteren Sedimenten keinen detritischen Quarz, was darauf zurückzuführen ist, dass nun mehr die letzten festländischen Gebiete in der Umgebung überflutet sind. BADOUX & MERCANTON (1962, S. 179-180) führen diese Überflutung auf eine eustatische Hebung des Meeresspiegels und nicht auf regionale, tektonische Ereignisse zurück, da Winkeldiskordanzen und Deformationen fehlen.

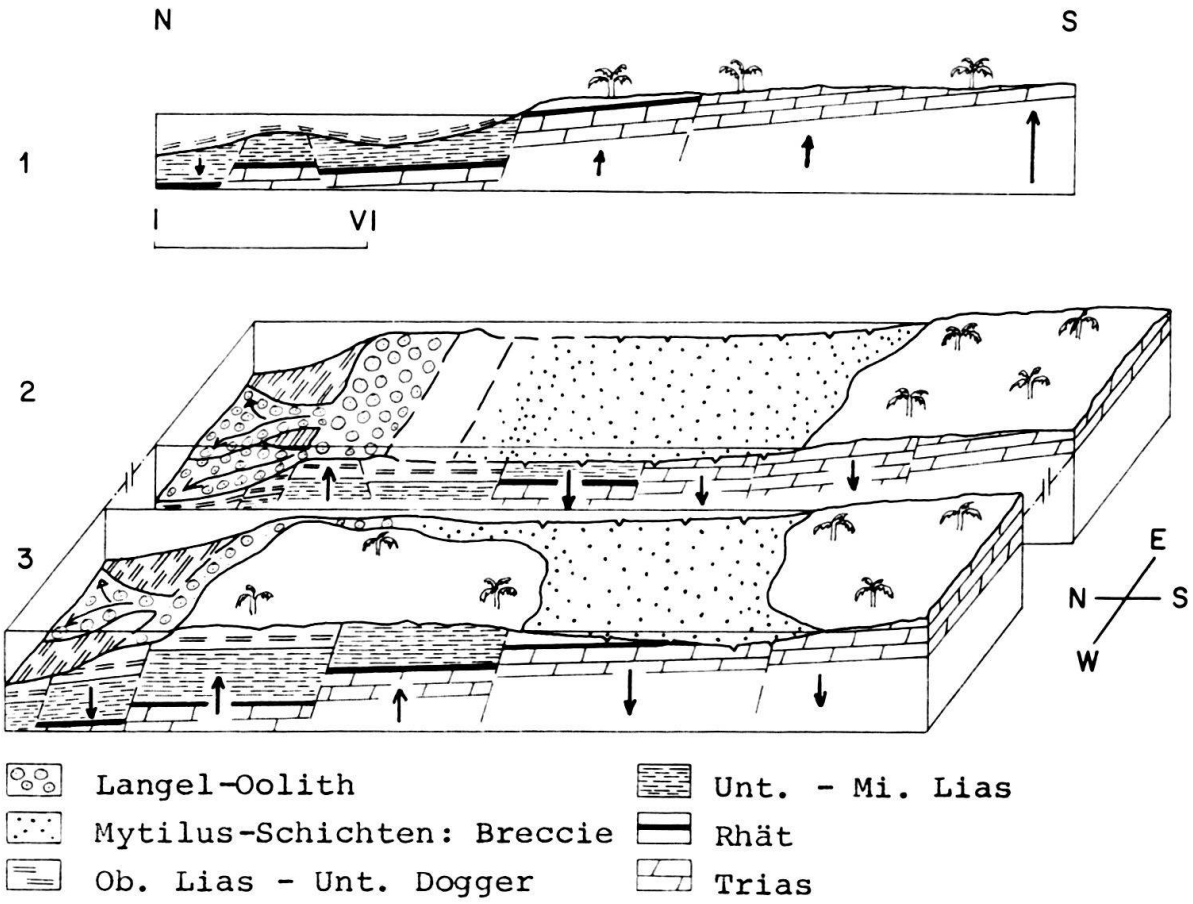


Fig. 14. Hypothetische, paläogeographische Übersichtsmodelle.

1 = Oberer Lias bis Mittleres Bajocien:
Untersuchungsgebiet (Zonen I bis VI) und dessen südliche Fortsetzung: Heiti-Schichten und emergierte Briançonnais-Plattform.

2 = Oberes Bajocien:
Untersuchungsgebiet und dessen südliche Fortsetzung: Mytilus-Schichten (Basis-Breccie) und teilweise überflutete Briançonnais-Plattform.

3 = Oberes Bajocien:
Modell von JEANNET (1912-1918, S. 540, 541, 595) im Gebiet der Tours d'Aï, 40 km südwestlich unseres Untersuchungsgebietes. Die Rekonstruktion von JEANNET wurde ergänzt nach Daten aus den Arbeiten von GROSS (1965), BADOUX & DE WEISSE (1959) und TRÜMPY (1960).

Fig. 13. Paläogeographische Entwicklungsstadien des Untersuchungsgebietes vom Oberen Hettangien bis ins Mittlere Oxfordien (13.1-9). 13.1-4 nach THURY (1973), 13.5-9 nach eigenen Daten.

Verdankungen

Wir danken

- Herrn Professor F. Allemann für seine Einführung ins Untersuchungsgebiet, für die wertvolle Unterstützung im Felde sowie bei der Zusammenstellung der Resultate und für die Durchsicht des Manuskripts;
- Herrn Dr. M. Septfontaine (Genf) für zahlreiche, gemeinsame Begehungen im Untersuchungsgebiet, für wertvolle Anregungen und für die Mitarbeit bei der Bestimmung der Mikrofauna;
- Herrn Professor A. Matter für seine stete Bereitschaft zur Diskussion sedimentologischer Probleme;
- Herrn Professor Th. Hügi für die Beratung in petrographischen Fragen;
- Herrn Professor H. Rieber (Zürich) für die Bestimmung der Ammoniten;
- Frau Dr. Th. Pfister für die Bestimmung der Korallen;
- Herrn Dr. H.J. Oertli (Pau) für die Bestimmung der Ostrakoden;
- Herrn Dr. F.H. Schweingruber (Zürich) für die Bestimmung des fossilen Holzes;
- Herrn Dr. W. Bangerter und der Stockhornbahn AG für das grosszügige Entgegenkommen;
- den Herren E. Luginbühl und V. Grečo für die Anfertigung der Dünnschliffe;
- Frau R. Winkelmann für die sorgfältige Reinschrift des Manuskripts.

LITERATURVERZEICHNIS

ANDREY, J.-D. (1974): *Géologie de la partie orientale du massif des Bruns (Préalpes fribourgeoises).* - Thèse n° *592*, Fac. Sci. Univ. Fribourg (Suisse).

ANTOINE, P. (1972): *Le domaine pennique externe entre Bourg-Saint-Maurice (Savoie) et la frontière italo-suisse (Bilan des connaissances actuelles sur ce secteur de la zone des Brèches de Tarantaise).* - Géol. alp. (Grenoble) *48/1*, 5-40.

ARKELL, W.J. (1956): *Jurassic geology of the world.* - Oliver & Boyd, Edinburgh/London.

BADOUX, H., & MERCANTON, CH.-H. (1962): *Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais.* - Eclogae geol. Helv. *55/1*, 135-188.

BADOUX, H., & DE WEISSE, G. (1959): *Les bauxites siliceuses de Dréveneuse (Préalpes valaisannes).* - Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne *126*, 1-9.

BAUD, A. (1972): *Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes.* - Eclogae geol. Helv. *65/1*, 43-55.

BEAUVAIS, L. (1973): *Upper Jurassic Hermatypic Corals.* In: HALLAM, A. (Ed.): *Atlas of Palaeobiogeography* (p. 317-327). - Elsevier, Amsterdam.

BECK, P., & GERBER, E. (1925): *Geologische Karte Thun-Stockhorn*, 1:25000, 1911-1922. - Geol. Komm. schweiz. natf. Ges. (Spezialkarte *96*).

BOLLER, K. (1963): *Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen im Neocom der Klippendecke (östlich der Rhone).* - Eclogae geol. Helv. *56/1*, 15-100.

BOUROULLEC, J., CHARITAT, P., CHENNAUX, G., DELFAUD, G., DELOFFRE, R., ESQUEVIN, J., & STEVAUX, J. (1975): *Caractérisation des mégaséquences et des grandes discontinuités du Jurassique aquitain (France Sud-Ouest).* - IXe Congr. int. Sédimentol. Nice *5/1*, 103-110.

CAMPANA, B. (1943): *Géologie des nappes préalpines au Nordest de Château-d'Œx.* - Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] *82*.

CHATEAUNEUF, J.J., DEBELMAS, J., FEYS, R., LEMOINE, M., & RAGOT, J.P. (1973): *Premiers résultats d'une étude des charbons jurassiques de la zone briançonnaise.* - C.R. Acad. Sci. Paris (D), *276*, 1649-1652.

CHRIST, P. (1920): *Geologische Beschreibung des Klippengebietes Stanserhorn-Arvigrat am Vierwaldstättersee.* - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *12*.

DELFAUD, J., BEAUDOIN, B., BERTRAND, J.P., CONTINI, D., COTILLON, P., FEUILLÉE, P., FILY, G., HUMBERT, J.P., LOREAU, J.P., PURSER, B.H., & RIOULT, M. (1975): *Les discontinuités sédimentaires dans le Jurassique Français. Réflexion méthodologique.* - IXe Congr. int. Sédimentol. Nice *5/1*, 163-174.

ESCHER, ED., & WEGMÜLLER, W. (1946): *Das Kohlenbergwerk Klusi bei Erlenbach, Simmental, 1941-1946. Zusammenfassender Bericht.* - Kriegs-Industrie- und Arbeits-Amt, Ber. Nr. *3582d* (zur Verfügung gestellt von: Schweiz. Sammelstelle geol. Dokumente, Bern).

FAVRE, E., & SCHARDT, H. (1887): *Description géologique des Préalpes du canton de Vaud et du Chablais.* - Matér. Carte géol. Suisse *22.*

FEHLMANN, H. (1919): *Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges.* - Kümmerli & Frei, Bern.

— (1947): *Der schweizerische Bergbau während des zweiten Weltkrieges.* - Büro für Bergbau des Eidg. Kriegs-, Industrie- und Arbeits-Amtes.

FURRER, U. (1977): *Stratigraphie des Doggers der östlichen Préalpes médianes.* - Diss. Univ. Bern, Universitäts-Druckerei Bern.

FURRER, U., & SEPTFONTAINE, M. (1977): *Nouvelles données biostratigraphiques (à l'aide de Foraminifères) dans le Dogger à faciès briançonnais des Préalpes médianes romandes (Suisse).* - Eclogae geol. Helv. *70/3*, 717-737.

GENGE, E. (1958): *Ein Beitrag zur Stratigraphie der südlichen Klippendecke im Gebiet Spillgerten-Seehorn (Berner Oberland).* - Eclogae geol. Helv. *51/1*, 151-211.

GILLIÉRON, V. (1885): *Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne.* - Matér. Carte géol. Suisse *18.*

GISIGER, M. (1967): *Géologie de la région Lac Noir-Kaiseregg-Schafberg (Préalpes médianes plastiques de Fribourg et Berne).* - Eclogae geol. Helv. *60/1*, 237-350.

GROSS, A. (1965): *Contribution à l'étude du Jurassique moyen et supérieur des Préalpes médianes vaudoises.* - Eclogae geol. Helv. *58/2*, 743-788.

HOMEWOOD, P.W. (1977): *Ultrahelvetic and North-Penninic Flysch of the Prealps: A general account.* - Eclogae geol. Helv. *70/3*, 627-641.

HOMEWOOD, 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.

JEANNET, A. (1912-1918): *Monographie géologique des Tours-d'Aï et des régions avoisinnantes.* - Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] *34.*

— (1922): *Das romanische Deckengebirge, Préalpes und Klippen.* In: HEIM, A.: *Geologie der Schweiz*, Bd. II/2 (p. 589-676). - Tauchnitz, Leipzig.

LORIOL, P. DE, & SCHARDT, H. (1883): *Etude paléontologique et stratigraphique des Couches à Mytilus des Alpes vaudoises.* - Mém. Soc. paléont. suisse *10.*

MIDDLETON, G.V., & HAMPTON, M.A. (1973): *Sediment gravity flows: Mechanics of flow and deposition.* In: MIDDLETON & BOUMA (Eds.): *Turbidites and deep-water sedimentation.* - SEPM Pacific section, short course, Anaheim 1973, 1-38 (Los Angeles).

MOHLER, H. (1966): *Stratigraphische Untersuchungen in den Giswiler Klippen (Préalpes Médianes) und ihrer helvetisch-ultrahelvetischen Unterlage.* - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *129.*

NICOL, G. (1956): *Geologie der östlichen Stockhornkette.* - Diss. Univ. Bern (Haupt, Bern).

PETERHANS, E. (1926): *Etude du Lias et des Géanticlinaux des «Préalpes médianes» entre la vallée du Rhone et le lac d'Annecy.* - Mém. Soc. helv. Sci. nat. *62/2.*

RABOWSKI, F. (1918): *Sur l'âge des couches à Mytilus.* - Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *52*, 1-5.

RENZ, H.-H. (1935): *Zur Stratigraphie und Paläontologie der Mytilus-Schichten im östlichen Teil der Préalpes romandes.* - Eclogae geol. Helv. *28/1*, 141-247.

RIOULT, M., & FILY, G. (1975): *Discontinuités de sédimentation et unités lithostratigraphiques dans le Jurassique de Normandie.* - IXe Congr. int. Sédimentol. Nice *5/2*, 353-360.

SCHARDT, H. (1884): *Etudes géologiques sur le Pays-d'Enhaut Vaudois.* - Diss. Univ. Lausanne.

SEPTFONTAINE, M. (1970): *Etude micropaléontologique et stratigraphique du Lias supérieur et du Dogger des Préalpes médianes romandes (Suisse).* - Diss. Univ. Genève (unpubl.).

— (1971): *Etude micropaléontologique et stratigraphique du Lias supérieur et du Dogger des Préalpes médianes romandes (Suisse).* - Résumé de thèse n° *1554*, Univ. Genève (Ed. Médecine et Hygiène).

— (1977): *Niveau à foraminifères (Pfenderininae et Valvulininae) dans le Dogger des Préalpes médianes du Chablais occidental (Haute-Savoie, France).* - Eclogae geol. Helv. *70/2*, 599-625.

— (1978a): *Chablaisia n. gen., un nouveau genre de foraminifère du Jurassique briançonnais (Nappe des Préalpes médianes).* - Arch. Sci. Genève *31/1*, 39-50.

— (1978b): *Les genres Pfenderina Henson 1948 et Lituonella Schlumberger 1905 (foraminifères) dans le Dogger briançonnais des Préalpes. Implications biostratigraphiques pour le domaine des Couches à Mytilus et relations avec la provence mésogéenne.* - Eclogae geol. Helv. *71/2*, 321-345.

SIBINGA, SMIT G.L. (1921): *Die Klippen der Mythen und der Rotenfluh.* - Diss. Univ. Zürich (Gebr. Jänecke, Hannover).

SPICHER, J.P. (1965): *Géologie des Préalpes médianes dans le massif des Bruns.* - Eclogae geol. Helv. *58/1*, 591-742.

STAENDER, G. (1943): *Kohlenbergbau Erlenbach/Simmental A.G., Monatsbericht Dezember 1942.* - Kriegs-Industrie- und Arbeits-Amt, Büro für Bergbau, Ber. Nr. *3110f*, 1-2.

THURY, M. (1973): *Der Lias der östlichen Préalpes médianes zwischen Boltigen und Spiez.* - Diss. Univ. Bern [Zusammenfassung und Annex, unpubl.].

TRÜMPY, R. (1955): *Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines.* - Bull. Soc. géol. France *6/5*, 217-231.

— (1957): *Quelques problèmes de la paléogéographie alpine.* - Bull. Soc. géol. France *6/7*, 443-461.

— (1958): *Remarks on the pre-orogenetic history of the Alps.* - Geol. en Mijnb. [N.S.] *20*, 340-352.

— (1960): *Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps.* - Bull. geol. Soc. Amer. *71*, 843-908.

— (1966): *Considérations générales sur le «Verrucano» des Alpes Suisses.* In: *Atti del symposium sul Verrucano*, Pisa 1965. - Soc. Toscana Sci. nat., 213-232.

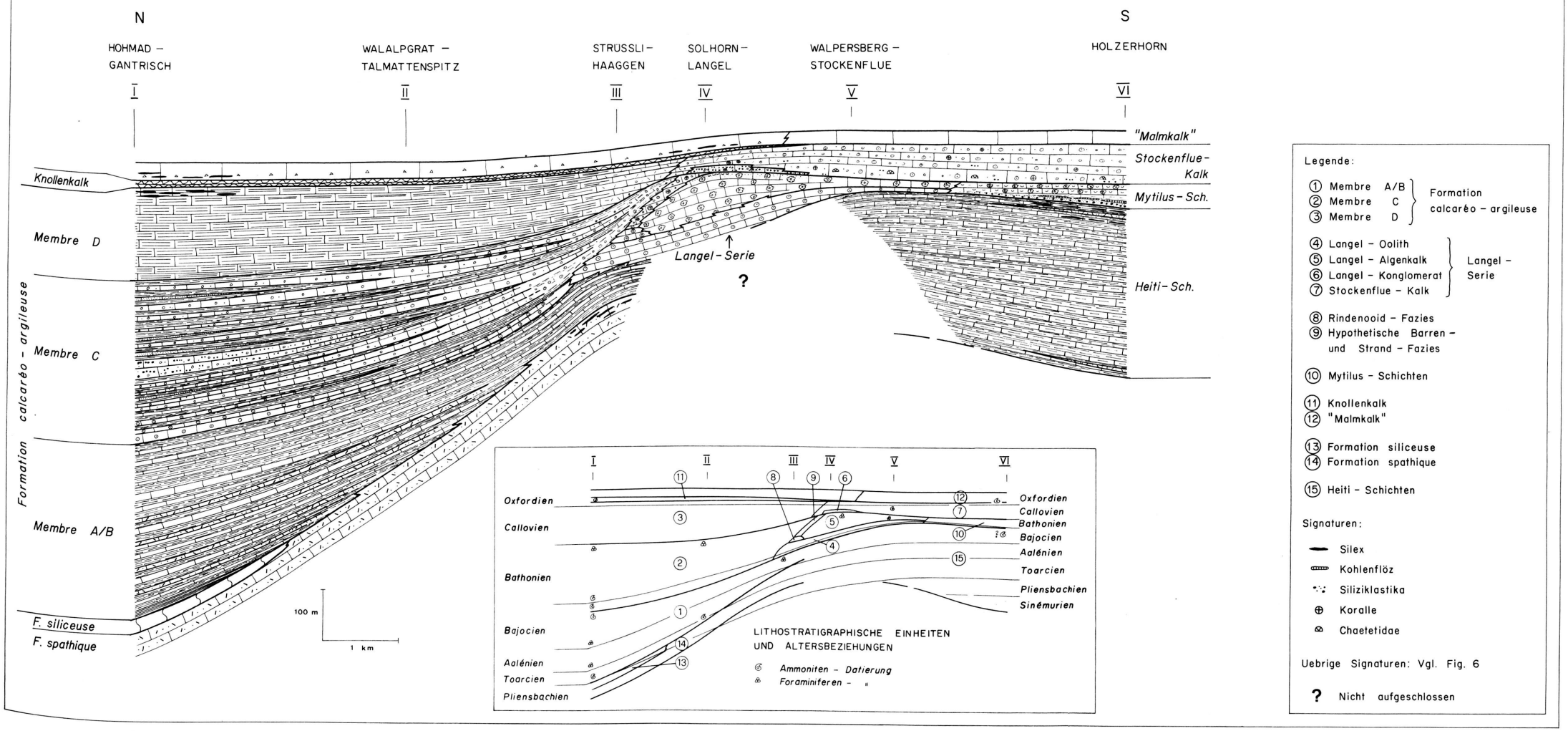
TRÜMPY, R., & DÖSSEGGER, R. (1972): *Permian of Switzerland.* In: FALKE, H. (Ed.): *Rotliegend, essays on European lower Permian* (p. 189-213). - Brill, Leiden.

VONDERSCHMITT, L. (1923): *Die Giswiler Klippen und ihre Unterlage.* - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *50/1*.

WALKER, R.G., & MUTTI, E. (1973): *Turbidite facies and facies associations.* In: MIDDLETON & BOUMA (Eds.): *Turbidites and deep-water sedimentation.* - SEPM Pacific section, short course, Anaheim 1973, 119-158 (Los Angeles).

WEHRLI, L. (1919): *Die postkarbonischen Kohlen der Schweizeralpen.* - Beitr. Geol. Schweiz, geotech, Ser. *7*, 46-69.

WEIDMANN, M., HOMEWOOD, P., CARON, C., & BAUD, A. (1976): *Réhabilitation de la «Zone Submédiane» des Préalpes.* - Eclogae geol. Helv. *69/2*, 265-277.

WEISS, H. (1949): *Stratigraphie und Mikrofauna des Klippenmalm.* - Diss. Univ. Zürich (Weiss, Affoltern am Albis).

STRATIGRAPHISCHES SCHEMA (ABWICKLUNG) DES MITTLEREN JURA DER OESTLICHEN PREALPES MEDIANES PLASTIQUES