

Lithostratigraphie

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **64 (1971)**

Heft 2

PDF erstellt am: **26.09.2024**

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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



Fig. 36. Kondensationszone: Grenze Pygurus-schichten–Helvetischer Kieselkalk. AS 12/5.

Brocken bildet den grössten Teil des photographierten Kondensationshorizontes (Fig. 36).

Auch die stylolithische Grenze unter dem Kondensationshorizont deutet auf eine wahrscheinlich subaquatische Erosionsphase hin (HEIM 1924), die vor der Bildung der neuen Matrix in der Kondensationszone stattfand. Die eigentliche Zyklengrenze folgt erst über diesem Horizont.

4. LITHOSTRATIGRAPHIE

4.1 Pygurus-schichten

An der Basis bzw. im Dach der Pygurus-schichten, gelegentlich auch innerhalb derselben, finden sich glaukonitisch-phosphatische Kondensationshorizonte, die je nach Stellung als Gemsmättli- oder Rahbergschicht bezeichnet wurden. Sie führen ebenfalls grosse Quarzkörner, wie sie für die Pygurus-schichten charakteristisch sind. Wir rechnen sie deshalb als Schichtglieder (beds) zum Formationsglied (member) der Pygurus-schichten.

Die Grobsandigkeit gilt zugleich als Definition der Pygurus-schichten und unterscheidet diese vom liegenden Betlis- oder Diphyoideskalk und vom hangenden Unteren Kieselkalk.

SE des Profiles 50 (inkl.) sind die Pygurus-schichten bereits Kieselsandkalke.

4.11 *Vorkommen*

Figur 37 zeigt die Verbreitung von Kondensationshorizonten an der Basis des Helvetischen Kieselkalkes (Rahberghorizont) und von solchen innerhalb oder an der Basis der Pygurusschichten (Gemsmättlihorizont). In Profil 18 finden wir nahe beieinander zwei Horizonte. In Profil 7 (Starkenbach) ist die Kondensationszone nicht im Steinbruch, sondern nur N der Thur (etwa 10m N der Brücke) aufgeschlossen (KEMPf 1966, S. 6). In keinem Profil finden sich Kondensationshorizonte sowohl im Dach als auch an der Basis der Pygurusschichten. Pygurusschichten, d. h. grobsandige Kalke, fehlen nur im Profil 61.

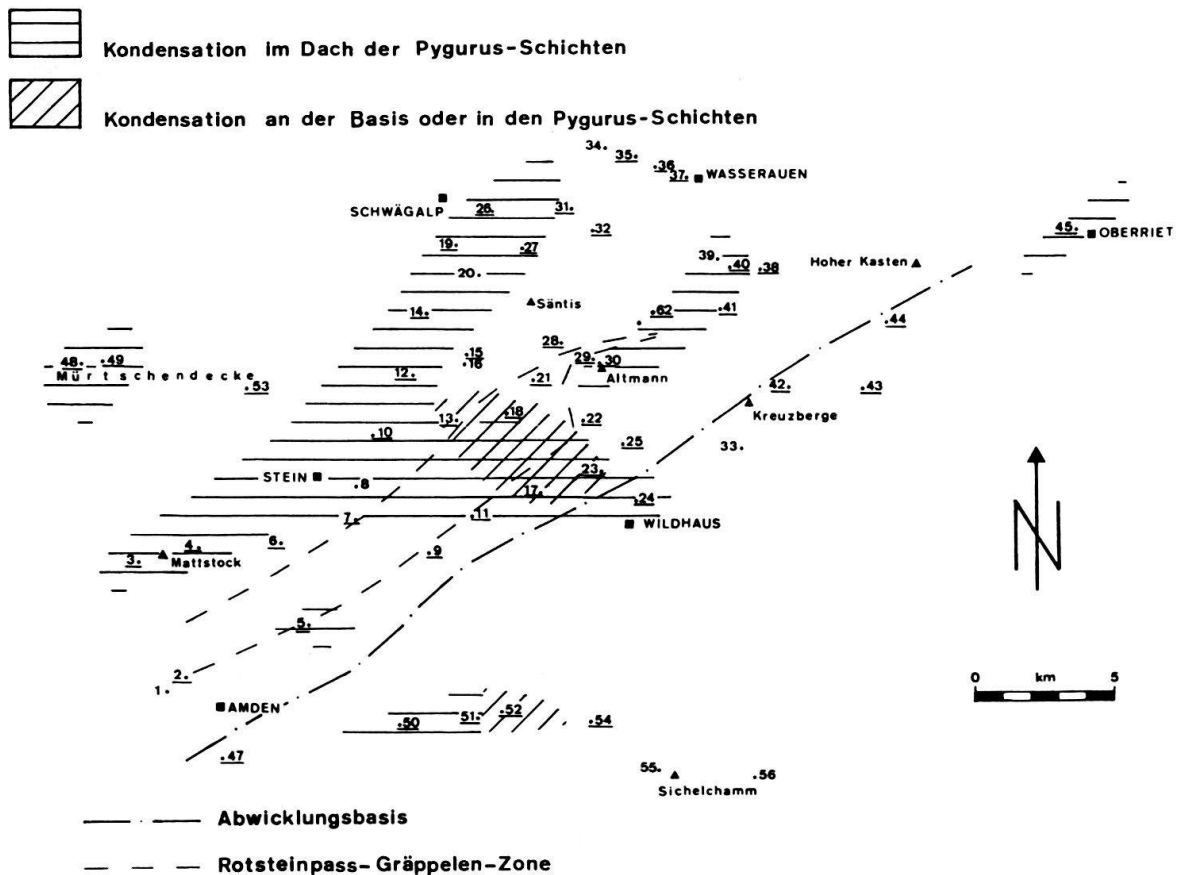


Fig. 37. Kondensationserscheinungen in der Grenzzone Betlikalk-Formation–Helvetische Kieselkalk-Formation.

(Die unterstrichenen Profile dienen als Grundlage dieser Figur. Unterlage abgewickelt.)

4.12 *Lithologie*

Die Pygurusschichten bestehen zum grössten Teil aus grobsandigen, meist spätigen bis grobspätigen, beige oder braun anwitternden Kalken (S. 382). Wie bereits erwähnt, kommen in der Südfazies auch sandige Kieselkalke vor. Ausserdem sind oft Kondensationshorizonte am Aufbau der Pygurusschichten beteiligt.

Auf Figur 38 wurden die maximalen Quarzkorngrößen aufgetragen, die möglicherweise Rückschlüsse auf die Schüttungsrichtung zulassen. Die meist gute Rundung der Quarzkörner und das Fehlen von detritischem Feldspat deuten auf einen langen Transportweg. R. TRÜMPY (mündl. Mitteilung) erwägt die Möglichkeit eines Transportes durch Long-shore-currents aus dem Böhmischem Massiv. Von diesem E–W-Transport hätten sich die Strömungen durch lokale Hindernisse gegen SW ablenken lassen und so Sandzungen gebildet. Ein lokales Hoch hätte z. B. bei Betlis dazu geführt, dass die Kalke dort weniger grobe Sande enthalten. Eine Schüttung aus NE zeigt auch unser einziges Beispiel von Schrägschichtung (35/20).

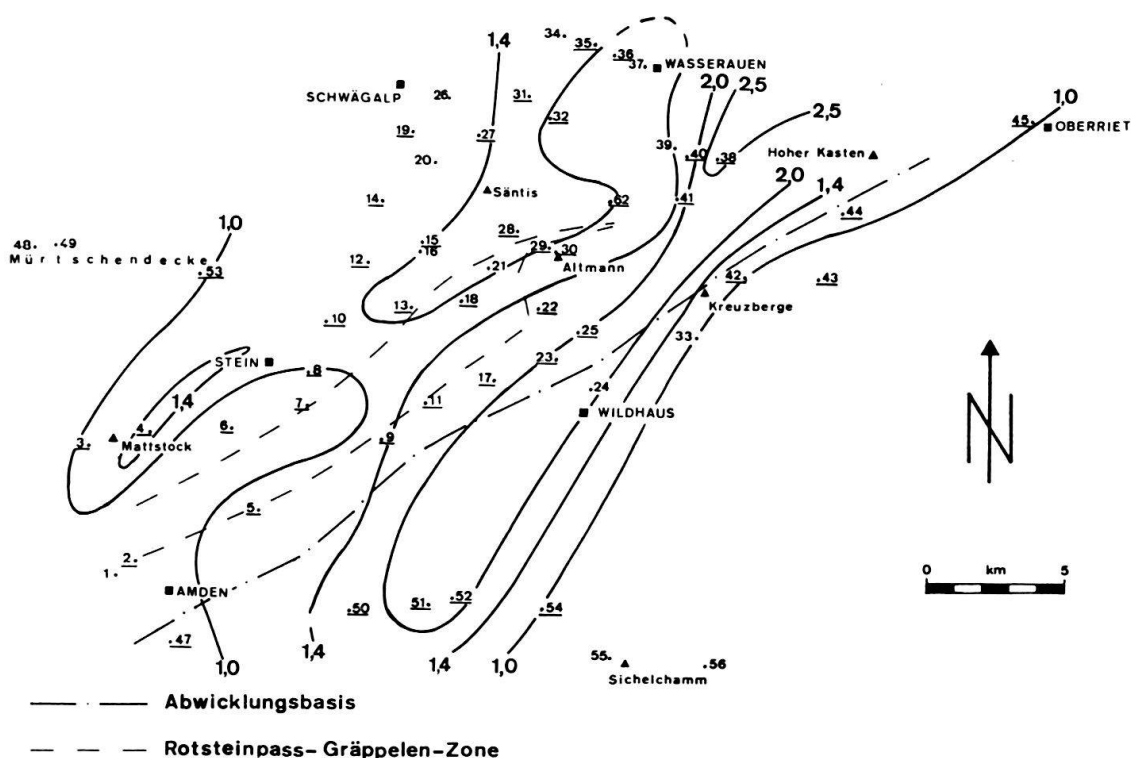


Fig. 38. Verteilung der maximalen Quarzkorngrößen in den Pygurus-schichten. (Die unterstrichenen Profile dienten als Grundlage dieser Figur. Unterlage abgewickelt.)

4.13 Kondensationshorizonte

Der Gemsmättlihorizont wurde bisher an die Basis der grobsandigen Kalke der Pygurus-schichten gestellt und enthält in den Churfürsten (BAUMBERGER et al. 1907) eine typische Valanginianfauna, charakterisiert durch *Neocomites neocomiensis* (D'ORB.), *Kilianella pexiptycha* UHLIG, *Astieria bachelardi* (SAYN).

Der Rahberghorizont liegt über den grobsandigen Kalken direkt an der Basis des Helvetischen Kieselkalkes und enthält eine Hauterivianfauna (BAUMBERGER 1907), charakterisiert durch *Astieria sayni* KIL. und *Leopoldia* sp. Dazu ist der Wechsel der Grenzzone in den Churfürsten bemerkenswert (Fig. 39).

In den westlichen Churfirten (Nägeliberg 50) liegt der Kondensationshorizont, der nach HEIM (1916) und O. RENZ (mündl. Mitteilung) die Fauna der Gemsmättli-bank (Pilatus) enthält, im Dach der Pygurusschichten. Bei Schrina-Obersäss finden wir W (51₁) sowohl unter als auch über dem Horizont grobsandige, kieselige Kalke; 100 m weiter E (51₂) liegt die Fossilbank bereits auf feinsandigem Kalk. Im Aufstieg zum Brisi (52) und in Palis (63) ist er noch in derselben Lage erkennbar, bei Hinter Büls (64) aber fehlt er ganz.

Die Fauna aller dieser Profile wurde bisher ins Valanginian gestellt. Unter den von mir gefundenen Ammoniten konnte nun aber O. RENZ einen *Olcostephanus sayni* KIL. aus der Fauna von Obersäss (51₂/3) bestimmen. *Olcostephanus sayni* KIL. wurde schon 1901 von BAUMBERGER ins untere Hauterivian gestellt, was auch BURRI (1956, S. 695) in seiner Tabelle bestätigt. Dies könnte bedeuten, dass der Kondensationshorizont der Churfirten sich sowohl im oberen Valanginian als auch im unteren Hauterivian gebildet hat, vielleicht also mehrere Ammonitenzonen (*Saynoceras verrucosum* bis *Acanthodiscus radiatus*) umfasst.

Der Horizont von Rahberg gehört mit grosser Wahrscheinlichkeit ins untere Hauterivian (Zone des *Acanthodiscus radiatus*?). Folgende meiner Funde bestätigen dies: *Leopoldia leopoldina* D'ORB. und *Plicarostrium hauteriviense* BURRI. Jegliche Valanginian-Ammoniten fehlen also. Auch sonst unterscheidet sich die Ammonitenfauna recht deutlich von jener der Churfirten.

Figur 39 zeigt auch, dass trotz lithostratigraphisch gleicher Stellung die Fauna wechseln kann; am Nägeliberg (50) ist der Horizont in «Rahbergstellung», enthält aber ausschliesslich typische Valanginian-Ammoniten (z. B. *Neocomites neocomiensis* D'ORB.).

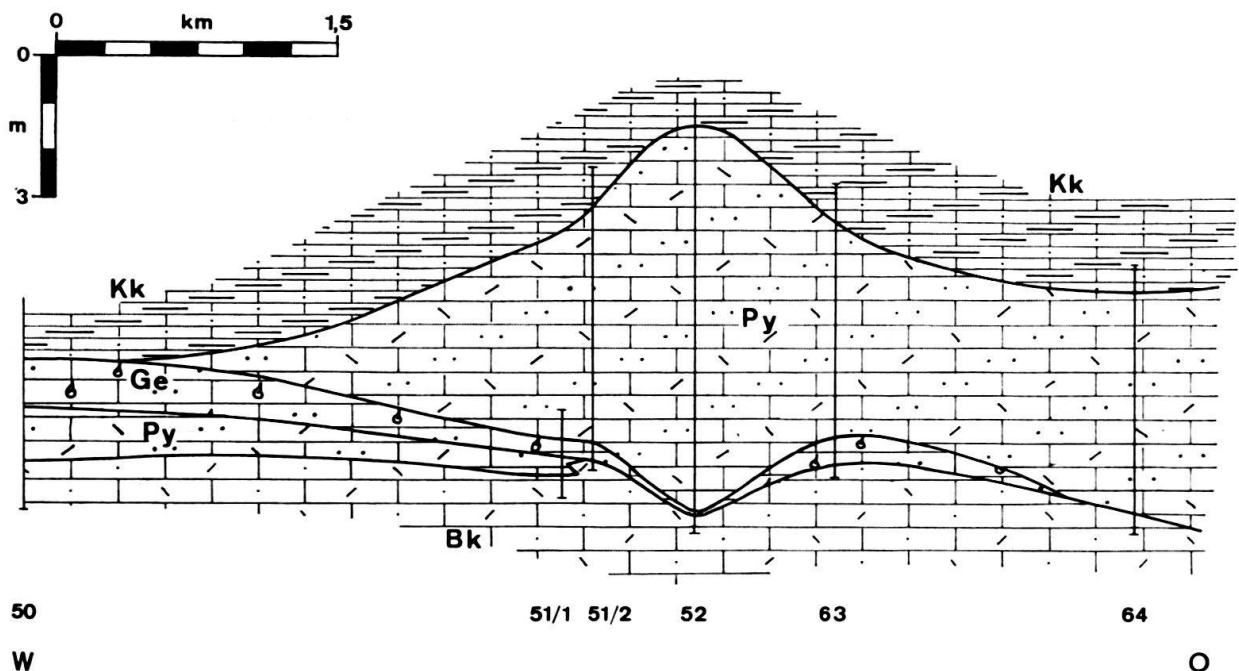


Fig. 39. Pygurusschichten in den Churfirten. (Die senkrechten Striche stellen die untersuchten Profile dar.)

Die Verbindung von groben Sanden und Kondensationszonen lässt auf starke Strömungen schliessen. Die Kondensation kann durch lokales Wegschwemmen von Kalkschlamm (= Dereption nach HEIM 1924) oder durch regionales Auflösen desselben (= Dissolution nach HEIM 1924) gebildet worden sein, was auch zur Bildung von karrenartigen Taschen führen konnte. Trockenlegung ist also nicht notwendig; ich fand auch keine Anzeichen dafür. Ausserdem besteht die Möglichkeit, dass die Zonen reduzierter Sedimentation sich im Laufe der Zeit von SE nach NW verschoben haben; vielleicht aber handelt es sich auch nur jeweils um lokale Erscheinungen, worauf das Fehlen von Kondensationszonen in vielen Profilen hindeutet.

4.14 Verbreitung

Im Autochthon und in den nördlichsten helvetischen Decken fehlen die Pygurus-schichten nach OBERHOLZER (1933) vollständig.

Ganz im Süden (Fläscherberg, Profil 61) fanden wir ebenfalls keine grobsandigen Horizonte.

Im Vorarlberg verschwinden nach HEIM und BAUMBERGER (1933) die eigentlichen Pygurus-schichten, welche im Rheintal (Kummenberg) noch zu finden sind. Wenig sandige Überreste treten nur noch in den rostig verwitterten Kondensationshorizonten zwischen Betliskalk und Helvetischem Kieselkalk auf (Gemsmättli-Äquivalent). Bei Zwurms (Profil 46) liegt dieser Kondensationshorizont aber innerhalb des Unteren Kieselkalkes, zwei Meter über dessen Basis. Dafür finden wir unter dieser Basis noch einen schwach grobsandigen Kalk (Körner bis 1,6 mm) in den obersten Partien des Betliskalkes.

4.2 Unterer Kieselkalk

Den Namen «Unterer Kieselkalk» brauchte FICHTER (1934) erstmals für die zwischen den Kieselkalkschiefern und der Glaukonitbank liegende Gesteinsabfolge. Unter Einschluss der schiefrigen untersten Partie des Helvetischen Kieselkalkes spricht er von der «Unteren Kieselkalkgruppe»²⁾. Der Name «Unterer Kieselkalk» wird weiter verwendet, erhält aber eine etwas erweiterte Bedeutung (Einschluss der Kieselkalkschiefer).

Hierzu muss gesagt werden, dass in unserem Gebiet, mit Ausnahme des Fläscherberges, keine den Kieselkalkschiefern vergleichbaren Bildungen gefunden wurden. Der Untere Kieselkalk des Untersuchungsgebietes besteht zur Hauptsache aus Kiesel-sandkalk, wobei meist unkorrelierbare Einschaltungen von sandigen Kalken, glaukonitführenden Horizonten und sogar echinodermenspätigen Kalken auftreten können. Sehr oft ist eine Gliederung in Kleinzyklen feststellbar (S. 394). In der N-Fazies ersetzt oft kieseliger Sandkalk den eigentlichen Kiesel-sandkalk. Auf das Problem der Untergrenze wird noch speziell eingegangen (S. 408).

Die maximale Korngrösse des detritischen Quarzes zeigt eine ähnliche Gesetzmässigkeit wie diejenige der Pygurus-schichten (Fig. 40).

²⁾ Natürlich handelt es sich dabei nicht um eine Gruppe (group) im lithostratigraphischen Sinn, sondern lediglich um ein Formationsglied.

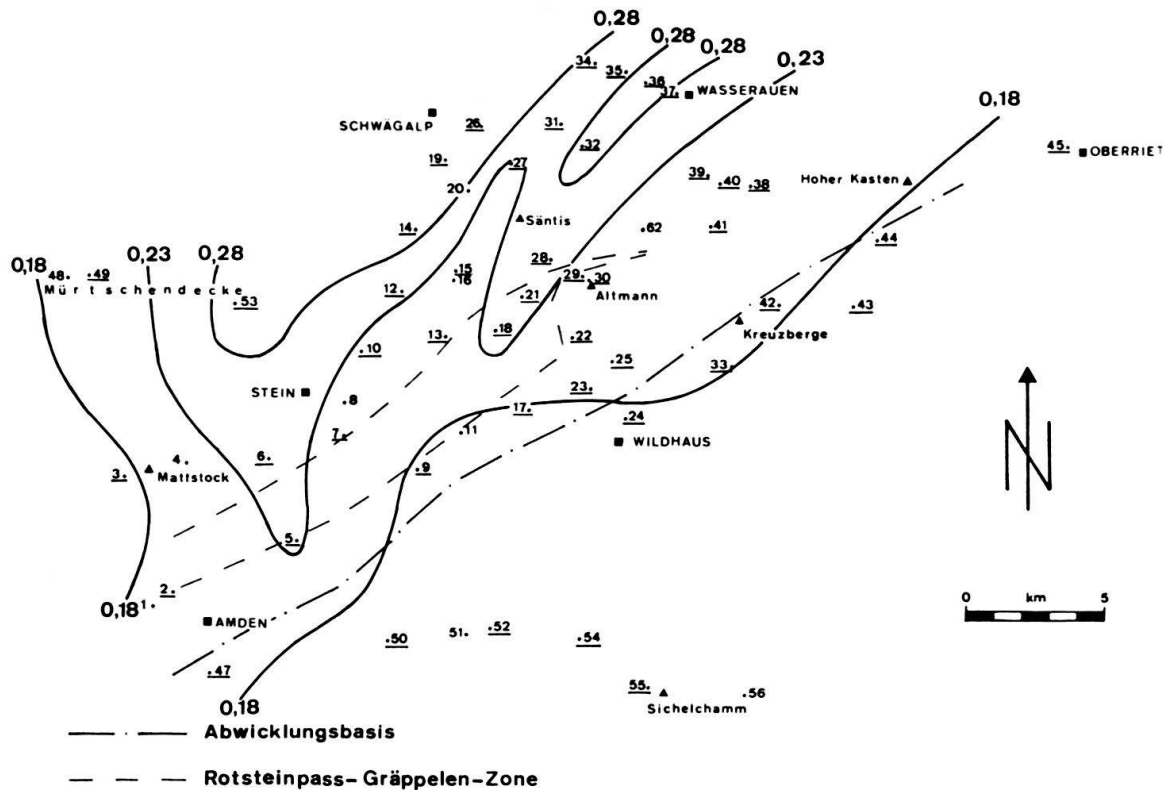


Fig. 40. Verteilung der maximalen Quarzkorngrößen an der Basis des Helvetischen Kieselkalkes. (Die unterstrichenen Profile dienten als Grundlage dieser Figur. Unterlage abgewickelt.)

Die Mächtigkeit in den verschiedenen Profilen ist aus Tafel I herauszulesen. Dabei zeigt sich in der nördlichen und im Nordteil der Zentralfazies ziemliche Konstanz, mit Ausnahme der primär reduzierten Mächtigkeit im Gebiet des Lisengrates und der Gräppelenzone. Eine gewaltige Zunahme der Mächtigkeit ist dagegen in Richtung SE festzustellen, wo der Untere Kieselkalk wahrscheinlich im Gebiete des Alvier (etwa 500m) die grösste Mächtigkeit hat. Der Winkel zwischen Ober- und Untergrenze zwischen den Profilen 24 und 59 beträgt rund $1,3^\circ$.

4.21 Untergrenze des Helvetischen Kieselkalkes

Die Definition der Untergrenze der Formation des Helvetischen Kieselkalkes erfolgte bei der Beschreibung des Typusprofils (FUNK 1969). Um nun aber regionale Korrelationen durchführen zu können, bedarf es eines Kriteriums, d. h. eines entscheidenden Parameters, dessen klare Änderung die Grenze bestimmt. Verschiedene Parameter verändern sich deutlich in der Umgebung dieser lithostratigraphischen Grenze, aber die Änderung tritt nicht immer in genau demselben Niveau auf. So könnten Grenzkorrelationen aufgrund folgender Parameter durchgeführt werden:

*Pygurus*schichten

grobsandig
kalkig
ohne authigenen Quarz
grau oder beige anwitternd
dickbankig
viel Fossiltrümmer

Unterer Kieselkalk

feinsandig
mergelig
mit authigenem Quarz
dunkelbraun anwitternd
dünnbankig
wenig Fossiltrümmer

Im Idealfall fallen alle diese Grenzen zusammen, aber leider ist dies in der Natur nur selten der Fall. Es musste also jenes Kriterium gewählt werden, welches in allen Grenzprofilen meines Untersuchungsgebietes bereits im Felde sicher nachgewiesen werden kann. Am besten eignet sich dazu die Abnahme der Sandkorngrösse an der Basis des Unteren Kieselkalkes. Die Untergrenze des Helvetischen Kieselkalkes wird also direkt über diesem Niveau brüsker Korngrössenabnahme gezogen.

Oft liegt unterhalb dieser Grenze noch ein Kondensationshorizont (Fig. 37), der immer noch zum Formationsglied der Pygurusschichten gezählt wird. Bei Profil 46 liegt der Kondensationshorizont allerdings etwa 2 m über der Basis des Helvetischen Kieselkalkes (Merhart-Fossilbank).

In der Nordfazies liegt die Korngrösse des Quarzes in den Pygurusschichten meist über 1 mm, im basalen Kieselkalk bei 0,3 mm; in der Südfazies (z. B. Profil 60) sind die entsprechenden Zahlen 0,3 mm bzw. 0,1 mm.

Schwierig wird die Grenzdefinition, wenn Pygurusschichten oder Äquivalente fehlen (z. B. Profil an der Schibenflue, Entlebuch). Dort folgen über «Valanginiankalk» allmählich kieselfreie Mergelschiefer, die ohne Sandanreicherung in kieselige Mergelschiefer und dann in Kieselkalke wechseln. Bevor genauere Untersuchungen der Grenzzonen aus weiteren Gebieten vorliegen, darf der gewählte Parameter nur für unser Gebiet angewendet werden.

Der naheliegendste Parameter zur Definition der Untergrenze des Helvetischen Kieselkalkes, das erste Auftreten authigenen Quarzes, wurde aus folgenden Gründen nicht gewählt:

1. Die Feststellung, ob authigener Quarz anwesend ist oder nicht, bedarf einer genaueren Untersuchung: Anätzen, wässern und trocknen lassen.
2. Gelegentlich, besonders in der Südfazies, tritt bereits im Betlis- bzw. Diphyoides-kalk und in den Pygurusschichten feinverteilter Quarz auf. («Valanginien-Kieselkalk des Berner Oberlandes» [ADRIAN 1915]).

4.3 Lidernenschichten

Der Name wurde von HANTKE in SCHINDLER (1959, S. 41) eingeführt. Das Typusprofil am Lidernenplänggeli (Schwyzer Alpen, SW Chaiserstock) ist 1961 von HANTKE beschrieben worden (S. 79/80). Die Lidernenschichten umfassen die glaukonitischen Partien in der Mitte oder der oberen Hälfte des Helvetischen Kieselkalkes.

Die Stellung der Schiffischichten (GOLDSCHMID 1924 und 1927) wurde sehr verschieden interpretiert. Goldschmid setzt sie an die Grenze Valanginian–Hauterivian als Äquivalent des Gemsmättlihorizontes. FICHTER dagegen (1934) beschreibt unter diesem Namen die glaukonitische Bank innerhalb des Helvetischen Kieselkalkes und fasst ihre Obergrenze als Zyklengrenze auf. Da also die stratigraphische Stellung der Schiffischichten am Kleinen Schiffli (GOLDSCHMID 1927) noch unklar ist, ist die Verwendung dieses Begriffes im östlichen Helvetikum nicht günstig.

BRÜCKNER (1937) benutzt keinen Namen und schreibt nur von «Schichten zwischen unterem und oberem Kieselkalk». Der Name «Mittlerer Kieselkalk», den KEMPF 1966 verwendet, ist aus drei Gründen ungünstig:

1. Die Schichten bestehen meist nicht aus Kieselkalk, sondern aus spätigen, sandigen und glaukonitischen Kalken.
2. SCHINDLER (1959) braucht denselben Namen für die untersten Schichten des Oberen Kieselkalkes.
3. Der Name «Lidernenschichten» hat Priorität.

Kempff wollte Lidernenschichten nur auf den Fossilkondensationshorizont (Sentisianusbank, HEIM 1916) innerhalb dieser glaukonitischen Schichten beschränken. In Ausnahmefällen können die Lidernenschichten allerdings auf die Sentisianusbank beschränkt sein. Die Lidernenschichten sind das einzige Formationsglied des Helvetischen Kieselkalkes, dessen Name noch zu Diskussionen Anlass gibt. Er sollte für das östliche Helvetikum beibehalten werden. Günstig ist, dass er in der Literatur nie mit anderen Schichtpaketen verwechselt worden ist und nur einmal in etwas eingeschränkter Form (KEMPF 1966) verwendet wurde.

4.31 *Das Typusprofil*

Das Typusprofil wird von HANTKE (1961, S. 79/80) beschrieben. Die Lidernenschichten sind ein Formationsglied. Sie umfassen nach HANTKES Beschreibung die Schichten 6–15. Eine Neubegabung mit R. HANTKE zeigte allerdings, dass die Schichten 6–9 noch in den Unteren Kieselkalk zu stellen sind, denn es handelt sich um fast glaukonitfreien Kieselkalk. Schicht 10 ist ein glaukonitischer Sandkalk. Die Grenze muss also zwischen Schicht 9 und Schicht 10 gelegt werden. Zusätzlich zu den von HANTKE beschriebenen Fossilien fanden wir in Schicht 12 noch ziemlich häufig Haifischzähnen und stark glaukonitgefüllte Wurmfraßspuren von 5 bis 8 mm Durchmesser.

4.32 *Lithologie und Begrenzung*

Die Lithologie der Lidernenschichten ist sehr vielfältig. Das markanteste und entscheidende Merkmal ist der relativ hohe Gehalt an Glaukonit. Es ist aber zu bemerken, dass zwischen den glaukonithaltigen Schichten auch normale Kieselkalkbänke auftreten können. Zur Hauptsache finden wir glaukonitische Sandkalke und -mergel, spätige, glaukonitische Echinodermenkalke sowie glaukonitische Kieselkalke.

Einen eigentlichen Fossilhorizont, die Sentisianusbank HEIMS (1916), finden wir nur in einem engbegrenzten Streifen entlang dem Nordsäntis und am Mattstock. Er fehlt sowohl in der Mürtshendecke (Walensee-Nordufer) als auch in den Aufschlüssen S der Linie Wasserauen–Lisengrat–Starkenbach–Gulmen–Amden. Nicht immer bildet der Kondensationshorizont wie in den Profilen 3, 10, 12, 15, 34, 35, 36 das Dach der Lidernenschichten. Bei den Profilen 7, 14, 27 liegt er 0,5–4 m unter der Obergrenze. In der nördlichen und zentralen Fazies meines Gebietes ist die Obergrenze der Lidernenschichten meist leicht festzulegen durch den abrupten Rückgang der Glaukonitkorngröße und des Glaukonitgehaltes. Etwas problematischer ist die Grenzziehung in den südlichen Zonen, da dort der Obere Kieselkalk stark reduziert ist und Verwechslungen mit der Kieselkalk-Echinodermenbreccie möglich sind.

Die Untergrenze ist meist etwas schwieriger zu definieren, da oft schon im Unteren Kieselkalk glaukonitreichere Horizonte auftreten (Tf. III), die meist nicht korrelierbar sind und wiederum von normalem Unteren Kieselkalk überlagert werden, weshalb sie auch nicht den Lidernenschichten zugerechnet werden dürfen. Solche Horizonte haben wahrscheinlich BRÜCKNER (1946) veranlasst, in der Zentralschweiz einen dritten Zyklus im Helvetischen Kieselkalk zu postulieren.

Die Untergrenze sollte also beim endgültigen Einsetzen der glaukonitischen, späten Fazies gezogen werden. Wohl wird oft mit der Zunahme der Glaukonitkorngrösse auch eine solche der detritischen Quarzkörner beobachtet (FICHTER 1934), ohne dass diese beiden Kriterien aber parallel laufen. Sehr wohl kann einmal die Korngrösse der Sandkörner deutlich unter derjenigen der Glaukonitkörner liegen, während sie im Liegenden und im Hangenden überwiegt. Irgendwelche Gesetzmässigkeiten sind nicht zu beobachten. Mit grosser Wahrscheinlichkeit hat die Glaukonitsedimentation im ganzen Gebiet ungefähr gleichzeitig eingesetzt, dagegen scheint es, dass ihr Ende nicht überall zur selben Zeit eintrat, d. h. dass Oberer Kieselkalk und Lidernenschichten sich seitlich vertreten können. Hierzu verweise ich auf Tf. I. Auffallend ist dort die geringe Mächtigkeit der Lidernenschichten im NE sowie die Zunahme gegen S und die gleichlaufende Abnahme des Oberen Kieselkalkes in dieser Richtung.

4.33 Nordfazies

Durchgehend kann hier eine grobspätige Ausbildung der Lidernenschichten festgestellt werden. Stratigraphisch in der Mitte schaltet sich oft ein mergeliger, glaukonitärmerer Horizont ein. Diese Vermergelung fehlt allerdings in den nördlichsten Profilen (53, 19, 26, 34) ganz. Es fällt auch auf, dass die Mächtigkeit im mittleren Teil der nördlichen Fazies am grössten ist, während sie gegen NE und SW abnimmt. Dies ist übrigens dieselbe Gegend, in welcher die Altmansschichten ebenfalls ihre mächtigste Entwicklung zeigen (Tf. I). Möglicherweise hat ein Hindernis die zur Glaukonitbildung notwendige Reduktion der Sedimentzufuhr begünstigt.

4.34 Zentralfazies

Auffallend ist auch hier ein Auskeilen gegen NE. In der Gegend des Hundsteins (Profil 62) fehlt sogar jede Andeutung einer Lidernenschicht. Weiter E ist sie in geringerer Mächtigkeit wieder vorhanden. Im W kann sie immer nachgewiesen werden.

4.35 Südfazies

In der Südfazies ist die Mächtigkeit ziemlich konstant. Oft ist allerdings die Abgrenzung wegen der bereits erwähnten weiteren, vereinzelt auftretenden Glaukonithorite recht schwierig. Die gewählte Interpretation darf aufgrund der kieselkalkigen Schichten, die zwischen den stärker glaukonithaltigen Lidernenschichten und der Echinodermenbreccie liegen, für die Obergrenze als brauchbarste Lösung angesehen werden.

4.36 Sentisianusbank

HEIM (1916, S.401) beschrieb unter dem Namen Sentisianusbank einen fossilführenden Horizont aus dem nordöstlichen Säntisgebirge (Äscher). Oft allerdings finden wir

mehr als eine Bank mit Fossilien, so z. B. in Profil 34 (3 Bänke) und am Lidernenplängeli (HANTKE 1961; Schichten 12 und 14).

In verschiedenen Profilen (53, 7, 16) liegt ein Kondensationshorizont innerhalb der Lidernenschichten, meist in deren oberem Teil; dabei teilt er z. B. in Profil 53 das Formationsglied in einen unteren, echinodermenspätigen Teil (Äquivalent der «Unteren Echinodermenbreccie», HAUS 1937, S. 66) und einen oberen glaukonitisch-sandigen.

In anderen Profilen finden wir im oberen Teil oft vereinzelt Fossilien, die nicht in einem eigentlichen Kondensationshorizont angereichert sind (Profile 3, 13, 14, 25). Meist handelt es sich um Seeigel- (Toxaster) und Belemnitenbruchstücke, seltener auch um ganz erhaltene Stücke. Die wichtigste und grösste Gruppe bilden jene Profile, in denen der Fossilhorizont im Dach der Lidernenschichten liegt (Profile 10, 12, 15, 18, 25, 27, 34, 35, 36, 40, 47). Die meisten Vorkommen liegen also in der Nordfazies. Diejenigen am Walensee (47), im Schafboden (25) sowie an der Marwees (40) sind ganz lokal. In allen übrigen Profilen sind weder fossilreichere Schichten noch Kondensationshorizonte feststellbar.

4.4 Oberer Kieselkalk

«Oberer Kieselkalk» wird ebenfalls von FICHTER (1934) erstmals verwendet. Er versteht darunter die Schichten zwischen den oberen Mergelschiefern und der Echinodermenbreccie. Den Übergang von Mergelschiefern zu Oberem Kieselkalk bezeichnet er als allmählich. Nach der Formationsdefinition (FUNK 1969) umfasst der Obere Kieselkalk auch diese oberen Basismergelschiefer. Hierzu ist zu sagen, dass in unserem Gebiet diese Mergelschiefer wie auch jene des Unteren Kieselkalks fehlen. Höchstens ein erhöhter Tongehalt des Kieselkalkes kann festgestellt werden. Die Obergrenze ist im NE Helvetikum meist nicht durch die Kieselkalk-Echinodermenbreccie gegeben, die hier nur in wenigen Profilen vorkommt, sondern durch die Basis der Altmansschichten.

Die Mächtigkeit des Oberen Kieselkalkes ist relativ konstant, nur im E der Zentralfazies und in der Südfazies wird er etwas dünner. Es scheint, dass Oberer Kieselkalk und Kieselkalk-Echinodermenbreccie sich seitlich ersetzen können.

4.41 Lithologie

Zur Hauptsache besteht der Obere Kieselkalk wie der Untere aus Kieselsandkalken und mergeligen Kieselkalken. Auch hier finden wir in der Nordfazies Sandkalke und kieselige Sandkalke. Kleinzyklen fehlen in unserer Gegend in diesem Formationsglied, im Gegensatz zur Zentralschweiz. Die Bänke sind mächtiger. In der Südfazies schalten sich Glaukonitkalke und echinodermenspätige Gesteine ein (Tf. III, Mitte). Diese Schichten als eigenes Formationsglied neu abzutrennen, ist infolge ihres nur lokalen Auftretens nicht gerechtfertigt. Es handelt sich auch hier eher um ein lokales seitliches Ersetzen des Kieselkalks durch glaukonitisch spätiges Gestein.

Der Kieselkalk ist praktisch überall gleich ausgebildet. Von Auge sind im Handstück nur mergeligere und kalkigere Schichten zu unterscheiden. Interessant sind die besonders in der Südfazies häufig auftretenden, hellgrauen bis beigen Kalkknollen und Kalklinsen im bräunlich anwitternden Kieselkalk. Hie und da kommt diese Er-

scheinung auch im Unteren Kieselkalk der Südfazies vor. Häufig ist der Kalk dieser Knollen so stark wegerodiert, dass grosse Löcher im Gestein entstehen. Eine Analyse der beiden, direkt nebeneinanderliegenden Gesteinstypen führte zu folgenden Resultaten:

	Kieselkalk	Kalkknolle
Karbonat	52%	81%
Detritischer Quarz	20%	10%
Authigener Quarz	21%	8%
Glaukonit	5%	-
Pyrit	2%	<0,5%

Da die Sedimente einen so unterschiedlichen Gehalt an detritischem Quarz und Glaukonit aufweisen, ist sowohl eine Entkieselung der Knollen als auch eine teilweise Entkalkung des umgebenden Gesteins unwahrscheinlich. Wegen der primären Unterschiede, z. B. verschiedene Sandkorngrössen und fehlender Glaukonit in den Kalkknollen, denke ich eher an die Möglichkeit einer Einschwemmung halbverfestigter Sedimentbrocken.

4.5 Kieselkalk-Echinodermenbreccie

Im Gegensatz zur Zentralschweiz ist in unserem Gebiet die Ausbildung einer Echinodermenbreccie im obersten Abschnitt des Helvetischen Kieselkalkes recht selten. Der Name wurde 1867 von KAUFMANN eingeführt und hat sich seither eingebürgert, so dass eine Neubenennung, trotz dem unglücklich gewählten «-breccie» unzweckmässig erscheint. Um die Schicht von andern Echinodermenbreccien zu unterscheiden, wurde bereits von FICHTER (1934) das Wort «Kieselkalk» angefügt. Die Kieselkalk-Echinodermenbreccie liegt zwischen dem Oberen Kieselkalk und den Altmannschichten. Nirgends tritt in der Ostschweiz dieses Schichtglied so deutlich hervor wie in der Zentralschweiz.

4.51 Lithologie

Die Kieselkalk-Echinodermenbreccie besteht zum grössten Teil aus Echinodermen-spatkalk oder aus leicht kieseligem, glaukonithaltigem, sandigem, biogenem Kalk. Die Schichten sind meist bankig bis grobbankig.

4.52 Vorkommen und Mächtigkeit

Die Vorkommen sind meist lokal oder regional beschränkt (Tf. I). Die wichtigsten Gegenden sind der nördlichste Säntis sowie das Gebiet zwischen den östlichen Churfir-
sten und dem Alvier. Die lokalen Vorkommen an der Dürschlegli, SW des Rotstein-
passes wie auch im SE Alpstein fallen mit Zonen von reduziertem Oberem Kieselkalk
zusammen, was ebenfalls wieder für gegenseitiges Ersetzen der beiden Formationsglieder
spricht. Oft ist der Obere Kieselkalk im obersten Teil etwas spätig ausgebildet,
ohne bereits als Echinodermenbreccie bezeichnet werden zu können. Als entschei-
dende Kriterien sollten im Felde grobe Spätigkeit und Glaukonit benutzt werden. Die
Mächtigkeit des Formationsgliedes übersteigt 11 m nie (Profil 44). Meist liegt sie zwi-
schen zwei und fünf Metern.

4.53 Obergrenze des Helvetischen Kieselkalkes

Als Kriterium für die Obergrenze dieser Formation eignet sich am besten der Übergang vom spätigen Kalk im Liegenden zu den mergeligen Kalken der Altmannschichten, wobei die relative Grösse der spätigen Körner massgebend ist, denn auch die Altmannschichten können manchmal, besonders im N, leicht spätig sein, doch sind dann stets die liegenden Schichten sehr grobspätig.

4.6 Helvetischer Kieselkalk: Vergleich mit Nachbargebieten

Das erste gut beschriebene Profil aus dem autochthonen Gebiet stammt von ARN. HEIM (1910). Er beschreibt aus der Gegend des Kistenpasses 15m Kieselkalk und 3m Echinodermenbreccie. Das Profil musste aber nach den Aufnahmen TRÜMPYS im autochthonen Gebiet S des Hausstocks neu interpretiert werden. In seiner Diplomarbeit beschreibt TRÜMPY (1944) ein 27m mächtiges Profil des Helvetischen Kieselkalkes. Dort stellt er die Austerbank, welche von HEIM als Basis des Kieselkalkes angesehen wurde, als Zyklengrenzhorizont (grobsandig) in dessen Mitte, indem er die Kalke mit Sandknauern, welche HEIM zum Valanginian gezogen hatte, als Unteren Kieselkalk betrachtete. Die Austerbank wäre somit ein Äquivalent der Lidernenschichten, allerdings in einer Ausbildung ohne Glaukonit. Nach OBERHOLZER (1933) ist der Kieselkalk am Torkopf nur 6m mächtig, wobei aber nicht klar ist, ob auch hier vielleicht nur der obere Kieselkalk gemeint ist. Als einziges Formationsglied kann eine Echinodermenbreccie ausgeschieden werden. Im Gebiet von Vättis wird der autochthone Kieselkalk etwas mergelig.

Im Parautochthon bleibt nach OBERHOLZER im nördlichen Teil (Calanda) die Mächtigkeit und Ausbildung der Formation noch ähnlich wie im Autochthon. In der Kaminspitzschuppe wird der Kieselkalk aber gegen E geringmächtig (5m), wobei die Drusbergsschichten deutlicher zum Vorschein kommen. Diese Reduktion des Kieselkalks und die damit einhergehende Mächtigkeitszunahme der Drusbergsschichten fällt auch bei BETTENSTAEDT (1958) im N-Teil des von ihm untersuchten Gebietes auf. Möglicherweise ersetzen die Drusbergsschichten in dieser NE-Fazies den Helvetischen Kieselkalk.

Im südlichen Parautochthon (Tschepp–Flimserstein) wurde eine Mächtigkeitszunahme des Kieselkalkes auf 15m festgestellt. Aus der Glarner Decke beschreibt OBERHOLZER Mächtigkeiten von 20 bis 30m. Ob die glaukonithaltigen Knollen und Schlieren aus dem Profil Plattenalp (S. 321, Schicht Nr. 2 der Beschreibung) ein Äquivalent der Lidernenschichten darstellen, ist fraglich. 4–6m Echinodermenbreccie im Dach des Helvetischen Kieselkalkes können auch hier ausgeschieden werden.

In der Mürtschendecke stellt OBERHOLZER Einschaltungen von mergeligen Horizonten fest; die Mächtigkeit beträgt 40–45m. Dies stimmt recht gut mit meinem Profil 53 aus der nördlichen Mürtschendecke überein, wobei Oberholzer keine glaukonitischen Horizonte beobachtet hat, wie sie in Profil 53 deutlich hervortreten. Dafür fehlt dort die Echinodermenbreccie, wobei aber auch OBERHOLZER bemerkt, dass sie im Profil am Deyenstock nicht mehr ausgesprochen grobspätig ist.

In der Stirnregion der Axendecke ist der Helvetische Kieselkalk (inkl. Echinodermenbreccie) 50–60m mächtig, am Westfuss des Bächistockes nach OBERHOLZER aber bereits über 100m.

Am Glärnisch fand BLUMER (in OBERHOLZER, S. 327) oberhalb der Mitte des Kieselkalkes einige glaukonitreiche Kalklagen, von denen eine Fossilien führte. Aufgrund dieser Funde konnte die Schicht mit der Sentisianusbank HEIMS (S. 411) verglichen werden. Die Sentisianusbank tritt E der Linth nur am Mattstock und im Nordsäntis auf.

Im Silbergebiet wächst die Mächtigkeit auf etwa 140 m an (OBERHOLZER 1933; HANTKE 1961). Der Faziesstreifen des Silbergebietes zieht im Säntis-Churfürsten-Gebiet (TRÜMPY 1969) N der Amdener Mulde durch, wo die Mächtigkeiten noch merklich geringer sind (80–100 m), was auf eine allmähliche Mächtigkeitsabnahme von WSW nach ENE hinweist, wie wir sie auch innerhalb unseres Gebietes in der N- und Zentralfazies feststellen können. Mächtigkeiten von 140 m finden wir im Gebiet NW Quinten zwischen den Profilen 47 und 50.

Aus OBERHOLZERS Profil am Bockmattlistock (S. 332) kann man deutlich die im Churfürsten und Säntisgebiet übliche Unterteilung feststellen: Unterer Kieselkalk (Schicht 2a), Lidernenschichten (2b und c), Oberer Kieselkalk (2d–g), Kieselkalk-Echinodermenbreccie (3). Interessant ist hierbei, festzustellen, dass der Obere Kieselkalk bedeutend mächtiger ist als der Untere, was in unserem Gebiet nie der Fall ist. Ohne eingehende Neuaufnahmen in jener Gegend dürfen daraus aber noch keine Schlüsse gezogen werden.

Die grösste Mächtigkeit wird im Untersuchungsgebiet am Alvier erreicht (etwa 560 m). OBERHOLZER meldet vom Stirngewölbe am Fluebrig (Kt. Schwyz) ungefähr 700 m.

Für Vergleiche mit dem E gelegenen Gebiet (Vorarlberg) eignen sich die Arbeiten von SCHAAD (1926) und HEIM und BAUMBERGER (1933) am besten. An der Basis des Helvetischen Kieselkalkes im Vorarlberg fällt auf, dass Pygurus-schichten nicht beschrieben werden. Im N sind diese nach SCHAAD durch Kieselschiefer ersetzt. Ob die oft erwähnte sandige Basis im N und S ein Äquivalent der Pygurus-Sandkalk-Sedimentation darstellt, bedürfte neuer Detailuntersuchungen. Jedenfalls fand ich im Profil 46 (Zwurms bei Götzis) noch sichere Pygurus-äquivalente (Sand bis 1,6 mm). Im S, wo Kieselschiefer fehlen, ist der Übergang von Diphyoideskalk zu Kieselkalk glaukonitisch, ein Hinweis auf reduzierte Sedimentation.

Nach der Faziesabwicklung SCHAADS (S. 101) nimmt der Helvetische Kieselkalk von SW (etwa 100 m) im Streichen nach NE (etwa 40 m) ab. Gleichzeitig vermergelt die Basis und wird glaukonitisch. E der Canisfluh zeigt die Formation eine Mächtigkeitszunahme von N nach S von 30 m auf rund 120 m. Dieses Gebiet würde, bei einer Fortsetzung der Wildhauser in die Fraxernmulde, dem S-Teil unseres Zentralen Faziesgebietes entsprechen. Auch hier ist eine Abnahme der Mächtigkeit gegen E zu beobachten.

4.7 Altmannschichten

Die Altmannschichten sind lithologisch sehr variabel. Ihre Stellung als unterstes Formationsglied einer noch zu definierenden «Drusberg-Formation» wurde vom Autor (1969) statuiert. Dort ist auch das Paratypusprofil sowie das Profil am Altmannsattel beschrieben.

4.71 *Begrenzung*

Meist ist es einfach, die Untergrenze zu legen, besonders dort, wo sich im Liegenden eine Echinodermenbreccie befindet. Ein allgemein gültiges Kriterium kann nicht gegeben werden (S. 414); am günstigsten ist es, die Grenzen aufgrund von Vergleichen mit dem Paratypusprofil zu ziehen.

Grössere Probleme stellt die Obergrenze. Im allgemeinen wird die Grenze dort gezogen, wo der Glaukonit verschwindet, doch ist auch dieses Kriterium nicht eindeutig. Gerade im Paratypusprofil verschwindet der Glaukonit nach etwa fünf Metern; in Schicht 22, rund 20m über der Basis, erscheint er aber wieder. Obschon in den Schichten 25–27 Glaukonit praktisch fehlt, wird die Obergrenze der Altmansschichten erst im Dach von Schicht 27 gelegt, um diesen stark fossilhaltigen Horizont noch in die Altmansschichten einzubeziehen, und wegen des noch kalkigen Habitus von Schicht 26. Der eigentliche Fossilhorizont der Altmansschichten liegt in Schicht 24. Diese Schicht bildet bei KEMPF (1966, S. 17) das Dach der Altmansschichten.

Nach unserer Interpretation liegt der Beginn der Drusbergschichten an der Basis der knolligen Kalke. Diese Grenzziehung ist in vielen Profilen praktisch leicht durchführbar (Profile 8, 10, 12, 14, 20, 27). Figur 41 zeigt die Art der Untergrenze der Altmansschichten. An den Stellen, wo heute Kondensationszonen vorliegen, muss einmal chemische oder physikalische Erosion wirksam gewesen sein (S. 407).

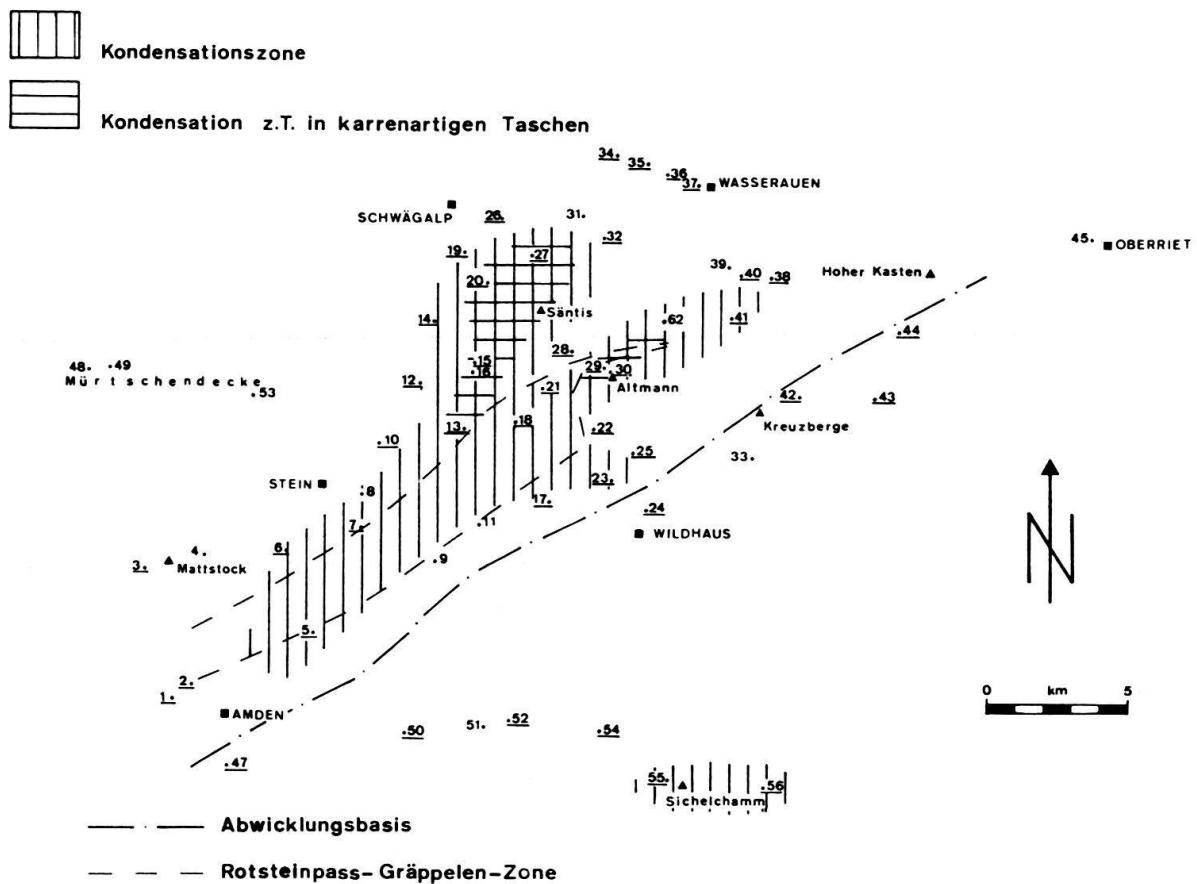


Fig. 41. Untergrenze der Altmansschichten. (Die unterstrichenen Profile dienen als Grundlage dieser Figur. Unterlage abgewickelt.)

4.72 Mächtigkeit

Die Mächtigkeit der Altmansschichten schwankt sehr stark (Tf. I). Das Maximum erreicht sie in ALB. HEIMS Gewölbe 1a (1905), zwischen Stein und Ebenalp. Lokale grössere Mächtigkeiten finden sich noch am Walensee (47), am Altmannsattel (30) (S des Rotsteinpasses [29] ist die Mächtigkeit bereits stark reduziert) und am Alpsigel (38).

4.73 Lithologie

Verschiedene Gesteinstypen bauen die Altmansschichten auf. Obwohl Mergel und Kalkmergel vorherrschen, sind sogar spätige Kalke, Glaukonitite und Kieselkalk in diesem Formationsglied vertreten. Die Variationen von Profil zu Profil sind gross, und nur regional ist es daher möglich, zu korrelieren. Diese Vielfalt erwähnte auch KEMPF (1966). Sie führte im frühen Stadium der stratigraphischen Forschung im Helvetikum sogar zu Verwechslungen. So sah Kaufmann z. B. am Pilatus die Altmansschichten zwischen Klimsen und Pilatus-Kulm als Wiederholung der Basis des Kieselkalkes bzw. des «Neocomiens» an.

Im Paratypusprofil ist kieseliger Mergelkalk der hauptsächlichste Gesteinstyp, eingeschaltet zwischen die untere und die obere Kondensationszone. Diese werden durch glaukonitischen Biocalcarene, glaukonitische Mergel und Hardgrounds gebildet.

In der Alviergegend sind die Altmansschichten glaukonitische, kieselige Kalke. Der untere Kondensationshorizont liegt, wie ein Vergleich mit Profil 56 zeigt, noch in den obersten Schichten des Oberen Kieselkalkes. Der obere Horizont (58/22) allerdings liegt in den Altmansschichten. Der in den Wiesen E des Barbieler Grates oft auf Schichtoberflächen hervortretende Horizont ist lithologisch eher der unteren Fossilbank (58/13) gleichzustellen.

4.74 Verbreitung in den Nachbargebieten

Im Autochthon sind Altmansschichten nach OBERHOLZER nicht nachgewiesen. Bereits im Parautochthon dagegen finden sich zwischen Kieselkalk-Echinodermenbreccie und Drusbergmergeln glaukonitische Kalke von 0,5 bis 2 m Mächtigkeit, die den Altmansschichten gleichgestellt werden dürfen. In der Glarner Decke wurde am Hüttenkopf (Schild) nur eine Vermergelung der Kieselkalk-Echinodermenbreccie bemerkt, während am Glärnisch wieder 1–2 m glaukonitischen Kalkes gemessen wurden.

In der Mürtschendecke fehlen nach OBERHOLZER Altmansschichten SE der Linthebene. Auch ich fand in den Profilen 49 und 53 keine Anhaltspunkte.

In der Axendecke nehmen sie von N (1 m) nach S (3 m) zu. Im Silbergebiet erreichen sie gar eine Mächtigkeit von 18 m, was ungefähr den Profilen im Nordsäntis entspricht. In der Abwicklung weiter gegen S gehen sie dann auf 4–10 m zurück, um in der Drusbergdecke (Saaspass) erneut auf 26 m anzuschwellen. Hier handelt es sich wahrscheinlich um eine lokale Mächtigkeitsspitze, wie wir sie bereits aus unseren Profilen vom Altmannsattel (30) und vom Walensee (47) kennen. Allerdings fällt auf, dass sich dieses Profil (OBERHOLZER 1933; S. 334) recht gut mit unserem Paratypusprofil an der Tierwis vergleichen lässt.

Im Vorarlberg finden sich nach SCHAAD (1926, S. 95) nirgends deutlich ausgeprägte Altmannschichten. Die obersten Kieselkalkpartien sind wohl hie und da glaukonitisch, aber dies dürften eher Äquivalente der Kieselkalk-Echinodermenbreccie sein.

Im südlichen Gebiet scheinen die Drusbergmergel selbst an der Basis glaukonitisch und z. T. kieselig zu werden (SCHAAD, S. 95), was auf Altmannschichten hindeuten kann. HEIM und BAUMBERGER (1933, S. 183) beschreiben eine 30cm dicke, glaukonitische Altmannbank aus der Gegend von Schnepfau (Bregenzer Wald).

4.8 Drusbergmergel

Die Drusbergmergel wären das zweite Formationsglied der Drusbergformation (S. 415). Sie wurden in der Ostschweiz in neuerer Zeit durch LIENERT (1965) untersucht. Leider machte er nur wenige Angaben über seine Auffassung der Abgrenzung zu den Altmannschichten. Die Trennung aufgrund eines Körnerpräparates scheint insofern günstig, als auch in unserem Paratypusprofil an der Tierwis die Häufigkeit idiomorpher, authigener Quarzkriställchen in Schicht 28 erheblich über derjenigen in den darunterliegenden Schichten steht. Die übrigen Parameter können aber nicht bestätigt werden und sind vielleicht nur lokal von Bedeutung. Die Definition der Grenze zwischen Altmannschichten und Drusbergmergeln sollte im Rahmen einer allgemeinen Bearbeitung der Drusberg-Formation geschehen.

4.9 Zusammenfassung

Wichtig ist das Fehlen von eigentlichen Schiefern sowohl an der Basis des Unteren als auch des Oberen Kieselkalkes. Ferner fehlt auch eine eigentliche Untere Echinodermenbreccie; sie wird wohl teilweise im spätigen unteren Teil der Lidernenschichten vertreten sein. Die obere Kieselkalk-Echinodermenbreccie tritt ebenfalls nur regional oder gar lokal auf. Dies deutet alles darauf hin, dass der Sedimentationsraum des Helvetischen Kieselkalkes in der NE-Schweiz keinen allzugrossen horizontalen und vertikalen Schwankungen unterworfen war, im Gegensatz z. B. zur Gegend des Entlebuch, wo an der Schibenfluh die Basis durch feine Mergelschiefer, das Dach durch grösste Echinodermenbreccie gebildet wird und wo fehlender Glaukonit auf regelmässige Sedimentation hindeutet. Auch konnten im Gegensatz zu den westlichen Nachbargebieten (Schilt und Glärnisch, SCHINDLER 1959) keine synsedimentären Brüche direkt nachgewiesen werden. Alle seitlichen Faziesübergänge und Mächtigkeitsänderungen sind zwischen Linth und Rhein kontinuierlich, und Weichbreccien fehlen, so dass Störungen dieser Art unwahrscheinlich sind. Möglicherweise treten sie im Vorarlberg wieder auf, worauf die brüskten Faziesänderungen E des Rheins hindeuten.

Keine Grenze ist eindeutig synchron. Am wenigsten heterochron ist die Basis des Unteren Kieselkalkes, wobei aber die Unterlage sehr verschiedenaltrig sein kann. Gewisse Stellen haben stärkere Kondensation durchgemacht als andere.

Die Grenzen der Formationsglieder innerhalb des Helvetischen Kieselkalkes sind alle heterochron. Lidernenschichten ersetzen im mittleren Gebiet der N-Fazies Teile des Unteren Kieselkalkes. Vor allem in der Südfazies ersetzen sie Teile des Oberen Kieselkalkes (Tf. III). Im selben Gebiet vertreten sich Oberer Kieselkalk und Kieselkalk-

Echinodermenbreccie seitlich, wobei auch innerhalb des Oberen Kieselkalkes glaukonitische, echinodermenbreccienartige Gesteine auftreten können (Profile 50–55, Tf. III).

Die Grenze Helvetischer Kieselkalk–Altmannschichten ist ebenfalls heterochron, wie Kapitel 5 und 6 zeigen werden.

5. BIOSTRATIGRAPHIE

Obschon die biostratigraphische Gliederung nicht notwendigerweise mit der chronostratigraphischen übereinstimmt (HEDBERG 1958, 1970; ZIEGLER 1967), sind doch die Fossilien noch das beste Hilfsmittel zur Altersbestimmung (SCHINDEWOLF 1960; WIEDMANN 1969).

Bei uns stossen wir allerdings wegen der schlechten Erhaltung des Materials beim Bestimmen der Fossilien auf grosse Schwierigkeiten. Die Diagnose vieler Arten ist nach mündlicher Mitteilung von O. RENZ unzulänglich, so dass sichere Artbestimmungen nur in wenigen Fällen möglich sind.

Das Problem der Kondensationshorizonte in den Pygurussschichten wurde bereits in Kapitel 4.13 behandelt. Es zeigte sich dort, dass in der «Gemsättelschicht» sowohl Ammoniten des oberen Valanginian als auch des unteren Hauterivian vorkommen. Die «Rahbergschicht» dagegen enthält eine reine Hauterivian-Fauna.

Aus den Lidernenschichten und aus der Sentisianusbank fehlen bestimmbar Ammonitenfunde, und es ist somit keine Zoneneingliederung möglich.

Die Altmannschichten entsprechen z. T. sicher dem oberen Hauterivian (Zone der *Pseudothurmannia angulicostata*), wie dies Ammonitenfunde von KEMPF (1966, S. 17, Horizont 6) und mir von der Tierwis sowie weitere Funde (Institutssammlung) vom Altmannsattel und von der Neuenalp beweisen. Alle diese Funde stammen vom unteren Kondensationshorizont. Aus dem oberen Horizont ist nur in Profil 41 ein Ammonit gefunden worden. H. RIEBER konnte ihn als *Torcapella falcata* BUSNARDO bestimmen. BUSNARDO hat die Gattung *Torcapella* nov. g. 1970 neu aufgestellt. Dazu gehören die bisher zu *Saynella* gestellten Formen des Barremian.

Im obersten Helvetischen Kieselkalk (Echinodermenbreccie oder Oberer Kieselkalk) kann im Alviergebiet die sog. «Knorzschicht» (ESCHER in MOESCH 1881) ebenfalls in die Zone der *Pseudothurmannia angulicostata* gestellt werden, dank einem Fund einer *Pseudothurmannia* sp. (56/9). Auch MOESCH (1881) zitiert aus diesem Horizont bereits eine *Pseudothurmannia angulicostata* (D'ORB.).

Interessant ist in diesem Zusammenhang noch der Fund von Hauterivian-Ostrakoden aus den Drusbergschichten der Bayerischen und Vorarlberger Alpen durch Bettenstaedt. Die Vergleichsformen stammen allerdings aus dem nordwestdeutschen Bereich. Die Beobachtung könnte für ein schon lithologisch vermutetes, seitliches Vertreten von Helvetischem Kieselkalk und Drusbergschichten gegen E sprechen.

6. CHRONOSTRATIGRAPHIE

Die Chronostratigraphie ist die jüngste eigenständige stratigraphische Gliederung. Allerdings ist die Definition von Stufen noch nicht geklärt. Sehr nützlich ist der Vorschlag von CALLOMON und DONOVAN (1966); sie wollen die Stufen lediglich aufgrund