Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 29 (1936)
Heft: 2

Artikel: Geologie des Rawilgebietes : topogr. Atlas, Blatt 472. Lenk, SE-Ecke
Autor: Schaub, Hans Peter
Kapitel: Stratigraphie
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-159619

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: 03.07.2025

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

und sich der Simme und damit dem Rheine zuwendet. Die Wasserscheide zwischen dem Einzugsgebiet der Rhone und demjenigen des Rheines zieht sich vom Wildhorn zum Mittaghorn, und von dort über die Rawilpasshöhe zum Rohrbachstein.

In diesem morphologischen Bild spiegelt sich der tektonische Bau wider. Wir finden von S nach N folgende, von M. LUGEON durch Ziffern (in Klammern) unterschiedene Einheiten:

I. Wildstrubelfalte (9)
II. Rawilmulde (VIII)
III. Wildhornfalte (8)
IV. Iffigenmulde (VII)
V. Niesenhornfalte (7B)
VI. Mulde von Stiereniffigen (VII)
VII. Hohbergfalte (6)

Dazu kommen zwei in der „Zone des Cols" erscheinende Fenster:

VIII. Fenster von Schwand
IX. Fenster von Lenk

Die geographischen Ortsbezeichnungen, die in den folgenden Ausführungen verwendet werden, beziehen sich, soweit es sich um die Blätter Lenk, Gemmi und Adelboden handelt, auf die von der Landestopographie bis 1935 redigierten photogrammetrischen Neuaufnahmen; für Blatt St. Léonard gelten die Namen, die die „Carte géologique des Hautes-Alpes Calcaires entre la Lizerne et la Kander" enthält.

Was frühere Bearbeitungen betrifft, so kann ich mich darauf beschränken, auf die 1910 erschienene „Carte géologique des Hautes-Alpes Calcaires entre la Lizerne et la Kander 1 : 50.000" M. LUGEON's und den zugehörigen Band N. F. 30 der „Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz", der eine eingehende Besprechung der älteren Literatur enthält, zu verweisen (Lit. 66; 45).

Stratigraphie.

Die Schichtserie der Wildhorn-Decke umfasst im bearbeiteten Gebiete alle Kreidestufen von den Valanginienmergeln bis zum Turonien, dazu das Maestrichtien und das Eocaen. Ältere Schichten treten nicht an die Oberfläche, sie sind wahrscheinlich im S als Deckenkern zurückgeblieben.

In der nachfolgenden Detailbeschreibung unterscheide ich folgende Gruppen:

I. Valanginien und Hauterivien
II. Barrémien und Unteres Aptien
III. Oberes Aptien bis Turonien
IV. Maestrichtien
V. Eocaen

I. Valanginien und Hauterivien.

Die Aufschlüsse dieser Stufen sind sehr ungünstig, da tiefe Quertäler durch die Ketten fehlen. Aufgeschlossen sind Valanginien-Hauterivien in längerem Zuge einzig im Kern der Wildhornfalte zwischen Kirchli und Firstli; lokal begrenzte Aufschlüsse zeigen sich im Durchbruch des Iffigenbaches durch das Hohberggewölbe und in der Wildstrubelfalte im Tal der Liène.

Valanginien tritt innerhalb dieses Verbreitungsgebietes nur am NW-Hang des Mittaghorns zu Tage, beschränkt auf ein ca. 1 km langes Teilstück des Gewölbekernes, das beidseitig von Querbrüchen begrenzt ist. Die weichen Valanginienmergel bedingen ein sanfter geböschtes Band. Aus der Lage dieser Mergel im Kern der Falte und aus ihrer auffallenden Ähnlichkeit mit dem sicheren Valanginienkern der Wildhornfalte in der Lohnergruppe geht ihre Zugehörigkeit zum Valanginien deutlich hervor.

Wie im tektonischen Teil ausgeführt wird, wird der Valanginienkern vom darüber folgenden Hauterivien durch eine tektonische Fläche getrennt, es liegt eine „Untervorschiebung" vor. Normalen Schichtverband zeigt dagegen die verkehrte Serie (Taf. XXV, Prof. 3) und zwar konnte folgendes erkannt werden:

An der Untervorschiebung erscheint das Valanginien als brecciöser, feinspätiger Kalk. Im Schliff erkennt man, dass der Calcit völlig in kleinen Rhomboëdern auskristallisiert ist, während sich die tonige Substanz zu grösseren Partien konzentriert hat und so das brecciöse Aussehen hervorruft. Ähnliche Gesteine finden sich auch im Kieselkalk häufig an tektonischen Störungen. Darunter folgen 35 m schwarze, leicht spätige Mergelkalke mit glänzenden Tonhäuten. In dieser Mergelserie zeigen sich deutliche Stirnfältelungen, sie ist deshalb als Gewölbekern zu deuten. In verkehrter Lage folgt ein 2 m mächtiger, gebankter, spätiger Kalk, der hellbraun anwittert und ähnlich wie Urgon aussieht. Er zeigt im Schliff Onkoide und Echinodermenfragmente. Dann erscheinen, immer in verkehrter Lagerung, dichte graue Kalke mit schwarzen Tonhäuten und dunkeln Flecken auf dem frischen Bruch. Ihre Mächtigkeit beträgt 35 m. In sie eingelagert sind Bänke des spätigen, onkoidischen Kalkes. Sie gehen allmählich über in dünnplattigen Kieselkalk. Eine scharfe Grenze zwischen beiden Gesteinen, die morphologisch sehr deutlich sich unterscheiden, lässt sich nicht erkennen. Der dünnplattige Kieselkalk ist schwarz und feinspätig, nach unten wird er bankiger. Er ist ca. 100 m mächtig. Auf ihn folgt ein Band hellgrau anwitternden spätigen Schieferkalks von 3 m Mächtigkeit. Er geht über in Kieselkalk, der zunächst noch schieferig ist, dann aber bankig wird.

In der ganzen beschriebenen Schichtserie fand ich keine Fossilien. Auch gelang es mir nicht, die anderwärts beobachteten Glaukonit- und Fossilhorizonte des Gemsmättli und des Schiffli zu finden. Es

ist deshalb schwierig, mit andern Gebieten zu parallelisieren und die Grenze Valanginien/Hauterivien festzulegen. Aus lithologischen Gründen ist man geneigt, das Hauterivien mit dem Einsetzen des Kieselkalkes beginnen zu lassen. Dann erhebt sich aber die Frage nach dem Verbleib des Valanginienkalkes. Nach verschiedenen Autoren ist er in benachbarten Gebieten in Kieselkalkfacies ausgebildet (Lit. 22, p. 18; 24, p. 214; 39, p. 93). Demnach müsste die Grenze an die Basis des hellgrauen Schieferbandes gelegt werden. Ob diese Deutung richtig ist, muss offen gelassen werden. Ich verweise hier auf die später erscheinende Arbeit von A. VISCHER über die westlich anschliessenden Teile der Wildhorn-Decke, wo Valanginien und Hauterivien sehr viel besser aufgeschlossen sind und eine nähere Prüfung der Schichtfolge gestatten. Bei meiner Kartierung legte ich die Grenze Valanginien-Hauterivien an den morphologisch gut sichtbaren Beginn der Kieselkalkfacies.

Für die Gliederung des Hauterivien, dessen Mächtigkeit ich auf 200 m schätze, bietet der Rawilweg südlich von Iffigen gute Aufschlüsse (Taf. XXV, Prof. 2). Im verkehrten Schenkel der Wildhornfalte erkennt man einen zweimaligen Wechsel von schiefrigen zu grobbankigen Lagen, der vielleicht den von H. J. FICHTER (Lit. 19, p. 27) aufgestellten Zyklen entspricht. Die tiefere Serie endet einige Meter unter der Blattihütte mit einem spätigen Kalk, der im Schliff schlecht erhaltene Echinodermentrümmer und sehr viel Calcitkörner zeigt. Die zweite Serie beginnt mit hell anwitternden feinen Schieferkalken, die in schiefrigen Kieselkalk übergehen. Diese Schiefermergelzone kann möglicherweise dem „Schynigen Band" P. BECK's (Lit. 6, p. 15) gleichgesetzt werden.

Der Kieselkalk endet im Nordschenkel der Wildhornfalte mit einer 1,5—2 m mächtigen groben Echinodermenbreccie mit spärlichem Glaukonit (Lit. 45, p. 133 und 227). Ihre hellgelbe Verwitterung macht sie leicht kenntlich. Zweifellos entspricht diese Bank der Echinodermenbreccie, die in der Zentralschweiz (Lit. 13, p. 26; 15, p. 13; 19, p. 25) als ausgezeichneter Leithorizont das Hauterivien abschliesst. Im Wildhorngebiet ist dieser Horizont jedoch nicht durchgehend vorhanden. Er fehlt schon im Südschenkel der Wildhornfalte, ebenso in der Wildstrubelfalte. Doch bestehen die Phosphoritknollen der Altmannschichten (s. unten) aus aufgearbeiteter Echinodermenbreccie. Dies kann dahin gedeutet werden, dass die letztere ehemals auch im Südschenkel der Wildhornfalte vorhanden war, dann aber aufgearbeitet wurde. Doch kann man auch annehmen, dass die Echinodermenbreccie hier primär fehlt, d. h. durch Kieselkalkgestein vertreten ist. Dafür spricht, dass in der Wildstrubelfalte weder die Echinodermenbreccie noch die Altmannschichten ausgebildet sind. Dies dürfte der bathyaleren Facies im südlichen Helvetikum entsprechen.

II. Barrémien und unteres Aptien (Bedoulien).

In Anlehnung an die Stratigraphie der Zentralschweiz (Lit. 13; 15; 19; 27) nehme ich folgende Gliederung vor:

1. Altmannschichten
2. Drusbergschichten
3. Unterer Schrattenkalk
4. Untere Orbitolinaschichten
5. Oberer Schrattenkalk.

1. Altmannschichten.

Das Auftreten der Altmannschichten ist beschränkt auf die Wildhornfalte (s. Taf. XXIV). Das am besten zugängliche Profil dieser Schichten befindet sich am Rawilweg ob Iffigen bei Quote 1870 m im verkehrten Schenkel der Falte. Da die Altmannschichten im Gebiete W der Kander bis heute nicht als solche unterschieden wurden, gebe ich hier eine genaue Beschreibung des Profils am Rawilweg.

1.	Dunkler, feinspätiger, braun anwitternder Kalk in 20 cm mächtigen Bänken, wechsellagernd mit Mergelbänken von 10 cm Dicke.		Kieselkalk
2.	Grobe Echinodermenbreccie, hell gelblich anwitternd	1,5 m	
3.	Dunkler, spätiger Kalk mit Phosphoritknollen. . .	0,1 m	Altmannschichten
4.	Feinspätiger Schieferkalk mit Glaukonit	0,02 m	
5.	Schwarze, schiefrige Kalke mit Glaukonit	2,8 m	
6.	Grobspätiger Kalk, an der Basis mit Glaukonit . . Im Schliff: Onkoide, keine Echinodermentrümmer	1,5 m	
7.	Spätige Kalke, wechsellagernd mit Schiefermergeln	3 m	Drusbergschichten
8.	Schwarze Schiefermergel	20 m	
9.	Dunkelgrauer, spätiger, gelblich anwitternder Kalk Im Schliff: Oolithe	1 m	
10.	Mergelkalke und Mergel in Wechsellagerung. . . .	130 m	

Die Phosphoritknollen, die in Schicht 3 auftreten, zeigen im Dünnschliff teilweise die Struktur der Echinodermenbreccie (Schicht 2), teilweise diejenige des Kieselkalkes (Schicht 1). Deutlich erkennt man die Echinodermentrümmer und die Spongiennadeln, die für die beiden Gesteine typisch sind. Nur die Grundmasse ist phosphoritisiert. Diese Phosphoritknollen sprechen für eine Aufarbeitung vor beginnender Ablagerung der Altmannschichten. Bestimmbare Fossilien konnte ich darin nicht finden.

In der Wildstrubelfalte, wo die Altmannschichten fehlen, lässt sich eine scharfe Grenze Hauterivien/Barrémien nicht finden. Der Kieselkalk geht allmählich über in die Drusbergschichten. Nur morphologisch macht sich der Wechsel bemerkbar, da die Drusbergschichten eine sanftere Böschung bedingen.

2. Drusbergschichten.

Die Drusbergschichten sind eine 120—150 m mächtige Serie von Mergeln und Mergelkalken. Die Kalke unterscheiden sich oft nicht vom Kieselkalk (Lit. 13, p. 27; 15, p. 14), sie sind kieselig und zeigen im Schliff Spongiennadeln. Exogyren, wie wir sie aus der Zentralschweiz kennen, sind nicht vorhanden.

Im obersten Teil der Drusbergschichten verlieren sich die Mergellagen, die Kalke werden spätig und hell. Ganz allmählich setzt die Urgonfacies ein. Einzelne Bänke typischen Schrattenkalks liegen in bankigem Mergelkalk. Der Übergang vollzieht sich nicht überall auf gleicher Höhe. Vielmehr ist im südlichen Teil der Plainemorte der ganze untere Schrattenkalk in mergeliger Facies ausgebildet. Was wir beobachten können, ist also eine Faciesgrenze in verschiedener stratigraphischer Höhe. Als Kriterium dafür wurde das Verschwinden der Mergelzwischenlagen, welches morphologisch gut kenntlich ist, genommen.

3. Unterer Schrattenkalk.

Der untere Schrattenkalk ist ein 180—200 m mächtiger, wenig gebankter Kalkkomplex, der grosse Steilabstürze bildet. Zusammen mit dem oberen Schrattenkalk ist er das verbreitetste Gestein des Gebietes.

Bei genauerer Prüfung ergibt sich im unteren Schrattenkalk von unten nach oben folgende Dreiteilung:

a. Spätige, grau anwitternde Kalke	120—150 m
b. Echinodermenbreccie mit häufigen Orbitolinen, die in der verwitterten Oberfläche als weisse, schmale Vertiefungen erscheinen. In der Wildhornfalte und am Hohberg ist die Schicht reich an zerdrückten und zertrümmerten Rhynchonellen	20 m
c. Feinspätiger, grobbankiger Kalk, weiss anwitternd wie oberer Schrattenkalk. Die obersten Bänke führen Requienien . .	30 m

Im Südschenkel der Wildstrubelfalte kann man feststellen, dass der untere Schrattenkalk an Mächtigkeit abnimmt. Die Facies der Drusbergschichten reicht immer höher hinauf, bis etwas südlich der Gebietsgrenze der ganze untere Schrattenkalk, soweit er infolge der tiefgreifenden Transgression der Wangschichten noch vorhanden ist, den Drusbergschichten Platz gemacht hat. Dieses Verschwinden der Urgonfacies ist typisch für die südlichsten helvetischen Falten (Lit. 19, p. 27; 59, p. 147; 63, p. 4).

4. Untere Orbitolinaschichten.

Die unteren Orbitolinaschichten erscheinen in der Schrattenkalkwand als gebänderte, etwas stärker verwitternde Zone. Zwischen hellen Kalken liegen in Abständen von mehreren Metern 4 bis 6 sandige

Mergelkalklagen. Sie wittern gelblich an und bilden tiefe Kehlen. Die Mächtigkeit dieser Lagen beträgt 0,2 bis 1 m. Im Gegensatz zum quarzfreien Schrattenkalk bilden eckige Quarzsplitter einen Hauptbestandteil der Mergelkalkbänke. Die Gesamtmächtigkeit der unteren Orbitolinaschichten beträgt ca. 20 m. Typisch ausgebildet sind die unteren Orbitolinaschichten in der Rawilmulde. Dort führt die oberste Kalkmergelbank Orbitolinen in Menge. Nach N kann man die Orbitolinaschichten bis in die Niesenhornfalte verfolgen. Ihre Ausbildung bleibt die gleiche, doch fehlen schon im Nordschenkel der Wildhornfalte die Orbitolinen. Nördlich der Niesenhornfalte sind die unteren Orbitolinaschichten der Eocaentransgression zum Opfer gefallen. In der Wildstrubelfalte verlieren die Orbitolinaschichten an Bedeutung, einzelne Kalkmergelbänke lassen sich nicht unterscheiden. Auch hier ist eine eigentliche Orbitolinabank nicht mehr vorhanden.

5. Oberer Schrattenkalk.

Der obere Schrattenkalk hat eine Mächtigkeit von 30 bis 50 m. Er bildet den grössten Teil der ausgedehnten Karrenfelder in der Plainemorte, am Téneheitgletscher und am Schneidehorn. Er fehlt völlig in der Hohbergfalte und den nördlicheren Fenstern, wo das Eocaen auf unteren Schrattenkalk transgrediert, und ebenso am Südrande der Plainemorte, wo die Transgression der Wangschichten auf unteren Schrattenkalk greift. Seine volle Mächtigkeit zeigt der obere Schrattenkalk in der Rawilmulde und in der Wildstrubelfalte.

Typisch für den oberen Schrattenkalk ist seine weissgraue Verwitterungsfarbe, die grobe Bankung und die karrige Verwitterung. Besonders in den obersten Bänken treten nicht näher bestimmbare Requienien, Nerineen und Korallen gesteinsbildend auf. In den Schliffen sind Orbitolinen, Milioliden und Diploporen sehr häufig.

III. Oberes Aptien (Gargasien) bis Turonien.

Die Schichtserie, welche diesen Stufen entspricht, erreicht eine totale Mächtigkeit von nur 50 m. Sie setzt sich zusammen aus sehr verschiedenen Gesteinen, ist überall leicht erkennbar und führt überdies wichtige Leitfossilien. Diese Tatsachen veranlassten zu einer eingehenden Untersuchung. Dabei hielt ich mich jedoch nicht an die Grenze meines engeren Aufnahmegebietes, sondern verfolgte die Schichtserie nach SW bis an das Tal der Sionne (südlich des Wildhorns) und nach NE bis an den Lohner bei Adelboden (s. Fig. 1, S. 347). Im folgenden benenne ich die Schichtserie der Kürze halber Mittlere Kreide, obwohl das Aptien meistens zur unteren Kreide gestellt wird.

Verbreitung und Faciesprofile.

(Siehe Fig. 1)

Die Aufschlüsse im Tal der Sionne sind die westlichsten Vorkommen mittlerer Kreide in der Wildhorn-Decke. Nordostwärts von da tritt die mittlere Kreide in einer schmalen Zone auf, die im N begrenzt wird durch die Eocaentransgression, im S durch die Transgression der Wangschichten. Die Linie, auf der das Eocaen den oberen Schrattenkalk erreicht, fällt ungefähr zusammen mit der Kulmination der Wildhornfalte. Die Transgression der Wangschichten auf dem oberen Schrattenkalk kann man beobachten an der Charmettaz (Blatt St. Léonard), wie M. LUGEON's Karte (Lit. 66) angibt, sodann in der Plainemorte westlich Luton P. 2514,7 und am Wildstrubel wenig nordwestlich Gipfel 3243,5 (S)[1]) (Blatt Gemmi). Mittlere Kreide ist also vorhanden in der Wildstrubelfalte, in der Rawilmulde und auf dem Südschenkel der Wildhornfalte. In diesem schmalen Bezirk ist die Facies nicht einheitlich. Vielmehr lassen sich drei verschiedene Facieszonen beobachten, die den Falten parallel laufen. Ich nenne sie Nord-, Mittel- und Südfacies und beschreibe im folgenden für jede ein charakteristisches Profil.

A. Nordfacies.

Ein typisches Profil beobachtete ich am E-Hang des Schneidehorns, wenig unter dem Gipfel. Auf oberen Schrattenkalk folgt (Fig. 2, A, S. 348):

1.	Gelbgrauer, schlierig-gebänderter Kalksandstein[2])	2 m
3.	Schwarzer, rot anwitternder, bröckeliger Schiefersandstein, meist durch Schutt verdeckt	0,5 m
4.	Gelber Schiefersandstein	0,1 m
5.	Grauer, glaukonitischer Kalk mit schwarzen Phosphoritknollen und Phosphoritfossilien (Fossilschicht)	0,4 m
6.	Grünsandiger, feinspätiger Kalk mit seltenen Phosphoritknollen	0,5 m
7.	Dichter, grauer Kalk, an der Basis mit seltenem Phosphorit (Seewerkalk)	10 m
8.	Gelblicher Schiefermergel (Seewerschiefer)	

Schicht 8 fehlt am Schneidehorn infolge der Erosion und ist deshalb aus andern Profilen ergänzt.

Gleiche und ähnliche Profile findet man auf dem Rawilpass, 500 m nördlich von P. 2401, in den Karrenfeldern S und E vom Rawilsee, in den Laufböden zwischen P. 2431 und P. 2255,5 (Firstli), im Tierbergtäli südlich von P. 2326, nordöstlich vom Räzligletscher

---

[1]) Der Wildstrubel hat zwei Gipfel, die beide 3243,5 m hoch sind. Der eine liegt ca. 1 km NNE vom andern, wir bezeichnen sie deshalb als P. 3243,5 (N) und 3243,5 (S) (s. Fig. 1).

[2]) Für die Numerierung der Schichten s. p. 352 ff.

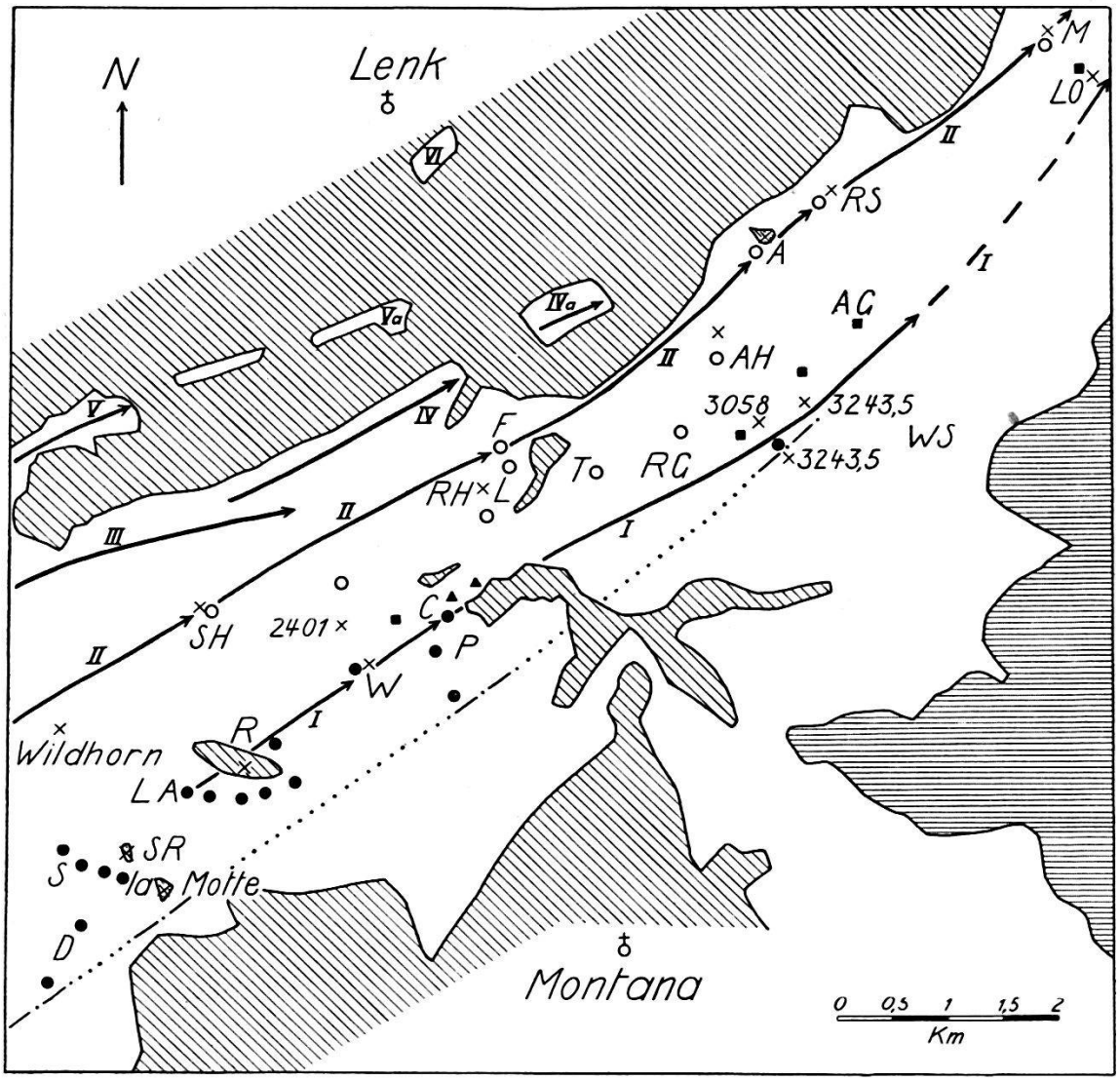


Fig. 1. *Verbreitung der Mittleren Kreide in der Wildhorn-Decke zwischen Wildhorn und Lohner.*

Ultrahelvetische Decken

Wildhorn-Decke

Gellihorn-Decke und Doldenhorn-Decke

Faltenaxe (Pfeil = Axialgefälle)

Transgression der Wangschichten auf Oberen Schrattenkalk

○ Profil der Nordfacies

▪ Profil der Mittelfacies

▲ Profil der Südfacies mit Oberen Orbitolina- und Luitereschichten

● Profil der Südfacies

I Wildstrubelfalte. *II* Wildhornfalte. *III* Niesenhornfalte. *IV* Hohbergfalte. *IV a* Käliberg. *V* Holzersfluhfalte. *V a* Fenster von Schwand. *VI* Fenster von Lenk.

A Ammertengrat P. 2613,4. *AG* Ammertengrat P. 2827. *AH* Ammertenhorn. *C* Col de la Plainemorte. *D* Plateau NW Donin. *F* Firstli. *L* Laufböden. *LA* Lac des Audannes. *LO* Lohner. *M* Mittaghorn P. 2677,9. *P* Plainemorte. *R* Rawilhorn. *RG* Räzligletscher. *RH* Rothorn. *RS* Rotstock. *S* Plateau von La Saourie. *SH* Schneidehorn. *SR* Sex rouge. *T* Tierbergtäli. *W* Wetzsteinhorn. *WS* Wildstrubel.

östlich P. 2505, am Ammertenhorn südlich von P. 2618,0 am Ammertengrat südwestlich von P. 2613,4, am Rotstock 2624 (die 5 letzten Profile auf Blatt Gemmi) und am Mittaghorn P. 2677 in der Lohnergruppe (Blatt Adelboden) (s. Fig. 1).

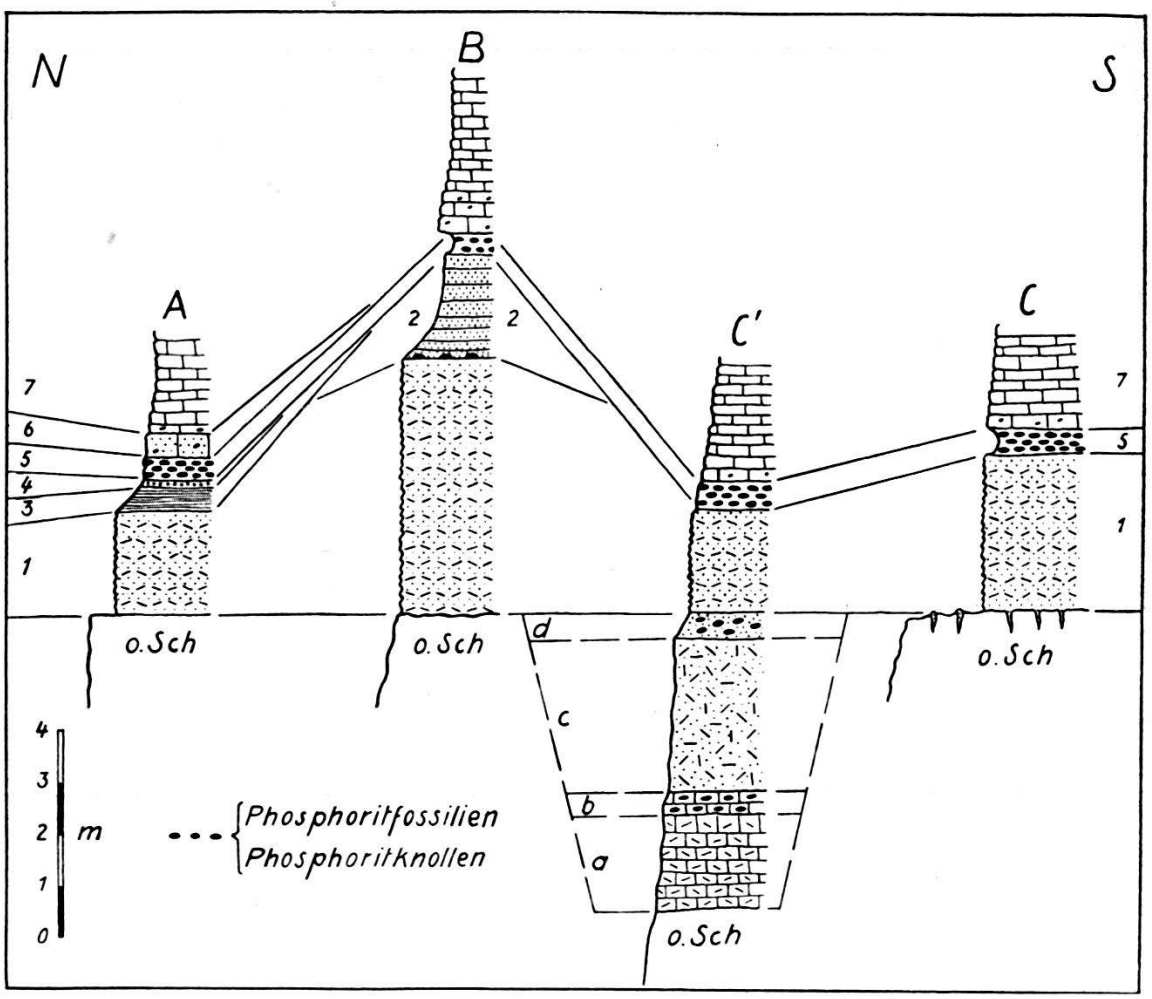


Fig. 2. *Faciesprofile durch die Mittlere Kreide.*

A Nordfacies (Schneidehorn). *B* Mittelfacies (Wildstrubel WSW P. 3058). *C'* Südfacies mit Oberen Orbitolina- und Luitereschichten (N Col de la Plainemorte). *C* Südfacies (Col de la Plainemorte).

o. Sch. Oberer Schrattenkalk. *a—d* Obere Orbitolina- bis Luitereschichten. *1* Kalksandstein. *2* Mergeliger Sandstein. *3* Schwarzer Schiefersandstein. *4* Gelber Schiefersandstein. *5* Fossilschicht. *6* Grünsandiger Kalk. *7* Unterer Seewerkalk.

B. Mittelfacies.

Diese kennzeichnet einen schmalen Streifen im S der Nordfacies. Sie findet sich in 5 Profilen im Nordschenkel der Wildstrubelfalte, nämlich im NW-Hang des Wetzsteinhorns, 750 m im WSW von P. 3058 Wildstrubel, nordwestlich von P. 3243,5 (N) Wildstrubel, am Ammertengrat bei P. 2827 und am Lohner-Westgrat bei Quote

2880 m. Mit Ausnahme des erstgenannten liegen alle Profile auf Blatt Gemmi (s. Fig. 1).

Als Typus wähle ich das Profil vom Wildstrubel im WSW von P. 3058. Auf oberem Schrattenkalk liegt (Fig. 2, B):

1.	Gelbgrauer, schlierig-gebänderter Kalksandstein. Die Obergrenze ist dicht mit Phosphoritknollen besetzt	5 m
2.	Schwarzgelber, mergelig-bröckeliger Sandstein, tief auswitternd	2 m
5.	Grauer, glaukonitischer Kalk mit schwarzen Phosphoritknollen und Phosphoritfossilien (Fossilschicht)	0,4 m
7.	Hellgrauer, dichter Kalk, an der Basis mit Glaukonit (Seewerkalk)	6 m
8.	Gelbliche Schiefermergel (Seewerschiefer)	

Eine Ergänzung erfährt das Wildstrubelprofil durch dasjenige vom W-Grat des Lohners, welches den Zusammenhang mit der Nordfacies demonstriert. Hier ist nämlich der für die Nordfacies bezeichnende schwarze Schiefersandstein (3) in das Profil der Mittelfacies zwischen die Schichten 2 und 5 eingeschaltet.

C. Südfacies.

Die Südfacies kennzeichnet das Gebiet zwischen der Plainemorte und dem Tal der Sionne (Fig. 1, S-Wildhorn). Am Col de la Plainemorte können wir folgendes Profil aufnehmen (Fig. 2, C):

Oberer Schrattenkalk

1.	Gelbgrauer, schlierig-gebänderter Kalksandstein, bis 20 cm in den Schrattenkalk eindringend	3 m
5.	Grauer, glaukonitischer Kalk mit schwarzen Phosphoritknollen und Phosphoritfossilien (Fossilschicht)	0,3 m
7.	Dichter, grauer, plattiger Kalk mit Inoceramentrümmern, an der Basis mit Phosphorit (Unterer Seewerkalk)	3 m
8.	Gelblicher Schiefermergel (Unterer Seewerschiefer)	10 m
9.	Dichter, gelblicher bis roter Kalk (Oberer Seewerkalk)	5 m
10.	Gelbliche Schiefermergel (Oberer Seewerschiefer)	20 m

Die Südfacies erfährt lokal eine Ergänzung dadurch, dass wenig nordnordöstlich des Col de la Plainemorte sich in zwei Profilen zwischen den oberen Schrattenkalk und den Kalksandstein (1) eine etwa 6 m mächtige Schichtfolge einschaltet, die sonst nirgends im Untersuchungsgebiet festgestellt werden konnte, also wohl ein Relikt darstellt. Wir finden dort über oberem Schrattenkalk (Fig. 2, C'):

a.	leicht kieseligen, spätigen Kalk	2 m
b.	Kalk wie a, mit phosphoritisierten Geröllen	0,3 m
c.	spätigen Kalk mit Sandschnüren, zu oberst grünsandig	3 m
d.	grünsandigen Kalk mit Phosphoritknollen	0,5 m

Darüber folgt das vom Col de la Plainemorte beschriebene Profil, beginnend mit dem Kalksandstein (1).

Innerhalb der Südfacies sind besonders interessant die Verhältnisse, die wir im westlichen Teil des untersuchten Gebietes treffen.

Schon am Wetzsteinhorn wird der Kalksandstein (1) nach W immer dünner, so dass wir am Gipfel 2786 zwischen Schrattenkalk und Seewerkalk (7) nur noch die 20 cm mächtige Fossilschicht (5) finden. Ähnlich ist das Profil am Lac des Audannes (Blatt St. Léonard), wo die Fossilschicht (5) in Spalten des Schrattenkalkes liegt. Östlich dieses Sees, in der S-Wand des Rawilhorns, beobachten wir gegen E folgende Entwicklung: Zunächst ist die Fossilschicht (5) besser ausgebildet, dann erscheint, zwischen ihr und dem Schrattenkalk, wieder der Kalksandstein (1). Etwas weiter liegt der Seewerkalk (7) auf dem Kalksandstein (1), die Fossilschicht (5) fehlt. (Dieses Verhältnis lässt sich auch an einer Stelle in der Plainemorte beobachten). Am E-Grat des Rawilhorns liegt Seewerkalk (7) mit scharfer Grenze auf oberem Schrattenkalk, jede Andeutung der Schichten 1 und 5 fehlt. Es ist hervorzuheben, dass es sich dabei nicht um einen isolierten Aufschluss handelt, vielmehr lässt sich die Auflagerung des Seewerkalks auf Schrattenkalk nach W und nach N einige 100 m weit verfolgen.

Weiteren Aufschluss gibt das 3 km südlich des Wildhorngipfels gelegene Plateau von La Saourie (Lit. 45, p. 158; 57, p. 13) (s. Fig. 3). Eine Reihe von Profilen wurde aufgenommen zwischen P. 2061 und den Aufschlüssen südlich Sex rouge (bei la von la Motte der Karte). Auch hier zeigt das nördlichste Profil (I in Fig. 3) die wenig mächtige Fossilschicht (5) in oberen Schrattenkalk eindringend. Im nächst südlicheren Profil (II in Fig. 3) beträgt die Mächtigkeit der Fossilschicht schon $^1/_2$ m. Etwas südlicher (III in Fig. 3) finden wir 1 m Kalksandstein (1) zwischen oberem Schrattenkalk und der Fossilschicht (5), und im südlichsten Profil (IV in Fig. 3) liegt wieder der Seewerkalk (7) auf dem oberen Schrattenkalk. Es scheint, als sei hier eine untiefe Senke im Schrattenkalk vorhanden gewesen, die durch eine langsame Transgression mit den Sedimenten der mittleren Kreide ausgefüllt wurde: an der tiefsten Stelle der Senke gelangten die ältesten Schichten zum Absatz. Diese fehlen an den Rändern, wo die jüngeren Schichten transgredieren. Diese Verhältnisse scheinen mir für eine Ablagerung der Gesteine der mittleren Kreide in untiefem Meer zu sprechen.

Wenig südlich von Profil IV, welches Seewerkalk auf Schrattenkalk zeigt, senkt eine Verwerfung den Schrattenkalk um ca. 150 m nach S ab (Lit. 45, p. 158). Dadurch entsteht ein tieferes Plateau (NW Donin), auf welchem, direkt an der Verwerfung, das normale Profil (V in Fig. 3) der Südfacies ansteht, mit 10—15 m Kalksandstein (1), Fossilschicht (5) (die im Gegensatz zur Angabe M. Lugeon's vorhanden ist) und Seewerkalk (7). Die grosse Mächtigkeit des Kalksandsteins im Vergleich zu den Profilen von La Saourie (I—IV in Fig. 3) ist auffallend. Es scheint mir nicht ausgeschlossen, dass sie gleichfalls bedingt ist durch eine im Schrattenkalk vorhandene, ältere Unregelmässigkeit. Ich denke dabei an eine praeexistierende Ver-

werfung, wie sie M. LUGEON aus der Plainemorte beschreibt (Lit. 45, p. 236). Ihre Sprunghöhe dürfte 11—16 m betragen haben, sodass die Kante des stehengebliebenen Flügels erst vom Seewerkalk erreicht wurde.. Bei der Faltung wurde die Verwerfung reaktiviert, wodurch wir das heutige Bild erhalten.

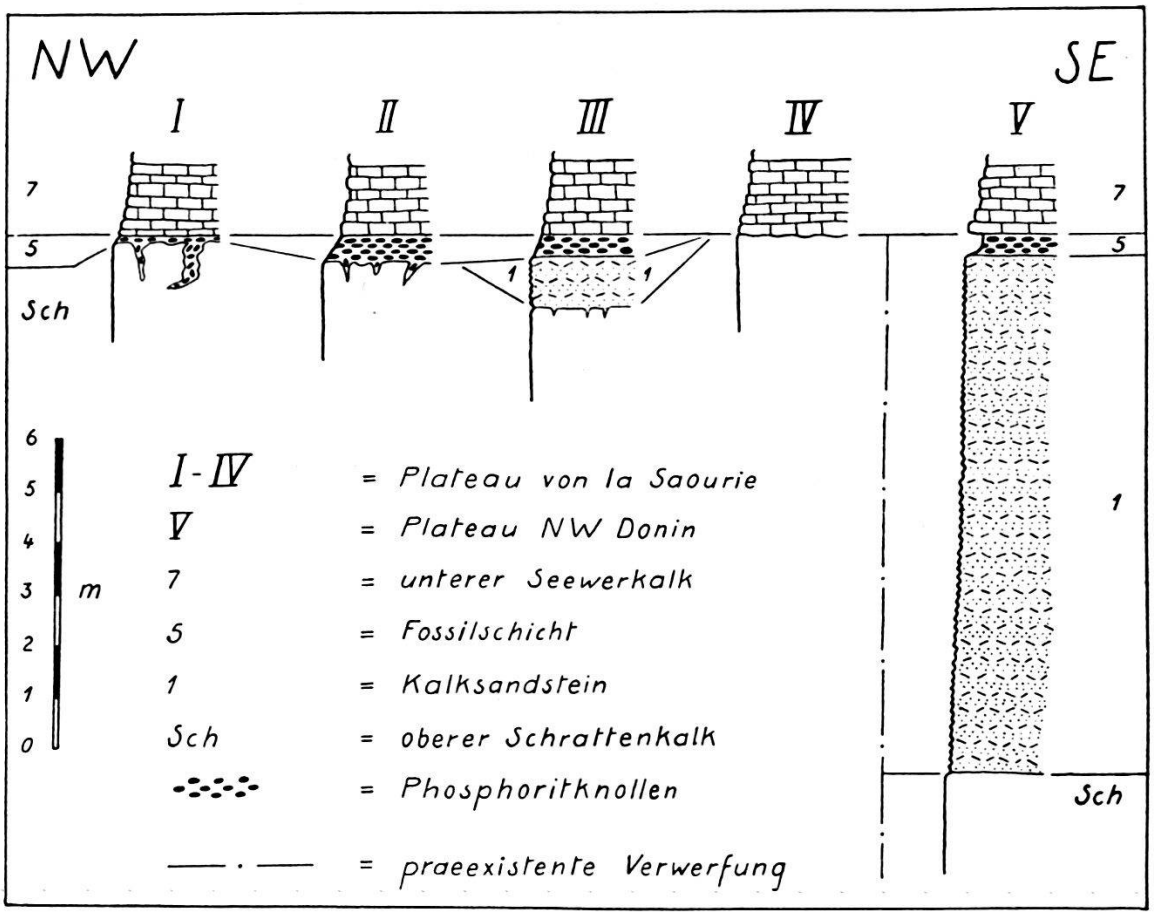


Fig. 3. *Detailprofile in der Südfacies der Mittleren Kreide.*

Wenn ich die beschriebenen Aufschlüsse so deute, verkenne ich keineswegs, dass sie auch erklärt werden können durch submarine Denudation infolge von Strömungen (Lit. 28), indem z. B. die beschriebene Verwerfung erst nach Ablagerung des Kalksandsteins (1) entstanden wäre, und Strömungen das heutige Plateau von La Saourie beinahe reingefegt hätten. Ich möchte diese Frage aber offen lassen.

Ausbildung und Parallelisierung.

Die Aufschlüsse der mittleren Kreide sind meist von begrenzter Ausdehnung, ein Verfolgen der Faciesänderungen ist deshalb nicht möglich. Daher wurde versucht, die Parallelisierung der einzelnen Schichten mit Hilfe sedimentpetrographischer Untersuchung durchzuführen. Entsprechend der starken diagenetischen Verfestigung der

Gesteine kamen nur Dünnschliffmethoden in Betracht, wie sie von Arn. Heim (Lit. 26) und H. J. Fichter (Lit. 19) angewendet wurden. Dabei wurde in erster Linie den Komponenten Quarz und Glaukonit Beachtung geschenkt und zwar wurden nur kleinster und grösster Durchmesser bestimmt, von der Ermittlung des prozentualen Anteils und der mittleren Grösse jedoch abgesehen. Auch die Anwesenheit anderer Bestandteile (Erze, Calcit, Echinodermentrümmer, Bryozoën, Foraminiferen etc.) wurde berücksichtigt. Die Resultate dieser Untersuchungen fielen befriedigend aus, sie ermöglichten eine Gliederung der mittleren Kreide in einzelne, gut charakterisierte Schichten, die in den Faciesprofilen (p. 346—49 und Fig. 2 und 3) und auch in der folgenden Beschreibung mit gleichen Buchstaben oder Nummern bezeichnet worden sind.

a—d. Obere Orbitolina- und Luitereschichten.

Wie oben ausgeführt wurde, stellen diese Schichten ein Relikt dar, das durch lokale Verhältnisse von der Abtragung verschont blieb. Die Grenze von a gegen den darunter liegenden oberen Schrattenkalk ist undeutlich, vielleicht liegt allmählicher Übergang vor. Die feinspätigen Kalke der Schicht a unterscheiden sich äusserlich wenig vom oberen Schrattenkalk, jedoch führen sie Quarz und Glaukonit. Schicht b besteht aus den gleichen Kalken, doch treten in ihr sandige Schnüre mit Knollen, die in den äusseren Partien phosphoritisiert sind, im Innern aber sich nicht vom umliegenden Gestein unterscheiden, auf. Darüber folgen wieder spätige, leicht kieselige Kalke, die nach oben glaukonitisch werden und in Schicht d übergehen, in welcher Phosphoritknollen auftreten. Die ganze Schichtfolge a—d ist etwa 6 m mächtig. Gut sichtbar ist die Transgression des Kalksandsteins (1) über Schicht d (vgl. Fig. 2, S. 348).

Ihrer Lage nach sind die Schichten a—d den oberen Orbitolinaschichten der Zentralschweiz (Lit. 19, p. 39), im oberen Teil vielleicht den sogenannten Luitereschichten (Lit. 33, p. 5) gleichzusetzen. Die Parallelisierung mit den Luitereschichten wird namentlich durch das zweimalige Auftreten von Phosphorit in b und d wahrscheinlich gemacht. Fossilien, die eine Altersbestimmung ermöglichen könnten, wurden nicht gefunden, doch stelle ich die Schichten a—d ins obere Aptien (Gargasien) entsprechend ihrer Lage über dem oberen Schrattenkalk.

1. Kalksandstein.

Der Kalksandstein ist charakterisiert durch seine gelbgraue Farbe und die groben, in Bändern angereicherten Quarzkörner. Im Schliff erkennt man neben Quarz, der lagenweise den Hauptbestandteil des Gesteins bildet und Korngrössen bis 3,5 mm erreicht, Echinodermen-

trümmer, Bryozoen, spärlichen Glaukonit und seltene, schlecht erhaltene Orbitolinen.

Der Kalksandstein liegt überall mit scharfer Grenze auf seiner Unterlage. In der Plainemorte kann man sehr schön beobachten, dass er auf Spalten bis 20 cm tief in den oberen Schrattenkalk eindringt. Eine Diskordanz ist nicht sichtbar, doch zeigt das isolierte Vorkommen der Schichten a—d, dass ein Sedimentationsunterbruch stattgefunden hat. In der Plainemorte erhält man den Eindruck, dass der Kalksandstein transgressiv ist. Jedenfalls scheint er ein küstennahes Sediment zu sein. Dafür spricht die Zunahme der Mächtigkeit von 2 m im N auf 15 m in den südlichen Profilen. In diesen geht der Kalksandstein in seiner mittleren Partie in schwarze, feinspätige Kieselkalke über, während nur noch je 1 m an der Basis und 1 m an der Obergrenze der Schicht grobsandig ausgebildet ist. Die Kieselkalke erhalten beim Verwittern ein kieselig-schlackiges Aussehen, dicke Kieselkrusten bilden sich. Der Kieselgehalt stammt von Spongiennadeln, die im Schliff deutlich erkennbar sind. Die Kieselkalke scheinen eine Ausbildung des Kalksandsteines zu sein, die in etwas tieferem Meer entstand als der grobsandige Typ.

Der Kalksandstein führt keine Leitfossilien, sein Alter ist also nicht direkt bestimmbar. Er muss aber älter sein als der Milletianushorizont von L. F. Spath (Lit. 53) oder die Zone IV von Ch. Jacob (Lit. 34), denn die Milletianusfauna findet sich direkt über ihm im mergeligen Sandstein (2) und in der Fossilschicht (5). Seiner stratigraphischen Lage nach entspricht der Kalksandstein den Brisischichten der Zentral- und Ostschweiz, mit denen H. Adrian (Lit. 2, p. 299) die entsprechenden Schichten vom Aermighorn parallelisiert. Genau die gleiche stratigraphische Stellung zeigt auch die Lumachelle des Gault der Grande Chartreuse-Ketten und des Vercors (Lit. 49, p. 137; 34, p. 197 und 209). Die Brisibreccie wurde schon von Arn. Heim mit der Lumachelle parallelisiert (Lit. 26, p. 325).

Wenn es richtig ist, den Kalksandstein des Wildhorngebietes der Lumachelle der Grande Chartreuse und des Vercors gleichzusetzen, dann entspricht der Kalksandstein der Zone III von Ch. Jacob, da in der Lumachelle die Leitammoniten dieser Zone gefunden wurden (Lit. 11, 34). Er gehört somit ins untere Albien.

2. Mergeliger Sandstein.

Die Mächtigkeit dieser die Mittelfacies kennzeichnenden Schicht schwankt zwischen 0,5 und 2 m. Im Schliff erweist sich der Sandstein zusammengesetzt aus grobem Quarz (Durchmesser bis 2,0 mm) und Echinodermentrümmern. Er führt, im Gegensatz zum beinahe glaukonitfreien Kalksandstein, stets kleine Mengen Glaukonit. Seine Grundmasse ist nicht kalkig wie diejenige des Kalksandsteins, sondern mergelig bis tonig.

Der Sandstein führt stets Phosphoritknollen und Phosphoritfossilien. Besondere Erwähnung verdient das Vorkommen südsüdwestlich Wildstrubel P. 3058 (s. Fig. 2), wo die Phosphoritknollen der Oberfläche des Kalksandsteins anhaften. Am Ammertengrat P. 2887 ist das ganze Gestein phosphoritisiert. Die Bildung von Phosphorit deutet auf einen Unterbruch der Sedimentation vor der Ablagerung des Sandsteines (vgl. p. 365).

Über die Fossilführung von Schicht (2) an den verschiedenen Fundorten orientiert folgende Liste:

	Wildstrubel WSW P. 3058	Wildstrubel P. 3243,5 (N)	Ammertengrat P. 2887
Hypacanthoplites milletianus (D'ORB.)	—	—	2
Leymeriella tardefurcata (LEYM.)	—	1	—
Leym. tardefurcata var. *densicostata*	1	—	—
Desmoceras sp. indet.	—	3	—
Hamites virgulatus (D'ORB.)	—	—	1
Inoceramus concentricus PARK.	—	—	1
Pleurotomaria sp. indet.	—	2	3
Trochocyathus conulus E. & H.	—	—	1

Die Zahlen geben die Anzahl der gefundenen Exemplare an.

Die leitenden Formen dieser Fossilliste gehören in die Zone IV von CH. JACOB (Lit. 34, p. 34) oder in den Milletianushorizont von L. F. SPATH (Lit. 53). Dadurch ist das Alter der Schicht 2 annähernd bestimmt; wie unten noch näher begründet werden wird, muss sie etwas jünger sein als die in ihr eingeschlossenen Phosphoritfossilien.

3. Schwarzer Schiefersandstein.

Der schwarze Schiefersandstein ist für die Nordfacies bezeichnend. Es handelt sich um einen feinen Sandstein mit toniger Grundmasse von schwarzer Farbe, der infolge starken Pyritgehaltes rot anwittert. Wie Fig. 2 (p. 348) zeigt, liegt er im Gebiet der Nordfacies direkt auf dem Kalksandstein (1). Im Profil am Westgrat des Lohner, das der Mittelfacies angehört, schaltet sich der schwarze Schiefersandstein über dem Sandstein mit Milletianusfauna ein. Der Milletianussandstein wurde also im Norden entweder gar nicht abgelagert oder wieder abgetragen, bevor die Schiefersandsteine sedimentiert wurden. Spuren einer Aufarbeitung liessen sich jedoch nicht feststellen.

Die Mächtigkeit von Schicht 3 wächst von $^1/_2$ m am Schneidehorn im W bis auf 5 m am Lohner im E. Die Schicht bildet im Profil ein weiches Band oder eine Kehle und ist sehr oft von Schutt oder Vegetation verhüllt. Fossilien konnte ich keine finden. Das Alter der Schicht 3 bleibt unsicher, sie muss aber zeitlich zwischen Milletianus- und Mammilatushorizont eingereiht werden[3]).

4. Gelber Schiefersandstein.

Diese Schicht ist nur in der Nordfacies zu finden und ist hier beschränkt auf die nördlichsten Profile. Sie wird gebildet von einem feinen Sand in toniger Grundmasse, aus der die Rhomboëder eines eisenhaltigen Karbonats auskristallisiert sind, dessen Verwitterung die gelbe Farbe bedingt. Die Mächtigkeit beträgt 10—20 cm. An der Oberfläche zeigen sich Spuren von Aufarbeitung, das Gestein der darüber liegenden Fossilschicht (5) dringt in runde Löcher ein. An Fossilien wurden nur Belemniten gefunden. Für das Alter gilt das für den schwarzen Schiefersandstein Gesagte.

5. Fossilschicht.

Die Fossilschicht liegt in der Südfacies auf dem Kalksandstein (1), in der Mittelfacies auf dem Sandstein mit Milletianusfauna (2), in der Nordfacies auf schwarzem und gelbem Schiefersandstein (3 und 4). Das ergibt das Bild einer Transgression und diese Deutung wird durch folgende Beobachtungen gestützt: In der Nordfacies dringt das Gestein des Fossilhorizontes in Vertiefungen des gelben Schiefersandsteins ein. In der Südfacies ist die Oberfläche des Kalksandsteins phosphoritisiert, überdies finden sich in der Fossilschicht phosphoritisierte Brocken von Kalksandstein, die aufgearbeitet sind. Weitere Argumente für eine Aufarbeitung ergeben sich aus den Fossilien. Allerdings spricht nichts dafür, dass es sich um eine Transgression auf vorher trocken gelegtes Gebiet handelt, vielmehr scheint eine submarine Aufarbeitung mit folgender Transmersion im Sinne Arn. Heim's vorzuliegen (Lit. 28, p. 5).

Die Fossilschicht wird gebildet von einem grauen, glaukonitischen Kalk mit schwarzen Phosphoritknollen von unregelmässiger Form. Diese sind widerstandsfähiger als der Kalk und wittern deshalb aus dem Gestein heraus. Stets finden sich unter ihnen Fossilien, die aber nur da reichlich aufgesammelt werden können, wo der Fossilhorizont auf grossen Flächen der Verwitterung ausgesetzt ist (Plainemorte), oder wo der Schutt langer Verwitterung sich ansammeln konnte, ohne verschwemmt zu werden (Schneidehorn).

---

[3]) H. Adrian (Lit. 2, p. 299) setzt die entsprechende Schicht vom Aermighorn bei Kandersteg der Flubrigschicht (Lit. 20, p. 110) gleich, was mir recht gewagt erscheint.

Fossilliste.

Die Zahlen geben die Anzahl der gefundenen Exemplare und Fragmente an MF = Mittelfacies	Nordfacies										MF	Südfacies			
	Schneidehorn	Schneidehorn Coll. M. Lugeon	NW Les Hors P. 2379,9 Coll. M. Lugeon	S Rothorn P. 2502	Laufböden Coll. M. Lugeon	Laufböden	Tierbergtäli	Räzligletscher NE P. 2505	Ammertenhorn S P. 2618	Mittaghorn (Lohnergruppe) P. 2677	Wildstrubel WSW P. 3058	Lac des Audannes	Plainemorte	Plainemorte Coll. M. Lugeon	Plainemorte Geologisches Inst. Basel
1. *Oxyrhina macrorhiza* Pictet . . .	2												2		
2. *Nautilus* sp. div.	1			1	1						1		2	2	
3. *Belemnites* sp. indet.		2		1									2	2	
4. *Phylloceras seresitense* Perv. . . .	5														
5. *Phylloceras* cf. *velledae* (Mich.) .			2									1	20	6	
6. *Kossmatella agassiziana* (Pictet)		1											2	3	
7. *Puzosia sharpei* Spath	14														
8. *Puzosia communis* Spath	14														
9. *Puzosia mayoriana* (d'Orb.) . . .			4						1				10	6	
10. *Desmoceras latidorsatum* (Mich.) .	3	1					1	1					7		
11. *Beudanticeras beudanti* (Brongn.)				1									4	1	
12. *Hypacanthoplites milletianus* (d'Orb.)	1			1							1		33	13	1
13. *Douvilleiceras mammillatum* (Schloth.)													2	4	1
14. *Leymeriella tardefurcata* (Leym.).											1		19	9	6
15. *Leymeriella regularis* (Brug.) . .														2	
16. *Hoplites* Gruppe des *dentatus* (Sow.)											1		5	5	
17. *Dimorphoplites tethydis* (Bayle) .	1														
18. *Lyelliceras lyelli* (d'Orb.)													1	2	
19. *Lyelliceras pseudolyelli* (Par. & Bonarelli)														2	
20. *Arraphoceras studeri* (Pictet & Campiche)	1													1	
21. *Stoliczkaia dispar* (d'Orb.)	1								1						
22. *Stoliczkaia dorsetensis* Spath . . .	3														
23. *Dipoloceras cristatum* (Brongn.) .											1				
24. *Dipo loceras bouchardianum* (d'Orb.)								1							

Die Zahlen geben die Anzahl der gefundenen Exemplare und Fragmente an MF = Mittelfacies	Nordfacies										MF	Südfacies			
	Schneidehorn	Schneidehorn Coll. M. Lugeon	NW Les Hors P. 2379,9 Coll. M. Lugeon	S Rothorn P. 2502	Laufböden Coll. M. Lugeon	Laufböden	Tierbergtäli	Räzligletscher NE. P. 2505	Ammertenhorn S P. 2618	Mittaghorn (Lohnergruppe) P. 2677	Wildstrubel WSW P. 3058	Lac des Audannes	Plainemorte	Plainemorte Coll. M. Lugeon	Plainemorte Geologisches Inst. Basel
25. *Mortoniceras (Pervinquieria) rostratum* (Sow.)	7														
26. *Turrilites hugardianus* (d'Orb.)	2														
27. *Turrilites puzosianus* (d'Orb.)	36														
28. *Turrilites bergeri* (Brongn.)	6													1	
29. *Turrilites* sp. indet.	4		1												
30. *Anisoceras perarmatum* Pictet & Campiche	3														
31. *Anisoceras alternatum* Mant.	3														
32. *Anisoceras cf. pseudoelegans* Pictet & Campiche	1														
33. *Hamites virgulatus* (d'Orb.)	10			1				1							
34. *Hamites attenuatus* Sow.	3							1					1		
35. *Hamites* sp. div.	1	1									2		5	1	
36. *Baculites gaudini* Pict. & Camp.	28														
37. *Baculites* sp. div.	1							1					1	1	
38. *Inoceramus salomoni* d'Orb.													3	3	
39. *Inoceramus coquandianus* d'Orb.														5	
40. *Inoceramus concentricus* Park.	5	5		2	7			1	1		1	1	4	10	
41. *Inoceramus sulcatus* Park.						1							1		2
42. *Lamellibranchiata diversa*										2			3		
43. *Gastropoda diversa*		1		1			1		1				19	10	
44. *Terebratula dutempleana* d'Orb.	6									1			13	9	
45. *Rhynchonella* sp. indet.													1		
46. *Echinoconus castanea* d'Orb.	1												2		
47. *Echinoconus mixtus* d'Orb.	1														
48. *Echinoconus nucula* d'Orb.	1														
49. *Discoidea rotula* Ag.													4		
50. *Trochocyathus conulus* E. & H.	1		1							1		4	2		

Die vorstehende Liste enthält die von mir bestimmten Arten. Ein Teil der Fossilien wurde von Herrn Prof. M. LUGEON gesammelt und mir zur Bearbeitung zur Verfügung gestellt. Einige weitere Exemplare stammen aus der Sammlung des GEOLOGISCHEN INSTITUTS BASEL. In der Liste sind diese Sammlungen getrennt aufgeführt. Die Fundorte sind geordnet nach ihrer Zugehörigkeit zu Nord-, Mittel- oder Südfacies und innerhalb der einzelnen Facies von W nach E.

Schon die Fossilliste lässt grosse Unterschiede in der Zusammensetzung der Faunen von Nord- und Südfacies erkennen. Deutlich tritt dies hervor, wenn wir die Ammoniten herausgreifen und untersuchen, in welcher Weise sie sich auf die von CH. JACOB (Lit. 34) aufgestellten Zonen verteilen. In der Südfacies, welcher auch die einzige Fundstelle der Mittelfacies (MF der Liste) zugezählt wurde, gehören nämlich über 70% der bestimmbaren Ammoniten in die Zone IV, der Rest in die Zone V mit Ausnahme zweier Exemplare aus der Zone VIb. In der Nordfacies dagegen stammen mehr als 90% der Ammoniten aus der Zone VIb, die übrigen verteilen sich auf die Zonen IV bis VIa.

Noch deutlicher wird dieser Unterschied bei einem Vergleich mit den englischen Ammonitenhorizonten, wie sie von L. F. SPATH (Lit. 53—56) aufgestellt wurden. In der Südfacies ist *Hypacanthoplites milletianus* (D'ORB.) aus dem unteren Albien die häufigste Form, in der Nordfacies herrschen die Ammoniten des Disparhorizontes bei weitem vor. Die nebenstehende Tabelle 1 illustriert diese Verhältnisse und lässt erkennen, dass in der Fossilschicht zweifellos eine Mischfauna vorliegt, in der das Vorherrschen der Milletanusfauna im S und der Disparfauna im N auffällt.

Bevor wir versuchen, diese interessante Faunenmischung zu interpretieren, erscheint es nötig, die Fossilschicht einer genauen Prüfung zu unterziehen. Dies ist umso wichtiger, als die verschiedene stratigraphische Lage der Fossilschicht in Nord- und Südfacies (s. Fig. 2, p. 348) in Verbindung mit dem Unterschied in den Faunen den Eindruck erwecken könnte, dass es sich um zwei verschiedene Schichten handle, die einander nicht gleichgesetzt werden dürften.

Die sedimentpetrographische Untersuchung ergab jedoch, dass es sich um ein und dieselbe Schicht handelt. Sie weist überall das gleiche Gestein auf, dessen Komponenten im N wie im S völlig übereinstimmen. Zudem enthält die Schicht in fast allen Profilen die kürzlich von O. RENZ (Lit. 52, p. 19) beschriebene *Globotruncana appenninica*, auf deren stratigraphische Bedeutung zurückzukommen sein wird. Die Mächtigkeit der Fossilschicht schwankt zwischen 0,1 und 0,5 m. Innerhalb der Schicht ist eine Horizontierung nicht erkennbar, die Schicht ist völlig einheitlich. Die Fossilien sind auf die ganze Mächtigkeit gleichmässig verteilt.

Tabelle 1.

Alter und Verteilung der Ammonitenfaunen der Fossilschicht					
Zonen von Ch. Jacob	Ammonitenhorizonte des englischen Albien nach L. F. Spath			Anzahl der gefundenen Exemplare	
				Nordfacies	Südfacies
VI b	Oberes Albien	Pleuro-hoplitan	*dispar*	81	2
			substuderi		
VI a		Pervin-quierian	*aequatorialis*		
			auritus		
			varicosus	Einzelne durchgehende Ammoniten	Einzelne durchgehende Ammoniten
			orbignyi		
V	Mittleres Albien	Dimorph-hoplitan	*cristatus*		
			cornutus		
			niobe		
			intermedius		
		Hoplitan	*dentatus*		11
			benettianus		5
			inaequinodus		
			mammillatus		8
IV	Unteres Albien	Leyme-riellan	*regularis*		2
			milletianus	2	76
			schrammeni		
		Acant-hoplitan	*jacobi*		
III			*nolani*		

Was den Erhaltungszustand der Fossilien betrifft, so fällt auf, dass fast nur Bruchstücke vorkommen. Diese zeigen oft noch scharfe Kanten; es kann sogar vorkommen, dass man in einer Distanz von einigen Metern Bruchstücke ein und desselben Ammoniten aus dem Gestein schlagen kann, die noch zusammenpassen. Das spricht für einen Transport der Fossilien. Abgerollt sind diese jedoch nicht, die äusseren Verzierungen blieben erhalten. Sämtliche Fossilien sind als phosphoritisierte Steinkerne überliefert. Eine Bestimmung des Phosphorsäuregehalts, ausgeführt an Mischungen von Proben zahlreicher Steinkerne ergab 20,3% P_2O_5 für die Fossilien der Plainemorte, 19,3% P_2O_5 für diejenigen des Schneidehorns[4]).

Über die Entstehung von Phosphoritknollen orientieren uns die Arbeiten von L. W. Collet und L. Cayeux (Lit. 17 und 16). Aus ihnen können wir folgendes entnehmen:

1. Phosphoritknollen bilden sich in Gegenden, wo durch das Zusammentreffen zweier Meeresströme mit verschiedener Temperatur und wechselndem Salzgehalt Massensterben von Tieren, hauptsächlich Fischen, herbeigeführt wird.
2. Solche Bedingungen sind gegeben in untiefen Schelfgebieten.
3. Bei der Verwesung der Tierleichen entsteht Ammoniumphosphat, welches Kalk durch Pseudomorphose verdrängt nach der Formel: $2\,PO_4\,(NH_4)_3 + 3\,CaCO_3 = (PO_4)_2\,Ca_3 + 3\,CO_3\,(NH_4)_2$.
4. Phosphoritbildungen stehen in engem Zusammenhang mit Hebungen und Senkungen des Meeresbodens.

Daraus können Rückschlüsse über die Bedingungen, unter denen unsere Fossilschicht entstanden ist, gezogen werden. Sie dürfte in einem untiefen Meer unter der Wirkung starker Strömungen abgelagert worden sein. Darauf weisen auch die oben beschriebenen stratigraphischen Erscheinungen hin. Es stellt sich nun die Frage, ob diese Bedingungen durch die ganze Zeit, die den Zonen IV bis VIb entspricht, geherrscht haben.

Damit kommen wir zu dem Problem der stratigraphischen Kondensation, das zuletzt von Arn. Heim bei der Deutung ähnlicher Fossilschichten der mittleren Kreide des Vorarlberg zur Diskussion gestellt wurde. Unter einem Kondensationslager versteht Arn. Heim eine Schicht, deren Ablagerung einem langen Zeitraum entspricht (Lit. 29, p. 376) und unter schwacher, stagnierender Sedimentation vor sich ging (Lit. 30, p. 301). Lässt sich mit dieser Auffassung die Entstehung eines Phosphorithorizontes hinreichend erklären? Arn. Heim sagt selbst, dass die Frage der Mischung älterer und jüngerer Fossilien innerhalb der gleichen Bank offen bleibt.

---

[4]) Analysen anderer Autoren ergaben einen ähnlichen Gehalt an Phosphorsäure bei Steinkernen der verschiedensten Schichten (Lit. 7, p. 132; 17, p. 869; 62; 63, p. 22).

Andere Deutungen für ähnliche Vorkommen gaben CH. JACOB, H. J. FICHTER, ARN. HEIM und A. JAYET. CH. JACOB führte eine im Genevois beobachtete Faunenmischung auf Aufarbeitung zurück (Lit. 34, p. 223). Zur gleichen Auffassung kam H. J. FICHTER bei der Bearbeitung des Albien der Bauen-Brisen-Kette. Er spricht von Aufarbeitung, bei der kein grosser Transport nötig war, sondern eine Umlagerung von wenigen Centimetern genügte (Lit. 18, p. 201; 19, p. 83). ARN. HEIM und A. JAYET dagegen nahmen an, dass im alpinen Gebiet die Ammoniten einen andern Leitwert haben als in England. Nach A. JAYET (Lit. 37, p. 155) wären sie im Genevois langlebiger gewesen als in England. ARN. HEIM macht abnorme Lebensbedingungen in Faunenprovinzen für die heutige Vergesellschaftung verantwortlich (Lit. 26, p. 290). Da die Fossilschicht unseres Gebietes grosse Ähnlichkeit hat mit den Phosphoritschichten, die K. A. REISER (Lit. 51, p. 179) und ARN. HEIM (Lit. 30) aus dem Vorarlberg, A. JAYET und H. BUETLER aus dem Genevois beschreiben (Lit. 12; 35—37), stellten sich mir die gleichen Fragen.

Von der Überlegung ausgehend, dass vielleicht die Beschaffenheit der Steinkerne uns Anhaltspunkte über die Herkunft der Ammoniten geben könnte und somit sedimentpetrographische Untersuchungen einen Beitrag zur Lösung des Problems der Kondensation liefern könnten, fertigte ich eine Anzahl Dünnschliffe durch Ammonitensteinkerne an. Die hierbei verwendeten Steinkerne bestimmbarer Ammoniten wurden, wenn immer möglich, von verschiedenen Fundorten genommen. Sie stammen alle aus der Fossilschicht mit Ausnahme eines *Hypacanthoplites milletianus* (D'ORB.), der aus dem mergeligen Sandstein mit Milletianusfauna (Schicht 2) stammt und zum Vergleich herangezogen wurde. Er ist in der nachfolgenden Tabelle 2 zuletzt aufgeführt. Diese Tabelle orientiert über die verarbeiteten Ammoniten, ihre Fundorte, die Zahl der Schliffe (Z) und die Zugehörigkeit der Ammoniten zu den Zonen von CH. JACOB und den Horizonten von L. F. SPATH.

Meine Untersuchung ergab, dass die Ammonitensteinkerne 8 verschiedene Gesteinstypen aufweisen (1—8 der Tab. 2). Aus Tabelle 2 und der eingehenden Beschreibung der Fossilschicht (p. 355) lässt sich Folgendes entnehmen:

1. Gleichaltrige Ammoniten verschiedener Fundorte zeigen gleiches Gestein, verschiedenaltrige vom gleichen Fundort verschiedenes Gestein.
2. Die durch mehrere Schliffe belegten 5 Gesteinstypen (1, 2, 3, 6, 8) gehören jeweils zu Ammoniten ein und desselben Horizontes von L. F. SPATH. Es darf daher angenommen werden, dass auch die 3 übrigen Gesteine, von denen aus Mangel an Material nur je 1 Schliff geprüft werden konnte, ebenfalls je einem Ammonitenhorizont entsprechen.

Tabelle 2.

Verwendete Ammoniten	Fundort	Z	Zone von JACOB	Horizont nach SPATH	Gestein
Stoliczkaia dispar (D'ORB.)	Ammertenhorn	1	VI b	dispar	8
Stoliczkaia dispar (D'ORB.)	Schneidehorn	1			
Mortoniceras rostratum (SOW.)	Schneidehorn	1			
Turrilites puzosianus (D'ORB.)	Schneidehorn	2			
Turrilites bergeri (BRONG.)	Schneidehorn	1			
Dipoloceras bouchardianum (D'ORB.)	NE Räzligletscher N NE P. 2505	1	VI a	cristatus-orbignyi	7
Dipoloceras cristatum var. alata (BRONG.)	Wildstrubel WSW P. 3058	1	V	cristatus	6
Dimorphoplites tethydis BAYLE	Schneidehorn	1	?	niobe-cristatus	
Hamites attenuatus SOW.	Schneidehorn	1	V	?	5
Hoplites Gruppe des *dentatus* (SOW.)	Wildstrubel WSW P. 3058	1	V	?	4
Hoplites Gruppe des *dentatus* (SOW.)	Plainemorte	2	V	dentatus	3
Douvilleiceras mammillatum (SCHLOTH.)	Plainemorte	2	IV—V	mammillatus	2
Leymeriella tardefurcata (LEYM.)	Plainemorte	2	IV	milletianus	1
Hypacanthoplites milletianus (D'ORB.)	Plainemorte	2			
H. milletianus (D'ORB.)	S. Rothorn P. 2502	1			
H. milletianus (D'ORB.)	Schneidehorn	1			
H. milletianus (D'ORB.)	Ammertengrat	1			

3. Die Faunen dieser 8 Ammonitenhorizonte finden sich gemischt in einer 10—50 cm mächtigen Schicht, die keine Gliederung erkennen lässt.

Versuchen wir eine Deutung dieser Feststellungen, so erhebt sich zunächst die Frage nach der Entstehung der Steinkerne.

Steinkerne können sich nur bilden, wenn die Schalen der Tiere einsedimentiert und mit Gesteinsmaterial gefüllt werden. Dabei wird das Material des Steinkerns mit dem des umgebenden Gesteins übereinstimmen. Durch sedimentpetrographische Untersuchung lässt sich demnach feststellen, ob Steinkern und Schicht gleich alt sind. Dies ist dann der Fall, wenn Übereinstimmung zwischen Steinkern und Schicht vorliegt; besteht aber ein deutlicher Unterschied zwischen beiden, so berechtigt das zur Annahme, dass die Steinkerne sich auf sekundärer Lagerstätte befinden.

Tabelle 3 orientiert über die 8 Gesteine der Ammonitensteinkerne (1—8) und anschliessend, zum Vergleich, über die Fossilschicht (5) und den mergeligen Sandstein mit Milletianusfauna (2). Als Kriterien wurden angegeben: Form und Grösse der Quarzkörner, Häufigkeit und Grösse des Glaukonits, Vorkommen von Kleinforaminiferen, Echinodermentrümmern, Bryozoen und Auftreten von älterem Phosphorit.

Der Vergleich der Gesteine anhand der Tabelle 3 lässt folgendes erkennen:

1. Die Milletianusfauna zeigt ein anderes Gestein als der Sandstein (2), in dem sie eingebettet ist. Wir schliessen daraus, dass sie sich nicht auf primärer Lagerstätte befindet, sondern aus der ursprünglichen Ablagerung aufgearbeitet und in den jüngeren Sandstein eingelagert wurde.
2. Die Gesteinstypen 1—7 zeigen nicht nur unter sich deutliche Verschiedenheiten, sondern unterscheiden sich ausserdem sehr stark vom Gestein der Fossilschicht (5), aus der sie stammen. Dies spricht eindeutig für Aufarbeitung der Ammoniten.
3. Im Gegensatz dazu ist hervorzuheben, dass das Gestein 8 (Disparfauna) mit demjenigen der Fossilschicht, soweit die auf Tabelle 3 angegebenen Kriterien in Betracht kommen, übereinstimmt. Ein Unterschied besteht einzig darin, dass die Ammonitensteinkerne phosphoritisiert sind, die Fossilschicht jedoch nicht. Auf diesen Punkt wird unten noch zurückzukommen sein.

Die Entstehung der Mischfauna der Fossilschicht lässt sich nach diesen Feststellungen nur durch folgende Annahme erklären: Jedem der durch die sedimentpetrographische Untersuchung der Ammonitensteinkerne nachgewiesenen Ammonitenhorizonte (mit Ausnahme des Disparhorizontes) hat je eine Schicht entsprochen, in welche die Ammonitenschalen primär eingelagert wurden. Bei dieser Einlagerung

Tabelle 3.

Gestein	Quarz	Glaukonit	Übrige Bestandteile
8	eckig-kantengerundet bis 0,2 mm rund, selten bis 0,6 mm	häufig bis 0,7 mm	Kleinforaminiferen Echinodermentrümmer Älterer Phosphorit
7	kantengerundet 0,03—0,2 mm	häufig bis 0,4 mm	Kleinforaminiferen Echinodermentrümmer
6	eckig 0,01—0,18 mm	häufig bis 0,18 mm	Älterer Phosphorit
5	eckig-kantengerundet bis 0,15 mm	selten bis 0,1 mm	—
4	eckig bis 0,18 mm	selten	Kleinforaminiferen Echinodermentrümmer
3	eckig-rund 0,03—1,6 mm	selten bis 0,3 mm	—
2	eckig-kantengerundet 0,03—1,5 mm	—	—
1	kantengerundet-rund 0,03—2,6 mm selten über 0,7 mm	—	Echinodermentrümmer Bryozoen
Zum Vergleich			
Fossilschicht (5) (Nordfacies)	eckig 0,02—0,25 mm rund, selten bis 0,6 mm	häufig bis 0,7 mm	Kleinforaminiferen Echinodermentrümmer Phosphorit
Sandstein mit Milletianusfauna (2)	eckig-rund 0,01—1,85 mm selten über 1,0 mm	nicht selten bis 0,36 mm	Echinodermentrümmer Bryozoen

entstanden die Steinkerne, die bei der späteren Aufarbeitung der Schichten erhalten blieben und phosphoritisiert wurden. Damit scheidet die Erklärung der Faunenmischung durch Kondensation endgültig aus, da Arn. Heim (Lit. 29, p. 376) unter Kondensation einen Vorgang versteht, der eine Aufarbeitung ausschliesst.

Wir können die Faunenmischung aber auch nicht deuten durch die von ARN. HEIM (Lit. 26, p. 290) und A. JAYET (Lit. 37, p. 155) vertretene Annahme, der Leitwert der Ammoniten sei im alpinen Gebiet nicht der gleiche wie in den Albienprofilen von England. Dadurch, dass wir nach dem Gestein die Ammoniten den verschiedenen Horizonten von L. F. SPATH zuweisen können, für die wir selbstverständlich die gleiche primäre Reihenfolge annehmen wie in England, wird der Leitwert der Ammoniten auch für das alpine Gebiet bestätigt. Leider genügt das mir aus dem Wildhorngebiet zur Verfügung stehende Fossilmaterial nicht, um sämtliche Ammonitenhorizonte von L. F. SPATH nachzuweisen, doch dürften Untersuchungen an grösseren Faunen diesen Nachweis erbringen. Ich denke dabei in erster Linie an die Faunen, die CH. JACOB (Lit. 34) zur Aufstellung seiner Zonen dienten, aber auch an die Aufsammlungen ARN. HEIM's (Lit. 30) aus dem Vorarlberg und H. J. FICHTER's (Lit. 19) aus der Zentralschweiz.

Um die Faunenmischung zu erklären, bleibt uns nach dem Gesagten nur die Auffassung der Aufarbeitung, zu der bereits CH. JACOB und H. J. FICHTER kamen.

Zum gleichen Resultat gelangen wir, wenn wir von der Tatsache ausgehen, dass die Ammonitensteinkerne phosphoritisiert sind, und die Frage nach dem Vorgang der Phosphoritisation näher prüfen. Alle rezenten Bildungen von Phosphoritknollen und Phosphoritsteinkernen gehen nach den Resultaten der Tiefseeforschung (Lit. 17) nicht in einer Schicht vor sich, sondern am offenen Meeresgrund. Es darf deshalb angenommen werden, dass das auch für die Steinkerne der Fossilschicht gilt. Selbst wenn Phosphoritisierung in einer schon abgelagerten Schicht vorkommt, ist es wenig wahrscheinlich, dass nur die Steinkerne davon betroffen werden. Vielmehr wird wohl die ganze Schicht phosphoritisiert. Ein Beispiel für einen solchen Fall liefert das Profil am Ammertengrat P. 2887, wo der ganze mergelige Sandstein (2) phosphoritisiert ist. Liegen aber in einem gewöhnlichen kalkigen Gestein phosphoritisierte Steinkerne, so ist es sehr unwahrscheinlich, dass sie an Ort und Stelle im Gestein phosphoritisiert wurden. Vielmehr gelangten sie in dem Zustand, in dem wir sie heute finden, in das umgebende Gestein. Da die Entstehung der Steinkerne an die Einbettung der Schalen in ein Sediment geknüpft ist, mussten sie aus diesem aufgearbeitet werden, um phosphoritisiert werden zu können. Ganz allgemein lässt sich also sagen, dass phosphoritisierte Steinkerne, die in einer nicht phosphoritisierten Schicht liegen, eine Aufarbeitung durchgemacht haben.

Dies gilt in unserem Falle nicht nur für die älteren Formen, deren Aufarbeitung wir schon durch den Vergleich ihrer Gesteinstypen mit dem Gestein der Fossilschicht nachweisen konnten, sondern auch für die Disparfauna, deren Steinkerne sich nur durch die Phosphoritisierung von der Fossilschicht unterscheiden. Die Disparfauna

stammt also aus einer älteren, wieder aufgearbeiteten Schicht; wir dürfen aber schliessen, dass die Fossilschicht nur wenig jünger ist als die Disparfauna, da in beiden, wie Tabelle 3 zeigt, die Gesteinskomponenten übereinstimmen.

Für die Milletianusfauna, die wir in der Fossilschicht finden, lässt sich Aufarbeitung nicht nur nach den oben angeführten Methoden, sondern vielmehr durch die stratigraphischen Verhältnisse beweisen. Wie wir gesehen haben, findet sich die Milletianusfauna in der Schicht 2, dem mergeligen Sandstein der Mittelfacies. Dieser Sandstein, der von der Fossilschicht überlagert wird, fehlt in Nord- und Südfacies (s. Fig. 2, p. 348). Aus den Profilen am Lohner-Westgrat geht jedoch hervor, dass sich im N der schwarze Schiefersandstein (3) zwischen den mergeligen Sandstein (2) und die Fossilschicht (5) einschiebt. Daraus ergibt sich, dass im N aus dem mergeligen Sandstein, falls er einmal vorhanden war, keinerlei Material in die Fossilschicht gelangen konnte. In der Südfacies dagegen stand einer Aufarbeitung des mergeligen Sandsteins (2) nichts im Weg. Dementsprechend ist dort in der Fossilschicht auch die Milletianusfauna vertreten, einzelne Ammoniten wurden von hier aus nach N verfrachtet (s. Tabelle 1, p. 359).

Die Aufarbeitung und den Transport nach N können wir auch anhand der Quarzkorngrösse nachweisen. In der Südfacies finden wir in der Fossilschicht neben kleinen, eckigen Quarzkörnern (Durchmesser bis 0,15 mm) auch grosse runde (Durchmesser 0,3 bis 2,0 mm). In den Profilen der Nordfacies nehmen diese grossen Körner an Anzahl und Grösse von S nach N deutlich ab, in den nördlichsten Aufschlüssen fehlen sie ganz. Diese Quarzkörner stellen also nicht einen primären Bestandteil der Fossilschicht dar, sondern wurden im Gebiete der Südfacies aus dem mergeligen Sandstein (2) und aus dem Kalksandstein (1) aufgearbeitet und von dort nach N transportiert.

Diese Deutung wird in wertvoller Weise gestützt durch folgende Beobachtung: Im Profil vom Wildstrubel SSW P. 3058 (s. Fig. 2, p. 348), das der Mittelfacies angehört, fand ich in der Fossilschicht (5) eine *Leymeriella*, an der noch das Gestein des mergeligen Sandsteins haftet. Da in diesem Aufschluss Schicht 2 noch vollständig vorhanden ist, kann die *Leymeriella* nur aus dem Gebiet der Südfacies stammen, wo der mergelige Sandstein (2) zerstört worden ist, und an die Fundstelle transportiert worden sein. Dass nur äusserst selten Ammoniten der Milletianusfauna mit anhaftendem älterem Gestein sich in der Fossilschicht finden, erklärt sich dadurch, dass das mergelige Bindemittel der Schicht 2 aufgelöst wurde und nur Ammonitensteinkerne, Phosphoritknollen und Quarzkörner übrig blieben.

Anhand der Schliffe durch die Ammonitensteinkerne können wir feststellen, wann die Aufarbeitung des mergeligen Sandsteins mit der Milletianusfauna stattfand. Wie wir gesehen haben, blieben bei der Aufarbeitung die groben Quarzkörner und die Phosphoritknollen übrig, sie konnten also von neuem einsedimentiert werden. Diese

beiden Bestandteile treten aber, wie aus Tabelle 3 hervorgeht, nicht erst im Gestein der Fossilschicht (5), sondern schon in den Steinkernen der Disparfauna (Gestein 8) auf. Wir finden sie jedoch noch nicht in den Steinkernen der älteren Horizonte (Gestein 1—7). Das beweist, dass die Aufarbeitung des mergeligen Sandsteines (2) vor der Ablagerung der primären Disparschicht, aber nach der Entstehung der älteren Steinkerne stattgefunden hat.

Das Alter der Fossilschicht.

Wie oben festgestellt wurde, muss die Fossilschicht etwas jünger sein als die Ammoniten des Disparhorizontes. Der Disparhorizont ist nach L. F. Spath der jüngste Ammonitenhorizont des Albien. Er entspricht der Zone VIb von Ch. Jacob, die ebenfalls ins oberste Albien gestellt wird. Daraus darf geschlossen werden, dass die Fossilschicht erst im Cenoman zur Ablagerung gekommen ist.

Diese Auffassung wird dadurch gestützt, dass in der Turrilitenschicht der Zentral- und Ostschweiz, die bei ähnlicher lithologischer Ausbildung und gleicher stratigraphischer Lage wie unsere Fossilschicht die Disparfauna führt, ausserdem auch ausgesprochen cenomane Formen (*Mantelliceras mantelli* (Sow.), *Schloenbachia varians* Brong. u.a.m.) auftreten. Dadurch ist ihr cenomanes Alter erwiesen, ihre Übereinstimmung mit unserer Fossilschicht macht auch für diese cenomanes Alter wahrscheinlich.

Ein weiterer Anhaltspunkt für die Altersbestimmung der Fossilschicht ergibt sich vielleicht aus dem Auftreten der *Globotruncana appenninica* O. Renz, welche nach O. Renz ebenfalls auf cenomanes Alter weist.

Unsere ausführlichen Darlegungen erlauben folgenden

Überblick über die Entstehung der Fossilschicht

zu geben, beginnend beim oberen Schrattenkalk.

1. Ablagerung des oberen Schrattenkalks, der oberen Orbitolina- und der Luitereschichten (a—d).
2. Abtragung der oberen Orbitolina- und Luitereschichten bis auf ein Relikt, Korrosionserscheinungen im oberen Schrattenkalk.
3. Ablagerung des Kalksandsteins (1).
4. Ablagerung der primären Milletianusschicht.
5. Aufarbeitung dieser Schicht, Phosphoritisierung der daraus stammenden Steinkerne.
6. Ablagerung des mergeligen Sandsteins (2), enthaltend die aufgearbeitete Milletianusfauna.
7. Ablagerung der schwarzen und gelben Schiefersandsteine (3 und 4).

8. Wechselweise Ablagerung und Aufarbeitung der Schichten, die den Mammillatus-Varicosus-Horizonten entsprachen, mit Phosphoritisierung der daraus stammenden Ammonitensteinkerne. Dass es sich um eine mehrfache Wiederholung des Vorganges handelt, beweist das Auftreten von älterem Phosphorit im Gesteinstyp 6 (s. Tab. 3, p. 364).
9. Aufarbeitung, in der Südfacies bis in den Kalksandstein (1), in der Nordfacies bis auf den gelben Schiefersandstein (4). Dabei zweite Aufarbeitung der Milletianusfauna im Gebiet der Südfacies. Phosphorit und grobe Quarzkörner bleiben übrig. Transport dieser Bestandteile nach N.
10. Absatz der primären Disparschicht.
11. Aufarbeitung der Disparschicht, Phosphoritisierung der Disparfossilien.
12. Ablagerung der Fossilschicht (5), Auftreten von *Globotruncana appenninica* O. Renz.

Aus diesem Überblick geht hervor, dass die Vorgänge, die zur Entstehung der Fossilschicht führten, sich mehrfach wiederholten. Es scheint eine Art zyklischer Sedimentation vorzuliegen, die aber nicht zu einer Wiederholung sich gleichender Schichtfolgen führte, sondern zur Entstehung einer einzigen Schicht. Die Ammoniten, die in dieser Schicht von nur 50 cm vereint auftreten, verteilen sich in England in 16 Horizonten auf eine ca. 100 m mächtige Schichtfolge. Das zeigt, dass im Rawilgebiet die Sedimentation in der entsprechenden Zeit sehr gering war. Diese Erscheinung darf jedoch nicht Kondensation genannt werden, da an diesen Begriff die Bedingung geknüpft ist, dass keine Aufarbeitung stattgefunden hat. Die beschriebenen Untersuchungen zeigen aber, dass die Aufarbeitung die Hauptrolle bei der Entstehung der Fossilschicht des Rawilgebietes gespielt hat. Wahrscheinlich dürften ähnliche Untersuchungen in anderen Gegenden zum gleichen Resultat führen.

6. Grünsandiger Kalk.

Der grünsandige Kalk findet sich nur im Gebiet der Nordfacies und auch hier nur in den nördlichen Profilen. In den südlichen Aufschlüssen fehlt er, doch treten in einigen südlichen Profilen der Nordfacies in den mittleren und oberen Partien des darüberliegenden Seewerkalks grünsandige Schlieren auf. In ihnen können wir Phosphoritknollen, Brocken des grünsandigen Kalks und kleine, unverfestigte Sandnester beobachten. Das spricht deutlich für eine Aufarbeitung, die teilweise bis in die Fossilschicht griff, aus der die Phosphoritknollen stammen.

Die Mächtigkeit des Kalks wechselt von $^1/_2$ bis 1 m. Gegen unten und oben ist er scharf begrenzt. Stellenweise ist er knollig-schlierig

ausgebildet und gleicht dann den Knollenschichten des Albien der Zentralschweiz.

Der grünsandige Kalk führt vereinzelte Phosphoritknollen und selten Phosphoritfossilien. Im Tierbergtäli konnte ich folgende kleine Fauna aufsammeln:

Beudanticeras sp. indet.	1 Ex.
Turrilites hugardianus D'ORB.	1 Ex.
Turrilites bergeri BRONG.	2 Ex.
Baculites gaudini PICT. & CAMP.	1 Ex.
Inoceramus salomoni D'ORB.	1 Ex.

Diese Formen finden sich, wie die Fossilliste (p. 356/7) zeigt, schon in der Fossilschicht (5). Wenn sie in Schicht 6 nochmals auftreten, so muss auch in diesem Falle an eine Aufarbeitung gedacht werden. In diesem Sinne spricht der schlechte Erhaltungszustand der meist nur in kleinen Fragmenten erhaltenen Fossilien.

Seiner Lage zwischen Fossilschicht (5) und Seewerkalk (7) entsprechend, lässt sich der grünsandige Kalk mit der Überturrilitenschicht der Ostschweiz (Lit. 26, p. 218) vergleichen. Wie die Fossilschicht führt er *Globotruncana appenninica* O. RENZ, dürfte also ebenfalls ins Cenoman zu stellen sein.

7—10. Seewerschichten.

Die Schichten 7—10 der mittleren Kreide unterscheiden sich von den schon besprochenen Schichten 1—6 in erster Linie durch das Fehlen von Glaukonit und gröberen Quarzkörnern. Sie sind feinkalkig oder mergelig und scheinen in einem tieferen Meer abgelagert zu sein als die glaukonitisch-sandigen Schichten 1—6.

In Südfacies und Mittelfacies lassen sich die Seewerschichten unterteilen in:

7. Unteren Seewerkalk
8. Untere Seewerschiefer
9. Oberen (roten) Seewerkalk und
10. Obere Seewerschiefer.

In der Nordfacies ist nur noch eine Zweiteilung in Seewerkalk und Seewerschiefer zu sehen, der obere, rote Seewerkalk lässt sich nicht feststellen. Wahrscheinlich ist er in mergeliger Facies ausgebildet und kann deshalb nicht von den Seewerschiefern abgetrennt werden. Die Gesamtmächtigkeit der Seewerschichten beträgt ca. 50 m.

7. Unterer Seewerkalk.

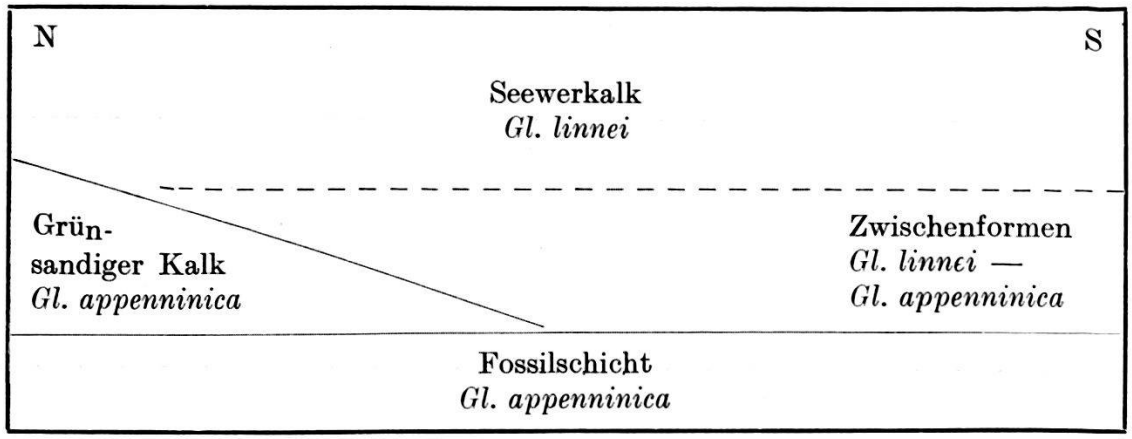
Im unteren Seewerkalk unterscheiden wir zweckmässig die Seewerkalkbasis vom eigentlichen Seewerkalk; scharf abtrennen lässt sich die Basis aber nicht. Es handelt sich einfach um die unteren

10—20 cm des Seewerkalks, die kleine Mengen von Quarz und Glaukonit und vereinzelte Phosphoritknollen führen, welche aus dem Liegenden aufgearbeitet worden sind.

Die Grenze der Seewerkalkbasis gegen das Liegende ist immer scharf; in der Südfacies liegt der Seewerkalk auf dem Fossilhorizont (5), in der Nordfacies auf dem grünsandigen Kalk (6). Dabei ist wichtig, festzustellen, dass die untersten Seewerkalkbänke im S und N offenbar nicht die gleichen sind. Im S treten in der Seewerkalkbasis auf:

Globotruncana appenninica O. Renz
Zwischenformen *Gl. appenninica* O. Renz-*Gl. linnei* (d'Orb.)
Globotruncana linnei (d'Orb.),

im N dagegen nur *Gl. linnei* (d'Orb.), welche ein höheres Niveau kennzeichnet als *Gl. appenninica* O. Renz. Das lässt zusammen mit der erwähnten Aufarbeitung des grünsandigen Kalkes (6) und den früher beschriebenen Profilen vom Lac des Audannes und von La Saourie an eine Diskordanz, wie sie das folgende Schema darstellt, denken. Ähnliche Verhältnisse beschreibt Arn. Heim aus dem Vorarlberg (Lit. 30, p. 277), wo der Seewerkalk ebenfalls bis auf Schrattenkalk greift.



Über der Seewerkalkbasis folgt der graue, glaukonitfreie Seewerkalk, der überall *Gl. linnei* (d'Orb.) führt. Andere bestimmbare Fossilien konnte ich nicht finden, doch erwähnt M. Lugeon ein Exemplar von *Ananchytes ovata* Lam. (Lit. 40, p. 498).

8. Untere Seewerschiefer.

Die Mächtigkeit dieser Schichten beträgt 10—15 m. Vom Seewerkalk unterscheiden sich die Schiefer durch das Auftreten von Quarz und die mergelige Grundmasse. Sie führen *Gl. linnei* (d'Orb.) und Globigerinen. Da sie zwischen zwei Bänken von Seewerkalk liegen, sind sie als eine mergelige Facies desselben zu deuten.

Die Grenzen der Schiefer gegen Liegendes und Hangendes sind scharf, doch haben an den Grenzflächen häufig Bewegungen stattgefunden, denn die unteren Seewerschiefer bilden einen ausgezeichneten tektonischen Gleithorizont.

9. Oberer Seewerkalk.

Mit einer scharfen Grenze setzt über den untern Seewerschiefern noch einmal Seewerkalk ein. Seine Mächtigkeit beträgt 5—10 m. Er ist hellgelb bis rot; schwarze, tonige Zwischenhäute sind typisch. *Globotruncana linnei* (D'ORB.) ist häufig.

Da der obere Seewerkalk zwischen zwei tektonisch leicht beweglichen Schichten liegt, ist er oft stark beansprucht. Bei der Gebirgsbildung wurde er bald in Linsen zerrissen, bald stark ausgedünnt. Ein schönes Beispiel für diese Bewegungen ist die von M. LUGEON beschriebene und abgebildete (Lit. 45, p. 236) Verwerfung in der Plainemorte, deren Sprunghöhe im oberen Schrattenkalk ca. 15 m beträgt, die aber in den Seewerschiefern erlischt und die Wangschichten nicht mehr erreicht.

10. Obere Seewerschiefer.

Die oberen Seewerschiefer entsprechen in ihrer lithologischen Ausbildung völlig den unteren Seewerschiefern. Auch sie führen *Globotruncana linnei* (D'ORB.). Ein Schliff aus der nördlichen Zone, wo die Unterteilung durch den oberen Seewerkalk fehlt, zeigt eine *Globotruncana stuarti* (DE LAPP.). Da der obere Seewerschiefer genau ebenso ausgebildet ist wie der untere, fällt der Gedanke an eine Parallelisierung mit den Amdenerschichten weg.

Bemerkungen über die Globotruncanen.

O. RENZ (Lit. 52, p. 19) hat in der Scaglia des zentralen Apennin eine Entwicklungsreihe von Globotruncanen festgestellt, die mit *Gl. appenninica* O. RENZ beginnt und über *Zwischenformen* zur *Gl. linnei* (D'ORB.) führt; später tritt, zuerst neben *Gl. linnei* (D'ORB.), zuletzt allein, *Gl. stuarti* (DE LAPP.) auf. Dieselbe Reihe tritt nun auch im Wildhorngebiet in der Serie auf, die von der Fossilschicht bis zu den oberen Seewerschiefern reicht. Dabei fand sich allerdings nur 1 Exemplar von *Gl. stuarti* (DE LAPP.) und zwar in unbestimmbarer Schichthöhe.

O. RENZ lässt *Gl. appenninica* im Cenoman beginnen. Für dieses Alter spricht die Vergesellschaftung der Form mit *Orbitolina* und namentlich mit *Praealveolina*, die nach den Untersuchungen von M. REICHEL ein ausserordentlich wertvolles Leitfossil darstellt (Lit. 50). Diese Altersbestimmung wurde neuerdings dadurch gestützt, dass im

Cenoman des Pariser Beckens eine einkielige *Rosalina* gefunden wurde, deren Beschreibung (Lit. 48) in allen Details auf *Gl. appenninica* O. RENZ passt.

Anderseits sprechen neue Beobachtungen dafür, dass *Gl. appenninica* O. RENZ nicht erst im Cenoman, sondern schon im obersten Albien einsetzt. Eine von mir vorgenommene Durchsicht der von H. J. FICHTER angefertigten Dünnschliffe (No. HF 345—357), die im geologischen Institut der Universität Basel aufbewahrt sind, ergab nämlich das Auftreten der Form in den Knollenschichten der Nieder- und Oberbauen-Falte, die H. J. FICHTER ins obere Albien stellt, eine Altersbestimmung, die zweifellos richtig ist.

Die Zwischenformen *G. appenninica-G. linnei* stellt O. RENZ an den Beginn des Turon, immerhin ohne dafür Beweise zu haben. Für den Seewerkalk des Rawilgebietes, der an der Basis diese Zwischenformen führt, lässt sich daraus also keine Altersbestimmung ableiten, wir sind vielmehr auf Analogien mit Ost- und Zentralschweiz angewiesen (Lit. 19; 20; 26). Dort wird der Seewerkalk allgemein ins Cenoman-Turon gestellt, was mit dem Einsetzen der *Gl. linnei* übereinstimmen würde. Dabei ist allerdings die Frage offen zu lassen, ob der Seewerkalk überall gleichaltrig ist, d. h. ob die Seewerkalkbasis überall dem gleichen stratigraphischen Horizont entspricht. Nach ARN. HEIM (Lit. 30) und meinen Befunden scheint dies nicht der Fall zu sein.

Die wenigen Bemerkungen zeigen, dass die Globotruncanen wahrscheinlich auch ausserhalb des Apennin als leitende Formen dienen können; eine definitive Bewertung wird sich aber erst ergeben, wenn sie zusammen mit eigentlichen Leitfossilien gefunden werden.

IV. Wangschichten (Maestrichtien).

In das Maestrichtien, teilweise vielleicht in das Danien werden die Wangschichten gestellt. Es sind grauschwarze, feinspätige, in einzelnen Lagen kieselige Schieferkalke[5]). Ihr Vorkommen ist beschränkt auf die Wildstrubelfalte und die südliche Hälfte der Rawilmulde.

Die Wangschichten liegen mit einer Transgression diskordant auf den älteren Schichten (Lit. 41). In der Rawilmulde bilden die Seewerschiefer das Liegende, nach S aber greift die Transgression allmählich auf tiefere Horizonte und erreicht in der Plainemorte den unteren Schrattenkalk. Die Mächtigkeit der dort fehlenden Schichten beträgt ca. 145 m. Daraus ergibt sich ein Winkel von

---

[5]) Infolge ihres Kieselgehaltes eignen sich die Wangschichten zur Herstellung von Wetzsteinen. So holten die Bauern von Lenk ihre Steine am Wetzsteinhorn, das daher seinen Namen hat.

2°45′ zwischen den Schichten des Liegenden und der Transgressionsfläche.

Eine Aufarbeitung der liegenden Schichten lässt sich nur selten nachweisen. So findet man in der Plainemorte an der Basis der Wangschichten vereinzelte Brocken eines stark kieseligen Gesteins, die aus den Wangschichten herauswittern. Diese Brocken stammen aus dem Kalksandstein des Albien, der in den südlichen Aufschlüssen durch Kieselkalk vertreten ist (s. oben). Ein eigentliches Basiskonglomerat aber, wie es von andern Orten bekannt ist (Lit. 3; 24, p. 238), tritt nirgends auf.

Da der untere Schrattenkalk, wie wir oben gesehen haben, wenig S der Plainemorte ganz in der Facies der Drusbergschichten ausgebildet ist, liegen dort die Wangschichten auf Drusbergschichten. Ähnliche Verhältnisse zeigen sich überall in den südlichsten helvetischen Falten (Lit. 24, p. 238).

Schon M. Lugeon (Lit. 45, p. 236) hat vermutet, dass der Transgression der Wangschichten tektonische Bewegungen vorausgingen. Den Beweis dafür erbringt eine kleine Verwerfung, die in der Plainemorte (Luton NW P. 2514,7) beobachtet werden kann. N dieser Verwerfung, welche E-W streicht und die Schichten um einige m nach S absenkt, keilt der Kalksandstein des Albien an der Transgressionsfläche der Wangschichten aus, die Wangschichten transgredieren auf oberen Schrattenkalk. Südlich der Verwerfung, welche die Wangschichten nicht verstellt, erscheint noch einmal das Albien unter der Transgressionsfläche. Es keilt nach S rasch aus, die Wangschichten transgredieren nochmals auf oberen Schrattenkalk. Die Erscheinung ist so klar, dass sie nur als eine vor der Maestrichtienzeit entstandene Verwerfung gedeutet werden kann (s. Fig. 4, p. 374 und Taf. XXIV).

Die Mächtigkeit der Wangschichten beträgt in der Plainemorte, soweit sich dies beurteilen lässt, ca. 200 m. Nach N nimmt sie rasch ab, in der Rawilmulde keilen die Wangschichten aus. Dieses rasche Auskeilen der mächtigen Serie auf einer Strecke von 3 km hängt einerseits mit der Eocaentransgression zusammen, andererseits aber damit, dass die Wangschichten auf eine leicht geneigte Fläche transgredierten, also diskordant auf ihrer Transgressionsfläche liegen. Das geht hervor aus der Lage eines bald mehr, bald weniger kieseligen Horizontes, der sich im nördlichen Teil der Plainemorte 30 m über der Transgression befindet, in der Rawilmulde aber, wo die Wangschichten auskeilen, direkt auf den Seewerschiefern liegt.

Die Wangschichten sind sehr fossilarm; es fand sich einzig *Jereminella Pfenderae* Lugeon (Lit. 46), die in der Plainemorte ganze Schichtflächen bedeckt. Für die Altersbestimmung sind wir deshalb vorläufig auf die Analogie mit andern Gebieten angewiesen (Lit. 27, p. 318), wo die Wangschichten als Maestrichtien bezeichnet werden, eventuell sogar ins Danien hinaufreichen sollen.

V. Eocaen.

Die folgende Beschreibung des Eocaens baut auf dem fundamentalen Werke von J. Boussac auf (Lit. 10), in welchem p. 326—334 einige detaillierte Profile unseres Gebietes beschrieben sind. Diese Untersuchungen sind von M. Lugeon seiner Karte und Beschreibung (Lit. 42; 45; 66) zugrunde gelegt worden. Die von J. Boussac eingeführte Gliederung besitzt auch heute im wesentlichen ihre Gültigkeit; einzig hat sich seither ergeben, dass die Abtrennung des Auversien nicht aufrecht erhalten werden kann. Um dementsprechend diesen Ausdruck zu vermeiden, wurde im Anschluss an R. Abrard (Lit. 1) folgende Einteilung benützt:

2. Bartonien { b. Globigerinenschiefer
a. Hohgantschichten

1. Lutétien

Auf eine Neubearbeitung der Nummuliten und Orbitoiden wurde verzichtet, da sie in dem eng begrenzten Untersuchungsgebiete doch keine befriedigenden Resultate ergeben hätte. Die Unterteilung des Bartonien beruht deshalb auf lithologischen Unterschieden.

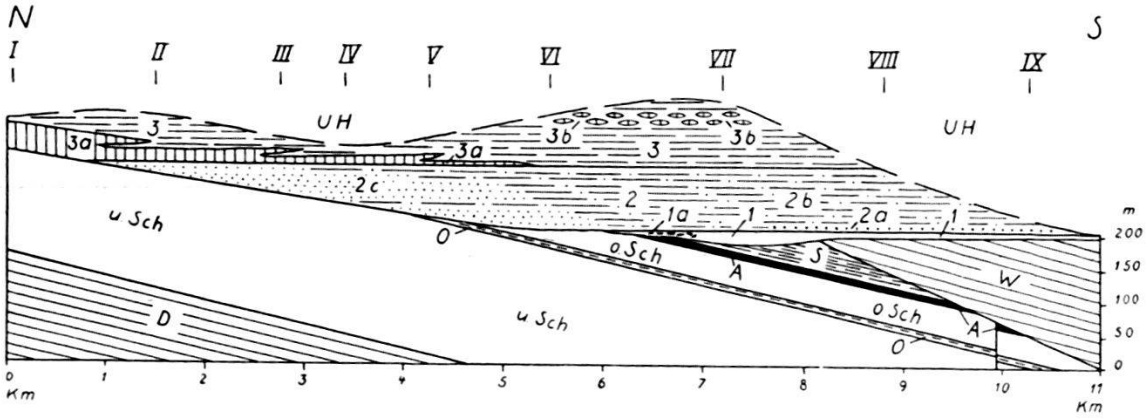


Fig. 4. *Faciesprofil durch das Eocaen der Wildhorn-Decke im Rawilgebiet.*

3b Lithothamnienriffe. *3a* Lithothamnienkalk. *3* Globigerinenschiefer. *2c* Hohgantsandstein. *2b* Hohgantschiefer. *2a* Glaukonithorizont. *2* Hohgantschichten. *1a* Basisbreccie. *1* Lutétien.

UH Ultrahelvetikum. *W* Wangschichten. *S* Seewerschiefer. *A* Albien-Seewerkalk. *o. Sch.* Oberer Schrattenkalk. *O* Orbitolinaschichten. *u. Sch* Unterer Schrattenkalk. *D* Drusbergschichten.

I Fenster von Lenk. *II* Fenster von Schwand. *III* Iffigenfall. *IV* Hohberg. *V* Iffigenmulde. *VI* Firstli (Wildhornfalte). *VII* Rawilmulde. *VIII* Col de la Plainemorte. *IX* Plainemorte.

Über Auflagerungsverhältnisse und Gliederung des Eocaens orientiert Fig. 4. Diese zeigt auch, dass das Eocaenprofil nach oben nicht überall mit den gleichen Schichten endet, sondern durch die

Überschiebungsfläche der ultrahelvetischen Decken diskordant begrenzt wird. Das Eocaen transgrediert auf die Schichten der Kreide. In der Plainemorte und im südlichen Teil der Rawilmulde bilden die Wangschichten das Liegende, in der Rawilmulde und im Südschenkel der Wildhornfalte die Schichten der mittleren Kreide, weiter im N zuerst der Obere, dann der Untere Schrattenkalk. Die Transgressionsfläche schneidet die liegenden Schichten in einem Winkel von $2^1/_2{}^0$, der auf Fig. 4 infolge der Überhöhung zu gross erscheint. Die Transgression des Eocaens erfolgt indessen nicht einheitlich von S nach N, wie J. Boussac angibt. Vielmehr finden wir die ältesten Schichten des Lutétien beschränkt auf die Zone, wo die Seewerschiefer das Liegende bilden (vgl. oben und Fig. 4). Südlich und nördlich davon fehlt das älteste Lutétien, die Transgression beginnt mit den obersten Schichten des Lutétien. J. Boussac hält das Fehlen der unteren Schichten und des Lutétien im S für eine lokale und zufällige Erscheinung (Lit. 10, p. 334). Da wir aber den gleichen Unterschied zwischen der Rawilmulde im N und den südlicheren Aufschlüssen überall in dem Streifen zwischen Sex rouge (im W) und Wildstrubel (im E) beobachten können (s. Fig. 1, p. 347), genügt die Erklärung von J. Boussac nicht. Der Grund muss in einer leichten Senke gesucht werden, die zur Lutétienzeit in der Gegend der Rawilmulde vorhanden war. Die Entstehung dieser Senke möchte ich nicht auf tektonische Ursachen zurückführen, sondern darauf, dass in den weichen Seewerschiefern die der Eocaentransgression vorausgehende Erosion stärker wirkte als im Schrattenkalk und in den Wangschichten. Für diese Deutung scheint mir zu sprechen, dass wir eine Basisbreccie (1a in Fig. 4) im Eocaen nur am Nordrand der Senke finden, da, wo die unteren, härteren Schichten der mittleren Kreide nach N auskeilen, wo sich also eine stärkere Böschung befand. Die Basisbreccie enthält dementsprechend Brocken von Seewerkalk und Albien. Aufgeschlossen ist die Basisbreccie am Firstli (Fig. 4), am Ammertengrat SW P. 2613,4 und am Rotstock (s. Fig. 1, p. 347).

N der Rawilmulde setzt das Lutétien allmählig aus, und nach N transgredieren zunächst die Hohgantschichten, dann im Fenster von Lenk (s. Fig. 1) die Globigerinenschiefer in Lithothamnienkalkfacies. Daraus geht hervor, dass eine nach N fortschreitende Transgression auf eine geneigte Ebene stattfand.

Nach oben ist das Eocaen durch die Überschiebungsfläche der ultrahelvetischen Decken begrenzt, welche die liegenden Schichten diskordant abschneidet. Es handelt sich zweifellos um eine mechanische Diskordanz mit mehr oder weniger tiefer Abschürfung des Eocaens. Dafür sprechen ultrahelvetische Wildflyschgesteine, welche in die obersten Globigerinenschiefer eingewalzt worden sind, sowie Fetzen von Globigerinenschiefern, die in der „Zone des Cols" zwischen den Gesteinen der ultrahelvetischen Decken auftreten. So liegt das Ultrahelvetikum wenig östlich Luton auf den Wangschichten, etwas

nördlich auf den Kalken des Lutétien, am Col de la Plainemorte auf den Hohgantschiefern. In der Rawilmulde und in den nördlicheren Mulden bilden die Globigerinenschiefer die Unterlage des Ultrahelvetikums, jedoch in wechselnder Mächtigkeit. In den Mulden ist, soweit sich dies feststellen lässt, die Serie am vollständigsten vorhanden; auf den Falten dagegen fehlen die Globigerinenschiefer fast ganz. Die fehlenden Schichten wurden ausgequetscht und in die ultrahelvetischen Decken eingewalzt. Man darf daraus schliessen, dass die Falten der Wildhorndecke schon angelegt waren, als die ultrahelvetischen Decken überschoben wurden, obgleich die Entwicklung der Wildhorn-Decke zur weit ausgreifenden Überschiebungsdecke erst später stattfand. Ob die Überschiebung des Ultrahelvetikums auf ein Relief stattfand, lässt sich nicht feststellen; denn die Überschiebungsfläche ist überall von einer tektonischen Breccie oder von einer Ruschelzone begleitet, die sich zusammensetzt aus Globigerinenschiefern der Wildhorn-Decke und Kreidegesteinen der ultrahelvetischen Plainemorte-Decke. Dies lässt sich besonders schön in den tiefeingeschnittenen Rinnen des Kindbachs und des Aebibachs im Fenster von Schwand beobachten.

1. Lutétien. (Complanataschichten)

(1 in Fig. 4, p. 374).

Das vollständigste Lutétienprofil bietet nach dem oben Gesagten die Rawilmulde. Südlich Rothorn P. 2502 kann von unten nach oben folgende Schichtserie beobachtet werden:

Liegendes: Seewerschiefer.

1.	Gelber Sandstein mit kleinen Discocyclinen	4 m
2.	Gelber Sandstein mit *Nummulites complanatus* LAM. und *Num. perforatus* DE MONTFORT	0,2 m
3.	Gelber steriler Sandstein	1 m
4.	Braunschwarzer, stark auswitternder Glimmersandstein	0,5 m
5.	Gelber steriler Sandstein	0,2 m
6.	Schwarzer Kalk mit *Discocyclina discus* RÜT. und kleinen *Discocyclinen*	0,8 m
7.	Graugelbe, mehr oder weniger sandige Kalke mit *Discocyclina discus* RÜT.	6 m
8.	Gelbe sterile Sandsteine, Basis der Hohgantschichten.	

Ähnliche Profile lassen sich überall in der Rawilmulde beobachten, jedoch sind die Schichten 1—5 nicht immer gleicherart ausgebildet, im besonderen treten die grossen Nummuliten in verschiedener Höhe auf. Schon im südlichen Teil der Rawilmulde beginnen die Schichten 1—5 nach S auszukeilen (s. oben), am Col de la Plainemorte sind nur noch die Kalke mit *Discocyclina discus* vorhanden. Mit ihnen setzt in der ganzen Plainemorte die Tertiärtransgression ein.

Die Schichten 6 und 7 wurden von J. BOUSSAC in das „Auversien" gestellt, sie müssten demnach zum unteren Bartonien gehören. Doch treten in ihnen in der Rawilmulde in seltenen Fällen vereinzelte Exemplare von *Nummulites complanatus* LAM. auf, was für Zugehörigkeit der Schichten zum Lutétien spricht. Dies wird bestätigt durch Beobachtungen im östlichen Teil der Plainemorte (Blatt Gemmi), wo sich die grossen Nummuliten massenhaft neben *Discocyclina discus* in den graugelben Kalken finden.

Wie weit das Lutétien nach N reicht, lässt sich infolge der Abtragung auf dem Scheitel der Wildhornfalte nur vermuten. Zwar finden wir im Nordschenkel der Wildhornfalte (z. B. in den Profilen im S von Iffigen und am Iffigensee (Lit. 10, p. 330) an der Basis des Tertiärs noch *Discocyclina discus* RÜT., doch fehlen grosse Nummuliten. Da *Discocyclina* auch noch im Bartonien auftreten kann, stellen wir die nur $^1/_2$ m mächtige Sandsteinbank, die *D. discus* führt, an die Basis der Hohgantschichten.

2. Bartonien.

a. Hohgantschichten.

(2 in Fig. 4, p. 374).

In der Rawilmulde liegt über dem Lutétien eine ca. 100 m mächtige Serie gelber sandiger Schiefer, von M. LUGEON „Schistes arénacés à patine fauve avec *Pecten*" genannt. J. BOUSSAC setzte sie den Hohgantschiefern gleich; in der Ausbildung entsprechen sie auch den Pectinitenschiefern der Zentralschweiz, doch ist *Pecten* selten. Wir benützen deshalb die Bezeichnung Hohgantschiefer (2 b in Fig. 4).

Die Hohgantschiefer beginnen in der Plainemorte und im südlichen Teil der Rawilmulde mit einer 1 m mächtigen Glaukonitbank. Darüber folgen die gelb anwitternden, sandig-kieseligen Schiefer, die im frischen Bruch braunschwarz sind. Sie führen Quarzkörner und Glimmer in einer kalkig-mergeligen Grundmasse. Nach oben werden sie mehr und mehr feinsandig und gehen allmählig in die Globigerinenschiefer über.

Interessant ist das Auftreten von Phosphoritknollen an der Basis der Hohgantschichten in der Plainemorte. Wie aus der Gesteinsart der Knollen hervorgeht, stammen sie aus der Fossilschicht der mittleren Kreide, sie sind also aufgearbeitet. Da aber in der Plainemorte die Fossilschicht nirgends mit dem Eocaen in Berührung kommt, weil Seewer- und Wangschichten dazwischen liegen, müssen die Phosphoritknollen aus der Wildhornfalte, wo Aufarbeitung der Fossilschicht in das Lutétien stattfand, in die Plainemorte transportiert worden sein.

Die oben erwähnte schiefrige Ausbildung zeigen die Hohgantschichten jedoch nur in der Plainemorte und in der Rawilmulde.

Nach N verändert sich die Facies rasch, so dass wir von Hohgantsandstein sprechen müssen. Der Facieswechsel kann aber im einzelnen nicht verfolgt werden, da auf grossen Strecken alles Eocaen entweder abgetragen oder nicht aufgeschlossen ist.

Immerhin lässt sich folgendes beobachten: Schon am Firstli (s. Fig. 4, VI) bestehen die untersten 20 m der Hohgantschichten nicht mehr aus sandigen Schiefern, sondern aus ungebankten Sandsteinen. Im Nordschenkel der Wildhornfalte schieben sich zwischen diese groben Sandsteine sandige Kalke ein, in denen stellenweise Lithothamnien auftreten (Lit. 10, p. 330). Die Mächtigkeit der Hohgantschichten lässt sich hier nicht feststellen, da ihr Hangendes nicht aufgeschlossen ist.

Ähnliche Verhältnisse treffen wir am Niesenhorn (s. Fig. 4, V). Die Hohgantschichten sind hier nur noch 60 m mächtig. Auf dem oberen Schrattenkalk transgredieren grobe gelbe Sandsteine, die nach oben feinsandig werden und in feinsandige Schieferkalke übergehen. In den Sandsteinen tritt *Nummulites striatus* Brug. auf, in den Schieferkalken finden sich Querschnitte schlecht erhaltener Cerithien neben kleinen Nummuliten, Discocyclinen und Korallen. J. Boussac stellt diese Schichten deshalb den Cerithienschichten der Diablerets-Decke gleich. In ihnen kann man nach N einen seitlichen Übergang in Lithothamnienbänke mit Korallen beobachten. Nach diesen Fossilien kann es sich nicht um Brackwasserschichten handeln. Die Parallelisierung mit den Cerithienschichten scheint mir deshalb etwas fraglich. Über den Schieferkalken setzen nochmals grobe gelbe Sandsteine ein, die ihrerseits wieder in sandige Kalke übergehen. Den Abschluss der Hohgantschichten bilden einige Bänke mit unzähligen Orbitoiden. Darüber folgt als Basis der Globigerinenschiefer eine 5—10 m mächtige Lithothamnienkalkbank (s. Fig. 4, V), welche hellgrau anwittert wie Schrattenkalk.

In den nächsten, weiter nördlich liegenden Aufschlüssen, die wir am Hohberg finden (Fig. 4, IV), sind die Hohgantschichten nur noch 30 m mächtig. Sie setzen mit weissen Sandsteinen auf unterem Schrattenkalk ein, nach oben kalkiger werdend und in Lithothamnienkalk übergehend. Diese Schichtfolge entspricht der oberen Serie Sandstein-Lithothamnienkalk, die am Niesenhorn beobachtet werden kann.

Noch weniger mächtig sind die Hohgantschichten im Fenster von Schwand (Fig. 4, II). Ihre Ausbildung ist dieselbe wie am Hohberg: Auf unterem Schrattenkalk liegt weisser Sandstein, der in schiefrige Kalke übergeht. In diesen tritt neben kleinen Nummuliten eine *Discocyclina* von 3 cm Durchmesser auf.

Völlig ausgekeilt sind die Hohgantschichten im Fenster von Lenk, wo Lithothamnienkalk auf unteren Schrattenkalk transgrediert.

b. Globigerinenschiefer.

Die Globigerinenschiefer (3 in Fig. 4, p. 374) sind eine 100—200 m mächtige Serie von grauen, glimmerhaltigen Schiefermergeln. Da auf ihnen, wie schon erwähnt, die Überschiebung der ultrahelvetischen Decken erfolgte, sind sie nur in den Mulden erhalten geblieben. Ihre Mächtigkeit lässt sich nicht mit Sicherheit feststellen, doch sind sie in der Rawilmulde, aus der die Schätzung stammt, wahrscheinlich vollständig vorhanden. In ihrer Ausbildung entsprechen sie völlig den Stadschiefern der Zentralschweiz. Im Schliff erkennt man stets Globigerinen.

Die Globigerinenschiefer sind immer begleitet von hellgrauen Lithothamnienkalken. Diese treten einerseits in den nördlichen Aufschlüssen (Niesenhorn, Hohberg, Fenster von Schwand, Fenster von Lenk) an der Basis der Globigerinenschiefer auf (3a in Fig. 4). Es lässt sich jedoch nicht sagen, ob sie die nördliche Ausbildung der Hohgantschichten oder der untersten Globigerinenschiefer darstellen. Da Lithothamnienkalk aber andererseits auch innerhalb der Globigerinenschiefer auftritt, halte ich es für richtig, auch die Lithothamnienkalke der Basis zu den Globigerinenschiefern zu rechnen.

In der Rawilmulde schalten sich in den oberen Teilen der Globigerinenschiefer mehrere in Linsen zerrissene Lithothamnienriffe von wechselnder Mächtigkeit ein (3b in Fig. 4). Vermutlich waren diese Riffe schon bei ihrer Entstehung keine zusammenhängenden Bänke; es lässt sich aber auch denken, dass sie erst bei der Gebirgsbildung auseinandergerissen wurden.

Zwischen den Riffen finden sich Lagen von Globigerinenschiefern, aus denen Asterocyclinen und andere Orbitoiden in Menge herauswittern. Die schönsten Aufschlüsse finden sich ca. 500 m im NE der Rawilpasshöhe auf Quote 2540 m. Stellenweise bestehen die Schichten ausschliesslich aus Orbitoiden und treten dann als dünnplattige Kalkbänkchen auf.

Zuoberst in den Globigerinenschiefern, wenig unter der ultrahelvetischen Überschiebungsfläche, liegen grobsandige bis brecciöse Bänke, die sich aus granitischem und dolomitischem Material zusammensetzen. M. Lugeon rechnet sie noch zu den Globigerinenschiefern und spricht vom Beginn der Flyschfacies (Lit. 45, p. 341). Es dürfte sich jedoch um Fetzen von ultrahelvetischem Flysch handeln, die in die Globigerinenschiefer eingewalzt wurden.

In der Iffigenmulde sind die Globigerinenschiefer nirgends aufgeschlossen. Dagegen finden wir sie in der kleinen Mulde von Stiereniffigen. Sie bilden den Muldenkern. An ihrer Basis liegt eine 5—10 m mächtige Bank Lithothamnienkalk, zwei weitere Bänke von je 1 m Dicke folgen wenig darüber.

Weiter nördlich können wir die Globigerinenschiefer im Nordschenkel der Hohbergfalte beobachten. Auch hier liegen an der

Basis 10—15 m Lithothamnienkalk. Die Mächtigkeit der Globigerinenschiefer beträgt infolge der Überschiebung der ultrahelvetischen Decken nur 30—40 m.

Grössere Mächtigkeit der Stadschiefer finden wir wieder im Fenster von Schwand (Fig. 4, II). In den Bachläufen des Kindbachs und des Aebibachs erscheinen unter dem Ultrahelvetikum immer wieder die Globigerinenschiefer und deuten die Lage des Gewölbes an, das sich vom Dungelschuss südlich von Lauenen zum Fenster von Schwand zieht.

Der nördlichste Aufschluss von Globigerinenschiefer findet sich im Fenster von Lenk (s. Fig. 4, I). Südlich vom Lenkersee kann man konstatieren, dass auf Schrattenkalk grobgebankte Lithothamnienkalke von ca. 40 m Mächtigkeit transgredieren, in denen kleine Nummuliten, Disocyclinen und Pellatispiren (Lit. 60) auftreten. Darüber folgt eine 5 m mächtige, stark ausgequetschte Zone von Globigerinenschiefern, welche die Unterlage des ultrahelvetischen Malm bilden. Die Überschiebung lässt sich wenig über der Strasse Lenk-Iffigenalp beobachten.

Zusammenfassend sei noch einmal auf die beiden wichtigen Tatsachen hingewiesen, die sich aus den beschriebenen Beobachtungen ergeben:

1. Die ältesten Schichten des Eocaens finden sich in der Rawilmulde, jedoch nicht südlicher. Von der Rawilmulde aus transgredieren immer jüngere Schichten fortschreitend nach N.
2. Von S nach N überwiegen allmählich Lithothamnienkalke gegenüber Sandsteinen und Globigerinenschiefern.

J. Boussac hat die Isopen der Eocaentransgression bestimmt und ihren Verlauf mit demjenigen der Falten verglichen. Wie im Abschnitt Tektonik näher ausgeführt wird, ist jedoch Boussac's Parallelisierung der Falten nicht zutreffend, und damit fällt das von ihm angenommene Abbiegen der Isopen aus der Richtung der Faltenaxen nach N dahin (Lit. 10, p. 346, Fig. 115). Aus dem gleichen Grund kann ich auch dem Isopenverlauf nicht zustimmen, den Arn. Heim (Lit. 27, p. 340, Taf. XV A) angibt. Vielmehr ist im Gegensatz zu diesen Auffassungen festzustellen, dass zwischen Wildhorn und Dreispitz (Lit. 65) Isopen und Faltenaxen parallel verlaufen. Auf dieser Strecke findet man in der Rawilmulde überall das Lutétien transgressiv auf mittlerer Kreide, in den nördlichen Falten dagegen die Hohgantschichten auf oberem und unterem Schrattenkalk.

VI. Quartaerbildungen.

1. Moränen.

Die Moränen des untersuchten Gebietes lassen sich in eiszeitliche und rezente Moränen trennen. Doch sind auch die Moränen der Eiszeit ausschliesslich von den heute noch vorhandenen Lokalgletschern abgelagert worden. Von W nach E sind zu nennen: Dungel- und Téněhétgletscher am Wildhorn, ein kleiner Kargletscher in der Nordwand des Niesenhorns, der Rohrbachgletscher bei den Wildstrubelhütten, der Plainemortegletscher und der Tierberggletscher. (Die beiden letzteren liegen zur Hauptsache auf Blatt Gemmi.)

a. Eiszeitliche Moränen.

Hier handelt es sich um Moränen der Rückzugsstadien der letzten Eiszeit und zwar um Gschnitz- und Daunstadium.

Die Gschnitzmoränen haben ihre Hauptverbreitung im NW ausserhalb des untersuchten Gebietes, in der sogenannten „Zone des Cols". Wir finden jedoch im Durchbruch des Iffigenbaches durch die Hohbergkette Seitenmoränen des Dungelgletschers, die wir dem Gschnitzstadium zuweisen müssen. Sie sind deshalb interessant, weil sie wahrscheinlich eine Epigenese des Iffigenbaches verursachten. Zwischen der Talsohle im Quertal und der Talfortsetzung in der „Zone des Cols" liegt eine Steilstufe von 150 m Höhe, über die der Iffigenbach einen Wasserfall bildet. Die Strasse von Lenk zur Iffigenalp aber benutzt zur Überwindung der Steilstufe eine schmale Zone, in der nur Moränenmaterial vorkommt. Wahrscheinlich verbergen diese Moränen das alte Bachbett.

Häufiger als die Gschnitzmoränen sind diejenigen des Daunstadiums. Doch sind auch sie mit wenigen Ausnahmen auf das Iffigental beschränkt und gehören dem östlichen Arm des Dungelgletschers an. Reste von Stirnmoränen finden wir bei der Iffigenalp. Nordöstlich von Groppi bildet eine Seitenmoräne auf der Nordseite des Tals eine Terrasse (Taf. XXV, Prof. 3). Interessante Verhältnisse entstanden in der Gegend des Iffigensees. Am NE-Ufer des Sees verläuft der grosse Iffigensee-Querbruch. An diesem endet die von der Wildhornhütte nach NE streichende Iffigenmulde; in ihrer Verlängerung erhebt sich das Gewölbe von Eggen, das die östliche Fortsetzung der Niesenhornfalte darstellt (s. Taf. XXIV). Durch Gletschererosion in den Globigerinenschiefern der Iffigenmulde entstand eine tiefe Hohlform, in welcher der Iffigensee liegt. Durch das Gewölbe von Eggen wurde der überfliessende Gletscher in zwei Arme geteilt, die auf dem Gewölbe einen eisfreien Streifen umschlossen. Dort liessen sie zwei Moränen zurück. Bei einem früheren Stand des Gletschers ergoss sich derselbe vom Iffigensee aus auch nach NW in

die „Zone des Cols“ und bildete unterhalb der Stiegelen den Moränenwall in der Alp Stiegelberg NW Iffigenhorn.

Ausserhalb des Iffigentals gibt es nur wenig Daunmoränen. Auf der Nordseite des Niesenhorns liegt die mit Bergsturzschutt vermischte Moräne eines Gletscherkars; weitere Daunmoränen finden wir auf der Terrasse von Armeillon und am Südrande der Plainemorte.

b. Rezente Moränen.

Infolge des andauernden Rückzugs der Gletscher nehmen die rezenten Moränen grosse Gebiete ein. Vor jeder Gletscherzunge liegen in einiger Entfernung ein oder zwei Moränenwälle, die in historischer Zeit abgelagert wurden. Im Zusammenhang mit dem Rückzug der Gletscher steht auch ein Eisrelikt, das sich am Weg vom Rawilpass zu den Wildstrubelhütten etwas E von drei kleinen Moränenseen befindet und von Moränenschutt verdeckt ist. In den Sommern 1933-35 zeigte sich dort im Schutt ein Einsturztrichter, in dem man bei näherer Untersuchung ein altes Gletschertor erkannte. Von ihm aus führte ein Gang unter Eis mindestens 100 m weit bis an die aus Hohgantschiefern bestehende Felswand, über die der Weg zur Hütte aufsteigt. Dieses Eisrelikt befindet sich ausserhalb der zwei jüngsten Moränen des Rohrbachgletschers; seiner Lage nach bildet es aber eine Einheit mit ihm. Daraus kann man schliessen, dass es schon lange vom Gletscher getrennt ist. Nur die Bedeckung durch Schutt hinderte bis jetzt die völlige Abschmelzung des toten Eises.

2. Bergstürze und Sackungen.

Das Gebiet ist arm an grösseren Bergstürzen, kleinere Abrisse dagegen erfolgten häufig in jüngster Zeit. Meistens brachen sie von den Steilwänden des Schrattenkalks oder des Malm der ultrahelvetischen Klippen los. Grössere Ausdehnung besitzen zwei Bergstürze, die nach der Anordnung der Blockmassen am Ende der Eiszeit entstanden. Sie stürzten offenbar auf den abschmelzenden Gletscher, der sie zwar nicht mehr transportierte, aber noch eine wallartige Aufhäufung ermöglichte. Es sind dies die Bergstürze von Groppi und von Stiereniffigen, deren Nischen deutlich in der Nordwand der Schneidehorn-Mittaghornkette zu erkennen sind. M. Lugeon hat die Schuttmassen wegen ihrer Wallform als Moräne gedeutet. Es scheint aber richtiger, sie als spätglaziale Bergstürze zu betrachten.

Sackungen sind beschränkt auf das tief eingeschnittene Iffigental. Eine Reihe kleiner Sackungen beobachteten wir längs dem Südhang des Hohbergs. Es handelt sich um Schrattenkalkpakete, die sich von der Felswand des Schrattenkalks loslösten und als aufrechte Türme auf den Drusbergschichten abwärts geglitten sind.

Eine bedeutende Sackung befindet sich im Iffigental im E von Dole. Vom Westhang des Firstligrates ist ein grosses Schichtpaket,

das aus Eocaen, Schrattenkalk und Drusbergschichten des Nordschenkels und etwas Seewerschiefern und Eocaen des Südschenkels der Wildhornfalte besteht, um ca. 140 m abgesackt. Dabei wurde besonders der Schrattenkalk stark zerrüttet. Diese Sackung ist deshalb von Interesse, weil durch sie der ultrahelvetische Kern der Iffigenmulde vor der Abtragung geschützt wurde. Wir finden im ENE von Dole ein kleines Vorkommen triasischen Zellendolomits der Oberlaubhorn-Decke; dies ist das einzige Relikt des ultrahelvetischen Kerns der Iffigenmulde im Iffigental (s. Taf. XXIV).

3. Karsterscheinungen und Quellen.

M. Lugeon & E. Jérémine haben in „Les bassins fermés des Alpes suisses" auch das Rawilgebiet behandelt (Lit. 44, p. 80—83) und die Becken des Iffigensees, von Ténéhét, am Rawilpass und in der Plainemorte näher beschrieben. Deshalb seien an dieser Stelle nur einige ergänzende Bemerkungen beigefügt.

Die Hydrographie des Rawilgebietes wurde in der Einleitung besprochen. Prüft man die Entwässerungsverhältnisse genauer, so ergibt sich, dass etwa die Hälfte des Gebietes keinen oberflächlichen Abfluss besitzt. Diese Erscheinung wird hauptsächlich durch 3 Faktoren bedingt:

1. Durch die flächenhafte Verbreitung und die grosse Löslichkeit des Schrattenkalks,
2. durch die zahlreichen Verwerfungen, welche Falten und Mulden durchsetzen und dem Wasser gute Abflussmöglichkeiten bieten,
3. ist die Glacialerosion von Bedeutung, welche in den weichen Schichten der mittleren Kreide und des Eocaens Hohlformen schuf.

Im ganzen können wir 14 Bezirke ohne oberflächlichen Abfluss abgrenzen, unter denen sich Karrenfelder ohne Beckenform und eigentliche Becken unterscheiden lassen.

Ausgedehnte Karrenfelder treffen wir im westlichen Teil der Plainemorte, östlich der Rawilpasshöhe, nordwestlich Armeillon, bei Ténéhét und auf dem Rücken des Hohbergs. Becken finden sich im östlichen Teil der Plainemorte (Luton), im SSE und im E der Rawilpasshöhe, im N von Armeillon, im S vom Schneidehorn und im oberen Teil des Iffigentales (Iffigensee). In allen Becken liegen kleinere Tümpel und Seen. Interessant ist der Abfluss der Becken im S und E der Rawilpasshöhe, deren Wasser als Bach in Spalten des Schrattenkalks der Karrenfelder östlich der Passhöhe verschwindet.

In engem Zusammenhang mit den abflusslosen Bezirken stehen die grossen Quellen des Rawilgebietes. So erscheint das Wasser der Plainemorte auf der NE-Flanke des Lienetales. Die Becken auf der Rawilpasshöhe speisen eine Quelle südöstlich Iffigen

und eine weitere am Iffigenseebruch (südsüdwestlich Eggen). Eine andere grosse Quelle, deren Wasser aus den Karrenfeldern und Becken nördlich von Armeillon und östlich vom Téneheétgletscher stammen dürfte, erscheint in der Sohle des Lienetales im SSW von Armeillon. Das Wasser des Iffigensees fliesst durch Klüfte des Gewölbes von Eggen und tritt nördlich Groppi im Bergsturzmaterial zu Tage, das in der Talsohle liegt. Dies ist die einzige grosse Quelle des Gebietes, die gefasst ist; ihr Wasser wird in die Iffigenalp geleitet.

Tektonik.

A. Allgemeines.

Die Tektonik der Kalkalpen zwischen Lizerne und Kander hat eine hervorragende Darstellung in Karte, Text und Profilen durch M. Lugeon (Lit. 66; 45) gefunden. Durch seine Untersuchungen wissen wir, dass die Gebirge der Depression zwischen Mont Blanc-Aiguilles rouges-Massiv und Aarmassiv von drei Überschiebungsdecken: Morcles-, Diablerets- und Wildhorn-Decke gebildet werden. Das Untersuchungsgebiet gehört ganz der Wildhorn-Decke an und zwar liegt es nahe der tiefsten Stelle der Depression zwischen den genannten Massiven.

Die Wildhorn-Decke steigt von der helvetischen Wurzelzone her mit ruhig gelagerten Schichten zur Deckenkulmination auf, die mit der Wasserscheide zwischen Rhone und Simme zusammenfällt (siehe Fig. 5). Hier setzen die ersten Falten ein. Nach N steigt die Decke ab bis zu den nördlichsten Stirnfalten, die als Fenster in der ultrahelvetischen „Zone des Cols" erscheinen. Das Untersuchungsgebiet entfällt auf den Deckenabschnitt zwischen der Deckenkulmination

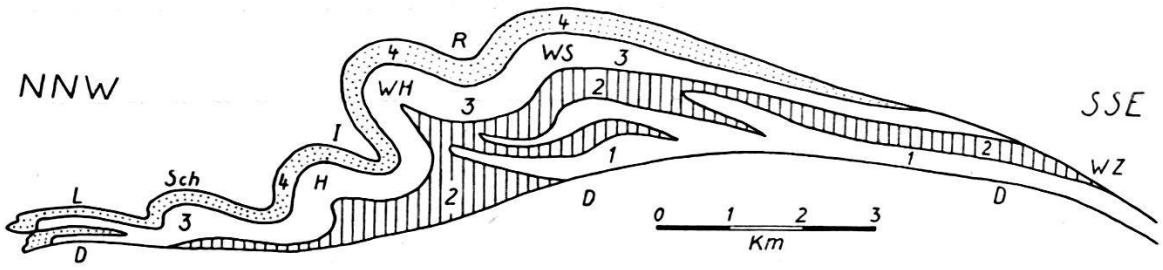


Fig. 5. *Faltenschema der Wildhorn-Decke im Rawilgebiet.*

(Nach den Profilen von M. Lugeon, Lit. 45.)

4 Eocaen. *3* Maestrichtien bis Hauterivien. *2* Valanginien. *1* Jura (Malm-Dogger).

D Diablerets-Decke. *WZ* Wurzelzone. *WS* Wildstrubelfalte. *R* Rawilmulde. *WH* Wildhornfalte. *I* Iffigenmulde. *H* Hohbergfalte. *Sch* Fenster von Schwand. *L* Fenster von Lenk.