Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Luzern
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Luzern
Band: 27 (1982)

Artikel: Geologie und Mineralwasser des Schimbriggebietes
Autor: Bieri, Bruno
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-523438

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: 01.10.2025

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

Geologie und Mineralwasser des Schimbriggebietes

BRUNO BIERI, WILLISAU

INHALTSVERZEICHNIS

Verzeichnis der Figuren

Fig. 1 Geographischer und geologisch-tektonischer Überblick 46
Fig. 2 Blick vom Napfgebiet auf die helvetische Randkette 47
Fig. 3 Basis der Kreideabfolge am Risetenstock nach ISCHI (1973) . . . 50
Fig. 4 Blick von SW auf den Tertiär-Aufschluss bei Oberlooegg . . . 57
Fig. 5 Faziesräume für die tertiären Sedimente am Schimbrig 72
Fig. 6 Verlauf der Brüche am Schimbrig 76
Fig. 7 Blick von W auf die Schimbrig-NW-Wand 77
Fig. 8 Blick auf den mittleren Teil der Schimbrig-N-Wand 79
Fig. 9 Erklärung zur Entstehung des isolierten Kieselkalk-Keiles . . . 80
Fig. 10 Ansicht des Schimbrig-Bades um 1870 84
Fig. 11 Ausschnitt eines alten Prospektes über das Schimbrig-Wasser . . 88

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1 Stratigraphische Gliederung des helvetischen Tertiärs am Schimbrig . 56
Tab. 2 Gerölliste der gefundenen Gerölltypen aus den Schimbrig- und Globigerinenschiefern 68
Tab. 3 Ergebnis der bakteriologischen und chemischen Untersuchung der Natrium-Schwefelquelle vom Schimbrig 85
Tab. 4 Analysen der Quellen vom Schimbrig, von Sörenberg und von Heustrich 86

Verzeichnis der Tafeln

Tafel I Kartierung des Schimbriggebietes . . . . . Faltseite
Tafel II Geologische Profilreihe 91
Tafel III Tertiärprofil am Schimbrig 92

1. Einleitung 45
   1.1. Allgemeines 45
   1.2. Geogr. Lage 45
   1.3. Morpholog., geol. und tekt. Übersicht 45
   1.4. Untersuchungsmethoden und Nomenklatur 47
   1.5. Historisches zur Geologie 48
   1.6. Stratigraphische Stellung der Gesteine 48
2. Subalpine Randflyschzone 49
   2.1. Aufschlüsse 49
   2.2. Lithologische Beschreibung und Alter 49
3. Kreideabfolge der Helvetischen Randkette 50
   3.1. Valanginien 50
      3.1.1. Valanginien-Mergel (Vitznau-Mergel) 51
      3.1.2. Valanginien-Kalk (Betlis-Kalk und Sichel-Kalk) 51

3.2. Hauterivien 52
3.2.1. Gemsmättli-Schicht 52
3.2.2. Kieselkalk-Formation 52
3.3. Barrémien-Aptien 54
3.3.1. Altmann-Schichten 54
3.3.2. Drusberg-Schichten 55
3.3.3. Unterer Schrattenkalk 55
4. Tertiärabfolge der Helvetischen Randkette 56
4.1. Oberes Lutétien 57
4.1.1. Unterer Quarzsandstein 57
4.1.2. Complanata-Kalk 58
4.2. Biarritzien-Priabonien 59
4.2.1. Hohgant-Schiefer 59
4.2.2. Hohgant-Sandstein 61
4.2.3. Schimbrig-Schiefer 62
4.2.4. Gerölle und Konglomeratbänke 67
4.2.5. Globigerinenmergel mit Wängen-Kalken 69
4.3. Zusammenfassende Charakteristik und Interpretation der Tertiärabfolge 71
5. Wildflysch 74
5.1. Aufschlüsse 74
5.2. Lithologische Ausbildung und Alter 74
5.3. Einschluss von Wang-Schichten 75
6. Tektonik 75
6.1. Subalpiner Flysch 75
6.2. Helvetische Kreide-Eozän-Kette 76
6.2.1. Zone A 77
6.2.2. Zone B 78
6.2.3. Zone C 81
6.3. Wildflysch 82
6.4. Relative Altersfolge der verschiedenen Bruchsysteme 82
7. Mineralquellen am Schimbrig 83
7.1. Historisches 83
7.2. Analysen 85
7.3. Medizinische Beurteilung 87
7.4. Entstehung und geologische Deutung 88
8. Literaturverzeichnis 94

1. Einleitung

1.1. ALLGEMEINES

Der Schimbrig nimmt in der Geologie der Schweiz eine recht bemerkenswerte Stellung ein. Gemeint sind hier insbesonders die helvetischen Tertiärsedimente, die sich in paläontologischer und stratigraphischer Hinsicht hervortun. Mein Hauptaugenmerk richtet sich daher vor allem auf die helvetische Tertiärabfolge.

Ein zweiter Schwerpunkt dieser Arbeit liegt bei der Beschreibung der früher so berühmten Heilquelle des Schimbrig-Bades, der angeblich stärksten Natrium-Schwefelquelle unseres Landes. Weit und breit soll keine andere Mineralquelle zwischen 1870 und 1933 eine solch kulturelle und historische Bedeutung sowie Wirtschaftlichkeit erlangt haben.

Die vorliegende Arbeit gründet hauptsächlich auf einer geologischen Diplomarbeit, die der Verfasser im Jahre 1974 an der Universität Bern abgeschlossen hat. Die Feldarbeiten dazu haben sich über die Feldsommer der Jahre 1971 und 1972 erstreckt. Nicht wenige Ergänzungen gehen aber auch auf spätere Feldbegehungen (im Rahmen einer Dissertation usw.) zurück. Meinen damaligen Lehrern, den Herren Professoren A. MATTER und R. HERB, möchte ich nachträglich für die vorzügliche Betreuung nochmals herzlich danken. Prof. HERB hat auch das Manuskript der vorliegenden Arbeit durchgesehen, wofür ich ihm sehr dankbar bin.

Der grösste Dank gilt jedoch meiner Frau Erna, die mich auf unzähligen Feldbegehungen am Schimbrig begleitete und sämtliche Schreibarbeiten erledigte.

1.2. GEOGRAPHISCHE LAGE DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES

Das untersuchte Gebiet umfasst das Gebirgsmassiv des Schimbrigs, rund 7 km SE des Dorfes Entlebuch. Durch die NE-Ecke des Gebietes führt auf einer ca. 800 m langen Strecke die Glaubenberg-Passstrasse. Dieser Abschnitt markiert zugleich den Durchbruch der Grossen Entlen durch die Alpenrandkette. Das Untersuchungsgebiet wird im S und E durch die Grosse Entlen begrenzt und im N und W durch den Fussweg, der von Stilaub zum ehemaligen Schimbrig-Bad hinaufführt. Der Schwänteglibach legt auf der NW-Abdachung der Randkette die SW-Grenze fest. Einzig auf der SE-Seite stellt eine künstlich gezogene Linie, die von Oberlooegg zur Grossen Entlen hinunterzielt, die SW-Begrenzung dar (Fig. 1 und Tafel I).

1.3. MORPHOLOGISCHE, GEOLOGISCHE UND TEKTONISCHE ÜBERSICHT

Werfen wir vom Napf aus einen Blick auf die Alpenrandkette, so erkennen wir im SE den Schimbrig als isolierten, schmalen Rücken innerhalb der langgezogenen, steil nach NW abfallenden Gebirgskette (Fig. 2). Diese morphologische Heraushebung des Schimbrigs wird verursacht durch das Quertal der Grossen Entlen sowie durch die Depression von Oberlooegg. Von Oberlooegg gegen SW setzt sich die Alpen-

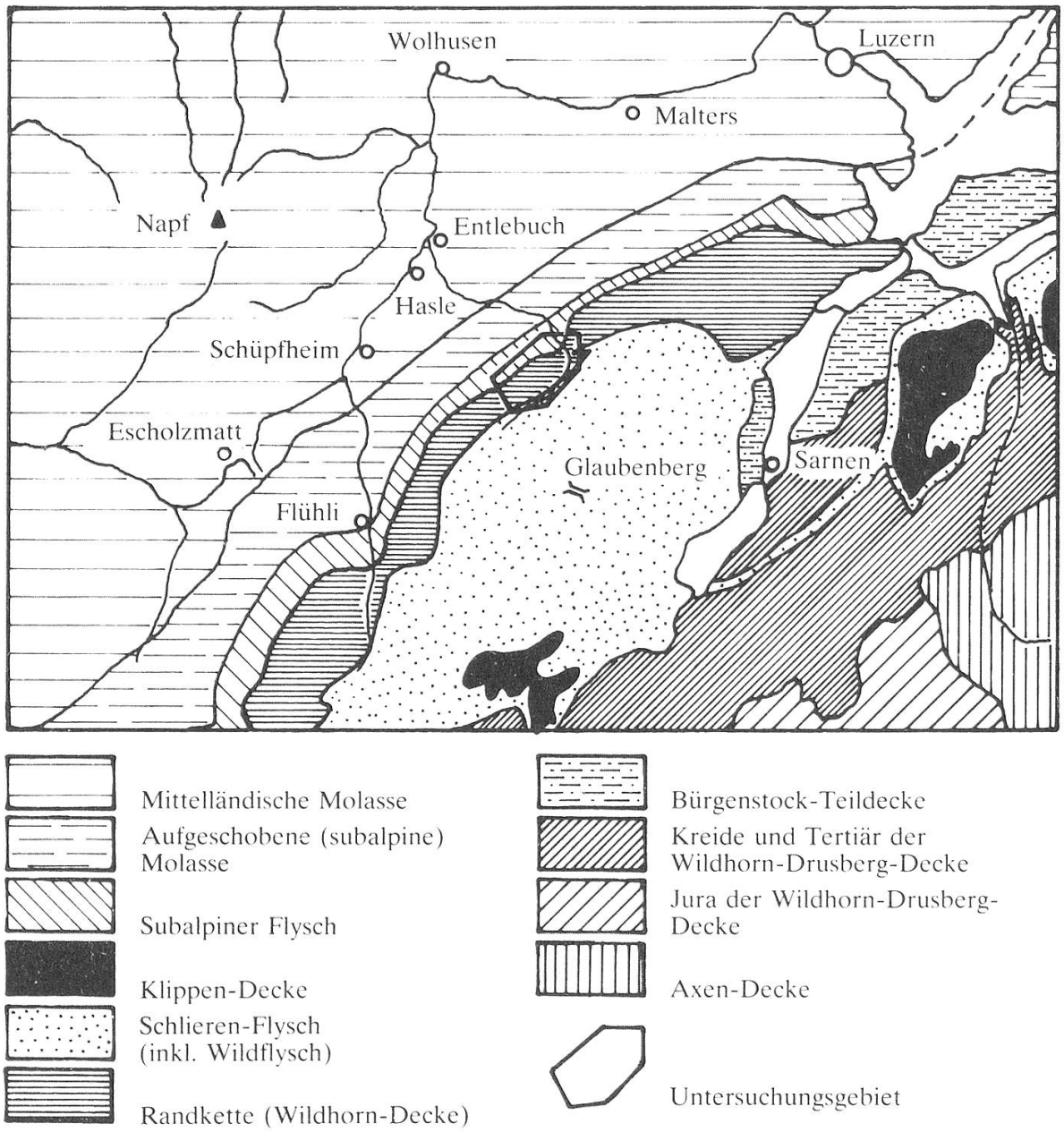


Fig. 1: Geographischer und geologisch-tektonischer Überblick.

randkette wieder in einer kühn aufragenden Kammlinie über Thorfluh bis zur Schafmatt fort.

Die weiche Alpweidelandschaft des subalpinen Randflyschs, der teilweise von recht mächtigen Gehängeschuttmassen bedeckt wird, charakterisiert die flachen N-Hänge im unteren Teil des 1815 m hohen Schimbrigs.

Die steile Nordwand dagegen wird von härteren kretazischen und tertiären Gesteinen der helvetischen Randkette gebildet. Morphologisch deutlich erkennbar ist, vor allem unter dem Schimbrig-Gipfel, die Verdoppelung des mächtigen Kieselkalkes (Fig. 7).

Der kretazisch-teritäre Schichtstapel fällt mit etwa 35° gegen SE ein. Die breite Abdachung des Schimbrigs fällt praktisch schichtparallel gegen die Entlen ab. In der

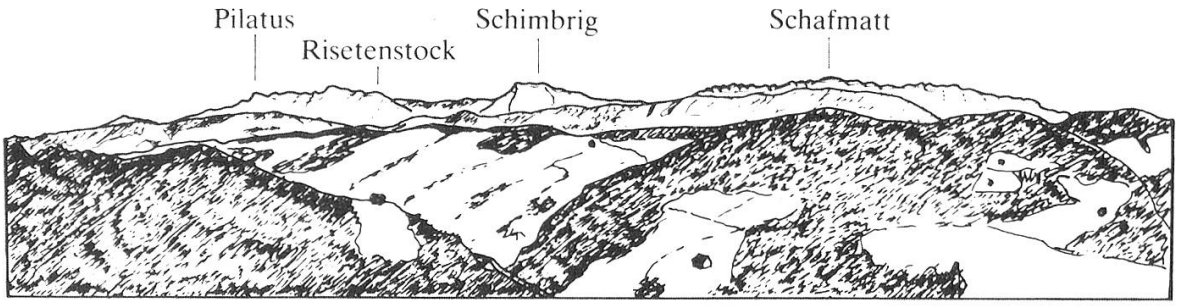


Fig. 2: Blick vom Napfgebiet auf die helvetische Randkette mit Pilatus, Risetenstock, Schimbrig und Schafmatt.

Nähe der Gratlinie bilden Kieselkalk und Schrattenkalk morphologisch etwas steilere Formen.

Die untere Partie der SE-Flanke dagegen zeichnet sich wiederum durch eine morphologisch weichere Hügellandschaft aus, deren Untergrund zum grossen Teil aus mergeligen Schiefermassen (Globigerinenschiefer, Wildflysch) besteht.

Das Schimbriggebiet ist tektonisch zu dem als Schafmatt-Schimbrig-Kette bezeichneten Teil der helvetischen Randkette zu stellen. Nach BUXTORF (1910) und BECK (1911) gehört dieser Abschnitt zur Niederhorn-Decke, die ihrerseits eine untere Stirnabzweigung der Wildhorn-Decke darstellt. Vom Thunersee aus verläuft sie bogenförmig ostwärts und endet in einer schmalen ausgewalzten Lamelle in der NE-Wand des Klimsenhorns am Pilatus.

Im allgemeinen darf der tektonische Aufbau der gesamten Niederhorn-Decke, die zwar an einzelnen Stellen lokal durch intensive Bruchtektonik gestört ist, als relativ einfach beurteilt werden. Meistens findet man eine normale Schichtfolge von Unterkreide- und Eozänsedimenten vor, die auf den subalpinen Flysch aufgeschoben ist.

1.4. UNTERSUCHUNGSMETHODEN UND NOMENKLATUR

Die sedimentpetrographischen Untersuchungen sowie die Beschreibungen der Sedimente erfolgten zum grössten Teil anhand von Dünnschliffen. Zur Abschätzung und Unterscheidung der verschiedenen Karbonatmineralien (reiner Calcit: rot, Fe-haltiger Calcit: violettblau, Dolomit: farblos, Fe-haltiger Dolomit: blaugrün) wurden die ungedeckten Dünnschliffe nach der von EVAMY und SHEARMAN (1962) entwikkelten und von DICKSON (1966) abgewandelten Methode mit einer 0.2% HCl-Lösung + 0.2% Alizarin rot S + 0.5% Kaliumferricyanid behandelt.

Den Gesamtkarbonatgehalt der Gesteine, der in Gewichtsprozenten angegeben wird, bestimmte ich gasvolumetrisch mit dem *Scheibler-Apparat.*

Die Tonmineralien der Mergel, sandigen Schiefer und kalkigen Sandstein wurden mit Röntgendiffraktometrie an orientierten Präparaten der Fraktion kleiner 2 μ ermittelt. Die in einer Probe enthaltenen Tonmineralien wurden auf die Summe 100% bezogen und in Relativ-Prozenten angegeben, da die Methode keine absoluten Prozentangaben erlaubt. Bei der Bestimmung der Kalke hielt ich mich an die *Folk-Klassifikation* (R.L. FOLK, 1959 und 1965). Für rekristallisierte-mikrokristalline Calcitmatrix zwischen 4 und 50 μ (vereinzelt sogar bis 100 μ) verwendete ich den Begriff «Mikrosparit». Auf den von FOLK (1965) eingeführten Ausdruck «Pseudosparit» für

Korngrössen grösser 30 μ verzichtete ich einfachheitshalber, da sich eine prozentuale Abschätzung zwischen Mikro- und Pseudosparit im Dünnschliff als zu kompliziert erwies.

Nach FUECHTBAUER (1959) und VON ENGELHARDT (in LEMCKE et al. 1953) klassierte ich die Sandsteine. Die Rundung der Sandkörner bestimmte ich nach M.C. POWERS (1953) und die strukturelle Reife nach R.L. FOLK (1951).

1.5. HISTORISCHES ZUR GEOLOGIE

Beim Aufzählen der wichtigsten Schritte der erdgeschichtlichen Erforschung des Schimbriggebietes fasse ich mich aus Platzgründen äusserst kurz:

Die ersten Arbeiten, die das Untersuchungsgebiet betreffen, stammen aus dem 18. Jahrhundet.

Der Autor, Pfarrer J.X. SCHNIDER, beschreibt in seinen beiden Werken «Geschichte der Entlibucher» (1781) und «Besondere Beschreibung etlicher Berge des Entlibuches» (1783) geographisch ziemlich eingehend die Landschaft des Entlebuches.

Wertvoller sind dagegen die ersten geologischen Beschreibungen F.J. KAUFMANNS aus dem Jahre 1867. In seiner «Geologischen Beschreibung des Pilatus» weist er als erster auf die geologisch interessanten Ausbildung und den reichhaltigen Fossilinhalt der tertiären Sedimente am Schimbrig hin. 1886, in seinem Werk «Emmen- und Schlierengegend nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern–Grafenort» befasst sich KAUFMANN wiederum mit der aussergewöhnlichen tertiären Abfolge am Schimbrig. Seine Untersuchungen bilden die Grundlage für spätere geologische Bearbeitungen, besonders für diejenige von H. MOLLET (1921), der das Gebiet im Rahmen einer regionalen Untersuchung neu behandelt. MOLLETS «Geologie der Schafmatt–Schimbrig-Kette und ihrer Umgebung» stellt eine vorzügliche Übersichtsarbeit über das erweiterte Untersuchungsgebiet dar. Verständlicherweise konnte er sich in einer so grossräumigen Untersuchung nicht auf Details einlassen. Doch leistete sie mir wertvolle Hilfe im Feld wie später bei der Auswertung.

Abschliessend sei noch auf drei neuere Arbeiten von C. COLOMBI (1960), HOTTINGER & SCHAUB (1960) und H.R. ECKERT (1963) hingewiesen. Diese drei Autoren gehen vereinzelt auf die Geologie am Schimbrig ein.

1.6. STRATIGRAPHISCHE STELLUNG DER GESTEINE

Im Untersuchungsgebiet folgen übereinander und von NW nach SE drei tektonische Bauelemente:

Subalpine Randflyschzone
Helvetische Randkette
Wildflysch (basaler Anteil des Schlieren-Flyschs)

In gleicher Reihenfolge werden im Folgenden diese Einheiten, ihre stratigraphischen Abfolgen sowie ihre Lithologien beschrieben. Der Schwerpunkt der Ausführungen liegt aber eindeutig beim helvetischen Tertiär, das am Schimbrig in paläontologischer und stratigraphischer Hinsicht eine bemerkenswerte Stellung in der Schweizer Geologie einnimmt.

2. *Subalpine Randflyschzone*

2.1. AUFSCHLÜSSE

Die subalpine Randflyschzone tritt in einer breiten NE–SW verlaufenden Zone vor der helvetischen Randkette auf. Er wird deshalb oft auch als subalpiner Randflysch bezeichnet.

Morphologisch hebt sich diese Zone als schwach geneigte, zum Teil sumpfige Weidelandschaft klar von der steilen Stufe der Kreidekette ab. Die leichte Verwitterbarkeit des vorwiegend mergeligen Flyschs sowie die teilweise mächtige Bedeckung mit Gehängeschuttmassen haben zur Folge, dass Aufschlüsse, mit Ausnahme des grössten bei der Alp Tagweid, unzusammenhängend sind (Tafel I).

Die besten Aufschlüsse liegen an der Strasse zwischen Tagweid und Schimbrig-Bad. Zwei weitere Aufschlüsse finden sich ca. 300 m E Stilaub, auf der rechten Seite der Grossen Entlen (Tafel I).

2.2. LITHOLOGISCHE BESCHREIBUNG UND ALTER

Der subalpine Flysch besteht vorwiegend aus hellgrauen, teils glimmerreichen, teils sandig ausgebildeten Tonschiefern. In den oft auch beigebraunen, papierdünnen und leicht zerfallenden Schiefern findet man plattige Sandsteinbänke von 10–20 cm Mächtigkeit, auf deren Schichtflächen häufig der Hellglimmer «Muscowit» angereichert ist. Diese fossilarmen Sandsteinbänke führen teilweise reichlich Pflanzenhäksel und weisen Sedimentstrukturen, wie Rippel- und Belastungsmarken auf und sind zudem oft gradiert und kreuzgeschichtet.

Als einzigen Einschluss im subalpinen Flysch fand ich ungefähr 30 m N des ehemaligen Schimbrig-Hotels ein grösseres Sandsteinriff, bei dem es sich vermutlich um Hohgant-Sandstein handeln dürfte (Tafel I). Schon MOLLET (1921) hat dieses Sandsteinriff in seiner Karte ausgeschieden und als Hohgant-Sandstein identifiziert.

Die ganze subalpine Flyschmasse, deren Mächtigkeit ca. 1000 m beträgt, ist im NW auf die subalpine Molasse aufgeschoben und weist meistens Anzeichen starker tektonischer Beanspruchung, wie Durchsetzung mit Harnischen und Calcitadern, Kleinfälterung sowie Knickungen durch Streckung und Pressung entstandene, zerrissene Schichten auf.

Die Frage nach dem Alter des subalpinen Flysches wurde von FURRER (1949) beantwortet. Die Nummuliten und Discocyclinen der Grobsandfazies sind seiner Meinung nach aufgearbeitet. Das Alter der gesamten Flyschmasse gibt er auf Grund der nicht aufgearbeiteten Kleinforaminiferen in den mergeligen Zwischenschichten als Priabonien an.

3. *Kreideabfolge der helvetischen Randkette*

Neben den jüngeren Tertiärsedimenten besteht die helvetische Randkette im Gebiet des Schimbrigs aus Sedimenten der Unterkreide.

Die Abfolge der Unterkreide, die sich überwiegend aus karbonatischem Material zusammensetzt, wird den Stufen des Valanginien (evtl. auch schon Berriasien), Hauterivien, Barrémien und Aptien zugeordnet.

3.1. VALANGINIEN

Beim Kartieren habe ich das Valanginien herkömmlicherweise in Valanginien-Mergel und Valanginien-Kalk unterteilt.

Seither hat nun ISCHI (1973 und 1978) in seinen Arbeiten nachweisen können, dass zumindest in einem gut aufgeschlossenen Profil am benachbarten Risetenstock die Basis der Kreideabfolge auf Grund von Calpionellen ins untere bis mittlere Berriasien zu stellen ist. Nach ISCHI (1973, Fig. 8 und Fig. 12) gliedert sich das «Valanginien» der älteren Autoren in die in Fig. 3 dargestellten fünf Einheiten G–L.

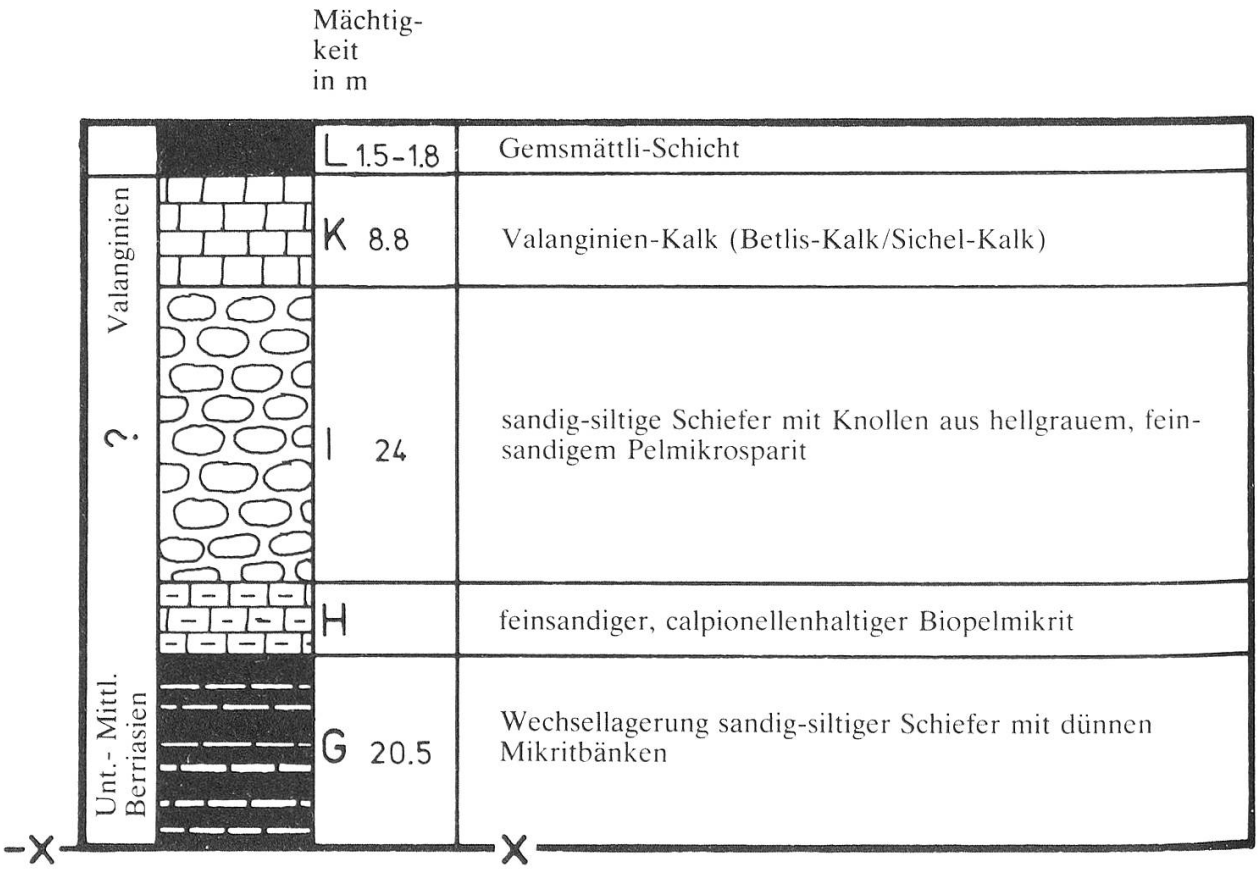


Fig. 3: Basis der Kreideabfolge am Risetenstock nach ISCHI (1973), zusammengesetzt aus Fig. 8 und 12.

Da die Kreideabfolge in der vorliegenden Arbeit nur übersichtsmässig behandelt wird und keine detaillierten Profile aufgenommen worden sind, lässt sich nicht sagen, ob auch am Schimbrig Berriasien die Basis der Randkette bildet.

Im Felde wurden jedoch die für das Berriasien charakteristischen Horizonte G und H (Fig. 3) nicht beobachtet. Vielmehr scheint am Schimbrig die Abfolge mit Horizont I einzusetzen. Leider fehlen nach ISCHI (1973) Indexfossilien in dieser Schicht. Es ist jedoch durchaus möglich, dass sie noch ins Berriasien zu stellen ist.

3.1.1. Valanginien-Mergel (Vitznau-Mergel)

Die Valanginien-Mergel bestehen am Schimbrig aus einer ziemlich regelmässigen Wechsellagerung von Mergellagen (30–100 cm) und von knolligen, makroskopisch sterilen Kalkbändern (15–30 cm). Die Mächtigkeit von ca. 40–50 m konnte ich nur mit viel Mühe abschätzen, da sie im Gebiet S und NE des Schimbrig-Bades durch Brüche und Stauchungen eine 2- bis 3fache Mächtigkeit erreichen (Tafel I und II).

Die Mergel des Valanginien (evtl. Berriasien) wirkten bei der postpriabonen Überschiebung der helvetischen Gesteine auf den subalpinen Flysch als Gleithorizont. Beim Kartieren ergaben sich oft Schwierigkeiten, da sich die Valanginien-Mergel im Feld nicht immer eindeutig von den Mergelschiefern des subalpinen Flysches unterscheiden liessen. ISCHI (1973) hat am Risetenstock festgestellt, dass man sich nicht ohne weiteres auf das Merkmal der schichtparallel eingeregelten Glimmerschüppchen auf den Schichtflächen, die normalerweise für subalpinen Flysch sprechen, verlassen darf. Denn es hat sich herausgestellt, dass dieses Merkmal in den obersten Schichten des subalpinen Flysches nicht vorhanden ist. Der Gesamtkarbonatgehalt von Flysch und Valanginien-Mergeln ist etwa gleich und erlaubt keine Unterscheidung. Hingegen konnte ISCHI (1973) mit Hilfe von Tonmineraluntersuchungen sowie mittels Nannoplankton eine eindeutige Grenze zwischen subalpinem Flysch und Berriasien-Mergeln ziehen.

In neuster Zeit haben BURGER & STRASSER (1981) den Formationsnamen «Valanginien-Mergel» aus nomenklatorischen Gründen in «Viznau-Mergel» umgetauft. Diese Namensänderung ist in der vorliegenden Arbeit noch nicht berücksichtigt worden.

3.1.2. Valanginien-Kalk (Betlis-Kalk und Sichel-Kalk)

Über den Valanginien-Mergeln folgt ein etwa 15 m mächtiger, hellbraun bis rötlich anwitternder Kalk. Er hebt sich als Steilstufe deutlich von den liegenden Valanginien-Mergeln ab und ist in der Schimbrig-Nordwand als helleres, steiles Band von konstanter Mächtigkeit über grössere Distanz leicht verfolgbar.

Eine Fülle von Calcitadern durchsetzen das mit Echinodermenbruchstücken reich versehene Gestein. Die Grundmasse besteht aus Mikrit, Mikrosparit oder Sparit. Der Kalk, dessen Sandgehalt zwischen 5 und 30% liegt, ist in untiefem, klarem, ziemlich ruhigem Wasser gebildet worden.

Ungefähr 400 m NE des Schimbrig-Bades (Tafel I) beginnt eine Verdoppelung der Valanginien-Hauterivien-Schichtreihe, die durch gewaltige Bruchtektonik verursacht wurde und auf die im Kapitel 6.2 eingegangen wird. An oben genannter Stelle beobachtet man eine Umbiegung des Valanginien-Kalkes (Tafel I). Zudem ist dieses Umbiegungspaket zusätzlich durch einen Querbruch nachträglich versetzt worden.

Innerhalb des Valanginien-Kalkes der älteren Autoren wird neuerdings von ISCHI (1978) zwischen dem Betlis-Kalk und dem Sichel-Kalk unterschieden. Der Betlis-Kalk, hauptsächlich als Echinodermen-Biosparit ausgebildet, kommt in der Randkette vorwiegend am Pilatus vor. Der Sichel-Kalk ist ein kieselkalk-ähnlicher, feinsandiger Spongien-Biomikrit und ist in den westlichen Teilen der Randkette verbreitet. Das Schimbriggebiet befindet sich im Übergangsgebiet der beiden Faziestypen.

3.2. HAUTERIVIEN

3.2.1. Gemsmättli-Schicht

Nach HALDIMANN (1977) umfasst die Gemsmättli-Schicht sowohloberstes Valanginien als auch unterstes Hauterivien. In der vorliegenden Arbeit wird die Gemsmättli-Schicht einfachheitshalber einer Stufe, und zwar dem Hauterivien, zugeordnet.

Den Übergang des Valanginien-Kalkes zur Gemsmättli-Schicht bildet ein Hartgrund, der durch einen Sedimentationsunterbruch (non-deposition) am Ende der Valanginien-Kalkablagerung verursacht worden ist.

Darüber stellt man einen praktisch durchziehenden, 10 cm mächtigen Fossilkondensationshorizont fest. Darin sind Belemniten, neben Ammoniten, Nautiliden, Lamellibranchiern und Brachiopoden stark vorherrschend.

Über dem Fossilhorizont setzt die eigentliche Gemsmättli-Schicht ein. Sie besteht aus 1,5 m gelbgrün, rostrot und dunkelbraun anwitterndem, im frischen Bruch dunkelgrünem mittel- bis grobkörnigem Glaukonitsandstein, der häufig von weissen Flechten bewachsen ist. Die obersten 0,5 m sind oft schiefrig ausgebildet.

3.2.2. Kieselkalk-Formation

Die am Schimbrig 250 m mächtige Kieselkalk-Formation lässt sich ohne Schwierigkeit dreiteilen, wobei sich beim mittleren Schichtglied (Kieselkalk) nochmals eine Gliederung in drei Teile aufdrängt:

- Schiefer der Kieselkalkbasis
- Kieselkalk
  - Unterer Kieselkalk
  - Lidernen-Schicht
  - Oberer Kieselkalk
- Kieselkalk – Echinodermenbreccie

3.2.2.1. Schiefer der Kieselkalkbasis

An der Basis der steilen Kieselkalkwand des Schimbrigs entwickeln sich diese Schiefer allmählich aus dem liegenden Gemsmättli-Horizont. Der in den untersten Partien noch vorhandene Glaukonit fehlt weiter oben gänzlich. Dagegen nimmt der Karbonatgehalt nach oben zu.

Die Schiefer erreichen im allgemeinen eine Mächtigkeit von 20 bis 30 m und wittern hellgrau bis bräunlich an. Die im frischen Bruch grauen bis dunkelgrauen Schiefer sind durchwegs steril. F.J. KAUFMANN (1886) beschreibt zwar eine Stelle am Weg Schimbrig-Bad–Schimbrig-Gipfel mit zahlreichen Belemniten, die ich aber nach mehrmaligem Suchen nicht aufgefunden habe.

Die Schieferung erweist sich durchwegs als sehr regelmässig und beträgt 3–5 mm. In den obersten Partien schalten sich immer häufiger 10 cm mächtige Kieselkalkbänke ein, die den Übergang zum eigentlichen Kieselkalk bilden.

3.2.2.2. Kieselkalk

Der Kieselkalk stellt die am mächtigsten ausgebildete lithologische Formation am Schimbrig dar. Auf der NW-Seite der Kammlinie bildet der Kieselkalk die steilen Flanken und ist daher nur beschränkt zugängig. Auf der nach SE schauenden, etwas flacheren Abdachung wird der Kieselkalk zum grossen Teil durch den Grasbewuchs der Schafschimbrigweiden bedeckt (Tafel I).

Unterer Kieselkalk

Am Schimbrig schwankt die Mächtigkeit des Unteren Kieselkalkes zwischen 50 und 100 m. Durch die etwas hellere Anwitterungsfarbe und den typischen Flechten- und Algenbewuchs lässt er sich leicht von den darunterliegenden Basisschiefern des Kieselkalkes unterscheiden. Die ganze Abfolge des Unteren Kieselkalkes besteht aus einer sehr regelmässigen Wechsellagerung von 12 bis 30 cm mächtigen Kalkbänken mit 2–6 cm mächtigen Schieferlagen, verbunden mit einer senkrecht zur Schichtung verlaufenden Klüftung. Das ergibt die typische Backsteinmauer-Struktur des Unteren Kieselkalkes. Der im frischen Bruch dunkelgraue, splittrige, dichte und feinkörnige Kieselkalk erweist sich im Dünnschliff als stark sandig-kieseliger Echinodermen-Spongien-Biopelmikrit. Die dazwischenliegenden grau-braunen, sandig-kieseligen Kalkschieferlagen weisen einen deutlich niedrigeren Gesamtkarbonatgehalt auf und sind makroskopisch völlig steril.

Lidernen-Schichten

Weil sich die Lidernen-Schichten meistens mitten in den steilen Nordwänden des Schimbrig befinden, konnte ich sie nur an wenigen zugänglichen Stellen kartieren. Da man sie zudem nur auf kurze Distanz vom Kieselkalk unterscheiden kann, und da auf der Nordseite des Schimbrigs eine Verdoppelung der Unterkreide-Serie den tektonischen Bau kompliziert, verzichtete ich auf ein Durchziehen der Lidernen-Schichten in meiner Kartierung (Tafel I). Sie sind auf der Karte nur dort angegeben, wo sie direkt beobachtet worden sind.

Die lithologische Ausbildung des bestenfalls 2 m mächtigen, stark glaukonitischen Horizontes variiert auf kurze Distanz zum Teil beträchtlich. In der von W nach E in Richtung Schimbrig-Gipfel verlaufenden Runse (Tafel I), die zugleich einen riesigen Diagonalbruch darstellt, liegen über einem 0,8 m mächtigen, schwach kalkigen fossilführenden (Belemniten) Glaukonitfeinsandstein dunkle 0,5 m mächtige, sandige glaukonitische Kieselschiefer. Über diesen beiden, die Lidernen-Schichten darstellenden Horizonten, folgt bereits der Obere Kieselkalk.

Oberer Kieselkalk

Makroskopisch unterscheidet sich der Obere Kieselkalk kaum vom Unteren. Es handelt sich ebenfalls um einen beige-anwitternden grauen, leicht sandigen, kieseligen Kalk. Die ersten 0,2 m über den Lidernen-Schichten sind glaukonithaltig und schiefrig ausgebildet. Dann folgt ein Übergang in glaukonitfreie Schiefer, die schon nach 2 m von 20–30 cm mächtigen Kieselkalkbänken abgelöst werden, welche weiter oben bis 1 m mächtig werden und verstärkt mit Schiefermergel-Zwischenlagen wechsellagern. Die ganze Abfolge des Oberen Kieselkalkes erreicht am Schimbrig eine Mächtigkeit von 80–120 m. Unterschiede zum Unteren Kieselkalk treten vor allem in morphologischer Hinsicht zutage, indem im Oberen Kieselkalk im allgemeinen mächtigere Kieselkalkbänke festzustellen sind. Zudem entdeckt man am Schimbrig in den ersten 30–40 m über den Lidernen-Schichten vereinzelt bis 50 cm grosse, deutlich gerundete und heller anwitternde Kalkknollen.

Auch ISCHI (1973) hat diese Knollen am Risetenstock gefunden. Nach ihm lassen sich manchmal Strukturen in Form konzentrischer Ringe oder Schalen feststellen, die sich senkrecht zur Längsachse der Knollen auf verwitterten Bruchflächen befinden. Auch im Dünnschliff stellt man diese Strukturen fest, die möglicherweise auf das Vorhandensein von Schwämmen hindeuten. H.P. FUNK (1971) beschreibt ebenfalls diese Phänomene und weist auf Grund von primären Unterschieden, z.B. verschiedene Sandkorngrössen und fehlender Glaukonit in den Kalkknollen, auf die Möglichkeit einer Einschwemmung halbverfestigter Sedimentbrocken hin.

3.2.2.3. Kieselkalk – Echinodermenbreccie

Als deutliches, rötlich bis gelb anwitterndes 10–15 m mächtiges Felsband bildet die Kieselkalk-Echinodermenbreccie den Abschluss der Hauterivien-Steilwand des Schimbrigs. Die mikroskopische Untersuchung ergibt einen grob- bis mittelkörnigen, schwach glaukonitischen Echinodermen-Biomikrit bis -sparit, mit reichlich Lamellibranchier- und Bryozoenbruchstücken.

3.3. BARRÉMIEN-APTIEN

Als oberste stratigraphische Stufe der Unterkreide tritt am Schimbrig das Barrémien auf. Die einzige Ausnahme bildet ein Aufschluss (200 m NW Oberlooegg) mit Unteren Orbitolina-Schichten, die ins Aptien gehören.

Lithologisch unterscheiden sich von unten nach oben:
- Altmann-Schichten
- Drusberg-Schichten
- Unterer Schrattenkalk
- Untere Orbitolina-Schichten

3.3.1. Altmann-Schichten

Die Altmann-Schichten erweisen sich im Feld als vorzüglicher Glaukonit-Leithorizont, an dessen Basis gewöhnlich die Grenze Hauterivien-Barrémien gelegt wird. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 2 und 8 m. Ebenso beobachtet man auf kurze Distanzen frappante lithologische Unterschiede. Auffallendstes Kennzeichen stellt der

hohe Gehalt an Glaukonit dar. Am Schimbrig erweist sich im allgemeinen die untere Hälfte der Altmann-Schichten als dunkelbeige anwitternder, grauer, zum Teil schiefrig-mergeliger, glaukonitischer Mikrit. Darin befinden sich Knollen von Pyrit, die sich an der Oberfläche zersetzen und dem Gestein zu einem typischen, rostigen Aussehen verhelfen. Beim oberen Teil handelt es sich meistens um einen dunklen, grau-grünen, sandigen Biosparit (besonders Echinodermentrümmer), der Glaukonit führt.

3.3.2. Drusberg-Schichten

In der ganzen Randkette fallen einem die Drusberg-Schichten als topographisch weniger steiles, mehr oder weniger begrastes, ungefähr 60–70 m mächtiges Band über der senkrechten Kieselkalkwand ins Auge. Die von BUXTORF (1924) stammende klassische Dreiteilung der Drusberg-Schichten am Pilatus lässt sich auch am Schimbrig ohne weiteres anwenden.

Über den eindeutigen, unverkennbaren Altmann-Schichten liegen zunächst glaukonitführende, dunkle Basisschiefer von 2 m Mächtigkeit. Darüber folgen die sogenannten Knollenschichten, eine 30–40 m mächtige, regelmässige Wechsellagerung von 15–20 cm dicken, dunkelgrauen, kieselkalkähnlichen, manchmal auch mergeligen knolligen Kalken mit 20–30 cm dicken grauen, sandigen Mergelschiefern. Der hangende Teil der Drusberg-Schichten besteht aus helleren schrattenkalkähnlichen, feinkörnigen Kalkbänken, die eine Mächtigkeit von 30 m erlangen und «Grenzschichten» genannt werden. Am Risetenstock beschreibt ISCHI (1973) in den Knollenschichten eine ungefähr 80 cm mächtige Austernbank, die ich bereits im SE anschliessenden Schimbrig nicht mehr auffinden konnte.

In der ungefähr 600 m SW Stilaub befindlichen, unbegrasten Runse (Tafel I) habe ich auf 1410 m in den grauen Schiefern über den Altmann-Schichten eine Menge rostig anwitternder, rundlicher bis ovaler Konkretionen beobachtet, die MOLLET (1921) in seiner Arbeit als strahlige Calcitaggregate, radial um einen Kern aus Pyrit angeordnet, beschrieb. In diesen Schiefern entdeckt man häufig auch Belemniten, die jedoch nicht rostig anwittern.

Dagegen habe ich am Schimbrig den von ISCHI (1973) erwähnten, im obersten Meter der Grenzschichten befindlichen Horizont, mit angeblich reich vorhandenen grossen Nautiliden, nicht festgestellt.

3.3.3. Unterer Schrattenkalk

Der Untere Schrattenkalk durchzieht die ganze Randkette als fortlaufende, mit Abstand steilste und am hellsten anwitternde Felswand. Die einzige Ausnahme bildet der Schimbrig, in dessen Nordwand sich der Untere Schrattenkalk infolge tektonischer Störungen nur in vier isolierten Vorkommen findet (Tafel I). Zwei dieser Vorkommen, nämlich Gspaltendossen (Tafel II, Profil I) und Stilaub, sind besonders in tektonischer Hinsicht interessant. Sie werden im Kapitel 6.2 näher besprochen.

Der Untere Schrattenkalk lässt sich, da er die typische hellgraue bis weisse Anwitterungsfarbe zeigt, von den anderen Gesteinen ohne Schwierigkeit unterscheiden. Aus Dünnschliffuntersuchungen geht hervor, dass er am Schimbrig vorwiegend als pellet- und intraklastführender Foraminiferen-Echinodermen-Biosparit ausgebildet ist.

Der Untere Schrattenkalk ist am Schimbrig allgemein das jüngste Kreideschichtglied. Nur in einem kleinen Vorkommen am Kartenrand (Tafel I, 200 m NW Oberlooegg) sind noch Reste von Unteren Orbitolina-Schichten, die ins Aptien gehören, festgestellt worden. MOLLET (1921) konstatierte bei Vordergrund noch ein Auftreten von Unteren Orbitolina-Schichten; doch konnte ich dieses Vorkommen nach eingehender Untersuchung nicht bestätigen.

4. Tertiärabfolge der helvetischen Randkette

Wie einleitend bereits erwähnt, liegt der eine Schwerpunkt dieser Arbeit bei der sedimentologischen Untersuchung und Beschreibung der helvetischen Tertiärabfolge. Die stratigraphische und lithologische Gliederung, wie sie im Bereich des Untersuchungsgebietes angewendet wird, ist in Tafel I und Tabelle 1 zusammengefasst und sollte zu den folgenden Ausführungen konsultiert werden.

Oberes Eozän	Unteres Priabonien		*Globigerinenmergel* (= Globigerinenschiefer oder Stad-Schiefer) mit Einschaltungen von *Wängen-Kalken* und *Konglomeratbänken*
		Hohgant-Serie	*Schimbrig-Schiefer* mit eingelagerten *Geröllen* und Einschaltungen von *Quarzsandstein-* und *Konglomeratbänken*
	——— ? — ? — ? — ? ———		*Hohgant-Sandstein*
Mittleres Eozän	Biarritzien		*Hohgant-Schiefer* mit glaukonitreicher Basis
	Oberes Lutétien		*Complanata-Kalk*
			Unterer Quarzsandstein

Tab. 1: Stratigraphische Gliederung des helvetischen Tertiärs am Schimbrig.

Um der oben genannten Aufgabenstellung gerecht zu werden, versuchte ich am Schimbrig ein möglichst vollständiges stratigraphisches Profil durch die Tertiärsedimente aufzunehmen. Die einzigen Aufschlüsse, die ein einigermassen durchgehendes Profil erschliessen, liegen zwischen Oberlooegg und Chnubelalp.

4.1. OBERES LUTÉTIEN

4.1.1. Unterer Quarzsandstein

Die Bezeichnung «Quarzsandstein» als stratigraphischer Begriff innerhalb des helvetischen Tertiärs hat schon in verschiedener Art und Weise Verwendung gefunden. Der hier verwendete Name «Unterer Quarzsandstein» ist mit der von KAUFMANN (1867) zum ersten Mal eingeführten gleichnamigen Bezeichnung und dem von SCHUMACHER (1948) stratigraphisch detaillierter benannten «Unteren Sandstein des Oberlutétien» identisch.

Am Schimbrig besteht über dem Unteren Schrattenkalk eine bedeutende stratigraphische Lücke (mittlere Kreide – mittleres Eozän). Über der Erosionsdiskordanz setzt mit scharfem Kontakt der Untere Quarzsandstein des Oberlutétien ein. Der bei Oberlooegg (Fig. 4) 6 m mächtig ausgebildete Quarzsandstein erreicht jedoch in einigen Aufschlüssen am Schimbrig Mächtigkeiten von 8–12 m. Ein typisches Basalkongomerat habe ich im Untersuchungsgebiet nirgends gefunden.

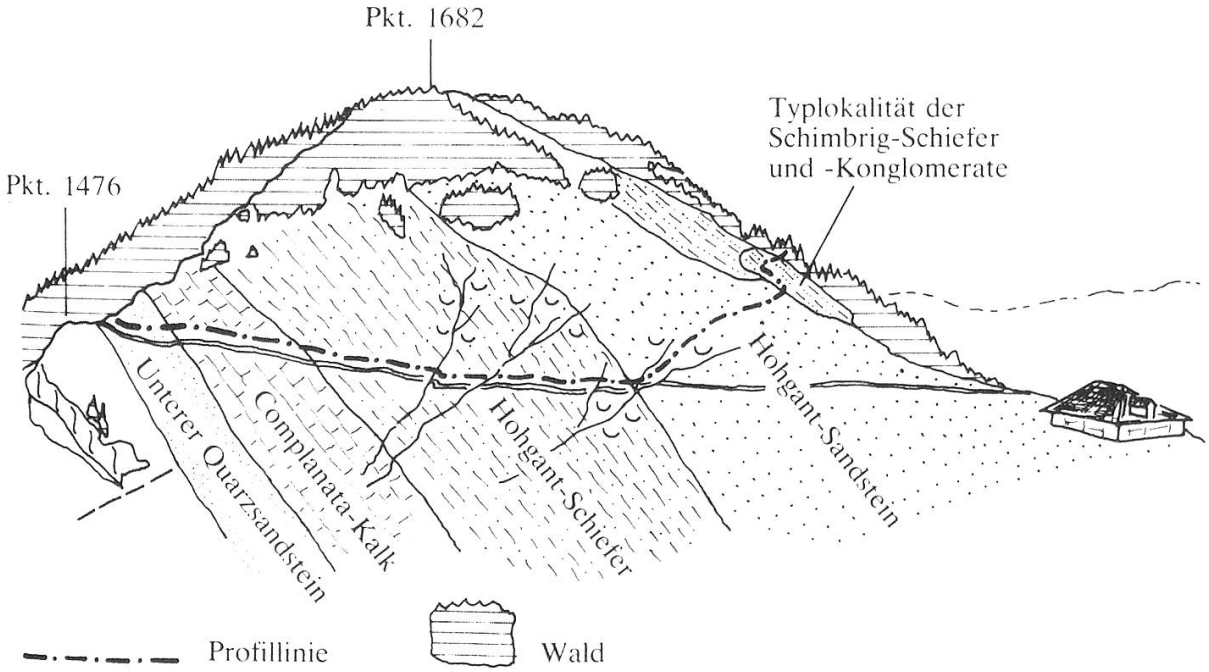


Fig. 4: Blick von SW auf den Tertiär-Aufschluss bei Oberlooegg.

Im allgemeinen erweist sich der Untere Quarzsandstein im Feld als mittel- bis grobkörniger Quarzsandstein von rötlich bis gelbbrauner Anwitterungsfarbe. An der Basis wittern die ersten Grossforaminiferen (vor allem kleine Nummuliten und Discocyclinen) hervor, die im mittleren Teil fast vollständig verschwinden, bis sie im oberen Abschnitt, aber in bedeutend grösseren Formen, wieder in Erscheinung treten. Die mittlere Korngrösse schwankt zwischen 0,35 mm und 0,8 mm. Mit der Lupe entdeckt man praktisch in allen Proben einen geringen Glaukonitgehalt. Die wichtigsten sedimentologischen Daten des unteren Quarzsandsteins sind auf Tafel III graphisch dargestellt.

Die genaue Lithologie des Unteren Quarzsandsteins möchte ich anhand des Dünnschliffes der Probe pb 5, die aus dem mittleren Abschnitt des Sandsteins stammt, und die mir typisch erscheint, beschreiben:

Quarz: Die minimale Korngrösse beträgt 0,04 mm, die mittlere 0,5 mm, und die maximale 1,5 mm. Der weitaus grösste Teil der Körner (70%) nimmt eine Korngrösse von 0,15–0,2 mm ein. Daneben fallen dann vor allem die relativ grossen (>1 mm) Quarz- sowie vereinzelten Quarzitkörner auf. Diese sind im Gegensatz zu den kleinen (0,15–0,2 mm) meist eckigen Körnern vorwiegend angerundet bis sehr gut gerundet. Die Quarze zeigen zum Teil undulöse Auslöschung.

Der Mineralbestand setzt sich wie folgt zusammen:
90% Quarz und Quarzit, wenig Calcitzement und Gesteinsbruchstücke, akzessorisch Feldspat, Pyrit, Glaukonit, Glimmer, Titanit (Zirkon?).
Der Rest (4–5%) besteht aus tonigem Verwitterungsmaterial (z.T. Limonitbildung).

Auffallend ist die Armut an Mikrofossilien, Gesteinsbruchstücken und Matrix. Der 84-Perzentil (= Bestimmung der Korngrösse in mm, bei welcher 1/16 [flächenmässig] der Körner grösser sind), beträgt 0,6 mm. Der 16-Perzentil beträgt 0,08 mm. Das sich daraus ergebende Verhältnis von 7,5 deutet auf schlechte Sortierung des Unteren Quarzsandsteins hin, der demzufolge als ein fast reifes (submature) Sediment bezeichnet werden kann.

– Tonmineralien: Illit 46%
Illit / Montmorillonit 40%
Kaolinit 18%
Chlorit 5%

4.1.2. Complanata-Kalk

Unter «Complanata-Kalk» verstehen wir die im Sinne von SCHUMACHER (1948) im Profil am Klimsenhorn (Pilatus) als «Complanata-Kalk s.str.» bezeichnete lithostratigraphische Einheit, die von der Riesenform «Nummulites millecaput» (früher «Numulina complanata» in gesteinsbildender Menge erfüllt ist. Die Ablagerung des Complanata-Kalkes des Oberen Lutétien mit den erwähnten grossen Nummuliten war im ganzen helvetischen Ablagerungsraum auf eine schmale golfartige Zone beschränkt, die vom Pilatus bis zur Rawil-Synklinale verlaufen war.

Am Schimbrig tritt der Complanata-Kalk meistens in der von W nach E ziehenden längsgerichteten Bruchzone auf (Tafel I). Oftmals folgt er, bedingt durch tektonische Störungen, direkt über dem Unteren Schrattenkalk und bereitet beim Kartieren etliche Schwierigkeiten. Dazu kommt weiter seine hie und da dem Schrattenkalk zum Verwechseln ähnliche, überraschend helle Anwitterungsfarbe, die einen zwingt, die Aufschlussverhältnisse in dem von Brüchen zerhackten Gebiet sorgfältig zu studieren.

Im Profil Oberlooegg (Tafel III) findet insofern ein ziemlich sprunghafter Übergang von Unterem Quarzsandstein zu Complanata-Kalk statt, indem der Karbonatgehalt auf Kosten des Quarzgehaltes innerhalb einiger cm von 9% auf 77% abrupt ansteigt. Ein grosser Prozentsatz des Karbonatgehaltes wird dabei von der reichhaltigen Grossforaminiferenfauna eingenommen.

Allgemein kann gesagt werden, dass die Lithologie des Complanata-Kalkes am Schimbrig in folgenden Punkten variiert:

- Verhältnis Nummuliten / Discocyclinen
- Gesamtkarbonatgehalt
- Gehalt, Form und mittlere Korngrösse des Quarzes

Anhand der Probe pb 9 aus dem mittleren Teil des Complanata-Kalkes möchte ich die Lithologie etwas näher beschreiben.

Handstückbeschreibung: beige bis rötlich anwitternder, im frischen Bruch hellgrauer Nummulitenkalk, der reichlich mit Calcitadern durchsetzt ist. Die parallel zur Schichtung eingeregelten Nummuliten und Discocyclinen verleihen dem Kalk einen schiefrigen Charakter.

Zusammensetzung: Der Gesamtkarbonatgehalt beträgt rund 95%. Davon sind rund 70% aus Fossilbruchstücken, und zwar aus:

- 40% Nummuliten (vorwiegend Nummulites millecaput; die B-Formen machen rund 3/4 aus)
- 20% Discocyclinen
- 5% unbestimmbaren Fossiltrümmern
- 2% Bryozoenbruchstücken
- 2% Echinodermenbruchstücken
- 1% benthonischen Kleinforaminiferen

Der restliche Karbonatgehalt ist zurückzuführen auf:

- 15% Mikritmatrix
- 5% sparitischen Zement
- 2% Intraklasten

Neben Karbonaten tritt 2 bis 3% detritischer Quarz und Quarzit auf. Die Körner können maximal 1,2 mm Durchmesser annehmen. Akzessorisch kommen Glaukonit (z.T. als Schalenfüllung), Pyrit, detritischer Hellglimmer und tonige Matrix vor.

Klassifikation: schwach sandiger Discocyclinen-Nummuliten-Biomicrudit

4.2. BIARRITZIEN – PRIABONIEN

4.2.1. Hohgant-Schiefer

Die Hohgant-Schiefer, die nach KAUFMANN (1886) aus Analogie zum Pilatus «Pectinitenschiefer» genannt worden sind, entwickeln sich am Schimbrig in einem raschen Übergang aus dem darunterliegenden Complanata-Kalk. Der Übergang wird einerseits durch die plötzliche Zunahme des Quarz- und Tongehaltes charakterisiert. Die Hohgant-Schiefer lassen sich meistens als ein flaches, geböschtes und begrastes Vegetationsband erkennen.

Die Hohgant-Schiefer nehmen stets den untersten Teil jenes Sedimentationszyklus ein, der besonders ausgeprägt zwischen Thunersee und Pilatus auftritt und den wir heute unter dem Namen «Hohgant-Serie» zusammenfassen. Diese setzt sich am Schimbrig, wie Tabelle 1 zeigt, von unten nach oben, aus Hohgant-Schiefern, Hohgant-Sandstein und Schimbrig-Schiefern zusammen.

Zwar treten lokal in stratigraphisch höheren Partien der Hohgant-Serie ebenfalls sandig-mergelige, z.T. glaukonitische Schiefer auf. Bei diesen ist jedoch die von früheren Autoren oft verwendete Benennung «Hohgant-Schiefer» sowie «Pectinitenschiefer» abzulehnen. Als Hohgant-Schiefer werden in dieser Arbeit nur die Basisschiefer im Liegenden des Hohgant-Sandsteins bezeichnet.

Am Schimbrig befinden sich sämtliche Aufschlüsse der Hohgant-Schiefer in einer SW-NE verlaufenden Zone, die sich auf der S-Seite des Schimbrigs einer Bruchzone von Oberlooegg bis Wanegg entlang zieht (Tafel I). Die maximale Mächtigkeit beträgt bei Oberlooegg rund 60 m.

Die Hohgant-Schiefer sind normalerweise graubraune bis dunkelgrauviolette, mittel- bis grobgeschieferte, feinsandige Mergel. Im Dünnschliff erkennt man feinsandige, meist eckige Quarzkomponenten, die 35–55% des Gesteins ausmachen können (Tafel III). Die Hohgant-Schiefer enthalten durchwegs zahlreiche Muscovitschüppchen und Glaukonitkörner, die besonders beim Übergang aus dem Complanata-Kalk angereichert sind. Dieser stark glaukonithaltige Horizont von 1 m Mächtigkeit bildet am Schimbrig die Basis der Hohgant-Schiefer und enthält eine reichhaltige Mikrofauna (Tafel III, Probe Nr. pb 14), mit z.T. aufgearbeiteten Nummulites millecaput. Die darüberliegenden Hohgant-Schiefer sind eher fossilarm und enthalten einige benthonische und planktonische Kleinforaminiferen. Pecten und Grossforaminiferen treten erst im Dach beim Übergang zum Hohgant-Sandstein auf.

Bei genauer Abschätzung im Dünnschliff ergibt sich für die Hohgant-Schiefer eine mittelmässige bis gute Sortierung. Auf Grund des durchwegs grösser als 20% betragenden Tongehaltes sind sie strukturell ein unreifes Sediment.

Im mittleren und oberen Teil der Hohgant-Schiefer entdeckt man oft rostige Knollen, die Verwitterungsprodukte von pyritisierten, unkenntlichen Komponenten (evtl. Fossilien) sein dürften.

Im oberen Teil der Hohgant-Schiefer sind wenig cm-mächtige Sandsteinbänke zwischengelagert. Nach oben wird die Schieferfazies allmählich von einer typischen Sandsteinfazies abgelöst. Es lassen sich deutliche lithologische Unterschiede bei den mittleren Korngrössen des siliziklastischen Detritus sowie bei den Illit und Illit-Montmorillonit-Wechsellagerungsmineralien und bei den Gesamtkarbonatgehalten erkennen. Im Feld dagegen hat man grosse Mühe, eine klare Grenze zwischen Hohgant-Schiefern und Hohgant-Sandstein zu ziehen.

Nachfolgend sollen die vorhin angedeuteten Kriterien, die sich für eine Trennung (aufgrund von Dünnschliff- und Laboruntersuchungen) der Schiefer und des Sandsteines eignen, kurz zusammengefasst werden:

1) Die mittlere Korngrösse der siliziklastischen Körner liegen bei den Schiefern deutlich unter, beim Sandstein deutlich über 0,1 mm.
2) Bei den Tonmineralien sind die Prozentgehalte an Illit bei den Schiefern (ca. 34%) im Durchschnitt wesentlich niedriger als beim Sandstein (ca. 51%). Gerade umgekehrt verhalten sich die Werte der Illit-Montmorillonit-Wechsellagerungsmineralien.
3) Die Gesamtkarbonatgehalte liegen bei den Schiefern ca. 10% tiefer als beim Sandstein, da in den Schiefern auf Kosten der Karbonate mehr tonige Matrix und ein geringerer Fossilinhalt vorhanden ist.

4.2.2. *Hohgant-Sandstein*

Am Schimbrig erweist sich der Hohgant-Sandstein entweder als ein massiger oder gut gebankter, oft unregelmässig wellig-geschichteter Quarzsandstein von braungelber Anwitterungsfarbe. Er wird weitgehend durch den Bewuchs einer ausgesprochenen Kieselflora gekennzeichnet. Vor allem die Anwitterungsfläche ist häufig mit einer weissen Flechte (Lecidea geographica) überzogen.

Die Aufschlussverhältnisse des Hohgant-Sandsteins sind im Untersuchungsgebiet schlecht. Meistens wird er von einem begrasten oder bewaldeten Vegetationsband überdeckt. Die relativ wenigen Aufschlüsse des Hohgant-Sandsteins liegen, wie diejenigen der Hohgant-Schiefer, in der gleichen von Oberlooegg bis Wanegg ziehenden Zone (Tafel I). Der Hohgant-Sandstein erreicht hier eine maximale Mächtigkeit von 40 m.

Die lithologischen Eigenschaften des Hohgant-Sandsteins sind in Tafel III graphisch dargestellt. Daraus geht eine Gliederung in zwei Niveaux hervor. Der untere Teil (Niveau 1) besteht aus 10–30 cm mächtigen Sandsteinbänken, die in unregelmässiger Reihenfolge von Hohgant-Schiefer-ähnlichen sandigen Mergelschieferlagen unterbrochen sind. Die obere Partie (Niveau 2) zeichnet sich durch einen mehr oder weniger gleichmässig gebankten (20–30 cm), im frischen Bruch hellen Quarzsandstein aus und ist etwa 25 m mächtig. Verhältnismässig selten sind Klein- oder Grossrippelschrägschichtung anzutreffen.

Eine typische Mikrofazies im oberen Hohgant-Sandstein weist die Probe 29 D aus dem Tertiärprofil von Oberlooegg auf:

Handstückbeschreibung: Massiger, mittelkörniger Quarzsandstein von braungelber Anwitterungsfarbe. Im frischen Bruch erweist er sich als hellgrauer bis graubläulicher, mit feinen, tonigen, gewellten Lamellen durchgezogener, harter Quarzsandstein, mit wenig Glaukonit und einigen Hellglimmerchen auf den Schichtflächen.

Dünnschliffbeschreibung: Quarz: Detritischer Quarz ca. 50%. Er tritt in zwei Korngrössen auf:

1) Eckig bis angerundeter Quarz von 0,15–0,20 mm mittlerem Korndurchmesser: 45%
2) Gut bis sehr gut gerundeter Quarz bis 1,2 mm Korndurchmesser: 3% z.T. mit undulöer Auslöschung

Beide Arten des Quarzes zeigen randliche Veränderung sowie Durchdringung durch Calcit.

Gesteinsbruchstücke: Quarzite, Siltsteine und Kalkkomponenten betragen 2%.

Akzessorischer Mineralien:	Pyrit	1–2%
	Glaukonit	1%
	Hellglimmer	1%
	Titanit	1%
	Zirkon	1%

Matrix und Zement: Die ursprünglich reichlich vorhandene mikritische Grundmasse ist zum grössten Teil zu Fe-haltigem Mikrosparit (30%) rekristallisiert. Daneben ist noch 2–4% Tonmatrix vorhanden.

Fossilbruchstücke: 8%,	vorwiegend:	Nummuliten, Discocyclinen, Lamellibranchier und Rotalgen.
	untergeordnet:	Globigerinen, Milioliden, Eorupertiden, Echinodermen.

Gesamtkarbonatgehalt: 38%.

Tonmineralien (in Relativprozenten):	Illit	53%	Kaolinit	15%
	J/M	25%	Chlorit	7%

Sortierung: 16-tel Perzentil: 0,14 mm
84-tel Perzentil: 0.07 mm
Verhältnis: 2 ergibt mittelmässige bis gute Sortierung

Klassifikation: fein- bis mittelkörniger, fossilführender, kalkiger Quarzsandstein.

Strukturelle Reife: reif

Am Schimbrig verunmöglichen die schlechten Aufschlussverhältnisse eine detailierte Untersuchung der Hohgant-Sandsteinabfolge. Gelegentlich allerdings können Anreicherungen von Fossilschalen-Bruchstücken (vor allem Austern) festgestellt werden. Eine prächtige Fundstelle dieser Art befindet sich unmittelbar bei der Alphütte Oberlooegg. Diese Stelle ist auch deshalb bemerkenswert, weil nur 3–5 m daneben einige gut gerundete, kopfgrosse Gerölle im gleichen Niveau auftreten. Es sind dies die einzigen im Hohgant-Sandstein gefundenen Gerölle, die übrigens lithologisch identisch mit dem Hohgant-Sandstein sind. Es handelt sich deshalb eindeutig um ein intraformationelles Konglomerat.

Am Schimbrig weist der Hohgant-Sandstein also keine wesentlichen lithologischen Unterschiede auf, die eine weitere Unterteilung ermöglichen würden. Wie spätere Untersuchungen aber gezeigt haben, lässt sich der Hohgant-Sandstein weiter im W (N des Thunersees) in mindestens 3 Zyklen gliedern.

4.2.3. Schimbrig-Schiefer

Am Schimbrig entwickeln sich in raschem Übergang aus dem Hohgant-Sandstein sandig mergelige Schieferlagen, die den Hohgant-Schiefern ähnlich sind. Im Feld hat man hier aber infolge des raschen und deutlichen Übergangs weniger Mühe, eine Grenze zwischen dem Hohgant-Sandstein und den hangenden Schiefern, den sogenannten Schimbrig-Schiefern, zu ziehen. Auffallend sind bereits in den untersten Schimbrig-Schiefern die typischen Gerölleinlagerungen (vgl. 4.2.4).

Schon KAUFMANN (1872) hat diesen Fazieswechsel im Dach des Hohgant-Sandsteins im Raum NE Oberlooegg beobachtet und auf den Fossilreichtum (Foraminiferen, Mollusken) in den Schiefern hingewiesen. Die gleichen Schichten hat BOUSSAC (1912) als Hohgant-Schiefer bezeichnet. Doch muss diese Benennung vermieden werden, weil bereits KAUFMANN für die Schichten an der Basis der Hohgant-Serie den Namen Hohgant-Schiefer verwendete. In der Folge hat dann MOLLET (1921), da er in diesen Schiefern einen bedeutenden stratigraphischen und paläontologischen Wert sah, den neuen lithostratigraphischen Begriff «Schimbrig-Schiefer» eingeführt.

Am Schimbrig sind die Schimbrig-Schiefer auf 5–6 grössere Aufschlüsse (Taf. I) beschränkt. Meistens sind die Aufschlüsse von kleinen Brüchen durchzogen, die eine genaue Profilnahme erschweren. Für die Aufnahme eines durchgehenden Profils eigneten sich einzig zwei Aufschlüsse, die sich 200 m NE der Alp Oberlooegg befinden (Tafel I, Fig. 4) und die als Typlokalität der Schimbrig-Schiefer gelten. Ihre Mächtigkeit beträgt 33–35 m.

Da sich die Schimbrig-Schiefer durch eine grosse Variabilität der Lithologie auszeichnen, gebe ich nachstehend ein ausführliches Profil. Die Bezeichnungen e1) bis e14) entsprechen denjenigen auf Tafel III.

Profilbeschreibung: Schimbrig-Schiefer bei Oberlooegg

Über grobgebanktem, fein bis mittelsandigem, fossilreichem Hohgant-Sandstein folgen:

e1) 4,5 m — Beige bis grau anwitternde, feinsandige (mittlere Korngrösse 0,09 mm) Schiefer mit spärlich Glaukonit (rund 1%) und reichlich Hellglimmer (2–3%), der auf der Schichtoberfläche gut sichtbar ist. Der Gesamtkarbonatgehalt beträgt 27%. An Fossilien sind Rotalgen, Bryozoen, Lamellibranchier, benthonische und planktonische Foraminiferen und einige Trümmer von nicht bestimmbaren Grossforaminiferen vorhanden. Sie machen ca. 4% aus. In der oberen Hälfte sind einzelne faust- bis kopfgrosse Gerölle von Orbitolinaschichten und einem grobsandigen Hohgant-Sandstein eingelagert.

e2) 2,2 m — Plattig ausgebildeter, mittelmässig bis gut sortierter, feinsandiger Quarzsandstein mit rötlich angewitterter Oberfläche und reichlich (ca. 10%) biogenem Detritus (vorwiegend Lamellibranchier, Discocyclinen, Nummuliten, Operculinen, Rotaliden, Rotalgen, benthonischen und planktonischen Kleinforaminiferen). Der primär vorhandene Micrit ist zum grössten Teil zu Mikrosparit umkristallisiert. Daneben ist noch ca. 5% sparitischer Zement vorhanden. Der Gesamtkarbonatgehalt beträgt 38%.

e3) 2,5 m — Beige-graue, feinsandige Schiefer (mittlere Korngrösse 0,7 mm) mit nur 10% Gesamtkarbonatgehalt, aber auffallenden Hellglimmern auf der Schichtoberfläche. Die Quarzkörner sind z.T. sehr gut gerundet. Die Schiefer enthalten ca. 30% tonige Matrix und 2–3% Mikrofossilien (vorwiegend Globigerinen). Die Sortierung ist mittelmässig. Es liegt auf Grund des Vorkommens von sehr gut gerundeten Quarzkörnern, die neben gleichgrossen eckigen Körnern auftreten, eine strukturelle Inversion vor.

e4) 2,4 m — Lose gebankter, massiger Quarzsandstein aus 95% siliziklastischem Material. Davon sind 5% Gesteinsbruchstücke (vorwiegend Quarzite und einige Siltsteine), 3–5% Kalifeldspäte, der Rest besteht aus Quarz. Die mittlere Korngrösse beträgt 0,22 mm. Die siliziklastischen Körner sind subangular bis gerundet und weisen eine schlechte Sortierung auf; sie sind grösstenteils miteinander verzahnt. Die grossen

Quarzkörner zeigen undulöse Auslöschung. Die Zwischenräume enthalten neben Muscovit und einigen opaken Mineralien vor allem Tonmatrix. Das Gestein enthält keine Fossilien.

e5) 6,5 m

Unten schiefrige Abfolge wie e3); mittlere und obere Partie mit feinen, beigegrauen Mergellagen, die sich vorwiegend aus toniger Matrix (50%), Mikrit (10%), Mikrosparit (25%) und sehr feinsandigem Quarzdetritus (5%) zusammensetzen. Auffallend ist der relativ häufig vorkommende idiomorphe Dolomit. Gesamtkarbonatgehalt: 38%. Der Fossilinhalt, welcher vorwiegend aus Globigerinen besteht, macht ca. 2% aus. Diese Mergel enthalten faust- bis ½ m^3 grosse Gerölle, die eckig bis relativ gut gerundet sein können.

Als Gerölle treten auf:
- Orbitolina-Schichten
- Unterer Schrattenkalk
- Complanata-Kalk
- Discocyclinenkalk
- Hohgant-Schiefer
- Hohgant-Sandstein

Zusätzlich findet man faustgrosse Knollen aus Nummuliten und hellen Lammellibranchier-Schalen.
In den obersten Mergellagen schieben sich gröber-sandige Linsen mit reichlichem biogenem Detritus ein. Es sind dieselben Fossilien wie in e2) vertreten.
Diese sandigen Linsen enthalten sowohl grobkörnige, gut bis sehr gut gerundete und feinkörnige, eckige bis subeckige Quarze. Ausserdem ist das Sediment dieser Linsen schlecht sortiert.

e6) 0,5 m

Kalkige (27% Gesamtkarbonat) mittel- bis grobkörnige, homogene Quarzsandsteinbank (mittlere Korngrösse: 0,3 mm) mit geringem Fossilinhalt und viel Hellglimmer auf den Schichtflächen. Die siliziklastischen Körner machen 60–70% des Gesteins aus. Die grösseren Körner sind gut bis sehr gut gerundet und löschen vielfach undulös aus. Sie sind durchwegs randlich durch Calcit verdrängt, z.T. sogar durchdrungen und weisen keine Verzahnung auf. Die Gesteinsbruchstücke, die sich vorwiegend aus Quarziten und Siltsteinen sowie einigen kalkigen Komponenten (Mikrite) zusammensetzen, betragen ca. 3–5%.
Akzessorisch tritt Kalifeldspat auf. Das Sediment enthält 30–35% mikrosparitischen bis sparitischen Zement.
An Mikroorganismen sind einige Bruchstücke von unkenntlichen Grossforaminiferen und Rotalgen vorhanden. Die Sortierung ist mittelmässig bis gut.
e6) darf als fast reifes Sediment betrachtet werden.

e7) 2,2 m

Konglomerat mit faust- bis kopfgrossen, eckigen bis angerundeten Komponenten aus vorwiegend Unterem Schrattenkalk und Drusberg-Schichten. Dazwischen sind graue, feinsandige Schiefer wie e3).

e8) 0,5 m Rötlich anwitternde, im frischen Bruch graue, feinsandige Schiefer mit Kleinrippelbildung und auffallenden Hellglimmern auf den Schichtflächen.

e9) 0,4 m Bank aus grobkörnigem, fossilführendem, stark kalkigem Sandstein mit 10% Gesteinsbruchstücken, der beige-rötlich anwittert und aus dem dunkle Quarzkörner herauswittern. Der Gesamtkarbonatgehalt beträgt 42%. Der Mineralbestand setzt sich folgendermassen zusammen:

Quarze	38%	Muscovit	1–2%
Gesteinsbruchstücke	10%	Pyrit	1%
– Quarzite		Glaukonit	1%
– Karbonate		Mikrosparit	3–5%
– Schrattenkalk		Mikrit	2%
– Echinodermenbreccie		Fossilbruchstücke	5–7%

Die mittlere Korngrösse der siliziklastischen Körner beträgt 0,4 mm. Die Sortierung ist mittelmässig. Dieses Sediment ist strukturell deshalb fast reif. Die grösseren Quarzkörner sind oft sehr gerundet und löschen praktisch durchwegs undulös aus. Alle siliziklastischen Körner werden randlich durch Calcit verdrängt.
An Fossilien treten vorwiegend Rotalgen, Discocyclinen, Nummuliten, Broyozoen, Lamellibranchier und benthonische Kleinforaminiferen, die alle stark zertrümmert sind, auf.

e10) 3,5 m Graue, 4–8 mm dünne, fein- bis mittelsandige Schieferlagen mit reicher Globigerinenfauna. Die Schiefer zeigen Kleinrippelbildung und weisen zwischen den einzelnen Schieferlagen deutliche NE – SW verlaufende Strömungsstreifung auf. Auf den Schichtflächen befinden sich viele Glimmerschüppchen. Neben den erwähnten Globigerinen entdeckt man in den Schiefern eine reichhaltige Molluskenfauna.
Die Schiefer zeichnen sich durch einen relativ hohen Karbonatgehalt (40–45%) aus; der Gehalt an siliziklastischen Körnern beträgt demnach noch 20–30%.
Der Gehalt an Mikrofossilien schwankt ziemlich. Es überwiegen kleine Nummuliten, Discocyclinen, Rotalgen, Bryozoen, benthonische und planktonische Foraminiferen. Matrix und Zement setzen sich vorwiegend aus Mikrosparit (sekundär), wenig Ton und wenig Mikritgrundmasse zusammen.

e11) 6,0 m 1,5–2,0 m mächtige Konglomeratbänke mit feinsandigen Schieferzwischenlagen wie e10). Der unterste Teil von e11) besteht aus vorwiegend eckigen, locker zusammengefügten Komponenten aus Unterem Schrattenkalk und Sedimenten der Hohgant-Serie. Darüber folgt ein 30–40 cm mächtiger mittelsandiger, linsenförmiger Quarzsandstein von 0,15 mm mittlerer Korngrösse. Ein Teil des Detritus besteht aus grösseren (2 mm) gut gerundeten Quarzen, Quarziten und Kalifeldspäten. Der geringe Fossilinhalt setzt sich aus benthonischen und planktonischen Kleinforaminiferentrümmern zusammen.

Über dieser Sandsteinlinse folgen die eigentlichen, gut verfestigten Konglomeratbänke, mit eckigen sowie angerundeten, faust- bis kopfgrossen Komponenten aus:

- Echinodermenbreccie
- Drusberg-Schichten
- Unterem Schrattenkalk
- Unteren Orbitolina-Schichten
- Unterem Quarzsandstein
- Complanata-Kalk
- Gesteinen der Hohgant-Serie

e12) 1,2 m Graue, papierdünne Schiefer wie e10). Sie enthalten jedoch bedeutend mehr Fossilien (Discocyclinen, Rotalgen, benthonische und planktonische Kleinforaminiferen.

e13) 2,3 m Dunkelgraue, feinsandige Schiefer wie e5) mit einzelnen faust- bis kopfgrossen Geröllen aus Echinodermenbreccie.

e14) 0,5–1,0 m Konglomeratbank, die sich aus eckig bis angerundeten Komponenten von Schrattenkalk und Gesteinen der Hohgant-Serie zusammensetzt.

Wie aus der Profilbeschreibung hervorgeht, bestehen die Schimbrig-Schiefer aus folgenden 3 lithologischen Typen:

1. Schiefer
2. Quarzsandsteine
3. Konglomerate

Aus Tafel III geht hervor, dass diese drei Lithologien in mehr oder weniger vollständigen coarsening-upwards-Zyklen auftreten. Der vollständige Zyklus besteht aus Schiefern an der Basis, Sandstein in der Mitte und Konglomerate zuoberst. Die Konglomerate und Gerölle werden, da sie von besonderem Interesse sind, im anschliessenden Kapitel separat behandelt.

Bei den Sandsteinen handelt es sich, mit einer einzigen Ausnahme (e4), durchwegs um kalkreiche (Gesamtkarbonatgehalt zwischen 30 und 45%) homogene 0,3–1,5 m mächtige mittel- bis grobsandige Quarzsandsteinbänke von mittelmässig bis guter Sortierung. Sie enthalten meistens sekundär gebildeten Mikrosparit.

Die eigentlichen Schimbrig-Schiefer stellen hellgrau- bis beige anwitternde, ± stark mergelige Schiefer dar. Im Feld können sie manchmal nur schwierig von den Hohgant-Schiefern oder den Globigerinenmergeln unterschieden werden. Im Dünnschliff erkennt man ein Vorherrschen von toniger und mikritischer bis mikorsparitischer Grundmasse in die fein- bis mittelkörnige Quarzsplitterchen eingestreut sind. Diese machen im allgemeinen 25–40% des Gesteins aus und sind mittelmässig bis gut sortiert. Die Gesamtkarbonate liegen zwischen 25 und 45%. Sie nehmen nach oben leicht zu. Die Tonmineraliengehalte zeichnen sich durch hohe Kaolinit- und niedrige Illitgehalte aus. Eine deutliche lithologische Abgrenzung vom liegenden Hohgant-Sandstein sowie von den hangenden Globigerinenschiefern anhand der Illit / 17Å Mixed Layer-Verhältniskurve kann nachgewiesen werden.

Die mergelig-sandigen Schiefer weisen am Schimbrig eine der reichhaltigsten Eozänmakrofaunen der Schweizer Alpen auf. Es handelt sich hier um eine ausgespro-

chene Seichtwasserfauna, in der Lamellibranchier und Gastropoden stark vorherrschen. Daneben sind Foraminiferen, Korallen, Bryozoen, vereinzelt Algen, Echinodermen und Würmer vertreten. Eine ausführliche Fossilliste gibt MOLLET (1921). Zu den älteren Autoren, die sich ebenfalls mit der Schimbrig-Fauna befassten und deren paläontologische Bedeutung erkannten, gehören KAUFMANN (1872), MAYER-EYMAR (1887) und BOUSSAC (1912).

In neuerer Zeit hat ECKERT (1963) den gleichen Aufschluss in mikropaläontologischer Hinsicht genauer unter die Lupe genommen. Nach ihm enthalten die Schiefer neben der typischen Seichtwasserfauna auch eine pelagische Mikrofauna.

In den Profilen am Klimsenhorn und am Schimbrig habe ich in den Schimbrig-Schiefern Anreicherungen von Nummuliten feststellen können. Ein Teil der von Prof. HERB bestimmten Nummulitenfauna weist auf obereozänes Alter (Priabonien) hin. Ein anderer Teil der Grussforaminiferen hingegen sind mitteleozänen Alters. Dieser Teil dürfte umgelagert resp. aufgearbeitet worden sein. Die planktonischen Foraminiferen ergeben wiederum priabones Alter (Tabelle 1).

4.2.4. Gerölle und Konglomeratbänke

Allgemeines

Gerölle und Konglomeratbänke stellen am Schimbrig die auffallendsten sedimentologischen Phänomene dar. Sie treten, lokal beschränkt, hauptsächlich zwischen Oberlooegg und Vordergrund in den obereozänen Schimbrig-Schiefern und Globigerinenmergeln auf. Sie sind schon 1872 von KAUFMANN erwähnt und später z.T. eingehender von BOUSSAC (1912), MOLLET (1921), BRUECKNER (1946) und ECKERT (1963) beschrieben worden.

Es finden sich neben losen, in Schiefern eingebetteten Geröllen echte kompakte, oftmals von Brüchen versetzte Konglomeratbänke, deren Mächtigkeit zwischen 0,50 und 5 bis 6 m liegt. Im Verwitterungsprofil heben sie sich als herauswitternde Härtlinge deutlich von den Schiefern ab. Form und Grösse der Gerölle variieren stark. Vorherrschend sind in der Regel kopfgrosse, wenig gerundete Komponenten, die jedoch unter Umständen Dimensionen von über 1 m^3 erreichen.

Geröllbestand und Herkunft

Schon die meistens geringe Rundung der Komponenten, vor allem aber ihre lithologische Beschaffenheit weisen auf eine Herkunft vorwiegend aus den liegenden Sedimenten der näheren Umgebung hin. Einige gut gerundete Gerölle deuten aber auf Grund ihrer petrographischen Zusammensetzung auch auf entferntere Heimat. Unter ihnen befinden sich z.B. Discocyclinenkalke und gewisse Hohgant-Sandsteintypen, wie sie im Untersuchungsgebiet nirgends anstehend gefunden worden sind. Sie dürften wohl aus benachbarten Gebieten der helvetischen Randkette eingeschwemmt worden sein.

Die folgende Gerölliste (Tabelle 2) umfasst sämtliche Gerölltypen, welche in den Schimbrig-Schiefern und den darüberfolgenden Globigerinenmergeln gefunden worden sind.

Lokale Herkunft	Schimbrig-Schiefer						Globigerinen-schiefer
	e1	e5	e7	e11	e13	e14	
Kreidebildungen:							
Kieselkalk							×
Hauterivien-Echinodermenbreccie				×	×		×
Drusberg-Schichten			×	×	×		×
Unterer Schrattenkalk		×	×	×		×	×
Untere Orbitolina-Schichten	×	×					
Gerollte Ammoniten		×					
Tertiärbildungen:							
Unterer Quarzsandstein				×			
Complanata-Kalk		×		×			
Hohgant-Schiefer		×		×		×	
Hohgant-Sandstein		×		×		×	
Schimbrig-Schiefer							×
Quarzsandstein aus Schimbrig-Schiefer							×
Aufgearbeitete Nummuliten		×					
Lamellibranchierschalen-bruchstücke		×					
Entferntere Herkunft							
Discocyclinenkalk		×					
Hohgant-Sandstein	×						
Kleine schwarze und rote Hornsteine		×					
Quarzite		×					

Tab. 2: Gerölliste der gefundenen Gerölltypen aus den Schimbrig- und Globigerinenschiefern

Entstehung

Nach ECKERT (1963), dessen Theorie sich auf MOLLET (1921) und BRUECKNER (1946) stützt, setzte während der Ablagerung der Schimbrig-Schiefer eine lokale Hebung und Bruchbildung des heute die Randkette bildenden Sedimentationsraumes ein. In jener Zeit konnte sich eine artenreiche Seichtwassermakrofauna entwickeln, von der MOLLET (1921) eine ausführliche Faunenliste veröffentlicht hat.

Die wohl auf Bruchhorsten blossgelegte Kreide-Eozän-Serie fiel dann teilweise der Erosion anheim und lieferte das Material für die Konglomeratbänke, die auf angrenzenden, tieferliegenden und von flachem Wasser bedeckten Bruchplatten zur Ablagerung gelangten.

Während einer kurzen Periode sind sogar die Schimbrig-Schiefer erodiert worden. Man findet nämlich in Konglomeratbänken der Globigerinenschieferabfolge Kreidegerölle zusammen mit Geröllen von Schimbrig-Schiefern und Schimbrig-Quarzsandsteinen.

Die Tatsache, dass diese Konglomeratbildungen gerade am Schimbrig vorkommen, könnte mit dem Aussetzen des in der übrigen helvetischen Randkette topographisch stark hervortretenden Schrattenkalk-Drusberg-Bandes zusammenhangen (MOLLET 1921). Wenn diese Annahme zutrifft, dann sollten wir in den Konglomeratbänken hauptsächlich Schrattenkalk- und Drusberg-Schichten-Gerölle vorfinden. Dies ist auch tatsächlich der Fall. Das Erosionszentrum der Konglomerate muss somit im unmittelbar nördlich an den Ablagerungsraum anschliessenden Gebiet zu suchen sein. Ein grosser Teil der Schrattenkalk-Komponenten dürfte demnach aus der Lükke, die sich E des Punktes 1682 (Tafel I) befindet, stammen. An dieser Stelle beobachtet man nämlich ein 350 m breites Aussetzen des Schrattenkalkes.

Die Bildung der Konglomeratbänke setzt im mittleren Teil der Schimbrig-Schiefer ein und reicht 30–40 m in die Globigerinenschiefer hinein. Am Schimbrig kann man 6 bis 7 eigentliche Konglomeratbänke unterscheiden. In dieser Zeitspanne müssen, wie schon erwähnt, mehrere lokale Hebungen mit begleiteten Bruchbildungen stattgefunden haben. Das gleichzeitige Auftreten einer marinen Seichtwasserfaune (Pholadenlöcher aufweisende Gerölle, Brackwasserform «Melanopsis») und einer pelagischen Mikrofauna in den Schimbrig-Schiefern deuten auf eine nachträgliche Verfrachtung und Umlagerung der Konglomerate und Flachwasserformen in küstenentferntere Regionen (vgl. den folgenden Abschnitt).

Wie weiter oben erwähnt, treten weitere Konglomeratbänke in den Globigerinenschiefern auf. Da letztere auf Grund ihrer Fauna eindeutig im pelagischen Bereich abgelagert worden sind, handelt es sich bei den begleitenden Konglomeraten nicht um küstennahe, sondern um resedimentierte Bildungen. Vermutlich wurden sie durch Trümmer- und Schuttströme (Mars flow, debris flow) ins tiefermarine Globigerinenmergelbecken verfrachtet. Gradierung der groben Komponenten liegt nicht vor, und ist bei einem solchen Transportmechanismus nicht unbedingt zu erwarten.

4.2.5 Globigerinenmergel mit Wängen-Kalken

Globigerinenmergel

In der Randkette zwischen Vierwaldstätter- und Thunersee bilden die Globigerinenmergel (oder Stad-Schiefer) als beige bis hellgraue, oft glimmerführende und muschelig brechende Schiefer die hangendsten Schichten der helvetischen Serie. Sie gehören hier zur Hauptsache noch ins untere Priabonien und reichen mit ihren obersten Anteilen ins obere Priabonien hinein. Parallel zu den tertiären Nummulitenschichten und den vorwiegend klastischen Sedimenten der Hohgant-Serie zeigen die Globigerinenmergel heterochronen Charakter. Sie gehören im Südhelvetikum der Ost- und Zentralschweiz zur Hauptsache ins Lutétien und Biarritzien (Mitteleozän). HERB (1963) konnte in südlichen Profilien der Wildhauser-Schuppenzone teilweise noch Untereozän nachweisen. Die Globigerinenmergel treten im Mittel- und Südhelvetikum der Ostschweiz in Form von kalkreichen, gelblich anwitternden Mergeln mit bräunlich fleckigen Frassspuren auf und werden daher «Fleckenmergel» genannt.

Wie Tafel I zeigt, nehmen die Globigerinenschiefer am S-Hang des Schimbrigs von allen Tertiärsedimenten die grösste Fläche in Anspruch. Ihre Verbreitung ist auf das Gebiet zwischen Oberlooegg und Vordergrund beschränkt. Nach oben stellt man im Untersuchungsgebiet überall einen scharfen Kontakt mit dem aufgeschobenen Wildflysch fest. Dagegen hat man beim Übergang aus den liegenden Schimbrig-Schiefern oft Mühe, eine klare Trennung im Feld vorzunehmen. Hier leisten jedoch Tonmineralien- und Dünnschliffuntersuchungen grosse Hilfe. Die Globigerinenschiefer unterscheiden sich von den Schimbrig-Schiefern durch höhere Chlorit/Kaolinit- und Illit/17 Å Mixed-Layer-Verhältnisse, weniger und feinkörnigeren Quarz, kleineren Glaukonitgehalt sowie durch ihre Faunen. Deshalb scheint mir, im Gegensatz zu ECKERT (1963), die Unterscheidung der Schimbrig-Schiefer völlig berechtigt. Die Trennung ist umso wichtiger, als es sich bei diesen zwei Serien um Sedimente zweier verschiedener, klar unterscheidbarer Ablagerungsbereiche handelt.

Allgemein lässt sich die Lithologie der Globigerinenmergel, wie aus Tafel III hervorgeht, wie folgt charakterisieren: Der Ton nimmt auf Kosten der Karbonate und des Quarzes stark zu. Der Quarzdetritus besteht ausschliesslich aus feinen angularen Quarzkörnchen. Detritische Hellglimmer treten vermehrt auf; die Feldspäte verschwinden praktisch völlig. Die Mikrofauna der Globigerinenmergel wurde von ECKERT (1963) im Gebiet zwischen Schrattenfluh und Pilatus und von KUHN (1972) in den äusseren Einsiedler-Schuppenzonen und im Wägitaler-Flysch beschrieben. Während in den Flecken-Mergeln der Ostschweiz die planktonischen Foraminiferen stark vorherrschen, kommen in den Stad-Schiefern vermehrt benthonische Foraminiferen vor. Nach ECKERT (1963), der im Zusammenhang mit der Untersuchung der Globigerinenmergel der Typlokalität Alpnachstad drei Zonen von helvetischem Obereozän unterscheidet, fallen die Globigerinenmergel des Schimbrigs in die mittlere Zone b (= Globigerapsis semiinvoluta-Zone). Nach ihm fehlt im Helvetikum der Randkette die jüngste der drei Zonen (= Globorotalia cocoaensis-Zone) oder ist eventuell durch den mächtigen Schichtkomplex der Schlieren-Habkern-Mulde überdeckt.

Wängen-Kalke

Innerhalb der Globigerinenschieferabfolge können in beliebigen Niveaux isolierte Pakete von Lithothamnienkalken auftreten. Diese wurden von KAUFMANN (1886), bezogen auf die Vorkommen auf der Alp Wängen am W-Pilatus, als «Wängen-Kalke» bezeichnet.

Wie aus Vergleichen mit anderen Arbeiten hervorgeht, können die Wängen-Kalke innerhalb der Globigerinenschieferabfolge in beliebigen Niveaux auftreten. Im Feld erweisen sie sich als lateral nicht weit verfolgbare, dm bis m mächtige Kalklinsen, eingebettet in die Globigerinenschiefer, eine Tatsache, auf die auch ECKERT (1963) verwiesen hat.

Im Dünnschliff erweisen sich die Wängen-Kalke, die makroskopisch das Aussehen eines Sandsteines annehmen können, als stark mittel- bis grobsandiger Rotalgen- und Grossforaminiferen-führender Biomikrudit bis -sparrudit. Sie weisen z.T. Feinlamination und gradierte Schichtung auf. Die reichhaltige, vorwiegend neritische Fauna setzt sich folgendermassen zusammen:

vorherrschend:	Lithothamnien
häufig:	Discocyclinen, Nummuliten, Heterosteginen, Operculinen, Asterocyclinen, Rotaliden
vereinzelt:	Bryozoen, Actinocyclinen, Lamellibranchier, benthonische und planktonische Kleinforaminiferen
selten:	Echinodermen

SODER (1949) und ECKERT (1963) haben den Wängen-Kalken den Namen «Lithothamnienbreccien» gegeben. Neben den vielen Lithothamnientrümmern erkennt man im Dünnschliff aber auch viele gut erhaltene Grossforaminiferen, sodass der Gesteinshabitus vielerorts nicht unbedingt den Eindruck einer Breccie hervorruft. Da zudem eine starke Variation der Mengenverhältnisse bei den Komponenten (insbesondere des Quarzes) zu beobachten ist, empfiehlt es sich, statt mehrerer rein beschreibender lithologischer Namen den Begriff «Wängen-Kalk» beizubehalten.

Nach GIGON (1952) sind die Wängen-Kalke organogene Bildungen mit den riffbildenden Kalkalgen Lithothamnium und Distichoplax. Er unterscheidet neben den eigentlichen Wängen-Kalken noch Lagen aus brecciösem Material und weist darauf hin, dass es sich bei diesen Bildungen um umgelagertes Material der Wängen-Kalke handle. Gesamthaft betrachtete er die Wängen-Kalke als riffhaltige Bildungen.

Eine ähnliche Deutung gibt ECKERT (1963). Nach ihm hat sich die Sedimentation der Globigerinenmergel wechselseitig sowohl in neritischen als auch im bathyaleren Bereich abgespielt. Es konnten so während gewissen Perioden solche Lithothamnien-Riffkalke gebildet werden.

Diese Ansichten von GIGON und ECKERT müssen mit einem grossen Fragezeichen versehen werden. Denn in der Zwischenzeit hat man an verschiedenen Stellen in der Randkette Wängen-Kalke mit eindeutigem «Graded Bedding» gefunden (pers. Mitt. Prof. HERB). H. MOHLER (1966) erwähnt ebenfalls das Auftreten von Turbidit-Strukturen in den Wängen-Kalken.

Nimmt man die Einzelbeobachtungen als Ganzes, so wird klar, dass die Wängen-Kalke weder neritische Sedimente und schon gar nicht Riffe sind. Letztere Bezeichnung für dm-mächtige Lagen lässt sich nur auf ein falsches Verständnis des Begriffes «Riff» der erwähnten Autoren zurückführen.

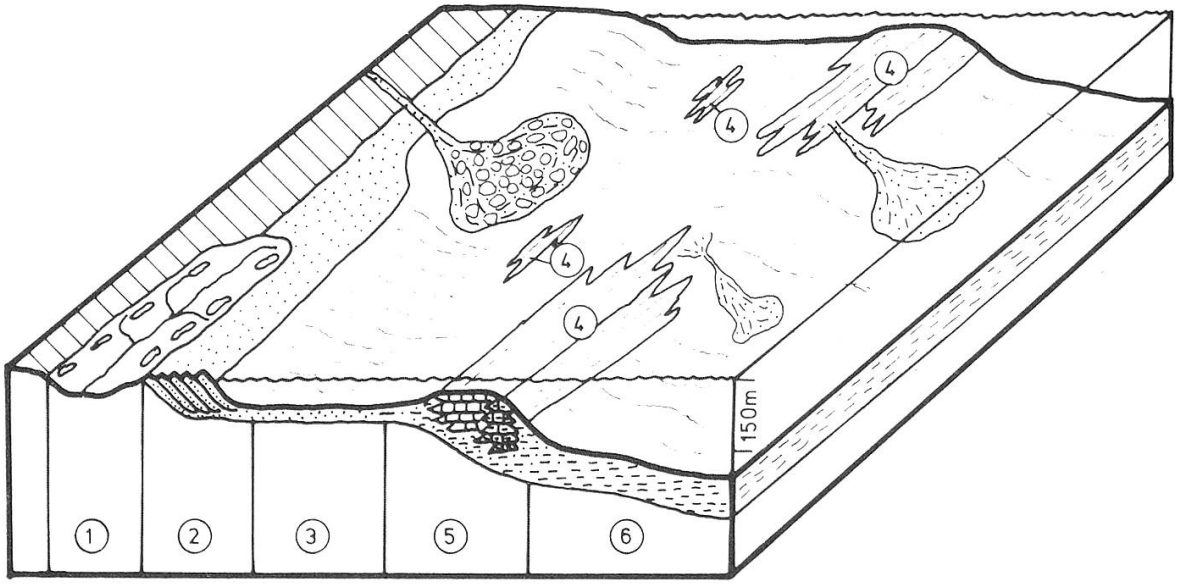
Vielmehr sind die Wängen-Kalke resedimentierte Ablagerungen, deren Komponenten aus dem neritischen Bereich stammen, von dem sie durch Trübeströme ins tiefermarine Globigerinenschieferbecken verfrachtet worden sind.

4.3. ZUSAMMENFASSENDE CHARAKTERISTIK UND INTERPRETATION DER TERTIÄRABFOLGE

Das Tertiär beginnt am Schimbrig mit dem 5–10 m mächtigen Unteren Quarzsandstein des Oberlutétien. In dieser Zeit kam es infolge des von SE transgredierenden Eozänmeeres zur Ausbildung eines meist kalkarmen Quarzsandsteines von mittelmässiger bis schlechter Sortierung, z.T. aber sehr guter Rundung des Quarzdetritus.

Es fällt auf, dass an sich die kleineren wie die grösseren Körner recht gut sortiert sind, da offenbar eine bimodale Kornverteilung vorliegt. Die kleineren Körner sind eckig bis subangular, während die grossen Körner gut bis sehr gut gerundet sind. Ausserdem machen Quarz und Quarzite über 90% der siliziklastischen Körner aus. Die

Erfahrungstatsache, dass Quarzkörner nicht in einem sedimentären Zyklus eine derart gute Rundung erreichen können, verbunden mit dem Auftreten von Quarziten als einzige Gesteinsbruchstücke, lässt darauf schliessen, dass im Rückland vor allem quarzführende Sedimente und Quarzite erodiert worden sind. Die spärliche Fauna setzt sich aus meist mehr oder weniger zerbrochenen Discocyclinen und kleinen Nummuliten zusammen. Diese Befunde zusammengenommen deuten darauf hin, dass der Untere Quarzsandstein im litoralen Bereich (Fazies 2) abgelagert worden ist (vgl. Tafel III und Fig. 5). Der Übergang zum hangenden Complanata-Kalk geht insofern sprunghaft vor sich, als der Gesamtkarbonatgehalt auf Kosten des Quarzgehaltes innerhalb einiger cm von 9% auf 77% ansteigt. Mehr als die Hälfte des Gesamtkarbonatgehaltes wird dabei von Nummulites millecaput und von Discocyclinen eingenommen. Der Complanata-Kalk, ein schwachsandiger Discocyclinen-Nummuliten-Biomikrudit (-sparrudit) ist ein typischer Vertreter einer Nummulitenbankfazies (ARNI, 1963). Der untere Complanata-Kalk mit vorwiegend grossen Nummuliten (Numm. millecaput) dürfte nach ARNI & LANTERNO (1973) auf einem Flachschelf in einer Wassertiefe von etwas über 30 m zur Ablagerung gelangt sein, während der obere vorwiegend Discocyclinen-führende Complanata-Kalk in der etwas tieferen, der eigentlichen Nummulitenbank (Fazies 4) meerwärts vorgelagerten Zone gebildet worden ist. Die über dem Complanata-Kalk folgenden graubraunen bis dunkelgrauvioletten fein- bis mittelsandigen Hohgant-Schiefer sind an der Basis stark glaukonithaltig, was auf relativ langsame Sedimentation hinweist. Gegen oben nimmt



Fazies 1: Lagune, Watt, Küstensümpfe (inkl. Konglomerate)
Fazies 2: Oberer – mittlerer Strand
Fazies 3: Unterer Vorstrand – innerer Schelf
Fazies 4: Nummuliten- und Discocyclinenbank
Fazies 5: Mittlerer Schelf – Oberer Beckenabhang
Fazies 6: Beckenabhang – Becken (inkl. Trübeströme)

Fig. 5: Faziesräume für die tertiären Sedimente am Schimbrig.

der Glaukonit rasch ab und ist in der Hauptmasse der Schiefer nur mit etwa 1% vertreten. Die 65 m mächtig ausgebildeten Hohgant-Schiefer enthalten eine geringe Mikrofauna von vorwiegend benthonischen und planktonischen Kleinforaminiferen. Nach oben gehen sie allmählich durch Zunahme von 5–10 cm mächtigen Sandsteinbänken in den kalkreichen, grobkörnigeren Hohgant-Sandstein über. Seine Mächtigkeit beträgt am Schimbrig 30–35 m. Man beobachtet zusätzlich eine Zunahme des Fossilinhaltes, der sich vorwiegend aus Nummuliten, Discocyclinen, Lamellibranchiern, Rotaliden und Rotalgen zusammensetzt. Allgemein erweist sich der Hohgant-Sandstein als homogener, gut gebankter Quarzsandstein. Mergelige Schieferlagen sind nur im unteren Teil eingeschaltet. Auf Grund der schlechten Aufschlussverhältnisse finden sich im Hohgant-Sandstein des Untersuchungsgebietes wenig Sedimentstrukturen. Beispielsweise konnte ich am Schimbrig selten Klein- und Grossrippelschrägschichtung beobachten, die dagegen weiter im E und W der Randkette häufiger zu sehen sind.

Während die Hohgant-Schiefer in niederenergetischem Milieu des mittleren bis äusseren Schelfs (Fazies 5), d.h. vermutlich etwa in Wassertiefen von 50–200 m abgelagert worden sind, ist der hangende Hohgant-Sandstein auf Grund seiner Fauna, Flora und Lithologie in energiereicherem, seichterem Milieu des inneren Schelfs (Fazies 3) entstanden.

Gegen oben macht sich mit dem Einschalten der Sandbänke die regressive Tendenz bemerkbar, die in den Schimbrig-Schiefern, in denen sich z.T. brackischer Einfluss bemerkbar macht, ihr Maximum erreicht.

In den Schimbrig-Schiefern sind mindestens 3–4 sedimentäre Zyklen erkennbar, die aus sandig-mergeligen Schiefern an der Basis, Quarzsandstein und darüber Konglomeraten bestehen. Es sind dies typische «coarsening-upwards cycles» der angloamerikansichen Autoren. Gelegentlich sind die Zyklen jedoch unvollständig und bestehen z.B. nur aus Schiefer und Sandstein (Tafel III).

Die Schimbrig-Schiefer enthalten neben einer untergeordneten, benthonischen und planktonischen Mikrofauna eine reiche Seichtwassermakrofauna (vorwiegend Lamellibranchier und Gastropoden), die sogar auf brackischen Einfluss (Melanopsis) hinweist (Fazies 1).

Die Schimbrig-Schiefer weisen sowohl Kennzeichen für küstennahes (hoher Kaolinitgehalt, Quarzsandstein- und Konglomeratbildung, Seicht- und Brackwasserfauna) als auch für küstenentfernteres (hoher Tongehalt, geringe Korngrösse des Quarzdetritus und Globigerinenfauna) Milieu auf.

Es müssen bei der Ablagerung der Schimbrig-Schiefer völlig verschiedene Sedimentationsbedingungen geherrscht haben. Sicher haben tektonische Vorgänge, d.h. die Zerlegung der mesozoischen Schichtplatte in höher- und tieferliegende Schollen dabei eine ganz wesentliche Rolle gespielt. Es ist denkbar, dass kurze, steile Flüsse das feine und grobe Material an eine durch Bruchtektonik vorgeprägte Steilküste transportierten, wobei Schwankungen der Wasserzufuhr und/oder Verlegung der Flussmündungen eine Art «Zyklizität der Ablagerungen» hervorriefen. Dies würde auch den gelegentlichen brackischen Einfluss erklären. Andererseits könnte es sich hier bloss um eine nachträgliche Umlagerung und Verfrachtung des küstennahen Ablagerungsmaterials in tiefere Bildungsräume handeln.

Über der dritten typischen Konglomeratbank setzt ein länger andauernder transgressiver Zyklus ein. Es kommt zur Ablagerung der hemipelagischen bis pelagischen

Globigerinenschiefer (Fazies 6), die das jüngste Glied des helvetischen Tertiärs im Untersuchungsgebiet darstellen. Sie unterscheiden sich von den liegenden, im Feld sehr ähnlichen Schimbrig-Schiefern durch andere Tonmineralgehalte, weniger und feinkörnigeren Quarz, kleineren Glaukonitgehalt sowie durch ihre Fauna. Sie enthalten am Schimbrig ebenfalls 3–4 Konglomeratbänke, bei denen es sich aber nicht um küstennahe, sondern um resedimentierte Bildungen handelt, die vermutlich durch sogenannte «debris flows» ins tiefermarine Globigerinenbecken verfrachtet wurden. Neben diesen Konglomeratbänken treten in den Globigerinenschiefern quarzreiche bioklastische Horizonte auf. Diese als Wängen-Kalke bezeichneten Bänke weisen im Untersuchungsgebiet z.T. leicht inverse Gradierung auf. Im Dünnschliff erkennt man eine Menge von Rotalgenbruchstücken, daneben Discocyclinen, Nummuliten, Bryozoen und Heterosteginen. Bei den Wängen-Kalken handelt es sich deshalb ebenfalls um resedimentierte Ablagerungen, deren Komponenten vom Schelf durch Trübeströme ins tiefermarine Globigerinenschieferbecken verfrachtet worden sind.

5. *Wildflysch*

Der SE-Zipfel des Untersuchungsgebietes reicht noch in die Wildflyschzone.

Der Name «Wildflysch» stammt von KAUFMANN (1886), der damals anhand seiner Untersuchungen im Habkerntal diesen lithologischen Begriff aufgestellt hat. Seine äusserst genauen und zuverlässigen Angaben bilden für sämtliche späteren Autoren die Grundlage geologischer Untersuchungen, denn der Wildflysch zog auf Grund seiner mannigfachen, z.T. exotischen Einschlüsse immer wieder die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich.

5.1. AUFSCHLÜSSE

Der Wildflysch ist im Arbeitsgebiet auf zwei in der Nähe der Chnubelalp (Tafel I) gelegenen Aufschlüsse beschränkt, wovon der östliche, der durch den bei Laui entspringenden Bach freigelegt wird, nur einen kleinen Fetzen von einigen m^2 einnimmt. Der westliche zieht in der Karte als ca. 250 m lange Lamelle von der Grossen Entlen ausgehend um den Punkt 1255 herum und keilt ca. 30 m vor Chnubelalp aus.

5.2. LITHOLOGISCHE AUSBILDUNG UND ALTER

Der in den beiden, oben erwähnten Aufschlüssen auftretende Wildflysch besteht zur Hauptsache aus dunkelgrauen bis schwarzen, weichen, glänzenden Mergellagen, die mit ocker anwitternden Sandsteinen wechsellagern. Die ganze Partie ist durchwegs stark gefaltet, geknickt und zerrissen. Die Mergel weisen eine Menge Rutschharnische auf und sind von hellen Calcitadern durchspickt.

Anhand der festgestellten Foraminiferen wird der Wildflysch nach GIGON (1952) ins Priabonien gestellt.

5.3. EINSCHLUSS VON WANG-SCHICHTEN

Die zwei Wildflyschpakete bei Chnubelalp werden von einem einzigen, im Ausmass beträchtlichen Schürfling aus Wang-Schichten begleitet. Dieser gewaltige Einschluss ruht als ein topographisch hervorstechender Klotz auf dem Wildflysch und wird von letzterem nur durch wenige m vom helvetischen Tertiär getrennt (Tafel I).

6. Tektonik

Meine Kartierung (Tafel I) weist im Vergleich mit derjenigen von MOLLET (1921) einige Unterschiede tektonischer Natur auf. Mit Hilfe stereoskopischer Luftbildauswertung habe ich nämlich eine Anzahl im Feld nicht beobachteter, tektonischer Störungen festgestellt. Die Tektonik des Schimbrigs erweist sich schlussendlich bedeutend komplizierter, als sie in den Beschreibungen MOLLETS erscheint.

Um die tektonischen Verhältnisse N Vordergrund (Tafel I) abklären zu können, war eine Detailkartierung auf einer 3fach vergrösserten 1 : 10000er Grundlage notwendig geworden.

Zur Darstellung der Brüche auf der Karte (Tafel I) ist beizufügen, dass durchgezogene Linien, beobachtete und gestrichelte Linien vermutete Brüche bedeuten. Einige weniger wichtige Brüche wurden übersichtshalber auf den Tafeln I und II nicht dargestellt. Ebenfalls wurde auf eine spezielle Darstellung der Überschiebungen von Kreide-Eozänkette auf subalpinen Flysch sowie Wildflysch auf Kreide-Eozänkette verzichtet, da sie aus den lithologischen Kontaktverhältnissen genügend klar hervortreten.

Das Schimbriggebiet (Tafel I und II) baut sich von N nach S aus folgenden 3 tektonischen Einheiten auf:

- subalpiner Flysch
- helvetische Kreide-Eozän-Kette
- Wildflysch

6.1. SUBALPINER FLYSCH

Der subalpine Flysch liegt, als 400–700 m mächtiges Paket, mit einer etwa 40° nach SE bis S einfallenden scharfen Überschiebungsfläche auf der NW des Kartierungsgebietes aufgeschlossenen subalpinen Molasse (Tafel II).

Im Flysch findet man beim Schimbrig-Bad den früher erwähnten Hohgant-Sandstein-ähnlichen Schürfling von ca. 170 m Länge und 50 m Breite.

Der subalpine Flysch weist starke kleintektonische Beanspruchungen auf. Es sind dies Kleinfältelungen, Knickungen, Streckungen sowie Pressungen. Durch Rutschungen und Schlipfe an der Oberfläche der plastischen Mergellagen werden jedoch grössere Brüche und Verwerfungen meistens verdeckt und somit unsichtbar gemacht.

6.2. HELVETISCHE KREIDE-EOZÄN-KETTE

Die helvetische Kreide-Eozän-Kette liegt teils als flache, teils als leicht verbogene Platte, auf dem subalpinen Flysch. Ihr Einfallen nach SE beträgt 30–35°. Sie taucht S der Grossen Entlen unter den steiler geneigten Wildflysch ab (Tafel II). Die Platte wird durch ein das ganze Kartierungsgebiet durchziehendes Längsbruchsystem in drei tektonische Zonen (A, B und C) aufgeteilt (Fig. 6). Diese in der allgemeinen Streichrichtung WSW–ENE verlaufenden Brüche werden als Längs- oder L-Brüche bezeichnet. Eine zweite, besonders ausgeprägt in Zone C auftretende Schar, verläuft mehr oder weniger rechtwinklig dazu, nämlich NNW–SSE. Diese nenne ich Quer- oder Q-Brüche. Vorwiegend in Zone A und B ist noch eine dritte Schar von Brüchen ausgebildet, die Diagonal- oder D-Brüche. Diese verlaufen nahezu W–E.

Zusätzlich zu diesen verschiedenen Bruchsystemen ist ein deutlich ausgeprägtes NW–SE verlaufendes Kluftsystem zu beobachten.

Die Versetzungsbeträge der drei Bruchsysteme sind sehr unterschiedlich. Die grössten Beträge stellt man mit 20–150 m bei den L-Brüchen fest. Bei den Q-Brüchen liegen sie meistens zwischen 5 und 60 m, währenddessen sie bei den D-Brüchen meistens weniger als 10 m betragen.

In der Folge werden nun die oben erwähnten 3 tektonischen Zonen einzeln behandelt.

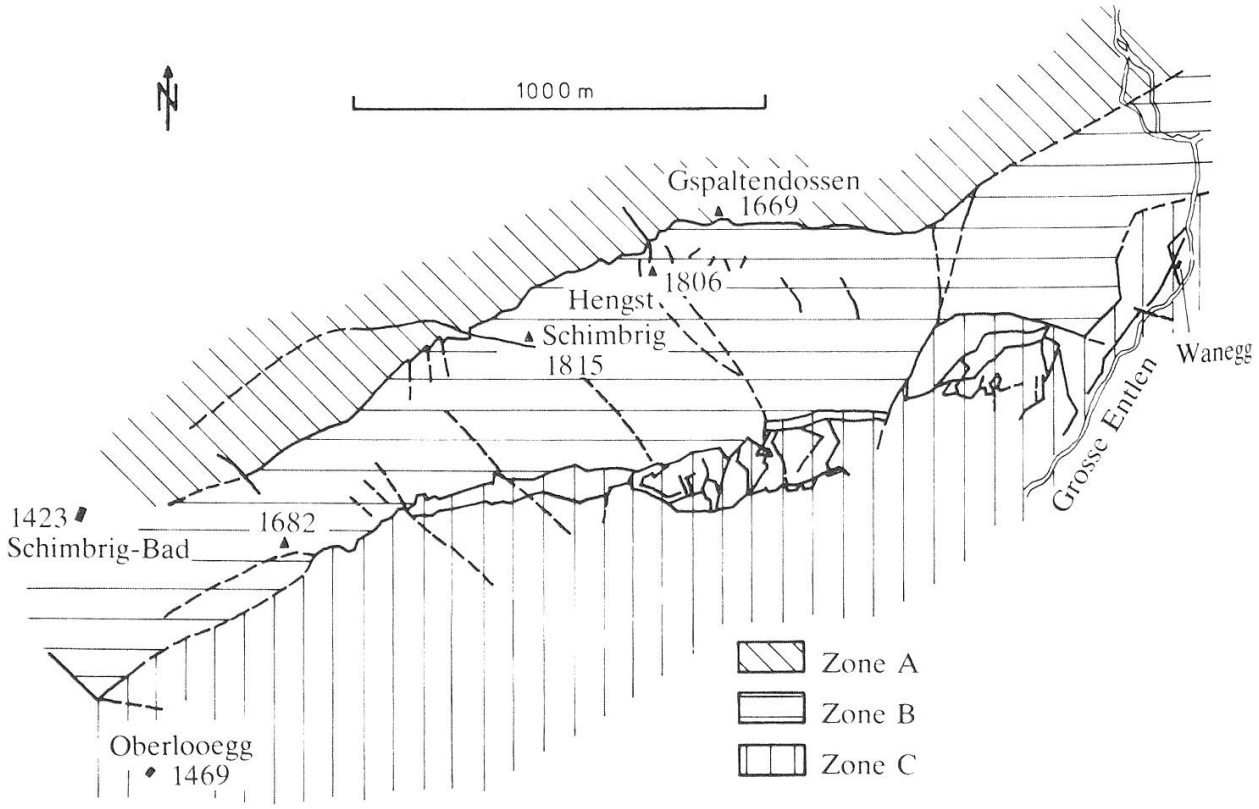
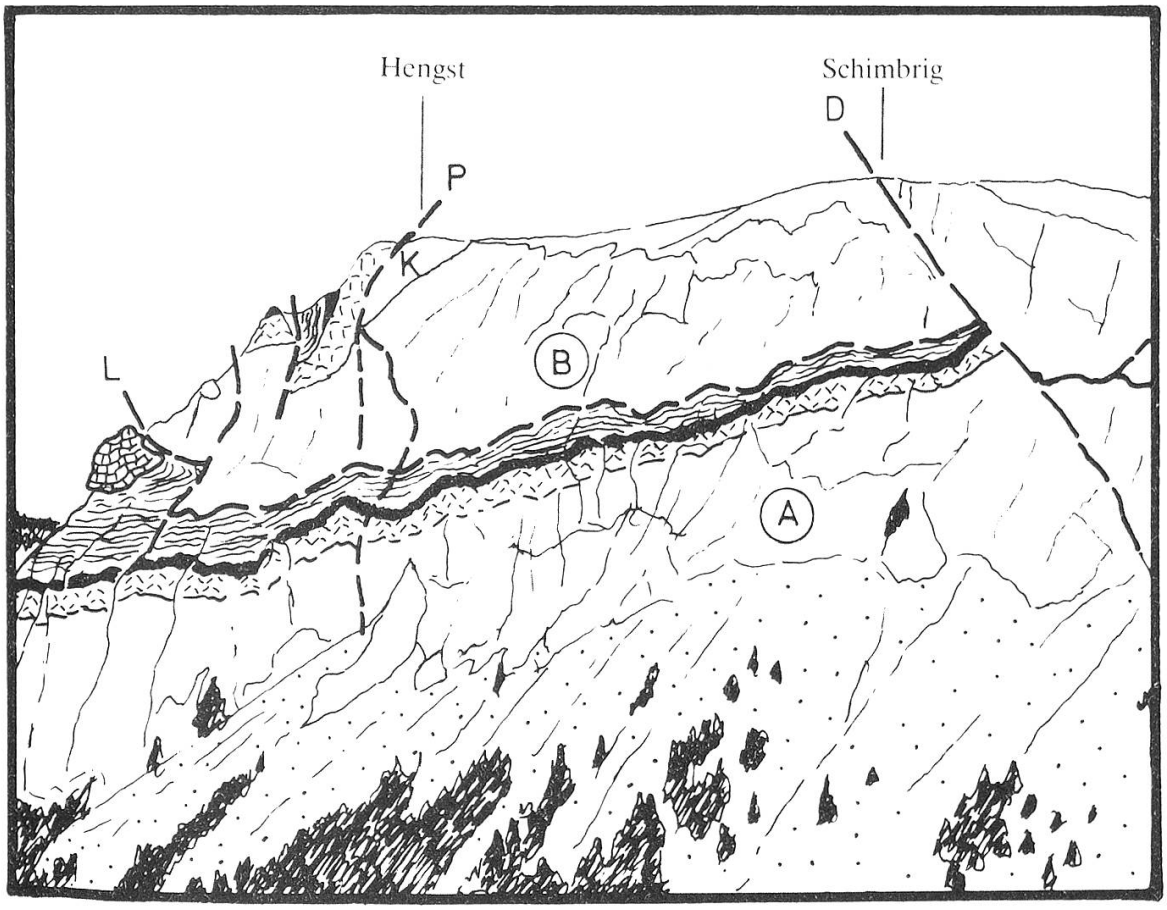


Fig. 6: Verlauf der Brüche am Schimbrig.

6.2.1. *Zone A*

An der steilen NW-Wand des Schimbrigs entdeckt man bei genauer Beobachtung eine Verdoppelung der Kreideserien (Fig. 7). Zone A entspricht dabei der unteren Serie, die von der oberen durch einen starkverstellenden L-Bruch (Fig. 6 und 7, Tafel II), den Gspaltendossen-L-Bruch, getrennt ist. Die Verstellungsbeträge dieses L-Bruches liegen zwischen 50 und 150 m.



A Zone A
B Zone B
K Isolierter Kieselkalk-Keil
P Präexistenter Bruch
L Gspaltendossen-L-Bruch
D D-Bruch (Mühligraben)

Quartär

Schrattenkalk

Drusberg-Schichten

Altmann-Schichten

Kieselkalk-Echinodermenbreccie

Kieselkalk

Fig. 7: Blick von W auf die Schimbrig-NW-Wand. Der Gspaltendossen-L-Bruch verursacht eine Verdoppelung der Kreideserie (Zonen A und B).

Die Schichtfolge der Zone A, wie z.T. auch der Zone B, wird von einer Schar topographisch meist hervorstechenden, schräg zum L-Bruchsystem verlaufenden D-Brüchen durchschlagen. Die Versetzungsbeträge liegen meistens in der Grössenordnung von einigen Metern. Von diesen D-Brüchen ist der in W–E-Richtung gegen den Schimbrig-Gipfel verlaufende am deutlichsten ausgeprägt. Er wird von den Einheimischen Mühligraben genannt.

E des Mühligrabens wird die ganze Zone A von zahlreichen steil stehenden Querklüften durchsetzt.

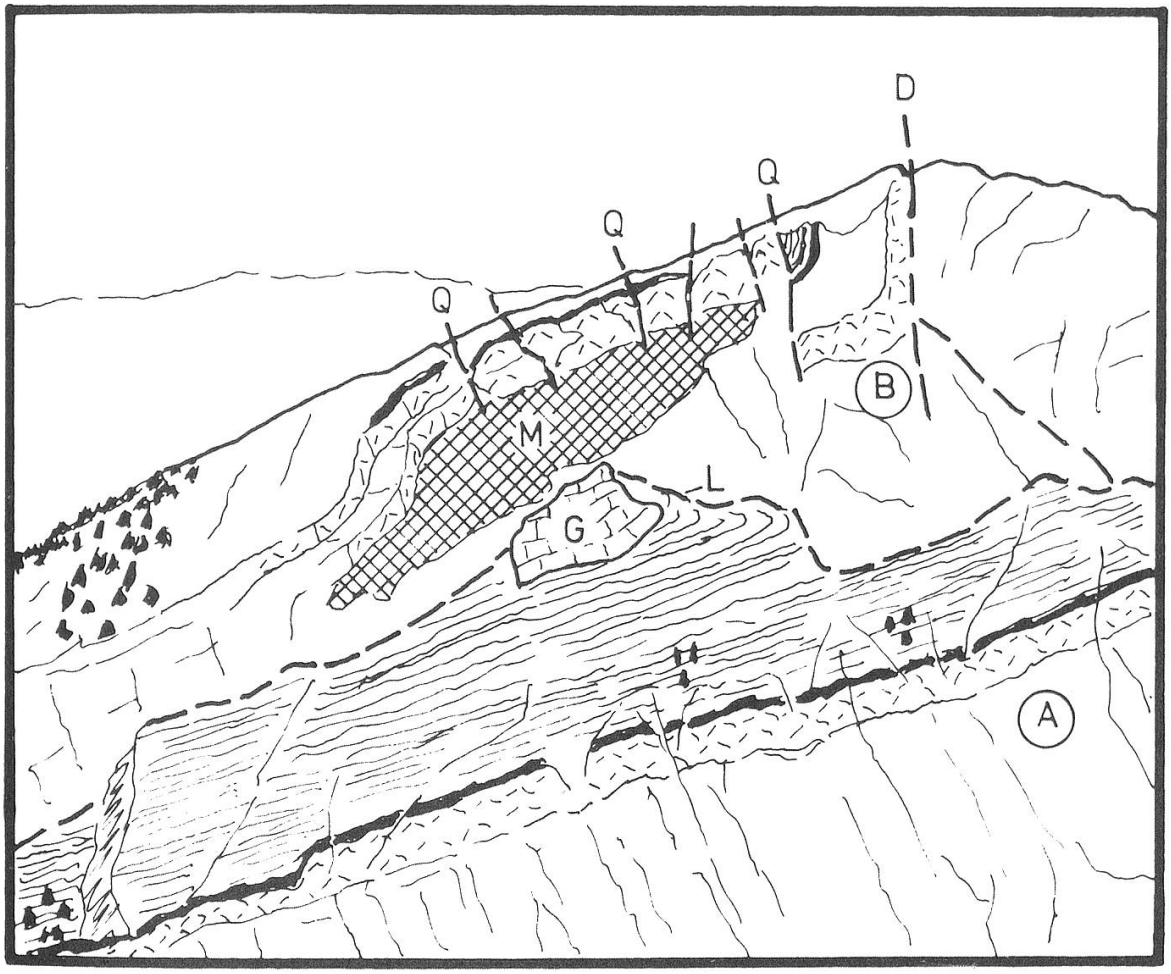
Die einheitlich ca. 30° nach SE einfallenden Schichten der Zone A setzen sich nur aus Sedimenten der Unterkreide zusammen. Die Zone A erstreckt sich als sichelförmige Lamelle in SW–NE-Richtung vom Schimbrig-Bad zum riesigen Trockenschuttkegel (500 m S Stilaub, Tafel I) hin, taucht gegen die Grosse Entlen hin ab und erscheint wieder am Kamm des benachbarten Risetenstocks, wobei hier die Schichtreihe gegen oben durch das Tertiär ergänzt wird.

Von Zone A sollen in der Folge drei besonders interessante Stellen näher betrachtet werden:

1) Ungefähr 400 m NE des Schimbrig-Bades (Tafel I, K: 650730/198650) erkennt man eine Verdoppelung der Valanginien-Hauterivien-Schichtreihe. Im Feld beobachtet man an dieser Stelle ein isoliertes Paket von synklinal verfaltetem Valanginien-Kalk und Gemsmättli-Schicht, das durch einen deutlich ausgebildeten D-Bruch um 20–30 m nach unten versetzt wird. Das ganze Paket dürfte ursprünglich zur Zone B gehört haben.
2) Am steil abfallenden N-Hang des Schimbrigs hebt sich in ungefähr halber Höhe der auffallend helle Felskopf des Gspaltendossen ab (Tafel II, Fig. 7 etc.). Wie schon KAUFMANN (1886) richtig vermutete, besteht dieser schwer zugängliche, kühne Felszahn aus Schrattenkalk. Er ruht in normaler stratigraphischer Lage auf Drusberg-Schichten und bildet das jüngste Schichtglied der Zone A. Er stellt offenbar ein Relikt des Schrattenkalkbandes in Zone A dar. Die Tatsache, dass die Drusberg-Schichten den Gspaltendossen z.T. umwickeln, lässt gerade an dieser Stelle an eine besonders intensive Tektonik, die offensichtlich durch den direkt oberhalb anschliessenden L-Bruch (Gspaltendossen-L-Bruch) verursacht wurde, schliessen.
3) Bei Stilaub erkennt man auf Tafel I ein zweites, jedoch viel mächtigeres Paket aus vorwiegend Schrattenkalk und einem kleinen Fetzen Drusberg-Schichten. Stark differierendes Einfallen und Streichen der einzelnen Teilpakete deuten an, dass das Paket aus mehreren abgerutschten Schollen besteht. Man muss sich jedoch fragen, wo die Scholle ausgebrochen ist. In Frage käme die exponierte Mulde direkt über dem Gspaltendossen (Fig. 8), die durch einen Abrissrand begrenzt ist. Man findet hier nur noch kleine Relikte aus Schrattenkalk.

6.2.2. Zone B

Zone B beginnt in spitzem Winkel am Schwänteggli-D-Bruch (ca. 250 m NW Oberlooegg), zieht über den Schimbrig-Gipfel bis zum kompliziert gefalteten Hengstabschnitt und taucht dann axial stark gegen das Quertal der Grossen Entlen ab (Fig. 6) und erhebt sich wieder auf der andern Seite der Grossen Entlen staffelartig



(A) Zone A

(B) Zone B

M Exponierte Mulde über Gspaltendossen

G Gspaltendossen

L Gspaltendossen-L-Bruch

D D-Bruch

Q Q-Brüche

Schrattenkalk

Drusberg-Schichten

Altmann-Schichten

Kieselkalk-Echinodermenbreccie

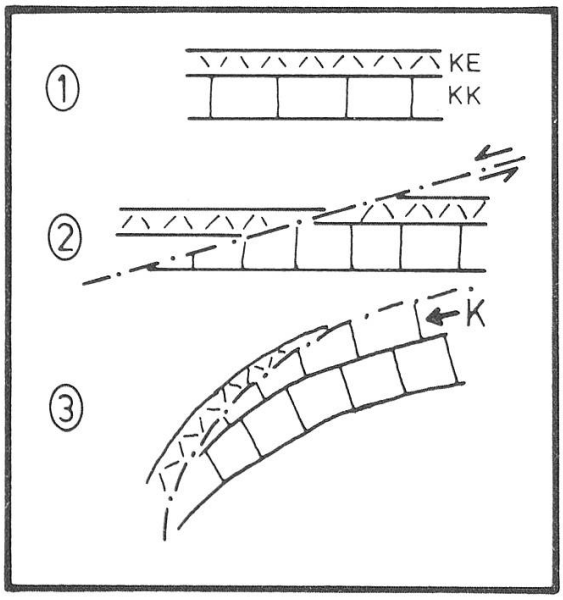
Kieselkalk

Fig. 8: Blick auf den mittleren Teil der Schimbrig-N-Wand mit dem Gspaltendossen im Zentrum. Erkennbar ist:

- Trennung von Zone A und B durch den L-Bruch
- Starkes Umbiegen der Drusberg-Schichten rechts des Gspaltendossen entlang des L-Bruches
- Normale Lage des Schrattenkalkes beim Gspaltendossen
- Exponierte Mulde über Gspaltendossen, die als Lieferant für Schrattenkalkmaterial bei Stilaub in Frage kommt

zum Gipfel des E anschliessenden Tossen. Sie setzt sich aus denselben Kreide-Schichten wie Zone A zusammen. Der Hauterivien-Kieselkalk herrscht wiederum stark vor. Die Trennung von der Zone A verläuft wie erwähnt längs des vorhin beschriebenen Gspaltendossen-L-Bruches, der im NE-Abschnitt mehr die Natur einer Aufschiebung, im SE-Teil mehr die eines schiefen, nach SE einfallenden L-Bruches annimmt. Die in Zone A vorkommenden 4–5 grösseren D-Brüche (Fig. 6) setzen sich in der gleichen E-W-Richtung bis weit in die Zone B fort, wo sie sich allmählich verlieren. Das steilstehende Querkluftsystem, das besonders gut in der steilen Kieselkalkwand zum Ausdruck kommt, ist ebenfalls vorhanden. Neu dazu kommen viele Q-Brüche, welche auf der SE-Abdachung infolge der üppigen Vegetationsbedeckung nur schwierig zu erkennen sind. Diese Q-Brüche kann man aber mittels stereoskopischer Luftbildauswertung gut verfolgen (Fig. 8). Sie setzen sich an einigen Stellen in die Zone C fort und versetzen den dazwischen durchziehenden L-Bruch oftmals um 10–20 m. Dem Verlauf nach (Fig. 6) könnten diese Q-Brüche eventuell mit den D-Brüchen von Zone A verbunden werden. Doch konnte ich im Feld keine eindeutigen Hinweise finden, die für einen sicheren Zusammenhang der beiden Bruchsysteme sprechen würden. Von besonderem Interesse ist in Zone B der Abschnitt des Hengstes (Fig. 7), der die grösste tektonische Komplikation aufweist. Von Stettili aus beobachtet man unterhalb des Hengstes eine lokale Verfaltung des Kieselkalkes und der Kieselkalk-Echinodermenbreccie. Es ist dies praktisch die einzige Stelle im Untersuchungsgebiet, welche eindeutig Faltenstrukturen aufweist.

Schon MOLLET (1921) beschreibt die Tektonik des Hengstgewölbes und gibt dazu eine geologische Skizze. Die tektonischen Verhältnisse sind meiner Meinung nach in diesem Abschnitt aber bedeutend komplizierter. MOLLET beschreibt zwar die Aufschlussverhältnisse ziemlich ausführlich, gibt aber leider keine Hinweise auf die tektonischen Vorgänge, die zur Entstehung dieser komplexen Struktur geführt haben.



1 Normale Lage der Schichten

2 Praeexistenter, sehr schräg verlaufender Bruch versetzt die Schichten

3 Durch Faltung von 2 kann ein isolierter, eingespitzter Keil (K) entstehen (vgl. Fig. 7)

KE Kieselkalk-Echinodermenbreccie

KK Kieselkalk

Fig. 9: Erklärung zur Entstehung des isolierten Kieselkalk-Keiles (K).

Allgemein darf die lokale Faltung des Hengstes als Begleiterscheinung des alpinen S-N-Deckenschubes gedeutet werden. Mit Hilfe von stereoskopischer Bildauswertung kann man im stark zerklüfteten Hengstabschnitt zusätzlich einen die Zone A und B versetzenden D-Bruch sowie einige kleinere Q-Brüche einzeichnen. Der D-Bruch verläuft zunächst, wie Fig. 7 zeigt, vom höchsten Punkt des Hengstgewölbes ausgehend ca. 50 m zwischen einem isolierten Kieselkalkkeil und dem durchziehenden, gefalteten Band der Kieselkalk-Echinodermenbreccie. Dort, wo die eingespitzte Partie aus Kieselkalk aufhört, biegt der D-Bruch um und durchquert schräg nach unten die gesamte Kieselkalkwand und verliert sich am Fuss derselben in einem quartären Gehängeschuttkegel. Die Entstehung des isolierten Kieselkalkkeiles könnte, wie in Fig. 9 dargestellt wird, auf einen präexistenten Bruch (Bruch vor der Faltung) zurückzuführen sein.

Wie aus den Beschreibungen der tertiären Konglomerate (Kap. 4.2.4) hervorgegangen ist, muss in der Tat im Gebiet des Schimbrigs, wie übrigens in der ganzen Randkette, mit solchen Bruchsystemen gerechnet werden, wie dies HAUS (1937), GUENZLER-SEIFFERT (1952), COLOMBI (1960) und ZIEGLER (1967) nachgewiesen haben. Der oben erwähnte präexistente Bruch wurde später, wie aus Fig. 9 zu entnehmen ist, teilweise durch den vorhin beschriebenen D-Bruch reaktiviert.

Allerdings haben wir in diesem Fall keine sedimentären Anhaltspunkte (z.B. schwankende Mächtigkeitsverhältnisse), die eine Bildung des Bruches ganz unmittelbar vor der Faltung ausschliessen würden.

6.2.3. Zone C

Auf die S-Begrenzung der Zone B folgt nun der zweite bedeutende, durchs ganze Untersuchungsgebiet ziehende L-Bruch (Schwänteggli-Wanegg-L-Bruch). S davon beobachtet man eine grosse Zahl kleinerer Q-Brüche, die bereits der Zone C angehören (Fig. 6). Die Zone C besteht im Gegensatz zu den Zonen A und B, die sich ausschliesslich mit Kreidesedimenten aufbauen, zusätzlich noch aus Eozänsedimenten. Die sich nach E zuspitzende Zone C ist gegenüber dem Kieselkalk der Zone B durch den Schwänteggli-Wanegg-L-Bruch ca. 100 m nach unten versetzt (Tafel II).

Tafel I zeigt in vorzüglicher Art, wie stark zerhackt die Zone C entlang des Schwänteggli-Wanegg-L-Bruches vorliegt. Besonders die zwei Abschnitte N Vordergrund weisen ein ungemein kompliziertes, aus L- und Q-Brüchen bestehendes, mosaikartiges Bruchsystem auf. Der Schwänteggli-Wanegg-L-Bruch wird durch ein System von fast vertikal verlaufenden Q-Brüchen verstellt, welche deshalb als jüngeres Bruchsystem zu betrachten sind. Es sind dies normale Verwerfungen, an denen jeweils der SE-Flügel abgesunken ist. Die Versetzungsbeträge betragen meistens weniger als 10 m. Der L-Bruch ist im Feld oft schwierig zu erkennen, kommt aber in den Luftbildaufnahmen sehr schön zum Ausdruck.

Wie aus Tafel I und Fig. 6 zu entnehmen ist, setzt sich die Zone C ausserhalb des Untersuchungsgebietes sowohl nach W als auch nach E fort. In östlicher Richtung wird sie offensichtlich immer schmaler und endet schon am Südhang des benachbarten Tossen. Nach W hingegen streicht sie an den N-Rand der helvetischen Randkette, löst W Oberlooegg die Zone B ab und baut von da an die ganze Randkette bis zur 6 km SW gelegenen Grönfluh allein auf.

6.3. WILDFLYSCH

Als südlichstes tektonisches Element schiebt sich noch der Wildflysch auf die Eozänsedimente der helvetischen Randkette (Tafel II). Er enthält im Untersuchungsgebiet als einzigen Einschluss einen gewaltigen Wang-Schürfling. Die dunklen, weichen Schiefer des Wildflysches weisen in den beiden einzigen Aufschlüssen bei Chnubelalp gegenüber den helvetischen Sedimenten eine erhebliche Winkeldiskordanz auf. Brüche können jedoch in den beiden Aufschlüssen nicht beobachtet werden. Weitere für die Tektonik aufschlussreiche Fakten sind im Untersuchungsgebiet nicht feststellbar.

6.4. RELATIVE ALTERSFOLGE DER VERSCHIEDENEN BRUCHSYSTEME

Im Gebiet des Schimbrigs weisen verschiedene Tatsachen darauf hin, dass tektonische Bewegungen des Untergrundes eventuell schon präeozän und intraeozän vor sich gegangen sind. Die ganze zyklische Gliederung der Schimbrig-Schiefer ist, wie schon die Behandlung des Tertiärs gezeigt hat, ohne bestimmte Kipp- und Senkbewegungen der gesamten Unterlage kaum verständlich. Solche konzentrierte Bruchverstellungen bleiben natürlich nicht ohne Einfluss auf die fazielle Ausbildung der betroffenen Sedimente in Form von intraformationellen Bildungen. Die Ausbildung der Schimbrig-Konglomerate ist nur auf Grund solcher tektonischer Vorgänge zu erklären. Einen weiteren Hinweis dafür scheint der präexistente Bruch im Hengstgewölbe zu geben. Mit diesen Vorgängen können sehr wahrscheinlich auch die merkwürdig isolierten Schrattenkalkrelikte (z.B. Gspaltendossen) der Zone A und B in Zusammenhang gebracht werden. Die Relikte weisen teilweise auf eine Faltung und Zertrümmerung sowie gleichzeitige starke Erosion hin.

Zur Klärung der relativen Alter der Bruchsysteme können folgende Feststellungen gemacht werden (vgl. dazu Tafel I, II und Fig. 6):

- In Zone A und B werden L-Brüche von D-Brüchen versetzt, d.h. die D-Brüche sind jünger als die L-Brüche.
- Der zwischen Zone B und C verlaufende L-Bruch wird mehrmals von Q-Brüchen versetzt. Die L-Brüche sind ebenfalls älter als die Q-Brüche.
- Eindeutige Kontakte von Q- und D-Brüchen sind am Schimbrig, mit Ausnahme einer einzigen, jedoch unsicheren Stelle, nicht vorhanden. Im Einschnitt des Mühligrabens, 240 m W des Schimbrig-Gipfels, wird nämlich ein zwar fraglicher Q-Bruch vom dortigen, den Einschnitt verursachenden D-Bruch, wenige Meter versetzt. Die D-Brüche sind demzufolge als jünger zu taxieren.

Von den soeben erwähnten Brüchen sind die L-Brüche die ältesten. Sie weisen die grössten Sprunghöhen auf (bis 150 m). Sie dürften bei der Überschiebung der Niederhorn-Decke entstanden sein und demzufolge sicher postaquitanes Alter besitzen.

Die zweitältesten Brüche stellen wohl die Q-Brüche, mit deutlich kleineren Sprunghöhen (bis 50 m), dar. Sie können als Sekundärerscheinungen bei der Überschiebung der helvetischen Randkette angesehen werden.

Das jüngste Bruchsystem bilden demzufolge die D-Brüche.

Wie zu Beginn dieses Abschnittes erwähnt wird, müssen aber noch alte, eozäne evtl. sogar präeozäne Brüche mit einbezogen werden. Diese müssen, gestützt auf die früher beschriebenen Feldbefunde, mit den L-Brüchen zusammenfallen. Es ergibt sich daraus, dass die während der Überschiebung der Niederhorn-Decke entstandenen L-Brüche hier längs der alten, wahrscheinlich ins Priabonien fallenden Störungen reaktiviert worden sind.

7. Mineralquellen am Schimbrig

Von den in der weiteren Umgebung vorkommenden Mineralquellen haben keine eine solch kulturelle und historische Bedeutung sowie kommerzielle Nutzung erlangt wie diejenige am Schimbrig. Aus diesem Grunde habe ich mich etwas eingehender mit ihnen beschäftigt.

Bei den sogenannten Mineralquellen des Schimbrigs handelt es sich um deren drei: nämlich um eine Eisen-, eine Schwefel- und eine Natrium-Schwefelquelle, von denen die letztgenannte die weitaus grösste Wichtigkeit erlangte. Meine Ausführungen beziehen sich daher hauptsächlich auf die Natrium-Schwefelquelle, die am Weg Stilaub-Schimbrig-Bad auf 1415 m (Tafel 1) entspringt.

7.1. HISTORISCHES

Aus alten Prospekten über das ehemalige Schimbrig-Bad, aus vielen mündlichen Mitteilungen von Einheimischen sowie aus einer privaten, unveröffentlichten Studie von Dr. W. Birrer (Arzt in Wolhusen) lässt sich folgendes entnehmen:

Die Schimbrigquellen scheinen schon sehr früh bekannt gewesen zu sein. Nach historischen Aufzeichnungen ist auf zahlreichen Besuch der Quellen vorab der Eisenquelle anfangs des 18. Jahrhunderts zu schliessen. Schon 1717 berichtet SCHEUCHZER von einem «kalten Bad im Ampt Entlebuch» nicht weit von Brüdern. Sehr wahrscheinlich handelt es sich bei dieser Quelle, da SCHEUCHZER das kalte Bad unter den kalten Quellen und nicht unter den Schwefelquellen anführt, um die sogenannte, heute in Vergessenheit geratene Eisenquelle. Zwei weitere Autoren, FAESI (1766) und MEYER AHRENS (1867), errinnern an Badeeinrichtungen und Heilbäder in der unmittelbaren Gegend des Schimbrigs. Vermutlich haben sie damit die Eisenquelle am Schimbrig gemeint.

Die alkalische Schwefelquelle wird erstmals von Pfarrer J.X. SCHNYDER, dem Verfasser der «Entlibucher Geschichte» im Jahre 1781, erwähnt. Die Schwefelquelle stand wohl in frühesten Zeiten (18. Jahrhundert) in ihrer Bedeutung hinter der Eisenquelle zurück, gewann aber zu Beginn des 19. Jahrhunderts vermehrtes Interesse, da die Ärzte ihre Heilkraft offenbar mehr und mehr anerkannten.

Vor 1850 hatten die Mineralquellen auf Schimbrig-Bad kaum eine wirtschaftliche Bedeutung. Diese Bedeutung wurde erst möglich, als in der Zeit um 1850 das Bade- und Kurwesen einen bedeutenden Aufschwung genommen hatte. Erst als dann der Mineralgehalt des Schimbrigwassers durch eine Analyse eines Berner Apothekers aufgedeckt war, ging P. THALMANN von Schüpfheim, angeregt durch den bekannten Arzt und Botaniker J.R. STEIGER aus Luzern, daran, durch regelmässigen Versand des Mineralwassers und durch den Bau eines Kurhauses, aus den Quellen einen wirtschaftlichen Nutzen zu ziehen.

Wegen finanziellen Schwierigkeiten konnte der Bau erst 1862 fertiggestellt werden. Über Gebäulichkeiten und Lage des damaligen Schimbrig-Bades informiert Fig. 10.

Kaum eröffnet, hatte die Anstalt ausserordentlich viele Gäste angezogen. 1872 übernahm Dr. SCHIFFMANN, ein Arzt aus Luzern, das Kurhaus. Unter ihm wurde die ganze Kuranstalt erweitert.

Um 1880 brannte das Gebäude infolge eines Kaminbrandes auf den Grund nieder. 1888/89 stellte eine Aktiengesellschaft den Bau eines neuen Kurhauses fertig. Das Schimbrig-Bad gewann um 1900 und später weiter an Bedeutung. Wie die untenstehenden Zahlen der jährlichen Kurtage zeigen, war die Frequenz zwischen 1917 bis 1931 ziemlich stabil geblieben:

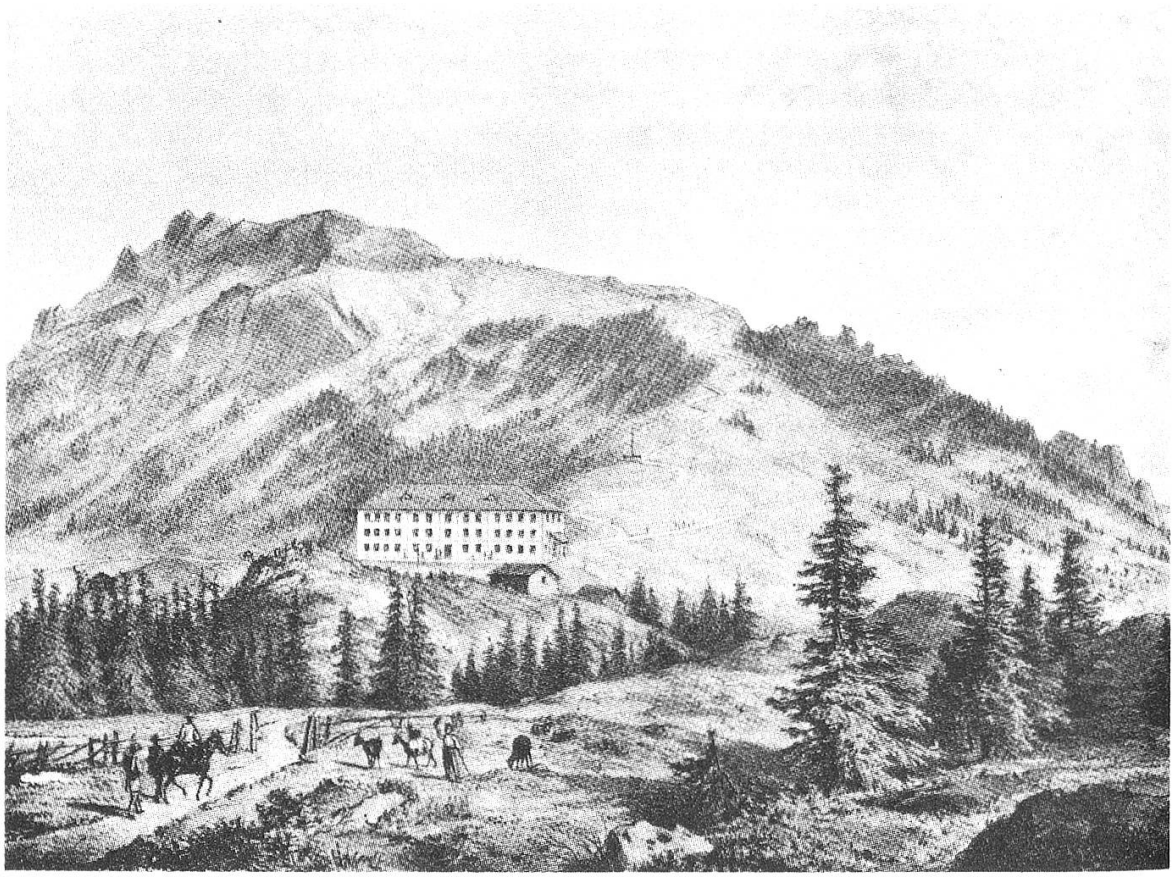


Fig. 10: Ansicht des Schimbrig-Bades um 1870 (Lithographie nach Xaver Schwegler, Bürgerbibliothek Luzern).

1917: 3420 Kurtage	1922: 4235 Kurtage	1927: 3624 Kurtage
1918: 3246 Kurtage	1923: 3330 Kurtage	1928: 3934 Kurtage
1919: 4377 Kurtage	1924: 4280 Kurtage	1929: 4200 Kurtage
1920: 3805 Kurtage	1925: 4537 Kurtage	1930: 3730 Kurtage
1921: 4506 Kurtage	1926: 3526 Kurtage	1931: 3800 Kurtage

In der Nacht vom 16. auf den 17. November 1933 brannte das Kurhotel zum letztenmal aus nichtabgeklärten Gründen bis auf die Grundmauern nieder. Pläne für einen Neuaufbau in bescheidener Form sind bis heute nicht ausgeführt worden. Ruinenartige Überreste des ehemaligen Hotels, eine im Jahre 1973 renovierte Quellfassung der Natrium-Schwefelquelle und ein in der damaligen Dependance des Kurhotels untergebrachtes Berg-Restaurant erinnern aber heute noch an diese für die damalige Zeit gewiss beachtliche Einrichtung kulturellen Wertes.

7.2. ANALYSEN

Von den drei Mineralquellen, die am nordwestlichen Abhang des Schimbrigs entspringen, ist wie eingangs erwähnt, die Natrium-Schwefelquelle von besonderem Interesse, da sie vor allem die Entwicklung des Kurbetriebes begründete. In der Folge wird deshalb bloss auf diese Quelle eingegangen.

Keimzahl PC-Agar 20°C	in	1 ml	290
Keimzahl PC-Agar 30°C	in	1 ml	70
Coliforme Keime, Endoagar	in	100 ml	0
A.e'agarwüchsige Keime	in	100 ml	2
Gesamthärte		frz. H^0	3,2
Carbonathärte		frz. H^0	50
Trockenrückstand		mg/1	590
Glührückstand (rekarbonisiert)		mg/1	570
Calzium		mg/1	5,6
Magnesium		mg/1	4,4
Natrium		mg/1	208
Kalium		mg/1	1,4
Aluminium			Spur
Eisen		mg/1	0
Mangan		mg/1	0
Chlorid		mg/1	3
Sulfat		mg/1	22
Phosphat (PO_4)		mg/1	0,074
Nitrate		mg/1	0
Kieselsäure (SiO_2)		mg/1	9,4
Elektr. Leitfähigkeit		20°	801 μS/cm
pH			8,9
Schwefelwasserstoff (H_2S)		mg/1	16,8
Temperatur		°C	5,5

Tab. 3: Ergebnis der bakteriologischen und chemischen Untersuchung der Natrium-Schwefelquelle vom Schimbrig. Die Analyse wurde von Dr. J. Wicki, Kantonschemiker des Kt. Luzern, im Jahre 1973 durchgeführt.

Substanz		Schimbrig O. Vogt (1894) Bern mg/l	mval/l	Schimbrig J. Wicki (1973) Luzern mg/l	mval/l	Sörenberg H. Senften (1971) Bern mg/l	mval/l	Heustrich H. Senften (1971) Bern mg/l	mval/l
Lithium	Li^+	–	–	–	–	0,17	0,24	0,35	0,05
Natrium	Na^+	245,18	10,67	208	9,05	180	7,81	270	11,8
Kalium	K^+	2,08	0,05	1,4	0,04	2,7	0,07	2,3	0,06
Magnesium	Mg^{2+}	2,96	0,22	4,4	0,36	12,5	1,01	3,3	0,27
Calcium	Ca^{2+}	4,34	0,22	5,6	0,28	49	2,54	2,5	0,12
Strontium	Sr^{2+}	–	–	–	–	1	0,02	0,3	0,01
Eisen	Fe^{2+}	0,92	0,03	–	–	–	–	–	–
Summe Kationen		255,48	11,19	219,4	9,72	245,37	11,6	278,8	12,31
Fluorid	F^-	–	–	–	–	0,12	–	1,3	0,07
Chlorid	Cl^-	2,12	0,06	3	0,08	7	0,2	5	0,15
Nitrat	NO_3^-	–	–	–	–	2,1	0,03	2,6	0,41
H'karbonat	HCO_3^-	655,14	10,74	610	10	420	6,8	585	9,6
Sulfat	SO_4^{2-}	5,8	0,12	22	0,46	220	4,57	120	2,5
H'phosphat	HPO_4^{2-}	–	–	0,074	–	–	–	0,002	–
H'arsenat	$HAsO_4^{2-}$	–	–	–	–	0,00092	–	0,0002	–
Summe Anionen		673,5	10,92	635	10,54	649,22	11,6	713,9	12,73
m-Kieselsäure	H_2SiO_3	4,82	–	12,2	–	3,5	–	12	–
o-Borsäure	H_3BO_3	–	–	–	–	1,3	–	5,1	–
Summe Geloestes		933,87	22,4	867		899,39	–	1009,8	–
Schwefelwasserstoff	H_2S	17	–	16,8	–	15,5		11,09	–

Tab. 4 zeigt zum Vergleich: – 2 Analysen der Schimbrigquelle aus den Jahren 1894 und 1973
– 2 weitere Analysen der beiden zu den Flyschquellen gehörenden, stärksten Natrium-Schwefelquellen von Heustrich (Kt. Bern) und Sörenberg (Kt. Luzern)

Ihr Wasser ist bis 1973 mindestens fünfmal analysiert worden. Die letzte bekannte Untersuchung stammt aus dem Jahre 1894. Diese von O. VOGT (Bern) durchgeführte Analyse liegt merkwürdigerweise ziemlich weit zurück. Möglicherweise sind weitere Analysenberichte neuern Datums durch den Brand von 1933 vernichtet worden.

Das Schimbrigwasser soll angeblich die stärkste Natrium-Schwefelquelle der Schweiz sein. Trotzdem, scheint mir, ist sie fast völlig in Vergessenheit geraten. Dies bewog mich, eine neue chemische Analyse durchführen zu lassen, die ferner zeigen sollte, ob die chemische Zusammensetzung konstant geblieben ist, zumal die Quelle 1973 neu gefasst worden ist.

Für die Durchführung einer genauen bakteriologischen und chemischen Untersuchung hat sich Dr. J. WICKI, Kantonschemiker des Kantons Luzern, spontan zur Verfügung gestellt. Die Resultate dieser Untersuchung sind in Tab. 3 dargestellt.

Vergleicht man die Analyse von WICKI (1973) mit derjenigen von VOGT (1894), so bemerkt man nur einige unbedeutende Unterschiede (Tab. 4). Somit steht fest, dass die Natrium-Schwefelquelle von Schimbrig-Bad grundsätzlich ihren Charakter bewahrt hat.

Die Quelle unterscheidet sich in ihrer Zusammensetzung deutlich von gewöhnlichem Trinkwasser. Der Gehalt an Natrium weist eine etwa 70fache Konzentration auf.

Umgekehrt treten Calcium und Magnesium deutlich zurück. Bei den Anionen überwiegt das Bikarbonat bei weitem; das Wasser fällt deshalb in die Klasse der Natriumbikarbonat- oder Natrongewässer.

Die Gesamtmineralisation von ca. 900 mg/l erreicht nicht ganz den vorgeschriebenen Gehalt von 1000 mg/l eines Mineralwassers. Auf Grund des mittleren H_2S-Gehaltes von 16,8 mg/l aber gilt das Schimbrigwasser nach unserer Lebensmittelverordnung (§ 264,n) als Mineralwasser oder Schwefelwasser. Die volle Bezeichnung für die Schimbrig-Quelle lautet: Natrium-Hydrogenkarbonat-Schwefelwasserstoff-Wasser.

Die Quelle gehört nach H. SENFTEN (pers. Mitt. 1974) zu der unter Flyschquellen figurierenden Gruppe der alkalischen Schwefelwässer. Sie kann mit denjenigen von Heustrich, Sörenberg (Tab. 4), Feutersoey und Flühli verglichen werden.

Die Behauptung, welche die Schimbrigquelle als stärkste Natrium-Schwefelquelle der Schweiz proklamiert, kann weder bestätigt noch widerlegt werden. Fest steht, dass es in der Schweiz Quellen gibt, die entweder mehr H_2S oder mehr Natrium (z.B. Heustrich) enthalten. Die Schimbrigquelle scheint aber die einzige Natriumbikarbonatquelle mit einem relativ hohen (= mittleren) H_2S-Gehalt zu sein.

7.3. MEDIZINISCHE BEURTEILUNG

Ein Ausschnitt eines alten Prospektes (Fig. 11), der die Heilkraft des Schimbrigwassers anpreist, wiederspiegelt die Bedeutung des Schimbrigwassers in jener Zeit.

Nach H. SENFTEN (pers. Mitt.) kann zu den fünf Heilanpreisungen des Schimbrigwassers folgendes gesagt werden:

ad 1) Die Erfahrungen über die Auswirkungen von Schwefelwässern bei Magen-, Darm- und Gallenleiden sind verschieden. Ihre Wirkungen sind umstritten.

ad 2) Der Hinweis bezüglich Katarrh und harnsaure Gicht ist richtig. H_2S unterstützt die Antibiotika.

Die Heilkraft des «Schimbrig-Wassers», wie es im Volksmund genannt wird, ist den Einheimischen mehr als 100 Jahre bekannt. Das Wasser wird von diesen das ganze Jahr benutzt. Zufolge starker Nachfrage ist vor Jahren auch der Versand des Wassers an die Hand genommen worden.
Das Schimbergwasser ist ärztlicherseits besonders gegen 5 verschiedene Leiden empfohlen worden und zwar, weil es eine mächtige Anregung auf den Stoffwechsel des menschlichen Körpers ausübt und dessen sogenannte vegetativen Funktionen durch regere Umsetzung und Spaltung im Blute und durch Ausscheidung der verbrauchten Säftemassen steigert, wodurch der Körper gesunder und widerstandsfähiger wird:

1. bei Krankheiten des Verdauungsapparates: chronische Magen- und Darm-Katarrhe (namentlich auch Magengeschwüre), Verdauungsstörungen, Appetitlosigkeit, Leberschwellung und chron. Katarrhe der Gallenwege.
2. bei Krankheiten der Harnorgane: Nieren- und Darmkatarrhe, Blasenkatarrhe, harnsaure Diathese und Gicht, chron. Uterus- und Vaginalkatarrhe.
3. Diabethes und verwandte Konstitutionskrankheiten.
4. Chronische Katarrhe der Atmungsorgane, Lungenemphysen, Asthmabronchial- und Bronchialerweiterungen, Residuen überstandener Brustfellentzündung.
5. Skrophulösen Drüsenanschwellungen, rheumatischen Erkrankungen, Gelenkleiden.

Aber auch als Regenerations-Kur zur Beförderung des Stoffwechsels beim Gesunden versagt das Schimbergwasser nicht und darf als Gesundbrunnen bezeichnet werden.

Das Schimbergwasser wurde – wir erwähnen dies, um zu zeigen, wie seine Wirksamkeit in einem Jahr (1906) – an Ausstellungen in führenden Städten von Europa in Konkurrenz mit europäisch berühmten Mineralwassern ausgezeichnet:

1. in London bei der International Exhibition of Health, Food and Hygiene, Crystal Palace durch Diplom for Grand Prix, with Gross and Gold Medal.
2. in Brüssel an der Exposition Internationale d'Alimentation et d'Hygiène Médico-Pharmaceutique Diplôme d'Honneur avec Medaille d'Or et Croix e'insigne.
3. In Wien an der Hygienischen Ausstellung durch Ehrendiplom und Goldene Medaille.
4. in Paris an der Exposition Internationale d'Economie Domestique durch Grand prix.
5. in Bukarest an der Exposition Générale Roumaine et Officielle durch Goldene Jubiläumsmedaille.

Fig. 11: Ausschnitt eines alten Prospektes über das Schimbrigwasser.

ad 3) Die Auswirkungen sind hier umstritten, jedoch nicht ausgeschlossen.
ad 4) Die Empfehlung ist richtig.
ad 5) Die Empfehlung ist für Gelenkleiden richtig.

7.4. ENTSTEHUNG UND GEOLOGISCHE DEUTUNG

Die Schimbrigquelle entspringt 200 m NE des Schimbrig-Bades der Kontaktzone von subalpinem Flysch und Valanginen-Mergeln (Tafel I). Sie tritt also unmittelbar über der Hauptüberschiebung der helvetischen Randkette aus und dürfte demzufolge als tektonische Quelle eingestuft werden.

Der Gehalt an Schwefel scheint aus den Gipseinschlüssen im subalpinen Flysch herzurühren, und nicht, wie früher allgemein angenommen wurde, aus den Drusberg-Schichten, in denen zwar Calcitkonkretionen mit einem Pyritkern (FeS_2) auftreten. Diese pyrithaltigen Knollen in den Drusbergschichten sind meiner Meinung nach viel zu wenig verbreitet, als dass sie als Lieferant für den relativ hohen Schwefelgehalt in Frage kommen könnten.

Der hohe Natriumgehalt der alkalischen Quellen entsteht nach CADISCH (1937) bei der Einwirkung von Kohlensäure auf Sandsteine und Schiefer.

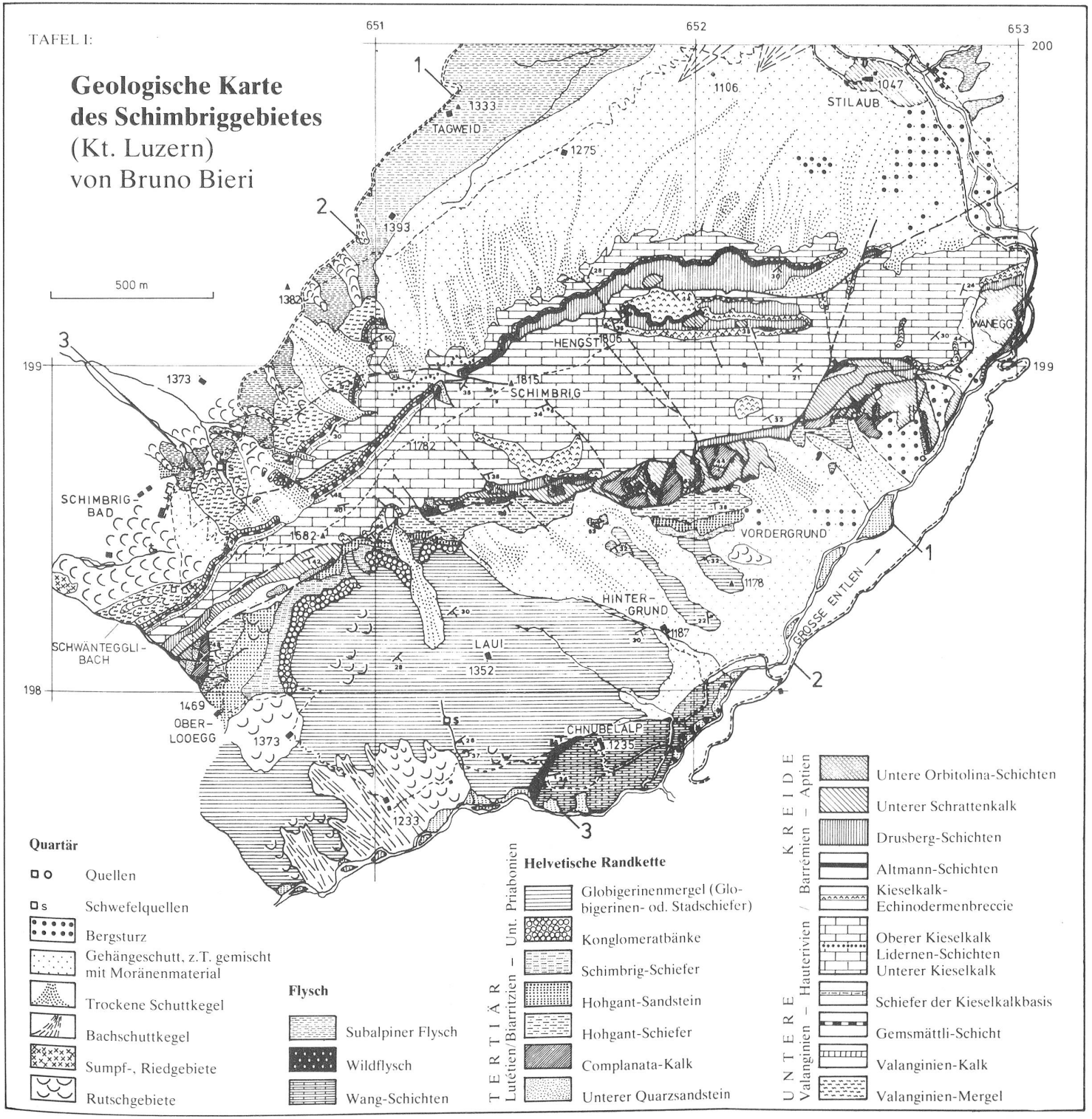
Nach SENFTEN (pers. Mitt.) gehört die Schimbrigquelle, wie schon erwähnt wurde, auf Grund ihrer Zusammensetzung zu den typischen Flyschquellen und zwar zur Gruppe der alkalischen Schwefelwässer. Damit bestätigen die chemischen Resultate die Annahme, dass das Schimbrigwasser aus dem Flysch und nicht aus der Kreideserie stammt.

Abschliessend sei noch auf eine weitere Schwefelquelle auf der S-Abdachung des Schimbrigs hingewiesen (Tafel I). Sie befindet sich am Wildbach zwischen Chnubelalp und Chätterech auf 1255 m. Sie entspringt den Globigerinenmergeln und liefert einen äusserst geringen Ertrag (< 1 Liter/Min., z.T. ist sie versiegt) an Quellwasser. Leider fehlt eine genaue Analyse. Über Herkunft und Ursprung dieser Quelle kann nichts Genaueres ausgesagt werden. Ein Zusammenhang mit derjenigen am N-Hang des Schimbrigs ist aufgrund der recht komplizierten tektonischen Verhältnisse nicht ausgeschlossen.

TAFEL I:

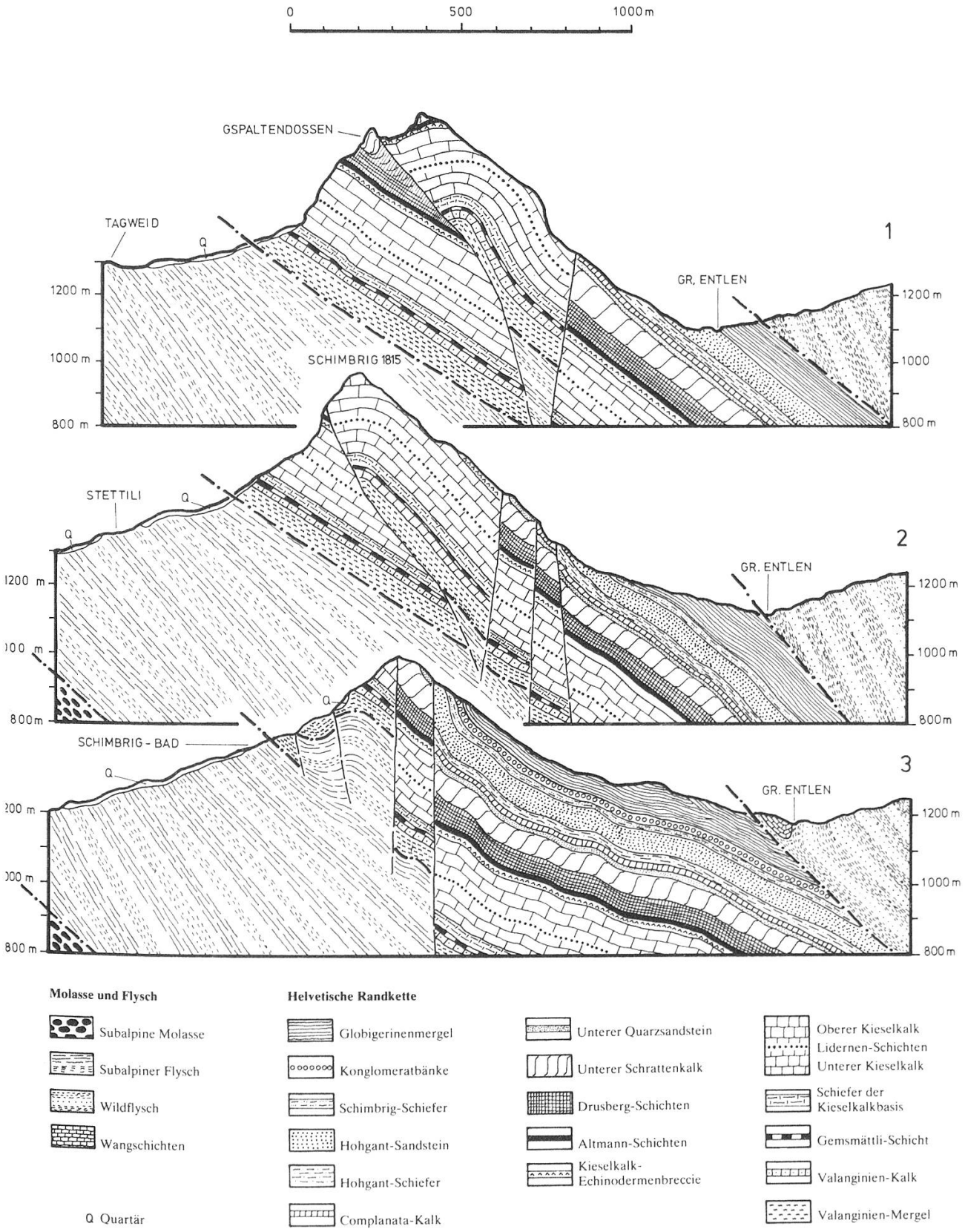
Geologische Karte des Schimbriggebietes (Kt. Luzern)

von Bruno Bieri



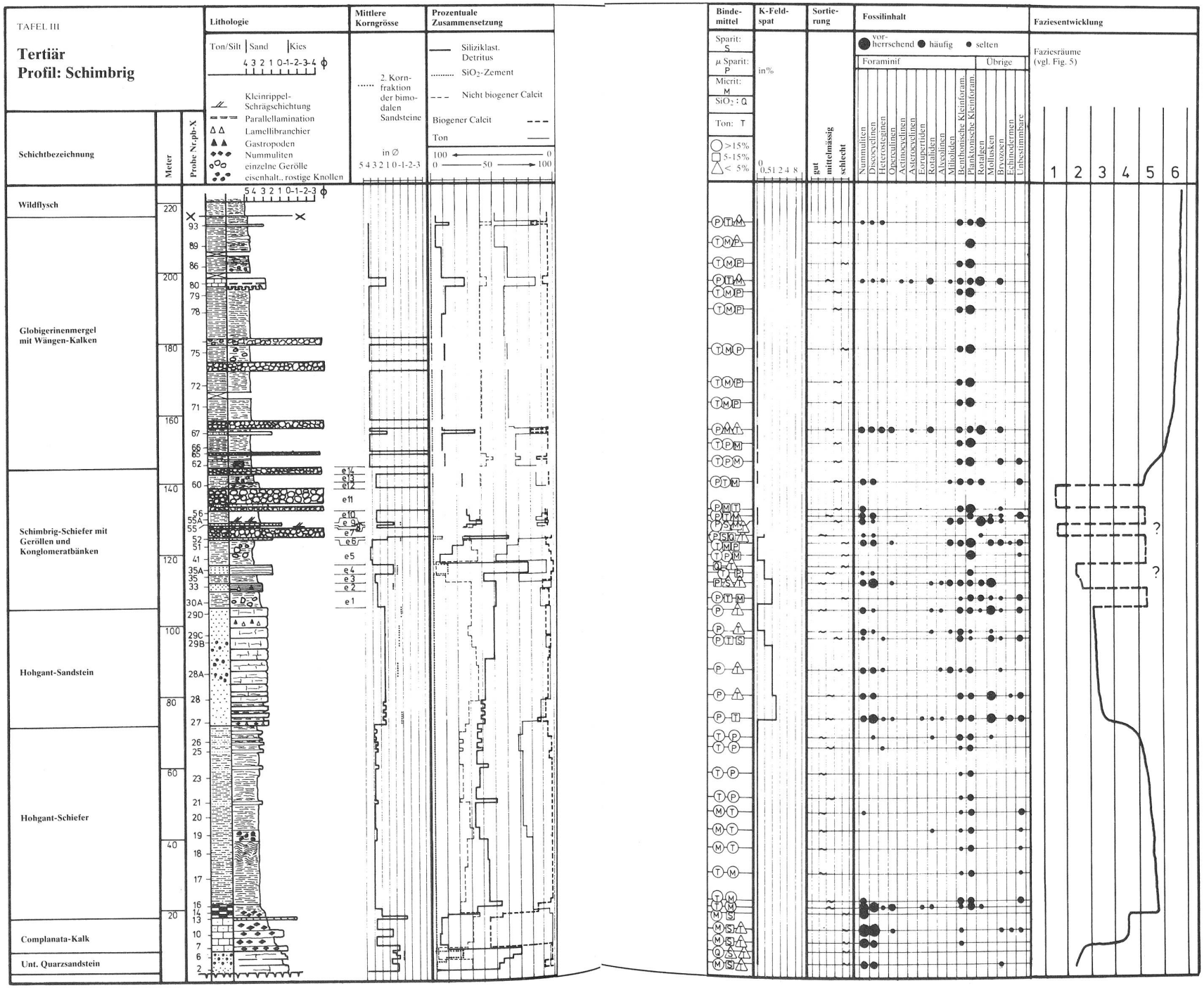
TAFEL II

Profile zur Tektonik des Schimbriggebietes



TAFEL III

Tertiär
Profil: Schimbrig



8. Literaturverzeichnis

ARNI, P. et LANTERNO, E. (1972) Considérations paléoécologiques et interprétation des calcaires de l'Eocène du Véronais. – Archives Des Sciences Genève, Vol. 25, Fasc. 2, 251–283

BIERI, B. (1974): Geologie des Schimbriggebietes. – Unpubl. Diplomarbeit Univ. Bern

BIERI, B. (1978): Sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen im helvetischen Tertiär zwischen Vierwaldstätter- und Thunersee. – Diss. Univ. Bern

BECK, P. (1911) Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken. – Beitr. geol. Karte Schweiz

BOLLI, H. (1951): Zur Altersbestimmung von Tertiärschiefern aus dem Helvetikum der Schweizer Alpen mittels Kleinforaminiferen. – Ecl. geol. Helv. 43/2, 105–114

BOUSSAC, J. (1912): Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique Alpin. – Mem. carte géol. France

BREITSCHMID, A. (1978): Sedimentologische Untersuchungen in der eozänen Hohgant-Serie im Helvetikum nördlich von Interlaken. – Ecl. geol. Helv. 71/1, 143–157

BRUECKNER, W. (1946): Neue Konglomeratfunde in den Schiefermergeln des jüngeren helv. Eozäns der Zentral- und Ostschweiz. – Ecl. geol. Helv. 38/2, 315–328

BURGER, H. & STRASSER, A. (1981): Lithostratigraphische Einheiten der untersten Helvetischen Kreide in der Zentral- und Ostschweiz. – Ecl. geol. Helv. 74/2, 529–560

BURKHARDT, C. (1893): Die Kontaktzone von Kreide und Tertiär am Nordrande der Schweizeralpen vom Bodensee bis zum Thunersee. – Beitr. geol. Karte Schweiz, 32

BUXTORF, A. (1924): Geologie des Pilatus. – Verh. Natf. Ges. Schweiz 1924, 31–47

CITA, M.B. (1965): Jurassiv, cretaceous and tertiary microfacies from the Southern Alps (Northern Italy). – E.J. Brill. Leiden

COLOMBI, C. (1960): Stratigraphie und Mikrofauna des helv. Alttertiärs nördlich von Interlaken. – Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich

ECKERT, H.R. (1963): Die obereozänen Globigerinen-Schiefer (Stad- und Schimbrigschiefer) zwischen Pilatus und Schrattenfluh. – Ecl. geol. Helv. 56/2, 1001–1072

FOLK, R.L. (1959): Practical petrographic classification of limestones. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 43,1–48

FUECHTBAUER, H. und MUELLER, G. (1970): Sedimente und Sedimentgesteine. – E. Schweizerbart, Stuttgart

FUNK, H.P. (1971): Zur Stratigraphie und Lithologie des helv. Kieselkalkes und der Altmannschichten in der Säntis-Churfirsten-Gruppe (Nordostschweiz) Ecl. geol. Helv. 64/2, 345–431

FURRER, M. (1949): Der subalpine Flysch nördlich der Schrattenfluh, Entlebuch, Kt. Luzern. – Ecl. geol. Helv. 42/1, 111–154

GIGON, W. (1952): Geologie des Habkerntales und des Quellgebietes der Grossen Emme. – Verh. Natf. Ges. Basel 63/1, 49–136

GUENZLER-SEIFFERT, R. (1952): Alte Brüche im Kreide-Tertiär-Anteil der Wildhorndekke zwischen Rhône und Rhein. – Geol. Rdsch. 40/2, 211–234

HALDIMANN, P. (1977): Sedimentologische Entwicklung der Schichten an einer Zyklengrenze der helvetischen Unterkreide: Pygurusschichten und Gemsmättli-Schicht (Valanginian/Hauterivian) zwischen Thunersee und St. Galler Rheintal. – Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, 219

HARPE, P. DE LA (1880): Etude des nummulites de la Suisse. – Mem. soc. pal. Suisse, 7

HERB, R. (1965): Das Tertiär der helvetischen Decken der Ostschweiz. – Bull. Ver. Schweiz, Petrol. Geol. Ing., 31/81, 135–151

HERB, R. & HEKEL, H. (1973): Biostratigraphy, Variability and Fazies Relations of some Upper Ecocene Nummulites from Northern Italy. – Ecl. geol. Helv. 66/2, 419–445

HOTTINGER, L. und SCHAUB, H. (1960): Zur Stufeneinteilung des Paläocäns u. des Eocäns. Einführung des Ilerdien und des Biarritzien. – Ecl. geol. Helv. 53/1, 435–479

ISCHI, H. (1973): Geologie des Risetenstock-Gebietes in der Schafmatt-Schimbrig-Kette (Entlebuch LU). – Unpubl. Diplomarbeit, Univ. Bern

ISCHI, H. (1978): Das Berriasien-Valanginien in der Wildhorn-Drusberg-Decke zwischen Thuner- und Vierwaldstättersee. – Diss. Univ. Bern

KAUFMANN, F.J. (1867): Geologische Beschreibung des Pilatus. – Beitr. geol. Karte Schweiz, 5

KAUFMANN, F.J. (1886): Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern – Grafenort. – Beitr. geol. Karte Schweiz, 24

KLEIN, G. de V. (1974): Estimating water depths from barrier island and deltaic sedimentary sequences. – Geology 2, 409–412

MAYER-EYMAR, K. (1887): Systematisches Verzeichnis der Kreide- und Tertiärversteinerungen der Umgegend von Thun. – Beitr. geol. Karte Schweiz, 24

MOHLER, H.P. (1966): Stratigr. Untersuchungen in den Giswiler Klippen (Préalpes Med.) u. ihrer helvetisch-ultrahelvet. Unterlage. – Beitr. geol. Karte Schweiz, 129

MOLLET, H. (1917): Über die stratigr. Stellung der eozänen Glaukonitschichten beim Küblibad am Thunersee. – Mitt. Natf. Ges. Bern 1916, 210–220

MOLLET, H. (1921): Geologie der Schafmatt-Schimbrig-Kette und ihrer Umgebung. – Beitr. geol. Karte Schweiz, Nr. 47

MOLLET, H. (1943): Gspaltendossen am Schimbrig. – Ecl. geol. Helv. 36/2, 223–224

NUSSBERGER, G. und CADISCH, J. (1937): Die Mineral- und Heilquellen der Schweiz. – Zimmermann & Cie. AG, Bern

SCHIDER, R. (1913): Geologie der Schrattenfluh im Kanton Luzern. – Beitr. geol. Karte Schweiz, 43

SODER, P.A.(1949): Geol. Untersuchung der Schrattenfluh und des südlich anschliessenden Teils der Habkernmulde (LU). – Ecl. geol. Helv. 42/1, 35–154

VISHER, G.S. (1969): Grain-size distribution and depositional processes. – J. sediment. Petrol. 36, 1074–1106

SCHUMACHER, J.(1948): Zur Gliederung des marinen Lutétien und basalen Priabonien der Schweizer Alpen. – Ecl. geol. Helv. 41/1, 79–88

ZIEGLER, M.A. (1967): A study of the Lower Cretaceous facies developments in the helvetic border chain. N of the Lake of Thun. – Ecl. geol. Helv. (60/2, 509–527)