

**Beiträge
zur Geologischen Karte der Schweiz**

herausgegeben von der

Schweizerischen Geologischen Kommission
(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)

**Matériaux
pour la Carte Géologique de la Suisse**

publiés par la

Commission Géologique Suisse
(Organe de la Société Helvétique des Sciences Naturelles)

Neue Folge, 139. Lieferung

Des ganzen Werkes 169. Lieferung

Gottfried Schmid

Fribourg

Geologie der Gegend von Guggisberg und der angrenzenden subalpinen Molasse

Mit 43 Textfiguren, 2 Tabellen und 2 Tafelbeilagen

1970

In Kommission bei Kümmerly & Frey AG, Geographischer Verlag, Bern

Druck Stämpfli+Cie AG, Bern

Vorwort der Geologischen Kommission

Im Dezember 1967 legte Herr Dr. G. Schmid der Geologischen Kommission das Manuskript seiner Dissertation «Geologie der Gegend von Guggisberg und der angrenzenden subalpinen Molasse» vor mit der Bitte, die Arbeit in die «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz» aufzunehmen.

Diese Dissertation, deren Grundlage eine Kartierung im bernisch-freiburgischen Grenzgebiet des südlichen Schwarzwassers und Sense-Bezirks bildet (nördlicher Teil des LK-Blattes 1206 *Guggisberg*) und die die Grenzzonen mittelländische Molasse – subalpine Molasse – ultrahelvetischer Flysch behandelt, ist unter der Leitung von Prof. Dr. J. Klaus am Freiburger Geologischen Institut entstanden. Das Hauptgewicht der Arbeit liegt auf der Beschreibung der Vorkommen und der stratigraphischen Bearbeitung der oligo-miozänen Molasse der betreffenden Region. Anhand sedimentologischer und lithologischer Kriterien versucht der Autor jeweils, für die verschiedenen Molasse-Formationen Rückschlüsse auf Ablagerungsbedingungen und paläogeographische Verhältnisse zu ziehen.

In ihrer Sitzung vom 2. März 1968 hat die Geologische Kommission beschlossen, diese Dissertation in die Serie der «Beiträge» aufzunehmen. Die kartographischen Unterlagen werden allerdings im Rahmen des Geologischen Atlas nicht verwendet werden können, da das betreffende Atlasblatt (Nr. 36 *Gurnigel*, 1961) vor nicht allzu langer Zeit herausgekommen ist.

Durch den Autor nachträglich vorgenommene Änderungen an Text und Figuren verursachten eine erhebliche Verzögerung der Drucklegung. Erst im Frühjahr 1970 waren die Voraussetzungen vorhanden, die Arbeit in Druck geben zu können. Herr Schmid wird an die Druckkosten einen finanziellen Beitrag leisten, wofür ihm die Kommission den besten Dank ausspricht.

Die Belegsammlung zur vorliegenden Arbeit befindet sich im Institut de Géologie et de Paléontologie de l'Université de Fribourg.

Für den Inhalt des Textes und der Illustrationen ist der Autor allein verantwortlich.

Basel, im Herbst 1970

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Der Präsident:

Prof. Dr. W. Nabholz

Vorwort des Verfassers

Die vorliegende Arbeit wurde im Frühjahr 1963 auf Anregung von Herrn Prof. Dr. J. Klaus begonnen. Die Sommermonate 1963, 1964 und 1965 wurden für Feldaufnahmen benutzt, während in den Wintermonaten das gesammelte Material im Geologischen Institut der Universität Fribourg ausgewertet wurde.

Zum Abschluss meiner Studien ist es mir ein Bedürfnis, all jenen zu danken, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben:

An erster Stelle geht mein Dank an Herrn Prof. Dr. J. Klaus, unter dessen Leitung die vorliegende Arbeit auch ausgeführt wurde. Für seine Ratschläge, Feldbegehungen und kritische Durchsicht des Manuskripts sei ihm herzlich gedankt.

Herrn Prof. Dr. L. Pugin danke ich für seine wertvollen Ratschläge und für das stete Interesse, das er meiner Arbeit entgegenbrachte.

Ebenso danke ich den Herren Prof. Dr. E. Nickel und Dr. J. L. Piveteau für ihre Bemühungen, mich in die Mineralogie und Geographie einzuführen.

Besonders danke ich auch Herrn Prof. Dr. W. Nabholz (Universität Bern), der mich während eines Wintersemesters in die sedimentologischen Laboratoriumsmethoden einführte. Unter seiner Leitung durfte ich auch an einer Studienreise für rezente Meeresablagerungen an der Nordsee teilnehmen.

Die Herren Dr. H. J. Oertli (Pau) und Dr. C. W. Drooger (Utrecht) bestimmten meine Mikrofaunen. Für die spontane Annahme und die heikle Ausführung dieser Arbeit sei ihnen herzlich gedankt.

Herrn Dr. M. Gisiger (Geologisches Institut Fribourg) danke ich für die photographischen Aufnahmen, die zur Anfertigung der Zeichnungen benutzt wurden.

Die geologische Kartenskizze und die Textfiguren wurden von Herrn G. Papaux vom Geologischen Institut Fribourg ausgeführt. Für die sorgfältige und saubere Anfertigung sei ihm herzlich gedankt.

Nicht zuletzt danke ich allen meinen Studienkameraden vom Geologischen Institut Fribourg und besonders Frl. J. Kaiser, die das vorliegende Manuskript in ihrer Freizeit geschrieben hat.

Mein grösster Dank aber gebührt meinen Eltern, die mir durch grosse Opfer mein Studium ermöglichten. Ihnen sei auch diese Arbeit gewidmet.

Inhaltsverzeichnis

	Seite		Seite
Vorwort der Geologischen Kommission	3	3. Stratigraphie und Regionalbeschreibung der Guggershorn-Formation	45
Vorwort des Verfassers	4	A. Gebiet des Guggershorns und des Schwendelberges	45
Verzeichnis der Textfiguren, Tabellen und Tafeln	7	B. Gebiet der Gibelegg	45
Einführung	8	4. Paläontologie und Alter der Guggershorn-Formation	46
Allgemeine Orientierung	8	A. Paläontologie	46
Morphologische Einteilung	8	B. Alter der Guggershorn-Formation	47
Geologischer Überblick	9	5. Vergleiche mit den Nachbargebieten	47
Historischer Überblick	10		
Stratigraphie der Molasse			
Autochthone Molasse oder Plateaumolasse	11	Subalpine Molasse	47
I. Sandstein-Formation	12	I. Gibelegg-Formation	47
1. Mächtigkeit	12	1. Mächtigkeit	48
2. Lithologie der Sandstein-Formation	12	2. Lithologie der Gibelegg-Formation	48
3. Stratigraphie und Regionalbeschreibung der Sandstein-Formation	14	3. Stratigraphie und Regionalbeschreibung der Gibelegg-Formation	49
A. «Bausandsteinschichten»	14	4. Paläontologie und Alter der Gibelegg-Formation	53
B. «Mergelige Plattensandsteinschichten»	16	A. Paläontologie	53
4. Sedimentologie der Sandstein-Formation	19	B. Alter der Gibelegg-Formation	53
A. Nomenklatur und Vorkommen der Sedimentstrukturen	19	5. Vergleiche mit den Nachbargebieten	53
B. Beschreibung einiger kombinierter Sedimentstrukturprofile und deren Interpretation	21	II. Sedimentstrukturen und Geröllzählungen der Kalchstätten-, Guggershorn- und Gibelegg-Formation ...	53
5. Paläontologie und Alter der Sandstein-Formation	25	1. Sedimentstrukturen	54
A. Paläontologie	25	2. Geröllzählungen	56
B. Alter der Sandstein-Formation	26	A. Einführung	56
6. Vergleiche mit den Nachbargebieten	26	B. Untersuchungsmethoden	56
II. Kalchstätten-Formation	26	C. Petrographie der Gerölle	56
1. Mächtigkeit	27	D. Quantitative und qualitative Geröllzählungen der drei Formationen	58
2. Lithologie der Kalchstätten-Formation	27	E. Allgemeine Ergebnisse der Gerölluntersuchungen	63
3. Stratigraphie und Regionalbeschreibung der Kalchstätten-Formation	29	III. Seftigswand-Formation	64
A. Kalchstätten-Formation in der Gegend von Guggisberg und westlich der Sense	29	1. Mächtigkeit	64
a) Basiskonglomerat	29	2. Lithologie der Seftigswand-Formation	65
b) «Mergel- und Sandsteinschichten»	32	3. Stratigraphie und Regionalbeschreibung der Seftigswand-Formation	66
c) Pfadflüe-Konglomerat	33	A. Gebiet westlich der Sense	66
d) Austernnagelfluh	38	B. Gebiet östlich der Sense bis südlich von Riffenmatt	68
B. Kalchstätten-Formation am Rüscheeggügel und an der Gibelegg	41	C. Gebiet östlich von Riffenmatt	70
4. Paläontologie und Alter der Kalchstätten-Formation	42	4. Sedimentologie der Seftigswand-Formation ..	73
A. Paläontologie	42	A. Ziel und Zweck der Untersuchungen	73
B. Alter der Kalchstätten-Formation	43	B. Herkunft des Materials	73
5. Vergleiche mit den Nachbargebieten	43	C. Transport der Sedimente	74
III. Guggershorn-Formation	44	D. Ablagerungsraum und Sedimentationsbedingungen	74
1. Mächtigkeit	44	a) Sedimentstrukturen	75
2. Lithologie der Guggershorn-Formation	44	b) Sedimentationszyklen	75

6

Verzeichnis der Textfiguren, Tabellen und Tafeln

	Textfiguren	Seite
Fig. 1	Geographische Lage des Untersuchungsgebietes	8
Fig. 2	Vereinfachte stratigraphisch-tektonische Übersichtskarte	9
Fig. 3	Bildung der Grossrippeln	20
Fig. 4	Sandstein-Formation: Fluviale Riesenrippeln in der Senseschlucht	22
Fig. 5	Sandstein-Formation: Marine Riesenrippeln in der Senseschlucht	23
Fig. 6	Detailausschnitt aus Fig. 5	24
Fig. 7	Sandstein-Formation: Linsenschichtung in der Senseschlucht	24
Fig. 8	Sandstein-Formation: Sedimentstrukturenprofil in der Senseschlucht, unterhalb Ober Maggenberg	24
Fig. 9	Basiskonglomerat der Kalchstätten-Formation (Mülihaltligraben)	30
Fig. 10	Basiskonglomerat am Laubbach	30
Fig. 11	Detailausschnitt aus dem Basiskonglomerat im Tütschbach	31
Fig. 12	Stratigraphisches Profil der Kalchstätten-Formation	34
Fig. 13	Pfadflü-Konglomerat: Rhythmität innerhalb der Konglomeratbänke	36
Fig. 14	Pfadflü-Konglomerat: Lithologisches Profil auf der Südseite der Gegend von Guggisberg	36
Fig. 15	Schnitt durch die Austernagelfluh und Guggershorn-Formation auf der Nordseite der Gegend von Guggisberg	39
Fig. 16	Kohlenflözchen in der Austernagelfluh bei Neuenmatt	40
Fig. 17	Kalchstätten-Formation: Querschnitt NW-SE durch den Rüscheggberg	40
Fig. 18	Überschiebung der Gibelegg-Formation auf die autochthone Molasse	49
Fig. 19	Detailprofil aus der Gibelegg-Formation	50
Fig. 20	Pfadflü-Konglomerat: Erosionsrinne bei Herrenmatt	54
Fig. 21	Riesenrippeln im Pfadflü-Konglomerat	54
Fig. 22	Pfadflü-Konglomerat: Sortierung der Gerölle	55
Fig. 23	Pfadflü-Konglomerat: Grossrippeln bei Büelholz	55
Fig. 24	Seftigswand-Formation: Linker Zufluss des Tschüpplerbachs	67
Fig. 25	Seftigswand-Formation: Rinnenausfüllung durch grobe Sedimente	67
Fig. 26	Kontakt zwischen der autochthonen und subalpinen Molasse	68
Fig. 27	Seftigswand-Formation: Knauerbildung in grobkörnigen Sandsteinen bei Riedacher	69
Fig. 28	Seftigswand-Formation: Murtengraben	70
Fig. 29	Seftigswand-Formation: Fliesstexturen im Wissenbachgraben	71
Fig. 30	Seftigswand-Formation: Fossilhorizont im Seligraben	71
Fig. 31	Seftigswand-Formation: Quarzitnagelfluhbank im Biberzegraben	72
Fig. 32	Rippelschichtung in der Seftigswand-Formation (Gasgraben)	75
Fig. 33	Schematisches Profil bei Schwantenbuechallmid	79
Fig. 34	Unter Gurnigelwald	79
Fig. 35	Querschnitt durch die Fall-Antiklinale	89
Fig. 36	Geologische Kartenskizze des Bruchsystems von Chräjerer	91
Fig. 37	Querschnitt durch das Bruchsystem des Gambachgrabens	92
Fig. 38	Verwerfung an der Kantonsstrasse nach Gambach	92
Fig. 39	Verwerfung im Sangerengraben	93
Fig. 40	Störungszonen innerhalb der Seftigswand-Schuppe auf der Südseite der Gibelegg	96
Fig. 41	Interglazialrinne des Laubbaches bei Schutzweid	102
Fig. 42	Querschnitt durch die glazialen Ablagerungen südlich von Plasselb	105
Fig. 43	Schottergrube bei Entenmoos	106

Tabellen

Tab. 1	Quantitative und qualitative Untersuchungen der Gerölle	60
Tab. 2	Stratigraphische Übersichtstafel der oligozänen Molasse	86

Tafeln

Taf. I	Geologische Karte der Gegend von Guggisberg und der angrenzenden subalpinen Molasse (1:25000) Tektonische Übersichtskarte (1:62500)
Taf. II	Geologische Profile durch die Gegend von Guggisberg und die angrenzende subalpine Molasse (1:25000)

Einführung

Allgemeine Orientierung

Das kartierte Gebiet befindet sich auf der Landeskarte Guggisberg 1:25000, Nr.1206. Die Abgrenzungen des Gebietes verlaufen folgendermassen (vgl. Fig.1): Von Wolperwil (St.Ursen FR) verläuft die Grenze südwärts von Alterswil nach der Gibelegg (BE), von dort in gerader Linie gegen die Nordseite des Gurnigels, dann der Gurnigelkette entlang westwärts bis zum Schwyberg (FR) und von dort nordwärts über Plasselb, Rechthalten bis nach Wolperwil.

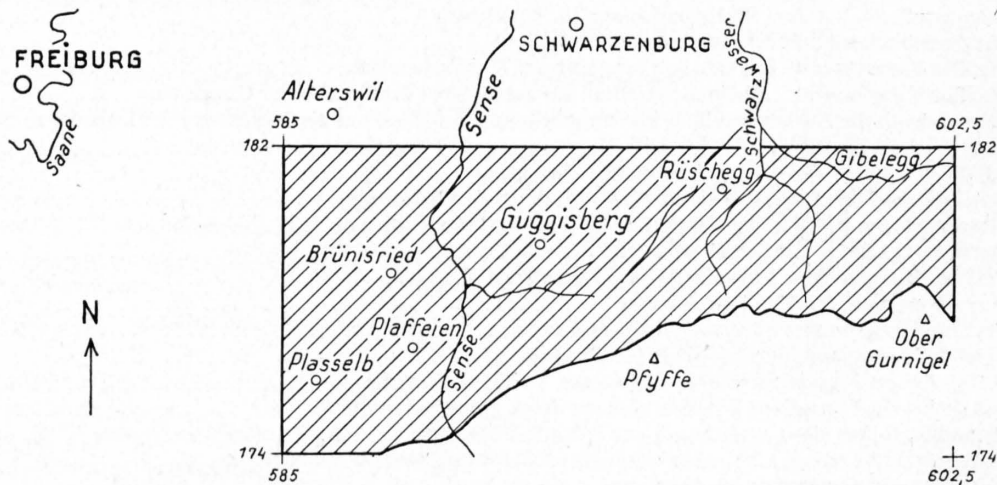


Fig. 1: Geographische Lage des Untersuchungsgebietes.

Morphologische Einteilung

Schon beim Betrachten der topographischen Karte kann man das Gebiet in zwei grosse Abschnitte, die durch die Sense voneinander getrennt werden, unterteilen:

Gebiet westlich der Sense (Kt. Freiburg), welches in zwei Teilgebiete unterteilt werden kann:

- das mit eiszeitlichen Ablagerungen überdeckte Plateau von Maggenberg und Brünisried, begrenzt im Süden durch den Molassehöcker von Oberschrot;
- das Becken von Plaffeien, begrenzt im Norden durch den Molassehöcker von Oberschrot und im Süden durch die waldigen Abhänge des Schwyberges.

Gebiet östlich der Sense (Kt. Bern). Auch dort lassen sich zwei morphologische Teilgebiete unterscheiden:

- Nagelfluhmassiv der Gegend von Guggisberg, begrenzt im Süden durch den Laubbach, Sangern- und Gambachgraben;
- Südseite der Gibelegg und die Nordabhänge der Gurnigelkette, die stark mit Moränen und Flyschschutt überdeckt sind.

Hydrologisch wird das Gebiet durch drei Flusssysteme entwässert, durch das der Ärgera (La Gérine), der Sense (La Singine) und des Schwarzwassers. Alle diese drei Flüsse fliessen nordwärts, wobei sie beim Eintritt in die autochthone Molasse tiefe Schluchten bilden.

Geologischer Überblick

Geologisch können drei grosse Einheiten unterschieden werden: die Molasse, der Flysch und die Quartärbedeckung. Diese Arbeit behandelt ausschliesslich Molasse und Quartär. Das Flyschgebiet wurde nur soweit miteingegriffen, wo es die Grenze mit der Molasse bildet. In der Molasse unterscheiden wir stratigraphisch und tektonisch folgende Einheiten (Fig. 2):

Autochthone Molasse oder Plateaumolasse:

Tortonien? + Helvétien: Guggershorn-Formation
 Helvétien: Kalchstätten-Formation
 Burdigalien: Sandstein-Formation

} Miozän

Subalpine Molasse:

Tortonien? + Helvétien: Gibelegg-Formation
 Oberes Chattien + «Aquitaniens»¹: Seftigswand-Formation
 Unteres Chattien: Rossboden-Formation
 Rupélien: Wolfsegg-Formation

} Oligozän

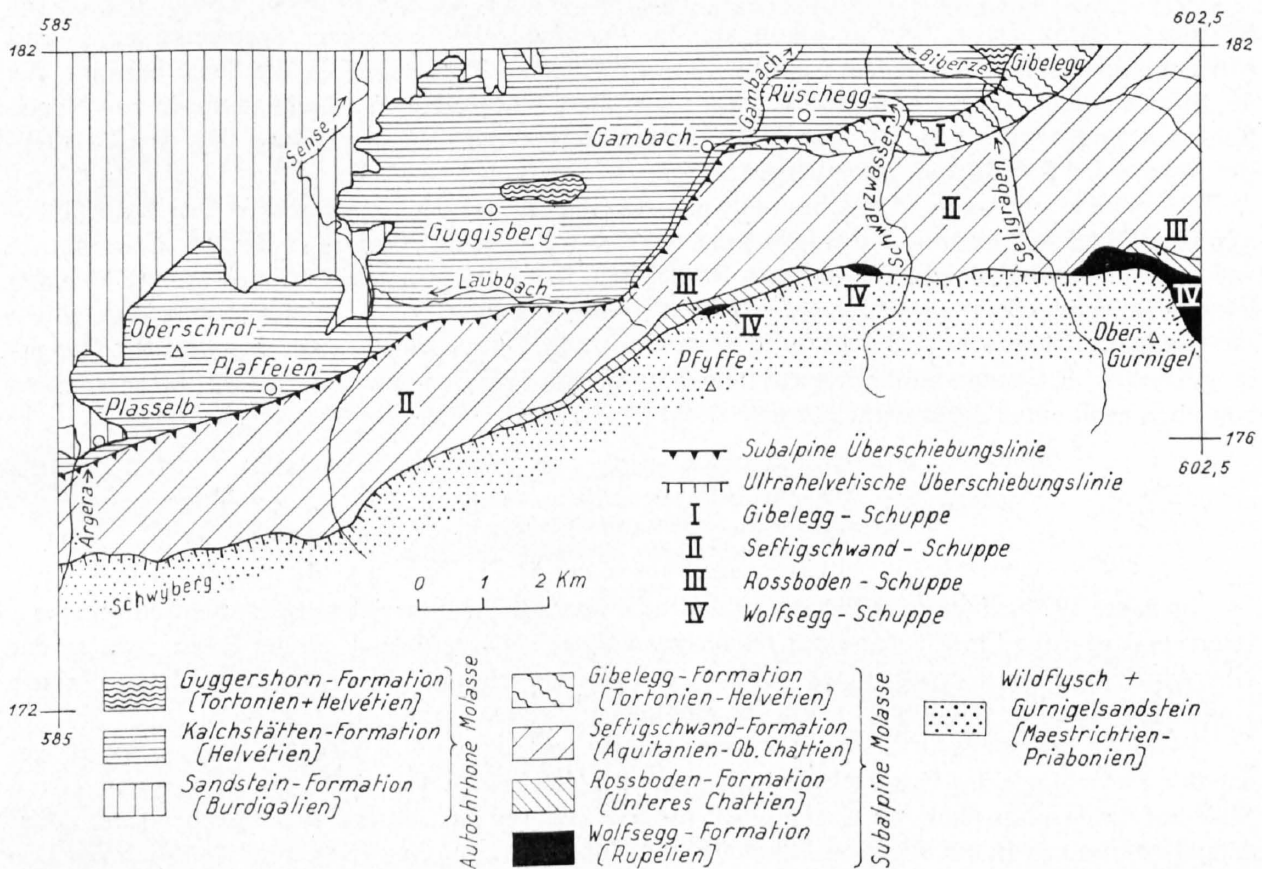


Fig. 2: Vereinfachte stratigraphisch-tektonische Übersichtskarte (ohne Quartär).

¹ In dieser Arbeit weist «Aquitaniens» immer auf Süsswasserschichten der oligozänen Molasse hin. Heute besteht allerdings die Tendenz, die Stufe Aquitaniens dem Miozän zuzuweisen.

Im Süden lassen sich im Flysch folgende Einheiten unterscheiden:

- *Wildflysch* mit mesozoischen Schürflingen (Maestrichtien–Priabonien, H. GUILLAUME 1957, S. 137),
- *Gurnigelsandstein* (Paleozän, H. GUILLAUME 1957, S. 138).

Tektonisch wird das Gebiet folgendermassen gegliedert:

- *Autochthone Molasse*: Schwache Undulationen von kurzen Antiklinalen und Synklinalen.
- *Subalpine Molasse*:
 - Gibelegg-Schuppe: Tortonien? + Helvétien
 - Seftigswand-Schuppe: oberes Chattien + «Aquitainen»
 - Rossboden-Schuppe: unteres Chattien
 - Wolfsegg-Schuppe: Rupélie

Historischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet fand schon das Interesse der ersten Schweizer Geologen. Doch fehlte bis heute eine genaue Detailbeschreibung. Was wir bisher in der Literatur fanden, waren entweder kurze Beschreibungen von Autoren, die die angrenzenden Gebiete bearbeitet haben, oder Notizen und einzelne Profile durch das eigentliche Untersuchungsgebiet.

Wohl die ersten geologischen Beobachtungen beschrieb B. STUDER in seiner «Monographie der Molasse» (1825). Darin wies er schon auf die Verschiedenheit zwischen Gurnigelsandstein und Molassesandstein hin. Ausserdem war ihm die Antiklinale im Fallvorsassli an der Sense bekannt. An der Strasse von der Guggerbachbrücke nach Guggisberg beschrieb er Wechsellagerungen von Nagelfluh- und Sandsteinbänken. Die Fossilfunde unterhalb von Guggisberg erlaubten ihm eine Parallelisierung mit den Schichten des Belpberges.

Die erste Kartierung und Beschreibung unseres Gebietes verdanken wir aber V. GILLIÉRON (1885) in seinem Werk «Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne». Er entdeckte vor allem die zahlreichen mesozoischen Schürflinge im Wildflysch, ausserdem erwähnte er einen interglazialen Senselauf in der Gegend von Leist (NE von Brünisried), der ins Galterntal führt.

Im Jahre 1890 beschrieb J. J. FRÜH in seiner Preisschrift unter anderem die Nagelfluh des Guggisberg-Massivs. E. GERBER publizierte 1915 ein geologisches Profil im Sensequerschnitt. Er unterschied von oben nach unten folgende Schichten:

450–500 m vorherrschend Kalknagelfluh,
100–150 m bläuliche Mergel mit Fossilien,
250–300 m gutgeschichtete Sandsteine,
250–400 m homogene dickbankige Sandsteine.

Im Jahre 1920 gab dann H. BUSS eine Synthese über die subalpine Molasse im Kanton Freiburg. Interessant ist seine Entdeckung eines *Rhinozeros*-Zahnes bei Gopplismatt an der Sense, nahe an der Überschiebungslinie der subalpinen Molasse auf die autochthone Molasse. Dank dieses Fundes konnte das oligozäne Alter eines Teiles der subalpinen Molasse nachgewiesen werden.

Wohl die bedeutendste Arbeit über unser Gebiet verdanken wir E. GERBER (1925) in seiner Abhandlung «Geologie des Gurnigels und der angrenzenden subalpinen Molasse». Er wies zum ersten Male auf die Schuppenatur der subalpinen Molasse hin und beschäftigte sich eingehend mit deren Altersbestimmung. In einer kurzen Publikation im Jahre 1932 zog er vier Querprofile durch das Untersuchungsgebiet und trennte zum ersten Male die miozäne Gibelegg-Schuppe von der Unteren Süsswassermolasse ab.

In mehreren Veröffentlichungen beschäftigte sich O. BÜCHI mit den interglazialen Senseläufen und mit der Hydrogeologie der Hofmattquellen, südlich von Alterswil. R. F. RUTSCH (1947) streifte nur am Rande unser Gebiet in seinem Werk «Molasse und Quartär im Gebiete des Siegfriedblattes

Rüeggisberg». Doch griff er bei der Besprechung von Quartärproblemen zum Teil auch auf das vorliegende Untersuchungsgebiet über.

Die Nagelfluh auf der Nordflanke der Gegend von Guggisberg wurde im Jahre 1947 von B.A. FRASSON untersucht. Die neueste Kartierung des Untersuchungsgebietes stammt von J. TERCIER & P. BIERI (1961), doch wurde darüber kein Text publiziert.

Stratigraphie der Molasse

Der grösste Teil unseres Untersuchungsgebietes wird durch die Molasse gebildet, die aber auf weite Strecken von Quartärablagerungen verdeckt ist. Tektonisch gliedert sich diese Molasse in zwei Einheiten:

- Autochthone Molasse oder Plateaumolasse, die stratigraphisch der Oberen Meeres- und Süsswassermolasse angehört.
- Subalpine Molasse, die – eingekeilt zwischen dem Ultrahelvetikum und der Plateaumolasse – mehrere Schuppen bildet. Weitaus der grösste Teil gehört der Unteren Meeres- und Süsswassermolasse an. Nur ein kleiner Teil gehört zur Oberen Meeres- und Süsswassermolasse.

AUTOCHTHONE MOLASSE ODER PLATEAUMOLASSE

Sie unterscheidet sich von der subalpinen Molasse hauptsächlich durch ihre Tektonik, die meist sehr einfach ist. Es ist ein System von kurzen Synklinalen und Antiklinalen, deren Achsen im allgemeinen SW–NE verlaufen. Wir werden im Kapitel «Tektonik» noch eingehend darüber berichten. Es sei hier nur angezeigt, dass das Fallen der Schichten in der Plateaumolasse nie 20° übersteigt, während in der subalpinen Molasse Fallbeträge von 60–70° keine Seltenheit sind.

Wir haben im Untersuchungsgebiet folgende Formationen unterschieden:

Obere Süsswassermolasse:	Guggershorn-Formation (Alter: Tortonien? + Helvétien)
Obere Meeresmolasse:	Kalchstätten-Formation Sandstein-Formation (Alter: Helvétien + Burdigalien)

Die Untere Süsswassermolasse ist im Gebiet von Blatt Guggisberg nicht aufgeschlossen. Man muss in der Senseschlucht nordwärts wandern bis gegen die Sodbachbrücke, um auf das «Aquitainen» zu stossen. Gegen Süden taucht die Plateaumolasse unter die subalpinen Schuppen ab. Diese Überschiebungslinie verläuft im allgemeinen SW–NE.

Als allgemeine Merkmale können wir in unserem Gebiet folgendes hervorheben:

- Mit Ausnahme der NW-Ecke des Gebietes, wo sich noch die Antiklinale von Alterswil, die in NW–SE-Richtung verläuft, bemerkbar macht, fallen die Schichten durchwegs mit 3–15° gegen die Alpen ein.
- Je höher das Relief steigt, um so jünger werden die Schichten.
- Starke Fazieswechsel beherrschen die ganze Plateaumolasse.
- Sowohl die Mächtigkeit der Schichten als auch die Korngrössen der Sedimente nehmen gegen Süden stark zu, wobei die Sandsteine immer mehr durch Konglomerate ersetzt werden.

I. Sandstein-Formation

Diese Sandstein-Formation bildet in unserem Gebiet die eigentliche Unterlage, auf welcher sich dann im mittleren Miozän die mächtigen Geröllmassen der Gegend von Guggisberg und der Gibelegg ablagern. B.A. FRASSON (1947), der das Gebiet südlich von Schwarzenburg bearbeitete, unterscheidet in dieser Formation drei verschiedene Schichtglieder:

- c) Plattige harte Sandsteine
- b) Bausandsteine
- a) Basiskonglomerat oder Scherli-Nagelfluh

Da wir uns auf der Südflanke der Schwarzenburg-Antiklinale befinden, kommt im Kartengebiet die Scherli-Nagelfluh, die den Grenzhorizont zwischen der USM und der OMM bildet, nicht mehr zum Aufschluss. Um diesen Grenzhorizont zu erreichen, müsste man in der Senseschlucht nordwärts wandern bis unterhalb Schwenny. Hingegen treten die «Bausandsteine» und die «Mergeligen Plattensandsteine» in ihrer ganzen Mächtigkeit zutage.

1. Mächtigkeit

B.A. FRASSON (1947) gibt für diese Formation eine Gesamtmächtigkeit von ca. 370 m an. Dass unsere Zahlen davon abweichen, liegt nicht an einem Messfehler, sondern an der unterschiedlichen Grenzziehung zwischen Burdigalien und Helvétien. Da unsere geologische Karte nach dem Gesichtspunkt der lithologischen Formationen aufgebaut ist und nicht nach Altersstufen, so ergibt sich eine deutliche Differenz in der Mächtigkeitsbeurteilung. Gemäss den geologischen Profilen messen wir im NW-Teil der Karte eine Gesamtmächtigkeit von ca. 350 m. Im südlichen Teil jedoch nimmt die Mächtigkeit stark zu und dürfte bei 450–500 m liegen.

Die Sandstein-Formation ist nur im NW-Teil der Karte sichtbar, wobei man die besten Aufschlüsse in der Senseschlucht antrifft. Auf dem Plateau ist sie nur sporadisch aufgeschlossen, weil dort die Quartärbedeckung ausserordentlich stark ist.

2. Lithologie der Sandstein-Formation

Wie schon der Name der «Formation» andeutet, handelt es sich vor allem um Sandsteine, jedoch kommen stark untergeordnet auch Konglomerate und Mergel vor. Kalk ist immer nur als Zement vorhanden, nie aber als selbständiger Gesteinsverband.

Konglomerate: Ihr Gesamtanteil ist unbedeutend, doch sind sie äusserst wichtig in den Sedimentstrukturanalysen und daher für die Paläogeographie dieser Formation. Ihr Vorkommen beschränkt sich vor allem auf die Basisschichten der Grossrippeln, d.h. die sogenannten «bottom-set-beds». Sie bilden dort Geröllschnüre von einigen Zentimetern bis zu 10 cm. Diese Gerölle stellen immer ein konzentriertes Restsediment dar, d.h. die gesamten Gerölle, die in der Rippelschicht verteilt waren, wurden bei der Erosion im Rippeltal angereichert und bilden nun dort eine Konglomeratschnür.

Petrographisch gesehen handelt es sich um äusserst zähe Gerölle, vor allem um Kristallin, in welchen die weissen Quarzite vorherrschen. Daneben findet man auch viele rote und grüne Granite. Unter den wenigen sedimentären Geröllen befinden sich zähe Flyschsandkalke und rote Radiolarite, vereinzelt auch helle Kalke. Auf jeden Fall sind die kristallinen Komponenten immer vorherrschend.

Diese Konglomerate sind auf die Bausandsteine beschränkt, während wir sie in den «Mergeligen Plattensandsteinen» nie gefunden haben.

Sandsteine: Man kann ruhig sagen, dass sie 90% der Sedimente dieser Formation ausmachen. Nur in den «Mergeligen Plattensandsteinen» geht ihr Prozentgehalt auf Kosten des mergeligen Mate-

rials etwas zurück, aber auch dort sind sie vorherrschend. Für die Klassifikation der Sandsteine haben wir uns an die Korngrößen von WENTWORTH (1922) gehalten:

– konglomeratische Sandsteine	1–2 mm	Durchmesser
– grobe Sandsteine	$\frac{1}{2}$ –1 mm	Durchmesser
– mittlkörnige Sandsteine	$\frac{1}{4}$ – $\frac{1}{2}$ mm	Durchmesser
– feinkörnige Sandsteine	$\frac{1}{8}$ – $\frac{1}{4}$ mm	Durchmesser

Nach WENTWORTH (1922) werden die Korngrößen von 1–2 mm als sehr grobe Sandsteine bezeichnet. In unserem Fall aber gibt es in diesen sehr groben Sandsteinen Elemente, die die 2-mm-Grenze überschreiten, und daher rechtfertigt sich der Name von konglomeratischen Sandsteinen vollständig. Natürlich gibt es alle Übergänge zwischen den einzelnen Korngrößen, und es ist manchmal sehr schwer, die Sandsteine der einen oder der andern Gruppe zuzuweisen.

Konglomeratische Sandsteine: Ihr Vorkommen ist stark an dasjenige der Konglomerate gebunden. Sie bilden meist den Übergang zwischen den Konglomeraten und den eigentlichen Sandsteinen. Sie treten sehr häufig in den «fore-set-beds» der Grossrippelschichten auf.

Eine Dünnschliffuntersuchung ergibt folgende Diagnose (Sc. 25): Sehr grobkörniger Sandstein mit kalzitischem Bindemittel. In einer kalzitischen Matrix, die zeitweise in schönen Lamellen auskristallisiert ist, schwimmen grosse Quarz- und Orthoklaskristalle. Die Orthoklase sind leicht erkennbar an ihrer Trübung unter nicht gekreuzten Nicols. Ausserdem beobachtet man alle Übergänge zwischen kolloidaler Kieselsäure und Neoformationsquarzen, wobei manchmal eine sehr schöne sphärolithische Struktur zu sehen ist. Häufig sind die vielen kleinen Kalkgerölle von mikrokristalliner Struktur. Auffallend ist die Armut von Glaukonit und Glimmer, die hauptsächlich in den feineren Fraktionen angereichert sind. Durch seinen hohen Feldspatgehalt kann dieser Typus als Arkose definiert werden. Sehr häufig sind auch zerbrochene Foraminiferenschalen.

Grobe Sandsteine: Auch sie sind vor allem auf die Grossrippelschichten beschränkt.

Petrographisch gesehen sieht dieser Typus dem vorhergehenden äusserst ähnlich, nur ist die Korngrösse etwas kleiner und homogener. Die Quarze zeigen oft eine undulöse Auslöschung. Meistens ist der Feldspatgehalt geringer als in den konglomeratischen Sandsteinen. Sehr oft enthalten diese Sandsteine viele Radiolarittrümmer und zeigen am frischen Bruchstück teilweise ein rotgesprenkeltes Feld.

Mittlkörnige Sandsteine: Sie bilden den Grossteil der Sedimente in der Sandsteinformation. Man trifft sie vor allem in den Horizontalschichtungen, aber auch in den Rippelschichtungen.

Ihre Farbe ist meistens grau-bläulich, kann aber durch Aufnahme von Glaukonit und Chlorit ins Grünliche übergehen. Ihre Härte kann sehr verschieden sein, doch sind sie meist sehr verwitterungsanfällig und bilden die sogenannte «Wabenverwitterung». Dabei lösen sich an senkrechten Felswänden faustgrosse Felsklumpen heraus, was dann, aus der Ferne gesehen, aussieht wie eine Bienenwabe. Ein solches Beispiel findet man in der Senseschlucht bei Koord. 588.800/180.150, Pt. 733. Meist weisen diese Sandsteine einen hohen Gehalt an Glimmer (Muskowit) und Chlorit auf. Der Glaukonit kommt immer in Form von gutgerundeten Körnern vor und dürfte eine autochthone Bildung darstellen.

Feinkörnige Sandsteine: Ihr Vorkommen ist vor allem auf die horizontalgeschichteten Bänke beschränkt. Sehr oft trifft man sie aber auch innerhalb der Flaserschichtung, wo sie in den gröberen Sandsteinen eingekeilt sind. Ihre Anwesenheit deutet auf eine ruhige Sedimentation hin.

Die Farbe ist grau-bläulich. Auf den Schichtflächen ist häufig kohligter Detritus abgelagert. Meist ist dieser Typus sehr hart, da er in der Matrix bis zu 17% CaCO_3 enthält (VAN DER LINDEN 1963). Die Muskowitlamellen liegen parallel zur Ablagerungsfläche. Häufig sind in diesem Sediment Reste von Foraminiferen. Durch Aufnahme von Ton gehen diese Sandsteine in Mergel über.

Mergel: Im Vergleich zur Gesamtmächtigkeit der Sedimente in dieser Formation spielen die Mergel eine untergeordnete Rolle. Doch bilden sie im oberen Teil der Formation, den sogenannten «Mergeligen Plattensandsteinen», bis zu 20% der Sedimente.

Ihre Farbe ist grau, manchmal auch bläulich. Es handelt sich immer um typische kalkhaltige Sandmergel, wobei der Anteil an Quarz sehr gross ist.

In den «Bausandsteinen» bilden diese Mergel meist nur dünne Zwischenlagen von einigen Zentimetern innerhalb der mächtigen Sandsteinbänke. Andernteils sind sie oft auch in der Flaserschichtung oder in Form von Mergelknollen an der Basis von Grossrippelschichten anzutreffen.

In den «Mergeligen Plattensandsteinen» können aber diese Mergel Mächtigkeiten bis zu 1 m erreichen. Deshalb lassen sich auch zwei verschiedene Schichtglieder innerhalb der Sandstein-Formation unterscheiden.

3. Stratigraphie und Regionalbeschreibung der Sandstein-Formation

Wir haben schon angedeutet, dass die tiefstliegenden Schichten der Sandstein-Formation, d.h. die «Scherli-Nagelfluh», in unserem Gebiet nicht aufgeschlossen sind. Darüber gibt die Arbeit von B. A. FRASSON (1947) Auskunft. Dagegen trifft man auf Blatt Guggisberg die «Bausandsteinschichten» und die «Mergeligen Plattensandsteinschichten» in ihrer ganzen Mächtigkeit an. Diese beiden Schichtglieder wurden nach rein lithologischen Gesichtspunkten voneinander abgetrennt.

A. «Bausandsteinschichten»

Der Name «Bausandsteinschichten» leitet sich vom Gebrauch dieser Sandsteine ab. In zahlreichen Steinbrüchen wurden diese Sandsteine als Ofenplatten ausgebeutet. Diese «Bausandsteine» sind in der Senseschlucht hervorragend aufgeschlossen. Auf dem Plateau westlich der Sense findet man fast keine Aufschlüsse, weil dort die Quartärbedeckung sehr stark ist. Deshalb wurde das Studium dieser Schichten vor allem in der Senseschlucht und den rechts einmündenden Seitenbächen betrieben.

Gesamthaft gesehen stellen die «Bausandsteine» eine sehr eintönige Sedimentmasse dar. Wenn man aber die Einzelheiten beachtet, so stellt man mit Überraschung fest, dass es sich hier um eine sehr unruhige Sedimentation gehandelt haben muss. Fast jede Schicht ist durchzogen von den verschiedensten Sedimentstrukturen, die in einem speziellen Abschnitt behandelt werden (vgl. S. 19). In der Regionalbeschreibung geht es uns darum, einen Gesamtüberblick zu geben und die Besonderheiten hervorzuheben, die es erlauben, diese Schichten von den höher liegenden Sedimenten abzutrennen.

Niderriedgraben: Dieser Graben mündet bei Pt. 703 (Koord. 589.730/181.850) auf der rechten Seite in die Sense. Da er hervorragend aufgeschlossen ist, konnte dort ein fast lückenloses Profil durch die «Bausandsteinschichten» aufgenommen werden. Von Pt. 703 bis auf Höhe 770 m trifft man ausschliesslich harte, kompakte Sandsteine.

Höhe 770 m

- | | | |
|-----|--------|---|
| 1) | 14,5 m | glaukonitische Sandsteine mit vereinzelt Geröllen. Feine Zwischenlagerungen von bläulichen Mergelsandsteinen. |
| 2) | 1,0 m | Verdeckung. |
| 3) | 0,2 m | Plattensandstein. |
| 4) | 0,2 m | bläuliche Sandmergel. |
| 5) | 0,5 m | Plattensandsteine. |
| 6) | 1,0 m | Verdeckung. |
| 7) | 8,0 m | bläulicher Sandstein, manchmal plattig ausgebildet. |
| 8) | 1,5 m | Verdeckung. |
| 9) | 1,5 m | idem 7. |
| 10) | 12,0 m | kompakte Sandsteine, die zwei kleine Wasserfälle bilden. |
| 11) | 0,5 m | Plattensandstein. |
| 12) | — | Verdeckung auf 50 m Länge. |
| 13) | 6,0 m | kompakter, bläulich-grüner Sandstein. |
| 14) | 1,0 m | Verdeckung. |
| 15) | 2,0 m | Wechsellagerungen von Sandsteinen und sandigen Mergeln. |

Einmündung des Mülihaltigrabens auf der linken Seite. Von dort an geht das Profil im Mülihaltigraben weiter.

- | | | |
|-----|-------|---|
| 16) | 7,0 m | grün-grauer, mittelkörniger, kompakter Sandstein, der manchmal Mergelknollen enthält. Zahlreiche Rippelmarken auf den Schichtflächen. |
| 17) | — | Verdeckung auf 20 m Länge mit erratischen Vallorcine-Konglomeratblöcken. |
| 18) | 8,0 m | glaukonitische Plattensandsteine mit eingelagerten, 10 cm dicken Mergelbändchen. |
| 19) | 0,4 m | schieferige Mergel. |
| 20) | 0,1 m | harter, bläulicher Sandstein. |
| 21) | 0,1 m | schieferige Mergel. |
| 22) | 4,0 m | grobkörniger, weicher, gelblicher Sandstein. |

Kleines Staubecken

- | | | |
|-----|---|--|
| 23) | — | Verdeckung bis zum Fussweg, der von Hinterfeld nach Niderriedli führt. |
| 24) | — | Verdeckung auf 30 m Länge. |

25)	3,0 m	grüner, mittelkörniger Sandstein mit eckigen Mergelknollen.
26)	1,2 m	Wechselagerungen von 0,2 m dicken Sandsteinschichten mit 0,1–0,2 m dicken bläulichen schieferigen Mergeln. Der kleine Wasserfall wird durch äusserst harte Sandsteine mit kleinen Quarzitzeröllen gebildet.
27)	2,0 m	idem 25.
28)	1,0 m	idem 26.
29)	1,0 m	glaukonitischer Sandstein.
30)	3,0 m	Wechselagerungen von schieferigen Mergeln und harten Sandsteinen. Bilden kleinen Wasserfall.
31)	1,5 m	glaukonitischer Sandstein.
32)	—	Verdeckung auf ca. 50 m Länge.
33)	5,0 m	Sandsteine, an der Basis noch plattig ausgebildet mit viel Glaukonit, die dann in einen gelblichen, grobkörnigen Sandstein übergehen, der einen kleinen Wasserfall bildet.
34)	5,0 m	feinkörniger Glaukonitsandstein. Oberste Schicht der Bausandsteine.

Einmündung des Mittlisriedgrabens von rechts in den Mülihaltligraben, Höhe 865 m.

Bei dieser Einmündung stossen wir auf einen sonderbar wenig verfestigten Mergelsandstein, der die Basis für die «Mergeligen Plattensandsteine» bildet.

Dieses Profil soll die Eintönigkeit der «Bausandsteine» zeigen. Es handelt sich um einen steten Wechsel von kompakten Sandsteinen mit plattigen Sandsteinen und Mergelhorizonten.

Wenn wir nun in der Senseschlucht südwärts wandern, so treten auf beiden Seiten der Schlucht dieselben Schichten auf, welche wir schon im Niderriedgraben angetroffen haben. Dies wird ermöglicht durch den südwärts abtauchenden Schenkel der Schwarzenburg-Antiklinale. Es ist jedoch nicht möglich, die einzelnen Schichten zu parallelisieren, da die Fazieswechsel sehr stark sind. So sieht man zum Beispiel kompakte Sandsteinbänke plötzlich in plattige Sandsteine übergehen. Eine kleine Veränderung im Faziesbereich innerhalb der «Bausandsteine» beobachtet man unterhalb Öschenholz (Koord. 588.900/180.000), wo man auffallend viele glaukonitische Sandsteine antrifft, deren Farbe oft stark ins Grünliche übergeht. Auch sind die Sandsteinbänke hier nicht mehr so mächtig wie im unteren Teil der Senseschlucht. Diese glaukonitischen Horizonte wurden auch im obigen Profil angetroffen. Wir nähern uns also wieder den obersten Schichten der «Bausandsteine».

Etwas unterhalb der Einmündung des «Graben» (Koord. 589.100/179.300) stösst die Sense auf die typische Grenzschicht zwischen den «Bausandsteinen» und den «Mergeligen Plattensandsteinen», die schon im Mülihaltligraben auf Höhe 865 m angetroffen wurden. Es bleibt noch zu erwähnen, dass man in der Senseschlucht zahlreiche fossile Holzstücke in den Sandsteinen findet. Sie liegen meistens in grobkörnigen Sanden, was vermuten lässt, dass sie aus Überschwemmungen von der nahen Küste her stammen. Meistens sind diese Holzstücke stark verkieselt und limonitisiert. Sie zeigen stets eine rostrote Farbe, die konzentrisch in Ringen angeordnet ist. Eigentliche Kohlenflözchen wurden nur selten gefunden.

Die ganze Senseschlucht wird von einem weit verzweigten Kluftsystem durchzogen. Es handelt sich fast immer um Längsklüfte, die SW–NE streichen, also ungefähr parallel zur heutigen Senseschlucht. Man müsste also annehmen, dass es sich um Entspannungs- und Sackungserscheinungen handelt. Dies wird jedoch von B. A. FRASSON (1947), der dieses Problem eingehend studierte, verneint, da man diese Klüfte auch ausserhalb der Schlucht findet. Wir müssen also annehmen, dass die heutige Sense von diesem schon bestehenden Kluftsystem beeinflusst wurde und sich nach ihm richtete. Im übrigen verweisen wir auf die Beschreibung von B. A. FRASSON (1947). Diese Klüfte verursachen jedes Jahr grosse Abstürze in die Senseschlucht. Dies geschieht vor allem im Frühling und nach langen Regenperioden. Durch diese Absackung wird die Senseschlucht dauernd verbreitert.

Nachdem nun die Senseschlucht und deren Zuflüsse beschrieben wurden, wollen wir noch kurz sehen, wie sich die «Bausandsteine» auf dem Plateau westlich der Sense verhalten. Es handelt sich hier nur um einige weitverstreute Aufschlüsse, denen man keine grosse Bedeutung zumessen kann. Bei Umbertschweni (Koord. 588.600/180.700) stösst man im Strässchen auf Höhe 850 m auf mittelkörnige, kompakte Sandsteine. Von diesen Sandsteinen wird auch der Hügel von Chleholz (Koord. 588/181) aufgebaut. Ein Aufschluss an der Kantonsstrasse Alterswil–Plaffeien, direkt unterhalb Wengliswil (Koord. 587.625/181.000), zeigt grobe bis mittelkörnige, glaukonitische Plattensandsteine. Dann haben wir noch einige Aufschlüsse im Bach westlich Rüti (Koord. 586.750/180.625, Höhe 795 m) und oberhalb Wolperwil (Koord. 585.000/181.325, Höhe 783 m). Es handelt sich immer um mittelkörnige Sandsteine, die manchmal auch plattig ausgebildet sind.

Unsere Beobachtungen über die «Bausandsteine» zusammenfassend, kommen wir zu folgenden Schlüssen:

- Vorherrschen der Sandsteine gegenüber den Konglomeraten und Mergeln.
- Die obersten Schichten der «Bausandsteine» sind stark glaukonithaltig und gehen sukzessive in die «Mergeligen Plattensandsteine» über.
- Alle Schichten sind mit Sedimentstrukturen durchsetzt, was auf bestimmte Ablagerungsbedingungen schliessen lässt.
- Ein weitverzweigtes SW–NE gerichtetes Kluftsystem durchzieht die Bausandsteinschichten und spaltet sie durch Querklüfte in mehr oder weniger grosse Blöcke auf.

B. «Mergelige Plattensandsteinschichten»

(= plattige, harte Sandsteine von B.A. FRASSON 1947)

Diese Schichten wurden von B.A. FRASSON (1947) dem Helvétien zugeteilt. Lithologisch jedoch gehören sie zweifellos der Sandstein-Formation an. Gut aufgeschlossen sind diese Schichten nur im oberen Teil der Senseschlucht und im Hältetlibach, der unterhalb der Guggersbachbrücke in die Sense mündet (Koord. 589.550/179.050). Es sind klastische Sedimente, vor allem feinkörnige Sandsteine und bläuliche Mergel, wobei die Mergel viel stärker hervortreten, als in den «Bausandsteinen».

Gesamthaft gesehen herrschten ruhige Sedimentationsbedingungen, die eine feinkörnige Ablagerung bewirkten. Konglomeratische Sandsteine sind äusserst selten. Besonders hervorzuheben ist das Abklingen der Sedimentstrukturen, wie Grossrippeln und Flaserstrukturen. Meist begegnet man der Horizontalschichtung, deren Schichtflächen durch Rippelmarken gekrönt sind.

Die Basis dieser «Mergeligen Plattensandsteine» wird durch eine 8–10 m mächtige, locker gepackte Sandsteinmergelbank gebildet, deren Verlauf auf dem ganzen Kartengebiet weitgehend verfolgt werden konnte. Da diese Schicht eine Art Leithorizont darstellt, möchten wir doch eine kurze lithologische Beschreibung geben.

Es handelt sich um einen mittelkörnigen Sandstein von grauer Farbe, der durch einen sehr lockeren Mergel von bläulicher bis grauer Farbe verkittet wird. Stellenweise findet man nussgrosse Ton- und Mergelknollen darin enthalten. Besonders auffallend sind die vielen kleinen Muskowitschüppchen. Schlammversuche haben ergeben, dass der Rückstand fast ausschliesslich von Quarzkörnern gebildet wird, die einen hohen Rundungsgrad aufweisen. Daneben trifft man auch viel Muskowit und Feldspäte. Die Schichtung ist immer horizontal in Bänken von 30–40 cm, ohne jegliche innere Sedimentstrukturen. Besonders auffallend sind die vielen Steinzyylinder, die diese Schicht in allen Richtungen durchstossen. Diese Lebensspuren lassen darauf schliessen, dass es sich hier um ein typisches Wühlsediment handelt, dessen Sedimentstrukturen durch lebende Organismen zerstört wurden. Aktuelle Beispiele von Verwühlungen finden wir heute in der Nordsee.

Meist tritt dieser Leithorizont gedoppelt auf. In der Sense tritt der erste Horizont etwas unterhalb der Einmündung des Grabens bei Koord. 589.100/179.300 auf. Die Mächtigkeit beträgt ca. 7 m. Darüber folgen gewöhnliche Sandsteine von 10 m Dicke. Der zweite Horizont beträgt etwa 5–6 m. Beide Horizonte sind absolut horizontal abgelagert worden und zeigen heute ein tektonisches Einfallen von 8° nach SE.

Von der Sense aus kann diese Leitschicht an der Senseschlucht NE bis in den Mülihaltligraben verfolgt werden. Da wir uns auf dem Südschenkel der Schwarzenburg-Antiklinale befinden, steigt die Schicht gegen NE in der Schlucht immer höher. Im Sensebett liegt dieser Grenzhorizont auf Höhe 738 m, im Schüriswandgraben auf Höhe 830 m (Koord. 589.350/180.500), im Graben unterhalb Chlini-Heid (Koord. 589.750/180.800) auf Höhe 860 m und in den «Heidflüe» (Koord. 590.000/181.250) auf Höhe 870 m. Im Mülihaltligraben trifft man den Horizont wieder gedoppelt auf 865 m Höhe.

Dieser Leithorizont kann auf ca. 2,5 km genau verfolgt werden. Seine Mächtigkeit bleibt konstant. Dies ist für Molasseverhältnisse ausserordentlich und lässt darauf schliessen, dass zu diesem Zeitpunkt im Molassemeer auf weite Strecken einheitliche Ablagerungsbedingungen herrschten. Wir werden noch sehen, dass dieser Leithorizont paläontologisch sehr wichtig ist.

Gegen Westen konnte diese Schicht nicht weiter verfolgt werden, da die Aufschlüsse fehlen. Doch beschreibt L. MORNOD (1949) in der Gegend von Bulle einen «grès à enclaves argileuses», den auch CH. EMMENEGGER (1962) in der Gegend von La Roche nachweisen konnte. Nach diesen beiden Autoren wäre diese Schicht typisch für oberes Burdigalien.

Als Hangendes dieses Leithorizontes findet man dann typische «Mergelige Plattensandsteine». Es ist ein stetiger Wechsel zwischen bläulichen Mergeln, die stark sandig sind, und plattigen Sandsteinen von 10–30 cm Dicke.

Die Schlämmanalysen der Mergel haben gezeigt, dass es sich um ausgesprochene Sandmangel handelt, die viele eckige Quarzkörner enthalten; daneben tritt auch Kalzit auf. Auf den Schichtflächen sieht man häufig Muskowitlamellen. Sehr typisch für diese Mergel sind die traubenartigen Pyritkonkretionen, die für eine autochthone Entstehung sprechen. Nach R. F. RUTSCH (1928, S. 28) bewirkt fein diffusierter Pyrit die blaue Färbung der Mergel. In den feinkörnigen Sandsteinen findet man häufig Glaukonit.

In der Senseschlucht halten diese «Mergeligen Plattensandsteine» bis zum Eintritt des Laubbaches in die Sense an (Koord. 589.750/178.325). Prachtvoll sind sie unterhalb der Einmündung des Hältetlibaches auf der rechten Seite der Sense aufgeschlossen. Man sieht dort schwach nach Süden fallende Sandsteine und Mergel. Die Sandsteine sind durchsetzt von Wabenverwitterungserscheinungen. In diesen Sandsteinen fand B. A. FRASSON (1947) den Zahn eines Rochen (*Trygon?*) sowie rohe Abdrücke von *Tapes*, *Cardium* und *Mastra*. Über diesem Sandstein folgen ca. 2 m bläuliche Mergel mit Steinzy lindern. Erst oberhalb der Einmündung des Laubbaches, wenige Meter unterhalb der Kontaktstelle zwischen Sandstein- und Kalchstätten-Formation, wird die Sedimentation wieder unruhiger. Es sind die ersten Anzeichen, die den tiefgreifenden Umwälzungen für die Ablagerungen der Geröllfazies vorausgehen.

Ein gutes Profil durch die «Mergeligen Plattensandsteine» konnte im Hältetligraben aufgenommen werden, das bis zur Basis der Kalchstätten-Formation reicht. Das Profil beginnt beim Eintritt des Baches in die Sense unterhalb der Guggersbachbrücke.

Höhe 760 m

- | | | |
|----|-------|--|
| 1) | 2,5 m | kompakte Sandsteine, sehr feinkörnig. |
| 2) | 4,5 m | plattiger Sandstein, sehr feinkörnig. Auffallend ist der fehlende Glaukonitgehalt. |
| 3) | 0,2 m | Verdeckung. |
| 4) | 1,0 m | kompakte Sandsteine. |
| 5) | 0,5 m | Verdeckung. |
| 6) | 3,0 m | kompakter Sandstein. |

Strassenbrücke

- | | | |
|-----|-----------|---|
| 7) | — | auf 30 m Länge Verdeckung. Auf beiden Seiten des Baches sind vorwiegend Plattensandsteine aufgeschlossen. |
| 8) | 4,0 m | mittelkörnige Sandsteine. |
| 9) | 1,0 m | Verdeckung. |
| 10) | 6,0 m | feinkörnige Plattensandsteine, mit 10 cm dicker Geröllschnur in der obersten Bank. |
| 11) | — | Verdeckung bis zur zweiten Strassenbrücke. |
| 12) | 7,5 m | bläulich-gelbe, mergelige Plattensandsteine mit Steinzy lindern. |
| 13) | — | Verdeckung auf 20 m Länge. |
| 14) | 13,0 m | gelblicher, feinkörniger Sandstein, plattig ausgebildet mit Steinzy lindern. |
| 15) | — | Verdeckung auf 20 m Länge. Sehr wahrscheinlich bläuliche Mergel. |
| 16) | 8,0 m | idem 14. |
| 17) | — | Verdeckung auf 30 m Länge, wahrscheinlich Mergel. |
| 18) | 1,5 m | Wechselagerungen von bläulichen Mergeln und Sandsteinen. |
| 19) | 15,0 m | dünnplattige Sandsteine mit einzelnen Mergelbänklein. |
| 20) | 0,4–1,0 m | kleingerölliges Kalkkonglomerat (= Basiskonglomerat der Kalchstätten-Formation). |

Höhe 830 m

Dieses Profil zeigt den auffallenden Reichtum an Steinzy lindern und sonstigen Lebensspuren, die auch CH. EMMENEGGER (1962) als typisch bezeichnet für seine «niveaux supérieurs de la série burdigalienne». Wir sehen auch, dass im unteren Teil des Profils noch häufig kompakte Sandsteine auftreten, während sie im oberen Teil ganz verschwinden.

Gegen NE ist dann diese Zone im oberen Teil der Bäche, die sich in die Sense ergiessen, überall gut aufgeschlossen. Manchmal führen die Sandsteine auch Muscheltrümmer, wie zum Beispiel unter dem Gehöfte Schützeren (Koord. 589.250/179.450, Höhe 820 m).

Sehr gut aufgeschlossen ist dann wieder der Mülihaltligraben, der uns ein vollständiges Profil durch die «Mergeligen Plattensandsteine» gibt. Dieses Profil bildet die Fortsetzung von demjenigen des Mülihaltligrabens («Bausandsteine», vgl. S. 15).

Höhe 865 m

- | | | |
|-----|-------|---|
| 1) | 7,0 m | locker gepackter mergeliger Sandstein mit vielen Steinzylindern, Ostrakoden und Foraminiferen. Leithorizont der «Mergeligen Plattensandsteine». Nach oben verhärtet er sich zusehends und geht langsam in plattige Sandsteine über. |
| 2) | 9,0 m | Glaukonitsandstein, plattig ausgebildet. |
| 3) | 4,0 m | idem 1, teilweise verdeckt. |
| 4) | 5,0 m | Plattensandsteine. |
| 5) | 1,5 m | Wechselagerungen von harten Sandsteinen und bläulichen Mergeln. |
| 6) | — | Verdeckung auf 15 m Länge. |
| 7) | 3,0 m | Wechselagerungen idem 5. |
| 8) | 0,6 m | bläuliche Mergel. |
| 9) | 0,2 m | harte Sandsteine. |
| 10) | 0,3 m | bläuliche Mergel. |
| 11) | 0,1 m | Sandsteine |
| 12) | 0,4 m | bläuliche Mergel. |
| 13) | 1,0 m | Wechselagerungen von dünnen Mergelbänklein und Sandsteinen. |
| 14) | 4,0 m | Grobsandstein mit Muschelbruchstücken. |

Weg

- | | | |
|-----|--------|--|
| 15) | — | Verdeckung auf 20 m Länge. |
| 16) | 10,0 m | Wechselagerungen von harten Sandsteinen und grauen Mergeln, wobei die Mergel vorherrschend sind. |

Einmündung eines Seitenbaches auf Höhe 900 m.

- | | | |
|-----|-------|---|
| 17) | 3,0 m | Plattensandstein. |
| 18) | 4,5 m | Wechselagerungen von Mergeln und Sandsteinen. |
| 19) | 1,5 m | harte Plattensandsteine. |
| 20) | — | Verdeckung auf 15 m Länge. |
| 21) | 4,0 m | Wechselagerungen von Mergeln und Sandsteinen, teilweise verdeckt. |
| 22) | 1,0 m | bläuliche Sandmergel. |
| 23) | 1,5 m | nussgrosse Gerölle (= Basiskonglomerat der Kalchstätten-Formation). |

Höhe 910 m

Wenn dieses Profil mit dem vorhergehenden verglichen wird, so sehen wir, dass die Mergellager bedeutend mächtiger geworden sind. Hier macht sich wieder eine laterale Faziesveränderung bemerkbar. Es scheint, dass gegen Osten hin die Mergel immer mehr zunehmen. Tatsächlich konnten westlich der Sense fast keine Mergel gefunden werden. Der letzte Mergelhorizont erscheint östlich Brünisried im Graben unterhalb der Kantonsstrasse (Koord. 588.500/178.600). Dort stehen Wechselagerungen von harten, feinkörnigen Sandsteinen und bläulichen, manchmal gelblichen Mergeln an. Die Aufschlüsse von «Steingrueba» (Koord. 587.100/179.100), Rechthalten, Mossholz (Koord. 585.100/178.100) und Entenmoos (Koord. 586.000/178.900) zeigen alle kompakte und plattige Sandsteine.

Am Schluss dieses Kapitels müssen wir noch kurz einen Blick auf die Gegend von Plasselb werfen. Dort hat sich die Ärgera (La Gérine) tief in die autochthone Molasse eingefressen und legt auch den oberen Teil der Sandstein-Formation bloss. Besonders gute Aufschlüsse liegen bei Bifig, NW von Plasselb (Koord. 585.325/176.375). Es handelt sich um alte Steinbrüche mit vorwiegend plattigen, fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen, die sehr wenig Glaukonit führen. Diese Plattensandsteine halten dort bis auf Höhe 920 m an, wo sie den Kontakt zur Kalchstätten-Formation bilden.

Weitere Aufschlüsse findet man am Ostaussgang des Dorfes Plasselb, ferner am rechten Ufer der Ärgera unterhalb March (Koord. 585.250/176.325) und auf der linken Seite der Ärgera, SE Muelers, wo sie nach Westen umbiegt.

Für die «Mergeligen Plattensandsteine» können wir folgende Schlussfolgerungen ziehen:

- Vorherrschen der Plattensandsteine und der bläulichen Sandmergel.
- Wenig Sedimentstrukturen. Hauptsächlich findet man die Horizontalschichtung.
- Viele Kriechspuren und Steinzylinder.
- Fazieswechsel von Osten nach Westen. Im Ostteil des Gebietes halten Sandsteine und Mergel sich ungefähr die Waage, während sich westlich der Sense fast nur plattige Sandsteine vorfinden.

4. Sedimentologie der Sandstein-Formation

Die stratigraphische Beschreibung der Sandstein-Formation brachte zum Ausdruck, dass die «Bausandsteine» und in gewissem Masse auch die «Mergeligen Plattensandsteine» sehr reich an Sedimentstrukturen sind. Es wurde schon viel über diese Strukturen in der Molasse geschrieben, aber meist wurde jede Struktur für sich behandelt und somit blieb deren Wert für eine paläogeographische Interpretation nur gering. Sedimentstrukturen sind in ihrer Gesamtheit zu betrachten, d.h. das Aufeinanderfolgen von Grossrippeln, Rippelmarken, Flaserschichtung usw. ist als eine unteilbare Einheit aufzufassen; jede dieser Strukturen ist innig mit der nächsten verbunden. Nur auf diese Weise können wir brauchbare Resultate für die Paläogeographie der Molasse erwerben.

An derartigen Versuchen hat es in den letzten Jahren nicht gefehlt. Vor allem kommt aber dieser Verdienst R. VAN DER LINDEN (1963) zu, der zum ersten Male die Sedimentstrukturen der Sandstein-Formation nördlich unseres Kartengebietes nach den neuesten Forschungsergebnissen an rezenten Meeresablagerungen untersuchte. Wir verweisen also – vor allem für den theoretischen Teil – auf die Dissertation VAN DER LINDEN.

Im folgenden werden wir eine kurze theoretische Beschreibung der angetroffenen Sedimentstrukturen und deren Bildungsmöglichkeiten geben. Im zweiten Teil werden wir diese Strukturen anhand von praktischen Beispielen in ihren Wechselwirkungen zu erklären versuchen.

A. Nomenklatur und Vorkommen der Sedimentstrukturen

Rippelmarken

Bei den Rippelmarken handelt es sich um mehr oder weniger rhythmische Ablagerungen von feinen Sedimenten, deren Wellenlänge kleiner als 0,3 m ist. Sie können symmetrisch oder asymmetrisch sein. In unserer Gegend sind sie fast immer asymmetrisch. Früher glaubte man allgemein, dass die asymmetrischen Rippelmarken durch Strömung hervorgerufen würden, während die symmetrischen Rippelmarken durch Oszillation des Wassers gebildet würden. Meeresforschungen haben aber gezeigt, dass dies nicht immer der Fall ist (REINECK 1963). Es ist daher äusserst schwierig, zwischen Strömungs- und Oszillationsrippeln unterscheiden zu wollen. Für Oszillationsrippeln spricht der Umstand, dass die Rippelkämme meistens lang ausgezogen sind und ziemlich geradlinig verlaufen. Bei Strömungsrippeln sind die Kämme viel kürzer und meistens sehr verschlungen.

In den Rippeltälern beobachtet man häufig Ablagerungen von organischem Detritus. Es handelte sich ursprünglich um Pflanzenblätter und eingeschwemmte Holzstücke, die wir heute als kohligen Detritus vorfinden.

Die Rippelmarken sind immer an feine Sedimente gebunden, d.h. sie deuten auf eine sehr ruhige Sedimentation hin, während welcher die Wasserbewegungen nur noch sehr schwach waren. Daher finden wir Rippelmarken mit Vorliebe in den horizontal geschichteten Sedimenten, deren einzelne Schichten immer durch Rippelmarken voneinander abgetrennt werden. In unserem Gebiet treten sie daher auch häufig innerhalb der «Mergeligen Plattensandsteine» auf. Diese Rippeln verlaufen dort sehr unregelmässig, was keine bevorzugte Strömungsrichtung erkennen lässt.

Rippelmarken kommen aber auch häufig an der Basis der Gross- und Riesenrippeln vor, wo sie senkrecht zu ihnen verlaufen (siehe VAN DER LINDEN 1963, Fig. 10). In dieser Form treten sie innerhalb der «Bausandsteine» auf. Daneben können Rippelmarken auch innerhalb der Flaser- und Linsenschichtung auftreten. Rippelmarken sagen grundsätzlich nichts über die Wassertiefe aus, in der sie gebildet wurden.

Grossrippeln

Unter Grossrippeln reihen sich diejenigen Rippeln, deren Wellenlänge zwischen 0,3 und 4,0 m liegt (J. HÜLSEMAN 1955). Sie bilden den Grossteil der Sedimentstrukturen der «Bausandsteine». Im Gegensatz zu den Rippelmarken sind sie immer asymmetrisch und nie mehr ganz erhalten. Was heute

in Erscheinung tritt, stellt immer nur die «fore-set-beds» und einen Teil der «bottom-set-beds» dar, während die «top-set-beds» stets von den überlagernden Rippeln erodiert wurden (Fig. 3). Innerhalb der Grossrippeln lassen sich verschiedene Schichten unterscheiden. Meist geht die Ablagerung folgendermassen vor sich: Grober–mittlerer–feiner Sand, anschliessend Silt. Diese vier Ablagerungstypen zusammen bilden eine Rippeleinheit. Mergel gelangen infolge der grossen Strömungsgeschwindigkeit

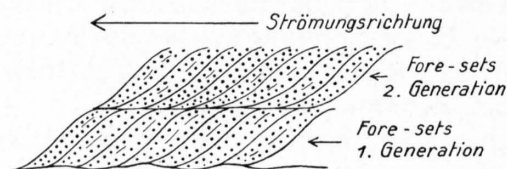


Fig. 3: Bildung der Grossrippeln.

gar nicht zur Ablagerung. Die grössten Korngrössen findet man immer in den «bottom-set-beds», weil dort die feinkörnigen Komponenten von der Strömung ausgewaschen werden. Das Vorkommen von Grossrippeln deutet auf sehr bewegte Sedimentationsverhältnisse hin. Sie treten vor allem in Küstennähe und in Deltas auf. Ein sehr schönes Beispiel von Grossrippeln lässt sich in den obersten Schichten der «Mergeligen Plattensandsteine» bei Koord. 589.800/178.250, am rechten Ufer der Sense, beobachten. Auf eine Distanz von ca. 150 m folgt dort Grossrippel auf Grossrippel, deren Wellenhöhe zwischen 15 und 30 cm liegt.

Riesenrippeln

Riesenrippeln haben eine Wellenlänge von mehr als 4 m. Die Wellenhöhe dieser Rippeln kann 6 m erreichen. Der Aufbau bleibt sich ungefähr gleich wie derjenige der Grossrippeln, doch sind ihre Masse viel grösser. In den «bottom-set-beds» finden wir fast immer sogenannte «Restgerölle» (lag gravels), die einen hohen Rundungsgrad aufweisen. Wegen ihres Gewichtes konnten sie von der Strömung nicht mehr erodiert werden und wurden deshalb in den Rippeltälern angereichert. Je nach Ursprung ist das Einfallen der «fore-set-beds» verschieden. In unserem Falle müssten die «fore-set-beds», die nach Süden einfallen, zu einer marinen Riesenrippele gehören, da sie sich von der See her gegen die Küste bewegte. Dies muss jedoch sehr vorsichtig interpretiert werden und darf nur postuliert werden, wenn noch andere Sedimentstrukturen vorhanden sind, die auf dieselbe Tatsache hinweisen.

Riesenrippeln werden vor allem bei Unwettern und Stürmen aufgeschüttet. Sie deuten auf eine grosse Strömungsgeschwindigkeit hin. In unserem Kartengebiet kommen Riesenrippeln ausschliesslich in den «Bausandsteinen» vor.

Flaserschichtung und Linsenschichtung

Wird das feine Sediment durch gröberes Sediment eingehüllt, so spricht man von Flaserschichtung. Das Gegenteil ist die Linsenschichtung (REINECK 1960). In unserem Gebiet treffen wir fast nur Flaserschichtung an, während die Linsenschichtung äusserst selten ist.

Nach REINECK (1958), VAN STRAATEN (1954) und HÄNTSCHEL (1936) kommen diese Strukturen vor allem in der Nordsee und auf seichten Plattformen vor. VAN DER LINDEN (1963, S. 30) erklärt sie folgendermassen: «Diese Sedimentstrukturen werden durch den Wechsel der Wasserbewegungen gebildet. Eine rasche Wasserbewegung bewirkt eine grobe Sedimentation, während eine langsame Bewegung nur feinkörniges Material zur Ablagerung bringt. Das grobkörnige Material lagert sich stets in Form von Rippeln ab. Wenn dann die Strömung ruhiger wird, lagern sich über diesen Rippeln Silte und Mergel in Horizontalschichtung ab, die die Rippeln vollständig zudecken. Wird dann die Strömung wieder stärker, so wird ein Teil des feinkörnigen Materials wegerodiert und es gelangen wieder Rippeln zur Ablagerung. Es ist also dieser stete Wechsel der Strömungsbewegungen, der diese Sedimentstrukturen hervorruft.»

Normalerweise trifft man die Flaserschichtung vor allem im Gezeitenbereich. Doch REINECK (1958) hat nachweisen können, dass man sie auch in Seen, in Meeresbecken ohne Gezeiten und in Flüssen findet. Diese Sedimentstrukturen erlauben es nicht, zu sagen, ob es sich um marine oder fluvio-terrestrische Ablagerungen handelt (VAN DER LINDEN 1963).

Geröllschnüre und Mergelknollen

Die Gerölle findet man als Schnüre häufig an der Basis der grobkörnigen Sandsteine. Meist sind es Gross- oder Riesenrippeln. Diese Gerölle bilden selten ein richtiges Konglomerat; sie werden fast immer von einer sandigen Matrix eingehüllt. Ihr Durchmesser ist nur gering (2–3 cm).

Petrographisch setzen sie sich hauptsächlich aus kristallinen Komponenten zusammen: grüne und rote Granite und sehr viel Quarzite. Daneben erkennt man auch rote und grüne Hornsteine, weisse Bianconekalke und zähe Flyschgesteine. Ohne Zweifel sind es Restgerölle, die durch Meeresströmungen weit verdriftet wurden.

Die Mergelknollen kommen meist an der Basis von Gross- oder Riesenrippeln vor. Wir haben nur selten gerundete Mergelknollen angetroffen. Oft sind sie in den groben Sandsteinen noch sehr eckig erhalten. Dieses Phänomen erklärt sich folgendermassen: Bei ruhigem Wasserstand lagerten sich Ton- und Mergelschichten ab. Infolge einer stärkeren Strömung kam es zu seitlichen Unterspülungen oder kleinen Rutschungen (slumps). Diese losen Mergelbrocken lagerten sich dann zusammen mit den groben Sanden und kleinen Geröllen ab. Mergelknollen deuten vielfach auf sekundäre Umlagerungen hin.

B. Beschreibung einiger kombinierter Sedimentstrukturprofile und deren Interpretation

Von allem Anfang an sei auf die Schwierigkeiten hingewiesen, die sich beim Studium fossiler Sedimentstrukturen entgegenstellen. Im Gegensatz zu rezenten Sedimentstrukturen, die man in dreidimensionaler Hinsicht betrachten und studieren kann, erscheinen fossile Sedimentstrukturen meist nur in zwei Dimensionen. Vielfach handelt es sich um Querschnitte parallel oder transversal zur Strömungsrichtung.

Darum ist es sehr gefährlich, über Strömungsrichtungen des Ursprungsmaterials und Ausmasse der Sedimentstrukturen Schlüsse ziehen zu wollen. Diese zweidimensionale Betrachtung der verschiedenen Sedimentstrukturen führte auch zu einer enormen Vermehrung bezüglich der sedimentologischen Nomenklatur. So wurden z. B., je nach Lage und Krümmung der einzelnen Schichtblätter der Rip-peln, verschiedene Namen angewendet: Kreuzschichtung, Fiederschichtung, Diagonalschichtung, Schrägschichtung usw. Meist handelt es sich aber immer um die gleichen Rippelstrukturen, nur ändert sich je nach dem Querschnitt die Struktur. Wir verweisen deshalb auf R. VAN DER LINDEN (1963), der das Aussehen der Rippelstrukturen in den verschiedenen Schnittrichtungen eingehend untersucht hat.

Im folgenden sind nun einige Profile aufgezeichnet, die in der Senseschlucht aufgenommen wurden. Es soll nicht nur eine Beschreibung der Strukturen sein, sondern gleichzeitig auch eine paläogeographische Interpretation. Fig. 4 zeigt ein sehr schönes Beispiel von einem vollständigen Zyklthem mit Rippelmarken, Grossrippeln und Flaserschichtungen.

Meist sind aber die angetroffenen Zyklen gar nicht vollständig. So findet man solche, die nur ein Aufeinanderfolgen von Flaser- und Horizontalschichtung zeigen. «Ob ein Zyklus vollständig wird oder nicht, hängt hauptsächlich von der Grösse der Subsidenz ab» (VAN DER LINDEN 1963). Dieses Phänomen wurde früher schon von folgenden Autoren beschrieben: WANLESS & WELLER (1932) für das Karbon, SHROCK (1948) und BERSIER (1954) für die Molasse.

Die Gross- und Riesenrippeln von Fig. 4 waren sehr wahrscheinlich fluviatilen Ursprunges. In Fig. 5 zeigen wir nun ein Beispiel von marinen Riesenrippeln.

In Fig. 6 zeigen wir noch einen Detailausschnitt aus Fig. 5. Es handelt sich um die Kontaktzone zwischen Flaser- und Horizontalschichtung (vgl. Quadrat auf Fig. 5). Dieser Detailausschnitt soll zeigen, wie komplex die einzelnen Schichten aufgebaut sind und dass die Mikroschichtung bis in

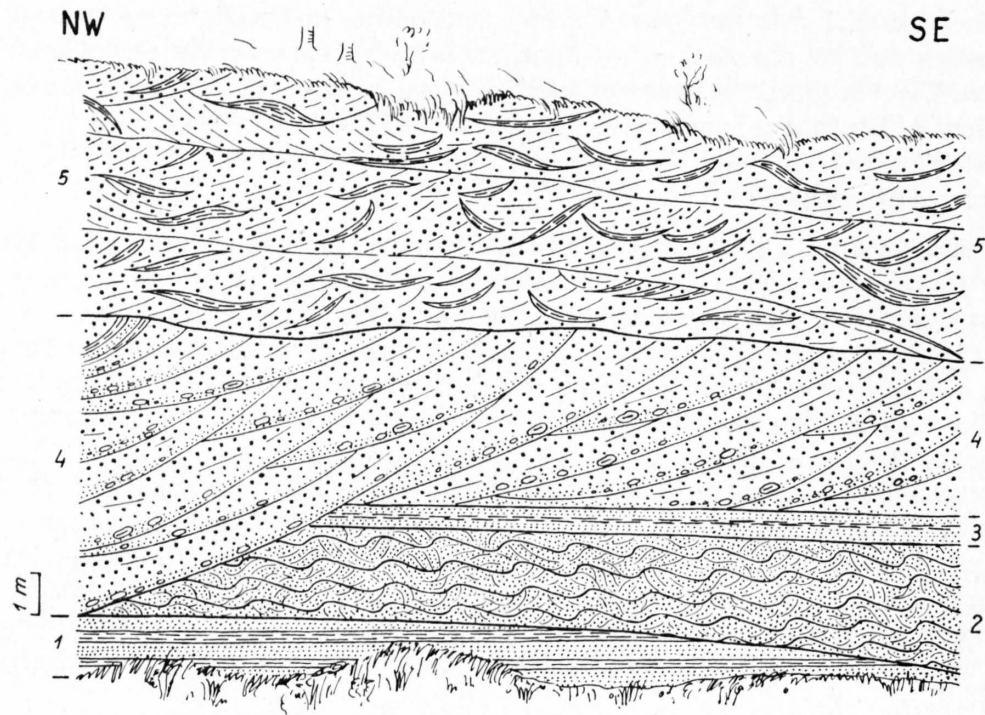


Fig. 4: Sandstein-Formation: Fluviale Riesenrippeln in der Senseschlucht (Koord. 589.750/181.950, Höhe 760 m).

1. Der Aufschluss beginnt mit sehr feinkörnigen Sandsteinen, die durch dünne Mergelschnüre voneinander getrennt sind. Mächtigkeit: $x + 1,0$ m.
2. Glaukonitische, feinkörnige Sandsteine mit wellenartiger Mikrostratifikation im Innern. Es handelt sich um Rippelmarken, die asymmetrisch ausgebildet sind. Die ganze Schicht ist absolut horizontal abgelagert. Mächtigkeit: 2,0 m.
3. Idem 1. Mächtigkeit: 0,4 m.
4. Konglomeratische Sandsteine in Form von Gross- und Riesenrippeln. Besonders an der Basis findet man häufig kristalline Gerölle. Mächtigkeit: 5,0 m.
5. Horizontal gelagerte, gelbe Sandsteine mit vielen Flasern, die aus mausgrauen Mergeln bestehen. Mächtigkeit: 5,0 m.

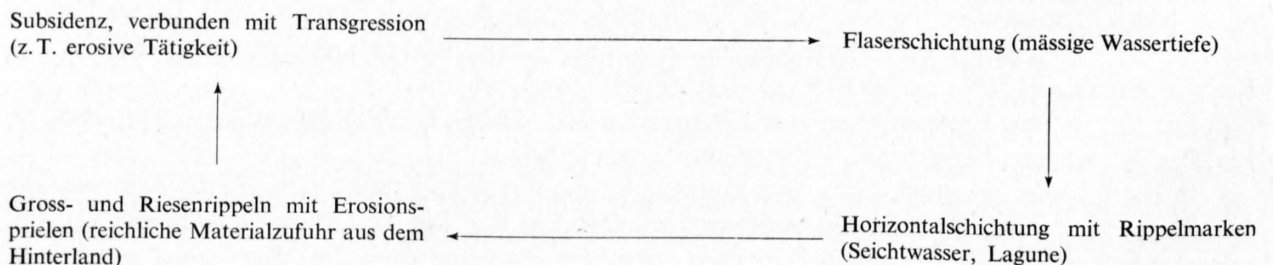
Paläogeographische Interpretation (vgl. Fig. 4)

Nrn. 1, 2 und 3 sind absolut horizontal abgelagert worden. Nach VAN DER LINDEN (1963) findet man solche Ablagerungen an seichten Stellen, nahe der Küste in einer Art «Lagune», die vom offenen Meer durch Sandbänke (offshore bars) abgetrennt wurde. In diesen «Lagunen» ist die Sedimentation äusserst ruhig und beinahe ungestört. Die Sedimentzufuhr dürfte nur gering gewesen sein, daher die feinkörnigen Ablagerungen. Die Rippelmarken wurden wahrscheinlich durch kleine Wellenbewegungen gegen die Küste hin hervorgerufen. Die Wassertiefe dürfte nur gering gewesen sein.

Durch klimatische Veränderungen (Nr. 4) wurde die Sedimentation nun plötzlich unruhiger. Die Küstenflüsse führten ihr terrigenes Material weit ins Meer hinaus, wo sich Gross- und Riesenrippeln bildeten. Durch diese Rippeln wurden die liegenden Schichten zum Teil durch Erosionspriele wegerodiert. Auf den fluvialen Charakter der Grossrippeln wird durch das Nord- und Nordwestfallen der «fore-set-beds» hingewiesen.

Durch eine eventuelle regionale Belastung der Sedimentmassen stellte sich eine gewisse Subsidenz ein, worauf eine kleine Transgression folgte. Durch diese Transgression nahm auch die Wassertiefe wieder zu, wobei sich die Flaserschichtung wieder in Horizontalschichtung einstellt. Somit würde ein neuer Zyklus beginnen.

Für die zyklische Sedimentation ergibt sich also folgendes Schema:



die Millimeterbereiche hineingeht. Man kann fast sagen, dass jede Schicht von irgendwelchen Sedimentstrukturen begleitet ist. Selbst in den horizontal gelagerten Sedimenten finden sich beim genauen Zusehen noch Mikrorippelschichtungen.

Dass es in der Molasse nicht nur Flaserschichtung, sondern auch Linsenschichtung gibt, soll Fig. 7 darstellen. Leider handelt es sich um einen abgestürzten Molasseblock, dessen Anstehendes nicht mehr ermittelt werden konnte. Es wäre indessen interessant zu wissen, ob die Linsenschichtung unter gewissen Umständen die Flaserschichtung ersetzen kann. Da die Hüllmasse aus feinkörnigen Sedimenten besteht, muss man annehmen, dass die Ablagerung in einem sehr ruhigen Milieu vor sich

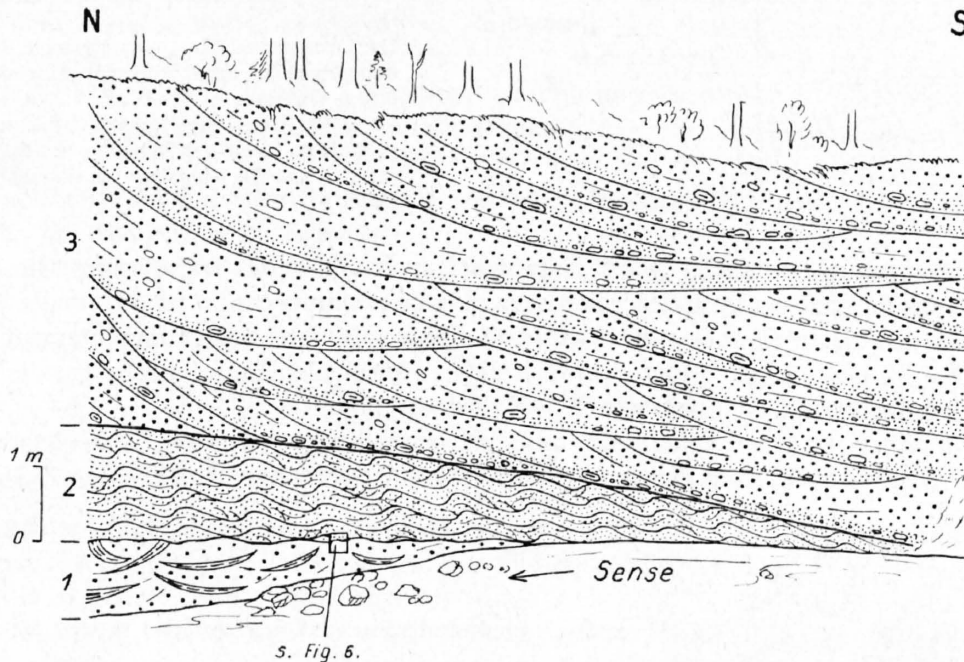


Fig. 5: Sandstein-Formation: Marine Riesenrippeln in der Senseschlucht (Koord. 589.700/101.875, Höhe 703 m).

1. Flaserschichtung: 1–2 cm dicke Mergelfasern werden durch grobe, glaukonitische Sandsteine eingehüllt. Die Fasern fallen sowohl nach Norden als auch nach Süden ein. Mächtigkeit: $x + 1,0$ m.
2. Bläulicher, mergeliger Sandstein, sehr feinkörnig ausgebildet. Jede Schicht ist durch Rippelmarken von der anderen abgetrennt. In den Rippeltälern lassen sich immer Ablagerungen von kohligem Detritus nachweisen. Im Innern der Schichtlein tritt nochmals eine Mikrostratifikation auf. Mächtigkeit: 1,5 m.
3. Riesenrippelschichtung: Der ganze Schichtkomplex bildet eine grosse Riesenrippe, dessen einzelne Schichtblätter Grossrippeln darstellen. Die «bottom-set-beds» sind an der Basis noch aus feinkörnigem Material aufgebaut, die vereinzelte, nuss-grosse Gerölle enthalten. In den höheren Schichten wird dann das Sediment zusehends gröber und enthält viele isolierte Gerölle und Mergelknollen. Mächtigkeit: 4,5 m.

Paläogeographische Interpretation (vgl. Fig. 5)

Nr. 1 stellt wieder eine typische Flaserschichtung dar, die in einer gewissen Tiefe gebildet wurde. Bevor sich die Flaserschichtung einstellte, hat wahrscheinlich eine Absenkung stattgefunden, die eine Transgression hervorrief. Der abgesunkene Teil wurde nun langsam wieder mit Sedimenten zugefüllt. Die Sedimentation beruhigte sich immer mehr, und es gelangten nur noch feinkörnige Materialien zur Ablagerung (Nr. 2).

Zeitweise bildeten sich nun durch Wind- und Meeresströmungen Sandkörper, die gegen die Küste wanderten. Diese Sandkörper sind die Riesenrippeln (Nr. 3). VAN DER LINDEN (1963) schreibt dazu: «Dass es sich um marine Riesenrippeln handelt, wird durch das südliche Einfallen der 'fore-set-beds' bewiesen. Ausserdem beobachtet man keine starken Erosionserscheinungen an der Rippelbasis.»

Es stimmt tatsächlich, dass in unserer Figur fast keine Erosion besteht zwischen den Nummern 2 und 3. Die Strömungsgeschwindigkeit bei der Ablagerung der Sedimente dieser Riesenrippeln ist nur gering. «Wenn die Strömungsgeschwindigkeit zu gross wird, so werden diese Sandbänke (offshore bars) wieder vollständig zerstört» (VAN DER LINDEN 1963). Dies gibt uns einen Anhaltspunkt dafür, dass die Molassesedimente wahrscheinlich unzählige Male erodiert und wieder sedimentiert wurden, bis sie dann unter besonderen Umständen definitiv begraben wurden.

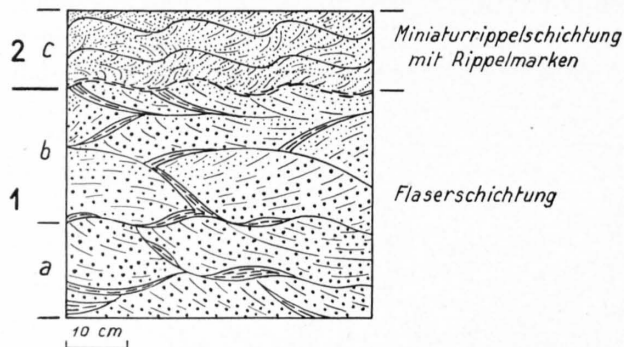


Fig. 6: Detailausschnitt aus Fig. 5.

- a) Unterer Teil der Flaserschichtung. 2–3 cm dicke Mergelbänklein von bläulicher Farbe (manchmal auch Mergelknollen) werden von groben, glaukonitischen Sandsteinen eingehüllt, deren Dicke ungefähr 20 cm erreicht. Die „fore-set-beds“ fallen alle mit 20–30° nach Süden ein.
- b) Oberer Teil der Flaserschichtung. Dicke ca. 20 cm. Hier ist das Material schon bedeutend feiner geworden. Grüne, feinkörnige Sandsteine hüllen bläuliche Mergeläckerchen ein, die nur wenige Millimeter dick sind. Die Schichtblätter fallen nach beliebigen Seiten ein.
Der Übergang zu Niveau c) wird durch Rippelmarken gekennzeichnet, deren Wellenlänge zwischen 0,07 und 0,10 m schwankt.
- c) Unterstes Niveau der Horizontalschichtung mit Rippelmarken. Es handelt sich um einen bläulichen Mergelsandstein. Die Rippelmarken sind sehr klein ausgebildet.

ging. Es scheint also nicht ganz klar, wieso da plötzlich grobes Material hinzu kommt. Besonders die Rippelschichtung der grobsandigen Linsen ist schwierig zu erklären.

Zum Abschluss dieses Kapitels zeigen wir noch eine kombinierte Schichtung in einem Profil von 20 m Höhe (Fig. 8). Diese Figur bringt eigentlich nichts Neues, aber sie zeigt sehr gut die Aufeinanderfolge der Sedimentstrukturen innerhalb der «Bausandsteine».

In Figur 8 haben wir einen vollendeten und einen unvollendeten Zyklus. Der vollendete Zyklus besteht aus Grossrippeln, Flaserschichtung und Horizontalschichtung. Beim zweiten Zyklus wurden

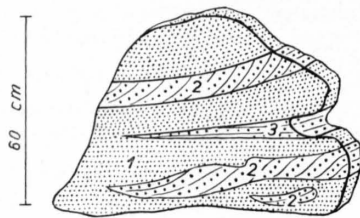


Fig. 7: Sandstein-Formation: Linsenschichtung in der Senseschlucht.

1. Siltig-mergelige Grundmasse, absolut horizontal geschichtet.
2. Rippelartig geschichtete Linsen aus groben Sandsteinen.
3. Horizontal geschichtete, grobsandige Linse.

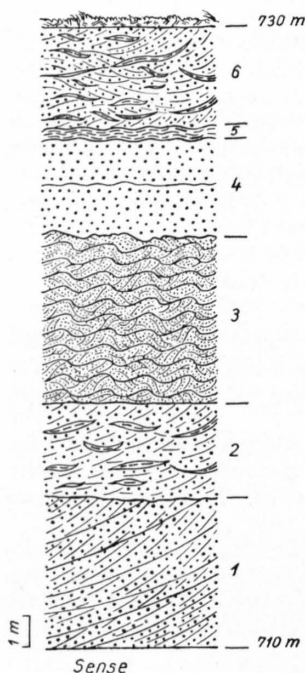


Fig. 8: Sandstein-Formation: Sedimentstrukturenprofil in der Senseschlucht, unterhalb Ober Maggenberg, Höhe 710 m.

1. Grober Sandstein mit Grossrippelschichtung. Die Rippeln fallen 35–45° nach SE.
2. Grobsandstein mit Flaserschichtung.
3. Fein- bis mittelkörnige Sandsteine mit ganz dünnen Zwischenlagerungen von Mergeln. Horizontalschichtung mit Rippelmarken.
4. Mittel- bis grobkörnige Sandsteine ohne sichtbare Schichtung.
5. Bläuliche Sandmergel.
6. Grobsandstein mit Flaserschichtung.

die Grossrippeln nach der Subsidenz wieder vollständig erodiert und als Flaserschichten abgelagert. Auch VAN DER LINDEN (1963) nannte mehrere solche Beispiele aus der Molasse.

Zusammenfassend lässt sich über die Sedimentstrukturen der Sandstein-Formation folgendes aussagen:

- Diese Sedimentstrukturen treten vor allem in den «Bausandsteinen» auf: In den «Mergeligen Plattensandsteinen» wurden nur Rippelmarken und Grossrippeln festgestellt. Flaserschichtung wurde dort nie beobachtet. Ferner fehlen Mergelknollen und Geröllschnüre.
- Das allgemeine Ablagerungsmilieu der Sandstein-Formation dürfte brackisch-marin gewesen sein. Ein Hinweis sind die marinen Flaserschichten und Grossrippeln. Doch kam es innerhalb der «Bausandsteine» zeitweise zu mächtigen Vorstössen von fluvio-terrestrischen Sedimenten in Form von Riesenrippeln.
- Durch diese fluvio-terrestrischen Vorstösse wurden gewaltige Sandkörper abgelagert, was zu ruckartigen Subsidenzbewegungen führte, wodurch die marinen Verhältnisse wieder zurückkehrten.
- Die Sedimente der Sandstein-Formation wurden wahrscheinlich viele Male umgelagert, bis sie definitiv zur Ablagerung gelangten.
- Das Ineinandergreifen von marinen und fluviatilen Ablagerungen weist darauf hin, dass das Untersuchungsgebiet während dieser Zeitspanne in einer Küstenregion gelegen war.

5. Paläontologie und Alter der Sandstein-Formation

A. Paläontologie

Die Sandstein-Formation ist grösstenteils ausgesprochen steril. Makrofaunen konnten überhaupt keine gefunden werden. Nur in den Gesteinsdünnschliffen von groben Sandsteinen kommen zeitweise kleine Schalenfragmente von Lamellibranchiaten vor.

Im Leithorizont zwischen den «Bausandsteinen» und den «Mergeligen Plattensandsteinen» treten häufig Steinzylinder auf. Diese Steinzylinder weisen keine bestimmte Richtung auf, meist stecken sie aber senkrecht zur Schichtung im Sediment. Wir haben schon darauf hingewiesen, dass es sich hier um Spuren von Wühltieren handelt, die ganze Ablagerungen entschichten können.

Häufiger als die Makrofauna ist die Mikrofauna. Die meisten Dünnschliffe von Sandsteinen zeigen Foraminiferenfragmente. Ein schönes Fossilager von Ostrakoden und Foraminiferen wurde im Mülihaltligraben auf Höhe 865 m entdeckt (Koord. 590.450/181.375). Es handelt sich dort um den Leithorizont zwischen den «Bausandsteinen» und den «Mergeligen Plattensandsteinen». Die Fossilien wurden durch Schlämmen isoliert.

Die Bestimmung der Ostrakoden wurde in verdankenswerter Weise von Dr. H. J. Oertli (Pau) durchgeführt. Sie ergab folgendes (Sc. 14):

Cytherella sp.
Cytherelloidea aff. *variopunctata* (LIENENKLAUS)
Pontocypris sp.
Xestoleberis sp.
Leptocythere cf. *foveolata* (MOYES)
Loxoconcha punctatella (REUSS)

Loxoconcha sp.
Aurila cicatricosa (REUSS)
Ruggieria tetraptera cf. *bicostata* (MOYES)
Pterygocythereis sp.
Quadracythere sp.
Costa sp.

Alter: Miozän (mögliches Helvétien). Nach Dr. H. J. Oertli handelt es sich um eine der reichhaltigsten Ostrakodenfundstellen in der Schweizer Molasse. Im Gegensatz zu den Ostrakoden vom Imihubel, die gewisse brackische Einflüsse aufweisen, sind die unsrigen typische litoral-marine Organismen. Wir finden hier die Bestätigung, dass die «Mergeligen Plattensandsteine» eine rein marine Ablagerung darstellen. Dies ergab sich schon aus den Sedimentstrukturanalysen (Fehlen von fluviatilen Riesenrippeln).

Die Foraminiferen, die aus dem gleichen Fossilhorizont entstammen wie die Ostrakoden, sind sehr schlecht erhalten. Sie wurden zur Bestimmung Dr. C. W. Drooger (Utrecht) vorgelegt. Es konnten nur wenige Arten bestimmt werden, die sich aber für die Altersfrage als wertlos erwiesen (Sc. 14):

Elphidium flexuosum (D'ORBIGNY)
Cibicides lobatulus (WALKER & JACOB)
Cibicides pseudoungerianus (CUSHMAN)

Ammonia beccarii (LINNÉ)
Halpophragmoides sp.

B. Alter der Sandstein-Formation

Die Bestimmung der Fossilien hat uns kein genaues Alter für diese Formation angegeben. Es lässt sich aber mit Bestimmtheit sagen, dass es sich grösstenteils um marines Miozän handelt.

Als Liegendes der Sandstein-Formation haben wir sicher nachgewiesene Süsswassermolasse des «Aquitaniens». Als Hangendes tritt die Kalchstätten-Formation auf, deren Fossilbänke auf marines Miozän hinweisen. Der untere Teil der Sandstein-Formation («Bausandsteine») stellt wohl den Übergang von den Süsswasserschichten des Oligozäns zu den marinen Schichten des Miozäns dar. Der obere Teil der Sandstein-Formation («Mergelige Plattensandsteine») entspricht wohl sicher dem marinen Teil des Miozäns. Wir weisen daher die «Bausandsteine» dem Burdigalien zu, währenddem für die «Mergeligen Plattensandsteine» oberes Burdigalien oder mögliches unteres Helvétien in Frage kommt. Die Ostrakoden weisen eher auf Helvétien hin.

Es stellt sich hier die grosse Frage, wo die Grenze zwischen diesen beiden Stufen liegt. R. F. RUTSCH und seine Mitarbeiter trennten das Burdigalien durch den lithologischen Horizont der Ulmiz-Nagelfluh vom Helvétien ab. Nach R. F. RUTSCH (1933) keilt diese Ulmiz-Nagelfluh westlich des Schwarzwassers aus. B. A. FRASSON (1947) war dann der Meinung, dass eine quarzitreiche Gerölllage am Pfad von Flühweid zur Sense hinunter, westlich von Riedstätt, der Ulmiz-Nagelfluh gleichzusetzen wäre. Nach dieser Abgrenzung wären die obersten Schichten der «Bausandsteine» und die «Mergeligen Plattensandsteine» bereits dem Helvétien zuzuweisen. Unsere Ostrakoden weisen darauf hin, dass dies vor allem für die «Mergeligen Plattensandsteine» stimmen würde, doch wäre es mit dieser Grenzziehung in unserem Gebiet nicht möglich, zwischen Burdigalien und Helvétien zu unterscheiden. Wir haben es daher vorgezogen, die geologische Karte nach lithologischen Formationen zu erstellen, was eine einfache Kartierung auf weite Strecken erlaubt.

Unserer Meinung nach ist es verfehlt, in der Molasse zwischen Burdigalien und Helvétien unterscheiden zu wollen. Es wäre sinnvoller, den ganzen Komplex in die Obere Meeresmolasse zu stellen, die dann in lithologische Formationen aufgeteilt werden kann.

6. Vergleiche mit den Nachbargebieten

Im Westen unseres Gebietes setzt sich die Sandstein-Formation im «Burdigalien» von CH. EMENEGGER (1962) fort. Unsere «Bausandsteine» entsprechen dort den «niveaux moyens de la série burdigalienne», während die «Mergeligen Plattensandsteine» homolog den «schistes marno-gréseux» sind. Im NE finden wir die «Bausandsteine» unter dem gleichen Namen, den auch R. F. RUTSCH (1947) und B. A. FRASSON (1947) verwendete. Die «Mergeligen Plattensandsteine» entsprechen dort den «Plattigen harten Sandsteinen» und den «Glaukonitischen Sandsteinen».

Östlich der Aare findet die Sandstein-Formation ihre Fortsetzung in den Luzerner Sandsteinen.

II. Kalchstätten-Formation

Mit der Kalchstätten-Formation beginnt nun das eigentliche Geröll-Schüttungsgebiet. Schon morphologisch ist diese Schüttung gut sichtbar. Während die Sandstein-Formation sanfte und abgerundete Hügel bildet, treten die Konglomeratbänke reliefartig hervor und bauen rund um das Guggisberg-Gebiet mehrere Terrassen auf.

Auch lithologisch gesehen ist die Kalchstätten-Formation keineswegs mehr so monoton wie die Sandstein-Formation, denn sie weist sowohl lateral als auch vertikal starke Fazieswechsel auf. Diese mächtigen Geröllmassen wurden von Küstenflüssen ins Meer verfrachtet und bildeten mächtige Schotterdecken. Sobald wir uns von der Hauptachse des Deltas entfernen, werden die Gerölle sofort kleiner. Dies ist die Hauptursache für den raschen Fazieswechsel innerhalb der Kalchstätten-Formation.

Im Untersuchungsgebiet können zwei Schuttfächer unterschieden werden, die sich zeitweilig stark überschneiden:

- *Guggisberg-Schuttfächer*. Er bildet vor allem das Guggisberg-Massiv und dringt im Höhepunkt seiner Schüttungsperiode weit nach Osten vor. Kennzeichnend für diesen Schuttfächer ist die grobe Kalknagelfluh.
- *Emmental-Schuttfächer*. Dieser Schuttfächer tritt von SE her in das Kartengebiet ein. In seiner grössten Ausdehnung erreicht er ungefähr die Sense, zieht sich aber durch das Überhandnehmen des Guggisberg-Schuttfächers immer mehr nach SE zurück. Er dürfte etwas älter sein als derjenige vom Guggisberg, denn an der Gibelegg setzt er viel tiefer ein als die Guggisberg-Nagelfluh. Kennzeichnend für ihn ist die polygene Quarzitnagelfluh.

Ausserhalb dieser Hauptschüttungszentren liegen nun Gebiete, in denen die Sedimentation nur wenig von den Schuttfächern beeinflusst wurde. So treten westlich der Sense in der Gegend von Oberschrot (NW von Plaffeien) Konglomerate nur spärlich auf, um so häufiger sind aber grobe Sandsteine, die die Geröllbänke ersetzen. Ähnlich liegen die Verhältnisse zwischen Gambach (Koord. 595.825/181.000) und der Biberze (Koord. 599.000/181.625). Zwar kommen dort Konglomerate (meist Mischschotter der beiden Geröll-Schuttfächer) noch ziemlich häufig vor, doch ist ihre Mächtigkeit stark reduziert. An ihre Stelle treten konglomeratische Sandsteine und bunte Mergel.

Innerhalb der Kalchstätten-Formation wurden auf der Nordseite des Guggisberg-Gebietes folgende Glieder unterschieden (von oben nach unten):

Kalchstätten-Formation	{	Austernnagelfluh
		Pfadflüe-Konglomerat
		Mergel und Sandsteine
		Basiskonglomerat

Diese vier Schichtglieder sind starken Fazieswechseln unterworfen. So wird z. B. das Pfadflüe-Konglomerat auf der Südseite der Gegend von Guggisberg so mächtig, dass es das Basiskonglomerat und die «Mergel und Sandsteine» vollständig verdrängt. Andernteils ersetzen westlich der Sense die «Mergel und Sandsteine» vollständig das Pfadflüe-Konglomerat.

1. Mächtigkeit

Die Mächtigkeit der Kalchstätten-Formation ist starken Schwankungen unterworfen. Dies beruht auf zwei Ursachen:

- In einem Deltagebiet treten die grössten Mächtigkeiten im Zentrum auf.
- Das Untersuchungsgebiet liegt hauptsächlich auf der Südseite der Schwarzenburg- und Riggisberg-Antiklinale. Die Achsen dieser Antiklinalen tauchen stark nach NE ab. Somit fielen die Schichten im SW des Gebietes viel stärker der Erosion zum Opfer als diejenigen im NE.

Anhand der geologischen Profile ergibt sich in der Gegend von Oberschrot eine Mächtigkeit von ca. 200 m, im Zentrum des Deltas beim Guggershorn ca. 450–550 m und an der Gibelegg ca. 350 m.

2. Lithologie der Kalchstätten-Formation

Viele Gesteinstypen, die in der Kalchstätten-Formation vorkommen, sind uns schon in der Sandstein-Formation begegnet (vor allem die Sandsteine). Es werden daher nur diejenigen Gesteine beschrieben, die in der Sandstein-Formation nicht angetroffen wurden.

Konglomerate: Wie schon früher angedeutet wurde, bilden die Konglomerate die Hauptmasse der Sedimente innerhalb der Kalchstätten-Formation. Diese Konglomerate stellen im Untersuchungsgebiet ganz besondere Probleme. Sie wurden daher einer speziellen Untersuchung unterzogen (vgl. S. 53), über die in einem späteren Abschnitt berichtet werden soll. Vorliegend seien nur einige grundlegende Gedanken über die Konglomerate geäußert.

F.J. PETTJOHN (1951) gibt folgende Definition für die Konglomerate und Brekzien: «Ein Konglomerat ist ein klastisches Gestein, das aus gerundeten Fragmenten von über 2 mm zusammengesetzt ist. Wenn die Fragmente nicht gerundet sind, so spricht man von Brekzien.» Nach dieser Definition handelt es sich bei uns immer um Konglomerate, denn die Gerölle sind stets mehr oder weniger gerundet. Nach F.J. PETTJOHN (1951) sind alle Konglomerate des Untersuchungsgebietes polymiktisch, d.h. die Gerölle setzen sich aus sedimentären, metamorphen und eruptiven Gesteinen zusammen, und die Matrix wird durch einen feldspatreichen Sandstein gebildet (F.J. PETTJOHN, S. 205, Tafel 51). Innerhalb dieser polymiktischen Konglomerate können wir nun zwei Typen unterscheiden:

Kalknagelfluh: Sie ist charakteristisch für den Guggisberg-Schuttfächer. Mit wenigen Ausnahmen bildet sie die Gesamtheit der Konglomerate westlich des Gambaches.

Quarzitnagelfluh: Sie ist das Leitkonglomerat des Emmental-Schuttfächers. Ihr Auftreten beschränkt sich vor allem auf den Ostteil des Kartengebietes.

Über die petrographische Zusammensetzung geben die Geröllzählungen Auskunft (vgl. S. 60). Wir möchten hier nur noch auf die Ausbildung der Matrix zu sprechen kommen. Die Matrix der Konglomerate ist sehr mannigfach zusammengesetzt. Doch gilt als allgemeine Regel, dass das Bindemittel petrographisch aus den gleichen Bestandteilen besteht wie die Gerölle. Wenn dies der Fall ist, handelt es sich meist um arkoseartige, grobe bis konglomeratische Sandsteine, deren Farbe auffallend hell ist. Diese Art von Sandsteinen stellt ein äusserst hartes Bindemittel dar, und es ist daher schwierig, aus diesen Konglomeraten einzelne Gerölle herauszulösen. Manchmal ist dieses Bindemittel rötlich verfärbt und überträgt sich auch auf die Aussenseite der Gerölle. Dies kann deutlich an der Basis der steilen Konglomeratwand von Buechwald im Laubbach bei Koord. 593.000/178.130, Höhe 1000 m, beobachtet werden. Diese Rotfärbung dürfte auf Eisenlösungen zurückzuführen sein. Als eigentliches Kittungsmittel kommt immer Kalzit in Frage, der manchmal in Lamellen auskristallisiert ist.

Nun gibt es aber auch Konglomerate, in denen die Matrix keineswegs mit den Geröllen übereinstimmt. Es handelt sich dabei um ein sandiges, manchmal mergeliges Bindemittel von grau-grünlicher Farbe mit viel Muskowit. Dieses Bindemittel ist sehr locker, und die Gerölle fallen leicht heraus. Meist nimmt es viel mehr Platz ein als die Gerölle, die darin unregelmässig verteilt sind. Der Geröllanteil kann soweit zurückgehen, dass sich eigentliche Sandsteinschmitzen bilden. Solche Bindemittel trifft man vor allem auf der Südseite vom Guggisberg-Massiv. Im Emmental-Schuttfächer konnten wir es nie beobachten. Eindrückliche Aufschlüsse von Konglomeratbänken mit diesem Bindemittel treten am Strässchen über den Laubbach auf Höhe 1060 m (Koord. 593.230/178.200) und an der Strasse nach Schwarzenbühl, oberhalb Riffenmatt (Koord. 593.750/178.540, Höhe 1140 m), auf. Über die paläogeographische Bedeutung dieser Matrix gibt S. 56 Auskunft.

Sandsteine: Auf die Arten, die schon bei der Sandstein-Formation besprochen wurden, wird hier nicht mehr eingegangen. Auch innerhalb der Kalchstätten-Formation kommen alle Korngrößen von Sanden vor. Gesamthaft gesehen kann man jedoch sagen, dass die grobkörnigen Arten vorherrschen. Dies hängt generell mit der grobklastischen Ausbildung dieser Formation zusammen.

Vor allem zwei Vertreter der Sandsteine sind charakteristisch für die Kalchstätten-Formation.

Helle, grobkörnige, konglomeratische Sandsteine: Sie treten häufig in den höheren Schichten der Formation auf und sind meist innig mit den Konglomeraten vergesellschaftet, indem sie den Übergang zwischen gewöhnlichen Sandsteinen und den eigentlichen Konglomeraten bilden.

Ihre Farbe ist oft sehr hell, kann aber auch ins Rötliche übergehen, was besonders auf der Südseite des Guggisberg-Massives der Fall ist. Die Härte dieser Sandsteine ist sehr gross. Im Aufschluss stellen sie oftmals dickbankige Schichten bis zu 1 m dar. Im Innern konnte fast nie eine Stratifikation festgestellt werden. Eine Dünnschliffuntersuchung ergibt folgenden Befund:

In einer kalzitischen Grundmasse schwimmen grosse, eckige Quarzkörner, teils mit schönen Korrosionserscheinungen. Feldspat ist meist nur spärlich vertreten. Dagegen sind kleine Kalktrümmer mit gut erhaltenen Calpionellen und Bruchstücke aus feinkörnigen, glaukonitischen Flyschsandsteinen sehr häufig. Glimmer ist sehr selten. Offenbar war die Strömung zu gross und hat die leichten Glimmerblättchen ausgeschwemmt.

Bläuliche, mittelkörnige Sandsteine: Ihr Vorkommen ist nicht sehr stark verbreitet, doch sind sie typisch für die Kalchstätten-Formation.

Es handelt sich um bläuliche, mittelkörnige Sandsteine, die in Schichten von 10–20 cm Dicke vorkommen. Dazwischen sind oft grau-blaue Schiefermergel eingelagert. Oft beobachtet man in diesen Sandsteinen Einschlüsse von Mergelknollen, die auf eine Erosion tieferliegender Mergelschichten hindeuten. Gute Aufschlüsse von diesem Typ stehen beim Eintritt des Gouchitsgrabens in die Sense (Koord. 589.875/177.400) und rechts der Strasse nach Stössi (Koord. 597.600/182.000) an. Das mikroskopische Bild sieht folgendermassen aus:

Kleinere und grössere, eckige Quarzkörner schwimmen in einer kalzitischen Grundmasse. Sehr häufig sind auch Feldspäte. Alle Mineralkörner liegen mehr oder weniger parallel den Schichtflächen. Glaukonit kommt selten vor. Auch Glimmer konnten nur wenige festgestellt werden.

Mergel: Besonders die untersten Schichtglieder der Kalchstätten-Formation enthalten viele Mergelbänke, deren Mächtigkeit von Westen nach Osten zunimmt. Petrographisch können zwei Mergelarten unterschieden werden:

Bläuliche, schieferige Mergel: Ihre Farbe ist bläulich, kann aber manchmal auch ins Grünliche übergehen. Meist sind sie schieferig ausgebildet und formen zentimeterdicke Bänke, deren Härte sehr unterschiedlich ist. Auf den Schichtflächen lagern häufig Muskowitschüppchen. Beim Schlämmen bleibt immer ein hoher Quarzgehalt zurück. Sehr oft enthalten diese Mergel traubenartige Pyritkonkretionen und Foraminiferen. Diese Mergelart kommt vor allem auf der Nordseite des Guggisberg-Massives und am Hügel von Oberschrot vor. Durch ihren Foraminiferengehalt ist sie ein typisches Anzeichen für marine Einflüsse.

Gelb-braune Mergel: Ihre Farbe ist meist intensiv gelb-braun. Petrographisch gleichen sie stark den bläulichen Mergeln, doch sind sie nie schieferig ausgebildet, sondern kommen immer als kompakte Masse vor. Auch fehlen bei ihnen die traubenartigen Pyritkonkretionen und Foraminiferen. Es handelt sich wahrscheinlich um Süßwasserschichten. Mit Vorliebe treten sie auf der Südseite der Gibelegg und des Guggisberg-Massives auf. Westlich der Sense konnten keine solche Vorkommen nachgewiesen werden. Die ersten Aufschlüsse findet man östlich der Sense, auf der linken Seite des Laubbaches, bei Hirschmatt (Koord. 591.000/178.240, Höhe 840 m). Gegen Osten nehmen sie dann immer mehr zu und verdrängen an der Gibelegg die bläulichen Mergel fast vollständig.

3. Stratigraphie und Regionalbeschreibung der Kalchstätten-Formation

Wie schon auf S. 27 angedeutet wurde, ist die Kalchstätten-Formation sehr starken Fazieswechseln unterworfen. Um die Sache klarer zu gestalten, werden wir zuerst die einzelnen Schichtglieder des zentralen Schüttungsbereiches am Guggisberg-Massiv beschreiben und anschliessend auf die Fazieswechsel ausserhalb des eigentlichen Schüttungszentrums eingehen.

A. Kalchstätten-Formation in der Gegend von Guggisberg und westlich der Sense

a) Basiskonglomerat

Auf die «Mergeligen Plattensandsteine» der Sandstein-Formation folgt am Nordhang der Gegend von Guggisberg auf Höhe 910–920 m eine 1–2 m dicke Konglomeratbank. Wir nennen sie das Basiskonglomerat der Kalchstätten-Formation.

Lithologisch gesehen handelt es sich um ein Kalkkonglomerat mit nussgrossen Geröllen, die sehr stark verkittet sind. Über die Geröllzusammensetzung gibt die Tabelle der Geröllzählungen Auskunft (vgl. S. 60). Bisweilen sind die Gerölle so stark reduziert, dass ein konglomeratischer Sandstein resultiert. Dieses Basiskonglomerat ist ein typischer Vorläufer der eigentlichen Guggisberg-Schüttung. Die Geröllzusammensetzung ist ungefähr die gleiche wie diejenige der stratigraphisch höher gelegenen Konglomeratschichten. Der einzige Unterschied besteht in der geringen Geröllgrösse dieses Konglomerates.

Sehr gute Aufschlüsse treten im Mülihaltligraben (Koord. 590.375/190.900, Höhe 915 m) auf. Wie aus Fig. 9 hervorgeht, bildet dort das Konglomerat eine Bank von ca. 2,0 m Mächtigkeit. Dies bewirkt einen kleinen Wasserfall im Bach. Die starke Strömung der Geröllschüttung hat die liegenden Mergel und Sandsteine zum Teil erodiert. Wahrscheinlich handelt es sich hier um ein Rinnensediment. Dies erklärt auch, warum wir teils nur konglomeratische Sandsteine vorfinden und daneben wieder Konglomerate. In den Rinnen wurden vorwiegend die Gerölle abgelagert, während sich ausserhalb der Rinnen das feinere Material absetzte. In den drei Zuflüssen des Mülihaltligrabens ist das Basiskonglomerat überall aufgeschlossen, wobei die Höhe konstant bleibt. Gegen SW, an den steilen Abhängen zur Sense, verliert sich das Konglomerat allmählich und wird durch grobe Sandsteine, die bis zu 2 m Mächtigkeit erreichen können, ersetzt. Diese Sandsteine enthalten oft Muscheltrümmer, die jedoch nicht bestimmt werden konnten. Gute Aufschlüsse von diesen grobkörnigen, konglomeratischen Sandsteinen sind an folgenden Orten sichtbar:

Chlini-Heid	Koord. 589.850/180.850
Sandflüe	Koord. 589.250/180.200
Schützeren	Koord. 589.300/179.700

Eindrücklich ist dann das Basiskonglomerat wieder im Hältetlibach (Koord. 590.100/179.330) auf Höhe 820 m aufgeschlossen. Ein Detailprofil ergibt folgendes:

0,4 m Kalknagelfluh.	} Basiskonglomerat
1,5 m bläuliche Mergel mit dünnen Sandsteinbänken.	
0,7 m Kalknagelfluh.	
15,0 m mergelige Plattensandsteine.	Sandstein-Formation

Interessant ist hier festzustellen, dass das Konglomerat gedoppelt auftritt, was wir sonst anderswo nie beobachten konnten. Wenn wir nun das Basiskonglomerat weiter nach Süden verfolgen bis zu dem Punkt, wo es die Sense schneidet, so macht sich ein starker Fazieswechsel bemerkbar. Die Konglomeratbank, die auf der Nordseite der Gegend von Guggisberg durchschnittlich 1–1,5 m mass, schwillt nun plötzlich an und erreicht am Laubbach auf Höhe 780 m ca. 3 m. Gleichzeitig nimmt auch die Geröllgrösse stark zu. Fig. 10 zeigt einen Schnitt durch das Basiskonglomerat am Laubbach (Koord. 589.800/178.300).

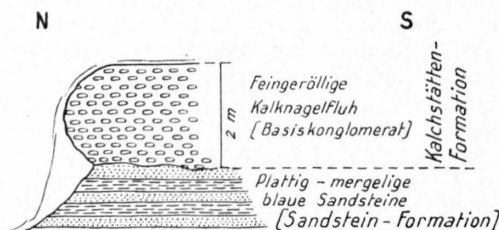


Fig. 9: Basiskonglomerat der Kalchstätten-Formation (Koord. 590.375/180.900, Höhe 915 m, Mülihaltligraben).

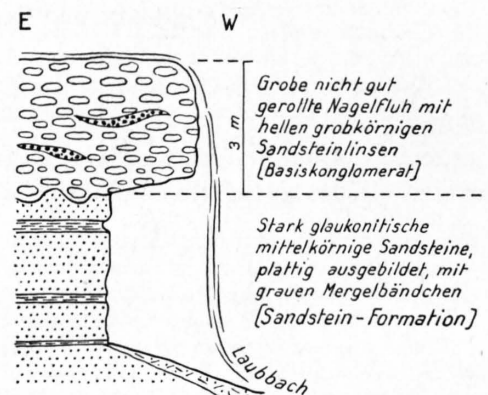


Fig. 10: Basiskonglomerat am Laubbach (Koord. 589.800/178.300).

Fig. 10 zeigt auch deutlich Erosionserscheinungen in den liegenden Sandsteinen, die durch die starke Strömung bei der Geröllablagung hervorgerufen wurden. Das starke Anschwellen der Konglomeratbank ist auf die Nähe des Hauptdeltas und der Küste zurückzuführen. Etwa 200 m südlich des Laubbaches verschwindet dann das Basiskonglomerat unter den Sense-Alluvionen.

Westlich der Sense kann eigentlich nicht mehr von einem Basiskonglomerat gesprochen werden. Immer weiter vom Guggisberg-Delta entfernt, gelangten zwischen Sense und Ärgera nur grobe Sandsteine zur Ablagerung, die den Übergang von der Sandstein- zur Kalchstätten-Formation darstellen. Die westlichsten Aufschlüsse des Basiskonglomerates erscheinen im Tütschbach, nördlich von Plaf-feien, auf Höhe 800 m. Offenbar keilt dann diese Bank, die im Tütschbach immerhin mehrere Meter Mächtigkeit erreicht, in westlicher Richtung rasch aus. Fig. 11 gibt uns einen Detailausschnitt aus dieser Konglomeratbank.

Die Zeichnung zeigt auch hier wieder die starken Erosionserscheinungen auf die liegenden Mergel und Sandsteine. Nrn. 1, 2 und 3 gehörten ursprünglich der Sandstein-Formation an. Die einsetzende Geröllschüttung zerstörte dann einen Teil dieser Schichten und isolierte Schicht 2 und 3 vollständig von ihrer Formation.

Gegen Westen hin wird dann die Grenzziehung zwischen Sandstein- und Kalchstätten-Formation durch die Quartärbedeckung und den Fazieswechsel stark erschwert. Sicher ist jedoch, dass die steilen Abhänge südlich von Brünisried der Kalchstätten-Formation angehören.

Vom Tütschbach weg dürfte das Basiskonglomerat (meist konglomeratische Sandsteine) über Zumholz nach Brünisried streichen. Dabei stellt man ein starkes Ansteigen der Schichten fest. Dies ergibt sich aus dem tektonischen Anstieg der Schwarzenburg-Antiklinale westlich der Sense. Von

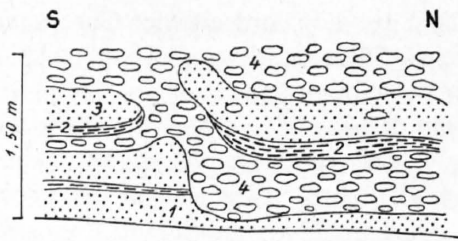


Fig. 11: Detailausschnitt aus dem Basiskonglomerat im Tütschbach
(Koord. 589.100/177.700, Höhe 800 m).

1. Bläuliche, harte Sandsteine in kompakten Bänken.
2. Bläuliche Mergel.
3. Idem 1.
4. Grobe Kalknagelfluh.

Brünisried streicht das Basiskonglomerat über Unterweid (Koord. 587.300/179.100), Ramsera (Koord. 586.300/178.500) gegen Neuhaus. Auf Höhe 960 m bei Neuhaus findet man das Äquivalent des Basiskonglomerates in einer grobsandigen Sandsteinbank wieder. Dieselbe Schicht kann man dann auch südlich von Neuhaus, an den Abhängen nach Plasselb, wieder finden. Sie keilt dort auf einer Höhe von 880–900 m aus. Aufschlüsse davon finden sich entlang verschiedenen Fusswegen nach Neuhaus hinauf.

Im allgemeinen gelten für diese Gegend folgende Unterscheidungsmerkmale:

- | | |
|-------------------------|---|
| Sandstein-Formation: | Plattige, fein- bis mittelkörnige Sandsteine; wenig Glaukonit. |
| Kalchstätten-Formation: | Massive, manchmal grobkörnige Sandsteine; sehr viel Glaukonit. Oft beobachtet man eine leicht gelbliche Farbe der Sandsteine. Die Mergel sind bläulich gefärbt. |

Bei Plasselb verschwindet das Basiskonglomerat unter der Quartärbedeckung. Nur an der linken Seite der Ärgera taucht die Kontaktzone kurz wieder auf. Offenbar treten wir in ein neues Schüttungsgebiet ein, denn dort folgen auf dünnplattige Sandsteine, die der Sandstein-Formation angehören, Konglomerate in einer Mächtigkeit von 2 m. Diese Konglomeratbank streicht dann weiter westwärts gegen St. Sylvester, was aber schon ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes liegt.

Verfolgen wir nun zum Schluss das Basiskonglomerat ostwärts der Gegend von Guggisberg. Östlich des Mittlisriedgrabens treten im Kartengebiet keine sichtbaren Aufschlüsse dieses Konglomerates mehr auf. Doch vermutlich streicht dieser Horizont etwas unterhalb des Hofes Pfad auf Höhe 900 m (Koord. 591.800/182.00) durch. Diese Annahme wird bestätigt durch einen Aufschluss, der etwas ausserhalb unseres Gebietes, hinter dem Gehöfte Grueben (Landeskarte Schwarzenburg, Blatt 1186, Koord. 592.550/182.150), auf Höhe 890 m liegt. Der Aufschluss zeigt eine 1 m mächtige Kalknagelfluh. Darüber folgen dann typische bläuliche Mergel. Somit konnte die Grenze zwischen Mittlisriedgraben und Grueben auf Höhe 880–900 m festgesetzt werden.

Weiter ostwärts macht sich dann ein starker Fazieswechsel bemerkbar, denn wir verlassen nun den Guggisberg-Schuttfächer und erreichen die westlichsten Ausläufer des Emmental-Schuttfächers. Dieser setzt mit seiner polygenen Konglomeratschüttung stratigraphisch viel tiefer ein. So beobachtet man östlich Schwarzenburg polygene Konglomeratbänke schon auf Höhe 760 m (siehe Ulmiz-Nagelfluh von R. F. RUTSCH 1947).

Schlussfolgerungen über das Basiskonglomerat

- Wir haben gesehen, dass das Basiskonglomerat eine sehr unruhige Sedimentation widerspiegelt. Konglomeratbänke von mehreren Metern können sich innerhalb kurzer Entfernungen auf einige Zentimeter reduzieren. Dieses gleiche Phänomen beschreibt auch R. F. RUTSCH (1947) für die Ulmiz-Nagelfluh auf dem Siegfriedblatt Rüeggisberg. Es handelt sich hier um typische Rinnensedimente mit starker vorausgehender Erosion. In den auserodierten Rinnen gelangten die Gerölle zur Ablagerung, während sich zwischen den Rinnen geröllige Sande ablagerten. Die Rinnensedimente einerseits und die Muscheltrümmer andererseits beweisen das marine Milieu, in dem das Basiskonglomerat abgelagert wurde.
- Das Basiskonglomerat kann als typischer Vorläufer der eigentlichen Guggisberg-Nagelfluh angesehen werden. Petrographisch weist es nahezu gleiche Zusammensetzung auf wie die stratigra-

phisch höher liegenden Konglomerate. Indessen ist vor allem auf der Nordseite der Gegend von Guggisberg die Geröllgrösse noch gering, nimmt jedoch nach Süden stark zu und unterscheidet sich am Laubbach überhaupt nicht mehr von den übrigen Konglomeraten.

- Westlich der Sense beobachtet man eine starke Abnahme der Konglomerate. Ihr Platz wird durch grobe Sandsteine eingenommen. Wir befinden uns also ausserhalb des eigentlichen Schuttfächers, wo ruhige Sedimentationsbedingungen herrschten. Östlich der Gegend von Guggisberg kann das Basiskonglomerat infolge der Überschneidung mit dem Emmental-Schuttfächer nicht mehr als Leithorizont verfolgt werden.

b) «Mergel- und Sandsteinschichten»

Je höher wir nun stratigraphisch steigen, um so ausgeprägter werden die Fazieswechsel. Dies bedingt, dass die verschiedenen Gebiete einzeln besprochen werden müssen.

Nordseite der Gegend von Guggisberg

In diesem Gebiet folgen über dem Basiskonglomerat ca. 60–150 m Mergel und Sandsteine. Die Mächtigkeit schwankt enorm, nimmt jedoch gegen Osten stark ab (siehe geologische Profile 1 und 2 auf Taf. II).

Die Mergel sind bläulich gefärbt. Die Sandsteine enthalten viel Glaukonit, was eine grünliche Farbe hervorruft. Sie unterscheiden sich kaum von denjenigen der Sandstein-Formation.

Morphologisch bildet diese Zone im Gebiet von Guggisberg ein sanft ansteigendes Plateau bis zu den steilen Abhängen des Pfadflüe-Konglomerates. Die Aufschlüsse sind nur lückenhaft, und somit konnte kein genaues Profil vom Basiskonglomerat bis zum Pfadflüe-Konglomerat aufgenommen werden. Einige Aufschlüsse findet man im oberen Teil des Mittlisriedgrabens auf Höhe 920–940 m (Koord. 590.350/180.800) und im Schürischwandgraben auf Höhe 910 m (Koord. 589.850/180.230). An beiden Orten handelt es sich um bläuliche, sandige Mergel, die vereinzelte Foraminiferen enthalten. Etwas besser sind die Verhältnisse im Hältetlibach, südlich von Kalchstätten. Dort folgen über dem Basiskonglomerat konglomeratische Sandsteine mit einer bedeutenden Fossilbank auf Höhe 840 m. Sie misst ca. 0,4 m und ist vollgespickt mit zerbrochenen Muschelschalen, die aber keine Bestimmung zulassen. In dieser Fossilbank wurden auch zahlreiche Mergelknollen gefunden. Diese Mergelgerölle dürften aus anderweit erodierten Molassemergeln stammen. Der Muschelschill ist eingeschwemmt worden. Diese konglomeratischen Sandsteine sind gelblich gefärbt. In den stratigraphisch höher liegenden Schichten werden solche Farbtöne immer häufiger. Auf Höhe 855 m stösst man im Hältetlibach auf ein imposantes, blaues Mergelband von ca. 5 m Mächtigkeit. Nachher sind die Schichten verdeckt bis zur Basis des Pfadflüe-Konglomerats (Höhe 870 m).

Gegen Süden keilen nun diese Sandstein- und Mergelschichten rasch aus. Anhand der geologischen Profile 1 und 2 (Taf. II) kann man sehen, dass sie südlich der Linie Guggisberg–Guggersbachbrücke (Koord. 589.600/178.580, Pt. 773) vollständig durch Konglomerate ersetzt werden.

Gebiet westlich der Sense

Die Gegend westlich der Sense liegt an der Randzone des Guggisberg-Schuttfächers. Somit nimmt dort die Mächtigkeit der Mergel- und Sandsteinschichten stark zu. Im Gegensatz zum Guggisberg-Gebiet sind hier die Sandsteine vorherrschend. Hier hat sich die Sedimentation seit der Sandsteinformation nur wenig verändert. Der einzige Unterschied besteht in den gröberen Sandsteinen und den verstreuten Konglomeratbänken.

Gute Aufschlüsse findet man in den Runsen von Menzisberg, südlich von Brünisried. Sie zeigen vor allem plattige, stark glaukonitische Sandsteine. Interessant ist der Fossilhorizont von Winteracher, südlich Brünisried, auf Höhe 890 m (Koord. 587.750/177.940). Es handelt sich um einen konglomeratischen Muschelsandstein mit vielen Skulpturkernen. Das Gestein ist sehr hart. Derselbe Fossilhorizont erscheint auf der Südseite von Oberschrot, NW von Plaffeien, bei Haltli auf Höhe 900 m (Koord. 588.000/177.200). Der Aufschluss zeigt genau des gleichen Material wie derjenige von Winteracher. Nach B. A. FRASSON (1947) wurden dort von E. W. Stalder, Guggisberg, auch Austern gefunden.

Diese beiden Fossilhorizonte können nun mit demjenigen im Hältetlibach, östlich der Sense, auf Höhe 840 m parallelisiert werden. Auch hier kommt wieder das starke Ansteigen der Schwarzenburg-Antiklinale zum Ausdruck. Dies ist wohl auch einer der Gründe, warum westlich der Sense fast keine Konglomerate vorgefunden wurden. Sie sind grösstenteils der Erosion zum Opfer gefallen.

Die einzige Konglomeratbank am Oberschrothügel befindet sich NE von Plasselb bei Gausmatt auf Höhe 900 m (Koord. 586.450/176.350). Dort folgt auf gelbe Sandsteine mit Steinzyklindern eine ca. 1 m mächtige Konglomeratbank. Sie muss aber rasch wieder auskeilen, denn sie konnte sonst nirgends nachgewiesen werden. Der oberste Teil des Oberschrothügels ist nur sehr schlecht aufgeschlossen. Generell wäre es möglich, dass dort Konglomeratbänke anständen, doch müssten sie eigentlich bei der schwachen Quartärbedeckung morphologisch viel stärker hervortreten. Somit rechnen wir den ganzen Oberschrothügel zu den «Mergel- und Sandsteinschichten».

Gebiet östlich der Gegend von Guggisberg

Gegen Osten hin sind die «Mergel- und Sandsteinschichten» nur mangelhaft aufgeschlossen. Sie bilden dort den Unterbau des mächtigen Pfadflü-Konglomerates und verlassen unser Kartengebiet auf der rechten Seite des Rütischlundes (Koord. 592.480/182.000).

Zu den «Mergel- und Sandsteinschichten» dürfte noch das Liegende der Konglomeratbänke in den Chräjerer gehören (NNE von Gambach). Oberhalb der Kantonsstrasse Gambach-Rüschegg-Graben treten in einem Bächlein Wechsellagerungen von grobkörnigen Sandsteinen und meterdicken, gelben Sandmergeln (Koord. 595.750/181.950) auf. Es sind schon die ersten Anzeichen von Süsswassereinflüssen innerhalb der Kalchstätten-Formation, die in den stratigraphisch höher liegenden Teilen der Formation immer stärker hervortreten werden.

Schlussresultate über die «Mergel- und Sandsteinschichten»

- In der Gegend des Guggisbergs und westlich der Sense bezeugen die «Mergel- und Sandsteinschichten» die letzte Einwirkung von wahrhaft marinen Verhältnissen. Fast alle Mergelproben enthalten Foraminiferen.
- Die Mächtigkeit der Schichten nimmt gegen Westen zu, gleichzeitig gehen aber die Mergel auf Kosten der Sandsteine zurück.
- Dank der Fossilhorizonte am Hältetli und südlich von Brünisried gelang es, die Schichten westlich und östlich der Sense zu parallelisieren.
- Gegen Süden werden die «Mergel- und Sandsteinschichten» rasch durch die Konglomerate verdrängt. Offenbar fand dort zu dieser Zeit schon eine starke Konglomeratschüttung statt.
- In der Gegend von Gambach machen sich die ersten limnischen Einflüsse des Emmental-Schüttfächers bemerkbar.

c) Pfadflü-Konglomerat

Mit dem Pfadflü-Konglomerat treten wir nun in das eigentliche Schüttungsgebiet zweier mächtiger Flussdeltas ein: einesteils des Schüttfächers von Guggisberg und andernteils desjenigen des Emmentales. Die Geröllzufuhr dieser beiden Schüttfächer erfolgte jedoch nicht gleichzeitig. Der Emmental-Schüttfächer setzte viel früher ein, wurde dann aber in den höheren Teilen vom Guggisberg-Fächer stark zurückgedrängt. In den höchsten Schichten der Guggershorn-Formation wurde er fast vollständig unterbunden.

Morphologisch bildet das Pfadflü-Konglomerat eine Terrassenlandschaft rund um die Gegend von Guggisberg. Die steilen Terrassenabhänge werden durch Konglomeratbänke aufgebaut, während die Terrassenoberfläche aus weichen Mergeln oder Sandsteinen besteht.

Die Mächtigkeit dieser Schichten ist sehr unterschiedlich. An der Nordseite der Gegend von Guggisberg beträgt sie ca. 250–300 m, auf der Linie Guggershorn–Schwendelberg ca. 350 m und auf der Südseite des Guggisberg-Gebietes ca. 450–500 m. Diese Zunahme nach Süden ist durch das Auskeilen der «Mergel- und Sandsteinschichten» bedingt.

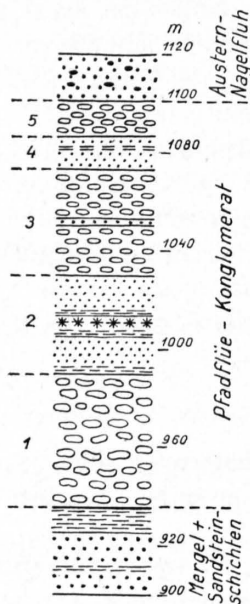


Fig. 12: Stratigraphisches Profil der Kalchstätten-Formation.

- | | |
|---|----------------------------------|
| Grobkörnige Sandsteine mit einzelnen kristallinen Geröllen. | } Austernnagelfluh |
| 5. Konglomeratbank von Walenhus. | |
| 4. Wechsellagerungen von Mergeln und Sandsteinen. | } Pfadflue-Konglomerat |
| 3. Konglomeratbank mit Einschlüssen von stark gelblich gefärbten Sandsteinen. | |
| 2. Wechsellagerungen von bläulichen Mergeln und feinkörnigen Sandsteinen, mit der Fossilbank von Loni (1010 m). | |
| 1. Konglomeratbank von Pfadflue. Sehr grob ausgebildet in Form von Riesenrippeln. | |
| Wechsellagerungen von bläulichen Mergeln und groben Sandsteinen. | } Mergel- und Sandsteinschichten |

Gebiet auf der Nordseite der Gegend von Guggisberg

Wir wollen zuerst ein Profil durch das Pfadflue-Konglomerat geben, welches besser die lithologische Zusammensetzung aufzeigt als viele Worte. Das Profil (Fig. 12) wurde von der Basis der Pfadflue (Koord. 592.625/181.420) bis zur Terrasse von Walenhus (Koord. 592.420/180.450) aufgenommen. Wie aus obigem Profil hervorgeht, sind es nördlich der Gegend von Guggisberg vor allem drei Konglomeratbänke, die das eigentliche Gerippe des Gebietes bilden.

Die erste Konglomeratbank von Pfadflue formt folgende Terrassen (Höhe 990–1020 m): Milkenschürli–Kriesbaumen–Pfadflue–Unter Zamisholz–Mösi–Kalchstätten–Eigen.

Die Terrassen der zweiten Konglomeratbank sind viel schwächer ausgebildet (Höhe 1070–1085 m): Unterhalb Schweighüsern–Ober Pfadschür–Ober Zamisholz.

Die oberste Konglomeratbank bildet die sehr markanten Terrassen von (Höhe 1100–1120 m): Gubel–Büel–Neuenmatt–Walenhus–Hindereberg–Chrüz.

Es sind alles ausgesprochene Denudationsterrassen, die sanft nach Süden einfallen, was dem Fallbetrag der Konglomeratbänke entspricht. Auch auf der Südseite des Guggisberg-Massives findet man eine Terrassenlandschaft, doch kann man sie nicht mit derjenigen der Nordseite parallelisieren, da die Konglomeratbänke an Mächtigkeit stark zugenommen haben. So findet man dort kleine Terrassen auf Höhen 920, 940, 980 und 1060–1080 m. Die letztgenannte kann sehr wahrscheinlich derjenigen von Walenhus gleichgesetzt werden. SE von Riffenmatt, gegen den Gambach hinunter, treten Terrassen auf Höhen 890 und 1000 m auf.

Wir wollen nun die einzelnen Schichten innerhalb des Pfadflue-Konglomerates etwas genauer betrachten:

Wohl die imposanteste Konglomeratbank im ganzen Untersuchungsgebiet wird durch die Nagelfluhwand der Pfadflue gebildet. Dies ist eine ca. 50–60 m hohe, senkrechte Wand aus groben Kalkkonglomeraten, die sich von Kalchstätten bis nach Kriesbaumen erstreckt (Koord. 593.200/181.650).

Sehr interessant sind die Aufschlüsse im Lonibächlein Höhe 940 m (Koord. 591.950/181.050). Die mächtige Konglomeratbank ruht an der Basis auf ca. 2 m mergeligen Sandsteinen. Diese Sandsteine gehen dann sukzessive in grobe, grünliche Abarten über, die ihrerseits immer mehr Gerölle aufnehmen, bis sich ein richtiges Konglomerat bildet. Die Gerölle sind sehr grob; Gerölldurchmesser von 50 cm sind keine Seltenheit. Wenn diese Konglomeratbank von der Ferne beobachtet wird, so sieht man, dass es sich um grosse Riesenrippeln handelt, deren Geröllmassen immer weiter vorgeschüttet wurden. Wir werden darüber bei den Sedimentstrukturen noch sprechen (vgl. S. 55). Diese mächtigen Konglomeratwände sind keineswegs so homogen aufgebaut, wie sie den Eindruck erwecken. Dies soll ein Profil, das an der Strasse NE von Kalchstätten auf Höhe 1020 m aufgenommen wurde, veranschaulichen (vgl. Fig. 13).

Die liegenden Schichten der groben Geröllbänke zeigen oft starke Erosionserscheinungen. Der rhythmische Aufbau, die gute Sortierung des Materials und das vereinzelte Auftreten von Austern weisen auf marine Ablagerungen hin.

Von Kriesbaumen bis nach Kalchstätten bildet dieses Konglomerat eine einzige Wand. Am Chalchstetten-Puggel wird es dann zum ersten Male durch Zwischenlagerung eines groben Sandsteines in einer Mächtigkeit von 2–3 m gedoppelt. Von Herrenmatt (Koord. 589.630/179.630) streicht der Horizont gegen den Hältetlibach, wobei man nun schon drei Konglomeratbänke unterscheiden kann. Sie werden durch grobe Sandsteine voneinander getrennt. Der Hältetlibach wird auf Höhe 870 m überquert, und hernach bilden diese Konglomerate die steilen Abhänge westlich von Guggisberg. Gleichzeitig setzen nun immer mehr Konglomerathorizonte ein, so dass auf der Südseite der Gegend von Guggisberg keine Schichtabgrenzungen mehr möglich sind. Gegen Osten setzt sich die Konglomeratbank von Kriesbaumen über Milkenschürli – Unter Guuggeberg (Koord. 594.000/181.800) – Ahorn (Koord. 594.800/181.800) gegen den Gambach fort.

Eindrücklich sind dann die Aufschlüsse unterhalb Gambach bei Chräjeren (Koord. 595.850/181.150). Über die ca. 30 m hohe Nagelfluhwand bildet dort der Gambach einen Wasserfall. Es handelt sich noch immer um typische Kalknagelfluh der Guggisberg-Schüttung, doch ist die Geröllgrösse viel kleiner als in der Gegend von Guggisberg. Wir befinden uns hier wohl am Rande des Schuttfächers. Sehr gut sind auch die Aufschlüsse an der Kantonsstrasse Gambach–Rüschegg-Graben bei Koord. 595.750/181.500. Die Konglomerate sind durch zahlreiche Sandsteinbänke gedoppelt und stark zerklüftet. Man beobachtet sogar Verwerfungen von mehr als 2 m Sprunghöhe.

Östlich des Gambachs setzt sich dieser Konglomerathorizont noch zirka 100 m fort und verschwindet dann infolge einer Verwerfung in der Tiefe. Diese tektonische Störung schneidet den Gambach in NW Richtung (siehe Tektonik, S. 91); die Sprunghöhe dürfte mehr als 40 m betragen. Wir müssten also die Fortsetzung unter dem Bett des heutigen Gambachgrabens suchen. Wahrscheinlich verändert sich die Konglomeratschicht auch faziell sehr stark, weil wir immer mehr ins Einflussgebiet des Emmental-Schuttfächers geraten.

Über der Konglomeratbank von Pfadflüe folgen im Lonibächlein (Koord. 591.950/181.000) Wechsellagerungen von bläulichen, schieferigen Mergeln und plattigen, glaukonitischen Sandsteinen mit vereinzelten dünnen Konglomerathorizonten. Diese Abfolge hält bis auf Höhe 1030 m an. Innerhalb dieser Mergel und Sandsteine finden wir den Fossilhorizont von Loni (1010 m). Dort ist eine 0,5 m bläuliche Sandmergelbank vollgespickt mit Lamellibranchiaten, die teils noch in Lebensstellung im Sediment stecken. Es handelt sich vor allem um *Cardien*-, *Pecten*- und *Tapes*-Arten, wobei die *Cardien* stark überwiegen. Die eigentliche Schalensubstanz ist selten erhalten geblieben, doch sind die Abdrücke im Sediment noch sehr gut sichtbar. Es muss sich hier um eine äusserst ruhige Sedimentation gehandelt haben, denn sonst wären die Muscheln nicht in Lebensstellung konserviert worden. Diesem Fossilhorizont kommt eine um so grössere Bedeutung zu, als es sich um eine der wenigen Fundstellen handelt, in der die Fossilien ungestört erhalten geblieben sind.

Westwärts des Lonibaches kann dieser Fossilhorizont nicht mehr nachgewiesen werden. Wahrscheinlich keilt er in der rasch mächtig werdenden Nagelfluh aus. Dagegen kann man ihn gegen Osten bis nach Moosholz (Koord. 593.850/181.450, Höhe 1040 m) verfolgen. Dort fanden wir noch schöne Exemplare von *Pecten*. Weiter ostwärts keilt er wahrscheinlich aus, da sich in zunehmendem Masse limnische Einflüsse bemerkbar machen.

Auf der Südseite der Gegend von Guggisberg konnte sich wahrscheinlich keine nennenswerte Fauna entwickeln, da die Konglomeratschüttung viel zu stark war. Immerhin ist es interessant zu wissen, dass unterhalb des Gehöftes Salen (Koord. 592.550/178.900, Höhe 1030 m) ein Muschelsandstein existiert, dessen Fossilien aber vollständig zerbrochen sind. Sie sind wahrscheinlich von Norden her eingeschwemmt worden. Dies weist darauf hin, dass die marinen Einflüsse zeitweise weit ins Schüttungsdelta vordrangen.

Über der Fossilbank von Loni und Moosholz folgen bis zur Basis der zweiten Konglomeratbank noch ca. 20 m Mergel und Sandsteine. Gegen Osten dürften sich diese Mergel und Sandsteine über Loch (Koord. 594.250/181.480) – Ahorn (Koord. 594.780/181.750) nach Gambach fortsetzen. Verein-

zelte Aufschlüsse zeigen uns, dass die Süsswassereinflüsse immer stärker werden, denn die grau-bläulichen Mergel mit Foraminiferen werden seltener. Dagegen treten gelbliche Mergel ohne Foraminiferen immer häufiger auf. Gleichzeitig werden auch die Sandsteine gröber. Gute Aufschlüsse von diesen Sandsteinen sind im Wäldchen SE von Ahorn auf Höhe 960 m sichtbar.

Über den Mergeln und Sandsteinen folgt am Nordhang der Gegend von Guggisberg eine zweite Konglomeratbank innerhalb des Pfadflüe-Konglomerats. Schon morphologisch wird sie durch kleine Wäldchen und Hecken angezeigt. Ihre Mächtigkeit kann sehr stark schwanken, doch dürfte sie ca. 40 m betragen. Petrographisch hat sie genau die gleiche Zusammensetzung wie diejenige von Pfadflüe, also hauptsächlich Flyschgerölle mit sehr wenig Kristallin. Jedoch lässt sich eine leichte Abnahme in der Geröllgrösse feststellen. Es scheint, dass diese Schüttung weniger stark war als diejenige der ersten Konglomeratbank. Gut aufgeschlossen ist dieses Konglomerat im Lonibach über dem Fossilhorizont auf Höhe 1030 m. Es handelt sich dort um eine grob- bis mittelgeröllige Kalknagelfluh, die auch im Chrüzhubelbach auf gleicher Höhe anzutreffen ist (Koord. 591.450/180.625).

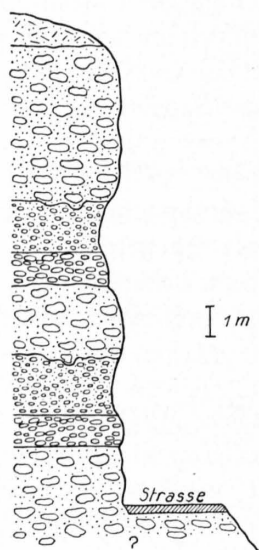


Fig. 13: Pfadflüe-Konglomerat: Rhythmität innerhalb der Konglomeratbänke (Koord. 590.625/180.580, Höhe 1020 m).

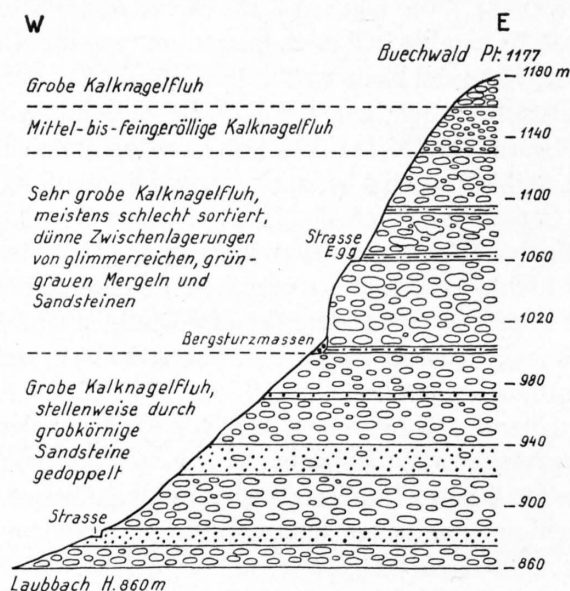


Fig. 14: Pfadflüe-Konglomerat: Lithologisches Profil auf der Südseite der Gegend von Guggisberg (Überhöhung etwa 5fach).

Gegen Süden wird diese Konglomeratbank rasch mächtiger und wieder durch Sandsteinbänke gedoppelt. Dies sehen wir sehr gut unterhalb Chilchhalten auf Höhe 1000 m (Koord. 590.750/179.950): Zwei mächtige Konglomeratbänke zu je 10–15 m werden durch eine 4 m mächtige, grobsandige Sandsteinbank getrennt. Gleichzeitig nimmt auch die Geröllgrösse wieder stark zu. Es wurden dort Gerölldurchmesser von 0,5–1,0 m beobachtet. Die starke Zunahme der Geröllgrösse nach Süden konnte bei allen Konglomerathorizonten festgestellt werden. Dies scheint wohl deutlich zu beweisen, dass die Sedimentzufuhr von Süden kam.

Südwärts vom Hältetlibach vermischt sich diese Konglomeratbank mit den liegenden und hängenden Nagelfluhhorizonten. Gegen Osten kann diese Bank bis an den Gambach verfolgt werden, wobei sie bis auf Höhe 900 m abfällt (tektonisches Axialgefälle). Sehr gut aufgeschlossen ist sie an der Kantonsstrasse bei Moosholz auf Höhe 1050 m. Dort beobachtet man, dass die Geröllgrösse noch weiter abgenommen hat, und gleichzeitig wird immer mehr sandiges Material aufgenommen. Doch herrscht der Guggisberg-Typus noch eindeutig vor. Der ganze Hügel von Moosholz wird zum grössten Teil von dieser Nagelfluh aufgebaut. Von dort streicht sie denn an der Basis des Büelholzes entlang nach Gambach. Ausser an einigen Waldwegen ist sie aber nirgends gut aufgeschlossen. Interes-

sant ist es, festzustellen, dass sich hier zum ersten Male direkte Einflüsse des Emmental-Schuttfächers bemerkbar machen. Die Zusammensetzung der Gerölle am Büelholz zeigt, dass der Kristallingehalt sehr stark angestiegen ist.

Über dieser zweiten Konglomeratbank folgen auf der Nordseite der Gegend von Guggisberg wieder Mergel und Sandsteine von ca. 20 m Mächtigkeit. In den Bächen dieses Gebietes sind sie nur mangelhaft aufgeschlossen, hingegen trifft man sie bei Chilchhalten, über der Kantonsstrasse bei Koord. 590.850/180.125. Dort stehen fein- bis mittelkörnige, graue, weiche Sandsteine bis auf Höhe 1090 m an. Die Basis dieser Mergel und Sandsteine wird durch bunte Sandmergel gebildet. Darin fanden wir einige Muschelbruchstücke; wahrscheinlich handelt es sich um *Pecten*. Auf Höhe 1090 m folgt dann wieder eine mächtige Nagelfluhbank, die schon zum dritten Konglomerathorizont gehört.

Auffallend an diesem Mergel- und Sandsteinhorizont ist das Vordringen der Süswassereinflüsse (Buntfärbung der Sedimente und Verschwinden der Foraminiferen), die bisher auf die Südseite der Gegend von Guggisberg beschränkt waren. Zum ersten Male dringen sie hier nun auf die Nordseite vor.

Über diesen Mergeln und Sandsteinen folgt nun die oberste Konglomeratbank innerhalb des Pfadflü-Konglomerats. Sie bildet die markanten Denudationsterrassen von Gubel-Neuenmatt-Walenhus und Hindereberg. Die Basis des Konglomerates liegt auf Höhe 1090 m. Die Mächtigkeit beträgt 10–20 m. Es handelt sich ausschliesslich um ein grob- bis mittelgerölliges Kalkkonglomerat ohne nennswerten Kristallinanteil. Mit dieser Konglomeratbank erfährt der Guggisberg-Schuttfächer eine seine weitesten Ausdehnungen, denn man kann diesen Horizont bis gegen die Gibelegg verfolgen.

Wohl der schönste Aufschluss im Zentrum des Schuttfächers befindet sich oberhalb Schweighüsern (Koord. 592.825/180.500, Höhe 1100 m). Ein alter Steinbruch zeigt dort eindrucklich die petrographische Natur der Gerölle und deren Bindemittel (siehe Geröllzählung, S. 60). Auch der Höcker «Chrüz» ob Chilchhalten (Koord. 591.000/180.300) wird von den gleichen Konglomeraten aufgebaut. Die schwache SE-Neigung der Schichten kommt dort deutlich zum Ausdruck. An der Strasse nach Guggisberg (Koord. 591.250/180.000) sind sie schon auf Höhe 1070 m abgesunken. Im Hältetlibach formt dieser Horizont die Terrasse von Mueleren unmittelbar nördlich des Dorfes Guggisberg.

Östlich der Gegend von Guggisberg baut diese Konglomeratschicht die obersten Teile des Büelholzes auf. Auffallenderweise enthält sie auch hier noch sehr wenig kristalline Gerölle, während die tieferen Konglomerathorizonte bis zu 50% Kristallinanteile aufweisen. Dies ist ein Beweis des starken Vordringens des Guggisberg-Schuttfächers gegen Osten und daher das zwangsweise Zurücktreten des Emmental-Schuttfächers. Wahrscheinlich findet diese Konglomeratbank ihre Fortsetzung am Rüscheeggügel auf Höhe 920 m. Wir werden darauf noch zu sprechen kommen (vgl. Fig. 17, S. 40).

Nachdem nun die einzelnen Schichthorizonte des Pfadflü-Konglomerats auf der Nordseite der Gegend von Guggisberg besprochen wurden, befasst sich der nächste Abschnitt mit der Südseite dieses Gebietes.

Gebiet auf der Südseite der Gegend von Guggisberg

Da der Guggisberg-Schuttfächer seine Sedimente aus den südlich liegenden Deckeneinheiten bezog, ist es verständlich, dass gegen Süden das Gesteinsmaterial gröber wird. Dies kommt sehr gut auf der Südseite des Guggisberg-Gebietes zum Ausdruck.

Auf der Nordseite konnten deutlich mehrere Schichtglieder abgegrenzt werden. Dies ist nun auf der Südseite nicht mehr möglich. Die Geröllschüttung wird so stark, dass fast alle feinklastischen Horizonte auskeilen. Sie werden immer mehr durch Konglomerate ersetzt. Die ganze Schichtfolge von der Basis der Kalchstätten-Formation bis zur Basis der Austernnagelfluh (Höhe 1100 m) muss zum Pfadflü-Konglomerat gerechnet werden.

Über dem tiefsten Nagelfluhhorizont im Laubbach (vgl. Fig. 10) folgt gegen Süden, am rechten Senseufer, eine mächtige Gesteinsfolge von Sandsteinen und bläulichen Mergeln. Besonders gut aufgeschlossen ist diese Serie an der Fall-Antiklinale (Koord. 589.800/177.600, vgl. tektonischer Teil, Fig. 35). Dank dieser Antiklinale tauchen aus dem Flussbett bläuliche, schieferige Mergel von mehreren Metern Mächtigkeit auf. In diesen Mergeln findet man häufig Bruchstücke von Muscheln, die jedoch schlecht erhalten sind (vgl. S. 43). Darüber folgt dann im Scheitel der Antiklinale eine Sandsteinserie mit

dünnen, dazwischengelagerten Mergelschichten. Die Sandsteine, deren Farbe grau oder leicht gelblich ist, sind meist feinkörnig ausgebildet.

Diese feinklastischen Sedimente lassen sich am ehesten mit den «Mergel- und Sandsteinschichten» über dem Basiskonglomerat auf der Nordseite der Gegend von Guggisberg vergleichen. Doch glauben wir nicht, dass man sie mit jenen parallelisieren kann, denn von der Fall-Antiklinale nordwärts gegen den Laubbach nimmt die Mächtigkeit stets ab. Zwischen dem Laubbach und dem Hältetlibach existieren sie wahrscheinlich überhaupt nicht. Wir nehmen deshalb an, dass es sich um eine ruhige, individuelle Sedimentationszone handelte, die sich hier am Rande des Schuttfächers kurzfristig entwickeln konnte. Wahrscheinlich war sie in Verbindung mit dem Teilgebiet westlich der Sense, doch lassen sich dort dieselben Gesteinsarten nicht nachweisen.

Über diesen Mergeln und Sandsteinen folgt an der Fall-Antiklinale eine Konglomeratbank mit typischen Flyschgeröllen. Dieses Konglomerat konnte auch im Laubbach bis auf Höhe 830 m nachgewiesen werden. Es handelt sich durchwegs um sehr grobe Gerölle, die durch einen konglomeratischen Sandsteinen verkittet sind. Nur selten treten gelblichen Sandsteine auf, deren Mächtigkeit aber nie sehr gross ist.

Auf Höhe 830 m stösst man westlich Hirschmatt, auf der linken Seite des Laubbaches, auf eine ca. 3 m mächtige Mergelbank (Koord. 591.000/178.200). Ihre Farbe ist gelb-braun; Schichtung ist keine vorhanden. Es handelt sich hier um die tiefst anstehenden bunten Mergel südlich der Gegend von Guggisberg. Auf der Nordseite treten sie stratigraphisch viel höher auf.

In den höheren Teilen des Laubbaches treten fast nur grobe, waagrecht liegende Geröllbänke auf, die auf kurzen Strecken durch grobe Sandsteine und gelbliche Mergel unterbrochen sind. Diese Konglomeratbänke bauen die steilen Abhänge von Buechwald und der Südseite des Guggisberg-Gebietes auf. Ein Profil (Fig. 14) von Buechwald nach Laubbach zeigt den lithologischen Aufbau dieser Schichten. Beachtenswert ist die Eintönigkeit und die intensive Geröllschüttung dieser Zone.

Von besonderem Interesse ist die feingeröllige Nagelfluh, die auf Höhe 1130 m einsetzt. Nach der Geröllgrösse zu urteilen, könnte man sie der Austernnagelfluh zuteilen. Jedoch haben die Geröllzählungen gezeigt, dass es sich um eine typische Kalknagelfluh des Guggisberg-Schuttfächers handelt. Über dieser feingerölligen Nagelfluh setzen dann wieder gröbere Horizonte ein, die die Kuppe des Buechwaldes bilden.

Beim Betrachten der südöstlichen Seite des Guggisberg-Gebietes, d. h. von Gambach nach Riffenmatt, sehen wir den gleichen Aufbau wie im Laubbach. Der tiefere Teil des Sangerengraben (Koord. 595.000/180.350) wird vorwiegend von gelben Mergeln und konglomeratischen Sandsteinen aufgebaut. Auf Höhe 940 m treten dann wieder grobe Kalkkonglomerate auf, die mit wenigen Unterbrechungen durch Sandsteine bis nach Buechwald anhalten.

Interessant ist noch ein Muschelhorizont im Sangerengraben auf Höhe 960 m. Es handelt sich ausschliesslich um aufgearbeitete Muscheln in einem konglomeratischen Sandstein. Die Erhaltung ist so schlecht, dass keine Bestimmung vorgenommen werden konnte. Dieser Muschelhorizont entspricht sehr wahrscheinlich demjenigen von Salen (Koord. 592.550/178.900, Höhe 1030 m).

Schlussresultate über das Pfadflü-Konglomerat in der Gegend von Guggisberg

- Gesamthaft gesehen haben wir ein starkes Vorherrschen der groben Kalknagelfluh festgestellt. Die Kristallinanteile sind nur gering.
- Die Geröllschüttung nimmt von Süden gegen Norden stark ab, was zu einer schrittweisen Verdrängung der feinklastischen Sedimente auf der Südseite der Gegend von Guggisberg führt.
- Je höher man stratigraphisch steigt, um so ausgesprochener werden die Süswassereinflüsse (Buntfärbung der Sedimente und Fehlen von Foraminiferen), wobei sie auf der Südseite bedeutend tiefer einsetzen.

d) Austernnagelfluh (= Austernsandstein von B. A. FRASSON 1947)

Über dem Pfadflü-Konglomerat folgt rund um das Guggisberg-Massiv auf Höhe 1100 m eine ca. 100 m mächtige Schichtfolge von groben, weichen, stark gelb gefärbten Sandsteinen und bunten

Mergeln. Zeitweise werden die Sandsteine durch eine Kristallin-Nagelfluh verdrängt, die vollgespickt mit Austernschalen ist.

Mit der Austernnagelfluh treten wir kurzfristig fast vollständig in den Bereich des Emmental-Schuttfächers ein, der denjenigen des Guggisberges für kurze Zeit verdrängt. Es ist natürlich auch möglich, dass die Guggisberg-Schüttung zu jener Zeit nur gering war, was das weite Vordringen der kristallinen Gerölle gegen Westen erlaubte. Einen Hinweis dafür bietet die feingeröllige Kalknagelfluh des Buechwaldes, die auf gleicher Höhe liegt wie die Austernnagelfluh. Diese Kalknagelfluh, die eindeutig dem Guggisberg-Schuttfächer angehört, deutet darauf hin, dass die Transportkraft dieser Schüttung zu jener Zeit sehr beschränkt war.

Die Konglomerate der Austernnagelfluh enthalten viele Kristallin-Gerölle (50%), wobei Quarzite, rote und grüne Granite und Radiolarite vorherrschen. Die vorhandenen Flyschgerölle weisen darauf hin, dass der Guggisberg-Schuttfächer doch nicht ganz zum Stillstand gekommen ist. Es handelt sich also um eine Mischung aus den beiden Schüttungszentren. Auffallend ist die Kleinheit der Gerölle, was auf einen weiten Transportweg mit grosser Abnutzung oder auf geringe Transportenergie schliessen könnte. Gewisse Teile des Konglomerates enthalten viele Austernschalen.

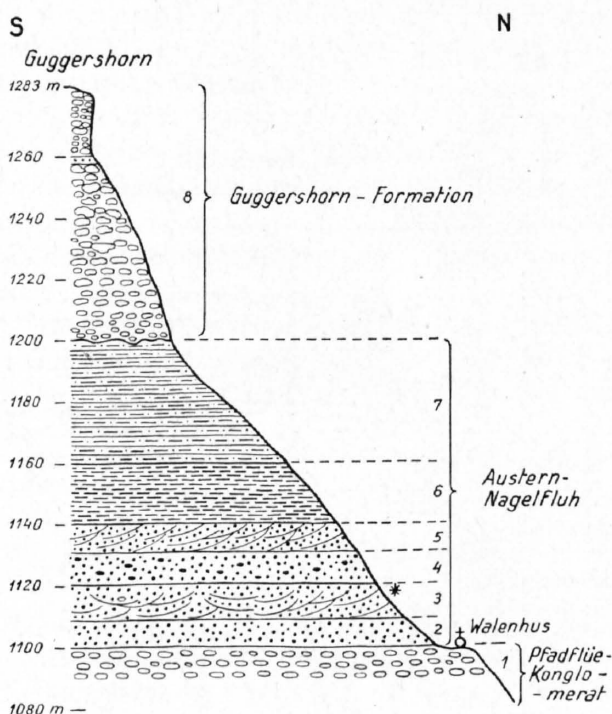


Fig.15: Schnitt durch die Austernnagelfluh und Guggershorn-Formation auf der Nordseite der Gegend von Guggisberg (Überhöhung etwa 3fach).

1. Oberste Konglomeratbank des Pfadflue-Konglomerats.
2. Grobe, kompakte, gelbe Sandsteine.
3. Grobe Sandsteine mit wirrer Rippelschichtung und Fossilbank.
4. Konglomeratische Sandsteine.
5. Grobe Sandsteine mit Grossrippeln.
6. Gelbe, kompakt geschichtete Süsswassermergel, mit einzelnen grünen Mergelhorizonten.
7. Glimmerreiche, sandige, grün-graue Mergel. Sehr gut geschichtet. Vereinzelte Slumpstrukturen.
8. Kalknagelfluh. An der Basis ist sie mittelgeröllig, wird dann aber nach oben immer gröber. Einlagerungen von vereinzelt Sandsteinschmitzen (= Guggershorn-Formation).

Austern-nagelfluh

Die meist nur lose verkitteten Sandsteine weisen fast immer eine wirre Rippelschichtung auf. Ihre Farbe ist gelblich. Die obersten Schichten der Sandsteine zeigen gegen die hangenden Geröllbänke oft starke Erosionserscheinungen. Die Mergel sind im unteren Teil gelb und massiv geschichtet. Die höher liegenden werden dann immer mehr sandiger und glimmerreicher. Die Farbe geht ins Grau-Grünliche über, und die Schichtung wird ausgeprägter. In diesen Mergeln treten oft schöne Slumpstrukturen auf. Fig. 15 enthält einen Schnitt durch die Austernnagelfluh.

In diesem Profil wurden keine eigentlichen Konglomerate angetroffen, doch erscheinen sie nur wenige Meter neben der Profilachse. Sie müssen daher sehr unregelmässig ausgebildet sein und werden häufig durch die groben Sandsteine ersetzt.

Gut aufgeschlossen ist die Austernnagelfluh an der Kantonsstrasse bei «Im Sand» (Koord. 591.600/180.150), nach dem Dorfe Guggisberg. In den untersten Anschnitten der Strasse stehen ausschliesslich weiche, gelbe Sandsteine an, die sehr wirr geschichtet sind. Es handelt sich wahrscheinlich um Grossrippeln. Kurz vor dem Eintritt ins Dorf Guggisberg erscheinen die eigentlichen Konglomerate der Austernnagelfluh, die hier eine Mächtigkeit von ca. 10 m erreichen. In den liegen-

den Sandsteinen lassen sich starke Erosionserscheinungen beobachten, hervorgerufen durch die Ankunft der Gerölle. Die Konglomerate sind stark mit Kristallin-Geröllen durchsetzt. Die Sortierung ist nicht hervorragend. Es gibt Stellen, die nur Gerölle enthalten, und daneben andere, an denen fast nur Sandstein ansteht. Alles deutet auf eine sehr unruhige Sedimentation hin. Innerhalb des Konglomerates stecken viele Austernschalen, die durch Kalzit vollständig ersetzt worden sind. Diese Muscheln sind sehr wahrscheinlich eingeschwemmt worden.

Einen Hinweis für Süswassereinflüsse finden wir bei Neuenmatt (Koord. 593.325/180.625, Höhe 1118 m, Fig. 16). Interessant ist das Auftreten des kleinen Kohlenflözchens.

Die obersten Schichten der Austernnagelfluh werden von mächtigen, gelben und grünen Mergeln gebildet, die sehr gut im Quellgebiet des Lonibächleins aufgeschlossen sind (Koord. 592.250/180.050, Höhe 1160 m). Auf der Südseite der Gegend von Guggisberg ist die Austernnagelfluh nirgends sichtbar.

Die Kontaktstelle Austernnagelfluh/Guggershorn-Formation ist nicht direkt aufgeschlossen, doch kann sie morphologisch leicht festgestellt werden. Die sehr groben Geröllbänke ergeben ein steiles Relief. Diese Grenze liegt auf Höhe 1200 m. Somit erreicht die Austernnagelfluh eine Gesamtmächtigkeit von 100 m.

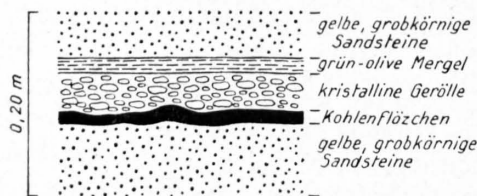


Fig. 16: Kohlenflözchen in der Austernnagelfluh bei Neuenmatt (Koord. 593.325/180.625, Höhe 1118 m).

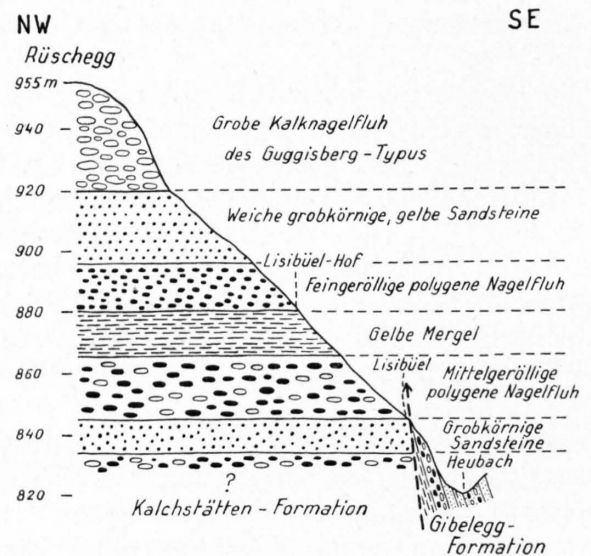


Fig. 17: Kalchstätten-Formation: Querschnitt NW-SE durch den Rüscheegg-Hügel (Überhöhung etwa 4fach).

Schlussresultate über die Austernnagelfluh

- Wegen ihrer stark kristallinen Geröllführung muss die Austernnagelfluh dem Emmental-Schuttfächer zugeschrieben werden.
- Leichte Einflüsse des Guggisberg-Schuttfächers sind dennoch vorhanden. Darauf weisen die relativ grossen Flyschgerölle hin.
- Die Kleinheit und die gute Rundung der kristallinen Gerölle lassen auf einen weiten Transportweg schliessen.
- Besonders die untersten Bänke der Austernnagelfluh sind sehr wirr geschichtet und deuten auf unruhige Sedimentationsverhältnisse hin. Dagegen wurden die mächtigen Mergelbänke im obersten Teil in einem sehr ruhigen Milieu abgelagert.
- Autochthone marine Organismen konnten nicht festgestellt werden. Die zahlreichen Austern innerhalb des Konglomerates wurden wohl von Norden hier eingeschwemmt. Die Buntfärbung der Gesteine weist eher auf Süswassermolasse hin. Wahrscheinlich ist das Schichtglied der Austernnagelfluh hauptsächlich eine Süswasserablagerung, doch kam es zeitweise noch zu marinen Vorstössen (Austern).

B. Kalchstätten-Formation am Rüscheegg und an der Gibelegg

Wir müssen diese Gebiete aus zwei Gründen von der übrigen Kalchstätten-Formation im Guggisberg-Gebiet abtrennen:

Tektonische Ursachen: Der ganze Gambachgraben von Gambach bis nach Chräjeren (Koord. 595.800/181.480) ist von Verwerfungen durchzogen, deren Gesamtsprunghöhe wahrscheinlich über 40 m beträgt. Somit ist es schwierig, die einzelnen Schichten der Rüscheegg mit denjenigen von der Gegend des Guggisberges zu vergleichen.

Paläogeographische Ursachen: Östlich des Gambachgrabens befinden wir uns im Schüttungsbecken des Emmental-Schuttfächers, dessen Schüttung ausgesprochen kristalline Gerölle führt. Ausserdem setzt dieser Schuttfächer viel tiefer ein als derjenige von Guggisberg. Erst in den höheren Teilen der Formation breitet sich der Guggisberg-Schuttfächer über das ganze Gebiet aus.

Daher sind die Schichten östlich und westlich des Gambaches nicht direkt miteinander korrelierbar. Da das Gestein dieses Gebietes nicht so gut aufgeschlossen ist wie am Guggisberg-Massiv, konnten wir innerhalb der Kalchstätten-Formation nicht mehr so feine Abstufungen vornehmen. Die Aufschlüsse sind mangelhaft, weil das Gebiet sehr stark von den Ablagerungen des würmeiszeitlichen Aaregletschers überdeckt ist.

Besprechen wir nun zuerst den Hügel von Rüscheegg (Koord. 596.550/181.000), der durch den Gambachgraben und das Schwarzwasser eingerahmt wird. Morphologisch handelt es sich um einen glazialen Rundhöcker, der teilweise noch Moränenbedeckung aufweist. Seine Basis ist auf der rechten Seite des Gambachgrabens und auf der linken Seite des Schwarzwassers gut aufgeschlossen. Es sind vor allem bläulich-graue Schiefermergel und bankige Plattensandsteine ohne irgendwelche Sedimentstrukturen.

Im Gambachgraben stösst man dann auf Höhe 806 m auf ein polygenes Nagelfluhband, welches als Gerölle hauptsächlich Quarzite enthält. Ein Profil, das in einem Seitenarm des Gambachgrabens, der nach Gfell hinaufführt (Koord. 596.500/181.750), aufgenommen wurde, ergibt folgendes:

Bis auf Höhe 790 m Verdeckung; es folgen darüber:

- 1) 5,0 m grobe, weiche, graue Sandsteine.
- 2) 5,0 m Plattensandsteine.
- 3) 4,0 m bläuliche, harte Mergel.
- 4) 2,0 m Plattensandsteine.
- 5) 3,0 m polygenes Konglomerat mit nussgrossen Geröllen.
- 6) 1,0 m bunte, gefleckte Mergel.

Interessant ist hier das frühe Einsetzen der Süsswassereinflüsse, die durch die bunten Mergel gekennzeichnet werden.

Bei Chräjeren stossen wir innerhalb der Staffelbrüche auf Höhe 800 m auf eine Fossilbank mit Balaniden, die E. GERBER (1931) auch auf Blatt Schwarzenburg bei Rüscheegg-Graben verfolgen konnte. Die Fossilbank, worin die Organismen in einem «bläulichen, harten Sandstein eingebettet sind, misst ca. 10–20 cm. Zum Teil sind sie noch gut erhalten. Dies ist die höchstgelegene Fossilbank mit marinen Organismen in diesem Gebiet.

Besser kann der Aufbau des Rüscheegghügels auf der Südseite studiert werden, wo er aber faziell schon stark verändert ist. Das Profil von Fig. 17 zeigt einen Schnitt von Rüscheegg zum Heubach hinunter (Koord. 596.750/180.620). Hier kommt ganz deutlich zum Ausdruck, dass der Rüscheegghügel der Schnittpunkt zweier Geröllschüttungen darstellt. Der tiefere Teil wird ganz durch die polygene Emmental-Schüttung beherrscht. Erst auf Höhe 920 m tritt typische Kalknagelfluh der Guggisberg-Schüttung auf. Beachtenswert ist auch, dass die südlich anschliessende Gibelegg-Formation die gleiche lithologische Zusammensetzung aufweist wie der tiefere Teil des Rüscheegghügels.

Östlich des Schwarzwassers erreichen wir den spitzen Sporn des Längeneiwaldes (Koord. 597.750/181.750). Diese langgezogene Kuppe ist stark von Quartärablagerungen überdeckt.

Nur an der Basis ist sie gut aufgeschlossen. Geologisch hat sie den gleichen Aufbau wie der Rüscheeggügel. An der Basis stehen im nördlichen Teil Wechsellagerungen von bläulichen Mergeln und grauen Plattensandsteinen an. Die in den Mergeln vereinzelt vorkommenden Foraminiferen deuten noch auf marine Ablagerungen hin. Die besten Aufschlüsse dieser Gesteine findet man auf der rechten Seite der Kantonsstrasse, die von Rüscheegg-Graben nach Stössi führt (Koord. 597.520/182.000). Über diesen mutmasslichen marinen Ablagerungen folgen aber sehr rasch wieder Süsswasserschichten mit bunten Mergeln und gelblichen, grobkörnigen Sandsteinen. Am Biberzerain (Koord. 598.300/181.550) treten auch mehrere polygene Konglomeratbänke auf.

Nördlich der Biberze, am SW-Abhang der Gibelegg, ist die Kalchstätten-Formation nur noch in den untersten Teilen des Rutschgebietes von Schwand (Koord. 598.625/181.750) aufgeschlossen. Die tieferen Konglomeratbänke sind noch ausgesprochen polygen, während von Höhe 820 m an sich wieder die Guggisberg-Schüttung bemerkbar macht. Die Kalknagelfluh nimmt dann immer mehr zu, und auf Höhe 870 m trifft man fast keine kristallinen Gerölle mehr. Wir setzen hier die Grenze zwischen der Kalchstätten- und der Guggershorn-Formation.

Schlussresultate über die Kalchstätten-Formation östlich des Gambachgrabens

- Vorherrschen der polygenen Konglomerate gegenüber den Kalkkonglomeraten.
- Der Guggisberg-Schuttfächer macht sich erst in den höheren Teilen der Formation bemerkbar.
- Wir haben sehr starke Süsswassereinflüsse festgestellt, die gegen Osten stratigraphisch immer tiefer einsetzen (bunte Farbe der Sedimente).
- Ausser einer Fossilbank bei Chräjeren konnten keine nennenswerten Fossilien gefunden werden.

Wir haben nun die Kalchstätten-Formation in ihrer ganzen Ausdehnung besprochen und gesehen, dass sie äusserst starken Fazieswechseln unterworfen ist. Ihr gemeinsames Kennzeichen ist jedoch der stete Wechsel zwischen mächtigen Konglomeratschichten einerseits und Sandsteinen und Mergeln andererseits.

Nun müssten eigentlich die Sedimentstrukturen und Geröllanalysen besprochen werden. Diese Untersuchungen wurden aber auch auf die Guggershorn- und Gibelegg-Formation ausgedehnt. Somit werden sie erst behandelt, wenn diese zwei Formationen besprochen sind (vgl. S. 53).

4. Paläontologie und Alter der Kalchstätten-Formation

A. Paläontologie

Wie die Sandstein-Formation ist auch die Kalchstätten-Formation gesamthaft gesehen sehr arm an Fossilien. Wohl die wichtigste Fossilfundstelle ist diejenige vom Lonibach auf der Nordseite des Guggisberg-Massives (Koord. 592.000/180.800, Höhe 1010 m). Gegen Osten kann dieser Muschelhorizont bis nach Moosholz (Koord. 593.825/181.450, Höhe 1030 m) verfolgt werden. Diese Fauna ist arten- und individuenreich.

B. A. FRASSON (1947, S. 25–28) bestimmte folgende Arten:

Pelecypoda

Arca (*Anadara*) cf. *fichteli* DESHAYES
Pecten hornensis DEPÉRET & ROMAN
Chlamys (*Flexopecten*) *palmata* (LAMARCK)
Diplodonta rotundata (MONTAGU)
Cardium (*Cerastoderma*) cf. *edule* LINNÉ
Cardium (*Trachycardium*) *multicostatum* BROCCHI
Meretrix (*Cordiopsis*) *intercalaris* COSSMANN & PEYROT
Chione (*Ventricoloidea*) cf. *multilamella* (LAMARCK)
Tapes (*Callistotapes*) *vetulus* (BASTEROT)
Eastonia rugosa (GMELIN)
Lutraria cf. *oblonga* (GMELIN)
Tellina (*Peronaea*) *planata* LINNÉ
Panope menardi (DESHAYES)

Im weiteren nennt B. A. FRASSON (S. 27) folgende Muschelgattungen:

Pinna, spec. indet.
Lima, spec. indet.
Ostrea, spec. indet.
Pholas, spec. indet.

Gastropoda

Dorsanum cf. *baccatum* (BASTEROT)

Pisces

Rhinoptera cf. *studerii* L. AGASSIZ, 1838
Chrysophrys molassicus QUENSTEDT

Nach B. A. FRASSON (1947, S. 28) hat diese Fauna ausgesprochen marinen Charakter.

In der Fossilfundstelle vom Lonibach stecken die meisten Muscheln noch in Lebensstellung im bläulichen Mergelsandstein. Ihr massenhaftes Absterben dürfte auf zu starke Sedimentzufuhr zurückzuführen sein. Nach den Ergebnissen der heutigen Meeresforschung leben diese Muscheln eingebuddelt nur wenige Zentimeter unter der Sedimentoberfläche. Bei allzustarker Materialzufuhr können ganze Muschelbänke eingedeckt werden und absterben. Ähnliche Verhältnisse herrschten wohl auch im Molassemeer.

In einem Deltagebiet werden diese Muschelhorizonte durch die groben Geröllschüttungen oft wegerodiert, zerbrochen und anderswo wieder abgelagert. Deshalb kommen in der Gegend von Guggisberg die meisten Muscheltrümmer innerhalb von Konglomeratbänken vor. Besonders günstige Lebensbedingungen herrschten in diesem Gebiet wohl nie. Dies aus zwei Gründen:

- Der Sedimentanfall war sehr gross, was das Aufkommen einer Fauna sehr erschwerte.
- Die Süßwassereinflüsse mussten in diesen Deltagebieten ganz bedeutend gewesen sein, was die normale Salinität stark herabsetzte. Nur wenige Lamellibranchiaten konnten sich diesen extremen Lebensbedingungen anpassen.

Gewisse Muscheln, wie die Auster in der Austernagelfluh, sind wahrscheinlich durch Wellenbewegungen gegen die Küste eingeschwemmt worden.

Ein anderer interessanter Fossilhorizont befindet sich in den untersten Schichten der Fall-Antiklinale (Koord. 589.800/177.600, rechtes Senseufer). Die Fossilien stecken meist in bläulichen Sandmergeln. H. BUESS (1920) zitiert folgende Muscheln und Schnecken: *Solen vagina* LAM., *Lutraria sanna* BAST., *Turritella turris* BAST., *Fusus burdigalensis* BAST., *Conus Dujardini* DESH. Im gleichen Horizont haben wir noch Bruckstücke von *Panopea*-, *Tellina*- und *Tapes*-Arten gefunden. Auch diese Fauna-Assoziation weist auf marine Einflüsse hin.

Die Mikrofauna ist sehr spärlich vertreten. In den zahlreichen Mergelhorizonten wurden viele Schlammversuche durchgeführt. Viele Proben waren absolut steril, nur wenige enthielten eine ärmliche Foraminiferenfauna. Diese schlecht erhaltenen Exemplare wurden Dr. C. W. Drooger (Utrecht) zur Begutachtung vorgelegt. Er schreibt dazu folgendes: «Diese Foraminiferen sind sehr schlecht erhalten und erlauben keine genaue Bestimmung. Folgende Arten konnten einigermassen erkannt werden: *Elphidium flexuosum* (D'ORBIGNY), *Elphidium minutum* (REUSS), *Cibicides lobatulus* (WALKER & JAKOB), *Nonion boueanum* (D'ORBIGNY), *Globigerina* sp. Stratigraphisch ist diese Assoziation unbrauchbar.»

B. Alter der Kalchstätten-Formation

Paläontologische Kriterien liefern also für die Alterseinstufung der Kalchstätten-Formation nur sehr ungenaue Resultate. Doch ist nach R. F. RUTSCH (1928) die Muschelfauna vom Lonibach charakteristisch für marines Helvétien. Es ist der gleiche Muschelhorizont, den man westlich der Sense bei Montévraz findet (siehe CH. EMMENEGGER 1962). Nach B. A. FRASSON (1947) kommen sämtliche Arten vom Lonibach auch in den Petrefaktenlagern am Belpberg vor. Eine Parallelisierung scheint deshalb möglich. Sowohl bei Montévraz als auch am Belpberg treten diese Muscheln im Helvétien mit ausgesprochenem marinen Charakter auf.

Wir stellen daher die Kalchstätten-Formation ins Helvétien, wobei die tieferen Schichten auf der Nordseite der Gegend von Guggisberg noch unzweifelhaft marine Einflüsse aufweisen, während die übrigen Schichten fluvio-lakustrisches Helvétien darstellen.

5. Vergleiche mit den Nachbargebieten

Die Kalchstätten-Formation ist eine Delta-Ablagerung; daher ist ihre Mächtigkeit dem Alpenrand entlang sehr unregelmässig. Gegen Westen setzt sie sich in den «Couches de Montévraz – La Combart» von CH. EMMENEGGER (1962) fort. In der Gegend von Bulle sind es die Konglomeratschich-

ten des Gibloux. Gegen Osten entspricht die Kalchstätten-Formation den Konglomeraten des Imihubels und den Belpbergsschichten von R. F. RUTSCH (1928). Wegen des starken Fazieswechsels kann man jedoch keine Parallelen zwischen diesen Gebieten ziehen.

III. Guggershorn-Formation

Der Name der Formation stammt vom Guggershorn, das sich unmittelbar oberhalb dem Dorfe Guggisberg erhebt. Dies ist mit dem Schwendelberg zusammen die höchste Erhebung der autochthonen Molasse unseres Kartengebietes. Im vorhergehenden Kapitel (Kalchstätten-Formation) konnte festgestellt werden, dass sich der Guggisberg-Schuttfächer im Niveau der Austernnagelfluh stark zurückgezogen hatte, was ein schlagartiges Vordringen des Emmental-Schuttfächers zur Folge hatte. Der oberste Abschnitt der Formation wurde dann durch mächtige Mergelschichten gebildet, was auf eine relative Ruhe im ganzen Sedimentationsgebiet schliessen lässt.

Mit der Guggershorn-Formation treten wir nun wieder ganz in den Bereich der Guggisberg-Schüttung, die ihre letzte, aber auch grösste Schüttungsintensität erfährt. Die Sedimentzufuhr wird so stark, dass sie gegen Osten weit über die Gibelegg hinausgreift. Dadurch wird der Emmental-Schuttfächer in unserem Gebiet fast vollständig unterbunden.

1. Mächtigkeit

Was heute von dieser Formation vorgefunden wird, ist nur ein Relikt einer einst mächtigen Schotterdecke. Der grösste Teil der Schichten ist während des Quartärs der Erosion zum Opfer gefallen. Daher können die Mächtigkeitswerte keinen Begriff über die wahren Ausmasse dieser Formation geben. An der Gibelegg erreichen die übriggebliebenen Schichten eine Mächtigkeit von ca. 280 m, während am Guggershorn nur noch ca. 100 m vorhanden sind.

2. Lithologie der Guggershorn-Formation

Lithologisch ist die Guggershorn-Formation sehr einfach aufgebaut. Es handelt sich vorwiegend um Kalknagelfluh und in geringerem Masse um Sandsteine. Mergel kommen nur an der Gibelegg vor.

Konglomerate: Die Konglomerate stimmen grösstenteils mit denjenigen der Kalchstätten-Formation überein. Es ist eine ausgesprochene Kalknagelfluh, worin die Flyschgerölle den Hauptanteil bilden. Kristalline Gerölle sind am Guggershorn nur sehr schwach vertreten, häufiger findet man sie jedoch an der Gibelegg. Dies ist ein Anzeichen, dass die Emmental-Schüttung doch nicht ganz unterbunden wurde.

Sehr wichtig ist dann das Auftreten von Molassegeröllen innerhalb dieser Konglomerate, was sehr interessante paläogeographische Rückschlüsse ziehen lässt. Wir werden darauf bei den Geröllzählungen noch zurückkommen (vgl. S. 56).

Allgemein sind die Gerölle der Guggershorn-Formation sehr schlecht sortiert, und auch der Abnutzungsgrad ist nur gering. Alles deutet auf ein fluviatiles Sediment hin, dessen Transportweg ziemlich kurz gewesen sein dürfte.

Das Bindemittel wird durch grobe Sandsteine gebildet, deren Farbe gelblich oder rötlich ist.

Sandsteine: Wir unterscheiden vor allem zwei Arten:

Helle, grobe bis mittelkörnige Sandsteine: Man trifft sie vor allem am Guggershorn und Schwendelberg. Es handelt sich um einen arkoseartigen Sandstein mit grossen, eckigen Quarzen und Feldspäten, was ihm auch die helle Farbe verleiht. Glimmer konnte nur selten beobachtet werden.

Die Härte dieser Sandsteine ist nie sehr gross, und am Aufschluss zerbröckeln sie leicht. Dies ist wohl eine Frage des CaCO_3 -Gehaltes. Wir konnten allgemein beobachten, dass die Sandsteine der Süsswassermolasse nie stark verkittet sind.

Feinkörniger, gelb-brauner, manchmal rötlicher Sandstein: Sein Vorkommen ist auf die Gibelegg beschränkt. Dieser Typ erinnert stark an «Rote Molasse». Seine Rotfärbung dürfte auf Trockenlegung und Verwitterungseinflüsse auf die Sedimentoberfläche zurückzuführen sein.

In den Sandsteinen der Guggershorn-Formation haben wir in den Dünnschliffen nie marine Organismen gefunden.

Mergel: Der Gesamtanteil der Mergel in der Guggershorn-Formation ist nur gering. Am Guggershorn kommen sie überhaupt nicht vor; etwas häufiger sind sie an der Gibelegg. Wir konnten dort folgende Typen unterscheiden:

- gelb-braun gefärbte Mergel,
- weinrote Mergel,
- bläulich-olive Mergel, die sehr selten sind.

Man findet sie stets als Zwischenlagerungen innerhalb der Konglomeratbänke. Im Gegensatz zu den Mergeln der Kalchstätten-Formation sind sie nie schieferig ausgebildet.

3. Stratigraphie und Regionalbeschreibung der Guggershorn-Formation

In der Guggershorn-Formation unterscheiden wir zwei Gebiete, die heute durch die Erosion vollständig voneinander getrennt sind: einerseits das Gebiet des Guggershorns und Schwendelberges und andererseits das Gebiet der Gibelegg.

A. Gebiet des Guggershorns und des Schwendelberges

Das Guggershorn und der Schwendelberg bilden oberhalb des Dorfes Guggisberg zwei markante Nagelfluhmassive. Es sind die höchsten Erhebungen der autochthonen Molasse im Untersuchungsgebiet. Diese Molassehöcker erweckten schon seit langem das Interesse der Geologen, und man glaubte, in diesen Schichten die letzten Überreste der Oberen Süsswassermolasse in der Westschweiz zu finden. Wir werden sehen, dass dies auch wirklich der Fall ist, und es lohnt sich deshalb, dieses einzigartige Relikt einer einst mächtigen Schotterdecke etwas genauer zu untersuchen.

Die eigentliche Basis der Guggershorn-Formation ist im Guggershorn nicht direkt aufgeschlossen (siehe Fig. 15). Sie lässt sich aber morphologisch gut erkennen. Während die liegenden Mergel der Austernnagelfluh sanft abfallende Alpweiden darstellen, verrät sich die Guggershorn-Formation durch ein sehr steiles Relief, das meistens mit Wald bedeckt ist. Die untersten Schichten dieser Formation werden durch mittelgeröllige Konglomerate gebildet, deren Gerölldurchmesser gegen das Hangende sofort stark zunimmt. Es handelt sich um eine ausgesprochene Kalknagelfluh. Sehr häufig findet man eingekeilte Sandsteinschmitzen. Diese Sandsteine sind hellgelb und enthalten viel Chlorit. Eine solche Sandsteinlinse ist am Guggershorn auf Höhe 1260 m, dort wo die Ruhebänke für die Touristen stehen, sichtbar.

Von Höhe 1260 bis 1283 m ragt am Guggershorn ein spitzer Konglomeratgrat in die Luft hinaus. Man erreicht diesen Aussichtspunkt über eine Holztreppe. Die Rundschau ist einzigartig, und bei schönem Wetter sieht man im Süden bis gegen die Berner Alpen und im NW den Jura. Geologisch gesehen besteht dieser Konglomeratgrat aus sehr grober Kalknagelfluh. Stellenweise findet man Blöcke von 1 m Durchmesser. Die einzelnen Schichten sind rhythmisch ausgebildet, wobei grobgeröllige Konglomerate mit kleingerölligen Horizonten abwechseln. Unserer Meinung nach dürfte dieser Felshöcker durch die Rissvergletscherung herausgeschliffen worden sein. Man nimmt in dieser Gegend allgemein an, dass die Rissvereisung eine Höhe von etwa 1300 m erreichte. Somit waren das Guggershorn und der Schwendelberg einige der wenigen Gipfel der Molasse, die knapp aus dem Eise hervorragten. Leider besteht die Gefahr, dass dieser Aussichtspunkt eines Tages einem Bergsturz zum Opfer fallen wird. Seine Basis ist schon heute stark angeschnitten, und jedes Jahr lösen sich durch Verwitterungseinflüsse neue Geröllmassen ab.

Am Schwendelberg besteht genau der gleiche Aufbau wie am Guggershorn. Doch scheint es, dass die Grösse der Gerölle im östlichsten Teil schon stark abgenommen hat. Es handelt sich dort vorzugsweise um mittelgeröllige Konglomerate, deren Zement aus grobem, hellem Sandstein besteht.

Somit erscheint das heutige Guggershorn als das Hauptschüttungszentrum eines fossilen Deltas.

B. Gebiet der Gibelegg

Zwischen dem Schwendelberg und der Gibelegg ist die Guggershorn-Formation vollständig der Erosion anheimgefallen.

An der Südwestseite der Gibelegg setzt die Formation schon auf Höhe 870 m ein. Diese Höhendifferenz von 330 m zwischen dem Guggershorn und der Gibelegg kann nicht nur durch das tektonische Abfallen der Schichten gegen Osten erklärt werden. Des Rätsels Lösung für diese Diskrepanz muss in der paläogeographischen Anlage gesucht werden. Uns scheint die einleuchtendste Erklärung folgende zu sein:

Während der Ablagerung der Kalchstätten-Formation herrschte im Gibelegg-Gebiet der Emmental-Schuttfächer vor. Seine Schüttungsintensität war aber weit geringer als diejenige des Guggisberg-Schuttfächers. Aus diesem Grunde wurde das Gebiet am Guggisberg sehr schnell aufgefüllt, während an der Gibelegg eine gewisse Senke vorhanden blieb. Beim plötzlichen Einsetzen der Guggershorn-Formation war die Gegend des Guggisberges sehr rasch gesättigt und deshalb wurden die Gerölle weiter gegen Osten in die vorhandene Senke verfrachtet. Daher scheint es heute, dass die Formation an der Gibelegg viel früher einsetzte. Dies zeigt auch, wie problematisch es ist, in der Molasse Altersgrenzen ziehen zu wollen. Nur durch die Kartierung der Gesteinsformationen kann eine gewisse Ordnung in die so wechselbaren Sedimente der Molasse gebracht werden.

Als Grenzschrift zwischen Kalchstätten- und Guggershorn-Formation dient an der Gibelegg die Feli-Nagelfluh. Nach R.F. RUTSCH (1947) setzt sie auf der Nordseite der Gibelegg auf Höhe 910 m ein. In unserem Kartengebiet sinkt sie dann tektonisch bis auf Höhe 870 m ab. Gut aufgeschlossen ist sie unterhalb des Hofes Feli (Koord. 599.325/181.625). Es ist die tiefstgelegene Kalknagelfluh in diesem Gebiete, denn die liegenden Konglomerate der Kalchstätten-Formation sind stark polygen ausgebildet. Über der Feli-Nagelfluh folgen wahrscheinlich Fleckenmergel und Sandsteine bis auf Höhe 930 m. Leider konnte nirgends ein durchgehendes Profil aufgenommen werden.

Sehr interessant sind dann die Verhältnisse im Finstergraben. Dieser verläuft bis auf Höhe 980 m in der Gibelegg-Formation, wo 60–70° SE-fallende Konglomerate und Sandsteine anstehen. Oberhalb des Waldweges, der auf Höhe 980 m den Bach kreuzt, erscheinen plötzlich 3–4 m mächtige Kalknagelfluhbänke, die fast horizontal gelagert sind. Wir sind hier somit von der Gibelegg-Formation (subalpine Molasse) in die Guggershorn-Formation (autochthone Molasse) übergetreten. Diese Konglomeratbänke bauen dann das oberste Gerippe der Gibelegg auf, doch sind die Aufschlüsse wegen der Quartärbedeckung nur mangelhaft.

Wohl den schönsten Aufschluss der Guggershorn-Formation an der Gibelegg findet man westlich des Finstergrabens auf Höhe 1000 m (Koord. 599.550/181.980). An einem Steilhang ist dort eine Konglomeratbank von etwa 4 m Mächtigkeit entblösst. Es handelt sich um sehr grobe Kalknagelfluh, doch erreicht sie nicht eine so grobe Ausbildung wie diejenige vom Guggershorn. 60% der Gerölle werden von Flysch gebildet. Auffallend ist aber der hohe Gehalt an Quarziten (35%). Dies beweist, dass der Emmental-Schuttfächer auch während der Guggershorn-Formation an der Gibelegg eine gewisse Aktivität beibehalten hatte. Wie am Guggershorn, so sind auch hier die Gerölle äusserst schlecht sortiert.

Wie aus der geologischen Karte ersichtlich ist, entfällt nur ein kleiner Teil der Guggershorn-Formation an der Gibelegg auf das Untersuchungsgebiet. Für den übrigen Teil sei auf R.F. RUTSCH (1947) verwiesen.

Schlussresultate über die Guggershorn-Formation

- Am Guggershorn und am Schwendelberg stehen praktisch nur Konglomerate an. Es handelt sich ohne Zweifel um das Zentrum des Guggisberg-Schuttfächers.
- An der Gibelegg konnten sich auch feinere Sedimentfraktionen ablagern, weil das Gebiet weiter vom Schüttungszentrum entfernt lag.
- Das stratigraphisch tiefere Einsetzen der Guggershorn-Formation an der Gibelegg erklärt sich durch die verminderte Sedimentation während der Kalchstätten-Formation.
- Gewisse Einflüsse des Emmental-Schuttfächers können an der Gibelegg auch noch in der Guggershorn-Formation nachgewiesen werden.

4. Paläontologie und Alter der Guggershorn-Formation

A. Paläontologie

Da die Guggershorn-Formation sehr wahrscheinlich unter Süsswasserbedingungen abgelagert wurde, sind die Fossilien äusserst selten. Wir haben weder am Guggershorn noch an der Gibelegg irgendwelche Organismen aufgefunden. E. GERBER gelang es aber 1932, auf der Nordseite der Gibe-

egg Süsswasser- oder Landschnecken zu entdecken. Sie wurden als «*Helix*» bezeichnet. Sonst wurden unseres Wissens keine weiteren Fossilien in dieser Formation gefunden. Es muss natürlich auch hervorgehoben werden, dass sich der Gesteinscharakter sehr schlecht für die Konservierung irgendwelcher Fauna eignet. Innerhalb der groben Nagelfluh wurden eventuell vorhandene Schalen sicher zerstört. Die grössten Chancen etwas zu finden, lägen in den Mergeln. Diese treten aber nur selten zutage.

B. Alter der Guggershorn-Formation

Wir haben gesehen, dass die Kalchstätten-Formation sicheres Helvétien darstellt, wobei die oberen Schichten schon stark limnisch ausgebildet sind. Für die Guggershorn-Formation stellt sich nun die Frage, ob es sich bei ihr auch noch um limnisches Helvétien oder bereits um Tortonien handelt. Man kann natürlich annehmen, dass die Landschneckenfunde von E. GERBER (1932) eingeschwemmte Tiere sind. Doch muss hervorgehoben werden, dass sich mit dem Auftreten der Heliciden auch der Gesteinscharakter stark ändert. Die grau-bläulichen Mergel mit Foraminiferen fehlen. Ausserdem konnte R. F. RUTSCH (1947) im «Vorderen Steiggraben» auf der Nordseite der Gibelegg ein dünnes Kohlenflözchen nachweisen. Alle diese Tatsachen scheinen stark auf Süsswassermolasse hinzudeuten.

Wir möchten uns also den Autoren E. GERBER (1932) und R. F. RUTSCH (1947) durchaus anschliessen und sagen, dass es sich bei der Guggershorn-Formation um Obere Süsswassermolasse handeln könnte. Somit wäre diese Formation vermutlich ins Tortonien zu stellen und würde das einzige Relikt der Oberen Süsswassermolasse in der Westschweiz darstellen. «Diese Frage, ob Tortonien oder oberes Helvétien, wird aber so lange offenbleiben, bis es gelingt, Fossilien aufzufinden, die das genaue Alter der Formation bestimmen» (R. F. RUTSCH 1947, S. 25).

5. Vergleiche mit den Nachbargebieten

Die Guggershorn-Formation stellt stratigraphisch die höchsten Molasseschichten in der Westschweiz dar. Diese einst mächtige Schotterdecke ist heute nur noch in Relikten am Guggershorn und an der Gibelegg vorhanden. Somit fehlen uns Vergleiche mit anderen Gebieten in der Westschweiz. Gegen Osten finden wir die Fortsetzung der Guggershorn-Formation jenseits der Aare in den mächtigen Konglomeratmassen des Emmentales und des Napfgebietes.

SUBALPINE MOLASSE

Eingekeilt im Süden durch das Ultrahelvetikum und im Norden durch die autochthone Molasse, durchzieht die subalpine Molasse unser Untersuchungsgebiet von Westen nach Osten. Durch den Druck der alpinen Decken wurde diese mächtige Sedimentmasse von der autochthonen Molasse abgeschert und steilgestellt.

Sowohl stratigraphisch als auch lithologisch kann man die subalpine Molasse des Blattes Guggisberg in mehrere Formationen unterteilen. Von Norden nach Süden ergibt sich folgende Einteilung:

- Gibelegg-Formation: Tortonien (?) + Helvétien
- Seftigswand-Formation: oberes Chattien + «Aquitani»
- Rosshoden-Formation: unteres Chattien
- Wolfsegg-Formation: Rupélien

I. Gibelegg-Formation

Östlich von Gambach liegt zwischen der autochthonen Plateaumolasse und der subalpinen Seftigswand-Formation eine steilgestellte Sedimentmasse von hauptsächlich polygenen Konglomeraten

und Sandsteinen eingekeilt. Die Schichten weisen sehr hohe Fallbeträge nach SE auf, die 60–90° erreichen. Dies ist die Gibelegg-Formation, benannt nach der Gibelegg am Ostrand der Karte, wo diese Formation die grösste Mächtigkeit erreicht. Faziell handelt es sich um die gleichen Sedimente, wie sie die Kalchstätten-Formation aufweist, nur wurden sie bedeutend südlicher abgelagert. Durch die anbrandenden subalpinen Schuppen wurden sie dann hochgetürmt und brachen von der autochthonen Molasse ab.

Die Gibelegg-Formation wurde schon von E. GERBER (1916) erkannt, doch wurde sie damals noch der oligozänen Molasse zugeteilt. Erst 1932 gab ihr E. GERBER ein miozänes Alter. 1933 bezeichnete R. F. RUTSCH diese Formation als Gibelegg-Schuppe und deutete sie als eine Modifikation der Falkenfluh-Antiklinale.

1. Mächtigkeit

Die Mächtigkeit der Gibelegg-Formation ist sehr unterschiedlich. Südlich von Gambach (Koord. 595.900/180.500), wo sie sich durch die subalpine Überschiebungsfläche von der autochthonen Molasse abtrennt, erreicht sie nur wenige Meter. Gegen Osten wird sie dann zusehends mächtiger, und an der Gibelegg ergibt das geologische Profil etwa 700–800 m (vgl. geologisches Profil 3, Taf. II).

2. Lithologie der Gibelegg-Formation

Die Lithologie der Gibelegg-Formation bringt nichts Neues, denn es sind die gleichen Gesteine, die innerhalb der Kalchstätten-Formation dem Emmental-Schuttfächer angehören.

Konglomerate: Es sind hier vor allen die polygenen Quarzitkonglomerate, die vorherrschen. Die Grösse der Gerölle ist nur sehr gering, meist nuss- bis eigross. Ein heller, grober Sandstein dient als Bindemittel. Im allgemeinen sind diese Konglomerate ziemlich stark verfestigt. Über die petrographische Zusammensetzung gibt die Geröllzählungstabelle Auskunft (vgl. S. 60).

Stark untergeordnet kommt auch Kalknagelfluh vom Guggisberg-Typus vor. Sie tritt nur in den höheren Gräben auf der Südseite der Gibelegg auf; doch konstatiert man immer einen starken Einfluss von kristallinen Geröllen.

Erst an der Spitze der Gibelegg erscheint innerhalb dieser Formation typische Guggisberg-Nagelfluh. Dieses Gebiet liegt aber schon ausserhalb unseres Untersuchungsgeländes. Im allgemeinen sind die Kalkkonglomerate schlechter zementiert als die polygenen Quarzitkonglomerate.

Sandsteine: Die Sandsteine sind sehr artenreich. Im marinen Teil der Formation treten vor allem bläuliche, mittelkörnige Sandsteine auf, wie sie aus der Kalchstätten-Formation bekannt sind. Im Süsswasserteil dagegen zeigen die Sandsteine grosse Ähnlichkeit mit denjenigen auf der Südseite der Gegend von Guggisberg und der Guggershorn-Formation. Es sind sehr helle, grobe Sandsteine, die in dicken Bänken von einigen Metern vorkommen. Es seien nur einige besondere Typen angeführt, die noch nicht erwähnt wurden.

Konglomeratische Muschelsandsteine: Ihr Vorkommen ist beschränkt, doch faziell sehr wichtig, denn sie stellen den einzigen Beweis von marinen Einflüssen in der Gibelegg-Formation dar. Ihre Farbe ist grau. Makroskopisch kann man folgende Elemente erkennen: Einzelne nussgrosse, kristalline (quarzitische) Gerölle verteilen sich unregelmässig in einem mittel- bis grobkörnigen Sandstein. Das ganze Gestein ist vollgespickt mit Muschelbruchstücken. Die Schalensubstanz ist teilweise noch erhalten.

Die Dünnschliffuntersuchung ergibt folgenden Befund (Sc. 105): In einer kalzitisch-tonigen Grundmasse schwimmen viele eckige Quarzitkristalle. Die Feldspäte sind in grossen, länglichen Leisten vorhanden, die jedoch stark zersetzt sind. Es handelt sich fast nur um Orthoklas. Glimmer und Glaukonit konnten nicht beobachtet werden. Als Gerölle treten Quarzite, feinsandige Flyschgesteine und Kalke auf. Interessant sind auch die vielen kleinen Pyritwürfelchen, die jedoch stark limonitisiert sind. Die Muscheltrümmer bestehen aus pulverartigem Kalzitstaub.

Feinkörnige, rötlich-grüne Sandsteine: Sie sind eine Abart der rötlichen Sandsteine, die man vor allem in den stratigraphisch höchsten Schichten der Formation trifft. Besonders auffallend ist aber, dass das Gestein grünliche Grundfarbe besitzt. Die rötliche Farbe kommt nur dort zum Vorschein, wo das Gestein zerklüftet ist. Dies dürfte vielleicht ein Hinweis sein, dass diese Färbung zum Teil durch postsedimentäre Einflüsse hervorgerufen wurde.

Eine Dünnschliffuntersuchung ergibt folgenden Befund: Sehr feinkörniger Sandstein, der hauptsächlich aus Quarzkörnern besteht. Feldspäte sind sehr wenige enthalten. Die grüne Grundfarbe wird durch Chloritfetzen hervorgerufen, die manchmal strahlige Aggregate bilden. Vereinzelt beobachtet man auch kleine, längliche Muskowitlamellen. Glaukonitkörner sind sehr selten.

Schichtung konnte keine erkannt werden. Häufig tritt dieser Typ innerhalb der Konglomeratbänke auf. Andere typische Sandsteine dieser Formation sind die roten Sandsteine, die auf starke terrestrische Einflüsse hinweisen. Sie wurden nur an der Gibelegg beobachtet.

Mergel: Die Mergel treten nicht gerade häufig in der Gibelegg-Formation auf. In den marinen Abschnitten liegen sie immer in zentimeterdicken Lagen zwischen den Sandsteinen eingebettet. Eigentliche Mergelbänke konnten wir dort nie feststellen.

len. Ihre Farbe ist immer stark bläulich. Etwas häufiger kommen die Mergel in den Süßwasserablagerungen vor. Man kann dort drei Arten unterscheiden:

- Weinrote Mergel, die stark denjenigen der Seftigschwand-Formation gleichen.
- Gelb-braune Mergel wie in der Kalchstätten-Formation.
- Bläulich-olive Mergel, die sehr selten sind.

Die Ursachen für die Mergelarmut sind nicht klar erkennbar. Möglicherweise lag das Gebiet zu nahe der Schüttungszone. Die Mergel wurden daher weiter nördlich abgelagert (Rüschegg-Gebiet).

3. Stratigraphie und Regionalbeschreibung der Gibelegg-Formation

Die Regionalbeschreibung der Gibelegg-Formation erfolgt von Westen nach Osten. Südlich von Gambach ist sie nur einige Meter dick, wird jedoch gegen Osten sukzessive mächtiger. An der Gibelegg erreicht sie ihre grössten Ausmasse.

Die ersten Anzeichen der steil gestellten Gibelegg-Formation findet man südlich von Gambach, wo die Brücke den Sangerenbach überquert. Unmittelbar nach der Brücke (Koord. 595.740/180.550) steht oberhalb der Strasse eine etwa 1 m mächtige Konglomeratbank an, die mit 50° nach Süden einfällt. Es ist hier noch schwer zu entscheiden, ob sie schon wirklich der Gibelegg-Formation angehört oder ob es sich um Verstellungen innerhalb des Bruchsystems von Chräjeren handelt.

Schon deutlicher sind die Verhältnisse etwa 200 m östlicher, bei der Brücke vor Hirschmatt (Koord. 595.500/180.520). Ein Aufschluss unter dieser Brücke zeigt folgendes Bild (Fig. 18): Die grauen, mittelnkörnigen Sandsteine sind unter der Strassenbrücke noch beinahe horizontal gelagert, einige Meter weiter südlicher stellen sie sich dann immer steiler, und plötzlich werden sie von 60–70° nach Süden fallenden Konglomeratschichten abgeschnitten. Wir sind hier von der autochthonen Molasse der Kalchstätten-Formation in die subalpine Schuppe der Gibelegg-Formation übergetreten. Diese Konglomerate sind schon stark mit kristallinen Geröllen durchsetzt. Die Geröllgrösse ist mittelgrob.

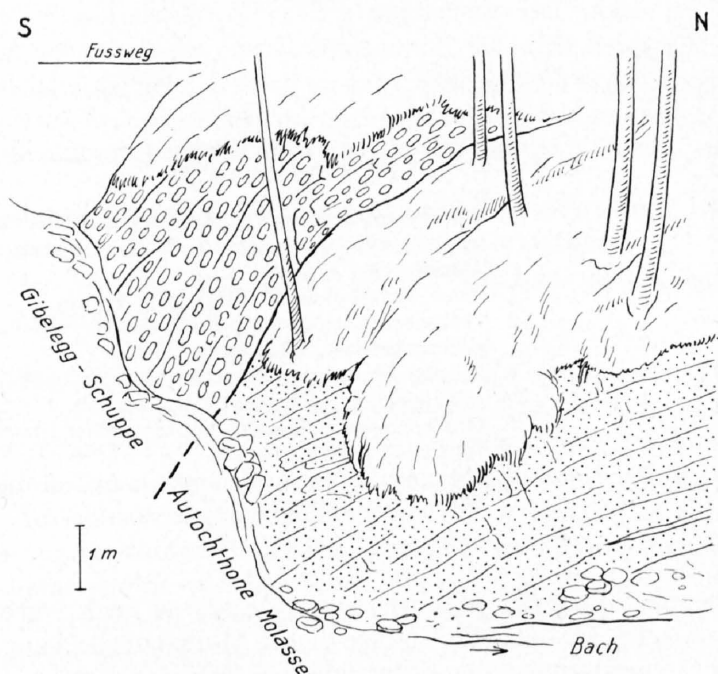


Fig. 18: Überschiebung der Gibelegg-Formation auf die autochthone Molasse (Koord. 595.500/180.520).

Diese Formation dürfte dann ostwärts unter dem Dorfe Hirschhorn durchstreichen. Die nächsten Aufschlüsse befinden sich im Heubach (Koord. 596.710/180.625). Beim Austritt des Heubaches aus dem Wald stehen Wechsellagerungen von gelblichen, groben Sandsteinen und meterdicken, poly-

genen Konglomeratbänken mit nussgrossen Geröllen an (Quarzite, grüne und rote Granite, Radiolarite und Flyschgesteine). Diese Gesteinsserie kann dort etwa 200 m bachaufwärts verfolgt werden. Nach einigen Verdeckungen stösst man dann plötzlich auf die Seftigswand-Formation mit ihren typischen Knauersandsteinen und schwarzen Mergeln. Auf der linken Seite des Heubaches reicht die Gibelegg-Formation bis etwa auf Höhe 890 m gegen den Rüscheeggflügel hinauf, jedoch ist kein Kontakt mit der autochthonen Molasse aufgeschlossen.

Die bisherigen Aufschlüsse dieser Formation haben uns eher Süsswasserschichten (keine marine Fauna) gezeigt. Im Murtengraben treffen wir nun zum ersten Male auf marine Schichten. Auf der rechten Seite des Murtengrabens, dort wo die Strasse die grosse Schleife macht (Koord. 596.510/180.380), stehen steilfallende, polygene Konglomerate mit viel Flyschgeröllen an. In diesen Konglomeraten eingekelt, findet man grau-plattige Sandsteine; teilweise enthalten sie auch kleine Gerölle. Diese Sandsteinbank liegt genau in der verlängerten Streichrichtung des Fossilhorizontes von Ei (Koord. 598.100/180.500, vgl. S. 53). Wahrscheinlich sind es daher auch noch marine Schichten.

Einen weiteren Aufschluss findet man etwas östlicher beim Zusammenfluss des Murtengrabens mit dem Schnäpfenmoosbach (Koord. 596.900/180.580). Der Aufschluss zeigt 60° fallende, polygene Konglomerate und rot gefärbte Sandsteine.

Zwischen dem Schnäpfenmoosbach und dem Schwarzwasser liegt der Äugstenhubel. Der Nordteil dieses Hügels wird durch die Gibelegg-Formation gebildet, während der südlichere Teil der Seftigswand-Formation angehört. Die Formationsgrenze verläuft zwischen den Gehöften Ober- und Unteräugsten. Morphologisch tritt sie jedoch kaum hervor. Der Äugstenhubel wird an der Basis von dicken, polygenen Konglomeraten aufgebaut, die dann nach oben in bunte Mergel und grau-plattige Sandsteine übergehen. Das Profil von Fig. 19 wurde im Bächlein nördlich Unteräugsten, auf Höhe 820 m, aufgenommen (Koord. 597.125/180.700). Dieses Profil zeigt deutlich die überkippte Lage der Gibelegg-Formation. Wir werden darauf bei der «Tektonik» noch zurückkommen (vgl. S. 98).

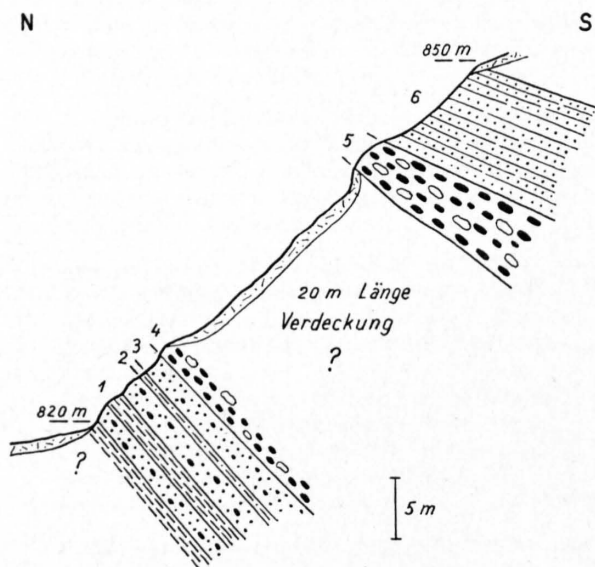


Fig. 19: Detailprofil aus der Gibelegg-Formation (Koord. 597.125/180.700).

1. Wechsellagerungen von gelben Mergeln und Sandsteinen mit einigen verstreuten Geröllen. Fallen 50°. Mächtigkeit $x + 5$ m.
2. Roter Mergelsandstein. Mächtigkeit 0,15 m.
3. Hellgelber, konglomeratischer Sandstein; sehr kompakt ausgebildet. Mächtigkeit 1,5 m.
4. Mittelhgrobe, polygene Nagelfluh; sehr wenig Kalknagelfluhgerölle. Mächtigkeit $1 + x$ m.
5. Grobe, polygene Nagelfluh mit vereinzelt Flyschgeröllen. Mächtigkeit $x + 3$ m.
6. Grau-plattige Sandsteine (evtl. marine Schichten). Fallen 15–20°. Mächtigkeit $7 + x$ m.

Zwischen Schwarzwasser und Wissenbach liegt der Eihubel, dessen Nordseite auch von der Gibelegg-Formation aufgebaut wird (Koord. 598.375/180.500). Infolge dicker Moränenbedeckung ist er aber nur mangelhaft aufgeschlossen. Interessant ist die Fossilstelle westlich des Gehöftes Ei (Koord. 598.100/180.500). Dort stehen längs einem Fussweg steilfallende, graue Sandsteine an. Innerhalb dieser Sandsteine tritt eine 10 cm dicke konglomeratische Muschelsandsteinbank auf, die vollgespickt ist mit marinen Zweischalern (vgl. S. 53). Dies ist einer der wenigen Hinweise, die für miozänes Alter der Gibelegg-Formation sprechen.

Sehr gute Aufschlüsse stehen auf der linken Seite des Wissenbachs an (Koord. 598.400/180.750 Höhe 840 m), in dem wir folgendes Profil aufgenommen haben (von oben nach unten):

0,2 m bunte, gelb-bläuliche Mergel.
0,2 m grüner Grottsandstein.
2,0 m bunte Mergel.
0,8 m gefleckter, gelb-bläulicher Mergelsandstein.
0,1 m bunte Mergel.
4,0 m gefleckter, gelb-bläulicher Mergelsandstein.
2,0 m gelbe und bläuliche Mergel.

50 m bachaufwärts findet man dann marine Schichten von grauen, feinkörnigen Sandsteinen mit kleinen, bläulichen Mergelädelchen. Diese Sandsteine halten nun bis zum Äschigumme an (Koord. 598.600/180.500). Dort treten plötzlich polygene Konglomeratbänke in einer Mächtigkeit von etwa 30 m auf. Die petrographische Beschreibung findet man bei den Geröllzählungen (vgl. S. 62). Im Inneren der Konglomerate kann absolut keine Stratifikation nachgewiesen werden. Über diesen Konglomeraten folgen wieder graue, plattige Sandsteine, die schon am Äugstenhubel beobachtet wurden. Ihre Mächtigkeit beträgt etwa 10 m. Im oberen Teil sind sie stark zerklüftet. Wir befinden uns also hier sehr nahe der Störungslinie der Seftigschwand-Formation, denn nach wenigen Metern Verdeckung folgen schon die typischen Knauer Sandsteine der chattischen Molasse. Auf der rechten Seite des Wissenbachs bietet sich uns das gleiche Bild. Die mächtigen Konglomeratbänke bilden einen hervorspringenden Felskopf, der «Äschigumme» genannt wird.

Vom Wissenbach zieht sich nun die Gibelegg-Formation über den Längeneiwald nach dem Seligraben. Beim Austritt des Seligrabens in die Alluvialebene von Rüti, direkt hinter dem Gehöfte Äbenweid (Koord. 599.375/181.000), treten wieder die gleichen Verhältnisse wie im Wissenbach auf, doch scheint es, dass die Konglomerate bedeutend mächtiger geworden sind. Sie dürften etwa 200 m erreichen. Zwischen den Konglomeraten eingelagert finden sich häufig feinkörnige Sandsteine, die stark zerklüftet sind.

Sowohl am Äschigumme als auch im Seligraben kann man von blossem Auge erkennen, dass die nördlichen Teile der Konglomeratschichten viel reicher an Flyschgeröllen sind als die südlicheren (vergleiche auch die Geröllzählungen, S. 60). Hier zeigt sich schon ein starker Einfluss des Guggisberg-Schuttfächers, der sich an der Gibelegg noch verstärken wird.

Vom Seligraben weg durchquert die Formation die Quertalung von Rüti und erreicht das Gibelegg-Massiv. Das Massiv der Gibelegg wird durch 3 Elemente aufgebaut:

- der Ostteil gehört der Seftigschwand-Formation an,
- der mittlere Teil gehört zur Gibelegg-Formation,
- der Westteil wird durch die Kalchstätten- und Guggershorn-Formation der autochthonen Molasse gebildet.

Die Gibelegg-Formation reicht ungefähr vom Finstergraben (Koord. 599.620/181.600) bis nach Rüti-Dörfli (Koord. 600.500/181.500). Hier tritt sie auch morphologisch stark hervor. Dies wird besonders deutlich an der Kuppe auf der linken Seite des Finstergrabens, die eine SW-NE-Richtung aufweist. Es ist genau die Streichrichtung der Gibelegg-Schuppe.

Aufschlüsse dieser Formation findet man in allen Bächen auf der Südseite der Gibelegg. Leider weisen diese Rinnsale ungefähr das gleiche Gefälle auf wie die Schichten, so dass sie auf weite Strecken immer auf der gleichen Schicht fließen. Die stratigraphisch ältesten Sedimente der Gibelegg-Formation treten im Eisgraben (Koord. 601.125/182.000) und bei Rüti-Dörfli auf. Es handelt sich durchwegs um dicke, polygene Konglomeratbänke mit sehr wenig Flyschgeröllen. Die Gerölle bestehen hauptsächlich aus Quarziten und Graniten. Ihre Grösse ist nur gering und die Rundung ausgezeichnet. Zwischen den Konglomeratbänken finden sich meterdicke Einlagerungen von grauen, plattigen Sandsteinen und bläulichen Mergeln. Bunte Mergel kommen in diesen Schichten noch keine vor.

Wenn wir nun an der Gibelegg höher steigen, so werden die Gerölle immer grösser, und gleichzeitig ändert sich auch die Zusammensetzung der Konglomerate. Sie nehmen immer mehr Flyschge-

rölle auf, und die kristallinen Komponenten werden allmählich verdrängt. Hier macht sich also der Guggisberg-Schuttfächer sehr stark bemerkbar.

Nach R. F. RUTSCH (1947) folgt dann im nördlichsten Teil der Formation, d.h. in den stratigraphisch jüngsten Schichten, bei Sattel (Koord. 600.500/182.375 Blatt Schwarzenburg), typische Guggisberg-Nagelfluh. Mit der Vergrößerung der Gerölle ändert sich auch die Zusammensetzung der Sandsteine und Mergel. Ihre Farbe ist häufig hell oder rötlich, und die Mergel sind meistens bunt gefärbt.

Sehr gut aufgeschlossen ist dann der Finstergraben. Er liegt nahe an der Überschiebungslinie der Gibelegg-Schuppe auf die autochthone Molasse. Von 810–830 m stehen in dieser tief eingeschnittenen Rinne bläulich-graue, gut gebankte Sandsteine an. Sie sind unzweifelhaft noch marinen Ursprungs. Von 830 m an treten plötzlich grobkörnige, helle Sandsteine mit vereinzelt Konglomeratbänken auf. Auf Höhe 900 m, bei der Einmündung eines linken Seitenbaches, beobachtet man intensiv rot gefärbte Sandsteine. Über ihnen folgen dann bis auf Höhe 980 m vorwiegend Konglomerate, deren Gerölle eine Mischung aus Flysch- und Kristallinkomponenten darstellen. Die höchsten Konglomeratbänke der Formation gehören dann eindeutig dem Guggisberg-Schuttfächer an. Auf Höhe 980 m schneidet der Finstergraben riesige, horizontal gelagerte Kalknagelfluhbänke an. Wir haben hier die Gibelegg-Formation verlassen und sind in die autochthone Molasse übergetreten.

Von der Gibelegg weg ostwärts taucht die Formation ins Gürbetal hinunter.

Schlussfolgerungen über die Gibelegg-Formation

Von Westen nach Osten nimmt der Anteil an Konglomeratbänken stetig zu. Am Anfang sind es nur vereinzelte Schichten innerhalb der Sandsteine. Gegen Osten werden sie dann immer mächtiger und erreichen an der Gibelegg mehrere hundert Meter Mächtigkeit. Wie wir gesehen haben, sind diese Konglomerate vor allem polygen und gehören daher zum Emmental-Schuttfächer. Erst in den stratigraphisch jüngsten Schichten stellt sich der Guggisberg-Schuttfächer ein.

Die Regionalbeschreibung hat gezeigt, dass innerhalb der Gibelegg-Formation zwei Faziesbereiche unterschieden werden können. Diese lassen sich lithologisch folgendermassen erfassen:

Mariner Faziesbereich

Konglomerate: Polygen, wobei Quarzite und Granite vorherrschen. Die Gerölle sind nuss- bis eigross.
Sandsteine: Grau-grünlich oder bläulich. Sie sind mittel- oder feinkörnig. Rascher Übergang zwischen Sandsteinen und Konglomeraten.
Mergel: Grau-bläulich. Sie kommen nur selten vor.

Fluvio-lakustrischer Faziesbereich

Konglomerate: Gröber ausgebildet als im marinen Bereich. Es ist ein Mischkonglomerat von Flysch- und Kristallingerollen.
Sandsteine: Hellrötliche Arten, meist grobkörnig. Oft sehr weich und schwach verkittet.
Mergel: Immer stark bunt gefärbt.

Dem marinen Faziesbereich gehören die stratigraphisch ältesten Schichten der Formation an. Da die Gibelegg-Formation dem überkippten Nordschenkel einer ehemaligen Antiklinale entspricht (vgl. S. 98), stehen heute die marinen Schichten im südlicheren Teil an. Sie bilden den tektonischen Kontakt mit der Seftigswand-Formation.

Dem fluvio-lakustischen Faziesbereich entstammen die stratigraphisch jüngsten Schichten (nördlicher Teil der Formation); sie stehen tektonisch mit der autochthonen Molasse in Kontakt.

Lithologisch entsprechen die Sedimente der Gibelegg-Formation den Übergangsschichten zwischen der Kalchstätten- und der Guggershorn-Formation in der nördlichen, autochthonen Molasse. Deshalb kann man annehmen, dass die Gibelegg-Formation einen südlich gelegenen Teil der miozänen Molasse darstellt. Durch die anbrandenden subalpinen Schuppen wurde sie dann verfaltet, abgebrochen und steilgestellt.

4. Paläontologie und Alter der Gibelegg-Formation

A. Paläontologie

Die Gibelegg-Formation ist nicht reich an Fossilfunden. Im Süßwasserbereich der Formation konnten überhaupt keine Organismen gefunden werden.

Die besten Chancen, Fossilien zu finden, liegen im Bereich der marinen Schichten. Da muss vor allem der Fossilhorizont von Ei (Koord. 598.100/180.500, Höhe 860 m) genannt werden. Dieses Fossilager war schon E. GERBER bekannt. Es handelt sich dabei ausschliesslich um Lamellibranchiaten und Gastropoden. Leider ist es auch hier eine aufgearbeitete Fauna, deren Exemplare meist zerbrochen und sehr schlecht erhalten sind. Ausserdem wurden sie auch tektonisch stark deformiert. E. GERBER (1932, S. 73) bestimmte neben Fragmenten von Pecten, Austern, Cardien und Turritellen: *Meretrix intercalaris* COSSM. & PEYROT, *Chione basteroti* DESH.

E. GERBER (1932) zitiert eine ähnliche Fundstelle am linken Ufer des Wissenbaches. Sie konnte jedoch von uns nicht mehr aufgefunden werden. Möglicherweise ist sie verschüttet. Die genannten Fundstellen enthalten also marine Organismen und weisen somit auf die marine Entstehung eines Teils der Gibelegg-Formation hin.

Foraminiferen konnten keine nachgewiesen werden. Offenbar herrschten nur zeitweise marine Bedingungen – mit starken Süßwassereinflüssen, was die normale Salinität stark herabsetzte. Deshalb konnten sich auch nur Organismen entwickeln, die gegenüber Salinitätsschwankungen indifferent sind.

B. Alter der Gibelegg-Formation

Das miozäne Alter der Gibelegg-Formation wurde schon von E. GERBER (1932) erkannt. Die Faunen, die er gefunden hat, sind typisch für das Helvétien der Molasse. Aber nicht nur paläontologische, sondern auch lithologische Hinweise sprechen für miozänes Alter der Gibelegg-Formation, denn die Schichtfolge der Gibelegg-Formation stimmt lithologisch so gut mit der Übergangszone Kalchstätten/Guggershorn-Formation überein, dass für diese Formation wohl das gleiche Alter in Frage kommt.

Wir stellen also den grössten Teil dieser Schichten ins Helvétien, wobei es sich vor allem um Süßwasser-Schichten des Helvétien handelt. Nur die stratigraphisch ältesten Ablagerungen der Formation können noch zum marinen Helvétien gerechnet werden. Die jüngsten Schichten an der Gibelegg vom Guggisberg-Typus gehören wahrscheinlich dem Tortonien an. Eindeutige Fossilfunde fehlen aber bis heute.

5. Vergleiche mit den Nachbargebieten

Die Gibelegg-Formation nimmt ihren westlichen Anfang innerhalb des Untersuchungsgebietes. Somit fehlt jegliche Vergleichsmöglichkeit gegen Westen. Gegen Osten setzt sie sich bis nach Lohnstorf im Gürbetal fort, wo sie dann auskeilt. Wir werden im Kapitel «Tektonik» (vgl. S. 98) noch sehen, dass die Gibelegg-Schuppe eine Modifikation der Falkenfluh-Antiklinale östlich der Aare darstellt.

II. Sedimentstrukturen und Geröllzählungen der Kalchstätten-, Guggershorn- und Gibelegg-Formation

Für die Beschreibung der Sedimentstrukturen und für die Geröllzählungen müssen wir diese drei Formationen zusammenfassen, denn sie bilden paläogeographisch eine Einheit. Sie werden alle drei durch eine intensive Geröllschüttung gekennzeichnet. Unsere besondere Aufmerksamkeit gilt also der Zusammensetzung und Herkunft der Gerölle. Die Sedimentstrukturen findet man vor allem in der Kalchstätten-Formation.

1. Sedimentstrukturen

Ein grosser Teil der Kalchstätten-Formation ist sicher noch unter marinen Verhältnissen abgelagert worden. Wir werden daher ähnliche Strukturen vorfinden wie in der Sandstein-Formation. Der einzige Unterschied liegt in der bedeutend gröberen Ausbildung der Sedimente. Es handelt sich vor allem um Konglomerate und Sandsteine. Ganz allgemein beobachtet man, dass das Einsetzen der Konglomeratbänke durch starke Erosionserscheinungen auf den liegenden Sandsteinen und Mergeln gekennzeichnet wird. Ein solches Beispiel (Fig. 20) findet sich SW von Kalchstätten bei Herrenmatt (Pt. 996, Koord. 589.480/179.700).

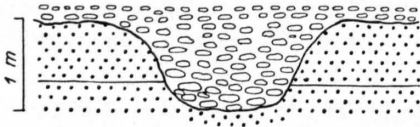


Fig. 20: Pfadflüe-Konglomerat: Erosionsrinne bei Herrenmatt (Koord. 589.480/179.700, Pt. 996).

Figur 20 zeigt den untersten Teil einer mächtigen Konglomeratbank, die zum ersten Nagelfluhhorizont innerhalb des Pfadflüe-Konglomerates gehört. Die Konglomeratbank tritt manchmal gedoppelt auf, wobei sie dann durch grobe, gelbliche Sandsteine getrennt wird. In diese Sandsteine sind bei der Ankunft der Gerölle Rinnen, deren Tiefe mehr als einen Meter betragen kann, erodiert worden. In der Rinne sind die Gerölle immer sehr grob. Nach oben werden sie dann bedeutend kleiner. Bemerkenswert ist auch die scharfe Grenze zwischen den Sandsteinen und den Konglomeraten. Es hat also keine sukzessive Kornvergrösserung stattgefunden, was auf ein langsames Anschwellen der Strömung schliessen würde. Wir nehmen an, dass es sich hierbei um marine Ablagerungen handelt, und zwar aus folgenden Gründen:

- Im Vergleich zu den Geröllen der Süsswassermolasse von der Guggershorn-Formation sind die oben genannten ausserordentlich gut gerundet, was auf eine lang dauernde Abrollung schliessen lässt. Dies dürfte durch mehrfache Umlagerungen unter marinen Einflüssen in der Küstennähe geschehen sein.
- Innerhalb der Konglomeratbank gibt es eine Grössensortierung. Die ganz groben Gerölle liegen an der Basis, während die feingerölligen Komponenten sich später abgelagerten. Solche Erscheinungen konnten in den typischen Geröllbänken der Süsswassermolasse nie nachgewiesen werden.

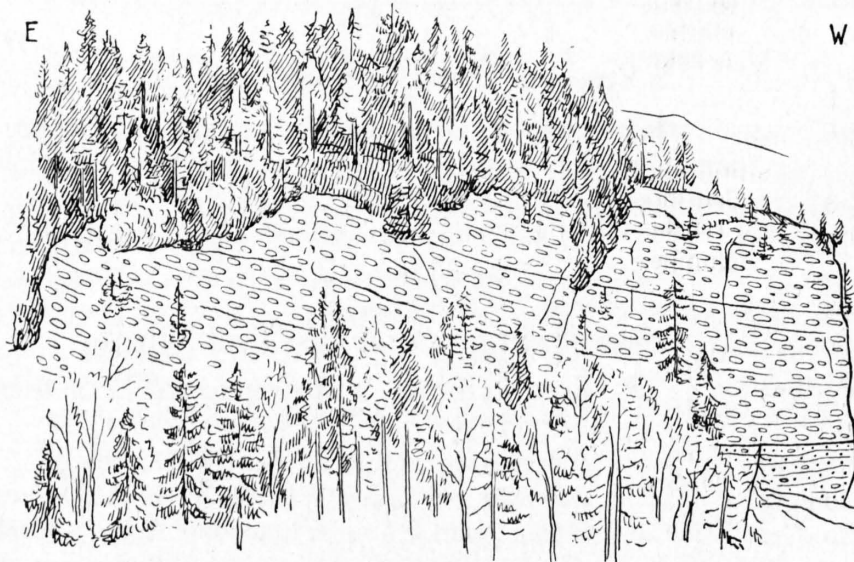


Fig. 21: Riesenrippeln im Pfadflüe-Konglomerat (Koord. 591.900/181.050).

Diese Gerölle wurden durch Küstenflüsse auf eine gewisse Distanz ins Molassemeer hinausbefördert. Dort, wo die Gerölmassen zu mächtig waren, fand keine Umlagerung mehr statt. Solche Beispiele finden wir auf der Südseite des Guggisberg-Massives. Die Geröllbänke, die ausserhalb der eigentlichen Schüttungsachse abgelagert wurden, waren viel stärker den marinen Einflüssen ausgesetzt. Starke Stürme arbeiteten sie wieder auf und verdrifteten einen Teil dieser Gerölle.

Solche Umlagerungen begünstigten auch die Sortierung. Das plötzliche Erscheinen der Geröllbänke über den Sandsteinen lässt sich somit besser erklären. Auf diese Art erfuhren gewisse Geröllniveaus eine grosse Verbreitung im Molassebecken.

Das nächste Beispiel (Fig. 21) zeigt, wie die mächtige, 60 m hohe Pfadflüewand durch Riesenrippeln aufgebaut wird (Koord. 591.900/181.050). Da die ganze Felswand von Konglomeraten gebildet wird, erkennt man die Riesenrippeln nur, wenn sie aus der Ferne beobachtet werden. An der Westbasis auf Fig. 21 treten horizontal geschichtete Mergel und Sandsteine auf. Über diesen feinkörnigen Sedimenten erscheinen plötzlich grobe Konglomerate mit Riesenrippelschichtung. Zuerst sind die groben Gerölle noch äusserst schlecht sortiert. Die faust- bis kopfgrossen Gerölle stecken weit zerstreut in einem sandigen Bindemittel. Wir glauben, dass es sich hier zum Teil um eine Flussschüttung handelte, die ihre Gerölle ins Meer hinausbeförderte. Dieser mächtige Geröllkomplex von etwa 60 m wurde wohl nicht mehr ganz von den marinen Strömungen aufgearbeitet, was vor allem für die Basis gelten dürfte. Die höheren Schichten der Felswand zeigen wieder eine hervorragende Sortierung der Gerölle. Dies zeigt uns der vergrösserte Ausschnitt aus dem Schichtblatt einer Riesenrippe (Fig. 22).

Es ist hier schwierig, zu sagen, ob diese Sortierung auf marine oder fluviatile Einflüsse zurückzuführen ist, doch glauben wir, auf Grund von vereinzelt Muschelbruchstücken sagen zu dürfen, dass marine Einflüsse mitgespielt haben.

Neben diesen Riesenrippeln treten in der Kalchstätten-Formation auch Grossrippeln auf, die aber immer auf die Sandsteine beschränkt sind. Ein solches Beispiel (Fig. 23) ist bei Büelholz (Koord. 594.900/181.500, Höhe 1005 m) zu beobachten. Dieser Aufschluss liegt innerhalb des Pfadflü-Konglomerats; er zeigt stark nach Osten einfallende Grossrippeln, die eine mergelige Sandsteinbank fast vollständig aberodiert haben. Nur am rechten Ende des Aufschlusses ist sie noch erhalten geblieben. Hier zeigen sich wieder deutlich die sehr unruhigen Sedimentationsbedingungen innerhalb der Kalchstätten-Formation.

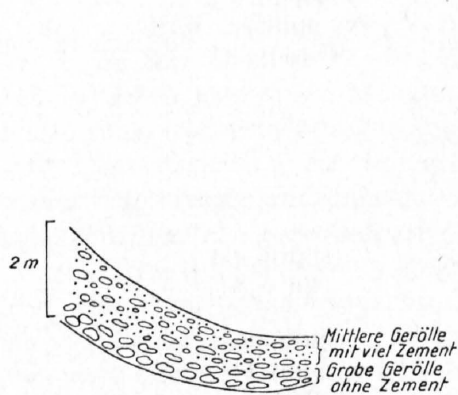


Fig. 22: Pfadflü-Konglomerat: Sortierung der Gerölle (Ausschnitt aus dem oberen Teil der Felswand von Fig. 21).

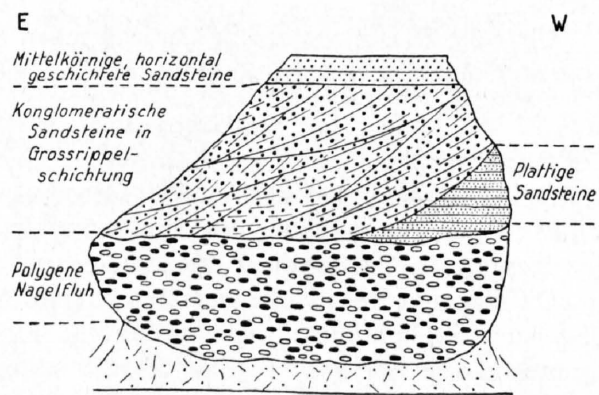


Fig. 23: Pfadflü-Konglomerat: Grossrippeln bei Büelholz (Koord. 594.900/181.500, Höhe 1005 m).

In den höheren Schichten der Kalchstätten-Formation konnten wir fast keine Sedimentstrukturen mehr feststellen. Nur die Basis der Austernnagelfluh zeigt in den gelben Sandsteinen noch eine sehr wirre Schichtung mit Gross- und Riesenrippeln. Man kann sie an der Kantonsstrasse von «Im Sand» nach Guggisberg beobachten. Schöne Slump-Strukturen findet man an der Gambachstrasse bei Koord. 595.800/181.600.

In der Guggershorn- und Gibelegg-Formation wurden keine Sedimentstrukturen aufgefunden.

Schlussfolgerungen über die Sedimentstrukturen

Die Sedimentstrukturen sind vor allem auf die untersten Schichten der Kalchstätten-Formation beschränkt, d. h. dass sie mit Vorliebe im marinen Bereiche vorkommen. In den höheren Teilen der Kalch-

stätten-Formation und in der ganzen Guggershorn-Formation finden wir nur sehr wenig Sedimentstrukturen. Dies dürfte vor allem auf die fluviatile Schüttung zurückzuführen sein: Der Sedimentanfall war so gross, dass die Gerölle und Sande nicht voneinander getrennt wurden. Dieses heterogene Gemisch lagerte sich ohne jegliche sichtbare Schichtung ab. Solche Beispiele finden sich auf der Südseite der Gegend von Guggisberg, wo die Gerölle in einem Bindemittel aus grünen Mergeln oder feinkörnigen Sandsteinen stecken. Die Gibelegg-Formation lag vor allem im Bereich der Emmental-Schüttung, wo während langer Zeit eine sehr ruhige Sedimentation herrschte. Dort gelangten mit Vorliebe horizontal geschichtete Sedimente zur Ablagerung.

2. Geröllzählungen

A. Einführung

Eines der Hauptmerkmale unseres Untersuchungsgebietes ist die starke Geröllführung der Kalchstätten-, Guggershorn- und Gibelegg-Formation. Es war daher verlockend, die Geröllführung dieser Formationen etwas genauer zu untersuchen um festzustellen, ob man gewisse Schüttungszentren erkennen kann. Damit sollte es auch möglich sein, das Abtragungsgebiet etwas genauer zu lokalisieren.

Die Nagelfluh der Gegend von Guggisberg war bereits früher Gegenstand wiederholter Untersuchungen. Schon B. STUDER (1825) erkannte die Unterschiede in der Geröllzusammensetzung gegenüber dem Emmental-Schuttfächer. Er unterschied Gerölle von nördlicher, südlicher und unbekannter Herkunft. V. GILLIÉRON (1885) berichtet, dass der grösste Teil der Guggisberg-Gerölle aus Flyschgesteinen besteht. In der Preisschrift von J. J. FRÜH (1890) wurde die Beschreibung der Gerölle von B. STUDER (1825) und V. GILLIÉRON (1885) übernommen. H. KURBERG (1919) gibt einen Gehalt von 12% Molassegeröllen innerhalb des Guggisberg-Schuttfächers an. Wir werden sehen, dass diese Annahme etwas zu hoch gegriffen ist. In den letzten Jahrzehnten publizierten auch E. GERBER (1932) und R. F. RUTSCH (1947) Daten über die Gerölle in diesem Schuttfächer. Detaillierte Untersuchungen finden wir bei B. A. FRASSON (1947). Er untersuchte die Gerölle auf der Nordseite des Guggisberg-Massives.

Über die Zusammensetzung der polygenen Konglomerate des Emmental-Schuttfächers sind in unserem Gebiete noch keine Resultate erwähnt worden.

B. Untersuchungsmethoden

Die Untersuchungsmethoden über Geröllzählungen sind so mannigfaltig, dass es hier zu weit gehen würde, sie einzeln zu nennen. Wir verweisen auf die Dissertation von A. MATTER (1964), der die einzelnen Methoden eingehend diskutiert.

Die früheren Autoren bevorzugten hauptsächlich die Flächenauszahlungen der Gerölle, d. h. sie zählten die Gerölle an einer Nagelfluhwand innerhalb eines Quadratmeters aus. Heute wird allgemein die volumenmässige Methode angewendet, die besonders von H. TANNER (1944) entwickelt worden ist. Autoren, wie C. ESCHER-HESS (1907), zählten bis zu 2400 Gerölle pro Zählstelle. Heute begnügt man sich im allgemeinen mit 200 Geröllen pro Probe, denn statistische Untersuchungen haben gezeigt, dass die Fehlerquellen nur gering sind, wenn man 200 anstatt 1000 Gerölle zählt.

Für unsere Untersuchungen wählten wir die Methode von A. MATTER (1964) mit wenigen Abweichungen. Am Aufschluss schlugen wir einen grossen Konglomeratblock heraus, der dann in einen Sack gesteckt wurde. Dabei muss man aufpassen, dass keine Gerölle verlorengehen. Aus dem Sack wurden nun wahllos 200 Gerölle herausgegriffen und petrographisch bestimmt. Da die Konglomerate in unserem Gebiet nur leicht verkittet sind, konnte die Bestimmung direkt im Felde ausgeführt werden. Gerölle, deren petrographische Natur makroskopisch nicht festgestellt werden konnte, wurden ins Laboratorium gebracht und im Dünnschliff untersucht. Für die Geröllzählungen berücksichtigten wir nur Gerölle, deren Durchmesser grösser als 16 mm war.

C. Petrographie der Gerölle

Flyschsandsteine

Diese Sandsteine sind mittel- bis grobkörnig. Ihre Farbe war ursprünglich bläulich, heute ist sie aber durch die Verwitterung meist braungelb. Mineralogische Hauptgemengteile sind die grossen eckigen Quarzkörner. Daneben findet man auch viele

Feldspäte und vereinzelte Glaukonitkörner. Viele Schiffe zeigen ein massenhaftes Auftreten von Discocyclinen und anderen tertiären Foraminiferen.

Die Herkunft dieser Gerölle ist noch sehr unsicher. Sicher stammen viele aus der ultrahelvetischen Zone. Es ist natürlich auch möglich, dass ein grosser Teil aus dem heute fast verschwundenen Flysch der Préalpes médianes stammt.

Fundort: Häufigstes Geröll im Guggisberg-Schuttfächer, zahlreich auch im Emmental-Schuttfächer.

Flyschsandkalke

Normalerweise ist dieser Typus viel feiner ausgebildet als die Flyschsandsteine. In einer gelblichen Grundmasse schwimmen viele kleine Quarze und Feldspäte. Häufig sind auch Foraminiferenbruchstücke und Bryozoen darin enthalten. Ein grosser Platz wird durch das kalzitische Bindemittel eingenommen.

Über die Herkunft dieses Typus besteht noch keine Klarheit. Er ist fast in allen Nagelfluhbänken der Schweizer Molasse bekannt. Bei uns tritt er als Leitgeröll schon in der Rossboden-Formation auf. R. F. RUTSCH (1928) beschreibt diesen Typus als Leitgeröll der Sädel-Nagelfluh am Belpberg. Auch A. MATTER (1964) nennt die Flyschsandkalke als häufigstes Geröll in den Napfschichten.

Fundort: Im gesamten Guggisberg-Schuttfächer, etwas weniger häufig im Emmental-Schuttfächer.

Manchmal ist es sehr schwierig, zwischen Flyschsandsteinen und Flyschsandkalken zu unterscheiden. Wir werden daher bei der Besprechung der Geröllanalysen diese beiden Typen unter dem gemeinsamen Namen von Flyschgesteinen zusammenfassen.

Flyschbrekzien

In einem grauen, porösen Kalkzement sind nussgrosse Kalk- und Dolomitgerölle eingeschlossen. Diese Flyschbrekzien kommen bei uns nur sehr selten vor. Ihr Aspekt weist auf die Simmen-Decke hin.

Fundort: Oberste Schichten der Kalchstätten-Formation und in der ganzen Guggershorn-Formation.

Kalke

Unter den Kalken fassen wir verschiedene Typen zusammen: Echinodermenkalke, dichte, graue Kalke, «Bianconekalke», oolithische Kalke und Kieselkalke. Ihr Gesamtanteil ist nie sehr hoch, doch kommen sie in geringen Mengen am Guggisberg in jeder Geröllzählung vor. Ihre Herkunft kann sehr verschiedenartig sein. Sie ist noch keineswegs restlos abgeklärt.

Die «Bianconekalke», die aus einem kompakten, weissen Kalk bestehen, stammen nach J. CADISCH (1928) aus ausgebleichten Jurakalken der Klippendecke. Die Herkunft der gelben Kalkoolithe ist unbekannt. Nach A. MATTER (1964) gehören die meisten Kieselkalke dem Flysch an.

Fundort: Im ganzen Guggisberg-Schuttfächer; eher selten im Emmental-Schuttfächer.

Dolomite

Dolomite haben wir nur sehr wenige gefunden. Ihre Farbe ist grau oder weisslich. Mit verdünnter Salzsäure zeigen sie keine Reaktion. Meistens sind die Dolomitgerölle sehr klein und gut gerundet. Möglicherweise stammen sie aus den Triasschuppen des Wildflyschs.

Fundort: Südseite der Gegend von Guggisberg.

Radiolarite

Die Radiolarite sind grün oder rot. Unter dem Mikroskop zeigen sie Anhäufungen von Radiolarien. Als Herkunftsort kann mit ziemlicher Sicherheit die Simmen-Decke angegeben werden.

Fundort: In beiden Schuttfächern.

Molassegesteine

Als Molassegesteine kommen ausschliesslich Sandsteine und Sandmergel vor. Die Sandsteine sind grobkörnig und enthalten viele Radiolarittrümmer. Die Sandmergel weisen manchmal noch ihre Buntfärbung auf. Diese Molassegesteine stammen ohne Zweifel aus der subalpinen Oligozänmolasse.

Fundort: Oberste Schichten der Kalchstätten-Formation und in der ganzen Guggershorn-Formation. Im Emmental-Schuttfächer fehlen Molassegesteine.

Quarzite

Wir fassen hier sowohl Gangquarze, als auch Quarzsandsteine und Ölquarzite zusammen. Ihre Farbe ist meistens milchweiss, häufig sind sie aber durch Einschlüsse rötlich oder gelblich gefärbt. Ihre Herkunft ist sehr problematisch. Sie stammen sicher aus älteren Sedimenten, die dann wieder umgelagert wurden.

Fundort: Sehr zahlreich im Emmental-Schuttfächer, seltener im Guggisberg-Schuttfächer.

Rote Granite

Die roten Granite zeigen immer ein sehr feinkörniges Gefüge. Im Dünnschliff erkennt man als Hauptgemengteile Quarze, Feldspäte (viel Orthoklas, wenig Plagioklas), Glimmer und Hornblenden. Im Gegensatz zu den grünen Graniten sind sie nie stark von der Verwitterung angegriffen.

Nach B. A. FRASSON (1947, S.15) gleichen diese Granite stark den Varietäten des Bernina-Granites und den rötlichen Mikrograniten der Alpe Salanfe. Unsere Granitgerölle müssen möglicherweise als ein Umlagerungsprodukt der Wildfysch-Konglomerate angesehen werden.

Fundort: Mit Vorliebe im Emmental-Schuttfächer, sehr selten im Guggisberg-Schuttfächer.

Grüne Granite

Die Textur der grünen Granite ist viel gröber als diejenige der roten Varietäten. Neben den Quarzkörnern findet man grosse Feldspatleisten (Mikrolin und Plagioklas). Die Glimmer sind – wie das ganze übrige Gestein – meist stark zersetzt.

Nach A. MATTER (1964, S.363) kommen ähnliche Gesteine heute in den Schweizer Alpen nur noch im Albula-Julier-Gebiet vor. Eine gewisse Ähnlichkeit besteht auch mit den Gesteinen der Dent-Blanche-Decke. Wahrscheinlich handelte es sich um eine mächtige unterostalpine Decke, die weit nach Westen reichte, die diese Gerölle geliefert hat.

Fundort: Wie für die roten Granite, doch sind sie im Guggisberg-Schuttfächer häufiger als die roten Granite.

Atypische Kristallingerölle

Unter atypischen Gesteinen finden wir vor allem Porphyre und Ophiolithe. Ihre Zahl ist jedoch sehr gering. An vielen Zählstellen findet man sie überhaupt nicht.

Fundort: in beiden Schuttfächern.

D. Quantitative und qualitative Geröllzählungen der drei Formationen

Die Geröllzählungen der Tab.1 zeigen vier verschiedene Gruppen (vgl. S. 60).

Erste Gruppe (Nrn. 1–7)

Diese Gruppe gibt uns einen guten Eindruck von der Geröllzusammensetzung auf der Nordseite des Guggisberges. Alle Konglomerathorizonte wurden in die Zählung aufgenommen. Sie beginnt also mit dem Basiskonglomerat und endet mit der Guggershorn-Formation. Innerhalb des Pfadflüe-Konglomerats wurden vier Zählungen durchgeführt (Nrn. 2, 3, 4 und 5).

Wir geben nun zuerst für jede Zählung deren charakteristische Werte, die Auskunft über Geröllgrösse und Bindemittel geben.

Nr. 1:	Grösstes Geröll:	0,1 m Ø (Flyschsandstein),
	Geröllgrösse:	nuss- bis eigross,
	Bindemittel:	sehr harter, konglomeratischer Sandstein.
Nr. 2:	Grösstes Geröll:	0,5 m Ø (Flyschsandstein),
	Geröllgrösse:	mittel bis grob,
	Bindemittel:	graue Sandsteine, manchmal in Form von Sandlinsen, in welchen einzelne Gerölle eingestreut sind. Diese Linsen sind vor allem an der Basis der Konglomeratschicht häufig.

- Nr. 3: Grösstes Geröll: 0,3 m Ø (Flyschsandstein),
 Geröllgrösse: mittel,
 Bindemittel: heller, grober Sandstein.
 Die wenigen kristallinen Gerölle (Granite und Quarzite) sind immer sehr klein und äusserst gut gerollt.
- Nr. 4: Grösstes Geröll: 0,2 m Ø (Flyschsandstein),
 Geröllgrösse: fein bis mittel,
 Bindemittel: grauer Sandstein.
 Auffallend ist der grosse Gehalt an kristallinen Geröllen (44%).
- Nr. 5: Grösstes Geröll: 0,4 m Ø (Flyschsandkalk),
 Geröllgrösse: mittel bis grob,
 Bindemittel: konglomeratische, helle Sandsteine.
- Nr. 6: Grösstes Geröll: 0,1 m Ø (Flyschsandstein),
 Geröllgrösse: fein,
 Bindemittel: grobe, konglomeratische Sandsteine.
 Bemerkenswert ist hier, dass sich kristalline und sedimentäre Komponenten die Waage halten.
- Nr. 7: Grösstes Geröll: 0,4 m Ø (Flyschsandstein),
 Geröllgrösse: grob, sehr schlecht gerundet, häufig eckige Gerölle,
 Bindemittel: grober, heller Sandstein.
 Hier muss der Anteil der Molassegerölle (5%) hervorgehoben werden.

Schlussresultate über die erste Gruppe

Wenn wir nun diese sieben Geröllzählungen miteinander vergleichen, so stellen wir einestheils beträchtliche Unterschiede fest, andertheils erhalten wir für gewisse Zählungen vorzügliche Übereinstimmung.

- a) Die Geröllzählung des Basiskonglomerates (Nr. 1) hat gezeigt, dass es sich um eine typische Geröllschüttung des Guggisberg-Schuttfächers handelt und nicht des Emmental-Fächers, wie vielfach angenommen wurde. In bezug auf seine Geröllzusammensetzung unterscheidet sich das Basiskonglomerat überhaupt nicht von den hangenden Konglomeratbänken. Auffallend sind nur seine geringe Mächtigkeit und die kleinen Geröllgrössen. Wir schliessen daraus, dass es sich um die erste Schüttung des Guggisberg-Fächers handelte. Sie erreichte wahrscheinlich nur die Südseite der Gegend von Guggisberg. Die Gerölle des Basiskonglomerates wurden dann durch marine Strömungen gegen das nördliche Molassebecken verdriftet. Durch diese mehrmaligen Verdriftungen wurden die Gerölle stark abgenutzt. Dank ihres Gewichtes lagerten sich die Gerölle schliesslich in auserodierten Rinnen und Prielen ab. Dies erklärt auch den sehr unregelmässigen Verlauf des Basiskonglomerates.
- b) Nrn. 2, 3, 5 und 7 zeigen eine vorzügliche Übereinstimmung bezüglich der petrographischen Natur. Dies beruht auf der Tatsache, dass sie innerhalb der Hauptachse des Schuttfächers ausgezählt wurden. Besonders stark treten darin die Flyschgesteine hervor (70–80%). Der Kristallinanteil ist überall sehr gering (1–5%). Auch die Geröllgrösse stimmt vorzüglich überein. Es handelt sich immer um mittel- bis grobe Gerölle.
- c) Im Gegensatz zu den oben genannten Nummern zeigt die Zählung Nr. 4 von Büelholz starke Unterschiede in der petrographischen Zusammensetzung. Hier halten sich kristalline und sedimentäre Komponenten die Waage. Dies wird verständlich, wenn wir bedenken, dass es sich hier um den Überschneidungspunkt der beiden Schuttfächer handelt. Die geringen Geröllgrössen deuten auf eine gewisse Entfernung von den Hauptschüttungszentren hin.
- d) Eine Sonderstellung nimmt Nr. 6 ein. Es handelt sich dabei um die Austernnagelfluh. Sie demonstriert das schlagartige Vordringen des Emmental-Schuttfächers und das momentane Abklingen der Guggisberg-Schüttung. Da alle Geröllgrössen gering sind, kann man annehmen, dass der Transportweg sehr weit oder aber die Transportenergie klein waren.
- e) Nrn. 4, 5 und 7 zeigen Molassegerölle (2–5%), währenddem die tieferen Schichten keine aufweisen. Die Gerölle konnten eindeutig als oligozäne Molasse bestimmt werden. Dies beweist uns, dass sich schon während des Miozäns die subalpinen Schuppen bildeten. Je höher stratigraphisch die Schichten liegen, um so grösser wird der Gehalt an Molassegeröllen (Nr. 7).

Tabelle 1: *Quantitative und qualitative Untersuchungen der Gerölle*

Prozentuale Zusammensetzung der Konglomerate

Petrographie der Gerölle	Nrn.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
Petrographie der Gerölle	Flyschsandsteine	30	41	39	30	35	15	42	34	73	26	26	6	16	9	11	10	35	sedimentäre Gerölle
	Flyschsandkalke	52	36	37	13	43	6	45	54	13	46	47	10	12	7	4	6	21	
	gelbe, spätige Kalke	2	4	6		9	1	4	5		8	10		1				1	
	dichte, graue Kalke	4	4	1	10	1	6		2	1	2	3			1				
	«Bianconekalke»		9	2		4	8	1	2	7	2	4	2		2	1		3	
	oolithische Kalke											2						1	
	Kieselkalke								1	2	1								
	Flyschbrekzien					1		1				1							
	Molassegesteine				2	2		5			5	2						2	
	Glaukonitsandsteine								1										
	Dolomite						2	1		1	1	1							
	Radiolarite	8	4	8	1	2	16		1	3	5	2	5	5	5		2	1	
	Quarzite	4	1	5	34	3	25	1			2	2	75	47	30	58	48	35	kristalline Gerölle
	rote Granite			2			1		1		2			13	27	13	15	1	
	grüne Granite		1		10	1	15						2	6	18	14	17		
	atypisches Kristallin			1			4								1		3		
Petrographie der Gerölle	Total sedimentäre Gerölle	96	98	93	56	97	54	99	100	100	96	98	23	34	24	16	18	64	
	kristalline Gerölle	4	2	8	44	4	45	1	1		4	2	77	66	76	85	83	36	
	Gesamttotal	100	100	101	100	101	99	100	101	100	100	100	100	100	100	101	101	100	
		I. Gruppe							II. Gruppe				III. Gruppe				IV. Gruppe		

Verzeichnis der Probeentnahmen für die Geröllanalysen

Erste Gruppe (Nrn. 1–7)

- | | |
|--------------------------------|--|
| 1) Mittliriedgraben: | Höhe 910 m Basiskonglomerat (Koord. 590.320/180.875) |
| 2) Basis der Pfadflüe: | Höhe 940 m Pfadflüe-Konglomerat (Koord. 591.950/181.050) |
| 3) Strasse NE Kalchstätten: | Höhe 1006 m idem (Koord. 590.750/180.670) |
| 4) Büelholz Waldweg: | Höhe 1070 m idem (Koord. 594.550/181.300) |
| 5) Terrasse ob Schweighüseren: | Höhe 1100 m idem (Koord. 592.830/181.550) |
| 6) Strasse Guggisberg: | Höhe 1110 m Austernagelfluh (Koord. 591.625/179.750) |
| 7) Guggershorn-Nordflanke: | Höhe 1260 m Guggershorn-Formation (Koord. 592.000/179.875) |

Zweite Gruppe (Nrn. 8–11)

- | | |
|------------------------|---|
| 8) Laubbachfall–Sense: | Höhe 780 m Basiskonglomerat (Koord. 589.850/178.350) |
| 9) Laubbach: | Höhe 1000 m Pfadflüe-Konglomerat (Koord. 593.000/178.120) |

- | | |
|--------------------------------|---|
| 10) Laubbach–Strasse nach Egg: | Höhe 1060 m idem (Koord. 593.280/178.200) |
| 11) Buechwald ob Riffenmatt: | Höhe 1140 m idem (Koord. 593.750/178.600) |

Dritte Gruppe (Nrn. 12–16)

- | | |
|----------------------------------|---|
| 12) Südseite des Rüscheeggügels: | Höhe 860 m Polygene Konglomerate (Koord. 596.550/180.800) |
| 13) Äschigumme: | Höhe 860 m Gibelegg-Formation (Koord. 598.625/180.550) |
| 14) Eingang Seligraben: | Höhe 840 m idem (Koord. 599.375/181.000) |
| 15) Linke Seite Fistergraben: | Höhe 880 m idem (Koord. 599.625/181.450) |
| 16) Rüti-Dörfli: | Höhe 840 m idem (Koord. 600.560/181.560) |

Vierte Gruppe (Nr. 17)

- | | |
|----------------------------|--|
| 17) Ringelspitze–Gibelegg: | Höhe 1000 m Guggershorn-Formation (Koord. 599.560/181.970) |
|----------------------------|--|

f) Bei allen sieben Zählungen konnte beobachtet werden, dass die kristallinen Gerölle immer sehr klein sind. Wohl viele dieser Gerölle stammen aus sekundärer Lagerung. Wir denken dabei besonders an die Wildflysch-Konglomerate. Entweder sind es die mehrmaligen Umlagerungen oder der lange Transportweg, die die kristallinen Gerölle so abgenutzt haben.

Zweite Gruppe (Nrn. 8–11)

Die zweite Gruppe der Geröllzählungen gibt uns einen W–E-Querschnitt durch die Südseite der Gegend des Guggisberges. Die Zählung beginnt mit den tiefst-anstehenden Konglomeraten im Laubbach und endet bei Buechwald, südlich von Riffenmatt, auf Höhe 1140 m.

- | | |
|---------|---|
| Nr. 8: | Grösstes Geröll: 0,6 m Ø (Flyschsandkalk), Geröllgrösse: mittel bis grob, Bindemittel: grobkörnige, manchmal konglomeratische Sandsteine, sehr oft auch Sandlinsen. |
| Nr. 9: | Grösstes Geröll: 1,0 m Ø (Flyschsandstein), Geröllgrösse: grob, Bindemittel: rötliche-grobkörnige Sandsteine. Auffallend ist hier die Rotfärbung, die auf der Südseite der Gegend von Guggisberg sehr oft auftritt. |
| Nr. 10: | Grösstes Geröll: 0,5 m Ø (Flyschsandstein), Geröllgrösse: grob, Bindemittel: Sandsteine und grau-grüne Mergel. |
| Nr. 11: | Grösstes Geröll: 0,3 m Ø (Flyschsandstein), Geröllgrösse: fein bis mittel, Bindemittel: grobe Sandsteine und grau-grüne Mergel. |

Schlussfolgerungen über die zweite Gruppe

a) Gesamthaft gesehen stellt diese Gruppe die gleiche Geröllzusammensetzung dar wie diejenige der ersten Gruppe. Dies gilt vor allem für die Flyschgesteine, die wieder 70–80% ausmachen. Interessant ist aber die Feststellung, dass der Kristallinanteil (Granite und Quarzite) etwas geringer ist als in der ersten Gruppe (1–2%). Dies weist darauf hin, dass die kristallinen Gerölle von Osten her zugeführt worden sind.

b) Schon in der Regionalbeschreibung haben wir darauf hingewiesen, dass die Geröllsortierung auf der Südseite des Guggisberg-Massives sehr schlecht ist. Dies kommt auch in den Geröllanalysen zum Ausdruck. Nrn. 8, 10 und 11 zeigen als Bindemittel sowohl Sandsteine als auch Mergel. Diese Gerölle müssen also sehr rasch abgelagert worden sein, so

dass keine Sortierung zustande kam. Ausserdem sind die Gerölle auf der Südseite der Gegend von Guggisberg sehr schlecht gerundet.

Eine Analyse über die Rundung der Gerölle hat folgendes ergeben:

10 %	eckig (angular),
34 %	schlecht gerundet (subangular),
35 %	besser gerundet (subrounded),
19 %	gut gerundet (rounded),
2 %	sehr gut gerundet (well rounded).

Alles weist hier auf eine typische fluviatile Schüttung ohne marine Einflüsse hin.

- c) Beim blossen Hinsehen könnte man glauben, dass es sich beim Aufschluss von Nr.11 um Austernnagelfluh handeln würde. Dieser Eindruck wird durch die Kleinheit der Gerölle hervorgerufen. Ausserdem liegen diese beiden Konglomeratbänke ungefähr auf gleicher Höhe. Die Geröllzählung zeigt aber deutlich, dass es sich um die Guggisberg-Schüttung handelt (hoher Flyschgehalt und wenig Kristallin).

Dritte Gruppe (Nrn.12–16)

Die dritte Gruppe stammt aus dem Gebiete des Emmental-Schuttfächers. Nr.12 gehört noch zur Kalchstätten-Formation, während die Nrn.13, 14, 15 und 16 der Gibelegg-Formation angehören. Paläogeographisch wurden sie jedoch im gleichen Schüttungsgebiet abgelagert.

Nr. 12:	Grösstes Geröll:	0,15 m Ø (Flyschsandkalk),
	Geröllgrösse:	fein,
	Bindemittel:	helle, mittelkörnige Sandsteine.
	Die wenigen Flyschgerölle (16%) sind verhältnismässig grob und dürften aus dem Guggisberg-Schuttfächer stammen.	
Nr. 13:	Grösstes Geröll:	0,2 m Ø (Flyschsandstein),
	Geröllgrösse:	mittel,
	Bindemittel:	mittel bis grobkörnige, graue Sandsteine, sehr stark zementiert.
Nr. 14:	Grösstes Geröll:	0,15 m Ø (Quarzit),
	Geröllgrösse:	fein bis mittel,
	Bindemittel:	mittelkörnige, graue Sandsteine.
Nr. 15:	Grösstes Geröll:	0,1 m Ø (Quarzit),
	Geröllgrösse:	fein,
	Bindemittel:	rötliche und helle Sandsteine.
Nr. 16:	Grösstes Geröll:	0,15 m Ø (Quarzit),
	Geröllgrösse:	fein,
	Bindemittel:	helle Sandsteine.

Schlussresultate über die dritte Gruppe

- Die Geröllgrössen aller fünf Zählungen sind fein bis mittel, d.h. die Gerölle des Emmental-Schuttfächers sind viel kleiner und besser gerundet als diejenigen des Guggisberg-Schuttfächers. Die geringe Grösse der Gerölle erklärt sich zum Teil durch den grösseren Transportweg, und andernteils dürften viele Kristallingerölle aus sekundärer Lagerung stammen.
- Das Hauptmerkmal des Emmental-Schuttfächers ist sein hoher Kristallinanteil (60–90%) und der schwache Gehalt an Flyschgesteinen (15–30%).
- Die Gerölle der Emmental-Schüttung sind sehr gut sortiert. Wir treffen keine mergeligen Bindemittel mehr an wie auf der Südseite der Gegend von Guggisberg. Die Matrix besteht immer aus den gleichen Komponenten wie die Gerölle.
- Bei der Beschreibung der Gibelegg-Formation haben wir schon gesehen, dass ihre Schichten teils aus marinen, teils aus Süsswasserablagerungen hervorgegangen sind. In den marinen Schichten, die sich heute in überkippter Lagerung befinden, herrscht die polygene Quarzitnagelfluh des Emmental-Schuttfächers vor, während sich in den fluvio-lakustrischen Abschnitten schon bedeutende Einflüsse des Guggisberg-Schuttfächers bemerkbar machen. Dies erkennen wir sehr gut, wenn Nr.13 mit Nrn.14, 15 und 16 verglichen wird.

Nr. 13 stammt aus den jüngsten Schichten der Gibelegg-Formation (Tortonien?). Daher weist diese Zählung schon einen relativ hohen Gehalt an typischen Guggisberg-Geröllen auf (etwa 28%). In den Nrn. 14, 15 und 16, die aus den ältesten Schichten dieser Formation stammen, ist der Anteil an Flyschgeröllen bedeutend niedriger (etwa 15–17%).

Man kann also in der Gibelegg-Formation zwei Mischkonglomerate erkennen:

- Vorherrschen der Kristallingerölle (60–70%), aber starker Anteil an Flyschgeröllen. } Emmental- und Guggisberg-Schuttfächer
- Sehr starkes Vorherrschen der Kristallingerölle (70%), äusserst wenig sedimentäre Gerölle. } Emmental-Schuttfächer

- e) Schliesslich weist die dritte Gruppe darauf hin, dass die polygenen Konglomerate von Rüschegg (Nr. 12), innerhalb der Kalchstätten-Formation, paläogeographisch der gleichen Einheit angehören wie diejenigen der Gibelegg-Formation (Nrn. 13, 14, 15 und 16).

Vierte Gruppe (Nr. 17)

Die vierte Gruppe umfasst eine Zählung aus der Guggershorn-Formation an der Gibelegg.

Nr. 17:	Grösstes Geröll:	1,0 m Ø (Flyschsandstein),
	Geröllgrösse:	sehr grob,
	Bindemittel:	grobkörnige Sandsteine.

Es ist interessant, diese Zählung mit derjenigen vom Guggershorn zu vergleichen (Nr. 7). Beide stammen aus der gleichen Formation, sind aber verschieden weit vom Schüttungszentrum entfernt.

Der Flyschgehalt, der am Guggershorn etwa 87% beträgt, ist an der Gibelegg auf 56% zurückgesunken. Dagegen ist der Quarzitanteil von 1% auf etwa 35% angewachsen. Man könnte daher die Nagelfluh der Gibelegg als polygen bezeichnen. Die Prozentzahl täuscht aber, denn die Quarzitgerölle sind nur sehr klein, während die Flyschgerölle einen mittleren Durchmesser von 20–30 cm aufweisen. Volumenmässig handelt es sich also um eine typische Guggisberg-Nagelfluh, doch deutet der Quarzitanteil darauf hin, dass die Emmental-Schüttung doch nicht ganz zur Ruhe gekommen ist. Bemerkenswert ist auch wieder das Auftreten von Molassegeröllen (2%), die eindeutig der oligozänen Molasse zugeteilt werden können. Diese Molassegerölle konnten in der Emmental-Schüttung nie nachgewiesen werden. Sie sind daher charakteristisch für die jüngsten Schichten der Guggisberg-Schüttung.

E. Allgemeine Ergebnisse der Gerölluntersuchungen

Die Gerölluntersuchungen in unserem Kartengebiet haben deutlich die Existenz zweier grundverschiedener Schuttfächer erwiesen:

- *Guggisberg-Schuttfächer*: Die Gerölle dieses Schuttfächers bestehen hauptsächlich aus Flyschgesteinen. Kristalline Gerölle sind darin sehr wenig enthalten. Sein Hauptschüttungszentrum ist die heutige Gegend des Guggershorns und des Schwendelberges. Die Schüttung erfolgte von Süden nach Norden, wobei die stratigraphisch tiefsten Geröllbänke von marinen Einflüssen noch stark verdriftet wurden (Basiskonglomerat).
Auf der Südseite der Gegend von Guggisberg herrschten wahrscheinlich nie marine Verhältnisse, denn Geröllschichtung und Sortierung sowie die bunten Farben der Sedimente weisen auf fluvio-terrestrische Ablagerungen hin. Mit der Zeit wurde das Gebiet des Guggisberges immer mehr aufgefüllt. Daher griff der Schuttfächer in der Guggershorn-Formation immer weiter gegen Osten über (Gibelegg).
- *Emmental-Schuttfächer*: Dieser Schuttfächer beherrschte vor allem den Nordostteil des Kartengebietes. Sein Hauptmerkmal ist die polygene Quarzitnagelfluh. Die Trennlinie zwischen den beiden Schuttfächern wird mehr oder weniger durch den Gambachgraben gebildet. Zeitweise griff jedoch der Emmental-Schuttfächer auch auf das Gebiet von Guggisberg über und dürfte wäh-

rend seiner grössten Ausdehnung annähernd die Sense erreicht haben (Austernnagelfluh, vgl. Nr. 6 [erste Gruppe] mit den Geröllzählungen der dritten Gruppe). In der Guggershorn-Formation wird der Emmental-Schuttfächer vom Guggisberg-Fächer stark zurückgedrängt. Er macht sich nur noch an der Gibelegg bemerkbar.

Der prozentuale Anteil der Kalke und Radiolarite folgt in den Geröllzählungen keiner Gesetzmässigkeit. Sie sind für die paläogeographische Interpretation wertlos. Man kann nur beobachten, dass die polygene Quarzitnagelfluh weniger Kalke enthält als die Kalknagelfluh. Die Gründe dafür sind nicht ersichtlich.

Wir haben schon bei der petrographischen Beschreibung (vgl. S. 56–58) gesehen, dass über die Herkunft vieler Gerölle noch keineswegs Klarheit besteht. Sicher bleibt jedoch, dass an der Geröllzusammensetzung vor allem präalpine Decken beteiligt sind. Bei der Erosion einer Decke wurden zuerst die jüngsten Schichten angegriffen; daher finden wir viele Flyschgerölle in den Konglomeraten. Welchen Einheiten die verschiedenen Flyschgesteine aber zugeteilt werden müssen, bleibt noch abzuklären.

Gerölle aus den helvetischen Decken konnten keine festgestellt werden. Dies wird auch von A. MATTER (1964) für die Napfschichten im Entlebuch bestätigt.

Die Herkunft der kristallinen Gerölle ist weit problematischer. J. CADISCH (1923, 1928) vertrat die These von der unterostalpinen Herkunft der grünen Granite. Auch A. MATTER (1964) schliesst sich dieser Ansicht an, denn er beobachtet, dass diese Granite im Dünnschliff mit denjenigen des Err-Bernina-Gebietes übereinstimmen. Dies gilt auch für die roten Granite. Die Gerölle müssten also einer mächtigen unterostalpinen Deckeneinheit angehört haben, die sich unmittelbar im Rückland des Napffächers befand und heute ganz der Erosion anheim gefallen ist. Nach R. STAUB (1934) wäre die Dent-Blanche-Decke noch ein solches Erosionsrelikt.

Bei der Besprechung der roten und grünen Granite haben wir die Ansicht vertreten, dass sie aus den polygenen Konglomeraten des Wildflyschs stammen könnten. Diese Annahme stellt sich keineswegs der These von der unterostalpinen Herkunft entgegen. Nur würden die kristallinen Gerölle in unserem Gebiet nicht aus primärer, sondern aus sekundärer Lagerung stammen.

Viele Fragen bleiben hier noch zu lösen, denn wir müssen bedenken, dass die Molassesedimente nicht ein direktes Negativ der Alpen bilden, sondern dass zahlreiche Umlagerungsvorgänge das Bild verwischt und kompliziert haben.

III. Seftigswand-Formation

(= Studweid-Formation von R. BLAU 1966)

Die Seftigswand-Formation ist die mächtigste Schuppe innerhalb der oligozänen Molasse. Eingerahmt durch die Rossboden-Formation im Süden und die Gibelegg-Formation (bzw. die autochthone Molasse) im Norden, durchzieht sie unser ganzes Kartengebiet. Schon E. GERBER (1925) erkannte auf Grund von Landschnecken- und fossilen Blätterfunden das stampische Alter dieser Gesteinsserie. Westlich der Ärgera wurde sie in neuerer Zeit von L. MORNOD (1949) und CH. EMMENEGGER (1962) eingehend beschrieben.

1. Mächtigkeit

Es ist äusserst schwierig, etwas über die Mächtigkeit dieser Formation auszusagen. Zwar kann die Nordgrenze gegen die autochthone Molasse und die Gibelegg-Formation ziemlich gut verfolgt werden, doch ist es nicht einfach, den Kontakt gegen die Rossboden-Formation zu finden. Deshalb müssen die folgenden Zahlen nur mit grösster Vorsicht aufgenommen werden.

In der Gegend von Plaffeien–Plasselb dürfte die Mächtigkeit ungefähr 800–900 m bei durchschnittlich 40° Fallen betragen. Östlich der Sense kommen wir auf 950 m bei 30° Fallen. Am dünn-

sten ist die Formation hinter Riffenmatt, weil dort die miozäne Molasse einen mächtigen Sporn gegen die subalpine Molasse bildet. Die grösste Mächtigkeit erreicht sie hinter der Gibelegg mit 2000–2300 m. Diese Mächtigkeitsangaben entsprechen wohl kaum der Realität, denn es ist wahrscheinlich, dass die Schichten durch zahlreiche Verwerfungen verschuppt sind.

2. Lithologie der Seftigswand-Formation

Die Seftigswand-Formation wird zu 95% aus klastischen Sedimentgesteinen aufgebaut. Chemische und biogene Gesteine sind nur in sehr geringen Anteilen vorhanden. Innerhalb der klastischen Gesteine begegnen wir allen Korngrössen, von verfestigten Geröllen bis hinunter zu den feinsten Tonkomponenten. Wir unterscheiden folgende Arten: Konglomerate, Sandsteine, Mergel, Tone, Kalke und Kohle. Kalke konnten nur an zwei Stellen entdeckt werden. Kohle kommt nirgends in Schichten, sondern immer als kleine Linsen oder Schmitzen vor.

Konglomerate: Sie kommen nur in sehr geringer Anzahl vor. Meistens findet man sie im Ostteil der Formation. Westlich der Sense konnten fast keine nachgewiesen werden. Ihre Mächtigkeit ist sehr gering und überschreitet selten 1 m. Die Gerölle sind ausserordentlich gut gerundet und sehr zähe. Der Durchmesser variiert zwischen 2 und 7 cm. Die hauptsächlichsten Komponenten sind folgende:

Quarzite: Sie bilden den Hauptanteil, und man kann daher mit Recht von einer Quarzitnagelfluh sprechen. Es handelt sich meistens um helle, leicht trübe und milchige Quarzite. Manchmal sind sie ziemlich dunkel und zeigen kleine Flitterchen von Pyritblättchen.

Granite: Es kommen zwei Arten von Graniten vor. Vorherrschend sind die roten Granite mit fleischfarbenen Orthoklasfeldspäten, die zum Teil stark zersetzt sind. Sie dürften wohl aus dem Aar-Massiv stammen. In kleinen Mengen treten auch grüne Granitgerölle auf, deren Herkunft äusserst problematisch ist.

Radiolarite: Sie sind braunrot und sehr hart. Ihre Herkunft dürfte in der Simmen-Decke zu suchen sein.

Schwarze Kalke: Sehr selten und in geringen Geröllgrössen. Ihre Herkunft ist unbekannt.

Das Bindemittel dieser Quarzitnagelfluh besteht aus den gleichen Komponenten, nur sind sie in die einzelnen Mineralbestandteile aufgelöst. Es handelt sich um grobe und konglomeratische Sandsteine, die diese Gerölle nur lose miteinander verbinden. Die Farbe ist grau bis gelblich, kann aber auch in rote Farbtöne übergehen.

Die laterale Ausdehnung dieser Konglomeratschichten ist nie gross. Meistens keilen sie schon nach wenigen Metern aus. In vertikaler Hinsicht wird der Übergang zwischen den Konglomeraten und den Sandsteinen von konglomeratischen Sandsteinen gebildet. Die Zusammensetzung bleibt gleich, nur die Korngrösse wird allmählich reduziert.

Sandsteine: In der Seftigswand-Formation finden wir alle Arten von Sandsteinen. Zusammen mit den Mergeln bilden sie den grössten Anteil der Sedimente in dieser Formation.

Grob- bis mittelkörniger, bläulicher Muskowitsandstein: Dies ist wohl der typischste Sandstein der Seftigswand-Formation. Makroskopisch sieht er folgendermassen aus: Bläulicher, manchmal sehr heller Sandstein. Oft geht die Farbe auch ins Rötliche über. Seine Korngrössen sind mittel bis grob. Die Härte ist nie sehr gross. Meist zerfällt er in den Aufschlüssen in seine Sandkomponenten.

Sein Vorkommen beschränkt sich immer auf sehr kompakte Bänke von mehreren Metern Mächtigkeit. Im Innern dieser Bänke ist absolut keine Stratifikation sichtbar. Im Gelände fällt er durch seine Knauerbildungen auf. Diese Knauer bilden Knollen bis zu 1 m Durchmesser von verhärtetem Sandstein, der aber die gleiche Zusammensetzung aufweist wie die Hüllmasse, nur ist sein Kalzitgehalt bedeutend höher, was ihm eine grössere Festigkeit verleiht. Über ihre Entstehung ist man sich noch nicht im klaren. Durch die Erosion werden diese Knauer herauspräpariert und bilden an steilen Schichtwänden ein hervorstehendes Relief.

Die grossen Muskowitlamellen können von blossen Auge auf den Schichtflächen und im Innern der Schichten bemerkt werden. Sehr häufig sind dann kleine Radiolarittrümmer, die dem Gestein oft eine rötliche Farbe verleihen. In den mittelkörnigen Sandsteinen sind diese Trümmer weniger zahlreich.

Meist sind diese Sandsteinkomplexe sowohl nach oben als auch nach unten gut abgegrenzt. Nur selten beobachtet man graduelle Übergänge in feinere oder gröbere klastische Gesteine.

Mikroskopisch kann man folgende Mineralien beobachten: Als Hauptmineral kommen immer Quarzkörner vor. Sie sind meist eckig bzw. schlecht gerundet. Manchmal sieht man auch längliche Leisten. Auch Feldspäte treten ziemlich häufig

auf, wobei der Orthoklas immer überwiegt und grösser ausgebildet ist als der Plagioklas. Der Orthoklas wird unter dem Mikroskop durch seine trübe Oberfläche rasch erkannt. Die Plagioklase erkennt man an ihrer Zwillinglamellierung. Als Glimmer kommt fast ausschliesslich Muskowit in Frage. Biotit ist sehr selten. Eigentümlicherweise zeigen die Glimmerblättchen gar keine gute Einreihung in die Stratifikation, sondern liegen meist in beliebigen Richtungen. Nur in wenigen Fällen konnte auch Chlorit beobachtet werden. Die Schwerminerale sind ziemlich häufig, wobei besonders Zirkon und Granat zu nennen sind. Sie wurden jedoch nicht weiter untersucht. Die Radiolarittrümmer, die sehr zahlreich sind, zeigen im Dünnschliff schöne Radiolarien. Die Matrix besteht ausschliesslich aus Kalzit, der manchmal in schönen Lamellen auskristallisiert ist.

Bläulich- bis rötlich-gelber, feinkörniger Sandstein: Was diesen Sandstein vom vorhergehenden unterscheidet, ist seine Feinkörnigkeit und die Härte. Es ist eine allgemeine Tatsache, dass in der Molasse die siltartigen, feinen Sandsteine immer härter sind als die grobkörnigen Arten. Dies hängt wohl mit der Porosität und der Zementierung zusammen.

Makroskopisch sehr feinkörniger, homogener Sandstein mit einzelnen Glimmerblättchen. Die Farbe ist nicht einheitlich, sondern in Flecken verteilt. Bläuliche Flecken wechseln mit rot-braunen und gelblichen. Die Mächtigkeit dieses Typus ist nie sehr gross. Meist ist er plattig ausgebildet und steht in inniger Beziehung zu den Mergeln.

Mikroskopisch: Hauptbestandteil ist der Quarz. Meist ist er ziemlich gut gerundet. Orthoklas ist sehr selten. Dagegen sind die Glimmerblättchen zahlreich vorhanden. Es handelt sich fast immer um Muskowit. Das Bindemittel wird von Kalzit gebildet. Dieser Sandsteintyp deutet auf eine sehr ruhige Sedimentation hin.

Mergel: Eines der besten Unterscheidungsmerkmale für die Sedimente der Seftigswand-Formation ist die Farbe der Mergel. Wir begegnen darin fast allen Gesteinsfarbtönen. Die Farbskala reicht von Grau über Olivgrün, Gelblich bis zu Dunkelrot. Wohl am häufigsten sind die olivgrünen und die weinroten, mit gelben Flecken versehenen Mergel. Graue und stark rote Mergel sind ziemlich selten.

Eine Mergelart muss besonders hervorgehoben werden. Es handelt sich um dunkle, manchmal schwärzliche Sandmergel. Auf den ersten Blick könnte man diese Bänke für Kohle oder bituminöse Schiefer halten, was aber in Wirklichkeit nicht der Fall ist. Diese schwarzen Mergel sind sehr typisch für die Seftigswand-Formation, denn sie erlauben im Felde, diese Formation von den ähnlichen Sedimenten der Gibelegg-Formation abzutrennen. Sehr häufig sind auch gelbe Mergel, die oft nuss-grosse Kalkkonkretionen enthalten.

Alle Mergel dieser Formation sind ausgesprochen kalkhaltig und brausen mit HCl immer stark auf. Hinsichtlich der petrographischen Zusammensetzung und der Korngrössenverteilung treten Übergänge von den feinkörnigen Sandsteinen bis zu Tonen auf. Die sandigen Mergel enthalten noch einen grossen Anteil an Quarzkörnern und Feldspäten. Die Kalzitlamellen treten immer auf den Schichtflächen auf (tektonische Gleitflächen). Im Unterschied zu den Wildflysch-Mergeln sind die Mergel der Seftigswand-Formation nie schieferig ausgebildet. Mit Wasser angefeuchtet, werden diese Mergel knetbar. Beim Anschlagen mit dem Hammer fallen sie würfelartig auseinander.

Diese Mergel können Mächtigkeiten von 1–5 m erreichen. Sie bilden ungefähr 50% der Sedimente dieser Formation. Im Gelände sind sie aber oft durch kleine Rutschungen verdeckt.

Tone: Reine Tone sind sehr selten in der Seftigswand-Formation. Meist sind es mergelige Tone. Die Farbe ist entweder dunkelrot oder olivgrün. Ihre Mächtigkeit ist nur gering. So konnten Tonlinsen von 2 mm beobachtet werden. Ihr Verlauf ist sehr unregelmässig. Mit Wasser angefeuchtet, werden diese Tone sehr plastisch und vergrössern ihr Volumen. Man findet sie oft an der oberen Schichtfläche eines Mergelhorizontes. Sie stellen wahrscheinlich eine lange Zeitspanne dar, während der die Sedimentation äusserst ruhig und sehr gering war.

Kalke: Die Kalke stellen einen sehr geringen Teil an den Gesteinen der Seftigswand-Formation dar. Während CH. EMMENEGGER (1962) westlich der Ägera noch kleine Kalkniveaus nachweisen konnte, haben wir bei uns nie zusammenhängende Schichten von Süsswasserkalken gefunden. Im Untersuchungsgebiet handelt es sich immer um kleine Kalkkonkretionen von etwa 1 cm Durchmesser, die in gelben Mergeln diffus verteilt liegen. Ein solches Beispiel lässt sich im Wissenbach auf Höhe 990 m beobachten. Die Kalkkugeln bestehen aus einem dunkelbraunen, kompakten Kalk. Ihre Form ist sehr unregelmässig.

Kohle: Sie ist äusserst selten und nie in ganzen Schichten anzutreffen. Lokal tritt Kohle innerhalb von groben Sandsteinen in Form von Linsen und Schmitzen auf. Es handelt sich hier ohne Zweifel um eingeschwemmte Holzstücke, die dann verkohlt wurden. Es ist eine schwarzglänzende Steinkohle, die von vielen feinen Kalzitäderchen durchzogen wird. Interessant ist es festzustellen, dass die meisten Kohlenschmitzen in den stratigraphisch jüngsten Schichten der Formation vorkommen.

3. Stratigraphie und Regionalbeschreibung der Seftigswand-Formation

Für die Regionalbeschreibung dieser Formation unterscheiden wir drei morphologische Zonen:

A. Gebiet westlich der Sense

In diesem Gebiet ist die Seftigswand-Formation wegen der Quartärbedeckung nur sehr spärlich aufgeschlossen. Es handelt sich dabei um die Gegend südlich von Plaffeien und Plasselb. Einer

der besten Aufschlüsse findet man im linken Tschüpplerenbach (Koord. 586.000/175.380), von Höhe 840 m an. Es sind Wechsellagerungen von 10–20 cm dicken, buntgefärbten, sandigen Mergeln und von 20–30 cm dicken, feinkörnigen Sandsteinen. Darüber folgen dann die typischen grobkörnigen Muskowitsandsteine. Sie zeigen absolut keine Stratifikation und sind sehr kompakt ausgebildet.

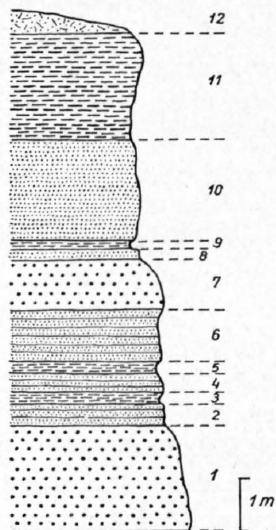


Fig. 24: Seftigswand-Formation: Linker Zufluss des Tschüpplerenbachs (Koord. 585.750/175.150, Höhe 870 m).

- | | | |
|-----|---------|---|
| 1. | x + 2 m | bläulicher, grobkörniger Sandstein mit rötlichen Flecken, |
| 2. | 0,5 m | plattiger, bunter, sehr feinkörniger Sandstein, |
| 3. | 0,2 m | gelbe und rötliche Mergel, |
| 4. | 0,4 m | idem 2, |
| 5. | 0,2 m | weinrote, schieferige Mergel, |
| 6. | 1,0 m | plattiger Sandstein, |
| 7. | 1,0 m | bläulicher, grobkörniger Sandstein, |
| 8. | 0,2 m | feinkörniger, gelblicher, harter Sandstein, |
| 9. | 0,1 m | rote Mergel, |
| 10. | 2,0 m | feinkörniger, gelblicher Sandstein, |
| 11. | 2,0 m | weinrote und olivgrüne Mergel, |
| 12. | – | Moränenbedeckung. |

Im linken Zufluss des Tschüpplerenbachs, südlich des Weilers Allmet (Koord. 585.750/175.150, Höhe 870 m), konnte das auf Fig. 24 dargestellte Profil aufgenommen werden. Was an diesem Profil besonders auffällt, ist die gleiche Wiederholung der verschiedenen Gesteinstypen. Dies ist charakteristisch für die Sedimentation der Seftigswand-Formation. Es handelt sich dabei immer um eine gewisse Rhythmizität der Ablagerungen. Meist fängt sie mit groben Sandsteinen an und endet mit tonigen Schichten. Auf dem Profil (Fig. 24) beginnt ein Rhythmus mit den grobkörnigen Sandsteinen von Nr. 1 und endet mit den Mergeln von Nr. 3. Der zweite Rhythmus beginnt mit Nr. 7 und endet mit Nr. 9. Dazwischen liegen kleinere Rhythmen, die Wechsellagerungen von feinkörnigen Sandsteinen und bunten Mergeln darstellen. Wir werden auf diese Rhythmen noch ausführlicher zurückkommen.

Im Tschüpplerenbach fällt die Molasse mit ungefähr 25–30° ein. Der höchstgelegene Aufschluss in diesem Bach liegt auf Höhe 990 m. Darüber folgt dann eine starke Verdeckung durch Flysch-Schuttmassen.

Ein weiterer interessanter Aufschluss liegt in einem Bach südlich von Plötscha (Koord. 587.800/175.500, Höhe 930 m). Fig. 25 zeigt ein Beispiel von Rinnenausfüllung durch grobe Sedimente. Es handelt sich hier um eine S–N verlaufende Rinne, die sich tief in die buntgefleckten Mergel eingefressen hatte. Darin lagerten sich nun zuerst Gerölllagen ab, die fast ausschliesslich aus kristallinen Komponenten bestehen. Es ist möglich, dass es sich bei diesen Geröllen um ein Umlagerungsprodukt der Konglomeratschichten der Rossboden-Formation handelt. Die weichen Flyschgesteine und Kalke wur-

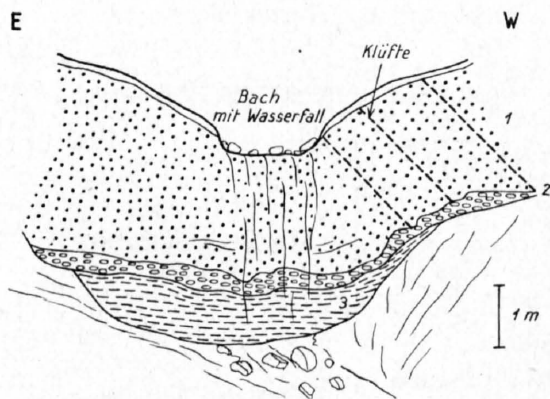


Fig. 25: Seftigswand-Formation: Rinnenausfüllung durch grobe Sedimente (Koord. 587.800/175.500, Höhe 930 m).

- | | |
|----|---|
| 1. | Grobkörniger Sandstein mit viel Glimmer (2,0 m). |
| 2. | Geröllschnur (rote und grüne Granite, Radiolarite und Quarzite (0,3 m), |
| 3. | Buntgefleckte Mergel (0,7 m). |

den durch diese mehrmaligen Umlagerungen vollständig ausgemerzt, und es blieben nur noch die zähen, nussgrossen, kristallinen Gerölle zurück. Diese polygenen Geröllschnüre wurden westlich der Sense nur an zwei Orten beobachtet. Über diesen Geröllen folgen dann grobe Sandsteine, die die Rinne vollständig zuschütteten.

Verschiedene Aufschlüsse wären noch im Rufenenbach, südlich von Plaffeien, zu beschreiben, doch bringen sie uns nicht Neues.

Schlussfolgerungen über die Seftigswand-Formation westlich der Sense

- Wir konnten ein starkes Vorherrschen der bunten Mergel über die Sandsteine feststellen. Ihre Farbe ist immer sehr intensiv rot, gelb oder grün.
- Polygene Gerölle sind nur vereinzelt vorhanden.
- Sedimentstrukturen sind äusserst selten. Es handelt sich hauptsächlich um Horizontalschichtung, was eine sehr ruhige Sedimentation voraussetzt.
- Der durchschnittliche Fallbetrag der Schichten gegen die Alpen beträgt 44° .

B. Gebiet östlich der Sense bis südlich von Riffenmatt

Fig. 26 zeigt uns den einzigartigen Kontakt zwischen der autochthonen und der subalpinen Molasse bei Gopplismatt am rechten Senseufer (Koord. 589.800/177.280, Höhe 800 m). Die Wichtigkeit dieses Aufschlusses liegt darin, dass er die einzige sichtbare Kontaktstelle darstellt. Dass die Überschiebung hier sehr intensiv ist, zeigen die Sandsteine von Nr. 11 an. Sie sind nämlich sehr hart und stark zerklüftet. Das gleiche findet man bei den kontaktnahen Mergeln, die auch sehr hart sind und durch ihre Druckschieferung an Bündnerschiefer erinnern. An der Überschiebungslinie fällt die Seftigswand-Formation mit 60° , während die Kalchstätten-Formation mit nur $10-12^\circ$ einfällt.

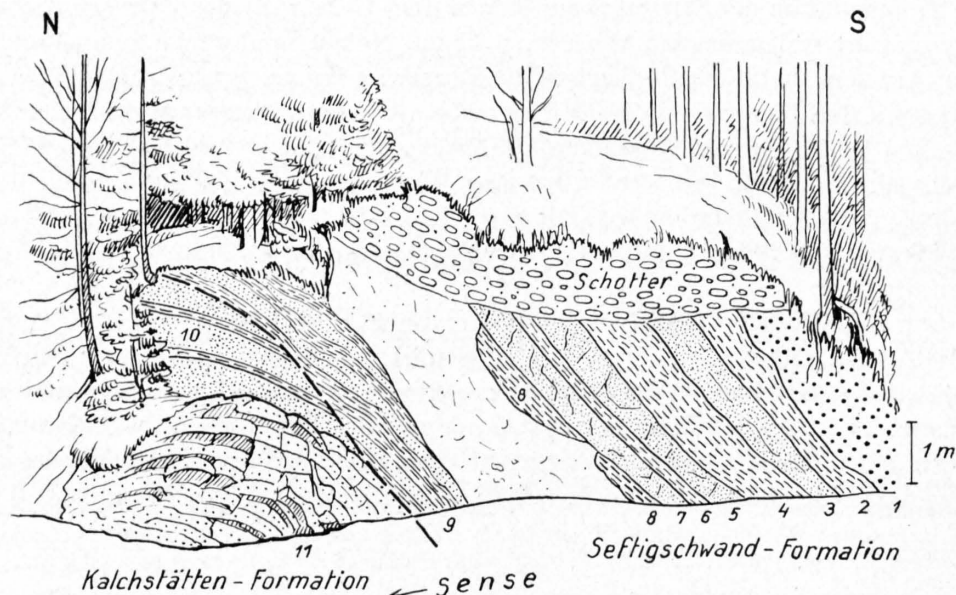


Fig. 26: Kontakt zwischen der autochthonen und subalpinen Molasse (Koord. 589.800/177.280, Höhe 800 m).

- | | |
|--|--------------------------|
| 1. Grober, bläulicher Sandstein, sehr schwach zementiert. | } Seftigswand-Formation |
| 2. Gelbe Sandmergel mit bläulichen Flecken. | |
| 3. Feinkörniger, grauer Sandstein. | |
| 4. Grau-schwarze Mergel. | |
| 5. Stark zerklüfteter, gelb-grauer Sandstein. | |
| 6. Bläulich-schwarze Mergel. | |
| 7. Stark zerklüfteter, gelb-grauer Sandstein. | |
| 8. Weinrote Mergel. | |
| 9. Wechsellagerungen von bunten Mergeln und dünnen Sandsteinschichten. | } Kalchstätten-Formation |
| 10. Wechsellagerungen von bläulichen Mergeln und harten, feinkörnigen Sandsteinen. | |
| 11. Grün-bläulicher Sandstein, stark zerklüftet, mit vereinzelt Wühlspuren. | |

Sehr gut aufgeschlossen ist dann der Gouchitsgraben, in dem wir vor allem die bunten Varietäten der Mergel studieren konnten. Auf weite Strecken sind dort fast nur Mergel aufgeschlossen, die alle möglichen Farbtöne aufweisen. Im gleichen Bach stösst man dann auf Höhe 850 m, direkt unter der Strasse, die nach Gopplismatt führt, auf ein 10–20 cm dickes, schwarzes Mergelband. Auf den ersten Blick sieht es aus, als wären es bituminöse Schiefer oder Kohle. Dies wird jedoch von R.F. RUTSCH (1928) verneint. Diese schwarzen Mergel konnten westlich der Sense nie beobachtet werden. Im linken Zufluss des Gouchitsgrabens (Koord. 590.600/176.600, Höhe 950 m) zeigt ein Aufschluss einen 10 m mächtigen, grobkörnigen, bläulichen Glimmersandstein, der viele nussgrosse Gerölle enthält. Es handelt sich vor allem um Quarzite und Radiolarite. Eingelagert in diesen Komplex sind feine Sandsteinlagen von etwa 20 cm Mächtigkeit, die eine auffallend grosse Härte aufweisen.

Wie wir schon bei der lithologischen Beschreibung erwähnt haben (vgl. S. 65), sind die grobkörnigen Glimmersandsteine mit ihren Knauern sehr charakteristisch für die Seftigswand-Formation. Ein schönes Beispiel davon wird bei Riedacher (Koord. 590.550/177.400, Höhe 870 m) beobachtet (Fig. 27).

Sehr gut aufgeschlossen ist auch der Cholgraben und dessen Seitenbäche (Koord. 591.500/177.650). Der Name «Cholgraben» stammt von den Einheimischen, weil in diesem Bach sehr viele schwarze Sandmergel aufgeschlossen sind, die von den Bewohnern irrtümlicherweise als «Kohle» bezeichnet wurden. Das folgende Profil wurde im linken Seitenbach des Cholgrabens bei Plötsch aufgenommen (Koord. 591.375/177.600, Höhe 880 m) und zeigt von unten nach oben:

- | | |
|------------|---|
| 1) 1,00 m | bläulicher, grober Knauersandstein, |
| 2) 0,40 m | gelb gefleckte Sandmergel, |
| 3) 1,00 m | weinrote Sandmergel, |
| 4) 2,00 m | bläulicher Knauersandstein mit schwarzen Äderchen, |
| 5) 0,10 m | bläulicher, plastischer Ton, |
| 6) 0,30 m | gelb-bläuliche Sandmergel, |
| 7) 0,05 m | roter Ton, |
| 8) 0,10 m | rote Mergel, |
| 9) 1,50 m | grauer, feinkörniger Sandstein, |
| 10) 0,05 m | roter Ton, |
| 11) 1,40 m | grauer, feinkörniger Sandstein, |
| 12) 0,40 m | grauer, plattiger Sandstein, |
| 13) 2,00 m | harter, feinkörniger Sandstein in Lagen von 10–20 cm. |

Sehr bemerkenswert an diesem Profil ist das Zurücktreten der Mergel gegenüber den Sandsteinen und die bruske Unterbrechung der Sandsteinschichten durch dünne Tonlagen.

In den zahlreichen Bächen des Ägertenwaldes ist die Seftigswand-Formation meist bis auf Höhe 1000 m gut aufgeschlossen. Darüber folgt dann starke Flysch-Schuttbedeckung, die nur noch wenige Aufschlüsse übrig lässt. Dies erschwert einen allgemeinen Überblick von dieser Formation in jener Gegend.

Die höchstgelegenen Aufschlüsse der Seftigswand-Formation fanden wir auf Höhe 1200 m, nördlich von Höjenstein (Koord. 591.550/176.125). Es handelt sich hier um gelbe Mergel, die den Kontakt mit der Rossboden-Formation bilden.

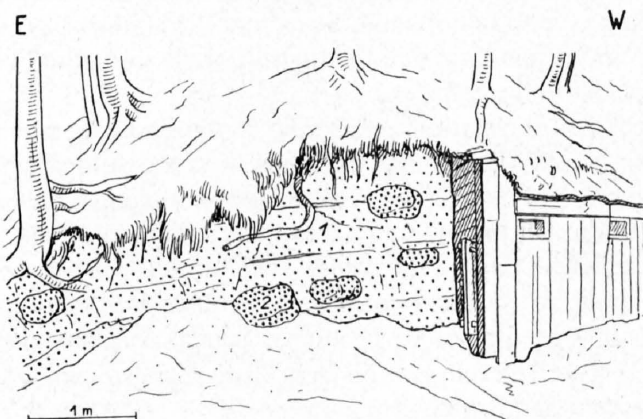


Fig. 27: Seftigswand-Formation: Knauerbildung in grobkörnigen Sandsteinen bei Riedacher (Koord. 590.550/177.400, Höhe 870 m).

1. Bläulicher Sandstein, mittel- bis grobkörnig.
2. Harte Knauer, bis zu 50 cm Durchmesser. Es handelt sich um das gleiche Material wie die umhüllenden Sandsteine, nur ist die Zementierung viel stärker.

Schlussergebnisse über die Seftigswand-Formation von der Sense bis nach Riffenmatt

- Nach den Aufschlüssen zu beurteilen, konnte ein starkes Vorherrschen der groben und feinen Sandsteine gegenüber den Mergeln festgestellt werden.
- Die Farbtöne der Mergel sind viel weniger intensiv als westlich der Sense.
- Dünne Tonlagen wurden in fast allen Profilen angetroffen. Dies deutet auf Unterbrechungen in der Sedimentation hin.
- Das durchschnittliche Fallen der Schichten beträgt 34° . Die Schichten fallen also etwas weniger stark als westlich der Sense.

C. Gebiet östlich von Riffenmatt

In diesem Gebiet erreicht die Seftigswand-Formation ihre grösste Mächtigkeit. Zwischen der Gegend von Guggisberg und der Gibelegg prellt die Formation weit nach Norden vor.

Der westliche Teil des Unterscheidwaldes ist ziemlich schlecht aufgeschlossen. Die Molasse wird dort durch mächtige Moränenablagerungen und Flysch-Schuttmassen verdeckt. Einige wenige Aufschlüsse befinden sich im Fuchserengraben (Koord. 595.100/179.000). Es handelt sich dabei meist um grobkörnige, weiche Knauersandsteine mit vereinzelt bunten Mergelbänken. Auf Höhe 1120 m fanden wir ein kleines Stück Kohle von 10 cm Dicke und 15 cm Länge. Seine Farbe ist schwarz glänzend. Dünne Kalzitäderchen durchziehen das ganze Stück. Diese Kohlenschmitze wird durch grobe Knauersandsteine eingeklemt. Es dürfte sich hier um ein eingeschwemmtes Holzstück handeln, das dann unter speziellen Bedingungen in Kohle umgewandelt wurde.

Erst im Murtengraben treten wieder gute Aufschlüsse der Seftigswand-Formation auf. Der erste Anriss mit bläulichen und schwarzen Mergeln liegt auf Höhe 850 m. Auf Höhe 880 m (Koord. 596.500/180.000) wurde das in Fig. 28 dargestellte Profil aufgenommen. Der Murtengraben bleibt bis auf Höhe 990 m gut aufgeschlossen.

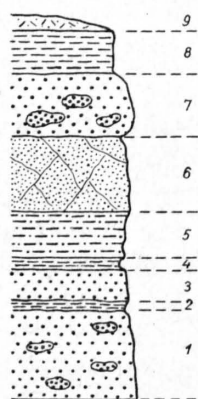


Fig. 28: Seftigswand-Formation: Murtengraben (Koord. 596.500/180.000, Höhe 880 m).

1. 3,0 m	grobkörniger, bläulicher Knauersandstein,
2. 0,2 m	rötlicher Mergel,
3. 1,0 m	sehr weicher, gelblicher Sandstein,
4. 0,4 m	blassgelbe Mergel,
5. 1,5 m	schwärzliche Mergel,
6. 2,5 m	harter, mittelkörniger Sandstein, stark zerklüftet,
7. 2,0 m	gelblicher, grobkörniger Knauersandstein,
8. 1,5 m	blassgelbe Mergel,
9. 0,3 m	Humus.

Im Schnäpfenmoosbach (Koord. 596.700/179.700, Höhe 920 m) liegt zwischen grobkörnigen Radiolaritsandsteinen ein etwa 40 cm dickes, polygenes Nagelfluhband. Seine Gerölle sind nussgross und sehr gut gerundet. Vorherrschend sind rote und grüne Granite, milchige Quarzite und Radiolarite. Es ist auffallend, dass sich keine Flyschgerölle darunter befinden.

Wohl den schönsten Aufschluss der Seftigswand-Formation findet man im Tröligraben, einem linken Zufluss des Schwarzwassers. Bis auf Höhe 930 m fliesst dieser Bach auf rezenten Alluvionen. Auf Höhe 930 m durchbricht er einen gewaltigen Komplex von bläulichen, grobkörnigen Knauersandsteinen, die eine tiefeingefressene Schlucht bilden. Ihr Fallbetrag ist durchschnittlich 40° . Stellenweise sind die Schichten sogar überkippt und tauchen nordwärts. Diese Schichtfolge von groben Sandsteinen hält im Trölibach bis auf Höhe 970 m an, wo sie dann von mächtigen Flysch-Schuttmassen und Moränen überdeckt werden. Die Waldwege, die vom Trölibach gegen Äugstershüttli (Koord. 597.000/178.610) hinaufführen, zeigen Wechsellagerungen von gelblichen Sandsteinen und bunten Mergeln. Besonders häufig sind die schwarzen Sandmergel.

Die tiefsten Aufschlüsse der Seftigswand-Formation im Wissenbach, SE von Stössi, findet man hinter dem mächtigen Nagelfluhsporn vom Äschigumme (Koord. 598.625/180.500). Diese polygene Nagelfluh, die noch der Gibelegg-Schuppe angehört, fällt mit 60° nach SE ein. Darüber folgen noch einige Meter graue, marine Sandsteine, die tektonisch stark zerquetscht sind. Auf diese Sandsteine sind dann grobkörnige, glimmerreiche Sandsteine aufgelagert, die ohne Zweifel der Seftigswand-Formation angehören. Im Hangenden erscheinen schwärzliche Mergel. Auf Höhe 885 m, kurz vor der Einmündung eines linken Seitenbächleins, tritt eine polygene Nagelfluhbank von etwa 6 m Mächtigkeit auf. Sie enthält hauptsächlich kristalline Gerölle. Flyschgerölle wurden darin keine gefunden.

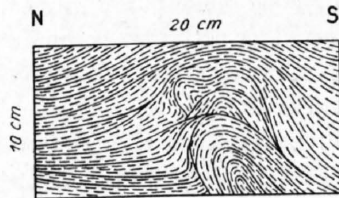


Fig. 29: Seftigswand-Formation: Fliesstexturen im Wissenbachgraben, Höhe 970 m (rechtes Ufer).

Im linken Zufluss des Wissenbachgrabens bei Koord. 598.625/179.000, Höhe 990 m, treten – durch eine Rutschung entblösst – gefleckte, gelb-bläuliche Sandmergel mit knötchenartigen Kalkkonkretionen zu Tage. Interessant ist es auch festzustellen, dass hier die Schichten überkippt sind. Sie tauchen mit 20° gegen Norden ab. Besonders schön sind die sedimentären Fliesstexturen im Wissenbachgraben auf Höhe 970 m (Fig. 29); es handelt sich um olivgrüne Mergel, die stark gestaucht sind. Auf ihre genetische Erklärung werden wir im Abschnitt «Sedimentologie» noch zurückkommen (vgl. S. 75).



Fig. 30: Seftigswand-Formation: Fossilhorizont im Seligraben (Koord. 599.635/179.860, Höhe 920 m).

1. x + 0,40 m feinkörniger, grauer Sandstein,
2. 0,15 m grau-bläulicher Sandmergel,
3. 0,20 m bläulicher Mergel mit zahlreichen Landschnecken und Säugerresten (Fossilhorizont),
4. 0,15 m grauer Sandstein,
5. x + 0,50 m Wechsellagerungen von gelblichen Sandsteinen und bunten Mergeln.

Der Seligraben ist äusserst schlecht aufgeschlossen. Bei Längeneibad (Koord. 599.300/180.700) stehen ungefähr auf 200 m noch mächtige Nagelfluhbänke der Gibelegg-Formation an. Die Seftigswand-Formation beginnt auf Höhe 960 m. Auf der linken Bachseite geht die Molasse nur etwa 10 m an den Flanken hoch, darüber folgen Rissmoränen. Paläontologisch wichtig ist ein Aufschluss auf Höhe 920 m an der linken Bachseite. Hier findet sich einer der wenigen Anhaltspunkte für die Süsswassernatur der Seftigswand-Formation. In einer dünnen Mergelschicht stecken zahlreiche Überreste von Landschnecken. Fig. 30 gibt einen Überblick über diesen wichtigen Aufschluss. Auf der linken Seite bleibt die Seftigswand-Formation bis auf Höhe 1000 m gut aufgeschlossen. Es handelt sich vor allem um Knauersandsteine. Die Mergel sind meist durch Rutschungen verdeckt. Im Steilhang des Seliwaldes bei Koord. 600.000/179.800 konnten zahlreiche polygene Nagelfluhschnüre beobachtet werden. Die höchsten Aufschlüsse im Seligraben erscheinen auf Höhe 1072 m beim Zusammenfluss des Seligrabens mit einem rechten Seitenbach. Es handelt sich um stark gefleckte Mergel mit Wechsellagerungen von feinkörnigen Sandsteinen.

Tief eingeschnittene Runsen bilden der Sachlisgraben und der Dürrbachgraben südlich von Rüti bei Riggisberg. An den steilen Abhängen dieser Bäche tritt die Seftigswand-Formation häufig zutage. Es sind vorwiegend grob- bis mittelkörnige Glimmersandsteine mit Knauern. Die bunten Mergel gehen stark zurück. Es scheint, dass wir uns hier wieder in einem stärkeren Schüttungsgebiet befinden als weiter westlich davon. Ein polygenes Nagelfluhband konnte im Sachlisgraben auf Höhe 980 m beobachtet werden. Auch auf der rechten Seite des Gasgrabens (linker Zufluss des Dürrbachgrabens) treten auf Höhe 980 m solche Konglomeratbänke auf. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 20 und 30 cm. Es ist eine ausgesprochene Quarzitnagelfluh. Meist keilen diese Geröllbänke in den groben Sandsteinen rasch wieder aus. Je höher man in diesen Gräben steigt, umso zahlreicher werden die Geröllagen. Es muss sich hier um eine sehr bewegte Sedimentation gehandelt haben. Davon zeugen auch die kleinen eingeschwemmten Holzstücke und die lokale Schrägschichtung der Sedimente. Tektonisch stark gestörte Sandsteine treten im Gasgraben auf Höhe 1030 m auf. Wahrscheinlich befinden wir uns hier nahe einer Überschiebungslinie (Rossboden- oder Wolfsegg-Formation). Es ist erstaunlich, wie im Gebiet des Dürrbachgrabens die bunten Farbtöne der Mergel zurückgehen. Die meisten Sedimente sind dort bläulich-grün gefärbt.

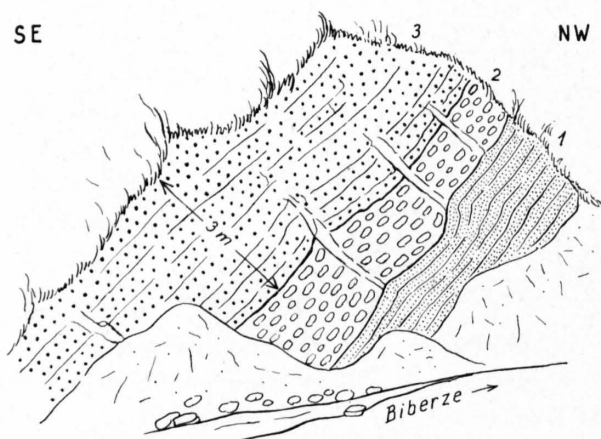


Fig. 31: Seftigswand-Formation: Quarzitnagelfluhbank im Biberzegraben (Koord. 602.400/180.600, linkes Ufer).

1. 2,0 m plattige feinkörnige Sandsteine,
2. 2,0 m polygene Nagelfluhbank mit nussgrossen Geröllen,
3. 3,0 m grobkörnige Sandsteine.

Fig. 31 zeigt einen Ausschnitt von einer polygenen Nagelfluhbank im Biberzegraben (Koord. 602.400/180.600, Höhe 890 m). Bei dieser Nagelfluhbank handelt es sich fast ausschliesslich um Quarzite und einige rote Granite, die äusserst gut abgerollt sind. Es scheint, dass diese polygenen Konglomerate gegen Osten stark zunehmen. Offenbar gehören sie dem Emmental-Schuttfächer an, der auch die meisten Gerölle der Gibelegg-Formation lieferte. Seine Geröllschüttung ist aber in der Seftigswand-Formation noch stark reduziert. Die maximale Aktivität entfaltet er erst im Miozän.

Zwischen dem Seli- und Biberzegraben ist diese Formation bis gegen 1100 m Höhe gut aufgeschlossen. Darüber folgt dann wieder starke Flysch-Schuttbedeckung.

Betrachten wir nun kurz die Südostabhänge der Gibelegg. Es handelt sich hier offenbar um die jüngsten Schichten der Seftigswand-Formation. Hier muss besonders das Fehlen jeglicher Konglomerathorizonte hervorgehoben werden. Es handelt sich hauptsächlich um grobkörnige, weiche Glimmersandsteine (mit Knauern) und um Wechsellagerungen von bunten Mergeln und plattigen, feinkörnigen Sandsteinen. Da die Schichten parallel mit den Abhängen tauchen, sind Rutschungen sehr häufig. An der Kantonsstrasse nach Rüti bei Riggisberg (Koord. 602.250/181.750) wurden in den grobkörnigen Sandsteinen schlecht erhaltene Blattabdrücke und ein Abdruck von einer Landschnecke gefunden. Nordwestwärts, gegen die Überschiebung auf die Gibelegg-Formation, werden die Gesteine tektonisch stark zerquetscht.

Schlussfolgerungen über die Seftigswand-Formation östlich von Riffenmatt

- Östlich von Riffenmatt nehmen die Sandsteine stark zu. Die bunten Mergel gehen merklich zurück. Soweit noch Mergel vorhanden sind, sind sie olivgrün oder bläulich gefärbt.
- Östlich des Seligrabens treten immer häufiger polygene Nagelfluhhorizonte auf. Sie sind vor allem in den ältesten Schichten der Formation anzutreffen. Ihre Zusammensetzung stimmt ungefähr mit derjenigen der Gibelegg-Formation überein. Sie dürften daher auch dem Emmental-Schuttfächer angehören. Somit setzte dieser Schuttfächer schon im Oligozän ein und blieb bis gegen das Ende des Miozäns aktiv. Er ist also bedeutend älter als derjenige des Guggisberges.
- Aus den vorhergehenden Ausführungen geht deutlich hervor, dass die Sedimentation östlich von Riffenmatt bedeutend stärker war, als im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes.
- Das Auftreten von Landschnecken und fossilen Blattabdrücken weist auf die Süßwassernatur dieser Formation hin.
- Das durchschnittliche Fallen der Schichten beträgt 39° nach Südosten.

4. Sedimentologie der Seftigswand-Formation

A. Ziel und Zweck der Untersuchungen

Die vollständige Untersuchung der sedimentologischen Verhältnisse in der Seftigswand-Formation würde schon für sich allein das Thema einer Dissertation ausmachen. Um dies auszuführen, müsste ausserdem ein sedimentologisch eingerichtetes Laboratorium zur Verfügung stehen, was für die vorliegende Arbeit aber nicht der Fall war. Wir beschränkten uns daher auf sedimentologische Felduntersuchungen, die jedoch nur ein recht lückenhaftes Bild der wirklichen Verhältnisse wiedergeben. Es ging vor allem darum, die Herkunft, die Transportart und die Ablagerungsbedingungen dieser Sedimente etwas genauer zu untersuchen.

B. Herkunft des Materials

Was heute als sicher angenommen werden kann, ist, dass die Molassesedimente Erosionsprodukte der alpinen Decken sind. Bei der Ablagerung der Seftigswand-Formation hatte der alpine Deckenschub noch nicht seine Maximalphase erreicht, die ja erst am Ende des Miozäns stattgefunden hat. Es handelte sich vielmehr um tektonische Vorphasen. Immerhin muss angenommen werden, dass die Erosion die sich emporwölbenden tektonischen Einheiten angriff. Das erodierte Gesteinsmaterial wurde dann gegen den nördlichen Molassetrog verfrachtet. Im Untersuchungsgebiet lagerten sich während des Oligozäns hauptsächlich Sandsteine und Mergel ab.

Unwillkürlich drängt sich nun die Frage auf, welche Decken diese Sedimente geliefert haben. Wenn wir die heutige Lage der tektonischen Einheiten von der Molasse weg alpenwärts verfolgen, so ergibt sich von Norden nach Süden folgendes:

- Ultrahelvetikum (Flysch und Préalpes externes)
- Préalpes médianes
- Simmen-Decke

Die übrigen Einheiten können wohl kaum als Lieferanten betrachtet werden. Von den oben genannten ist nun die Simmen-Decke die höchstgelegene. Daher wurde sie zuerst von der Erosion betroffen. Ihre wichtigsten Gesteine bestehen aus Aptychenkalken, Radiolariten und Flyschgesteinen (bunte Mergel, Sandsteine und Konglomerate). In der Seftigschwand-Formation finden wir nun als charakteristischen Gemengteil, der auf die Simmen-Decke hinweist, die Radiolarite. Ihre Umlagerung ist jedoch so stark, dass sie nur selten als Gerölle auftreten, sondern immer als kleine Gesteinstrümmen. Ihre Zahl ist bedeutend, so dass viele Sandsteine der Seftigschwand-Formation als Radiolarit-sandsteine bezeichnet werden können. Hingegen ist die Herkunft der Kalktrümmer in den Sandsteinen zur Zeit noch nicht abgeklärt. Sie könnten sowohl aus der Simmen-Decke als auch aus den Préalpes médianes stammen.

Ein besonderes Problem bilden auch die polygenen Konglomerathorizonte. Schon in der Regionalbeschreibung wurde darauf hingewiesen, dass sie aus dem Emmental-Schuttfächer stammen dürften. Jedoch glauben wir, dass ihre heutige Lage nicht der primären Ablagerung entspricht. Es handelt sich ohne Zweifel um Gerölle, die zahlreiche Male umgelagert wurden. Es bestünde auch die Möglichkeit, dass sie aus der konglomeratischen Rossboden-Formation stammen. Da die heutigen Konglomerathorizonte ausschliesslich harte und resistente Gerölle enthalten, kann man annehmen, dass eventuell vorhandene Flysch- und Kalkgerölle bei der Umlagerung soweit abgenutzt wurden, dass sie in ihre Mineralkomponenten zerfielen.

Die durchsichtigen und milchigen Quarzite stammen entweder aus dem Flysch der Simmen-Decke oder aus den Konglomeraten des Wildflysches. Das gleiche gilt auch für die grünen und roten Granite.

Eine besondere Erwähnung verdienen auch die ausgedehnten bunten Mergelzonen. Hier kann man sich die Frage stellen, ob die bunte Farbe ererbt oder erst bei der Ablagerung hinzugekommen ist. Einesteils ist es gut möglich, dass die bunten Flyschschiefer dem Sediment schon eine gewisse Farbe mitgegeben haben, andernteils liegt es an der Süsswassernatur der Seftigschwand-Formation, welche die Farbe der Sedimente bestimmt hat. Dabei spielten wohl die Vegetation und die Verwitterungseinflüsse eine grosse Rolle. Darauf hat schon CH. EMMENEGGER (1962) hingewiesen. Er schreibt dazu wörtlich (S. 87): «En ce qui concerne la bigarrure des sédiments, il semble bien qu'il faille l'attribuer, pour une grande part, à la décomposition de racines et de tiges végétales.»

Nachdem nun versucht wurde, etwas über den Ursprung der Sedimente herauszufinden, wollen wir sehen, wie diese Erosionsprodukte in den Ablagerungsraum geschafft wurden.

C. Transport der Sedimente

Als Transportmittel der Sedimente kann nur Wasser in Frage kommen. Während die Konglomerate rollend am Boden des Flussbettes weggeführt wurden, sind die Sande und Tonpartikel teilweise in Suspension transportiert worden. Untersuchungen an Quarzkörnern haben gezeigt, dass sie meist eckig ausgebildet sind. Ob der Transportweg lang oder kurz war, lässt sich damit wohl kaum entscheiden. Sand in Suspension kann bei Hochwasserverhältnissen (rascher Transport) sehr weit transportiert werden, ohne dass die Körner gerundet werden.

D. Ablagerungsraum und Sedimentationsbedingungen

Die Sedimente der Seftigschwand-Formation wurden im voralpinen Molassetrog abgelagert. Zu dieser Zeit war dieser Trog grösstenteils mit Sedimenten aufgefüllt. Nach R. F. RUTSCH (1947) waren grosse Teile dieser Ablagerungen aufgetaucht und bildeten eine Insellandschaft, die durch flache Seebecken unterbrochen wurde. Auf den trockengelegten Inseln konnten sich Pflanzen und Landtiere ansiedeln, deren Abdrücke uns heute als Fossilien überliefert sind. Wir wollen nun anhand von Sedimentstrukturen und rhythmischen Sedimentationszyklen das Ablagerungsmilieu in diesen Seebecken etwas genauer untersuchen.

a) Sedimentstrukturen

Die Sedimentstrukturen sind in der Seftigswand-Formation eher selten. Es handelt sich hauptsächlich um Horizontalschichtung mit vereinzelt Rippelmarken. An einigen Orten lassen sich Erosionsdiskordanzen und Grossrippelschichtung feststellen.

Ein Beispiel einer Erosionsdiskordanz haben wir schon in der Regionalbeschreibung gegeben (siehe Fig. 25). Dort wird eine bunte Mergelbank plötzlich diskordant durch eine 0,3 m mächtige Geröllbank überlagert. Der Verlauf und die Mächtigkeit dieser Geröllschnur sind sehr unregelmässig. Darüber folgen wieder diskordant grobkörnige Sandsteine, die wahrscheinlich einer Gross- oder Riesenrippel angehören. Dieser Erosionspriel kann folgendermassen erklärt werden: In einem ruhigen Sedimentationsmilieu lagerten sich zuerst bunte Ton- und Siltschichten ab. Durch plötzliche klimatische Veränderungen wurden die Wasserströmungen rascher und brachten grobes Geschiebe mit, das in dem unverfestigten Mergelmateriale eine Rinne erodierte, in der sich die Gerölle ablagerten. Diese Gerölle sind sehr unregelmässig verteilt. Als dann die Wasserströmung etwas nachliess, gelangten die grobkörnigen Sande zur Ablagerung, bis die Rinne zugefüllt war.

Im Wissenbach konnten auf Höhe 970 m kleine subaquatische Rutschungen festgestellt werden (siehe Fig. 29). Einige Prozente an Neigung dürften genügt haben, um diese unverfestigten Mergel zum Rutschen zu bringen.

Eines der wenigen Beispiele von Rippelschichtung lässt sich im Gasgraben (Koordinate 600.750/179.750, Höhe 950 m) beobachten (Fig. 32).

Es handelt sich hier um zwei Rippelgenerationen oder um sogenannte Wanderrippeln mit starker Sedimentzufuhr (W. J. M. VAN DER LINDEN 1963). Erhalten geblieben sind nur die «fore-set-beds» und ein Teil der «bottom-set-beds», während die «top-set-beds» von den darüber liegenden Rippeln erodiert wurden. Der Grösse nach können sie zu den fluviatilen Grossrippeln gezählt werden. Auf eine bewegte Sedimentation folgte dann wieder eine ruhige Periode, in der sich horizontale Sandschichten ablagerten.

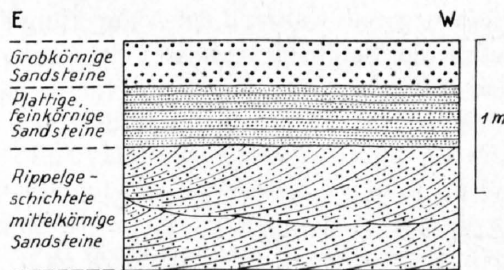


Fig. 32: Rippelschichtung in der Seftigswand-Formation (Gasgraben, Koord. 600.750/179.750, Höhe 950 m).

Unsere Beobachtungen über die Sedimentstrukturen zeigen folgende Ergebnisse:

- Der grösste Teil der Sedimente der Seftigswand-Formation wurde absolut horizontal abgelagert. Dies bedingt ein ruhiges Sedimentationsmilieu (Süsswasserbecken). Bei der Rippelschichtung handelt es sich um Erosionspriele.
- Marine Sedimentstrukturen konnten keine nachgewiesen werden.
- Die meist feinkörnigen Ablagerungen der Seftigswand-Formation bilden einen starken Gegensatz zur groben Geröllschüttung der Rossboden-Formation.

b) Sedimentationszyklen

In den letzten Jahren wurde sehr viel über Sedimentationszyklen in der Molasse geschrieben. Nach A. BERSIER (1958, S. 879) sieht ein vollständiger Molassezyklus folgendermassen aus:

- | | |
|-------|---|
| unten | – Molasse mit zunehmender Verringerung der Korngrösse |
| | – Macigno mit zunehmender Verringerung der Korngrösse |
| | – Mergel |
| | – verschiedenartige Tone |
| | – toniger Kalk |
| oben | – Seekreide und Kohle |

Schon in der Regionalbeschreibung der Seftigswand-Formation wurde auf gewisse Anzeichen von Zyklen hingewiesen. Meist sind sie aber unvollständig. Als Beispiel sei der unterste Teil der in Fig. 24 dargestellten Serie vom Tschüpplerenbach auf Höhe 870 m dargestellt:

1. bläulicher, grobkörniger Sandstein: 2,0 m
2. plattiger, feinkörniger Sandstein: 0,5 m
3. gelbe und rötliche Mergel: 0,2 m
4. plattiger, feinkörniger Sandstein: 0,4 m

In diesem Beispiel sind nur die untersten drei Glieder eines Molassezyklus enthalten, während die übrigen gar nicht zur Ablagerung gelangten, weil Nr. 3 ohne Erosionsdiskordanz in feinkörnige Sandsteine übergeht. Ähnliche Beobachtungen konnten auch an anderen Profilen angestellt werden. Ganz allgemein gilt für die Seftigswand-Formation folgendes:

- Anfänge von Zyklen sind vorhanden, die aber nie über die Tone hinaus reichen.
- Innerhalb der Zyklen kann man kleinere Mikrozyklen feststellen.
- Die grösste Mächtigkeit weist immer das erste Glied des Zyklus auf, während die folgenden immer dünner werden. Dies sagt aber nichts über die Ablagerungsdauer einer Schicht aus, denn bei feinkörnigen Ablagerungen dürfte auch der Sedimentanfall geringer sein.

Früher herrschte meistens die Meinung vor, dass die Sedimentationszyklen durch ruckweise Absenkung des Molassetroges hervorgerufen worden seien. Aber das genaue Studium von gewissen Kohlenbecken und der rezenten Flachmeere hat gezeigt, dass die zyklische Sedimentation in der Molasse hauptsächlich auf Flussverlegungen beruht. So schreibt A. BERSIER (1958, S. 867): «Sur une aire soumise à un enfoncement régulier et continu et à une alimentation constante en matériel détritique, le seul fait que l'apport oscille de part et d'autre suffit à déterminer une sédimentation périodique. Et pour que, de plus, elle soit cyclique, il faut seulement que se produise une différence entre le début et la fin de la période, différence qui est, dans notre cas, le calibre des détritiques transportés.»

Wir müssen also annehmen, dass die Absenkung des Molassetroges während der Ablagerung der Seftigswand-Formation regelmässig war und dass die Zufuhr der Sedimente gewissen Schwankungen unterlegen war. Diese beiden Faktoren bewirkten diese zyklischen Ablagerungen. Nur so lässt sich die grosse Mächtigkeit der Wechsellagerungen von Sandsteinen und Mergeln der Seftigswand-Formation erklären.

5. Paläontologie und Alter der Seftigswand-Formation

A. Paläontologie

Die Seftigswand-Formation ist äusserst wenig ergiebig an paläontologischen Beweisstücken. Ausserdem sind die Sandsteine der Seftigswand-Formation sehr porös, so dass eventuell vorhandene Kalkschalen durch zirkulierende Wässer ausgelaugt wurden.

An Gastropoden konnte nur *Plebecula ramondi* (BRONGN.) als sicher erkannt werden. Dieses Exemplar wurde an der Strasse nach Rüti (Koord. 602.250/181.750) entdeckt. Weitere Landschnecken konnten im Seligraben auf Höhe 920 m gefunden werden (siehe Fig. 30). Diese Fossilien sind aber alle zerbrochen und erlauben keine genauere Bestimmung. Ausserdem fanden wir an der gleichen Stelle wie *Plebecula ramondi* noch ein unbestimmbares Pflanzenblatt.

E. GERBER (1925, S. 33/34) zitiert noch folgende Flora: *Cinnamomum Scheuchzeri* HEER, *Salix longa* BRAUN, *Rhamnus Gaudini* HEER, *Berechemia multinervis* HEER, *Dryandroides lignitum* UNGER. Alle diese Pflanzenreste stammen aus dem Biberzegraben.

Kurz vor dem Abschluss dieser Arbeit erschien die Dissertation von R. V. BLAU (1966) über die Geologie des östlichen Gurnigelgebietes. In seinem paläontologischen Teil greift er auch auf unser Gebiet über. Er zitiert dabei die Fossilfundstellen vom Seligraben (Koord. 599.635/179.860) und Dürrbachgraben (Koord. 600.830/180.610). Darin fand er durch Schlämmen eine zahlreiche Säugetierfauna (op. cit., p. 96). Wir verweisen daher auf seine Publikation.

B. Alter der Seftigschwand-Formation

Plebecula ramondi weist auf Chattien hin. Diese Schnecke kann aber auch im «Aquitaniens» auftreten. Die Pflanzenreste weisen nur auf die Süßwassernatur dieser Formation hin. Bedeutend ist aber der Fund von H.BUESS (1920), der an der Gopplismatt, am rechten Senseufer, einen Rhinoceroszahn fand. Dieser wurde dem «Aquitaniens» zugewiesen. Leider ist aber der genaue Fundort unbekannt.

Wichtig ist hier nun die neu entdeckte Säugetierfauna von R. V. BLAU (1966). Nach diesem Autor spricht der Nager *Pseudotheridomys parvulus* SCHLOSSER eindeutig für oberes «Aquitaniens». Ein anderer Nager, *Plesiosminthus myarion* SCHAUB, kommt vor allem im unteren bis mittleren «Aquitaniens» vor. Da die Säugerfauna des Seligrabens etwa 700 m über der Basis der Formation liegt, darf man annehmen, dass ein Teil noch zum oberen Chattien gehört.

Auf Grund der Fossilien und der tektonischen Vergleiche mit den Autoren L.MORNOD (1949) und CH. EMMENEGGER (1962) in der Gegend von Bulle und La Roche weisen wir die Seftigschwand-Formation dem oberen Chattien und dem «Aquitaniens» zu.

6. Vergleiche mit den Nachbargebieten

Gegen Westen setzt sich die Seftigschwand-Formation in den «Couches de La Roche» von CH. EMMENEGGER (1962) fort. In der Gegend von Bulle bezeichnete sie L. MORNOD (1949) mit dem Namen «Couches du Gèrignoz». Die Fazies bleibt sich ungefähr gleich, nur treten die polygenen Konglomerathorizonte nicht mehr auf. Gegen Osten setzt sich diese Formation in der Blättermolasse von E. GERBER (1925) und der Studweid-Formation von R. V. BLAU (1966) fort.

IV. Rossboden-Formation

(= Lienegg-Formation von R. V. BLAU 1966)

Der Name Rossboden stammt von einer Alphütte, unweit der diese Formation besonders schön aufgeschlossen ist (Koord. 592.700/176.300). E. GERBER (1925), der diese Formation unter dem Namen «Stampische Kalknagelfluh» beschrieb, gab ihr ein mittel- bis oberstampisches Alter.

Die Rossboden-Formation ist vor allem auf der Nordseite des Gurnigels gut aufgeschlossen. Da in unserem Kartengebiet die Aufschlüsse sehr mangelhaft sind, ist es schwierig, allgemeine paläogeographische Schlussfolgerungen zu ziehen. Während bei CH. EMMENEGGER (1962) in der Gegend von La Roche diese Formation durch eine Schichtenfolge rupelischen Alters vom oberen Chattien (Seftigschwand-Formation abgetrennt) wird, konnten wir bei uns diese Trennung nie beobachten. Soweit es die Aufschlüsse zulassen, liegt die Rossboden-Formation tektonisch direkt über der Seftigschwand-Formation. Im Hangenden wird sie durch den Wildflysch oder durch die Wolfsegg-Formation überlagert.

1. Mächtigkeit

Die Mächtigkeit der Rossboden-Formation ist sehr unregelmässig. Nach unseren Beobachtungen kann sie maximal 200 m erreichen. An den Aufschlüssen wurde nie mehr als 50 m Mächtigkeit festgestellt.

2. Lithologie der Rossboden-Formation

Die groben Kalknagelfluhbänke, die in der Seftigschwand-Formation unbekannt sind, stellen das Hauptmerkmal der Rossboden-Formation dar. Diese Konglomerate bilden etwa 95% der Sedimente. Die restlichen 5% werden durch gelbe Mergel und grobe Sandsteine gebildet.

Konglomerate: Sie bilden den Hauptanteil der Sedimente in der Rossboden-Formation. Meist kommen sie in 10–20 m mächtigen Kalknagelfluhschichten vor. Makroskopisch handelt es sich um mittel- bis grobe Kalknagelfluh, die sehr gut verkittet ist. Das Bindemittel wird von grobkörnigen, hellen Sandsteinen gebildet. Die Gerölle sind im allgemeinen schlecht gerollt. Häufig weisen sie noch scharfkantige Ecken auf. Es konnten folgende petrographische Typen unterschieden werden:

Feinkörnige Sandsteine: Sie enthalten vor allem Quarze und Feldspäte, deren Korngrößen nur gering sind. Das Bindemittel ist immer stark kalkhaltig. Ihre Farbe ist leicht gelblich. Diese Sandsteine gehören dem Flysch an.

Rote Granite: Charakteristisch ist ihre rosarote Farbe. Sie kommen äusserst selten vor.

Weisse Kalke: Sie gleichen stark den Biancone-Kalken. Ihre Farbe ist meist weisslich. In den Dünnschliffen lassen sich gut erhaltene Calpionellen beobachten.

Radiolarite: Als Gerölle kommen sie selten vor. Meist findet man sie als Gesteinstrümmer im Bindemittel.

Mikroskopie: Nebst diesen Geröllen ergeben die Dünnschliffuntersuchungen folgendes Ergebnis:

Quarz ist sehr häufig, meist durchsichtig und eckig ausgebildet. Neben den Quarzen treten auch viele Orthoklase auf. Gut erkennbar sind sie an ihrer trüben Oberfläche. Plagioklase kommen sehr selten vor. Stark untergeordnet lässt sich auch Muskowit nachweisen. Interessant ist das vereinzelte Auftreten von Glaukonitkörnern. Die Kalktrümmer sind mikrokristallin ausgebildet. Vereinzelt werden Bryozoenbruchstücke beobachtet. Die Flyschgerölle enthalten oft Foraminiferen. Das Bindemittel wird von Kalzit gebildet.

Konglomeratistische Sandsteine: Diese Sandsteine vergesellschaften sich immer mit den Konglomeratbänken. Meist erscheinen sie als Zwischenlagerungen im Innern der Kalknagelfluhbänke, wobei der Übergang nach oben und unten progressiv ist. Erosionsdiskordanzen konnten keine festgestellt werden.

Makroskopisch handelt es sich um konglomeratistische Sandsteine von weissgelber Farbe. Die Textur ist massig und homogen. Die Härte dieser Sandsteine ist ausserordentlich gross. Sie können daher nicht mit den Knauersandsteinen der Seftigschwand-Formation verwechselt werden. Von blossen Auge kann man Kalk- und Quarzsplitter unterscheiden. An verschiedenen Handstücken lässt sich eine Rhythmizität zwischen feineren und gröberen Lagen unterscheiden. Manche Varietäten erinnern durch ihr Aussehen und ihre Verfestigung stark an Gurnigelsandstein. Durch Verwitterungseinflüsse erhalten diese Sandsteine von den herausragenden Quarzsplittern eine rauhe Oberfläche.

Mikroskopisch: Hauptgemengteil sind immer grosse, scharfkantige Quarzkörner. Daneben treten grosse Orthoklaskristalle auf, die aber stark zersetzt sind. Glimmer ist meist in Form von Muskowit vorhanden. Sehr häufig kommen die roten Radiolarittrümmer vor, die schöne Radiolarien enthalten. Vereinzelt konnte auch hier wieder Glaukonit nachgewiesen werden. Die Schwermineralien wurden nicht speziell untersucht. Es scheint aber, dass sie ziemlich häufig sind. Auch hier treten wieder Bryozoenreste auf.

Gelbe Mergel: Diese Mergel kommen sehr selten vor. Oft verdeckt sie die Vegetation. Sie treten im Liegenden der Konglomeratbänke auf. Ob dies ihre normale stratigraphische Position ist, konnte nicht festgestellt werden. Möglicherweise ist die Schichtfolge dieser Formation überkippt.

Ihr lithologischer Aspekt erinnert stark an die gelben Mergel der Seftigschwand- und Gibelegg-Formation. Diese Mergel sind immer stark sandig. Im Innern lassen sich keine Anzeichen von Schichtung erkennen. Ihre Farbe ist intensiv gelb. Im ganzen Untersuchungsgebiet scheint die gelbe Farbe typisch zu sein für Süsswasser-Sedimentationsverhältnisse.

Wenn wir unsere Beobachtungen über die Lithologie der Rossboden-Formation zusammenfassen, so ergeben sich gegenüber der Seftigschwand-Formation folgende Unterschiede:

- Vorkommen von mächtigen Kalknagelfluhbänken.
- Ausgeprägte gelbe Farbe der Mergel, aber nie bunt gefleckt.
- Vereinzelte Glaukonitkörner.
- Schlechter Abrundungsgrad der Gerölle.
- Auffallend helle Farbe der konglomeratistischen Sandsteine.

3. Stratigraphie und Regionalbeschreibung der Rossboden-Formation

Westlich der Sense konnten wir die Formation nicht nachweisen.

Östlich der Sense erscheinen die ersten Aufschlüsse der Rossboden-Formation unterhalb der Alpkütte Höjenstein bei Koord. 591.550/176.125 auf Höhe 1200 m. Es handelt sich dort um eine Kalknagel-

fluhbank, die eine Mächtigkeit von 2–3 m hat. An der Basis sind gelbe Mergel und konglomeratische Sandsteine sichtbar, die dann allmählich in die eigentlichen Konglomerate übergehen. Das Fallen der Schichten beträgt 50° SE.

Schöne Aufschlüsse lassen sich dann unterhalb Rossboden (Koord. 592.600/176.450 auf Höhe 1250 m) beobachten. Direkt unterhalb des Waldrandes stossen wir dort auf eine mächtige Kalknagelfluhbank. Die Gerölle bestehen fast ausschliesslich aus Flyschsandsteinen. Daneben treten einige vereinzelte Kalke und rote Granite auf. Das grösste Geröll erreichte einen Durchmesser von 70 cm. Stellenweise sind die Konglomerate stark rot gefärbt und erinnern an «Molasse rouge». An verschiedenen Orten sind konglomeratische Sandsteine in der Kalknagelfluh eingekeilt. Der Aufschluss erreicht eine Mächtigkeit von etwa 40–50 m und erstreckt sich auf 200 m Länge. Etwa 100 m weiter östlich sind diese Schichten an einer abgerutschten Stelle nochmals sichtbar.

An einem Steilhang kann diese Kalknagelfluh morphologisch bis nach Schwantenbuechallmid verfolgt werden. Oberhalb der Strasse nach Schwarzenbühl, in einem kleinen Wäldchen bei Koord. 594.550/177.700, treten die Schichten wieder zu Tage. An der Basis haben wir dort eine 2 m mächtige, kleingeröllige Kalknagelfluh. Darüber folgen 2–3 m kompakte, zum Teil konglomeratische, helle Sandsteine, die sehr hart sind. Mehrere Aufschlüsse lassen sich auch unterhalb der Schwarzenbühlstrasse nachweisen. Es handelt sich um 10–20 m dicke Nagelfluhbänke, die durch gelbe Sandmergel voneinander getrennt werden. Petrographisch bleibt sich die Zusammensetzung ungefähr gleich. Über diesen verschiedenen Konglomerathorizonten folgen dann bläuliche und mauagraue Mergel, die schon zur Wolfs-egg-Formation gehören. Fig. 33 zeigt die oben genannten Verhältnisse in einem Querschnitt N–S.

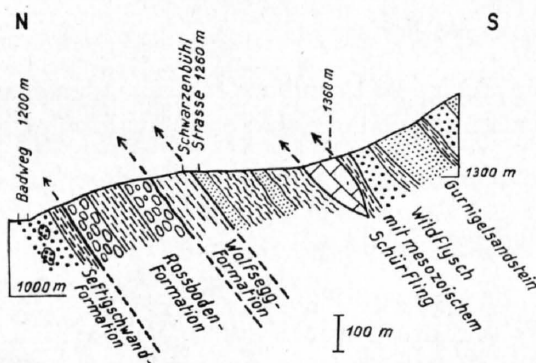


Fig. 33: Schematisches Profil bei Schwantenbuechallmid (Koord. 594.625/177.750).

Weiter ostwärts ist die Rossboden-Formation stark verdeckt. Nur «In den Beder» (Koord. 596.150/178.500, Höhe 1170 m) stossen wir auf Wechsellagerungen von 2–3 m mächtigen Kalknagelfluhbänken und gelben, konglomeratischen Sandsteinen. In den tiefeingeschnittenen Runsen des Wissenbachs und des Seligrabens tritt die Rossboden-Formation nirgends zutage, denn die Flysch-Schuttbedeckung erreicht dort eine Mächtigkeit von etwa 100 m.

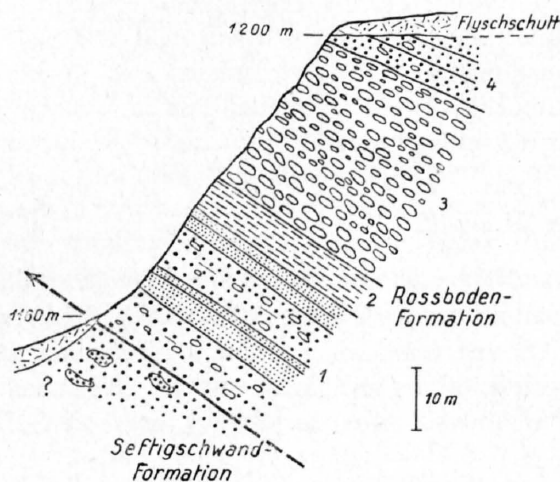


Fig. 34: Unter Gurnigelswald (Koord. 602.000/178.750, Höhe 1160 m).

1. 24,0 m hellgelber, konglomeratischer Sandstein, manchmal mit feinkörnigen Zwischenlagen. Stark zyklisch aufgebaute Schichten.
2. 6,0 m rostbraune bis gelbe Mergel.
3. 28,0 m sehr grob ausgebildete, braungelbe Kalknagelfluh; hauptsächlich enthält sie Flyschgerölle. Die Geröllführung erinnert stark an den miozänen Guggisberg-Typus.
4. 2,0 m gelber, manchmal rötlicher Sandstein, der bis auf Höhe 1200 m anhält.

Erst am Ostrand des Untersuchungsgebietes, im Unteren Gurnigelwald, treten die Kalknagelfluhbänke wieder auf. In einem kleinen Bächlein (Koord. 602.000/178.750, Höhe 1160 m) konnte das auf Fig. 34 dargestellte Profil aufgenommen werden. Das Streichen und Fallen dieser Schichten beträgt 40° SE.

Auf der Nordostseite des Gurnigels kann die Rossboden-Formation bis ins Gürbetal hinunter nachgewiesen werden. Ihre Mächtigkeit nimmt dabei stark zu.

Schlussresultate über die Rossboden-Formation

- Die Mächtigkeit der Rossboden-Formation ist nur gering. Es scheint, dass vor allem die starren Kalknagelfluhbänke an die Oberfläche gelangten, während die plastischen Mergel in der Tiefe geblieben sind.
- Alle Aufschlüsse liegen zwischen 1100 und 1200 m Höhe. Dies lässt auf einen ungestörten Zusammenhang der Formation schliessen.
- An der Basis treten meist konglomeratische Sandsteine und gelbe Mergel auf, die dann nach oben in die eigentliche Kalknagelfluh übergehen. Möglicherweise ist die Schichtfolge der Rossboden-Formation überkippt.
- Soweit die Aufschlüsse feststellen lassen, ist die Rossboden-Formation unmittelbar auf die Seftigschwand-Formation aufgeschoben. Der Fallbetrag ist meistens etwas höher als derjenige der Seftigschwand-Formation.

4. Sedimentologie der Rossboden-Formation

Mit der Rossboden-Formation beginnt in unserem Gebiet die eigentliche Molassesedimentation, denn die stratigraphisch tieferliegende Wolfsegg-Formation erinnert entsprechend ihrer lithologischen Ausbildung noch stark an die Flyschsedimentation.

A. Herkunft der Kalknagelfluh

Petrographische Untersuchungen haben ergeben, dass sie zu 95% aus Flyschgeröllen besteht. Daher kann man annehmen, dass die Simmen-Decke und das Ultrahelvetikum als Lieferanten in Frage kommen. Das gemeinsame Auftreten von roten Radiolariten und weissen Biancone-Kalken deutet eher auf die Simmen-Decke hin. Auch die roten Granite dürften kaum direkt aus dem Kristallin stammen, sondern müssen eher als Umlagerungsprodukt eines älteren Konglomerates angesehen werden (Wildflysch?).

Bei der Schuppenbildung der oligozänen Molasse wurde ein Teil dieser Konglomerate wieder erodiert. Die weicheren Flyschgerölle wurden dabei in ihre Mineralkomponenten aufgelöst. Nur die harten Granite und einzelne Kalke widerstanden dem Transport. Heute treten diese Gerölle in Form von Geröllschnüren in der Sandsteinformation auf. Interessant ist es auch zu wissen, dass diese Formation selbst im Ostteil der Karte nie polygene Konglomerate führt. Wir müssen also annehmen, dass der Emmental-Schuttfächer im unteren Oligozän noch nicht existierte oder dass er zu dieser Zeit vor allem Flyschgerölle lieferte wie die miozäne Guggisberg-Schüttung.

B. Transport des Materials

Im Unterschied zu den Geröllen der Seftigschwand-Formation sind diejenigen der Rossboden-Formation äusserst schlecht gerollt. Oft beobachtet man noch scharfe Kanten und Ecken. Der Transportweg der Gerölle dürfte also kurz gewesen sein. Dies ist verständlich, wenn wir bedenken, dass diese Gerölle unmittelbar am Fuss der werdenden Alpen deltaartig abgelagert wurden. Wohl machten sich vielleicht noch gewisse marine Einflüsse bemerkbar, aber sie waren zu schwach, um diese Gerölle noch weiter zu transportieren.

C. Ablagerungsbedingungen und Sedimentationsraum

Ein Blick auf die geologische Kartenskizze zeigt uns, dass die Rossboden-Formation sehr ungleich verteilt ist. Während sie westlich der Sense gar nicht vorhanden ist, treten die ersten Konglomeratschichten erst hinter den miozänen Nagelfluhbänken der Gegend von Guggisberg auf. Ohne Zweifel stehen die Konglomerate der Rossboden-Formation in einer gewissen Beziehung zu denjenigen der Gegend von Guggisberg. Es ist anzunehmen, dass das riesige Delta des Guggisberg-Schuttfächers schon während des Oligozäns eine gewisse Aktivität entfaltete.

Wenn diese Hypothese stimmt, so ist es nicht erstaunlich, dass die Rossboden-Formation westlich der Sense nicht auftritt. Diese Gegend wäre somit ausserhalb des Schuttfächers, in einem Gebiet mit sehr ruhiger Sedimentation, gelegen. Es lagerten sich dort ähnliche Sedimente ab wie diejenigen der Seftigswand-Formation. Somit könnten die südlichsten Schichten der Seftigswand-Formation westlich der Sense gut der Rossboden-Formation entsprechen. Ein Hinweis ist uns durch einen Aufschluss in einem Bach NW von «Im Chloster» (Koord. 588.875/174.750 auf Höhe 900 m) gegeben. Dort kommen stark konglomeratische Sandsteine von grosser Härte vor. Ihre Ähnlichkeit mit den Sandsteinen der Rossboden-Formation östlich der Sense ist verblüffend. Da wir nur diesen einzigen Aufschluss gefunden haben, konnte nicht abgeklärt werden, ob es sich nun wirklich um die Rossboden-Formation handelt. Deshalb wurde der Aufschluss nicht speziell von der Seftigswand-Formation abgetrennt.

Paläogeographisch bilden die Schichten der Rossboden-Formation den Übergang zwischen der Unteren Meeresmolasse und der Unteren Süsswassermolasse. Darauf weisen die vereinzelt Glaukonitkörner und die Bryozoenreste hin. In einem Dünnschliff liess sich sogar noch eine zerbrochene Foraminifere nachweisen (Sc. 129). Diese Sedimente wurden wohl in einem Süsswassermilieu abgelagert, doch müssen noch gelegentliche Vorstösse des Meeres stattgefunden haben. Damit wurden marine Organismen in terrestrische Sedimente eingeschwemmt.

Nach CH. EMMENEGGER (1962) bilden die «Couches de Ramsera», oberhalb von La Roche, die homolog unserer Rossboden-Formation sind, an ihrer Basis oft Erosionsdiskordanzen und Kreuzschichtung. Die Aufschlüsse in unserem Gebiet sind zu mangelhaft, um diese Aussagen zu bekräftigen, doch das Vorkommen von Mergelgeröllen in der Kalknagelfluh lässt auf starke Erosion der unterliegenden Schichten schliessen.

Wir haben schon gesehen (vgl. S. 75), dass in der Seftigswand-Formation die Sedimentation im allgemeinen sehr ruhig verlaufen ist. Die wenigen Sedimentstrukturen liessen sich am besten durch Klimawechsel erklären. Wohl hatte eine gewisse Absenkung des Molassetroges stattgefunden, doch handelte es sich dabei nie um bruske Subsidenzen. Für die Rossboden-Formation dürfte genau das Gegenteil der Fall gewesen sein. Das plötzliche Auftauchen von dicken Konglomeratbänken, die oft direkt Mergelhorizonte überlagern, lässt sich nicht nur durch klimatische Variationen erklären. Es müssen ruckweise Absenkungen des Molassetroges, mit gleichzeitiger starker Hebung des Hinterlandes, stattgefunden haben. Es darf nicht vergessen werden, dass wir uns während der Ablagerungszeit der Rossboden-Formation in einer intensiven, orogenen Periode der Alpenbildung befinden.

Östlich der Sense unterscheiden sich die Sedimentationsarten zwischen der Rossboden- und Seftigswand-Formation durch folgende Kriterien:

- In der Rossboden-Formation sind die Übergänge in gröbere und feinere Fraktionen immer abrupt und nie sukzessiv wie in der Seftigswand-Formation.
- Glaukonit und Bryozoen wurden in der Seftigswand-Formation nie gefunden, während sie in der Rossboden-Formation noch verstreut nachgewiesen werden können.
- Die Rossboden-Formation entspricht einer typischen Deltasedimentation mit starken lateralen Fazieswechseln. In der Seftigswand-Formation sind die faziellen Veränderungen viel geringer.

5. Paläontologie und Alter der Rossboden-Formation

A. Paläontologie

In unserem Kartengebiet liessen sich keine Fossilien auffinden, die eine genaue Alterseinstufung erlauben würden. E.GERBER (1925) fand ausserhalb unseres Gebietes an der Fuchsegg (Blatt Thun) einige Landschnecken, die auf Stampien hinweisen. Mikrofossilien sind aus dieser Formation keine bekannt.

B. Alter der Rossboden-Formation

E.GERBER (1925) stellte die Rossboden-Formation, die er als «Stampische Kalknagelfluh» bezeichnete, ins Mittel- bis Oberstampien. Der Seftigschwand-Formation gab er ein mittelstampisches Alter. Nach diesem Autor wäre die Rossboden-Formation jünger als diejenige von Seftigschwand. Nach unserer Auffassung gehört die Rossboden-Formation ins untere Chattien. Da keine paläontologische Beweise gefunden wurden, müssen wir die Altersbestimmung dieser Formation auf lithologische und tektonische Befunde stützen.

Welche Tatsachen deuten nun darauf hin, dass die Rossboden-Formation älter ist als die Seftigschwand-Formation?

- Wenn ein Schnitt von der Gibelegg südwärts bis zur Flyschgrenze gezogen wird, so lassen sich mehrere Schuppen nachweisen. Diese Schuppen zeigen untereinander immer eine verkehrte Altersfolge, d. h. jüngere Schichten werden von älteren überlagert. So tritt innerhalb der Gibelegg-Schuppe zuerst eine tortonische Nagelfluh auf, die durch polygene Quarzitnagelfluh helvetischen Alters überlagert wird. Weiter südlich folgt dann die Seftigschwand-Schuppe, die ein oberchattisches bis aquitanes Alter hat. Demnach dürfte die überlagernde Rossboden-Schuppe noch älter sein. Sie kann aber nicht älter als Chattien sein, denn sie wird durch die sicher datierte rupelische Wolfsegg-Schuppe überlagert.

Lithologisch stimmt die Rossboden-Formation so gut mit den «Couches de Ramsera» von CH. EMMENEGGER (1962) und den «Couches de Chaffa» von L. MORNOD (1949) in der Gegend von La Roche und Bulle überein, dass ohne Zweifel ein gleiches Alter in Betracht kommt.

- Das Vorkommen von einzelnen Glaukonitkörnern und Bryozoen deutet auf Meereseinflüsse hin. Es ist das ehemalige Rupelmeer, welches die Schichten der Rossboden-Formation noch leicht beeinflusst hat. In der Seftigschwand-Formation konnten wir nie Glaukonit und Bryozoen finden, dafür aber Landschnecken und Pflanzenblätter, die deutlich auf die Süsswassernatur dieser Formation hinweisen. Auch daraus ergibt sich, dass die Rossboden-Formation älter ist als die Seftigschwand-Formation.

Gestützt auf diese Hinweise – obwohl nicht unanfechtbar – stellen wir die Rossboden-Formation ins untere Chattien.

6. Vergleiche mit den Nachbargebieten

Gegen Westen setzen sich die Schichten der Rossboden-Formation in den «Couches de Ramsera» von CH. EMMENEGGER (1962) fort, die dann ihrerseits in Verbindung mit den «Couches de Chaffa» von L. MORNOD (1949) bei Bulle stehen. Gegen Osten findet die Rossboden-Formation ihre Fortsetzung in der «Stampischen Kalknagelfluh» von E. GERBER (1925) und der Lienegg-Formation von R. V. BLAU (1966). Nach diesem letzt genannten Autor würde die Lienegg-Formation eventuell schon ein «aquitanes» Alter aufweisen, vorausgesetzt, dass die Schichtfolge normal ist. Wir haben aber schon darauf hingewiesen, dass die normale Schichtfolge dieser Formation noch keineswegs erwiesen ist.

V. Wolfsegg-Formation

(= Jordisbodenmergel von E. GERBER 1925)

Östlich der Sense schiebt sich zwischen dem Ultrahelvetikum und der charakteristischen oligozänen Molasse streckenweise eine Mergelserie von sehr unterschiedlicher Mächtigkeit ein. Wir nennen sie die Wolfsegg-Formation. Dieser Name stammt von einer Lokalbezeichnung im Unter Gurnigewald (Koord. 602.250/178.000), in dem diese Mergel besonders schön aufgeschlossen sind.

E. GERBER (1925) bezeichnete diese Formation als «Jordisbodenmergel» und verband sie mit den Ralligenschichten östlich des Thunersees. Von den Sedimenten der Seftigswand- und Rossboden-Formation unterscheiden sich diese Schichten durch das Fehlen der bunten Farbtöne und das Auftreten von marinen Organismen. Da diese Formation stark durch Flyschschutt zugedeckt ist, konnte nicht festgestellt werden, ob sie durchs ganze Kartengebiet durchzieht.

1. Mächtigkeit

Die Mächtigkeit kann nur anhand der verschiedenen Aufschlüsse geschätzt werden. Die Basis und das Dach der Formation haben wir nie aufgefunden. Bei Wolfsegg, wo die Formation ihre grösste Mächtigkeit auf unserem Gebiet erreicht, liessen sich etwa 200–300 m feststellen. Gegen Westen scheint sie an Mächtigkeit stetig abzunehmen. Oberhalb Riffenmatt, bei Louetli (Koord. 595.250/177.800), dürfte sie noch etwa 30 m betragen. Weiter westlich sind keine Aufschlüsse mehr bekannt.

2. Lithologie der Wolfsegg-Formation

In unserem Kartengebiet gelangen nur Mergel zum Aufschluss. Sie sind immer stark dunkel gefärbt. Meist schwanken ihre Farbtöne zwischen mausgrau und bläulich. Beim Schlämmen bleibt ein grosser Rückstand von Quarzkörnern und Kalzitschüppchen. Die letzteren dürften tektonischen Ursprunges sein, da sie immer auf den Schichtflächen auftreten (Rutschspiegel auf Scherflächen).

Alle diese Mergel reagieren stark mit verdünnter Salzsäure. Man kann sie als kalkhaltige Sandmergel bezeichnen. Die Schichtung ist immer sehr ausgeprägt. Sie bilden Bänke von 10–15 cm Dicke. Tektonische Querklüfte durchziehen diese Sedimente mit einem dichten Netz; daher lösen sie sich im Aufschluss in würfelartigen Stücken ab.

Von den Mergeln der Seftigswand- und Rossboden-Formation unterscheiden sie sich folgendermassen:

- Fehlen der bunten Farbtöne.
- Die Mergel der Wolfsegg-Formation sind immer feingeschichtet. Massige Schichtung wie in der Seftigswand-Formation konnte nie beobachtet werden.
- Häufiges Auftreten von Pyritkonkretionen.

Von den überlagernden Wildflyschmergeln unterscheiden sie sich durch folgende Merkmale:

- Fehlen der Sandsteine.
- Die Mergel der Wolfsegg-Formation sind nie schieferig ausgebildet wie diejenigen des Wildflysches.
- Die Wolfseggmergel enthalten stellenweise Ostrakoden, die wir im Wildflysch nie nachweisen konnten.

Auf unserem Kartengebiet liessen sich nie Sandsteine im Aufschluss vorfinden. Nach E. GERBER (1925) treten sie aber auf Blatt Thun an der Goldegg in bedeutender Mächtigkeit auf. Auch CH. EMenegger (1962) erwähnt Sandsteine innerhalb seines Rupélien. Da bei uns die Aufschlüsse nur sehr mangelhaft sind, ist es gut möglich, dass die Sandsteine unter der Bedeckung vorhanden sind. Wir wurden darin noch bestärkt, als in den Schuttmassen der Wolfsegg ein konglomeratischer Sandstein gefunden wurde, der nach der Beschreibung von E. GERBER (1925) mit den Goldeggsandsteinen übereinstimmt.

3. Stratigraphie und Regionalbeschreibung der Wolfsegg-Formation

Westlich der Sense tritt diese Formation nirgends zutage. Die schwarzen Mergel und dicken Sandsteinbänke im Rufenenbach auf Höhe 1100 m bei Koord. 587.875/174.480 gehören ohne Zweifel

schon dem Wildflysch an. Auch östlich der Sense scheint der Wildflysch bis nach Riffenmatt direkt auf der Rossboden- oder Seftigswand-Formation zu liegen.

Den ersten Aufschluss finden wir unterhalb der Strasse Riffenmatt-Schwarzenbühl bei Koord. 594.950/177.800 auf Höhe 1280 m. In einem kleinen Bächlein stehen dort bläuliche Mergel an, die senkrecht einfallen und in W-E-Richtung streichen. Ein weiterer Aufschluss erscheint östlich von Äugstershüttli im Tröli (Koord. 597.375/178.570 auf Höhe 1130–1140 m). Es handelt sich hier wieder um bläulich-schwarze Mergel, die tektonisch stark gestört sind. Im obersten Teil des Aufschlusses stösst man auf sehr dünne, feinkörnige Sandsteinbänke. Diese könnten eventuell schon dem Wildflysch angehören. Bis zum Seligraben verschwindet dann diese Mergelserie vollständig. Sie wird hier offenbar von den gewaltigen Flysch-Schuttmassen überdeckt.

Östlich des Seligrabens scheint dann die Wolfsegg-Formation an Mächtigkeit stark zuzunehmen. Wohl einer der interessantesten Aufschlüsse ist derjenige südöstlich von Gurnigelbad bei Tschärner (Koord. 600.900/178.750 bei Pt. 1186). Die mausgrauen, würfelig zerfallenden Mergel zeigen dort starke tektonische Stauchungen. Sie sind aber nie schieferig ausgebildet wie diejenigen des Wildflysches, die im gleichen Bach auf Höhe 1230 m auftreten. Nur wenige Meter unterhalb der Wolfsegg-Mergel lassen sich die bunten Mergel der Seftigswand-Formation beobachten. Hier kann man also ausnahmsweise ziemlich genau die Grenze zwischen der Basis und dem Dach dieser Formation ziehen. Auch im nächstfolgenden Bach (Koord. 601.125/178.630 auf Höhe 1200 m) treten diese Mergel wieder auf. Sie halten dort bis auf Höhe 1230 m an. Dann folgt auf 100 m Länge Verdeckung. Darüber erscheinen dann typische Wildflysch-Mergel mit Triasschuppen.

Der wichtigste Aufschluss der Wolfsegg-Formation liegt im Unter Gurnigelwald auf Höhe 1210 m (Koord. 601.800/178.750). Dort stehen in einem Bächlein mausgraue, gut geschichtete Mergel an. Auf den Schichtoberflächen zeigen sich häufig Muskowitschüppchen. Beim Schlämmen dieser Mergel fanden wir Ostrakoden, die diese Formation eindeutig dem *Rupélien* zuweisen.

Die letzten und wohl auch grössten Aufschlüsse befinden sich an der Wolfsegg, am östlichen Rand unseres Untersuchungsgebietes. Obwohl dort zahlreiche Vorkommen von Mergeln vorhanden sind, müssen sie sehr vorsichtig interpretiert werden, denn wir befinden uns hier in einem ausgesprochenen Rutschgebiet. Ganze Mergelpakete haben sich dort losgelöst und sind talwärts gerutscht. Daher ist es manchmal schwierig zu entscheiden, welche Aufschlüsse am Platze und welche verrutscht sind. In der Hauptrutschungsschneise (Koord. 602.375/177.750), in der die Schichten auf eine gewisse Strecke blossgelegt sind, konnte folgendes Profil aufgenommen werden:

- | | |
|--|----------------------|
| 1. Bis auf Höhe 1230 m stehen mausgraue, gut geschichtete Sandmergel an. | } Wolfsegg-Formation |
| 2. Darüber folgt weisser Gips mit Wechsellagerungen von grünen und roten Mergeln (Triasschürfling).
Mächtigkeit: 2–10 m | |
| 3. Im Hangenden folgen dann Wechsellagerungen von polygenen Konglomeraten, schieferigen Mergeln und Sandsteinen. | } Wildflysch |

In den Schuttmassen der Wolfsegg wurde auch ein grüner, konglomeratischer Sandsteinblock, wie ihn E. GERBER (1925) an der Goldegg beschrieb, entdeckt. Dies ist ein kleiner Hinweis, dass die Sandsteine auch an der Wolfsegg auftreten. Durch einen Fazieswechsel oder durch tektonische Ursachen keilen sie dann gegen Westen aus.

4. Sedimentationsbedingungen der Wolfsegg-Formation

Rippelmarken, Grossrippeln und Flaserschichtung kommen in der Wolfsegg-Formation nie vor. Alle vorgefundenen Schichten sind absolut horizontal abgelagert. Daraus schliessen wir, dass es sich um ein äusserst ruhiges Sedimentationsmilieu gehandelt hatte, in welchem nur feinklastische Sedimente zur Ablagerung gelangten. Der lithologische Aspekt dieser Mergel entspricht noch nicht einer richtigen Molasseablagerung. Vielmehr erinnern sie an Sedimente des Flysches. Es ist daher nicht erstaunlich, dass viele frühere Autoren diese Mergel zum Wildflysch zählten. Auch wir waren versucht,

das gleiche zu tun. Erst die Entdeckung von Ostrakoden bewog uns, die Wolfsegg-Formation der Molasse zuzuteilen.

Die Mergel der Wolfsegg-Formation stellen wahrscheinlich einen Übergang zwischen Flysch- und Molassesedimentation dar. Die orogenen Bewegungen des Alpenkörpers hatten während dieser Zeit noch nicht volleingesezt. Somit war auch die Sedimentzufuhr nur gering. In diesem rudimentären Meeresbecken, einem Überrest des einstigen Flyschmeeres, gelangten deshalb vorzugsweise feinklastische Sedimente zur Ablagerung. Sehr bald setzten aber die orogenen Bewegungen im Hinterlande mit voller Stärke ein. Durch die Hebung des Alpenkörpers wurde auch die Erosion aktiviert, was grobe Geröllschüttungen dem Alpenrand entlang bewirkte (Rossboden-Formation). Gleichzeitig senkte sich der Vortrog der Alpen immer mehr ein. Damit begann die eigentliche Molassesedimentation.

5. Paläontologie und Alter der Wolfsegg-Formation

A. Paläontologie

Die ganze Wolfsegg-Formation ist sehr arm an Fossilien. Innerhalb der Molasse scheint sie also keine Ausnahme zu machen. Immerhin ist es durch Schlämmen gelungen, einige Ostrakoden zu finden, die für sicheres Rupélien sprechen. Diese Fossilien wurden im Unter Gurnigelwald bei Koord. 601.800/178.750 auf Höhe 1210 m entdeckt. Die Bestimmung der Ostrakoden erfolgte in verdankenswerter Weise durch Dr. H. J. Oertli (Pau). Folgende Arten konnten erkannt werden:

<i>Cytheropteron emmeneggeri</i> SCHERRER	} Alter: Rupélien
<i>Loxoconcha delemontensis</i> OERTLI	

Dr. Oertli schreibt dazu: «Interessant ist die Probe Sc. 128. Diese Ostrakoden sind sehr charakteristisch und sprechen eindeutig für subalpines Rupélien.»

Foraminiferen konnten nur sehr wenige gefunden werden. Sie waren so schlecht erhalten, dass keine Bestimmung erfolgen konnte. Die Ostrakodenfauna scheint ziemlich sicher autochthon zu sein. Makrofossilien wurden überhaupt nicht gefunden.

B. Alter der Wolfsegg-Formation

Die Ostrakoden weisen darauf hin, dass ein Teil dieser Formation dem Rupélien angehört. Wie schon bei der Beschreibung der Sedimentationsbedingungen angedeutet wurde, bildet die Wolfsegg-Formation einen Übergang zwischen der Molasse und dem Flysch. Unsere Ostrakodenfauna stammt aus einem sehr lokalen Aufschluss, und es ist daher fraglich, ob die ganze Formation dem Rupélien angehört. Immerhin konnte CH. EMMENEGGER (1962) westlich der Ärgera in den gleichen Schichten eine reichhaltige Ostrakodenfauna auffinden, deren Arten mit den unserigen vollkommen übereinstimmen.

Gestützt auf diese Hinweise, stellen wir die Wolfsegg-Formation in die Untere Meeresmolasse, in der sie dem Rupélien angehören dürfte. Sie ist somit die älteste Molasseformation in unserem Kartengebiet. Es wäre wünschenswert, wenn diese Formation auf breiter Basis zwischen dem Genfer- und Thunersee untersucht würde. Nur so wird es möglich sein, das Alter dieser Schichten eindeutig zu bestimmen.

6. Vergleiche mit den Nachbargebieten

Wir haben schon in der Regionalbeschreibung gesehen, dass sich die Wolfsegg-Formation gegen Westen nur bis oberhalb Riffenmatt nachweisen lässt. Da es sich um sehr plastische Mergel handelt, ist es gut möglich, dass die Formation streckenweise vom Flysch überfahren wurde.

Westlich der Ärgera konnte aber CH. EMMENEGGER (1962) diese Schichten in mehreren Schuppen deutlich nachweisen. Er beschreibt sie unter dem Namen «Couches de Vaulruz–La Holena». Die

Mergel, die dort auftreten, stimmen sowohl lithologisch als auch paläontologisch mit den unserigen überein. CH. EMMENEGGER (1962) findet aber auch Zwischenlagerungen von Sandsteinen, die bei uns nicht nachgewiesen werden konnten. Es ist bis heute noch nicht klar, ob das Fehlen der Sandsteine im Untersuchungsgebiet durch Faziesveränderungen, durch tektonische Ursachen oder durch fehlende Aufschlüsse bedingt ist. Auch in der Gegend von Bulle konnte L. MORNOD (1949) das Rupélien in mehreren Schuppen nachweisen. Gegen Osten findet die Wolfsegg-Formation ihre Fortsetzung in den Jordisbodenmergeln von E. GERBER (1925). Auch R. V. BLAU (1966) stellt die Jordisbodenmergel grösstenteils ins Rupélien, doch glaubt er auf Grund von Foraminiferenfunden, dass für gewisse Teile der Formation auch Lattorfien in Frage käme.

Tabelle 2: *Stratigraphische Übersichtstafel der oligozänen Molasse*

		<i>westlich der Sense</i>	<i>westlich Riffenmatt</i>	<i>östlich Riffenmatt</i>
USM	<i>Sefigschwand-Formation</i> (oberes Chattien – «Aquitaniens»)	Vorherrschend sind bunte Mergel, die intensive Farbtöne aufweisen. Sehr feinkörnige Sedimentation. Mächtigkeit: $\pm 800-900$ m.	Vorherrschend sind grobe Knauersandsteine. Die Farbe der Mergel ist weniger intensiv als westlich der Sense. Grobkörnige Sedimentation. Mächtigkeit: $\pm 950-1000$ m.	In den älteren Schichten häufiges Auftreten von polygenen Nagelfluhbänken. In den jüngeren Schichten findet man bunte Mergel und feinkörnige Sandsteine. Auftreten von Landschnecken, Säugern und Pflanzenblättern. Mächtigkeit: ± 2000 m.
	<i>Rosboden-Formation</i> (unteres Chattien)	—	Kalknagelfluhbänke von Rossboden. Mächtigkeit: ± 200 m.	Kalknagelfluhbänke und konglomeratische Sandsteine im Unter Gurnigelwald. Mächtigkeit: ± 200 m.
UMM	<i>Wolfsegg-Formation</i> (Rupélien)	—	—	Gutgeschichtete, mausgraue Mergel. Mächtigkeit: $\pm 200-300$ m.

Ultrahelvetikum (Flysch)

Obwohl der Flysch nicht mehr zu unserem Untersuchungsgebiet gehört, möchten wir hier doch einige Bemerkungen zum Verlauf der Molasse/Flyschgrenze anbringen. Der Kontakt des Ultrahelvetikums mit der Molasse wird immer durch den Wildflysch gebildet. Lithologisch unterscheidet er sich von den Molassesedimenten durch folgende Merkmale:

- Die Wildflysch-Mergel sind meist schieferig ausgebildet. Ausserdem fehlen die bunten Farbtöne der Molassesedimente.
- Auftreten von sehr harten, feinkörnigen Sandsteinbänken, die in der Wolfsegg-Formation fehlen.
- Häufig findet man in den Wildflysch-Sedimenten mesozoische Schürflinge.
- Tektonisch sind die Flyschsedimente viel stärker beansprucht worden als diejenigen der Molasse.

Morphologisch bildet der Wildflysch bewaldete, manchmal stark versumpfte, flache Abhänge, während sich die überlagernden Gurnigelsandsteine durch Steilhänge und Absturznischen bemerkbar machen.

Die Überschiebungsfläche des Wildflyschs auf die Molasse ist nirgends genau aufgeschlossen. Anhand der verschiedenen Aufschlüsse kann sie aber einigermaßen festgesetzt werden. Der Wildflysch quert die Ägera ungefähr bei Koord. 585.125/174.125, zieht sich dann den Nordhängen des Schwyberges entlang und überquert die Sense etwas südlich von «Im Chloster». Dann verläuft die Überschiebungslinie über Rossboden–Louetli–In den Beder. Bis hierher zeigt die Überschiebung eine vorwiegende SW–NE-Richtung. Oberhalb Äugstershüttli (Koord. 597.000/178.250) biegt sie dann mehr nach Osten um. Im Seligraben dürfte die Flyschgrenze ungefähr auf Höhe 1100 m liegen. Schon im Ober Gurnigelwald schwenkt die Überschiebungslinie stark nach SE ab und verlässt unser Kartengebiet bei Koord. 602.500/177.750.

Wie schon erwähnt wurde, stecken im Wildflysch zahlreiche mesozoische Schürflinge. Wir geben hier eine Übersicht über die wichtigsten, soweit wir sie kartiert haben:

- | | |
|--|--|
| – Westlich Louetli (Koord. 595.000/177.500): | heller, kompakter Kalk (Malm) |
| – In den Beder (Koord. 596.080/177.900): | heller, kompakter Kalk (Malm) |
| – Tröligraben (Koord. 597.875/177.920): | graue und helle, spätige Kalke (Sinémurien) |
| – Vogelbach (Koord. 599.375/178.450): | idem |
| – Seligraben (Höhe 1225 m): | Dolomite (Trias), rote und olive Mergel (Trias), kompakte Kalke (Malm) |
| – Östlich Stockhütte (Koord. 601.500/178.500): | Dolomite (Trias) |
| – Wolfsegg (Koord. 602.000/178.200): | Gips (Trias) |
| – Wolfsegg (Koord. 602.375/177.750): | Gips (Trias) |

Das Alter des Wildflyschs ist nach H. GUILLAUME (1957) Maestrichtien–Priabonien.

Über dem Wildflysch folgen dann die Gurnigelsandsteine. Ein schöner Aufschluss davon tritt bei der Stockhütte (Koord. 600.900/178.300) auf. Es handelt sich dort um sehr harte, konglomeratische Sandsteine. Das Alter der Gurnigelsandsteine ist Paleocaen–Lutétien (H. GUILLAUME 1957, S. 129).

Tektonik der Molasse

Einführung

Die Tektonik unseres Untersuchungsgebietes wurde teilweise schon in den Werken früherer Autoren erwähnt. Dabei muss vor allem E. GERBER genannt werden, der im Jahre 1932 vier geologische Profile durch die subalpine und autochthone Molasse von Rüschegg publizierte. Wir werden sehen, dass diese Profile von uns weitgehend bestätigt worden sind. In den letzten Jahren beschäftigte sich auch R. F. RUTSCH (1947) mit der Tektonik unseres Gebietes.

Tektonisch unterteilen wir die Molasse folgendermassen (siehe geologische Profile 1–3 auf Taf. II):

autochthone Molasse	{	Alterswil-Antiklinale Schwarzenburg-Antiklinale Riggisberg-Antiklinale Laubbach-Synklinale Fall-Antiklinale
subalpine Molasse	{	Gibelegg-Schuppe Seftigschwand-Schuppe Rossboden-Schuppe Wolfsegg-Schuppe

I. Tektonik der autochthonen Molasse

1. Faltungen

Die autochthone Molasse stellt eine mächtige Sedimentmasse dar, die nur äusserst schwach gefaltet ist. Es handelt sich um sehr flache Undulationen von Anti- und Synklinalen, deren Achsen meist nach Osten absinken.

A. Alterswil-Antiklinale

Diese Antiklinale tritt in der Nordwestecke in unser Kartengebiet ein. Ihr Verlauf wurde schon von der PEK (Petroleumexpertenkommission, H. M. SCHUPPLI 1950) erkannt. Später wurde sie auch von C. U. CRAUSAZ (1959) eingehend beschrieben.

In unserer Gegend ist diese Antiklinale nur noch rudimentär erhalten. Gemäss den ausgeführten Messungen dürfte sie bis gegen das Dorf Brünisried reichen. Auf jeden Fall überquert sie die Sense nicht, denn die Fallbeträge in der Senseschlucht weisen deutlich auf die Schwarzenburg-Antiklinale hin. Da westlich der Sense die Molasse stark verdeckt ist, konnten im Bereich der Alterswil-Antiklinale nur wenige Fallbeträge gemessen werden. Die Aufschlüsse von Wengliswil (Koord. 587.625/181.000) und Rüti (Koord. 586.750/180.625) zeigen schon deutlich das periklinale Ende der Antiklinale an. Das Fallen der Schichten beträgt durchwegs 10° . Die Fallbeträge auf der Nordseite des Oberschrothügels weisen auf den SW-Schenkel der Antiklinale hin. Somit erhält diese Struktur eine NW-SE-Richtung, die auch von CH. EMMENEGGER (1962) auf Blatt Rossens beobachtet wurde.

B. Schwarzenburg-Antiklinale

Diese Antiklinale wurde schon von V. GILLIÉRON erkannt (1885). Später berichteten auch E. GERBER (1916) und H. BUSS (1929) darüber. Alle Autoren weisen auf die kurze axiale Erstreckung dieser Falte hin. B. A. FRASSON (1947) gibt eine genaue Isohypsenkonstruktion dieser Struktur. Er benutzt dabei die Grenzfläche zwischen der Unteren Süsswasser- und der Oberen Meeresmolasse. Nach dieser Konstruktion setzt die Antiklinale schon westlich der Sense zwischen Alterswil und St. Antoni ein. Von dort setzt sie sich über Schwarzenburg gegen die Schwarzwasserschlucht fort, wobei ihre Faltenachse stark nach Osten absinkt. Die allgemeine Richtung ist SW-NE. Die Fortsetzung östlich des Schwarzwassers konnte bis heute noch nicht festgestellt werden.

Im Untersuchungsgebiet befinden wir uns immer auf dem Südschenkel der Schwarzenburg-Antiklinale. Es ist das Gebiet des Guggisberges. Die gemessenen Fallbeträge schwanken zwischen 2° und 20° . Diese Messungen müssen aber sehr vorsichtig aufgefasst werden, weil es in der autochthonen Molasse sehr schwierig ist, zwischen sedimentärem und tektonischem Gefälle zu unterscheiden. Einen guten Anhaltspunkt für das Fallen des Südschenkels der Schwarzenburg-Antiklinale gibt uns die Grenzfläche des Basiskonglomerates in der Kalchstätten-Formation. Wir zeigen nachstehend eine Übersicht mit den verschiedenen Aufschlüssen des Basiskonglomerates von Norden nach Süden:

Mittlisriedgraben (Koord. 590.375/180.880)	Höhe 915 m	nördlich Schützeren (Koord. 589.250/179.700)	Höhe 880 m
Chlini-Heid (Koord. 589.875/180.800)	Höhe 920 m	südöstlich Schützeren (Koord. 589.490/179.400)	Höhe 870 m
Schüriswandbach (Koord. 589.875/180.220)	Höhe 910 m	Hältetlibach (Koord. 590.125/179.350)	Höhe 825 m
Sandflüe (Koord. 589.250/180.200)	Höhe 890 m	Laubbach (Koord. 589.760/178.375)	Höhe 790 m

Durch Berechnung ergibt sich aus diesen Höhenunterschieden ein mittlerer Fallbetrag von 3° . Darin kommt jedoch das Abtauchen der Faltenachse nicht zum Ausdruck, was die Differenz zwischen den gemessenen und dem errechneten Fallbetrag erklärt. Ein Vergleich des Aufschlusses vom Mittlisriedgraben mit demjenigen von Chlini-Heid ergibt einen Höhenunterschied von 5 m, obwohl die beiden Aufschlüsse ungefähr auf der gleichen nördlichen Koordinate liegen. Wir müssen aber bedenken, dass der erste Aufschluss weiter östlich liegt. Somit kommt darin schon das Absinken der

Faltenachse nach Osten zum Ausdruck. Um dieses Abfallen der Faltenachse etwas genauer zu zeigen, nehmen wir die Aufschlüsse des Basiskonglomerates in SW-NE-Richtung:

Neuhaus (Koord. 585.880/177.200)	Höhe 960 m
südöstlich Schützeren (Koord. 589.490/179.400)	Höhe 870 m

Daraus ergibt sich ein Axialgefälle von etwa $1,1^\circ$ nach Osten. Nach B. A. FRASSON (1947) ist jedoch das Gefälle nicht konstant, sondern streckenweise würde die Achse auch horizontal verlaufen, da sonst die Mächtigkeit der Sandstein-Formation in der Schwarzwasserschlucht zu unwahrscheinlich wäre.

Gegen Süden hält das Fallen der Schichten bis auf die Linie Laubbach-Riffenmatt-Gambach an. Gegen Osten konnten wir in der Gegend des Schwarzwassers kein periklines Umbiegen der Schichten feststellen.

C. Riggisberg-Antiklinale

Nach R. F. RUTSCH (1947) setzt östlich des Schwarzwassers die Riggisberg-Antiklinale ein. In unserem Gebiet ist jedoch ihr Anteil so klein, dass nichts Genaueres darüber ausgesagt werden kann. Wir befinden uns also wieder auf dem Südschenkel dieser Antiklinale, die sich nur an der Gibelegg bemerkbar macht. Die wenigen Messungen zeigen Fallbeträge von $5-15^\circ$ nach Südosten. Die Streichrichtung ist durchwegs SW-NE. R. F. RUTSCH (1947) verneint eine Verbindung der Riggisberg- mit der Schwarzenburg-Antiklinale.

D. Laubbach-Synklinale

Südlich der Guggersbachbrücke kann man sehr schön den Übergang der Schwarzenburg-Antiklinale in die Laubbach-Synklinale beobachten. Kleine sekundäre Faltungen machen sich bereits unterhalb Hasenholz bemerkbar (Koord. 589.500/178.870), doch hält das allgemeine Südfallen der Schwarzenburg-Antiklinale bis gegen den Laubbach an. Zwischen dem Laubbach und der Fall-Antiklinale liegen dann die Schichten horizontal. Nur selten lässt sich ein leichtes Nordfallen beobachten. Es ist daher vielleicht übertrieben, von einer Synklinale zu sprechen, doch bildet sich zwischen der

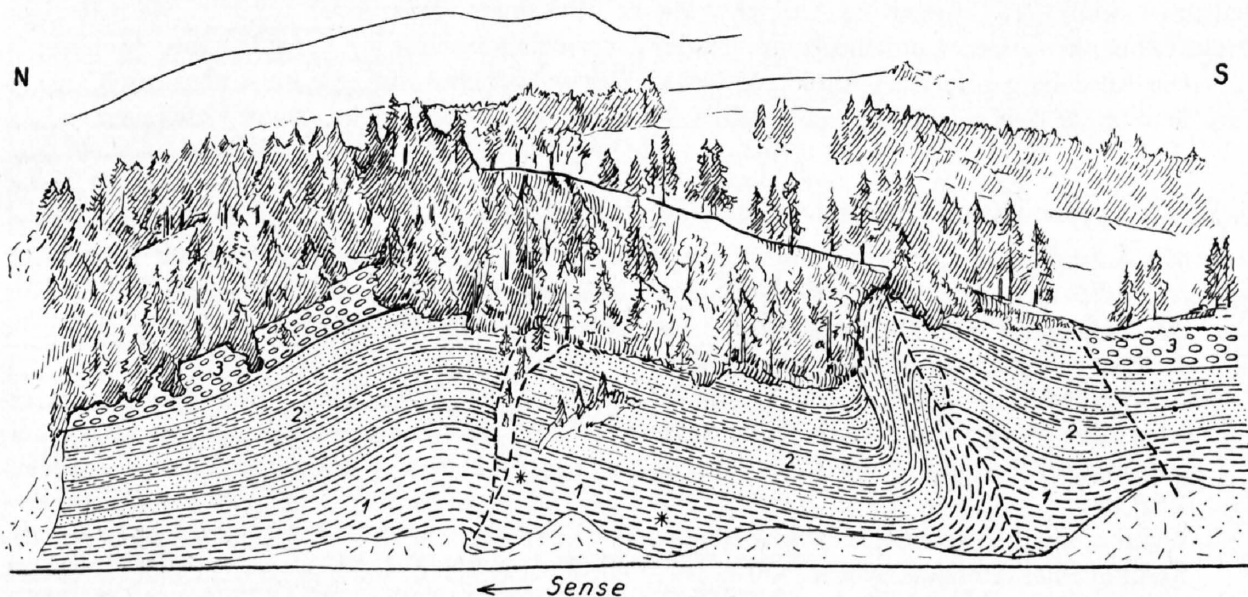


Fig. 35: Querschnitt durch die Fall-Antiklinale (Koord. 589.800/177.600).

1. Bläuliche Mergel, massig geschichtet, mit Muschelbruchstücken.
2. Gelbliche, feinkörnige Sandsteine mit Einlagerungen von bläulichen Mergeln.
3. Kalknagelfluh.

Schwarzenburg-Antiklinale und der Fall-Antiklinale eine gewisse Mulde. Für Molasseverhältnisse scheint daher der Name einer Synklinale angebracht.

Beim Aufstieg dem Laubbach entlang nach Buechwald schneidet der Bach nur horizontal gelagerte Sandstein- und Konglomeratbänke. Dasselbe beobachtet man auch in den höheren Teilen des Sangerengrabels. Erst südlich des Gehöftes Sangeren (Koord. 594.520/179.850) stellen sich wieder südwärts fallende Schichten ein. Die Streichrichtung der Laubbach-Synklinale ist W-E.

E. Faltungen der Fall-Antiklinale

Schon die ersten Geologen, die unser Gebiet durchstreiften, waren fasziniert von der lehrbuchmässigen Antiklinale von Fall (am rechten Senseufer bei Koord. 589.800/177.600). Auf den ersten Blick handelt es sich für Molasseverhältnisse um ein spektakuläres Bild. Es ist daher nicht erstaunlich, dass frühere Autoren dieser Falte eine grosse Bedeutung zuwiesen. Nach unserer Auffassung handelt es sich um eine sehr lokale Verfaltung von plastischen Sedimenten.

Schon morphologisch tritt diese Falte am Sinnebüel (Koord. 590.000/177.625) hervor. Es ist ein langgezogener W-E gerichteter Höcker, der regelmässig nach Norden und Süden abfällt. Gegen Osten verliert er sich rasch, während westlich der Sense quartäre Schotter die Molasse verdecken. Fig. 35 zeigt uns einen N-S-Querschnitt durch diese Antiklinale. Man sieht auf dieser Zeichnung sofort, dass vor allem die plastischen Mergel stark gestaucht sind. Die hangende Kalknagelfluh weist nur eine schwache Biegung auf. Wahrscheinlich tritt auch im Liegenden der Mergel eine solche Konglomeratbank auf.

Somit waren diese plastischen Mergel zwischen zwei starren Konglomerathorizonten eingeklemmt. Da wir uns hier nur etwa 100 m von der Überschiebungslinie der subalpinen Molasse auf die autochthone Molasse entfernt befinden, ist es durchaus verständlich, dass die anbrandenden subalpinen Schuppen auf die autochthonen Sedimente einen gewaltigen Druck ausübten. Die weichen Mergel und Sandsteine konnten diesen Schub nicht aushalten und verfalteten sich intensiv. Die wenigen Konglomeratbänke bogen sich nur leicht, als aber der Druck immer stärker wurde, zerbrachen sie und bildeten mehrere Verwerfungen, die heute noch sehr schön sichtbar sind. Es handelt sich hier also um eine lokale Verfaltung, deren Ausmass nicht sehr gross sein dürfte, denn in den höheren Teilen des Laubbaches konnten nie Anzeichen dieser Antiklinale vorgefunden werden. Die mächtigen Nagelfluhbänke verlaufen dort horizontal bis zur Überschiebungslinie mit der subalpinen Molasse.

Die Ausdehnung der Fall-Antiklinale gegen Westen ist unbekannt. Sie muss aber rasch auskeilen, denn in der Ärgeraschlucht, unterhalb Plasselb, konnte sie nicht mehr nachgewiesen werden.

Schlussfolgerungen über die Faltung der autochthonen Molasse

- Mit Ausnahme der Alterswil-Antiklinale streichen alle Faltenachsen parallel dem Alpenrand. Es handelt sich immer um flache, nach Osten abtauchende, Brachyantiklinalen und -synklinalen. Die Gründe für dieses Abtauchen sind bis heute noch nicht ersichtbar. Wahrscheinlich spielte der Molasseuntergrund eine gewisse Rolle.
- Es wurde schon erwähnt, dass die Alterswil-Antiklinale SE-NW verläuft. Sie liegt also transversal zu den übrigen Strukturen. H. M. SCHUPPLI (1950) sieht darin ein Beispiel von klassischer, transversaler Faltung, deren Entstehung er auf das Bruchsystem des Rheintalgrabens zurückführt.
- Wir sind mit J. TERCIER (1950) einverstanden, wenn er sagt, dass die Molassefalten nicht nur das Resultat eines lateralen Druckes durch die alpinen Decken sind, sondern dass auch der Molasseuntergrund eine wichtige Rolle spielte. Dies wurde in den letzten Jahren auch durch seismische Untersuchungen bestätigt.

2. Klüfte und Verwerfungen

A. Klüfte

Klüfte sind in der autochthonen Molasse sehr zahlreich. Ihr Auftreten ist vor allem auf die starren Sedimente beschränkt (Konglomerate und Sandsteine). In den Mergeln liessen sich nie Klüfte nachweisen.

Sehr stark zerklüftet sind die Sedimente der Sandstein-Formation, worauf wir schon bei der Besprechung der «Bausandsteine» aufmerksam gemacht haben. In der Kalchstätten- und Guggershorn-Formation sind fast alle Konglomeratbänke von einem weitverzweigten Kluftsystem durchzogen. Die Spalten sind durch ein mergelig-toniges Material ausgefüllt, welches durch zirkulierende Wässer eingeschwemmt wurde. Sehr oft folgen diesen Klüften bedeutende Wasseradern.

Gewiss müssen viele dieser Erscheinungen auf tektonische Spannungen zurückgeführt werden, doch sind wahrscheinlich viele Klüfte durch intrasedimentäre Setzungserscheinungen entstanden.

B. Verwerfungen

Im Gegensatz zu den Klüften sind Verwerfungen in der autochthonen Molasse ziemlich selten. Sie treten nur entlang der subalpinen Überschiebungslinie auf. Im allgemeinen sind die Sprunghöhen der Verwerfungen nie gross. Normalerweise überschreiten sie einen Meter nicht. Eine Ausnahme macht das Bruchsystem in den Chräjeren (Koord. 595.770/181.375, vgl. Fig. 36). Es handelt sich dort um einen gestaffelten Grabenbruch. Die Hauptverwerfung streicht SE–NW. Man kann sie gut an der Kantonsstrasse Rüschegg-Graben – Gambach (bei Koord. 595.880/181.610) beobachten. Dort verwerfen sich gelbe Süsswassermergel an grober Kalknagelfluh. Diese Verwerfung durchquert dann den

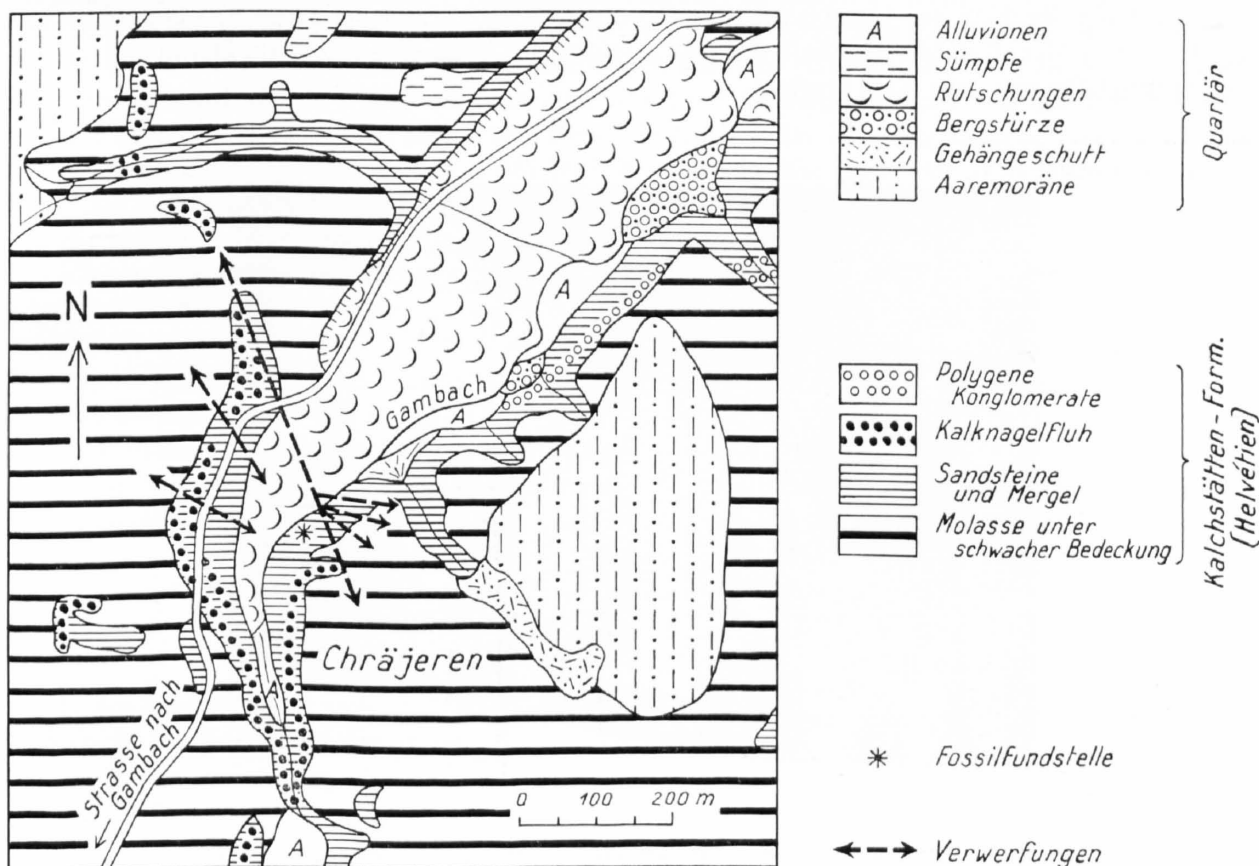


Fig. 36: Geologische Kartenskizze des Bruchsystems von Chräjeren.

Gambachgraben, wo sie dann auf der rechten Seite wieder sichtbar wird. Ein Querschnitt dem Bach entlang ergibt folgendes Bild (Fig.37): Auf der rechten Seite des Gambachs verwerfen sich graue Sandsteine und bläuliche Mergel an gelben Fleckenmergeln. Auch die höher gelegene Konglomerat-

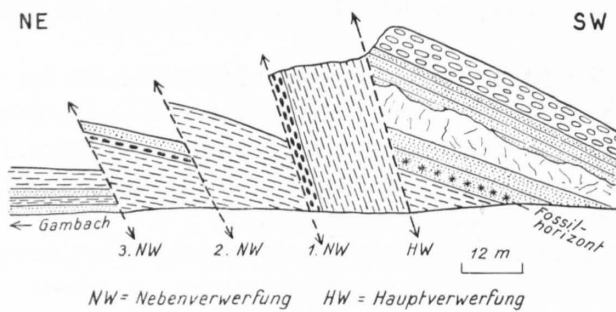


Fig.37: Querschnitt durch das Bruchsystem des Gambachgrabens (Koord. 595.875/181.500); Erklärung siehe Text, S. 92).

bank findet keine Fortsetzung mehr nach Nordosten. Zwischen der Hauptverwerfung und der ersten Nebenverwerfung stehen steilfallende bunte Fleckenmergel an, die an der Basis ein Quarzitgeröllband aufweisen. Zwischen der ersten und der zweiten Nebenverwerfung liegen bläuliche Mergel, die mit $25-30^\circ$ nach Süden einfallen. An der Basis zwischen der zweiten und dritten Nebenverwerfung treten bläuliche Mergel auf. Darüber folgten dann ein Quarzitgeröllband und feinkörnige Sandsteine. Ihr Fallen geht allmählich in die normale, fast horizontale Lagerung über.

Nach E. GERBER (1932) beträgt die Sprunghöhe für das ganze Bruchsystem über 100 m. Dieser Wert ist vielleicht etwas zu hoch gegriffen, doch ist eine solche Sprunghöhe für Molasseverhältnisse wohl einzigartig. Einen gewissen Anhaltspunkt für die Sprunghöhe geben uns die gelben Mergel, die in einem Bach oberhalb den Gambachmatten (Koord. 595.780/181.950 auf Höhe 830–840 m) auftreten. Dieselben Mergel stehen innerhalb des Bruchsystems auf Höhe 790–800 m an. Daraus würde sich eine Sprunghöhe von etwa 40 m ergeben.



Fig.38: Verwerfung an der Kantonsstrasse nach Gambach (Koord. 595.750/181.500). Die Spalten und Harnische dieser Verwerfung sind mit zerdrückten Geröllen und Mergeln ausgefüllt.

Nach Auffassung von E. GERBER (1932) ist der Teil westlich des Bruches in die Tiefe gesunken. Wir stimmen damit nicht überein. Als Beweis sei die mächtige Kalknagelfluh oberhalb Chräjeren genannt. Dieser Leithorizont gehört der ersten Konglomeratbank innerhalb des Pfadflüe-Konglomerats an. Man kann ihn von der Nordseite der Gegend von Guggisberg ununterbrochen bis nach Gambach verfolgen. Erst etwa 100 m östlich des Gambachs verschwindet er plötzlich von der Oberfläche. Deshalb muss der Ostflügel in die Tiefe versunken sein. Gegen Osten keilen diese Verwerfungen rasch aus, denn der Ostteil des Rüscheeggügels weist keine Störungen mehr auf.

Mehrere Verwerfungen treten auch an der Kantonsstrasse nach Gambach auf (Koord. 595.750/181.500). Die Sprunghöhen betragen dort ca. 2 m (Fig. 38). Wenn der Gambachgraben bachaufwärts verfolgt wird, so lassen sich noch weitere Verwerfungen feststellen, deren Streichen fast immer SE–NW ist. Die höchstgelegene Verwerfung erscheint im Sangerengraben auf Höhe 880 m bei Koord. 595.250/180.500 (Fig. 39). Wahrscheinlich durchquert auch auf Höhe 950 m eine Störung den Sangerengraben. Wegen der starken Verdeckung sind aber die Verhältnisse nicht ganz klar.

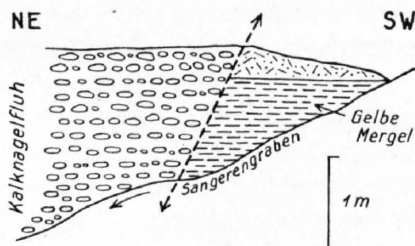


Fig. 39: Verwerfung im Sangerengraben (Koord. 595.250/180.500, Höhe 880 m). Ausnahmsweise streicht diese Verwerfung NE–SW.

Es wurde festgestellt, dass der Gambach-/Sangerengraben von den Chräjeren bis auf Höhe 950 m hinauf von zahlreichen Brüchen durchzogen ist. Unmittelbar stellt sich nun die Frage, warum diese Verwerfungen gerade hier auftreten. Darauf eine Antwort zu finden ist nicht einfach; doch sei versucht, einige Beobachtungen wiederzugeben, deren Bedeutung sicher eine Rolle spielte. Beim Betrachten der geologischen Kartenskizze (Taf. I) ergibt sich, dass das Hauptbruchsystem an den Chräjeren genau in der nördlichen Verlängerung des Abbruches der Gibelegg-Schuppe von der autochthonen Molasse liegt. Wir müssen also annehmen, dass – bevor sich die Gibelegg-Schuppe (wahrscheinlich Scheitelbruch einer Antiklinale, vgl. S. 98) bildete – der südliche Rand der autochthonen Molasse durch den lateralen Schub der subalpinen Schuppen von mannigfaltigen Brüchen durchzogen wurde. Nur die gewaltigen Nagelfluhbänke des Sporns von Riffenmatt konnten diesem Druck standhalten und blieben somit ungestört. Dort wo die Konglomeratschüttung weniger intensiv war, drangen die subalpinen Schuppen viel weiter gegen Norden vor. Gleichzeitig ist dann auch der Südrand der autochthonen Molasse wieder stark mit Verwerfungen durchzogen. Dies lässt sich auch westlich des Sporns von Riffenmatt beobachten. Sobald die autochthone Molasse gegen das Becken von Plaffeien hinunter zurücktritt, erscheinen SE–NW verlaufende Verwerfungen. Ein Beispiel findet man südlich des Laubbaches bei Koord. 590.625/177.900 auf Höhe 880 m.

Diese Verwerfungen zeigen, welch ungeheure Kräfte durch das Vordringen der subalpinen Schuppen auf die autochthone Molasse ausgeübt wurden.

II. Tektonik der subalpinen Molasse

In der subalpinen Molasse unterscheiden wir von Norden nach Süden folgende Schuppen (siehe geologische Profile 1–3 auf Taf. II):

- Gibelegg-Schuppe (Tortonien? + Helvétien)
- Seftigschwand-Schuppe («Aquitani» + oberes Chattien)
- Rossboden-Schuppe (unteres Chattien)
- Wolfsegg-Schuppe (Rupélie)

Tektonisch stellt die subalpine Molasse eine etwa 2000–2500 m mächtige Sedimentmasse dar, die steilgestellt zwischen der autochthonen Molasse und dem Ultrahelvetikum liegt. Ihre Streichrichtung ist konkordant mit dem Alpenrand.

1. Überschiebungslinie zwischen der autochthonen und der subalpinen Molasse

Die allgemeine Richtung dieser Störungslinie ist SW–NE; da sie aber stark von der Begrenzung der autochthonen Molasse abhängig ist, beschreibt diese Linie Windungen nach allen Richtungen. Verfolgen wir nun diese Überschiebungslinie von Westen nach Osten.

Auf der linken Seite des Ärgeraschlundes ist der Kontakt nicht direkt sichtbar. Während bei Pt. 854, südlich von Muelers (Koord. 585.125/175.875), noch die groben Konglomerate der Kalchstätten-Formation anstehen, tauchen 250 m weiter südlich bunt gefärbte Mergel auf, die 20° SE fallen. Wir befinden uns hier ohne Zweifel in der Seftigschwand-Formation. Die Überschiebung muss zwischen diesen beiden Punkten verlaufen. Zwischen Plasselb und Plaffeien ist die Störungslinie nirgends aufgeschlossen. Sie dürfte der Durchtalung zwischen diesen beiden Dörfern folgen.

Der erste direkte Überschiebungskontakt lässt sich am rechten Senseufer bei Gopplismatt nachweisen. Eine Detailfigur wurde schon in der Regionalbeschreibung gegeben (siehe Fig. 26). Es sei hier nur noch darauf hingewiesen, dass die Sandsteine an der Kontaktzone stark zerklüftet sind. Auch die Mergel zeigen den tektonischen Einfluss. Sie sind schieferig und mit vielen Kalzitpiegeln durchzogen.

Von der Sense bis oberhalb Riffenmatt bleibt die Grenzziehung sehr problematisch, weil nirgends eindeutige Kontaktstellen aufgeschlossen sind. J. TERCIER & P. BIERI (1961, Atlasblatt Gurnigel) zogen die Grenze von Gopplismatt über Plötsch nach Raferen (Koord. 592.250/178.150). Nach unseren Feldaufnahmen stösst aber die subalpine Molasse in diesem Gebiet noch bedeutend weiter gegen Norden vor, denn westlich von Allmid (Koord. 590.450/177.750) stehen in einem Wäldchen stark radiolarithaltige Sandsteine an, die mit 30° nach Süden einfallen. Sie gehören der Seftigschwand-Formation an. Ausserdem findet man im rechten Gouchitsgraben nur Sandsteine und bunte Mergel, die mit 30° nach Süden einfallen. Nagelfluh fehlt hier vollständig. Sie tritt erst im Laubbach auf, in dem sie horizontal gelagert ist. Auch hier muss es sich um subalpine Molasse handeln. Von Plötsch bis nach Raferen ist der Verlauf der Überschiebungslinie sehr unregelmässig. Zwischen Raferen und Buechwald folgt sie dann mehr oder weniger dem Laubbach. Leider ist hier der Kontakt immer durch Rissmoränen und Flyschschutt verdeckt. Bei Buechwald stellt sich ein starkes Umbiegen der Störungslinie nach Nordosten ein. Die Grenze verläuft ungefähr dem Sangerengraben entlang, wobei das Bachbett noch deutlich in den Konglomeraten der autochthonen Molasse liegt.

Südlich von Gambach biegt dann die Überschiebungslinie nach Osten um. Hier steht nun nicht mehr die Seftigschwand-Schuppe in Kontakt mit der autochthonen Molasse sondern die miozäne Gibelegg-Schuppe. Einen guten Aufschluss finden wir unter der Brücke westlich von Hirschhorn, bei Koord. 595.500/180.520 (siehe Fig. 18). Die schwach nach Süden einfallenden Sandsteine werden plötzlich durch 60° fallende Konglomeratschichten abgeschnitten. An der Kontaktfläche sind die Sandsteine von zahlreichen Klüften durchsetzt. Von dieser Brücke weg streicht die Störungslinie unter dem Dorfe Hirschhorn durch, zieht sich an der Südseite des Rüscheeggügels entlang und erreicht dann den Äugstenhubel (Koord. 597.125/180.720). Die Basis des Äugstenhubels wird durch horizontal liegende Sandsteine und Mergel aufgebaut. Erst auf Höhe 850 m stellen sich steilfallende Konglomerate ein.

Zwischen Schwarzwasser und Biberze kann die Störungslinie nur hypothetisch gezogen werden, denn Rutschungen und starke Quartärbedeckung erschweren die Grenzziehung ausserordentlich. Die Alluvialebene von Rüti wird bei Äbenenweid (Koord. 599.250/181.250) durchquert. Beim Eingang des Fistergrabens werden die Verhältnisse wieder deutlicher. Die Schichten tauchen dort mit 65° nach SE, während etwas unterhalb der Einmündung des Grabens in die Biberze noch horizontal gelagerte Mergel anstehen. Auf der rechten Seite des Fistergrabens bemerkt man eine starke Umbiegung der Störungslinie nach Norden, die bis auf Höhe 920 m anhält. Nachher nimmt sie wieder ihre allgemeine Nordostrichtung auf. An der Gibelegg ist die Kontaktzone in unserem Gebiet nirgends genau aufgeschlossen, doch lässt sie sich anhand von zahlreichen Quellaustritten gut verfolgen.

Unsere Beobachtungen über den Verlauf der Überschiebungslinie zusammenfassend, kommen wir zu folgendem Ergebnis:

Genau gesagt ist es falsch, von einer Aufschiebung der subalpinen Schuppen auf die autochthone Molasse zu sprechen. Es zeigt sich vielmehr, dass die subalpine Molasse unter dem Druck der alpinen Decken gegen den Rand der autochthonen Molasse gedrückt wurde. Dort, wo die autochthone Molasse durch das Fehlen von Konglomeratbänken wenig Widerstand bot, wie zum Beispiel westlich der Sense, wurde sie durch das Gewicht der subalpinen Schuppen leicht nach Süden abgedrückt. Nur hier kann man also von einer eigentlichen Aufschiebung sprechen.

Östlich der Sense aber bildeten riesige Nagelfluhmassen einen festen Wall gegen die anbrandenden Schuppen. Deshalb verwirft sich die subalpine Molasse an der autochthonen Molasse längs einem steilstehendem Bruch. Die autochthonen Konglomeratbänke wurden keineswegs eingesenkt. Bis gegen Riffenmatt erstreckt sich wahrscheinlich nicht nur ein SW-NE verlaufender Bruch sondern auch zahlreiche Querbrüche, die sich je nach dem Widerstand der Nagelfluh richten. Dies erklärt auch den unruhigen Verlauf der Störungslinie. Östlich von Riffenmatt nimmt dann die Mächtigkeit der Konglomerate stark ab. Daher konnte die subalpine Molasse auch viel weiter vordringen, was zur Entstehung von zahlreichen Schuppen führte.

2. Besprechung der einzelnen subalpinen Schuppen

Wir besprechen diese Schuppen von Norden nach Süden. Charakteristisch für alle Schuppen ist, dass sie steil gegen die Alpen einfallen.

A. Gibelegg-Schuppe (*Tortonien?* + *Helvétien*)

B. STUDER (1834) sah an der Gibelegg eine Antiklinale. 1916 stellte dann E. GERBER fest, dass diese Struktur nicht existierte; vielmehr nimmt er eine Überschiebung von Aquitanien auf schwach gefaltetes Vindobonien an. Erst 1932 erkannte E. GERBER die Existenz der selbständigen miozänen Schuppe. R. F. RUTSCH (1933) bezeichnete sie dann als Gibelegg-Schuppe.

Diese Schuppe bildet die nördlichste und zugleich auch die jüngste Schuppeneinheit der subalpinen Molasse. Es handelt sich um Wechsellagerungen von Konglomeraten, Sandsteinen und Mergeln, die zwischen der autochthonen Molasse und der Seftigswand-Schuppe eingekeilt sind. Wie schon erwähnt wurde, nimmt die Gibelegg-Schuppe ihren Anfang südlich von Gambach, dann setzt sie sich in NE-Richtung über die Gibelegg bis ins Gürbetal fort. Die Fallbeträge liegen meistens zwischen 60 und 80°. Somit fallen diese Schichten bedeutend steiler ein als diejenigen der übrigen subalpinen Schuppen. Interessant ist auch die Tatsache, dass innerhalb der Gibelegg-Schuppe die östlichen Schichten steiler einfallen als die westlichen. So wurden westlich des Schwarzwassers nie mehr als 60° beobachtet. Erst an der Gibelegg tauchen die Schichten mit 80°, ja sogar senkrecht in die Tiefe. Im Inneren der Schuppe konnten keine Anzeigen von Verdoppelungen oder sekundären Faltungen festgestellt werden.

«Die Störungsfläche zwischen der autochthonen Molasse und der Gibelegg-Schuppe liegt sehr steil. Es kann also nicht von einer Aufschiebung gesprochen werden» (R. F. RUTSCH 1947). Im weiteren liess sich feststellen, dass zwischen der Störungsfläche und den Schichtflächen eine Diskordanz besteht, d.h. die Schichten bilden mit der Störungsfläche einen spitzen Winkel. «Daher treten nach Osten immer ältere Schichtglieder an die Störungsfläche heran» (R. F. RUTSCH 1947, S. 34). Für die Genese der Gibelegg-Schuppe verweisen wir auf die Arbeit von R. F. RUTSCH (1947), der dies eingehend untersucht hat.

B. Seftigswand-Schuppe («*Aquitani*en» + *oberes Chattien*)

a) Störungslinie mit der Gibelegg-Schuppe

Von der Ägera bis südlich von Gambach steht die Seftigswand-Schuppe in Kontakt mit der autochthonen Molasse. Diese Störungslinie haben wir schon beschrieben. Östlich von Gambach ist sie dann in direkter Berührung mit der Gibelegg-Schuppe.

Sehr deutlich sind die Verhältnisse im Heubach, südlich von Rüschegg. Unterhalb Lisibüel (Koord. 596.750/180.600) stehen steilfallende polygene Nagelfluhbänke an, die zur Gibelegg-Schuppe gehören. Diese Schichten halten etwa 300 m bachaufwärts an. Nacheinigen Metern Verdeckung treten dann plötzlich die radiolarithaltigen Knauersandsteine der Seftigswand-Formation auf. Die Fallbe-träge schwanken zwischen 30 und 50°. Vom Murtengraben (Koord. 596.625/180.375) streicht die Störungsline über Lengenboden (Koord. 596.670/180.400), verläuft südlich von Unteräugsten, durch-quert das Schwarzwasser im Eigrund (Koord. 598.000/180.400) und erreicht den Wissenbach bei Äschigumme (Koord. 598.750/180.400). Der Felskopf von Äschigumme wird noch durch die polyge-nen Konglomerate der Gibelegg-Schuppe aufgebaut, aber schon in der südlichen Einbuchtung treten wieder die bunten Mergel der Seftigswand-Schuppe auf.

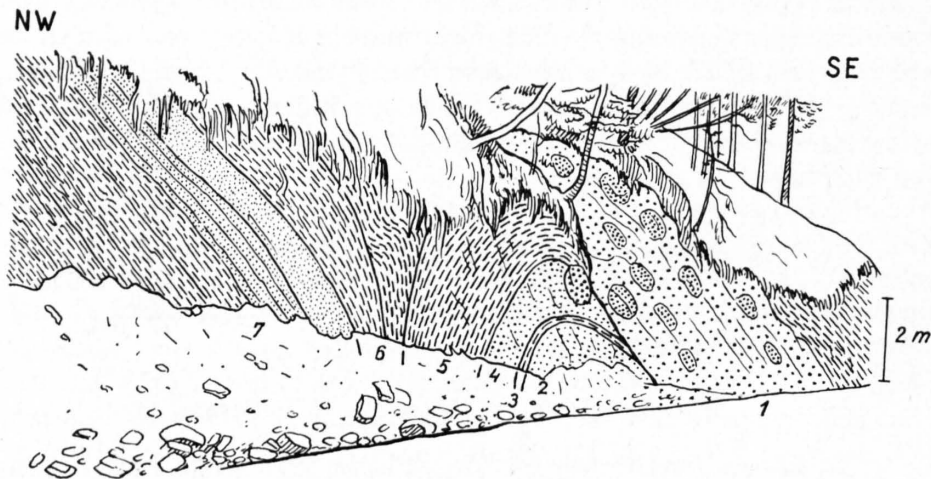


Fig. 40: Störungszonen innerhalb der Seftigswand-Schuppe auf der Südseite der Gibelegg (Koord. 601.100/181.910, Höhe 950m).

1. Grobe Sandsteine mit Knauern.
2. Bläuliche, mittelkörnige Sandsteine.
3. Bunte Mergel.
4. idem 2.
5. Rot-bläuliche Sandmergel.
6. idem 5.
7. Feinkörnige Sandsteine und bunte Mergel.

Von Äschigumme streicht die Störungslinie über Längeneibad-Seliggraben und erreicht die Quer-talung von Rüti bei Riggisberg. Die Streichrichtung biegt hier wieder stärker nach Nordosten um. Rüti-Dörfli dürfte ziemlich genau auf der Störungslinie liegen. Nachher zieht sie sich den Südabhän-gen der Gibelegg hinan und verlässt unser Kartengebiet bei Koord. 601.100/182.050.

Zusammenfassend können wir sagen, dass die Störungsfläche zwischen der Gibelegg- und Seftig-schwand-Schuppe sehr steil liegt. Die Schichten werden im spitzen Winkel zur Störungsfläche abge-schnitten. An den Kontaktstellen sind die Schichten beider Schuppen immer stark gequetscht und zerklüftet.

b) Inneres der Seftigswand-Schuppe

Die Seftigswand-Schuppe wird aus einem bis zu 2000 m mächtigen Komplex von Sandsteinen und Mergeln aufgebaut. Es stellt sich unwillkürlich die Frage, ob hier eine wirkliche Mächtigkeit vor-liegt oder ob es sich um mehrere sekundäre Schuppen handelt. Ohne dies direkt beweisen zu können, möchten wir für die zweite Möglichkeit eintreten. Dies aus folgenden Gründen:

- Im Inneren der Seftigswand-Schuppe lassen sich zahlreiche Anzeichen von kleinen Syn- und Antiklinalen beobachten. Ein solcher Fall tritt im Bach bei Tschüppleren auf Höhe 980 m auf (Koord. 586.900/175.250). Dort tauchen die sonst etwa 30° SE fallenden Sandsteine und Mergel

auf eine kurze Distanz plötzlich 32° nach NE. Wahrscheinlich handelt es sich um eine sekundäre Falte innerhalb der Schuppe.

Eine ähnliche Situation erscheint im Tröligraben auf Höhe 934 m. Die Sandsteine fallen dort 30° NE. Auch hier ist die überkippte Lage der Schichten nur auf eine kurze Distanz nachweisbar. Im selben Graben sind auf Höhe 980 m vertikal fallende Schichten aufgeschlossen, die auch an verschiedenen Orten beobachtet werden konnten. Eines der schönsten Beispiele von sekundärer Faltung liegt auf der Südseite der Gibelegg bei Koord. 601.100/181.910 auf Höhe 950 m. Dieser Aufschluss befindet sich in unmittelbarer Nähe der Störungsfläche mit der Gibelegg-Schuppe (Fig. 40). Es zeigt sich deutlich, wie die Sedimente der Seftigswand-Schuppe sekundär verfaltet wurden. Vor allem die plastischen Mergel sind am meisten gestaucht. Die starren Sandsteinbänke behielten ihre normale Fallrichtung bei. Man kann also ruhig annehmen, dass die Mächtigkeit der Seftigswand-Schuppe zum Teil auf solche sekundäre Verfaltungen und Überkipnungen zurückzuführen ist.

- Fast jeder Schlammversuch in den Mergeln der Seftigswand-Schuppe ergibt einen grossen Rückstand von feinen Kalzitschüppchen, die meist sehr dünn und länglich ausgebildet sind. Sie treten immer zwischen den Schichtflächen auf und deuten auf ein vielseitiges Überschieben der Mergelbänke hin. Manchmal lassen sich sogar richtige Reibungsspiegel beobachten, die parallel den Schichtflächen gehen.

Schon E. GERBER (1925) deutete die Mächtigkeit der Seftigswand-Schuppe durch kleinere Verschuppungen. Man kann dies heute als ziemlich sicher ansehen. Die Schichten der Seftigswand-Schuppe fallen durchschnittlich mit $39-40^\circ$ gegen die Alpen ein.

c) Störungslinie mit der Rossboden-Schuppe

Wir können eigentlich über diese Störungslinie gar nichts aussagen, da nirgends eine Kontaktzone beobachtet wurde. Diese ist um so schwieriger festzustellen, da die Schichten der Rossboden-Schuppe mit gleichem Winkel einfallen wie diejenigen der Seftigswand-Schuppe. Es liegt also keine sichtbare tektonische Diskordanz zwischen diesen beiden Schuppen vor.

C. Rossboden-Schuppe (unteres Chattien)

Die Rossboden-Schuppe wurde von vielen Autoren übersehen oder nicht als Schuppe aufgefasst. E. GERBER (1925) betrachtete sie als normale Sedimentfolge der Seftigswand-Formation. Er gab ihr ein mittel- bis oberstampisches Alter. Die Gründe, die für unteres Chattien sprechen, haben wir schon bei der Besprechung der Rossboden-Formation dargelegt (vgl. S. 82).

Aus der tektonischen Übersichtskarte (Taf. I) geht deutlich hervor, dass die Rossboden-Schuppe zwei nicht zusammenhängende Teile bildet. Im Süden werden sie durch die Wolfsegg-Schuppe beziehungsweise durch das Ultrahelvetikum, überlagert. Es gelang uns aber nie die Störungsfläche aufzufinden.

Der westliche Teil der Rossboden-Schuppe beginnt unterhalb Höjenstein (Koordinate 591.250/175.950) und lässt sich durch einen Steilhang über Horbüel-Schwantenbuechallmid bis nach Jegerenböden bei Koord. 596.075/178.500 verfolgen. Dort tritt der letzte Aufschluss des westlichen Teils auf. Weiter ostwärts verschwindet dann die Schuppe unter dem vordringenden Ultrahelvetikum und dem Flyschschutt. Wir müssen bis an den Nordostabhang des Gurnigels wandern, um den Ostteil der Schuppe wiederzufinden. Sie erscheint dort dank dem Zurücktreten des Wildflysches. Ihre Mächtigkeit hat hier stark zugenommen. Auf Blatt Thun bildet sie die Nagelfluhbänke von Lienegg und Fuchsegg (ausserhalb des Kartengebietes).

Das Streichen der Rossboden-Schuppe ist konkordant mit der Seftigswand-Schuppe, d.h. SW-NE, wobei die Schichten mit $20-50^\circ$ nach Südosten einfallen.

Unsere Resultate über die Wolfsegg-Schuppe sind noch sehr lückenhaft, denn die weitverstreuten Aufschlüsse erlauben keinen Gesamtüberblick. Diese Mergelserie ist im Norden auf die Seftigschwand- und Rossboden-Schuppe aufgeschoben. Im Süden wird sie durch den Wildflysch überlagert. Entsprechend ihrer lithologischen Natur handelt es sich um eine sehr plastische Schuppe. Daher ist es nicht erstaunlich, dass ihr Verlauf und ihre Mächtigkeit sehr unregelmässig sind.

Beim Betrachten der tektonischen Übersichtskarte (Taf. I) stellen wir fest, dass westlich des Buechwaldes der Raum der subalpinen Molasse sehr eingengt ist. Für die plastischen Mergel der Wolfsegg-Schuppe war dort kein Platz vorhanden. Sie wurden vom Wildflysch überfahren. Erst östlich von Riffenmatt, wo die subalpinen Schuppen viel weiter vordringen konnten, entdeckt man die ersten Aufschlüsse der Wolfsegg-Schuppe. Bei Louetli streichen die Schichten W-E und fallen senkrecht in die Tiefe. Ob die Schuppe von hier weg bis nach der Wolfsegg (Koord. 602.375/178.050) konstant durchstreicht, kann infolge der schlechten Aufschlussmöglichkeiten nicht mit Bestimmtheit ausgesagt werden. Auf jeden Fall scheint ihre Mächtigkeit gegen Osten stark zuzunehmen.

Die Fallbeträge der Wolfsegg-Schuppe sind sehr unregelmässig. Sie schwanken zwischen 20 und 90°. Sogar innerhalb des gleichen Aufschlusses kann man verschiedene Einfallswinkel messen. Dies zeigt uns deutlich, wie stark diese Schuppe durch das Ultrahelvetikum tektonisiert wurde. Davon zeugen auch die vielen Reibungsspiegel aus Kalzit, die parallel der Schichtung gehen.

III. Schlussergebnisse über die Tektonik der subalpinen Molasse

Die Tektonik und insbesondere die Genese der subalpinen Schuppen ist noch sehr schlecht erforscht. Um dieses Problem zu lösen, müsste die subalpine Molasse im grossen Rahmen studiert werden. Unsere Resultate stützen sich hauptsächlich auf Feldbeobachtungen.

- Beim Betrachten der geologischen Kartenskizze (Taf. I) stellen wir fest, dass alle Schuppen gegen Osten an Mächtigkeit zunehmen. Dies dürfte nicht auf paläogeographische Verhältnisse zurückzuführen sein, sondern hängt eng mit der Tektonik zusammen. Östlich von Riffenmatt nehmen aus irgendwelchen Gründen die subalpinen Schuppen einen breiten Raum ein. Daher liegen autochthone Molasse und Ultrahelvetikum weit auseinander. Es ist daher nicht erstaunlich, dass im Ostteil der Karte vier verschiedene Schuppen isoliert werden konnten, während westlich der Sense wahrscheinlich nur eine vorhanden ist.
- Nach R. F. RUTSCH (1933) ist die Gibelegg-Schuppe aus einer Modifikation der Falkenfluh-Antiklinale, die östlich der Aare liegt, hervorgegangen. Sie stellt den Nordschenkel einer überkippten Antiklinale dar. Man kann sich nun die Frage stellen, warum sie nur bis Gambach reicht und nicht das ganze Kartengebiet durchzieht? Dies dürfte nun wieder eng mit der regionalen lithologischen Ausbildung zusammenhängen, denn die Sedimente der Gibelegg-Schuppe enthalten neben Konglomeraten vor allem Sandsteine und Mergel. Dies gewährte der Formation eine gewisse Plastizität, was zu deren Aufwölbung und späteren Scheitelbruch führte. Die Nagelfluhbänke westlich von Gambach waren viel zu starr, um eine solche Umbiegung zu erlauben. Daher verwirft sich dort die oligozäne Molasse direkt an der autochthonen Molasse.
- Dank der Gibelegg-Schuppe, deren Alter Helvétien-Tortonien ist, lassen sich in der subalpinen Molasse verschiedene Phasen unterscheiden:

Erste Phase (Oligozän): Diese ist eine Sedimentationsphase. Sie dauerte während des ganzen Oligozäns an. Im heutigen Raum der subalpinen Molasse – und wahrscheinlich noch bedeutend weiter südlich – lagerten sich die einzelnen subalpinen Formationen ab. Am Ende des Oligozäns war dieser Raum weitgehend durch Sedimente aufgefüllt.

Zweite Phase (anfangs Miozän): In der zweiten Phase machten sich nun deutlich tektonische Einflüsse bemerkbar. Durch das Vordringen der alpinen Decken wurde das subalpine Becken immer mehr eingeengt und gleichzeitig gehoben. Somit wurde der südliche subalpine Raum nicht mehr von miozänen Sedimenten überdeckt. Die Sedimentation verlagerte sich weiter nach Norden.

Dritte Phase (oberes Miozän): Durch tektonische Vorgänge im Untergrund und durch den transversalen Druck der alpinen Decken wurde die oligozäne Molasse in mehreren Schuppen hochgestellt. Es wäre möglich, dass sich ursprünglich mehrere Antiklinalen bildeten, die sich dann durch Scheitelbrüche in Schuppen verwandelten, wobei gewisse Teile in die Tiefe versunken sind oder durch die nächstfolgende Schuppe überdeckt wurden. Dies könnte nur durch Bohrungen bewiesen werden. Mit der Aufrichtung dieser Schuppen ist die oligozäne Molasse auch stark der Erosion anheimgefallen, deren Molassegerölle wir heute zum Teil in der Kalchstätten- und Guggershorn-Formation finden.

Vierte Phase (Pliozän): Die subalpinen Schuppen wurden durch das Ultrahelvetikum immer weiter gegen Norden vorgedrängt. Somit geriet auch der miozäne Sedimentationsraum unter ihren Einfluss. Verbunden mit Untergrundsbewegungen bildeten sich flache Syn- und Antiklinalen. In der Gegend der Gibelegg, wo die miozänen Sedimente relativ plastisch waren, bäumte sich eine nach Norden gerichtete Antiklinale auf. Beim weitem Vordringen der Schuppen brach diese Antiklinale in ihrem Scheitel entzwei, wobei die Normalflanke in die Tiefe versank und durch oligozäne Schuppen überdeckt wurde. Der überkippte Schenkel bildet heute die Gibelegg-Schuppe. Da Obere Süßwassermolasse in dieser Schuppe enthalten ist, kann ihre Entstehung nicht älter als Tortonien sein.

Quartär

Einführung

Unser Kartengebiet ist auf weite Strecken von Quartärablagerungen, die heute der Landschaft ihr charakteristisches Gepräge geben, bedeckt. Die Besonderheit dieser Gegend liegt darin, dass sie sich am Überschneidungspunkt des Aare- und Rhonegletschers befindet. Chronologisch konnten wir nur die beiden letzten Eiszeiten nachweisen, wobei wir untenstehende Abfolge festgestellt haben:

- spätwürmische Periode und Alluvium
- Würmeiszeit
- Interglazial Riss-Würm
- Risseiszeit

I. Risseiszeit

In der Risseiszeit ist das ganze Untersuchungsgebiet vom Rissgletscher überdeckt worden. Nach R. F. RUTSCH (1947) erreichte er in seiner Maximalphase am Gurnigel eine Höhe von 1350 m, nach J. TERCIER (1928) sogar 1500–1600 m. Es handelte sich dabei um den Rhonegletscher, der bis ins obere Emmental vordrang (R. F. RUTSCH 1947).

Innerhalb der Risseiszeit lassen sich zwei Stadien unterscheiden:

1. Stadium der Vergletscherung

In diese Zeit stellen wir die zahlreichen erratischen Blöcke, die direkt der Molasse aufliegen, und die Moränenablagerungen entlang der Gurnigeltette.

A. Erratische Blöcke

Als erratische Blöcke der Rissvergletscherung treten vor allem Verrucano, Gneise und Granite auf; etwas seltener sind Kalke. Wir wollen hier nur die hauptsächlichsten Fundstellen aufzählen:

Gegend von Guggisberg: Dort liegen die Blöcke direkt der Molasse auf.

- Schwendelberg, Höhe 1294,5 m: helle Kalke.
- Zamisholz, Höhe 1034 m: Granit.
- Salen (südlich von Guggisberg): Granit.
- Laubbach, Höhe 885 m: Vallorcine-Konglomerat.

Nordseite der Gurnigelkette:

- Striteren (Unterscheidwald), Höhe 1100 m: Verrucano.
- Wissenbach, Höhe 820 m: mehrere Granitblöcke.
- Längeneiwald: Gneise und Granite.

Südseite der Gibelegg:

- Gneise und Granite.

Die Nagelfluh- und Kalkblöcke auf der Nordseite der Gurnigelkette, die auf der geologischen Karte (Taf. I) mit dem gleichen Zeichen dargestellt wurden wie die Erratika, dürften aus der Rossboden-Formation bzw. aus den mesozoischen Schürflingen des Wildflysches stammen. Sie können daher nicht als eigentliche erratische Blöcke angesehen werden.

B. Moränenablagerungen

Unser Gebiet wurde wohl grösstenteils durch Rissmoränen-Ablagerungen überdeckt, die heute der Gurnigelkette entlang noch erhalten sind. Sie erschweren dort das Studium der Molasse ausserordentlich. Soweit wir feststellen konnten, liegen diese Moränen immer direkt auf der Molasse. Lithologisch handelt es sich um ein lehmiges Material, in dem grosse, eckige Blöcke stecken. Es sind vor allem Flyschgesteine, aber die vereinzelt kristallinen Blöcke weisen doch auf eine Vergletscherung hin. Morphologisch treten diese Moränen heute nicht mehr stark hervor. Sie wurden durch den Flysch-Blockschutt und die Erosion grösstenteils verwischt. Die heutige Ausdehnung gegen Norden verläuft ungefähr von Plasselb über Plaffeien, Laubbach, Buechwald, Gambach, Rüschegg und Längeneiwald bis in die Quertalung von Rüti. Nach unseren Beobachtungen steigt die Vergletscherung an der Gurnigelkette bis auf 1300 m Höhe an.

Auf der autochthonen Molasse dürfte der Rissgletscher bedeutend weniger Material abgelagert haben. Wahrscheinlich war die Eisdecke dort zu hoch. Wenn Moränen abgelagert wurden, so sind sie entweder unter den Würmablagerungen begraben oder durch die Erosion wieder verschwunden. Dies dürfte vor allem in der Gegend von Guggisberg der Fall gewesen sein, die in der Würmeiszeit eisfrei geblieben ist. Die schönen Terrassen rund um das Guggisberg-Massiv, die schon bei der Kalchstätten-Formation beschrieben wurden, dürften zum Teil durch den Rissgletscher herauspräpariert worden sein.

C. Erosion alter Quertalungen

Auf das Konto des Rissgletschers müssen auch die grossen SW-NE-gerichteten Quertalungen gebracht werden. Ohne Zweifel benutzte der von SW vorstossende Gletscher mit Vorliebe die Randzone zwischen der autochthonen und subalpinen Molasse. In den weichen Sedimenten der oligozänen Molasse war die Erosion dementsprechend grösser. Es ist daher nicht erstaunlich, dass diese Quertalungen ungefähr der Störungsfläche zwischen der autochthonen und der subalpinen Molasse entsprechen. Im Kartengebiet lassen sich zwei solche Depressionen feststellen:

- Die erste Quertalung läuft von Plasselb bis zum Buechwald südlich von Riffenmatt. Diese Senke erreicht ihren tiefsten Punkt im Becken von Plasselb und Plaffeien. Östlich der Sense steigt sie dann sanft gegen Buechwald an. Da die mächtigen Konglomeratbänke bei Riffenmatt einen Riegel gegen den vorstossenden Rissgletscher bildeten, bewirkte er in den weichen oligozänen Sedimenten zwischen Plasselb und Plaffeien eine Übertiefung.

- Die zweite Quertalung steigt von Buechwald gegen Stössi (Koord. 597.750/181.125) hinunter. Diese Senke ist viel weniger tief als diejenige von Plaffeien. Durch den Riegel von Riffenmatt wurde der vorstossende Gletscher stark gehemmt, so dass seine Erosionskraft hier geringer war.

In der Riss-Würm-Interglazialzeit wurden diese Quertäler durch Schmelzwässer wahrscheinlich noch stark vertieft.

2. Rückzugsstadium des Rissgletschers

Als der Rissgletscher sich zurückzog, erstreckte sich rund um die Gegend von Guggisberg eine Einebnungsfläche. Auf diese Fläche wies schon F. NUSSBAUM (1916) hin. Nach R. F. RUTSCH (1947) kann man zwei Einebnungsflächen unterscheiden. Die eine würde zwischen 900 und 920 m liegen, während die andere zwischen 860 und 880 m liegt. Für das Kartengebiet kommt nur erstere in Frage, doch setzt sie etwas höher ein. Auf dieser Einebnungsfläche gelangten nun teilweise Schotter zur Ablagerung, die aber heute wieder weitgehend der Erosion zum Opfer gefallen sind. Im Untersuchungsgebiet konnten drei solche isolierte Schottervorkommen nachgewiesen werden:

- *Schotterhügel von Ägerten* (Koord. 591.400/178.100): Der Hügel von Ägerten am Laubbach wird grösstenteils von Molasse aufgebaut. Erst auf Höhe 900 m setzen sandige Schotter ein, die eine Mächtigkeit von etwa 12 m erreichen.
- *Schotterterrasse von Buechwald*: Diese Terrasse südlich von Gambach bei Koord. 594.870/179.800 setzt auf Höhe 950 m ein und hält bis auf Höhe 990 m an. Soweit wir feststellen konnten, liegen diese Schotter direkt der Rissmoräne auf. Lithologisch handelt es sich um Wechsellagerungen von Sanden und Geröllbänken. Als Gerölle treten vor allem Quarzite, rote Granite und Flyschgesteine auf. Die Sortierung ist nicht gerade hervorragend. Teilweise sind diese Schotter stark verfestigt und erwecken den Eindruck von Nagelfluhbänken.
- *Schotterterrasse von Unter Las*: Diese Schotterfläche befindet sich südlich von Rüti auf Höhe 880–990 m. Sie erstreckt sich von Längeneibad (Koord. 599.250/180.730) ostwärts über Seligraben bis nach Vordergspees (Koord. 600.500/180.500). Zwischen Längeneibad und Seligraben bildet sie in der Molasse eine Rinne bis auf 860 m hinunter. An der Basis beobachtet man gut geschichtete Silte und Lehme, die sich unter dem Gletscher sedimentiert haben dürften. Wenn man die geologische Karte (Taf. I) betrachtet, so ist ersichtlich, dass diese Rinne bei Längeneibad eine richtige Wanne bildet, die bis zur Gibelegg-Formation vorstösst. Hier hat offenbar der Rissgletscher in den weichen Sedimenten der Seftigswand-Formation eine Übertiefung gegraben, weil er weiter nördlich davon durch die Konglomerate gehemmt wurde. Über diesen Lehmen und Silten folgen dann grobe Schotter und Sande, die sehr gut in einem Seitenbächlein des Seligrabens aufgeschlossen sind (Koord. 599.625/180.625). Die Schichtung ist sehr unregelmässig und deutet auf Schmelzwässer mit aufgearbeitetem Moränenmaterial hin. Weitere Aufschlüsse treten an der Gurnigelstrasse auf Höhe 880 m und in einer alten Kiesgrube bei Unter Las (Koord. 600.050/180.320, Höhe 965 m) auf. Auch auf der Terrasse zwischen Sachlisgraben und Gasgraben sind dieselben Schotter wieder entblösst. Sie liegen dort auf Höhe 930 m direkt der Molasse auf.

Die obere Grenze dieser Schotterflächen liegt also ungefähr bei 1000 m. Es ist daher anzunehmen, dass sie einstmals zu einer zusammenhängenden Decke gehörten, die weite Teile des Beckens zwischen Gambach und der Gibelegg bedeckte. Es muss sich dabei um Schmelzwasserablagerungen des sich auf der Einebnungsfläche zurückziehenden Rissgletschers gehandelt haben. Im Norden wurde dieses Becken durch die Gibelegg-Formation und durch die autochthonen Nagelfluhbänke des Guggisberg-Massivs abgeriegelt. Die Nordtalung zwischen dem Gebiet von Guggisberg und der Gibelegg existierte noch nicht, oder ihre Basis war viel höher gelegen als heute. Somit konnte sich hinter dieser Barriere zeitweise ein richtiger See bilden, dessen Gewässer sich dann in der Riss-Würm-Interglazialzeit einen Weg nach Norden ausfrassen. Altersmässig dürften diese Schotter den Zelgschottern von R. F. RUTSCH (1947) und B. A. FRASSON (1947) entsprechen. Da dieses Gebiet während der Würmeiszeit eisfrei blieb, müssen diese Schotter dem Rückzugsstadium des Rissgletschers zugeteilt werden, denn nach B. A. FRASSON (1947) reichten die Würmmoränen nirgends so hoch hinauf, dass sie eine Stauung in dieser Gegend hätten hervorrufen können. Später wurden diese Schotter dann grösstenteils wieder erodiert.

II. Interglazial Riss-Würm

Nach dem Rückzug des Rissgletschers setzte im ganzen Kartengebiet eine intensive Flusserosion ein. In dieser Zeitspanne gelangten bei uns keine Sedimente zur Ablagerung, denn es ist hauptsächlich eine Erosionsphase, bedingt durch die Tieferlegung des Flussnetzes. Zuerst wurden natürlich die schon bestehenden Depressionen des Rissgletschers durch die Flüsse weiter auserodiert. Wir haben schon gesehen, dass zwischen Plasselb und Plaffeien eine Senke vorhanden war. Diese wurde nun wei-

ter vertieft. Es wäre gut möglich, dass die Ärgera in jener Zeit diese Rinne benutzte und sich bei Plaffeien mit der Sense vereinigte.

In der Riss-Würm-Interglazialzeit floss die Sense von Plaffeien gegen NW in das obere Galternatal. Anlässlich von Grundwasserbohrungen südlich von Alterswil wurde diese Molasserinne auf Höhe 700 m festgestellt. Sie liegt also ungefähr auf der gleichen Höhe wie der heutige Flusslauf der Sense. Nach O. BÜCHI (1935) erreichte die Basis dieser Rinne einen Durchmesser von etwa 300 m. Anhand genauer Feldaufnahmen konnte der Verlauf dieses fossilen Flusstales ziemlich gut festgestellt werden. Es verlässt den heutigen Senselauf oberhalb der Guggersbachbrücke, bei der die Molasse noch auf etwa 220 m gegen Süden auftritt. Bei Koord. 589.625/178.650 verschwindet sie dann unter den Sense-Alluvionen. Die nächsten Molasseaufschlüsse kommen erst bei der Einmündung des Tütschgrabens vor. Zwischen diesen beiden genannten Stellen ergibt sich eine Rinne von 700 m, die mit groben Schottern ausgefüllt ist. Von hier setzt sich nun dieses Flusstal über Seisematt (Koord. 589.500/178.375) – Bodenacher – Brand – Tana (Koord. 588.375/179.420) gegen das Quellgebiet des Galternbachs bei Selgisberg (Koord. 587.500/180.250) fort. Von dort weg folgt die Rinne dann mehr oder weniger dem heutigen Galternbach. Während und nach der Würmeiszeit wurde sie von mächtigen Schottern und Lehmschichten zugedeckt.

Eine weitere kurze interglaziale Rinne bildete der Laubbach bei Schutzweid (Koordinate. 590.000/178.300). Sie erreicht eine Länge von etwa 300 m bevor sie ins Sensebett mündet. Fig. 41 zeigt den Anfang der Rinne bei der Abzweigung vom heutigen Laubbach. Auch der Austritt der Rinne ins Sensebett ist gut aufgeschlossen. Die rinnenausfüllenden Schotter sind dort stark verfestigt. An der Basis treten mehrere Quellen aus, die dem alten Flusslauf folgen.

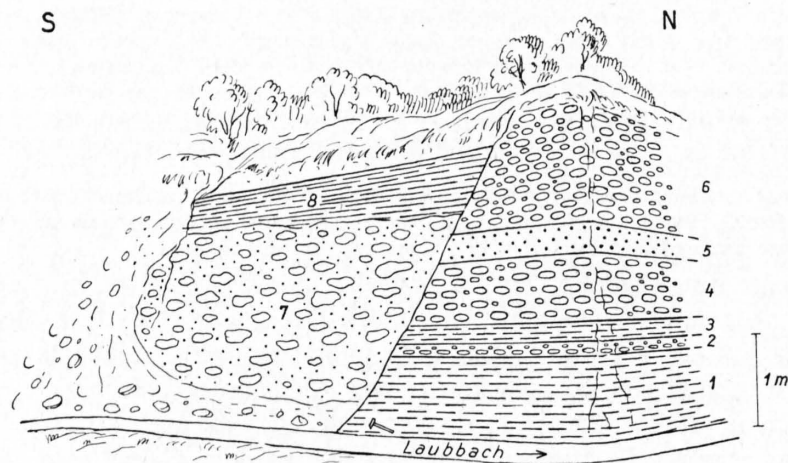


Fig. 41: Interglazialrinne des Laubbaches bei Schutzweid (Koord. 590.000/178.300).

- | | |
|---|--------------------------|
| 1. Bläuliche Mergel. | } Kalchstätten-Formation |
| 2. Geröllschnur mit groben Sandsteinen. | |
| 3. Bläuliche Mergel, | |
| 4. Grobe Kalknagelfluh. | |
| 5. Grobe Sandsteine. | |
| 6. Grobe Kalknagelfluh. | |
| 7. Grobe Schotter (meist Flyschgerölle) | = Vorstossschotter |
| 8. Bläuliche Tone | = Seetone von Plaffeien |

III. Würmeiszeit

Während der Würmeiszeit lag das Kartengebiet im Schnittpunkt zwischen der Rhone- und Aarevergletscherung. Dazwischen befand sich ein grosses, eisfreies Gebiet, welches ungefähr der Gegend von Guggisberg entsprach.

1. Rhonevergletscherung

Dieses Gebiet wurde durch die Sense von der eisfreien Gegend des Guggisbergs abgetrennt. Alles, was westlich von der Sense liegt, wurde auf irgendeine Art durch den würmeiszeitlichen Rhonegletscher berührt.

A. Vorstoss des Rhonegletschers

Durch den Vorstoss des Rhonegletschers wurde der interglaziale Lauf der Sense ins Galterntal abgeriegelt. Da der Rhonegletscher nur bis auf die Nordseite des Molassehöckers von Oberschrot vordrang, bildete sich im Becken von Plaffeien ein See. In dieser Zeit war der Wasseranfall von Süden her noch sehr gross. Damit wurden auch viele Gerölle transportiert, die sich nun in diesem natürlichen Staubecken von Plaffeien ablagerten. Somit wurde allmählich die ganze interglaziale Flussrinne mit groben Schottern zugefüllt.

Diese Vorstossschotter sind heute dem ganzen linken und teilweise auch dem rechten Senseufer entlang aufgeschlossen. Sie setzen ungefähr bei Saga (Koord. 689.000/175.500) ein und erstrecken sich bis unterhalb der Guggersbachbrücke bei Änetschwendi (Koord. 589.000/179.300). Ihre obere Grenze liegt etwa bei 800 m. Sie werden dann durch mächtige Tonablagerungen überlagert. Dieselben Schotter treten auch in der interglazialen Rinne des Laubbaches und bei Gopplismatt (Koord. 589.850/177.200) auf. Überall liegen sie direkt der Molasse auf.

Alle diese Schottervorkommen sind äusserst schlecht sortiert. Es handelt sich hauptsächlich um Flyschgerölle, teilweise auch um Molassegesteine, die in einer sandigen Matrix stecken. Eigentliche Silt- und Sandbänke konnten nie beobachtet werden. Kristallines Material liess sich keines nachweisen. Die Grösse der Gerölle verringert sich zusehends von Süden nach Norden.

Zu den gleichen Schottern müssen auch die Geröllbänke auf beiden Seiten der Ärgera unterhalb Plasselb gezählt werden. Sie liegen auf der gleichen Höhe wie diejenigen von Plaffeien und weisen dieselbe lithologische Zusammensetzung auf. Wahrscheinlich stehen diese Schottervorkommen in der Tiefe miteinander in Verbindung. Im oberen Galterntal konnten durch Grundwasserbohrungen dieselben Schotter nachgewiesen werden. Auch dort werden sie wieder durch bläuliche Tonschichten überlagert. Ihre Mächtigkeit in der alten Rinne erreicht etwa 27 m. Diese Schotter sind nun äusserst wichtig für die Hydrogeologie der Gegend, denn durch dieses alte Sensetal fliesst heute ein mächtiger, unterirdischer Grundwasserstrom, der südlich von Alterswil für die Wasserversorgung der Stadt Fribourg gefasst wurde.

B. Maximalstadium des Rhonegletschers

Im Maximalstadium der Würmeiszeit bedeckte der Rhonegletscher grosse Teile des Gebietes westlich der Sense. Er schob sich, von La Roche über St. Sylvester kommend, dem Molassehügel von Oberschrot entlang gegen die mächtigen Nagelfluhbänke des Guggisberg-Massivs. Durch sie wurde er nach NE in die Gegend von Schwarzenburg abgelenkt. Das Becken Plaffeien–Plasselb zeigt keine Würmmoränen. Wahrscheinlich wurde dieses Gebiet von lokalen Gletschern überdeckt.

a) Moränenablagerungen

Morphologisch sind die Würmmoränen des Rhonegletschers nur sehr selten erhalten geblieben. Sie wurden durch die Erosion zum grössten Teil wieder verwischt. Lithologisch handelt es sich um ein gemischtes Material von Steinen und Blöcken, die in einer zähen, lehmigen Matrix stecken. Eine Geröllsortierung ist nur sehr selten vorhanden. Meist sind die Blöcke und Steine stark gekritzelt. Die lehmige Matrix ist dunkelgrau bis bläulich oder schmutzig gelb bis braun. Es handelt sich dabei um sehr plastische Tone mit vereinzelt kleinen Steinchen.

Ausgedehnte Moränengebiete treten westlich von Brünisried, am Fusse des Oberschrothügels und auf beiden Seiten im Oberlauf des Galternbaches auf. Eigentliche Moränenwälle sind nur noch in der Gegend von Leist vorhanden (Koord. 588.500/179.750). Sie bewirkten die Abriegelung des Beckens von Plaffeien in den Rückzugsstadien des Rhonegletschers. Es handelt sich um zwei Moränenwälle, die

parallel zueinander laufen. Bei Leist liegen sie direkt der Molasse auf, dann ziehen sie sich SW-wärts über Tana (Koord. 588.375/179.420) bis nördlich von Brünisried. Ursprünglich schlossen sie sich wohl an den Molassehügel von Oberschrot an. Diese Moränenwälle enthalten weniger Ton und sind steiniger ausgebildet als die übrige Moränenbedeckung.

Moränen-Rundhöcker konnten nur zwei ausfindig gemacht werden. Der eine liegt südlich von Rechthalten bei Koord. 586.280/178.500; dies ist ein kreisrunder Hügel mit einem Durchmesser von 100–150 m. Der andere Rundhöcker, der viel kleiner ist, liegt bei Stöck (Koord. 585.750/180.910).

b) Erratische Blöcke

Das ganze Vereisungsgebiet des Rhonegletschers ist mit erratischen Findlingen übersät. Auf der geologischen Karte (Taf. I) wurden nur die grössten Blöcke angegeben. Es handelt sich vor allem um Verrucano, Vallorcine-Konglomerate, Augengneise, Rhonegranite und miozäne Kalknagelfluh. Einer der grössten Blöcke kommt südlich von Leist auf einem Moränenwall (Koord. 588.250/179.250) vor. Es ist ein Augengneis mit grossen Feldspat- und Quarzkristallen.

c) Seetone von Plaffeien

In das Maximalstadium der Würmeiszeit fällt auch die Bildung der Seetone im Becken von Plaffeien und im oberen Galterntal. Betrachten wir diese Ablagerungen zuerst bei Plaffeien und Plasselb. Am linken Senseufer und auf der rechten Seite der Ärgera folgen dort über den Vorstossschottern etwa 30 m reine Tone. Ihre Farbe ist dunkelbläulich bis grau. Beim Schlämmen bleibt überhaupt kein Rückstand mehr zurück. Gerölle konnten auch keine festgestellt werden. Meist zeigen diese Tonschichten eine Warvenschichtung, die auf ein aquatisches Bildungsmilieu hinweist.

Zwischen Plaffeien und Plasselb dürften diese Seetone zusammenhängend sein. Nördlich von Plaffeien lassen sie sich auf der linken Senseseite bis zu den Würmmoränen von Leist verfolgen. Dort streichen sie dann unter den Moränenwällen durch und erreichen das obere Galterntal auf Höhe 800 m. Die ganze Senke zwischen Wengliswil und Äschlenberg (Koord. 586.375/181.600) wird durch diese Seetone ausgefüllt. Auch hier ist ihre Farbe dunkelbläulich, manchmal aber auch gelblich. In der petrographischen Zusammensetzung zeigen sich aber merkbare Veränderungen. Die Tone sind nicht mehr so rein wie im Becken von Plaffeien. Sehr oft enthalten sie kleine gekritzte Gerölle. Die Warvenschichtung fehlt hier vollständig. Diese Seetone gleichen also stark einer Grundmoräne. Dies ist nicht erstaunlich, wenn wir bedenken, dass dieses Gebiet vergletschert war, was auch die Anwesenheit der Gerölle erklärt. Auf beiden Seiten des Galternbaches gehen die Tone allmählich in Moränen über.

Wie lässt sich nun die Ablagerung der Seetone erklären? Als der Rhonegletscher sein Maximalstadium erreichte, war die Wasserzufuhr der Sense im Becken von Plaffeien nur noch sehr gering. Zeitweise wurde dieses Becken wohl auch von Lokalgletschern überdeckt. Unter diesen Gletschern bildete sich nun ein See, in welchem eine äusserst ruhige Sedimentation stattfand. So lagerten sich nun allmählich die gewarvten Tonschichten ab. Als Lieferanten kamen die Flyschmergel und die subalpine Molasse in Frage. Nördlich von Leist wurde die alte Sensegraben ganz vom Rhonegletscher zugedeckt. Auch in dieser Senke dürfte sich ein See unter dem Gletscher gebildet haben. Durch Gletscherbewegungen gelangten aber auch viele Gerölle in diese Depression und vermischten sich mit den Tönen.

C. Rückzugsstadien des Rhonegletschers

Während und nach dem Rückzug des Rhonegletschers lagerten sich auf der Moränenlandschaft mächtige Schotterdecken ab, die meist ein Umlagerungsprodukt des Moränenmaterials sind. Diese Moränenlandschaft war sicher sehr uneben ausgebildet. Die Schotter lagerten sich daher mit Vorliebe in den natürlichen Senken zwischen den Moränenwällen ab. Durch die Verschotterung wurde das Gebiet dann grösstenteils wieder ausgeebnet. Da das Aufnahmegebiet nahe den Alpen liegt, kam für diese Schottermassen kein grosser Transportweg in Frage, was sich durch die sehr unvollkommene Sortierung des Materials bemerkbar macht. Häufig treten darin noch grosse erratische Blöcke und lehmige Zwischenlagerungen auf.

a) Stauschotter von Plaffeien und Plasselb

Über den Seetonen folgen in der ganzen Depression zwischen Plaffeien und Plasselb mächtige Schotterdecken, die eine Mächtigkeit von etwa 100 m aufweisen. Gegen Norden reichen sie bis zu den Moränenwällen von Leist. Morphologisch bilden sie heute mehrere Terrassen auf beiden Seiten des Beckens. Ihre obere Grenze liegt zwischen 900 und 920 m. Auf der Seite des Schwyberges muss man vor allem die Terrassen von Hapferen (Koord. 588.250/175.750) und Tschüppleren (Koord. 586.300/175.600) nennen. Auf der Südseite des Oberschrothügels liegen die Terrassen von Oberschrot.

In einer Kiesgrube, in der momentan Schotter ausgebeutet werden (Koord. 587.500/176.875), lässt sich die lithologische Beschaffenheit dieser fluvio-glazialen Ablagerungen gut beobachten. Die Gerölle enthalten vor allem Flyschgesteine und Kalke. Kristalline Komponenten sind eher selten. Zwischen den Geröllschichten lagern sich mächtige Sandlagen und lehmige Schichten ein. An manchen Stellen sind diese Schotter stark verfestigt und können leicht mit Konglomeraten verwechselt werden.

Ein E-W-Querschnitt etwa 200 m südlich von Plasselb zeigt sehr deutlich die Überlagerungen der quartären Sedimente im Becken von Plaffeien–Plasselb (Fig. 42). Die gleichen Verhältnisse treffen wir von Plaffeien gegen die Sense hinunter. Das Dorf Plaffeien steht heute auf einer riesigen Terrasse, die sich gegen Norden bis nach Zumholz hinzieht. Diese Schotter sind aber bedeutend jünger als die eigentlichen Stauschotter, die heute nur noch auf den Talflanken erhalten geblieben sind. Diese Stauschotter sind wieder sehr gut im Graben nördlich von Zumholz aufgeschlossen (Koord. 588.750/178.630). Bis auf Höhe 800 m stehen Seetone an. Darüber folgt auf eine kurze Strecke die Molasse. Auf Höhe 810 m erscheinen stark verfestigte, grobe Schotter; Sandhorizonte konnten keine festgestellt werden. Diese Schotter steigen dort bis nach Halta hinauf (Koord. 588.520/177.880, Höhe 900 m).

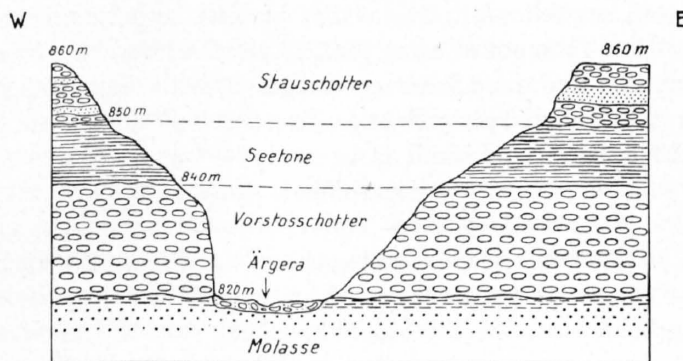


Fig. 42: Querschnitt durch die glazialen Ablagerungen südlich von Plasselb (Überhöhung etwa 6fach).

Auch die Terrasse östlich von Brünisried wird von diesen Stauschottern gebildet. Sie stossen bis gegen die Moränenwälle von Leist vor, die hier eine Barriere bildeten. Die beiden Kiesgruben an der Kantonsstrasse nach Alterswil (Koord. 588.500/178.950) zeigen Wechsellagerungen von gut gewaschenen Sanden und feingerölligen Schottern. Vereinzelt trifft man noch dünne Lehmlagen an. Die Stratifikation ist horizontal oder in Form von Grossrippeln. Die Stauschotter bei Brünisried sind bedeutend besser sortiert als diejenigen von Plaffeien–Plasselb. Dies erklärt sich durch die weitere Entfernung von der Bezugsquelle.

An der Basis dieser Stauschotter treten zahlreiche Quellen aus. Die impermeable Unterlage wird durch Seetone gebildet.

Die genetische Erklärung dieser Schotter hängt stark mit dem epigenetischen Senselauf von der Guggersbachbrücke nach Schwarzenburg zusammen. Wir haben schon erwähnt, dass die interglaziale Sense über Leist ins obere Galterntal floss. Beim Rückzug des Rhonegletschers riegelten nun die Moränenwälle von Leist diese interglaziale Rinne vollständig ab. Dasselbe geschah mit dem Abfluss

der Ärgera bei St. Sylvester. Somit bildete sich im Becken Plaffeien–Plasselb zeitweise ein mächtiger See. Als sich auch die Lokalgletscher zurückzogen, ergossen sich von den südlichen Anhöhen gewaltige Wassermassen herunter, die auch sehr viel Geschiebe mitbrachten. Die grössten Gerölle blieben beim Eintritt in dieses natürliche Staubecken liegen. Dies ist die heutige Gegend zwischen Plaffeien und Plasselb. Bis nach Brünisried gelangten nur die feineren Komponenten.

Da der alte Weg über Leist versperrt war, musste die Sense sich einen neuen Abfluss suchen. Durch die Moränenwälle von Leist wurde sie stark gegen die Molasseflanken der Gegend von Guggisberg abgedrängt. Bis ein Abfluss nach Norden zustande kam, stieg dieser See bis auf 900–920 m, denn die höchsten Molasseerhebungen bei Ober Maggenberg (Koord. 589.125/181.400) liegen bei 900 m. Es ist deshalb interessant, festzustellen, dass diese Molasseoberfläche mit der obersten Schotterfläche übereinstimmt. In den weichen Sedimenten der Sandstein-Formation frass sich die Sense rasch tiefer, und allmählich entleerte sich der See des Beckens von Plaffeien. Ein grosser Teil dieser Stauschotter wurde dann später wieder wegerodiert.

b) Fluvio-glaziale Rückzugsschotter zwischen Umbertschweni und Rechthalten

Zwischen Rechthalten und Umbertschweni (Koord. 588.625/180.800) zieht eine Depression in W–E-Richtung durch. Wahrscheinlich wurde sie durch den vorrückenden Rhonegletscher auseroziert. Gegen Osten scheint sie immer mehr abzusinken. Während der Rückzugsphasen wurde diese Senke durch lokal umgelagertes Moränenmaterial zugedeckt. Heute bilden diese Schotter kein zusammenhängendes System mehr, denn sie wurden an mehreren Stellen durch die Erosion unterbrochen.

Die Basis liegt ungefähr auf 820 m Höhe. Die Schottermächtigkeit schwankt zwischen 20 und 30 m. Soweit wir feststellen konnten, wird die Unterlage immer von den Würmmoränen des Rhonegletschers gebildet. Molasse konnte in dieser Gegend keine nachgewiesen werden. Gegen Norden wurde diese Schotterrinne durch die Molassehügel von Rechthalten und Chleholz (Koord. 588.375/181.550) abgesperrt. Zwischen diesen Hügeln waren zweifellos Moränenwälle, die aber heute fast verschwunden sind. Überreste davon kommen noch bei Tromoos (Koord. 586.550/180.000) und bei Herenschür (Koord. 586.230/180.350) vor. Im allgemeinen sind diese Schotter weniger grob als diejenigen im Becken von Plaffeien. An manchen Stellen findet man auch mächtige Zwischenlagerungen von Sanden und Lehmen. Die Gerölle enthalten viel Kristallin. Vereinzelt treten auch Molassebrocken auf.

Ein erstes Schotterfeld erstreckt sich von Umbertschwedi über Wilersguet nach Holzgassa (Koord. 587.260/179.500). Darin liegen die Schottergruben von Chrüzacher (südlich Umbertschweni) und Selgisberg (Koord. 587.570/179.950). Sie werden heute nicht mehr ausgebeutet. Westlich von Holzgassa bis nach Brüggi sind die Schotter dann durch Moräne unterbrochen. Bei Brüggi steht ein Aufschluss von reinen Sanden bei Koord. 586.570/179.700 an. Von dort setzen sie sich bis

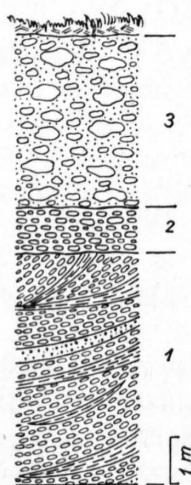


Fig. 43: Schottergrube bei Entenmoos (Koord. 585.700/179.125).

1. Wechsellagerungen von gutsortierten Geröllagen und dünnen, siltigen Sandbänklein; Rippelschichtung.
2. Verfestigter Geröllhorizont, schlecht sortiert, keine Sande.
3. Sehr schlecht sortiertes Material, mit zum Teil grossen Blöcken, moränenartig.

nach Entenmoos (Koord. 586.000/179.125) fort, wo sie rund um einen Torfteich mehrere isolierte Vorkommen bilden. Fig. 43 zeigt einen Schnitt durch die Schottergrube von Entenmoos. Flyschgerölle sind darin sehr selten. Es handelt sich vor allem um kristalline, metamorphe und Kalkgesteine.

c) Fluvio-glaziale Rückzugsschotter von Äschlenberg und Wolperwil

Die Schotterterrassen von Äschlenberg (Koordinaten 586.480/181.625) und Wolperwil (Koord. 585.100/181.600) überlagern im NW-Teil der Karte die Seetone. Ihre Basis liegt zwischen 720 und 740 m. Die Mächtigkeit dürfte etwa 30–50 m betragen. Es handelt sich hier um die tiefst gelegenen Schottervorkommen im Aufnahmegebiet. Ihre lithologische Zusammensetzung kann nördlich von Wolperwil in mehreren Kiesgruben studiert werden. Es sind vor allem Wechsellagerungen von Sanden und gut gewaschenen Geröllen. Grosse Blöcke sind sehr selten. Die Gerölle setzen sich folgendermassen zusammen:

Kristalline Gerölle: grüne Granite
Gneise
Ophiolithe

Sedimentäre Gerölle: Malmkalke
Flyschsandsteine
Molassesandsteine

Meist handelt es sich um Rippelschichtungen. Die Horizontalschichtung ist selten.

Im Westen setzen sich diese Schotterterrassen über St. Ursen–Tentlingen bis gegen Giffers fort. Nach C. U. CRAUSAZ (1959) und CH. EMMENEGGER (1962) wurden diese Schotter von den Schmelzwässern des Rhonegletschers abgelagert. Nach diesen beiden Autoren handelte es sich dabei um eine Senke, die sich von Frohmatt über Schwandbach–St. Ursen bis in die Gegend von Tafers zog.

2. Die eisfreie Gegend von Guggisberg während der Würmeiszeit

Während der Risseiszeit wurde das ganze Untersuchungsgebiet vom Rhonegletscher überdeckt. Dies war nun während der Würmeiszeit nicht mehr der Fall. Nach R. F. RUTSCH (1947) blieb ein grosser Teil des Gebietes zwischen Sense und Schwarzwasser eisfrei, denn in dieser Gegend fehlen jegliche Moränenablagerungen. Die einzelnen erratischen Blöcke, die direkt der Molasse aufliegen, stammen aus der Risseiszeit. Nach R. F. RUTSCH (1947) erreichte der Rhonegletscher in der Würmeiszeit eine Linie, die nördlich dem Hügel von Oberschrot entlang streicht, die Sense bei Leist überquert und dann nördlich über Schwarzenburg bis südlich von Bern verläuft. Die Maximalvorstosslinie des Aaregletschers gegen Westen verläuft über Gurnigelbad–Rüschegg–Rüeggisberg–Bütschegg. Die beiden Gletscher vereinigten sich dann in der Gegend des Gurten, südlich von Bern.

Die dazwischen liegende eisfreie Zone war nun während der Würmeiszeit intensiven Verwitterungseinflüssen ausgesetzt. Auf unser Gebiet entfällt das ganze Guggisberg-Massiv. Die Denudationsterrassen, die schon in der Risseiszeit herauspräpariert worden sind, wurden während der Würmeiszeit durch die Verwitterung stark angegriffen. Das kalkhaltige Bindemittel der Sandsteine und Konglomerate löste sich auf und wurde fortgeschwemmt. Zurück blieben nur noch Quarzsande. Solche treten vor allem auf der Terrasse von Walenhus bei 1100 m Höhe auf. Die Mächtigkeit dieser Sande ist nie gross. An einigen Weganschnitten liessen sich maximal 1–2 m beobachten. In der Tiefe gehen sie allmählich in die festen Molassesandsteine über. Nach R. F. RUTSCH (1947) enthalten sie 62% Quarz, 22% Feldspat und 16% Akzessorien. Karbonat konnte keines mehr nachgewiesen werden.

3. Vergletscherung durch den Aaregletscher

Nur der Ostteil des Untersuchungsgebietes lag im Verbreitungsraum des Aaregletschers während der Würmeiszeit. Die Quartärprobleme dieser Gegend wurden von R. F. RUTSCH (1947) schon ausführlich beschrieben. Wir verweisen daher auf seine Publikation und fügen nur noch einige Bemerkungen hinzu.

Der Aaregletscher erreichte dieses Gebiet von SE her. Er grub wohl auch die Quertalung von Rüti bei Riggisberg gegen Rüschegg-Graben aus. Auf der Nordseite des Gurnigels steigt die Aaremoräne bis auf Höhe 1100–1140 m hinauf. Als Leitgesteine kommen Gasterngranite und Tschingelkalke (Hauterivien) vor. Die zahlreichen Nagelfluhblöcke dürften aus der höher liegenden Rossboden-Formation

stammen. Gegen Westen erreichte dieser Gletscher in seinem Maximalstand eine Linie, die über Gurnigelbad nach Rüschegg verläuft. Auf der Nordseite des Rüschegghügels liessen sich gute Aufschlüsse von dieser Moräne beobachten. Es handelt sich um zähe, bläuliche Tone, die reichlich Granit- und Kalkblöcke enthalten. Schöne Moränenwälle findet man auch im Schönenbodenwald (Koord. 601.500/180.500) und im Schwarzenbergwald (Koord. 602.000/181.310).

Auch das Gibelegg-Gebiet wurde ganz durch den Aaregletscher eingehüllt. Die Moränen wurden dort aber grösstenteils wieder wegerodiert, doch liegen noch häufig Granite und Kalkblöcke auf der Molasse. Nur im NE-Zipfel des Aufnahmegebietes ist diese Moräne noch erhalten geblieben. Ein schöner Moränenwall erscheint dort östlich von Stalen (Koord. 602.500/181.720). Er verläuft zuerst W-E und biegt dann ausserhalb des Kartengebietes nach SE um. Dieses Moränenmaterial, das stark verschottert ist, wird in einer Kiesgrube abgebaut. Unter den erratischen Blöcken beobachtet man vor allem Granite und Gesteine der Klippen-Decke.

Während den Rückzugsphasen des Aaregletschers unterscheidet R. F. RUTSCH (1947) sechs Stadien. Auf unser Gebiet entfällt nur das Seftigschwand-Stadium, das der maximalen Ausbreitung des Gletschers entspricht.

Die tief eingeschnittenen Gräben des Wissenbachs, Seligrabens, Dürrbach- und Biberzgrabens wurden durch die Schmelzwässer des sich zurückziehenden Aaregletschers auserodiert. Eigentliche Schottervorkommen sind im Untersuchungsgebiet keine bekannt. Sie treten erst auf Blatt Schwarzenburg auf. Dagegen kommen innerhalb der Moränen stark verschotterte Partien vor. Ein Beispiel liegt auf Höhe 1120 m, östlich von Gurnigelbad (Koord. 601.000/179.200), wo in einer verlassenen Kiesgrube zum Teil gutgeschichtete Geröllagen anstehen.

4. Lokalvergletscherung

Hinter der eisfreien Zone des Guggisberg-Gebietes machten sich in der Würmeiszeit zahlreiche kleine Lokalgletscher bemerkbar, die von der Gurnigeltette herunter nach Norden vorstießen. Ihre Ausdehnung ist nie gross gewesen. Sie stiegen etwa bis auf 1000 m hinunter. Dieses Moränenmaterial besteht hauptsächlich aus Flyschblöcken, die in einer schwarzen, tonigen Grundmasse stecken. Überreste von diesen Moränen finden sich heute noch zwischen dem Seli- und Murtengraben. Diese Gletscherkessel, die Halbkreise auserodierten, sind heute noch gut sichtbar. Typisch sind diejenigen von Süftenegg (Koord. 597.120/175.625) und Schüpfenflue (Koord. 598.100/176.100). Diese Kessel liegen ausserhalb des Aufnahmegebietes. Entwässert wurde das Gebiet durch den Oberlauf des Tröli- und Wissenbachgrabens.

IV. Spätwürmische Periode und Alluvium

1. Spätwürmische Periode

In diese Periode fallen die jungen Schotterterrassen von Plaffeien und die Herausbildung des heutigen Flussnetzes.

A. Junge Schotterterrassen von Plaffeien

Auf S. 105 haben wir gesehen, dass sich im Becken von Plaffeien ein mächtiger See bildete, in dem sich bis auf 900 m Höhe grobe Schotter ablagerten. Allmählich erodierte sich die Sense einen neuen Weg nach Norden, wobei diese Schotter an manchen Stellen bis auf die Seetone hinunter entfernt wurden. Bei Überschwemmungen lagerten sich aber wieder neue Schotter ab. Diese bilden heute die jungen Schotterterrassen, auf denen das Dorf Plaffeien steht. Ihre Basis liegt auf 830–840 m, wobei sie dann bis auf 860 m ansteigen. Die Geröllführung besteht aus Flyschgesteinen und Kalken der Klippen-Decke. Im Unterschied zu den Stauschottern im Becken von Plaffeien ist ihre Geröllgrösse viel geringer, und sie enthalten mehr Kalkgesteine. Im südlichen Teil ist das Material noch

sehr schlecht sortiert. SE von Plaffeien reichen die Schotteraufschlüsse bis gegen Zollhaus (ausserhalb des Kartengebietes) hinauf, wobei sie direkt über den rezenten Sense-Alluvionen liegen. Beim Dorf Plaffeien bilden die Seetone die Unterlage. Gegen Norden zieht sich diese Schotterebene bis nach Zumholz. Im Tütschbach, nördlich von Plaffeien, liegt die Schotterterrasse direkt der Molasse auf.

B. Herausbildung des heutigen Entwässerungsnetzes

In der spätwürmischen Periode setzte, wie in der Riss-Würm-Interglazialzeit, wieder eine starke Erosion ein, die das heutige Entwässerungsnetz herausarbeitete. Wohl das eindrucksvollste Ereignis jener Zeit ist die Erosion des Senselaufes unterhalb der Guggersbachbrücke. Heute erreicht diese Schlucht eine Tiefe von über 100 m. Die Erosion in den Sandsteinen wurde durch ein SW-NE verlaufendes Kluftsystem noch erleichtert (siehe B.A. FRASSON 1947). Gegenwärtig dürfte die Sense ungefähr ihre maximale Tiefe erreicht haben, denn das Gefälle ist nur noch äusserst schwach. Nirgends fliesst sie mehr direkt auf der Molasseunterlage.

In diese Periode fällt auch die Vertiefung der Gambachschlucht bei Chräjeren (Koord. 595.780/181.200). Lange Zeit bildete die Nagelfluh zwischen Rüschegg und dem Büelholz einen Riegel. Dank des Bruchsystems von Chräjeren konnte sich dann der Gambach hier rasch tiefer eingraben und seinen Abfluss nach Norden finden. Auch die Ärgera erodierte sich einen neuen Weg in der Molasse unterhalb Plasselb (siehe CH. EMMENEGGER 1962). All die übrigen Bäche mussten sich nun der Basis der Hauptflüsse anpassen, was eine starke Abtragung hervorrief. Diese Erosion ist heute noch in vollem Gange. So bildete sich allmählich die heutige Morphologie unseres Untersuchungsgebietes heraus.

2. Alluvium

A. Bergstürze

Bergstürze sind vor allem der Flyschkette entlang sehr häufig. Die lithologische Beschaffenheit des Flysches eignet sich dazu ausserordentlich gut, denn die eingelagerten Mergel bilden einen hervorragenden Gleithorizont für die Sandsteinbänke. Im Gelände erkennt man diese Bergsturzmassen an ihrer chaotischen Landschaft, die mit grossen Blöcken durchsät ist.

Grosse Absturzmassen treten südlich von Plasselb und östlich der Sense fast der ganzen Gurnigkette entlang auf. Im Molassegebiet kommen solche Bergstürze nur sehr beschränkt vor. In der subalpinen Molasse konnten wir keine feststellen, denn die Schichten fallen dort in der Gegenrichtung zu den Abhängen. Dagegen lassen sich einige Absturzmassen in der Nagelfluh der autochthonen Molasse nachweisen. Die wichtigsten sind:

- Chilchhalten (Koord. 590.750/179.875)
- Buechwald (Koord. 592.750/178.250)
- Schmidenus (Koord. 594.200/180.070)

B. Flyschschutt

Diese Schuttmassen bilden der Flyschkette entlang die Fortsetzung der Bergsturzmassen. Es handelt sich dabei um Flyschblöcke kleineren Durchmessers, die in einer lehmigen Grundmasse stecken. Sie bedecken weite Teile der subalpinen Molasse. Diese Gegend ist fast immer bewaldet und häufig mit Sümpfen durchsetzt. Sehr oft verursachen diese Schuttmassen Rutschungen und Schlipfe.

C. Gehängeschutt

Unter Gehängeschutt verstehen wir sandige Ablagerungen, die sich am Fusse steiler Molasseabhängen ansammeln. Solche Ablagerungen treten vor allem im Bereich der autochthonen Molasse auf.

Diese Molassesande entstehen durch Verwitterung der Oberflächenschichten der Molasseaufschlüsse. Im Gegensatz zu den eluvialen Quarzsanden bleiben sie nicht am Platze sondern werden

durch die Niederschläge am Fusse der Molasseabhänge angehäuft. Ausgedehnte Vorkommen findet man südlich des Dorfes Brünisried (Koord. 587.550/178.580), NW von Plaffeien, unterhalb Hirschmatt auf der rechten Seite des Laubbaches und an den südlichen Abhängen der Gibelegg.

D. Rutschungen und Schlipfe

Nennen wir zuerst die Rutschgebiete auf der autochthonen Molasse. Hier müssen vor allem die Gegenden östlich von Rüschegg (Bunzacher, Koord. 597.250/181.300) und Schwand, auf der Südseite der Gibelegg (Koord. 598.625/181.875), genannt werden. In beiden Fällen wird die Gleitfläche durch leicht nach Süden einfallende Mergelhorizonte gebildet. Daher konnten sich ganze Schichtpakete ablösen und talwärts rutschen.

Im Bereich der subalpinen Molasse erscheinen ausgedehnte Rutschgebiete innerhalb des Flyschschuttes. Ein grosses Rutschgebiet liegt südlich von Plasselb im Oberschrotwald (Koord. 585.625/174.250, Höhe 960–1030 m). Diese Gegend ist heute noch nicht zur Ruhe gekommen. Ein weiterer grosser Erdrutsch ereignete sich im Monat September 1965 im Ägertenwald, nördlich Höjenstein (Koord. 591.500/176.450). Die Abbruchstelle liegt auf Höhe 1120–1130 m. Die Rutschmassen stiessen bis auf 1000 m hinunter, was eine Ausdehnung von etwa 600 m Länge und 500 m Breite ergibt. Diese mächtige Erdbewegung wurde durch einen nassen Sommer noch beschleunigt.

Schlipfe sind Rutschungen kleineren Ausmasses, die man auf dem ganzen Kartengebiet antrifft.

E. Alluvialschotter und Bachschuttkegel

Rezente Alluvialschotter kommen vor allem im Sense- und Schwarzwasserlauf vor. Sie enthalten sehr grobe Flyschblöcke und Kalkgerölle der Klippen-Decke. Stellenweise treten ausgedehnte Sandbänke auf.

Die Bachschuttkegel bilden sich beim Eintritt der Bäche in die Alluvialebenen. Ausgeprägte Bachschuttkegel bauen der Rufenenbach südlich von Plaffeien und der Seligraben beim Eintritt in die Alluvialebene von Rüti auf.

F. Kolluvionen

Unter Kolluvionen verstehen wir bläulich-grünliche Ablagerungen von Lehmen und Sanden, die sich in Mulden und Senken ansammeln. Diese Ablagerungen stammen aus dem umliegenden verwitterten Molasse- und Moränenmaterial. Durch die Niederschläge wurde es dann in diese Mulden eingeschwemmt. Ihre Mächtigkeit kann manchmal mehrere Meter betragen. Kolluvionen sind häufig in der Umgebung von Sümpfen zu finden.

G. Sümpfe

Sümpfe bilden sich dort, wo das Wasser infolge einer impermeablen Unterlage nicht mehr abfliessen kann. Diese Unterlage wird meist durch die Molasse oder durch Grundmoränen gebildet. Sehr viele Sümpfe treten im Bereich der subalpinen Molasse auf, wo sie auf den Flysch-Schuttmassen oder Rissmoränen anzutreffen sind. Weitere Sumpfgebiete lassen sich im Becken von Plaffeien, bei Leist und nördlich von Rechthalten nachweisen. In diesen Gegenden sind die Sümpfe meistens trockengelegt. Man erkennt sie nur noch anhand der schwarzen Farbe des Humus.

H. Torfe

In unserem Gebiet befinden sich nur zwei Torfvorkommen. Das eine tritt im Rotmoos (Koord. 586.250/180.000) auf. Seine Unterlage dürfte durch die Molasse gebildet werden. Die meterdicken Torfschichten werden industriell abgebaut. Das zweite Vorkommen liegt bei Entenmoos (Koord. 585.875/179.420). Dort dürften undurchlässige Moränen das Wasser am Abfluss hindern.

I. Steinbrüche und Schottergruben

Eigentliche Steinbrüche findet man in unserem Molassegebiet nicht. Wohl existieren einige kleine Ausbeutestellen, die jedoch nur für lokale Zwecke gebraucht werden. Sie liegen meist in der Sandstein-Formation. Die Gesteine der subalpinen Molasse sind wegen ihrer geringen Härte ungeeignet für industrielle Zwecke.

Ziemlich zahlreich sind die Schottergruben, die meist in den Rückzugsschottern des Rhonegletschers liegen. Die wichtigsten sind:

- Wolperwil (Koord. 585.220/181.860)
- Oberschrot (Koord. 587.500/176.875)
- Brünisried (Koord. 588.500/178.950)

Speziell müssen wir hier noch auf den Abbau der Seetone SE von Plaffeien hinweisen (Koord. 589.125/176.700). Die etwa 30 m dicken Tonschichten werden als Ziegelton abgebaut.

K. Quellen und Grundwasserfassungen

Quellen sind im Untersuchungsgebiet sehr zahlreich, meist aber wenig ergiebig. Betrachten wir zuerst die Quellen in der autochthonen Molasse, auf welcher die Quartärbedeckung nur gering ist. Dies sind die Gebiete von Guggisberg und der Gibelegg. Es gibt dort sehr viele Quelfassungen, die aber in bezug auf die Wassermenge starken Schwankungen unterworfen sind. Das Oberflächenwasser versickert dort teilweise durch die Spalten der Konglomeratbänke und tritt dann über einem undurchlässigen Mergelhorizont wieder zutage. Bei trockenen Sommern gehen diese Quellen stark zurück.

Viele Quellen mit schwankenden Wassermengen kommen auch innerhalb der Flysch-Schuttmassen vor. Ihre Qualität dürfte nicht gerade hervorragend sein, denn das Filtervermögen dieses Blockschuttes ist nur gering.

Von grosser Bedeutung sind nun die Grundwasseraufstösse des interglazialen Senselaufes im oberen Galtertal. Wir haben schon gesehen (S. 103), dass diese Rinne beim Vorstoss des Rhonegletschers durch grobe Schotter ausgefüllt wurde. Heute fliesst in diesen Schottern ein mächtiger Grundwasserstrom, der sein Wasser durch Versickerung aus der Sense zwischen Zollhaus und der Guggersbachbrücke bezieht. Die Freiburgischen Wasserwerke fassten diesen Grundstrom unterhalb Geretach (Koord. 587.000/181.250). Um die wasserführenden Schotter zu erreichen, mussten etwa 18 m Seetone durchbohrt werden, die diesen unterirdischen Strom nach oben hermetisch abdichten. Die Bohrprofile wurden von O. BÜCHI (1935) veröffentlicht. Diese Quelfassungen ergeben etwa 7500 Liter pro Minute. Mehrere Quelfassungen finden sich südlich von Leist an der Basis der Stauschotter von Plaffeien (Koord. 588.750/179.250). Die undurchlässige Unterlage wird durch Seetone gebildet.

L. Quelltuffe

Quelltuffe bilden sich dort, wo kalkreiches Wasser an die Oberfläche tritt. Diese Tuffe sind in unserem Gebiet unbedeutend. Mehrere kleinere Vorkommen befinden sich in der Senseschlucht. Sie sind aber so gering, dass sie meist gar nicht kartiert werden konnten. Das grösste Vorkommen von Quelltuff findet man am Guggisberg, unterhalb Mueleren (Koord. 591.270/179.750). Dort tritt eine starke, noch ungefasste Quelle aus, die eine dicke Tuffschicht abgelagert hat.

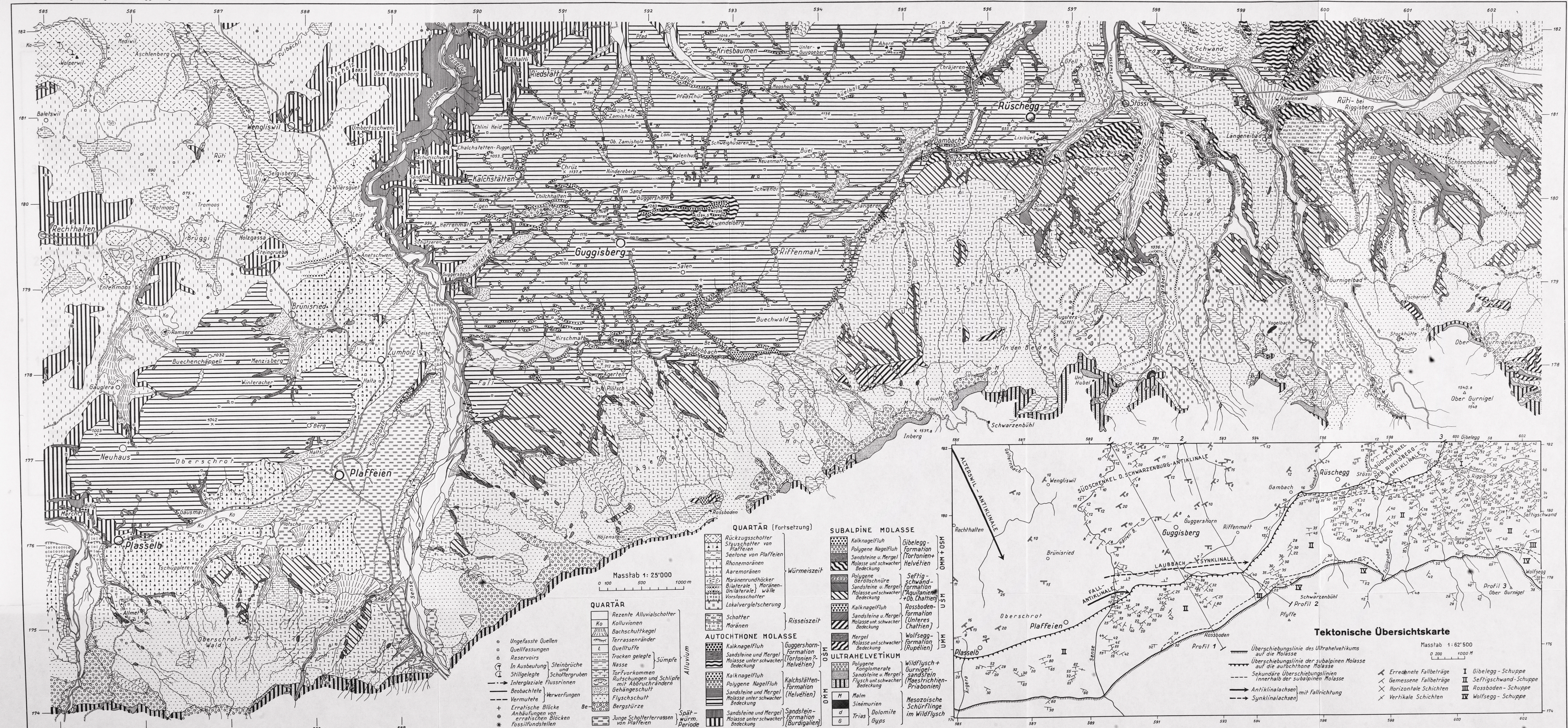
Literaturverzeichnis

- BECK, P. (1945): *Über den Mechanismus der subalpinen Molassetektonik*. – *Eclogae geol. Helv.* 38/2.
- BERSIER, A. (1954): *Les sédimentations cyclothématiques des fosses paraliques de subsidence*. – Congr. géol. int., C.R. 19^e Sess., Alger 1952, 13/2.
- (1958): *Séquences détritiques et divagations fluviales*. – *Eclogae geol. Helv.* 51/3.
- BLAU, R. V. (1966): *Molasse und Flysch im östlichen Gurnigelgebiet (Kt. Bern)*. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 125.
- BÜCHI, O. (1927): *Interglaciale Senseläufe*. – *Eclogae geol. Helv.* 20/2.
- (1928): *Das Becken von Marly*. – Bull. Soc. frib. Sci. nat. 29.
- (1935): *Geologische Resultate der Wasserbohrung von der Hofmatt bei Alterswil (Kt. Freiburg)*. – *Eclogae geol. Helv.* 28/2.
- (1946): *Beiträge zur Entwicklung des Flussnetzes zwischen Nesslera-Ärgera und Galternbach*. – Bull. Soc. frib. Sci. nat. 37 (1942–1944).
- BUESS, H. (1920): *Über die subalpine Molasse im Kanton Freiburg*. – Diss. Freiburg.
- CADISCH, J. (1923): *Beitrag zur Entstehungsgeschichte der Nagelfluh*. – *Eclogae geol. Helv.* 18/2.
- (1928): *Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation*. – *Geol. Rdsch.* 19/2.
- CRAUSAZ, C. U. (1959): *Géologie de la région de Fribourg*. – Bull. Soc. frib. Sci. nat. 48.
- EMMENEGGER, CH. (1962): *Géologie de la région sud de Fribourg*. – Bull. Soc. frib. Sci. nat. 51.
- ESCHER-HESS, C. (1907): *Über einige Vorkommnisse der oligocänen und miocänen Molasse und Nagelfluh der östlichen Schweiz*. – Zürich (Orell Füssli).
- FRASSON, B. A. (1947): *Geologie der Umgebung von Schwarzenburg (Kanton Bern)*. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 88.
- FRÜH, J. J. (1890): *Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluh der Schweiz*. – N. Denkschr. allg. schweiz. Ges. ges. Natw. 30.
- GERBER, E. (1915): *Geologische Bearbeitung der Steinbrüche des Kantons Freiburg*. – In «Steinbruchband».
- (1916): *Geologisches Profil von Thörishaus bis zur Pfeife*. – Mitt. natf. Ges. Bern 1915.
- (1919): *Demonstration von Molasseprofilen zwischen Bielersee und Gurnigel*. – Mitt. natf. Ges. Bern 1918.
- (1922): *Über die subalpine Molasse zwischen Aare und Sense*. – *Eclogae geol. Helv.* 17/3.
- (1925): *Über die Schiefstellung der Molasse in der näheren und weiteren Umgebung von Bern*. – Mitt. natf. Ges. Bern 1924.
- (1925): *Geologie des Gurnigels und der angrenzenden subalpinen Molasse (Kanton Bern)*. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 50/II.
- (1931): *Neue Fossilfundstellen in der Umgebung von Rüschegg und Guggisberg*. – Mitt. natf. Ges. Bern 1931.
- (1932): *Zur Stratigraphie und Tektonik der subalpinen Molasse von Rüschegg (Kt. Bern)*. – Mitt. natf. Ges. Bern 1931.
- GILLIÉRON, V. (1885): *Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne*. – Mat. Carte géol. Suisse 18.
- GUILLAUME, H. (1957): *Géologie du Montsalvans*. – Mat. Carte géol. Suisse, n.s. 104.
- HÄNTSCHEL, W. (1936): *Die Schichtungs-Formen rezenter Flachmeer-Ablagerungen im Jade-Gebiet*. – *Senckenbergiana* 18, pp. 316–356.
- HEIM, ALB. (1919): *Geologie der Schweiz* (Bd. 1). – Leipzig.
- HÜLSEMAN, J. (1955): *Grossrippeln und Schrägschichtungs-Gefüge im Nordsee-Watt und in der Molasse*. – *Senckenb. Leth.* 36, pp. 359–388.
- KURBERG, H. (1919): *Neuere Untersuchungen über die tertiäre Nagelfluh im Gebiete zwischen Aare und Genfersee*. – Diss. Freiburg.
- LINDEN, W. J. M. VAN DER (1963): *Sedimentary structures and facies interpretation of some Molasse deposits*. – *Geol. ultraiect.* 12.
- MATTER, A. (1964): *Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet*. – *Eclogae geol. Helv.* 57/2.
- MORNOD, L. (1949): *Géologie de la région de Bulle (Basse-Gruyère). Molasse et bord alpin*. – Mat. Carte géol. Suisse, n.s. 91.
- NUSSBAUM, F. (1916): *Morphologische und anthropogeographische Erscheinungen der Landschaft von Schwarzenburg und Guggisberg*. – Mitt. natf. Ges. Bern 1915.
- OERTLI, H. J. (1956): *Ostrakoden aus der oligozänen und miozänen Molasse der Schweiz*. – *Schweiz. paläont. Abh.* 74.
- PETTJOHN, F. J. (1951): *Sedimentary rocks* (1st. ed.). – New York (Harper).
- REINECK, H. E. (1958): *Longitudinale Schrägschichtung im Watt*. – *Geol. Rdsch.* 47, pp. 73–82.
- (1960): *Über die Entstehung von Linsen und Flaserschichten*. – Abh. dtsh. Akad. Wiss. Berlin, K1. III/1.
- (1963): *Sedimentationsgefüge im Bereich der südlichen Nordsee*. – Abh. senckenb. natf. Ges. 505.
- RUTSCH, R. F. (1928): *Geologie des Belpberges*. – Mitt. natf. Ges. Bern 1927.
- (1929): *Die Gastropoden des subalpinen Helvétien der Schweiz und des Vorarlberges*. – Abh. schweiz. paläont. Ges. 40/1.
- (1933): *Beiträge zur Geologie der Umgebung von Bern*. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 66/1.

- (1936): *Ein Fall von Einregelung bei Mollusken aus dem Vindobonien des bernischen Seelandes*. – *Eclogae geol. Helv.* 29/2.
- (1944): *Landschaft und Tierwelt der Molassezeit*. – Mitt. Volkshochsch. Bern.
- (1945): *Neue Auffassungen über die Entstehung der Molasse-Sedimente*. – *Eclogae geol. Helv.* 38/2.
- (1947): *Molasse und Quartär im Gebiet des Siegfriedblattes Rüeggisberg (Kt. Bern)*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* 87/1.
- (1958): *Das Typusprofil des Helvétien*. – *Eclogae geol. Helv.* 51/1.
- RUTSCH, R. F., DROOGER, C. W. & OERTLI, H. J. (1958): *Neue Helvétien-Faunen aus der Molasse zwischen Aare und Emme (Kt. Bern)*. – Mitt. natf. Ges. Bern, N.F. 16/1.
- SCHUPPLI, H. M. (1950): *Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz*, 8. Abschn.: *Ölgeologische Untersuchungen im Schweizer Mittelland zwischen Solothurn und Moudon*. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser.* 26/III.
- SHROCK, R. R. (1948): *Sequence in layered rocks*. – McGrawhill, New York.
- STAUB, R. (1934): *Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie*. – *Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 69/1.
- STRAATEN, L. M. J. U. VAN (1954): *Composition and structure of recent marine sediments in the Netherlands*. – *Leidse geol. Meded.* 19.
- STUDER, B. (1825): *Beiträge zu einer Monographie der Molasse*. – Bern.
- (1834): *Geologie der westlichen Schweizeralpen*. – Heidelberg u. Leipzig.
- TANNER, H. (1944): *Beitrag zur Geologie der Molasse zwischen Ricken und Hörnli*. – Mitt. thurg. natf. Ges. 33.
- TERCIER, J. (1928): *Géologie de la Berra*. – Mat. Carte géol. Suisse, n. s. 60.
- (1941): *La Molasse de la région de Fribourg*. – *Eclogae geol. Helv.* 34/2.
- (1950): *La tectonique d'écoulement dans les Alpes suisses*. – *Geol. en Mijnb.*, 12. Jg., 12, pp. 330–342.
- TRÜMPY, R. & BERSIER, A. (1954): *Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pélerin*. – *Eclogae geol. Helv.* 47/1.
- WANLESS, H. R. & WELLER, J. M. (1932): *Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothems*. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 74.
- WENTWORTH, C. K. (1922): *A scale of grade and class terms for clastic sediments*. – *J. Geol.* 30, p. 377.

Geologische Karten

- RUTSCH, R. F. & FRASSON, B. A. (1953): *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000, Blätter Neuenegg–Schwarzenburg–Oberbalm–Rüeggisberg*, Nr. 26. – Schweiz. geol. Komm.
- TERCIER, J. & BIERI, P. (1961): *Atlas Géologique de la Suisse 1:25000, Feuille Gurnigel*, No 36. – Schweiz. geol. Komm.



Geologische Karte der Gegend von Guggisberg und der angrenzenden subalpinen Molasse (1:25 000)

