

**SCHWEIZERISCHE
GEOLOGISCHE KOMMISSION**

ORGAN DER
SCHWEIZ. NATURFORSCH. GESELLSCHAFT

**COMMISSION GÉOLOGIQUE
SUISSE**

ORGANE DE LA
SOC. HELV. DES SCIENCES NATURELLES

**Geologischer Atlas
der Schweiz**

1:25000

**Atlas géologique
de la Suisse**

1:25000

Blatt:

1133 Linthebene

Topographie: Landeskarte der Schweiz 1:25000

(Atlasblatt 53)

Erläuterungen

verfasst von

ALBERT OCHSNER

Mit 2 Textfiguren und 1 Profiltafel

1975

Kommissionsverlag:
Kümmerly & Frey AG.
Geographischer Verlag, Bern

En commission chez:
Kümmerly & Frey S.A.
Editions géographiques, Berne

VORWORT DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION

Mit einiger Verspätung erscheint nunmehr auch der Erläuterungstext zum 1969 publizierten *Atlasblatt Linthebene*, das eine längere Vorgeschichte aufzuweisen hat.

Dr. A. Ochsner (Zürich), der seinerzeit als Dissertation das auf LK-Blatt Klöntal gelegene Fluebrig-Gebiet untersuchte, übernahm in den Jahren 1932–1936 einen Kartierungsauftrag der Geologischen Kommission für die in Vorbereitung stehende Glarnerkarte 1:50 000 (Spez.-Karte Nr. 117, 1942), und zwar für die subalpine Molasse und das Gebiet der Aubrige. Bereits damals war vorgesehen, diese geologischen Aufnahmen auch für das spätere Blatt Linthkanal (heute Linthebene) 1:25 000 zu verwenden. Nach längerem Auslandsaufenthalt nahm der Autor die Kartierungsarbeiten im Jahre 1941 wieder auf und konnte dann 1946 die Reinzeichnung vorlegen.

Da für die Erstellung des Kartenblattes eine feinere Gliederung der Flyschanteile wünschenswert erschien, wurde A. Ochsner gebeten, die Flyschgebiete einer Revision zu unterziehen. Dies geschah denn auch – nach erneuter längerer Abwesenheit des Bearbeiters – vom Jahre 1950 an. Verschiedene weitere Unterbrüche bewirkten, dass sich die Fertigstellung der Karte immer wieder hinauszog. Als dann im Jahre 1956 Blatt Linthebene der Landeskarte der Schweiz 1:25 000 erschien, beschloss die Geologische Kommission, als Grundlage diese neuerstellte Topographie zu verwenden. Das Umzeichnen des geologischen Karteninhaltes und die dazu notwendigen Revisionsbegehungen dauerten – mit Unterbrüchen – von 1959 bis 1965.

Herr Dr. Ochsner legte im Sommer 1966 dem Büro der Geologischen Kommission sein definitives Kartenoriginal vor, und in der Sitzung vom 3. Dez. 1966 wurde der Druck dieser Karte beschlossen. Das Atlasblatt Linthebene wurde im Februar 1969 publiziert.

Für die Erstellung des Blattes konnte der Autor frühere Kartierungen von Dr. W. Brückner konsultieren. Die Bestimmungen der Foraminiferen – wichtige Daten für die stratigraphische und auch tektonische Gliederung der Flyschzonen – wurden grösstenteils durch die Herren Proff. H. Schaub und M. Reichel ausgeführt.

Die Geologische Kommission dankt ihrem langjährigen Mitarbeiter, Herrn Dr. A. Ochsner, für seine grosse und sorgfältig ausgeführte Arbeit. In verdankenswerter Weise stellten die nachfolgend genannten Büros bzw. Personen zusätzliche Unterlagen und

Informationen zur Verfügung: die geotechnischen Büros Prof. H. Jäckli und Dr. A. von Moos (insbesondere Herr Dr. C. Schindler), ferner die Schweizerische Geotechnische Kommission und Herr Dr. J. Kopp.

Basel, im Sommer 1974

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Der Präsident:

Prof. Dr. *W. Nabholz*

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort der Geologischen Kommission	2
Einleitung	5
Stratigraphie	6
Helvetische Decken	6
Jura (Malm)	6
Kreide	7
Tertiär	29
Subalpine Flyschzone	34
Sandstein/Schiefer-Flysch	35
Wägitaler Flysch	35
Trepsen-Flysch	39
Ruestel-Flysch	42
Serhalten-Flysch	44
Gwürz-Flysch	48
Scheidegg-Flysch	50
Flysch im allgemeinen	50
Flyschmergel mit eingeschalteten Schürflingen	51
«Sandstein-Dachschiefer-Komplex»	51
«Einsiedler Flysch»	53
Stratigraphische Gliederung	54
Beschreibung der Zonen	58
Subalpine Molasse	79
Untere Meeresmolasse	79
Untere Süßwassermolasse	82
Sedimentpetrographische Untersuchungen	88
Quartär	88
Pleistocaen	88
Riss/Würm-Interglazial	89
Würm-Eiszeit	92
Holocaen	101
Tektonik	106
Helvetische Decken	106
Subalpine Flyschzone	117
Subalpine Molasse	117
Hydrologie	126
Mineralische Rohstoffe	127
Bohrungen	132
Literaturverzeichnis	134
Kartenverzeichnis	138

EINLEITUNG

Verdankungen

Allen denen, die mir bei den Arbeiten in dieser oder jener Form Unterstützung zukommen liessen, möchte ich allerbestens danken – in erster Linie Herrn Prof. H. Schaub (Basel), der sich die Mühe und Zeit genommen hat, den grössten Teil meiner Dünnschliffe mikropaläontologisch zu untersuchen, und dem ich ausserdem die makroskopische Bestimmung der bei gemeinsamen Besuchen einer Reihe von Nummulitenkalk-Lokalitäten angetroffenen Grossforaminiferen verdanke. Zu grossem Dank bin ich auch Herrn Prof. M. Reichel (Basel) für die mikropaläontologische Untersuchung einer Anzahl Dünnschliffe verpflichtet. Ausserdem schulde ich folgenden Herren Proff. bzw. Dres. Dank: E. Baumberger†, J. Hürzeler, H. Jäckli, A. Jeannet†, J. Kopp, A. von Moos, J. Neher und C. Schindler; ich werde im nachfolgenden Erläuterungstext darauf zurückkommen.

Schliesslich möchte ich auch Herrn Dr. H. Fischer (Geologische Kommission, Basel) den besten Dank aussprechen: als redaktioneller Bearbeiter hat er sich der mühevollen Aufgabe unterzogen, den Originaltext der Erläuterungen für den Druck vorzubereiten.

Geographisch-geologische Übersicht

Auf dem vorliegenden Kartenblatt ist ein Ausschnitt aus der Gegend zwischen Walensee und Wägital dargestellt – ein Gebiet, von dem annähernd die Hälfte (die westliche) dem Kanton Schwyz (Bezirk March) angehört, während sich die Kantone St. Gallen (Bezirk Gaster, grösstenteils östlich des Linthkanals) und Glarus in die andere Hälfte teilen.

Alle fliessenden Gewässer ergiessen sich, direkt oder indirekt, in den Zürichsee. Die Linth durchfloss vor der Korrektion in unregelmässigem Lauf die Ebene und mündete am Ostende des Buechberges in den oberen Zürichsee. Heute wird sie durch den Escherkanal in den Walensee geleitet, wo sie sich des mitgeführten Gelses entledigt. Bei Weesen, etwa 1 km östlich der Stelle, wo der Linthkanal von Osten her in unser Gebiet eintritt, nimmt dieser Kanal das überschüssige Wasser aus dem Walensee auf und führt es auf dem kürzesten Weg in den Zürichsee.

Das auf der Karte dargestellte Gebiet enthält einen Abschnitt des nördlichen Alpenrandes. Die *Molasse*, welche den grösseren Teil

des Raumes für sich in Anspruch nimmt, ist mit Ausnahme derjenigen des Buechberges stampischen Alters und weist Schuppenbau auf. Der Höhenzug östlich des Linthkanals gehört noch zum südlichen Teil der sanktgallisch-appenzellischen Molasse. Westwärts streicht die Molasse über die Gegend von Einsiedeln und den Rossberg in jene der Rigi weiter. An die Molasse stösst im Süden die sehr ungleich breite und komplex aufgebaute *Flyschzone*, in welcher die am weitesten nordwärts vorgedrungenen Elemente der *helvetischen Decken* eingebettet liegen.

STRATIGRAPHIE

HELVETISCHE DECKEN

Jura (Malm)

«Séquanien» (?) – Portlandien

16-8 Troskalk. Das Vorkommen ist beschränkt auf die Wageten-Kette. Sichtbare Mächtigkeit gegen 300 m (Brüggler, Wageten).

Wageten-Kette: Der Troskalk bildet die Hauptmasse der Felswände des Nordhanges; Weisslich anwitternder, auch inwendig sehr heller, grösstenteils dichter Kalk; massig, Bankung nur angedeutet. Daneben kommen gelegentlich onkoidische und brecciöse Kalkvarietäten mit dichten, braunen Kalkkomponenten (\varnothing bis 0,5 cm) in etwas hellerer, dichter Grundmasse vor. Der Troskalk ist stark von Calcitadern durchzogen; am Ostende der Kette (N Burg) ist er mitunter ganz in Calcit umgewandelt.

Fossilien sind sehr selten (u. a. Korallenfragmente, Seeigelstacheln, Nerineen, Bivalven).

NW des Chöpfenbergs, am Fuss der Felswände (715.5/220.0), zeigt sich eine 40–50 m dicke Kalkzone, die schon von weitem durch eine dunklere graue Anwitterungsfarbe auffällt. Die dunkelbraunen, dichten und etwas tonigen, z.T. bituminösen Kalke treten in Bänken von 10 cm bis über 3 m Mächtigkeit auf; Fossilien sind darin noch keine gefunden worden. Ähnliche dünngebankte, dunkle Malmkalke, eine Art Übergangsbildung zur Quintnerkalk-Fazies, erwähnt MEYER (1922) auch vom Fuss des Brügglers und OBERHOLZER (1933) vom Gebiet zwischen Morgenholz und Äschenwald, im östlichen Teil der Kette.

Zwischen Morgenholz und Falletenbach (721.68/220.10) kommen nach OBERHOLZER (1933) im mittleren Teil des Troskalk-Komplexes, auf ca. 1 km Länge, dolomitartige, fein- und grobkristalline Kalke vor. Die an Rötidolomit erinnernden Bänke wittern braungelb, pulverig an; ihre Oberfläche ist oft kavernös ausgelaugt. Ähnliche dolomitische Kalke treten auch innerhalb der oben erwähnten Zone gebankter Kalke NW des Chöpfenbergs auf.

i₈ Oberster, gebankter Malmkalk (Zementsteinschichten). Diese zeitlich wohl den Zementsteinschichten (oberes Portlandien) entsprechende Kalkserie findet sich nur in der Wageten-Kette. Ihre Mächtigkeit beträgt gegen 20 m.

Wageten-Kette: Über dem massigen Troskalk folgt zunächst eine 15–20 m messende Folge von deutlich gebankten Kalken (Bänke 0,5 m bis über 1 m). Die hell anwitternden, muschelig brechenden Kalke sind dunkel-braungrau und stellenweise etwas bituminös. Im unteren Teil der Schichtfolge ist der Kalk fast dicht, in den obersten Lagen hingegen meist fein onkoidisch, etwas spätig und enthält nicht selten kleine Organismen (u. a. Nerineen, kleine Milioliden). Die mit einer dünnen helleren Rinde versehenen Onkoide zeigen die verschiedensten Formen, und die oft lagenweise unterschiedlichen Korngrößen täuschen eine feine Schichtung des Gesteins vor.

Am Westende der Wageten-Kette, etwa 2 m unter der Obergrenze des «obersten, gebankten Malmkalkes», kommt ein harter, leicht spätiger onkoidischer Kalk vor, in welchem (durch Herrn Prof. Reichel) folgende Organismen festgestellt wurden: Stromatoporen-Kolonien (rundliche, längliche und verzweigte, bis 2 cm lange Klümpchen), *Cladocoropsis*, *Coscinoconus*, eine Trochamnide, Lageniden und kleine Nerineen (Alter: Malm).

Kreide

Berriasien

Kreide-Basisseichten. Nur am Westende der Wageten-Kette, wo dieses Schichtglied besonders auffällig ist, ausgeschieden. Mächtigkeit: bis 10 m, tektonisch aber oft stark ausgequetscht.

Wageten-Kette: Am besten ist diese mergelige Zone in der Runse östlich von Ramseli aufgeschlossen. Vom Chöpfenberg zieht sie dann

als dünnes Band ostwärts und wird bald immer undeutlicher (auf der Karte dann nicht mehr angegeben).

Der Horizont besteht aus einer Wechsellagerung von dünnen Kalkbänken und Mergeln. Im unteren Teil, der häufig verdeckt ist, herrschen die Mergel vor, und die Kalkbänke sind noch sehr dünn; im oberen Teil werden die Kalkbänder 10–50 cm mächtig, die Mergellagen dagegen nur wenige Zentimeter; diese können mitunter ganz ausgequetscht sein. Die Kalke sind auf frischem Bruch dunkel-braungrau bis schwärzlich, dicht bis sehr feinkörnig und mehr oder weniger tonig. Die ebenfalls dunkeln Mergel sind relativ hart, feinsandig oder sandfrei.

Die Schichtgruppe wurde von MEYER (1922) und OBERHOLZER (1933) als den Zementsteinschichten entsprechend aufgefasst, während sie BRÜCKNER mit den «Öhrlimergeln» parallelisiert. MEYER fand in diesen Schichten zwei Gastropoden und ein Stachelfragment von *Rhabdocidaris*.

c₁ Öhrlikalk. Im Bereich des Atlasblattes nur in der Wageten-Kette vorhanden. Die Mächtigkeit dieser Kalkserie ist im Vergleich mit jener in den höheren helvetischen Einheiten recht bescheiden: gegen 15 m.

Wageten-Kette: Der Öhrlikalk ist mit den Kreide-Basisschichten durch eine wenige Zentimeter dicke Übergangszone verbunden; bei tektonischer Beanspruchung wird eine messerscharfe Grenze vorgetäuscht. Vorherrschend dünnbankiger, äusserlich hellbläulicher Kalk. In den untersten 6 m sind die Kalkbänke gewöhnlich weniger als 10 cm mächtig, ausnahmsweise 15 cm; darüber folgt eine Zone mit weniger ausgeprägter Bankung; in den obersten Metern beträgt die Mächtigkeit der Bänke 40–50 cm. Brauner onkoidischer, leicht feinspätiger Kalk mit sehr feinkörniger Grundmasse. Die verschieden geformten Onkoide, teils mit, teils ohne Berindung, besitzen häufig im Kern ein Spatkorn oder einen Schalsplitter. Im mittleren Teil der Schichtfolge treten einzelne Lagen mit toniger Grundmasse auf, aus welcher die Onkoide herausragen. Andere Bänke sehen dichtem Schrattenkalk ähnlich.

An Fossilien ist der Öhrlikalk sehr arm; es wurden vereinzelt Rhynchonellen, Nerineen und Korallen beobachtet; MEYER (1922) erwähnt noch einen Pycnodonten-Zahn.

Valanginien

c_{2m} Valanginienmergel. Als typische Mergelserie nur in den höheren helvetischen Decken (Elemente der Drusberg-Decke)

ausgebildet. Im Bereich von Blatt Linthebene verursachen sowohl fazielle Wechsel als auch tektonische Beeinflussung starke Mächtigkeitsdifferenzen: (?) 20–50 m (im SE ausserhalb des Blattes gelegenen Gebiet der Nüenalp erreicht die Serie bis gegen 150 m, FREULER 1925).

Riseten-Kette: Die Valanginienmergel sind nur an zwei Stellen, beide am Nordhang, aufgeschlossen: Am Weg, der vom Oberurner Tal nach den Sunnenalpen führt (721.2/219.2), und am Westende der Kette (719.4/219.4). An beiden Lokalitäten wird die Untergränze von einer Überschiebungsfläche gebildet.

Die untersten Partien bestehen aus dunkelgrauen bis schwärzlichen, feinsandigen, stark gepressten Mergelschiefen, die mausgrau anwittern. Gegen oben schalten sich Kalklinsen ein, dann auch Kalkbänke von 10–20 cm Mächtigkeit, die aber meistens zu langen Linsen ausgezogen sind. Diese Einschaltungen werden gegen die obere Grenze hin immer zahlreicher und regelmässiger. Die hellgelblich anwitternden Kalke sind inwendig dunkelgrau, feinkörnig bis dicht, feinglitzernd, etwas tonig. Sowohl die Kalke als auch die Schiefer enthalten mitunter kleine Glaukonitkörner. Kleine Muscheln.

Drusberg-Decke östlich der Linth: Oberhalb von Beglingen, in der SE-Ecke des Kartenblattes, am Fusse der Valanginienkalk-Felswand vereinzelt in Bachgräben aufgeschlossen, sonst überall unter Schutt begraben. Der Mergelkomplex bildet die Basis der Kreideserie.

Die äusserlich braunen, auf frischem Bruch fast schwarzen, schiefrigen Mergel enthalten festere kalkige Knollen, im mittleren und unteren Teil auch gelblich anwitternde Linsen und dünne Bänke eines grauen feinspätigen Kalkes, der von schwarzen Tonhäuten durchzogen wird. Mit dem hangenden Valanginienkalk sind die Mergel durch eine wenige Meter messende Übergangszone verbunden.

Fossilien wurden an diesen Lokalitäten keine beobachtet; von der Nüenalp hingegen (ausserhalb des Kartenblattes), werden *Exogyra couloni* (ziemlich häufig), *Alectryonia rectangularis*, *Terebratuln*, *Rhynchonellen* usw. angegeben.

e2k **Valanginienkalk.** Ausser in der Aubrig- (nicht aufgeschlossen) und Tierberg-Kette (Vorkommen liegen ausserhalb des Atlasblattes) sind diese Schichten in allen helvetischen Einheiten vorhanden. Die Mächtigkeiten variieren stark: im tieferen Helve-

tikum (Wageten) um 12 m, in den höheren Teilen (Drusberg-Decke) 50–70 m.

Wageten-Kette: Brauner bis grauer, bräunlich anwitternder, echinodermischer Kalk. Im unteren Teil feinspätig, gegen oben grobspätig werdend. In den obersten Lagen entwickelt er sich zu einer groben Echinodermenbreccie, die reich ist an z.T. gerollten Bryozoen-Bruchstücken, einen wechselnden Gehalt an kleinen Schalentrümmern aufweist und etwas Glaukonit enthält. Herauswitternde, ziemlich grobe verkieselte Schalsensplitter und andere Partikeln verleihen dem Gestein eine sehr rauhe Anwitterungsoberfläche. Daneben führt der Kalk in wechselnder, jedoch mäsiger Menge onkoidische Körner.

In der Felswand nördlich des Chöpfenbergs trennt eine 4–5 m mächtige, dünngebankte Zone den Öhrlikalk vom hangenden, massig aussehenden Valanginienkalk. Dieser Abschnitt mit seinen nur wenige Dezimeter messenden Kalkbänken, denen dünne weichere Zwischenlagen eingeschaltet sind, entspricht möglicherweise dem Niveau der Valanginienmergel. Wenig unterhalb der Basis dieser dünngebankten Zone findet sich eine 30–50 cm mächtige, sandige Mergelschicht.

Die scharfe, etwas wellig-unebene Grenzfläche der Echinodermenbreccie gegen den darüberliegenden Kieselkalk und der plötzliche Gesteinswechsel an dieser Grenze scheinen dafür zu sprechen, dass die Pygurus-schichten fehlen – es sei denn, die grobe Breccie im Hangenden des Kalkes entspreche diesem Niveau (vgl. MEYER 1922).

Ausser einigen Rhynchonellen, seltenen Austern und *Pentacrinus*-Stielgliedern wurden im Valanginienkalk keine Fossilien gefunden.

Mürtschen-Decke: Am Fuss des Steilhanges, der zum Escherkanal abfällt, stehen im Liegenden des Kieselkalkes einige Meter eines Kalkes an, der seinem Habitus entsprechend den obersten Teil des Valanginienkalkes darstellen könnte. Dunkel-braungrauer, stark spätig Kalk mit eckigen Quarzkörnern sowie vereinzelt winzigen Glaukonitkörnern. Zahlreiche kleinste Schalsensplitter.

Riseten-Kette: Ohne scharfe Grenze aus den Valanginienmergeln durch Zunahme der Kalkbänke auf Kosten der Mergelzwischenlagen hervorgehend. Die untersten 9–10 m bestehen aus plattigem bis dünnbankigem (10–30 cm), feinkörnigem, grauem, spätigem Kalk mit dunkeln, etwas sandigen Schieferzwischenlagen (5–20 cm), die nach oben immer dünner werden und sich schliesslich

ganz verlieren. Im oberen Teil der Schichtfolge wird die Bankung undeutlich. Der Kalk ist auch im höheren Teil der Schichtfolge feinkörnig und spätig, zudem leicht sandig bis onkolithisch und enthält bisweilen etwas Glaukonit.

Die Grenze gegen den Kieselkalk ist scharf und u.a. in der Runse östlich vom Fridlispietz aufgeschlossen (721.12/219.18). Die Ausbildung der unebenen und rostbraun verfärbten Grenzfläche lässt auf zeitweiligen Sedimentationsunterbruch (Omissionsfläche) schliessen. Der Kalk unmittelbar darunter enthält winzige Bryozoen- und Schalenfragmente.

Drusberg-Decke östlich der Linth: Der unterste Abschnitt des Komplexes, der den Übergang in die Valanginienmergel vermittelt, ist nur vereinzelt aufgeschlossen. Er besteht aus einer etwa 6 m mächtigen Zone wechsellagernder dünner Kalkbänke (10–25 cm) mit noch dünneren Mergellagen, die nach oben immer geringmächtiger werden und schliesslich verschwinden. Der äusserlich ziemlich hell-graubraune, noch etwas tonige Kalk ist auf frischem Bruch dunkelgrau, fast schwarz, hart, sehr feinkörnig, spätig und mehr oder weniger sandig.

Die darüberliegende Sequenz ist längs des Fahrsträsschens Beglingen – Ober Ruestlen, in ca. 680–700 m Höhe, bequem zu studieren: Es handelt sich um eine 15–20 m mächtige Abfolge von spätigem, mittel- bis feinkörnigem, onkoidischem Kalk; darin eingeschaltet sind Spatkalke mit nesterweise angehäuften Onkoiden. Im unteren Teil ist die dünne Bankung noch gut erkennbar, wird aber nach oben immer undeutlicher. Über dem onkoidischen Komplex folgt gebankter, spätiger Kalk, der mehr oder weniger reich an kleinen Schalenentrümmern ist (auf einzelnen Bankoberflächen: kleine Austern). Kieselknollen, welche weiter östlich (Nüenalp) häufig vorkommen, sind bei Ober Ruestlen selten anzutreffen.

Die obersten Bänke des Valanginienkalkes sind im Gebiet von Beglingen nicht mehr erhalten.

Hauterivien

c₃ Kieselkalk. Diese dunkel-blaugrauen, feinkörnigen, kieseligen, schwärzlich-braun anwitternden Kalke, deren rauhe Oberflächen oft herauswitternde kieselige Knollen, unregelmässig geformte Klumpen und astförmige Gebilde aufweisen, zeichnen sich lithologisch durch eine weitgehende Einheitlichkeit aus. Die Mächtigkeit des Kieselkalks beträgt im Wageten-Gebiet 20 m, in der Mürtschen-Decke 30–35 m und erreicht in der Drusberg-Decke 150–200 m.

Wageten-Kette: Über dem Valanginienkalk folgt zuerst eine glaukonitische, leicht spätige Kalkbank, die stellenweise einige schlecht erhaltene Fossilien enthält. Sie geht nach oben in einen schiefrigen, längliche Kieselknollen enthaltenden Kieselkalk über. Die obersten Meter sind wieder echinodermisch und leicht glaukonitisch. Die Obergrenze des Kieselkalks ist scharf, die Grenzfläche uneben, karrig und mit einer ockerfarbenen Kruste versehen.

Mürtschen-Decke: Dunkler, eher dickbankiger Kalk. Der Kieselkalk schliesst mit einem glaukonitführenden, echinodermenreichen Kalk (nach OBERHOLZER 6 m mächtig). Die Grenze gegen die Drusbergsschichten ist meist scharf. Selten Seeigel-Querschnitte.

Aubrig-Kette: Meist sehr feinkörniger, mitunter etwas spätiger und leicht glaukonitischer Kalk; zuweilen von tonigen Häuten durchzogen. Tritt in Bänken von wenigen Dezimetern bis mehreren Metern auf. In der alten Ausbeutungsstelle am Fusse des Westhanges der Aaschlucht (710.8/218.8) kommt eine mehrere Meter mächtige Zone vor, in der das Gestein knollig ist. Den oberen Abschluss des Kieselkalks bildet eine mindestens 7 m mächtige Zone von leicht grünsandigem, echinodermischem Kalk. Der Komplex ist sehr fossilarm. Die Basisschichten treten nirgends zutage.

Riseten-Kette: Der oft feinspätige, zuweilen leicht glaukonitführende Kieselkalk ist überaus fossilarm. An der Basis zunächst dünnbankig; die Bänke sind etwa 1–3 dm mächtig und durch wenige Zentimeter dicke, unscharf begrenzte mergelige Zwischenlagen voneinander getrennt. Gegen die Mitte hin wird die Bankung gröber, die Schichtflächen enthalten nicht selten fladenförmige Kieselknollen, und im oberen Teil wechseln dick- und dünnbankige Zonen miteinander ab; auch in diesem Abschnitt treten im allgemeinen dünne schiefrige Lagen zwischen den härteren Bänken auf. Den oberen Abschluss der Serie bildet ein etwa 5 m mächtiges Niveau von Echinodermenbreccie.

Tierberg-Kette: An der Basis eine 25–30 m mächtige Zone dunkler kieseliger Schiefer. Die Hauptmasse setzt sich dann zusammen aus dünnbankigem Kieselkalk mit dünnen, mehr oder weniger gut ausgeprägten grobschiefrigen Zwischenlagen. Die Kalkbänke sind im allgemeinen wenige Dezimeter dick, können aber gelegentlich bis fast 1 m mächtig werden; die Schieferlagen sind gewöhnlich nur wenige Zentimeter mächtig. Der obere Abschnitt des Komplexes ist gekennzeichnet durch 7–8 m Echinodermenbreccie, die z.T. etwas Glaukonit enthält. Am Nordhang des Tierbergs folgen über diesem Niveau nochmals 2,5 m eines feinkörnigen, ebenfalls

leicht grünsandigen, etwas helleren Kieselkalkes mit undeutlichen schiefrigen Zwischenlagen. OBERHOLZER (1933) erwähnt Glaukonit in wechselnder Menge auch aus der unteren Hälfte des Kieselkalkes.

An Makrofossilien ist der Kieselkalk ausserordentlich arm (einzelne Seeigel). Aus der Übergangsschicht zu den Altmannschichten beobachtete OBERHOLZER Austern und einzelne Serpeln.

Unteres Barrémien

Altmannschichten. Diese im allgemeinen glaukonitreiche Schichtreihe (auf dem Atlasblatt nur in der Aubrig-Kette ausgeschieden) erreicht in der Wageten- und Aubrig-Kette eine Mächtigkeit von 10–13 m, an der Riseten 5 m und am Tierberg gegen 10 m. In der Mürtchen-Decke (SE Blattecke) scheint sie zu fehlen.

Wageten-Kette: Die obersten 4–5 m der Schichtgruppe, gegen Verwitterung besonders resistent, sind an manchen Orten aufgeschlossen, wo sowohl Kieselkalk als auch Drusbergschichten durch Vegetation verdeckt sind. Zuweilen Vorkommen einer grossen Auster, wahrscheinlich *Exogyra aquila*. Profil an der Wageten (von unten nach oben):

- 2,0 m weicher Mergelkalk. Der Gehalt an Glaukonit, der schon an der Basis erheblich ist, nimmt gegen oben weiter zu.
- 6,7 m dunkel-graugrüner, gebankter Kalk. Der Glaukonit kann bis 50% des Gesteins ausmachen.
- 4,0 m dunkel-graubläulicher, spätiger und zäher Kalk, in Bänken von einigen Dezimetern Mächtigkeit. Lagenweise angereicherte, kleine verkieselte Schalenfragmente. Quarz- und Glaukonitkörner bilden auf Bankoberflächen vorragende Schnüre und Schlieren und verursachen eine rauhe Gesteinsoberfläche. Gegen die obere Grenze des Komplexes wird das Gestein etwas mergelig-schiefrig.

Aubrig-Kette: Über der glaukonitreichen und stark echinodermenhaltigen Basisschicht folgen zunächst 4–5 m glaukonitärmere, knollige Kalke und sandige Schiefer. Die obere Hälfte des Niveaus besteht aus dunkelbraunem, sehr feinkörnigem, spätigem, gebanktem, zum Teil knolligem Sandkalk und feinsandig-spätigen Mergelschiefen. Sowohl die Kalke als auch die Schiefer sind glaukonitisch, bisweilen sehr stark. Die oberste Kalkbank wird gegen oben toniger und der Glaukonit verschwindet innerhalb einiger Zentimeter.

Riseten-Kette: Schlecht aufgeschlossene Schichtgruppe, bestehend aus dunkelbraunen, feinkörnigen, glaukonitischen Kalken

und z.T. stark grünsandigen, dunkel anwitternden, sandigen Mergelschiefern.

Tierberg-Kette: Wechsellagerung von dunkel-braungrauem, glaukonitischem Kalk in Bänken von 20–30 cm Dicke und stark glaukonitischen, z.T. dunkeln sandigen Schiefern. Die Verteilung des Glaukonits ist unregelmässig, schlierenhafte. Ungefähr in der Mitte der Abfolge stellt sich eine glaukonitärmere, vorwiegend schieferige Zone ein; etwa 1 m unter der Obergrenze eine 20 cm messende, stark grünsandige Kalklage; letztere wird von harten sandigen Schiefern, welche kleine, schwarze, vortretende Phosphoritklumpen führen, unterlagert. In der obersten Kalkbank, die den Übergang in die Drusbergschichten vermittelt und relativ wenig Glaukonit enthält, fand ich ein Bruchstück eines grossen *Crioceras*.

c₄ Drusbergschichten. Wechsellagerung von dunkeln, graubraunen Kalkbänken mit dunkelgrauen Mergellagen, wobei sich der untere Abschnitt durch ein Vorherrschen der Mergel auszeichnet, während der obere einen überwiegenden Kalkanteil aufweist. In der Wageten-Kette erreichen die Drusbergschichten eine Mächtigkeit von gegen 25 m, wobei sie tektonisch auf 10–20 m ausgequetscht sein können. In der Mürtchen-Decke (SE-Ecke des Blattes) misst man ungefähr 45 m. Im Aubrig-Gebiet sind sie – wohl tektonisch – auf etwa 25 m reduziert. In der Drusberg-Decke nehmen die Mächtigkeiten gegen Süden zu: Riseten gegen 40 m, Tierberg 50–55 m und am Bockmattli (wenig ausserhalb des Blattes) über 100 m.

Wageten-Kette: Der untere, bis 10 m mächtige, vorherrschend mergelige Abschnitt besteht aus dunkelgrauen, etwas sandigen, schiefrigen Mergeln (mit eingelagerten Knollen), Linsen und dünnen Bänken eines etwas helleren, tonigen Kalkes; der obere, kalkreiche Teil setzt sich aus Kalkbänken (20–100 cm mächtig) zusammen, welche durch dünne schiefrige Lagen voneinander getrennt werden. Der braune Kalk ist sehr feinkörnig, etwas tonig, z.T. spätig oder reich an Schalensplittern. Die Grenze gegen den Schrattenkalk ist ziemlich scharf.

Exogyra aquila, das häufigste Fossil, kommt sowohl in den Mergeln als auch in den Kalken vor. *Miotoxaster collegnii* ist nicht selten im unteren, mergeligen Abschnitt. MEYER (1922) erwähnt u. a. noch: *Echinobrissus scheuchzeri*, *Terebratula sella*, *Pecten cottal-dinus*, *Alectryonia rectangularis*, Rhynchonellen und Schwämme (aus der unteren Hälfte).

Mürtschen-Decke: Der untere Teil ist im allgemeinen etwas mergeliger, der obere kalkiger. Die Kalkbänke sind recht dick (30–200 cm), tonig und feinspätig und manchmal von Tonhäuten durchzogen. Im oberen Teil der Schichtfolge treten mitunter heller anwitternde Kalklagen auf, die an Schrattenkalk erinnern. Charakteristisch für die Drusbergschichten sind die Austern (*Exogyra aquila*), bisweilen mit verkieselten Schalen, die einzeln oder angehäuft besonders in den Kalkbänken auftreten (detailliertes Steinbruch-Profil [724.14/218.58], vgl. OBERHOLZER 1933, p. 324).

Aubrig-Kette: Im allgemeinen schlecht aufgeschlossene Schichtfolge: Im unteren Abschnitt sind die Mergel vorherrschend; in der Mitte wechseln Kalkbänke und Mergellagen von 10–20 cm miteinander ab und gegen die obere Grenze hin treten die Mergel zurück, während die Kalkbänke etwas an Dicke zunehmen. Die im allgemeinen dünn gebankten, feinkörnigen Kalke sind leicht tonig und z.T. knollig. Rascher Übergang in den Schrattenkalk.

In der Runse nördlich des Lindenwaldes (710.4/218.9) sind die senkrecht stehenden Drusbergschichten mechanisch stark beansprucht, was dem Gestein das Aussehen eines groben Konglomerates verleiht. Fossilarme Serie, gelegentlich (im oberen Teil) kommen Austernschalen vor.

Riselen- und Tierberg-Kette: Der untere Teil besteht vorherrschend aus dunkeln, schiefrigen, sehr sandigen und leicht glaukonitischen Mergeln mit dünnen, linsenförmigen Kalkbänken oder, ebenso häufig, mit grösseren, lagenweise angeordneten Kalkknollen. Der obere Abschnitt setzt sich zusammen aus dünngebankten (im allgemeinen bis zu 30 cm) Kalken mit schmalen Mergelschiefer-Zwischenlagen. Der hell-gelblichgrau anwitternde Kalk ist sehr feinkörnig und etwas tonig. Fossilarme Serie. Mit dem unteren Schrattenkalk sind die Drusbergschichten durch eine Übergangszone verbunden.

c_u Oberes Barrémien – unteres Aptien («Urgonien»)

c_{4u} Unterer Schrattenkalk. Die Hauptmasse besteht aus hell-graubraunen, meist sehr feinkörnigen oder aber onkolithischen Kalken; grobbankig bis massig mit hell-graubläulicher Anwitterungsfarbe. Die Mächtigkeit ist in den nordhelvetischen Elementen gering (Wageten-Kette 25 m, oft tektonisch reduziert auf < 10 m; Mürtschen-Decke gegen 50 m), erreicht aber im Aubrig-Gebiet ca. 100 m und in der Drusberg-Decke 120 m.

Wageten-Kette: Im untersten Abschnitt gebankt, doch verliert sich die Bankung gegen oben. Mitunter zeigen sich pseudoolithische Zwischenlagen, in denen die Onkoide gesteinsbildend auftreten. Milioliden sind vorhanden, doch nicht sehr zahlreich; häufig dagegen Requienien, besonders im mittleren Teil des Komplexes. Ferner kommen vor: *Agria neocomiensis*, Korallen (vereinzelt) etc.

Mürtschen-Decke: Mit den Drusbergschichten durch eine mehrere Meter messende Übergangszone verbunden. Die Schichtfolge beginnt unten mit einer Anzahl dünner Bänke (bis 20 cm), deren Gestein demjenigen der Drusbergschichten noch ähnlich ist, dann wird das Gestein heller, die Bänke mächtiger: typischer Schrattenkalk in grobbankig-massiger Ausbildung. In den dichten Kalkbänken treten zuweilen, lagenweise angehäuft, Requienien auf. Milioliden trifft man sozusagen in jedem Handstück. Gelegentlich zeigen sich noch Bruchstücke von Korallenkolonien oder eine Einzelkoralle.

Aubrig-Kette: Bildet, zusammen mit dem oberen Schrattenkalk, den Grossteil der hellen, stark zerbrochenen Felsabstürze auf der Nordseite des Gross Aubrig. Die bräunlichen Kalke enthalten Milioliden und andere Foraminiferen, mitunter auch kleine Bryozoenfragmente. Aus den Drusbergschichten hervorgehend, sind die untersten 10 m noch deutlich gebankt, zeigen jedoch keine mergeligen Zwischenlagen mehr. Gegen oben wird der Kalk immer massiger, die Bankung immer undeutlicher. Requienien sind die häufigsten Makrofossilien.

Riseten-Kette: Der untere Schrattenkalk beginnt an der Basis mit einer 20–25 m mächtigen Übergangszone, die aus dünnbankigen Kalken und ebenfalls dünnen, noch deutlich ausgeprägten weichen Zwischenlagen zusammengesetzt ist. Die Kalke sind noch etwas tonig und merklich dunkler als der normale Schrattenkalk. Der darüberliegende Komplex ist im unteren Teil dickbankig-massig; gegen die Orbitolinenschichten hin wird er langsam dünnbankiger und die Bankung deutlicher.

Eine ungewöhnliche Abart wurde unter dem Fridlisplitz, im oberen Abschnitt, beobachtet: ein feinsandiger, unregelmässig geformte schwarze Kieselknollen führender Kalk; solche Knollen wurden von OBERHOLZER auch unterhalb «Platten» beobachtet. Requienien treten gelegentlich sowohl im unteren als auch im oberen Schrattenkalk auf; Milioliden sind recht häufig.

Tierberg-Kette: Zuunterst noch dünnbankig, aber ohne mergelige Zwischenlagen. Dann wird der Kalk allmählich dickbankig

bis massig (bis 15 m mächtige Bänke) und geht dann gegen die Orbitolinenschichten wieder in dünnere Bänke über. Die beiden häufigsten, durch Übergänge miteinander verbundenen Gesteinstypen sind: sehr feinkörnige, leicht spätige Kalke mit zahlreichen Milioliden und, ebenso häufig, onkolithische Kalke. Abgesehen von gelegentlichen Austernfragmenten und seltenen Requienien wurden keine Makrofossilien beobachtet.

Orbitolinenschichten (untere). Diese im allgemeinen dünngebankte Serie, die in der Regel aus dunkleren, braungrauen Kalken mit mergelig-sandigen Zwischenlagen besteht, unterteilt den Schrattenkalk in zwei Abschnitte. Ihre Mächtigkeit beträgt in der Wageten-Kette ca. 2 m, in der Mürtschen-Decke schätzungsweise 12–15 m, im Aubrig-Gebiet gegen 35 m und in der Drusberg-Decke 20–30 m.

Wageten-Kette: Diese in diesem Gebiet sehr geringmächtige Abfolge konnte nur an einer einzigen Stelle beobachtet werden: im kleinen Couloir oberhalb des Elektrizitätswerkes Oberurnen (722.20/219.54). Das Profil zeigt von unten nach oben:

- a) Obere Grenzbank des unteren Schrattenkalkes: grauer, Milioliden führender, ausgesprochen onkoidischer Kalk; scharfe Grenze mit unebener und löcheriger Grenzfläche.
- b) 0,5–1,5 m: schwarze, gepresste Schiefer (z.T. tektonisch ausgequetscht). Regellos eingestreut finden sich Brocken eines dunkelgrauen Kalkes, der Pyrit und kleine Schalenresten enthält. Diese dichten, sehr feinspätigen Brocken sind als Überreste mechanisch zerstörter Kalkeinlagerungen in den Schiefen zu deuten. Ohne Orbitolinen.
- c) 0,4 m: Kalkband, bestehend aus dunklem, dichtem Gestein (wie die unter *b* erwähnten Brocken); Tongehalt nach oben abnehmend.
- d) Wenige Zentimeter dunkle Schiefer.
- e) 1,6 m: echinodermenreicher Kalk mit vereinzelten Schalenfragmenten und Serpeln (zwei Bänke von 0,4 und 1,2 m Dicke) (=oberer Schrattenkalk).

Die Grenze gegen den darüber folgenden «Gault» ist scharf, die Grenzfläche eine unregelmässige Erosionsfläche mit phosphoritischer Kruste. Orbitolinen wurden keine beobachtet.

BRÜCKNER (1937, p. 120) bemerkt, dass die Ausbildung dieser Schichtenfolge derjenigen in der Griesstock-Decke im Klausenpass-Gebiet sehr ähnlich ist. Nach seiner Auffassung entsprechen im obigen Profil die Niveaus *b* bis *d* den unteren Orbitolinenschichten, das Niveau *e* dem oberen Schrattenkalk.

Mürtschen-Decke: An der Kerenzerbergstrasse bei Beglingen (SE-Blattecke), zwischen Pt. 536.6 und der nächsthöheren Strassen-

kehre, ist in einem 15–20 m langen Aufschluss eine 10–12 m messende Folge von Kalkbänken aufgeschlossen, die, nach ihrem lithologischen Habitus zu schliessen, zu den Orbitolinenschichten gehören (die allerhöchsten Lagen des «Urgonien» und der Kontakt mit der «mittleren Kreide» sind verdeckt). Im stratigraphisch unteren Teil des sichtbaren Schichtstosses treten Kalkbänke von 0,5–1 m Mächtigkeit auf, getrennt durch etwas weichere Lagen von Mergelkalken; gegen oben wird die Bankung undeutlicher, vielleicht nur wegen zunehmender Zerrüttung. Der Kalk ist erheblich dunkler als der normale Schrattenkalk. Feine bis mittelgrobe Onkolithe spielen hier die Hauptrolle; daneben treten auch echinodermische Lagen auf. Orbitolinen wurden nur in den obersten 5 m des Aufschlusses gefunden, wo sie ziemlich regelmässig auftreten, wenn auch nicht in sehr grossen Mengen.

Aubrig-Kette: An der Wägitalerstrasse («Schuhmachersloch», 711.2/218.46) bestehen die obersten 6 m aus dünnbankigen, z.T. harten, feinkörnigen, kalkigen Sandsteinen mit plattigen, schiefrig-sandigen Zwischenlagen; ohne Orbitolinen. Darunter stellen sich ebenfalls dunkelbraune, \pm tonige Kalke ein. Sie sind dicht bis feinkörnig, treten in Bänken von einigen Dezimetern bis über 2 m Mächtigkeit auf und sind durch weichere Lagen voneinander getrennt. In diesem Abschnitt finden sich sowohl in den Kalken als auch in den mergeligen Bändern Orbitolinen. AHRENS (1914) erwähnt daraus noch *Terebratula sella* var. *min.*, *Rhynchonella gibbiana* und *Heteraster oblongus*.

Riseten-Kette: Die Orbitolinenschichten bilden ein deutlich ausgeprägtes, 20–25 m breites, dünngebanktes Band zwischen den beiden Schrattenkalk-Komplexen. Die Kalkbänke, die ausnahmsweise mehrere Meter mächtig sein können, sind durch weichere Zwischenlagen voneinander getrennt. Die Kalke sind z.T. vom gewöhnlichen Schrattenkalk kaum zu unterscheiden; daneben kommen noch sandige und knollige Abarten vor. Bei den weichen Zwischenlagen handelt es sich um sandige Mergel oder auch etwa um mergelschiefrige Sandsteine. Die Orbitolinen treten hauptsächlich in den mergelig-sandigen Lagen auf: diese sind mitunter voller *Orbitolina lenticularis*, während *O. conoidea* eher selten zu sein scheint. Die Kalke führen im allgemeinen wenig Orbitolinen.

Tierberg-Kette: Ebenfalls schon von weitem als 25–30 m breites, dünngeschichtetes Band im Schrattenkalk zu erkennen. Die einige Dezimeter bis ausnahmsweise 1 m Dicke messenden Kalkbänke werden durch dünne Mergellagen voneinander getrennt. Die wei-

cheren, dunkeln Lagen sind feinspätig, z.T. stark sandig und enthalten Orbitolinen in wechselnder Menge. Unter den Kalken trifft man, wie im übrigen Schrattenkalk, auch dichte bis feinkörnige sowie onkolithische Typen mit variablem Gehalt an Milioliden und Orbitolinen.

c_{5a} Oberer Schrattenkalk. Lithologisch ähnlich dem unteren Schrattenkalk – im allgemeinen etwas dunkler – meist sehr feinkörnig oder teilweise onkoidisch. Seine Mächtigkeit unterliegt Schwankungen: einige Meter in der Wageten-Kette, höchstens 1–2 m oder sogar fehlend in der Mürtschen-Decke (SE-Ecke des Blattes), hingegen recht mächtig in der Aubrig- (50 m), Riseten- (50–60 m) und Tierberg-Kette (60–70 m).

Die Obergrenze des Schrattenkalks gegen den «Gault» zu ist scharf und wird in der Regel von einer rauhen, karrigen Omissionsfläche gebildet.

Wageten-Kette: Der obere Schrattenkalk ist nur an relativ wenigen Stellen aufgeschlossen, doch kann aus der Verteilung der Aufschlüsse gefolgert werden, dass er auf der ganzen Länge der Kette vorhanden ist.

Der vollständigste Aufschluss im westlichen Teil der Kette befindet sich NW oberhalb Chöpfen (715.53/219.54). Über dem unteren Schrattenkalk folgen, von unten nach oben:

- a) 1,5–2,0 m: verdeckt, entspricht ohne Zweifel dem Niveau *b* des Couloirs ob Oberurnen (vgl. S. 17). Untere Orbitolinenschichten.
- b) 4,3–4,5 m: sichtbarer Teil des oberen Schrattenkalkes: Bänke von einigen Dezimetern bis höchstens 1 m Mächtigkeit. Braungrau anwitternder Kalk, auf frischem Bruch dunkler als der untere Schrattenkalk; \pm onkoidisch, z.T. etwas spätig. In der unteren Hälfte eine etwas schiefrige Bank mit herausgewitterten Rhynchonellen (vermutlich *R. gibbsiana*). Eine Bank nahe der oberen Grenze enthält Glaukonit- und Sandkörner.

Milioliden sind allgemein verbreitet; sie kommen mitunter in erheblicher Menge vor. Orbitolinen wurden an dieser Lokalität keine gesehen.

Mürtschen-Decke: Ganz fehlend oder höchstens einige wenige Meter mächtig. Zwischen Mollis und Obstock (auf dem südlich angrenzenden Kartenblatt) beträgt die Mächtigkeit nach OBERHOLZER (1933) etwa 6 m.

Aubrig-Kette: Rascher Übergang aus den Orbitolinenschichten. Zuunterst sind noch einige relativ dünne Bänke erkennbar, dann wird der Kalk immer grobbankiger und im oberen Teil massig.

Unter den Kleinforminiferen kommen Milioliden am häufigsten vor – nahezu in jedem Handstück; Orbitolinen sind bedeutend seltener. An Makrofossilien findet man in erster Linie Requierien, gelegentlich *Agria neocomiensis* und Korallenfragmente (selten). AHRENS (1914) führt ausserdem an: «Diploporen» und *Neitheia deshayesiana* (aus den Basisschichten).

Riseten-Kette: Lithologisch wie der untere Schrattenkalk, aber deutlicher gebankt. Auf der Sunnenalp wurde in Blöcken eine grössere Anzahl Korallen beobachtet. Südlich von Platten, am oberen Rand der Bergsturzniche (722.13/218.15), setzt sich der oberste Abschnitt wie folgt zusammen (von unten nach oben):

- a) 1,5 m: dunkelbrauner, dichter, leicht spätiger, reichlich Milioliden führender Kalk; stellenweise zahlreiche Schalenreste (Austern etc.). Die Grenze gegen das Hangende ist scharf, uneben-karrig.
- b) 0,18–0,25 m: unten zunächst braungrauer, feinkörniger, etwas spätiger Kalk mit eingestreuten Quarz- und (?) Phosphoritkörnern. Gegen oben wird das Gestein spätiger und geht in eine feinere Echinodermenbreccie über.
- c) 0,55–0,65 m: Echinodermenbreccie, ähnlich der Brisibreccie, aber feinkörniger. Enthält noch einzelne phosphoritische Körner. Im oberen Teil ein kleiner Belemnit.

Tierberg-Kette: Im unteren Teil noch dünngebankt; wird nach oben dickbankig bis massig. Am Nordfuss der Kette nicht selten tektonisch reduziert. Gleiche Kalktypen wie im unteren Schrattenkalk. Makrofossilien sind selten (Requierien). Am Nordfuss des Tierberges setzt sich die höchste Partie wie folgt zusammen (von unten nach oben):

- a) 3 m (Hohlkehle): braune, leicht verwitternde, \pm sandige Mergel, ohne Orbitolinen (? «Samtmergel» von GANZ 1912).
- b) Ca. 10 m (eine einzige Kalkbank): im unteren Teil onkolithisch mit vielen Milioliden und anderen Kleinforminiferen, teils auch feinkörnig bis dicht, foraminiferenarm. Etwa 4 m über der Basis der Bank stellen sich verkieselte Schalenfragmente von Rhynchonellen (*R. gibbsiana*), Austern und anderen Zweischalern ein, die nach oben immer häufiger werden. Daneben zeigen sich unregelmässig geformte kieselige «Zapfen» und schlauchförmige Gebilde. Sehr rauhe Gesteinsoberfläche. Die obersten 50 cm bestehen aus einem fossilleeren, etwas spätigen, feinkörnigen Kalk. Den oberen Abschluss des Schrattenkalkes bildet eine deutliche Omissionsfläche.

Oberes Aptien

Luitere-Fossilhorizont. Dieser geringmächtige, durch Mangelsedimentation gekennzeichnete Horizont liegt in Form von dunkeln, phosphoritischen Krusten oder als glaukonitreicher Sand-

stein mit verschiedenartigen Einschlüssen vor. In den tieferen helvetischen Einheiten fehlend, in der Aubrig-Kette andeutungsweise vorhanden und in der Drusberg-Decke 15–20 cm messend.

Aubrig-Kette: Ob es sich wirklich um den Fossilhorizont des Luitere-Zuges handelt, bleibe offen – auf jeden Fall wäre er nur spurenhafte und nicht durchgehend entwickelt. Die obere Grenzfläche des Schrattenkalkes kann mit einer wenige Millimeter dicken, schwarzen, phosphoritischen Kruste versehen sein, die in die kleinen karrigen Vertiefungen der Grenzfläche eindringt. Die Kruste enthält kleine phosphoritische Knöllchen und schlecht erhaltene Steinkerne.

Risetten-Kette: Die Grundmasse der Schicht besteht aus einem dunkeln, feinkörnigen, kalkigen, glaukonitreichen Sandstein, der an der Oberfläche ziemlich hell anwittert. Als rundliche bis kantengerundete, bis 4 cm grosse Einschlüsse finden sich: dunkelbraune Phosphoritbrocken, z.T. Fossilsteinkerne, ferner dunkle Spatkalke und etwas hellere Echinodermenbreccien. Diese Einschlüsse – meist aufgearbeitete Fragmente älterer Gesteine – sind so zahlreich, dass sie mehr als die Hälfte des Gesteins ausmachen; nach oben nehmen sie dann rasch ab.

Tierberg-Kette: Die «mittlere Kreide» zieht als schmales, durch Schuttablagerungen mehr oder weniger unterbrochenes und durch Längs- und Querbrüche in Mitleidenschaft gezogenes Band dem Nordfuss der Tierberg-Kette entlang. Am besten erhalten und leicht zugänglich ist das Profil östlich des grossen Schuttfächers oberhalb der Scheidegg (716.20/218.46).

Die unebene, mit kleinen Vertiefungen versehene obere Grenzfläche des Schrattenkalkes ist mit einer dunkelgrauen, sandigen und phosphoritischen Kruste überzogen (Luitere-Horizont). Zudem kommen phosphoritische Knollen und Steinkerne vor. Innerhalb weniger Zentimeter Übergang zu den Brisischichten.

c₆ Brisischichten. In den tieferen helvetischen Einheiten fehlend; im Aubrig-Gebiet als relativ grobe Breccie entwickelt (4–8 m), in den südlicher abgelagerten Schichtstössen kann eine untere Sandstein-Folge (Brisisandstein) von einer überlagernden, eher grobkörnigen Echinodermenbreccie (Brisibreccie) unterschieden werden. Mächtigkeiten: an der Risetten ca. 20 m und am Tierberg 10–12 m.

Aubrig-Kette: Sandsteine fehlen im Aubrig-Gebiet. Die Brisibreccie besteht aus dunkelbraun anwitternder, auch in frischem

Bruch dunkler, relativ grober Echinodermenbreccie, mit sehr rauher streifiger Oberfläche. Sie enthält Quarzkörnchen, die bis 3 mm messen können; ausserdem vereinzelte Glaukonitkörner sowie Schalensplitter. Im übrigen fossilarm. Die obere Grenzfläche ist scharf, unregelmässig karrig, mit bis 30 cm tiefen Taschen.

Riseten-Kette: Sehr harter, zäher, glaukonitreicher Sandstein (Brisisandstein, ca. 8 m mächtig). Äusserlich dunkel- bis rostbraun, in frischem Zustand dunkelgrau. Im allgemeinen gebändert, mit deutlicher Schichtung; häufig zerklüftet.

Darüber folgt eine braungraue, dickbankige, im unteren Teil eher grobkörnige Echinodermenbreccie, die nach oben feiner wird (Brisibreccie, ca. 12,5 m mächtig). Den oberen Abschluss bildet nach GANZ (1912) ein 2,3 m mächtiger, blauschwarzer, sandiger Glaukonitkalk, der nur leicht spätig ist. Scharfe Grenze gegen die Concentricus-Schichten. Abgesehen von Austernfragmenten scheint die Brisibreccie keine Fossilien zu enthalten.

Tierberg-Kette: Braungrauer, harter, kalk- und glaukonitreicher, feinkörniger Sandstein, der ockerfarbige Körnchen führt und von dunkeln tonigen Häuten durchzogen wird (Brisisandstein, ca. 5 m mächtig). Die Oberfläche des ziemlich hell anwitternden Gesteins ist oft von Flechten besiedelt.

Nach einer Übergangszone stellt sich darüber eine braun anwitternde, schwach gebänderte Echinodermenbreccie mit sehr rauher Oberfläche ein (Brisibreccie, ca. 6 m mächtig). Meist ziemlich grobkörnig, enthält 3–4 mm grosse Quarzkörner sowie etwas Glaukonit. Die Obergrenze ist scharf und uneben. Aus dem oberen Teil des Horizontes erwähnt GANZ (1912): *Exogyra aquila*, *Hinnites studeri* und *Inoceramus salomoni*.

c7-3

Albien – Céomanien

Concentricus-Schichten¹⁾. Im allgemeinen schlecht aufgeschlossene Folge von dunkeln, meist stark glaukonitischen Sandsteinen, sandigen Mergeln und grünsandigen Kalklagen. Mächtigkeitszunahme von den nord- gegen die südhelvetischen Einheiten (Wageten: einige Zentimeter bis 3 m, Mürtchen: 6–7 m, Aubrig: gegen 9 m, Riseten: 11–12 m, Tierberg: 12–15 m).

¹⁾ Darunter verstehen wir die Schichtgruppe von der Basis des Albien bis zur Basis der Knollenschichten, d.h. die Abfolge im Hangenden der Brisischichten bzw. (wo diese fehlen) im Hangenden des Schrattenkalkes. Die «Basisschichten des Albien» gewisser Autoren sind also darin eingeschlossen.

Wageten-Kette: Einigermassen vollständige Profile durch die «mittlere Kreide» befinden sich im kleinen Couloir oberhalb des Elektrizitätswerkes Oberurnen und am Westende der Kette im Gebiet Chöpfen-Grotzenstuden.

Bei Chöpfen als Kondensationshorizont entwickelt: direkt der Obergrenze des Schrattenkalkes aufliegend eine 4–8 cm mächtige phosphoritische Lage mit Knollen, Kalkbrocken und schlecht erhaltenen Fossilien: kleine Belemniten, Gastropoden, Lamellibranchier (u. a. *Inoceramus* cf. *concentricus*).

Oberhalb Oberurnen: Wechsel von glaukonitischen und sandigen Schiefern und länglichen Linsen eines Kalkes, welcher dem der Knollenschichten ähnlich sieht.

Mürtchen-Decke: Der ganze Schichtstoss von den Concentricus- bis zu den Turrilitenschichten ist auf dem Kartenblatt selbst nirgends aufgeschlossen. Der nächstgelegene Aufschluss befindet sich etwas ausserhalb des Blattes (Koord. 724.55/217.96).

Dunkel-blaugraue, dünnegebankte, leicht schieferige, fossilarme, kalkige Sandsteine, sehr feinglimmerig, z.T. stark glaukonitisch; stellenweise leicht knollig ausgebildet. Daneben eine Anzahl ebenfalls dunkler, feinglaukonitischer Kalkbänke, teils schiefrig, teils stark sandig. Zwischenlagen von grauen, sandigen Mergeln.

Aubrig-Kette: Am Westende der Staumauer (Schrähoger) folgen über der Brisibreccie:

- a) 0,3 m: phosphoritische Fossilschicht (Durschlägi-Horizont). Dunkelgrau anwitternder, toniger Glaukonitsandstein mit Einschlüssen von Brisibreccie, kleinen Phosphoritknollen und Fossilresten.
- b) 1,8–2,0 m: feinkörniger glaukonitischer Sandstein.
- c) 6,6 m: in der unteren Hälfte feinkörniger, schiefrig-toniger Sandstein bis Mergelschiefer, relativ weich, mit Lagen von härterem, stärker kalkigem Gestein (10–20 cm dick) und Knollen (kopfgross); im oberen Abschnitt folgen deutlicher ausgebildete, 10–15 cm mächtige Kalklagen in Abständen von 30–50 cm.

Riselen-Kette: Nach GANZ (1912) setzt sich diese Schichtgruppe östlich von Platten wie folgt zusammen (von unten nach oben):

- a) 2,6 m: leicht spätiger Glaukonitkalk, in der oberen Hälfte sandig und mergelig und einzelne Fossilien enthaltend (u.a. Terebrateln).
- b) 0,16 m: Fossilhorizont (Durschlägi-Schichten), aus dunkeln, rundlichen Steinkernen und Phosphoritknollen bestehend; schlecht erhaltene Fossilien.
- c) 1,7 m: mergeliger, stark sandiger Glaukonitkalk; an der Basis noch Phosphoritknollen führend. Im oberen Teil treten einzelne über kopfgrosse Knollen und Kalkkonkretionen auf; der Kalkgehalt nimmt zu (Flubrigschichten). Allmählich übergehend in:

- d) 7 m: Hauptmasse bestehend aus stärker grünsandigen Kalklagen mit Schlieren und Nestern von Glaukonitkörnchen. Andeutung schiefriger Zwischenlagen (Twirrenschichten). Langsamer Übergang in die Knollenschichten.

Tierberg-Kette: die Serie ist am Nordhang des Tierbergs aufgeschlossen (vgl. auch GANZ 1912, p. 33/34).

- a) Bis 2 m: dunkel-grünlichgrauer, harter, stark glaukonitischer Sandstein, reich an Phosphoritknollen und schlecht erhaltenen Fossilien (u.a. *Inoceramus concentricus*), besonders im untersten Viertel.
- b) 5–6 m: schlecht aufgeschlossene, dunkelgraue bis schwarze, glaukonitische, sandige Mergel mit dünnen Zwischenlagen von festerem, stärker sandigem Gestein. *Belemnites minimus*; Flubrigschichten.
- c) 5–7 m: hellgrau angewitterter Sandstein, in Bänken von einigen Dezimetern, ausnahmsweise bis 1 m Mächtigkeit, mit undeutlichen dünnen Mergelzwischenlagen. Der kalkige und etwas tonige Sandstein ist feinkörnig und stark glaukonitisch (Twirrenschichten?). Der Lochwald-Fossilhorizont ist nicht entwickelt.

Knollenschichten. Dunkle, glaukonitische Sandsteine, oft wechselnd mit etwas weicheren, sandig-mergeligen Abschnitten; häufig faust- bis kopfgrosse Kalkknollen enthaltend. Mächtigkeit in der Wageten-Kette und Mürtschen-Decke 3–4 m, im Aubrig- und Risetten-Gebiet 10–14 m, am Tierberg-Nordhang ca. 8–10 m.

Wageten-Kette: Die unteren 1,5 m bestehen aus leicht schiefrigem, glaukonitischem Sandstein mit z.T. über faustgrossen Knollen von dunkel-blaugrauem, hartem, sandigem und glaukonitischem Kalk. Die darüberfolgenden 2 m: harter blaugrauer, feinkörniger, kalkiger Sandstein, bisweilen einzelne Kalkknollen enthaltend. An Fossilien führt MEYER (1922) u.a. an: *Inoceramus concentricus*, *Nucula pectinata* (Steinkern), *Pleurotomaria rhodani*.

Mürtschen-Decke: An der Basis eine leicht schiefrige Sandbank (0,8 m) mit vereinzelt faustgrossen Kalkknollen. Der darüber folgende, massige, glaukonitische Sandstein (2 m) enthält in den obersten 50 cm zahlreiche, bis kopfgrosse Kalkknollen und an der Obergrenze herauswitternde Zäpfchen. Obere Grenze ziemlich scharf ausgeprägt. Fossilarm.

Aubrig-Kette: Eine Fossilschicht, welche dem Lochwald-Horizont entsprechen würde, gibt es an den Aubrigen nicht, soll aber nach BOLLI (1945, p. 287) durch eine 40–50 cm dicke, stark sandige, glaukonitische Lage an der Basis der Knollenschichten vertreten sein. Die Schichtgruppe beginnt unten mit einer 2 m mächtigen,

weicheeren, vorherrschend sandig-schiefrigen Zone, in der Kalkknollen noch relativ selten sind. Knollen und Kalklinsen nehmen dann zunächst an Zahl zu, werden aber im oberen Teil wieder seltener. Sie bestehen aus einem flachmuschelartig brechenden, ziemlich dunkeln, grauen, feinkörnigen Kalk mit einem erheblichen Gehalt an feinen Glaukonitkörnern. Die Grundmasse, in der die Knollen liegen, ist etwas mergelig, stark sandig, kalkreich und leicht glimmerig. Etwa 3–4 m unterhalb der Obergrenze sind sie nur noch sehr undeutlich ausgebildet: Übergang in harten massigen Glaukonit-sandstein (Aubrigschicht). GANZ (1912, p. 127) erwähnt aus dieser Schicht einige Fossilien.

Riseten-Kette: Die Knollenschichten liegen in typischer Ausbildung vor. Im dunkelgrünen, feinkörnigen, glaukonitreichen Sandstein stecken zahlreiche, 5–30 cm grosse Knollen, die aus dunkelgrauem, sehr feinkörnigem, schwach sandigem, glaukonitreichem Kalk bestehen. Gegen oben haben die Knollen die Tendenz kleiner zu werden. Den oberen Abschluss bildet normalerweise die 1,0–1,5 m mächtige, harte, knollenfreie, kalkig-sandige «Aubrigschicht». Mindestens stellenweise folgt über dieser Schicht nochmals eine geringmächtige Lage mit zahlreichen Kalkknollen. Ausser gelegentlichen kleinen Belemniten (*B. minimus*?) wurden keine Fossilien beobachtet.

Tierberg-Kette: Im unteren Teil: Wechsel von Mergellagen mit Linsen und Knollen von hartem, dunkel-blaugrauem Kalk, der sehr kleine Glaukonit- und Quarzkörnchen führt. Gegen oben verlieren sich die Linsen; es treten nur noch Knollen auf, welche allmählich kleiner werden. Die «Grundmasse» ist bedeutend reicher an Glaukonit als der Kalk. Der oberste Meter ist als «Aubrigschicht» entwickelt. Einzelne Belemniten.

Turrilitenschichten. Allgemein dunkler, braungrauer, feinsandiger Kalk, meist schwach glaukonitführend, von knolligem Habitus. Mächtigkeiten weniger als 1 m (Wageten, Tierberg), bzw. 1 m (Mürtschen, Aubrige, Riseten).

Wageten-Kette: Dunkelgrauer, stark sandiger Kalk mit dichter Grundmasse; nicht sehr reich an Glaukonitkörnern. Herausgewitterte phosphoritische Klümpchen und Fossilien verleihen dem Gestein eine sehr rauhe Oberfläche. Gegen oben nehmen Sand- und Glaukonitgehalt ab. Die Makrofauna betreffend, vgl. MEYER (1922).

Mürtschen-Decke: Brauner, sandiger Kalk mit unregelmässig verteiltem Glaukonit. An den Oberflächen vorragende, wellig ver-

laufende Schnüre von Quarzkörnern, die dem Gestein ein knolliges Aussehen geben. In der unteren Hälfte viele herauswitternde, unregelmässig geformte Gebilde, z.T. Fossilsteinkerne (Turriliten usw.), Fischzahn.

Aubrig-Kette: Über der «Aubrigschicht» ist eine Abnahme der Quarz- und Glaukonitkörner festzustellen, der Kalkgehalt nimmt rasch zu, das Gestein hellt auf. Dennoch sind Quarz- und Glaukonitkörner noch ziemlich verbreitet, aber unregelmässig in Schlieren und Nestern verteilt. Der Horizont ist in dieser Gegend sehr fossilarm. Die Mächtigkeit beträgt – zusammen mit der «Überturrilitenschicht» – etwa 2,2 m.

Risetten-Kette: Rascher Übergang in den feinkörnigen, vorerst noch stark sandigen und glaukonitischen Kalk der eigentlichen Turrilitenschicht. Glaukonit- und Quarzkörner sind in Streifen angeordnet, die das Gestein netzartig durchschwärmen, auf angewitterter Oberfläche vorragen und ihm ein knolliges Aussehen verleihen. Nach oben verliert sich die netzförmige Struktur allmählich; Glaukonit- und Quarzkörner nehmen ab und verschwinden dann. Angaben über Fossilien finden sich bei GANZ (1912, p. 19) und OBERHOLZER (1933, p. 370).

Tierberg-Kette: Der Übergang von den Knollenschichten in den Seewerkalk vollzieht sich in einem engen Bereich: Ein Meter über der Basis der Turrilitenschichten finden sich im Gestein nur noch wenige Grünsand- und Quarzkörner. Belemniten und einzelne Seeigel-Querschnitte.

± Turonien – Coniacien

e₉ Seewerkalk. Dieser hell anwitternde Schichtstoss von wechselnd ziemlich dunkeln, grauen bis bräunlichen, dichten und splittrigen Kalken zeigt eine plattig-dünnbankige Ausbildung; auffällig sind schwarze, meist wellig verlaufende Tönhäute, die die Kalke häufig durchsetzen. Der Seewerkalk ist vorwiegend turonen Alters und enthält eine reiche Foraminiferenfauna (Globotruncanen, Rotaliporen, Globigeriniden, «Orbulinarien» usw.). Seine Mächtigkeit ist starken Schwankungen unterworfen (Wageten 25–30 m, Mürtchen 60–65 m, Aubrig und Risetten 80–100 m, Tierberg gegen 60 m).

Wageten-Kette: An der Basis noch einige Sand- und Glaukonitkörner führend (Überturrilitenschicht). Oben hört er mit einer

Erosionsfläche auf; darüber folgen direkt die eocaenen Nummulitenschichten. Makrofossilien scheinen sehr selten zu sein.

Mürtschen-Decke: An der Basis innert weniger als einem Meter (Überturritilenschicht) Übergang in normalen Seewerkalk, der demjenigen der Wageten-Kette ähnlich ist. Zwischen die obersten Bänke schalten sich hell anwitternde, in frischem Zustand hell-olivgrüne, etwas mergelige Lagen ein (Seewermergel?). Zuweilen Bruchstücke von grösseren Inoceramen. Die Obergrenze ist eine scharfe, unregelmässige Fläche.

Aubrig-Kette: Übliche Ausbildung; im obersten Teil schwach grünliche Färbung. Abgesehen von Inoceramen-Schalenfragmenten sind Makrofossilien äusserst selten. Vollständigstes Profil, wenn auch tektonisch etwas gestört: westlich der Staumauer am Schrähoger bis zur Mündung des Schräbaches in den Wägitaler See (BOLLI 1945, p. 286).

Riseten-Kette: Der unterste Meter der Serie enthält noch vereinzelt kleine Glaukonit- und Quarzkörner (Überturritilenschicht). Darüber folgt der Seewerkalk in typischer Ausbildung. Bänke im allgemeinen bis 30 cm mächtig; gegen oben noch geringmächtiger und mergelige Zwischenlagen enthaltend.

Roter Seewerkalk wurde nicht beobachtet, doch soll es nach HANTKE (1961, p. 78) am Fridlispiß geben. Aus der Überturritilenschicht erwähnt OBERHOLZER: *Belemnopsis ultima* (ziemlich häufig) und *Holaster subglobosus*; aus dem oberen und mittleren Teil des Seewerkalkes *Inoceramus cripsi*.

Tierberg-Kette: Dem Nordfuss der Kette entlang auf weite Strecken durch Schutt verhüllt. Wo der Seewerkalk zutage tritt, handelt es sich jeweils nur um die untersten Teile des Komplexes. 300–350 m südlich der Scheidegg sind etwa 25–30 m aufgeschlossen. Im 250 m langen Aufschluss zwischen Koord. 717.09/218.24 und 717.31/218.18 zeigen sich einzelne dünne Bänder (unter 1 m) der roten Varietät; an einer anderen Stelle, 7 m über den Knollenschichten, ziegelrot gefärbter Kalk mit blaubraunen Flecken. Ob es sich immer um die gleiche Bank handelt, ist ungewiss.

c10 Seewerschiefer. Durch Zunahme des Mergelanteils sukzessive aus den Seewerkalken hervorgehend. Dünnbankige Wechselfolge von mergeligen Kalken mit weicheren Zwischenlagen. Die darin auftretende Mikrofauna ist ähnlich wie jene in den Seewerkalken; Inoceramen-Bruchstücke sind nicht selten. Die Seewerschiefer fehlen an der Wageten, und auch in der Mürtschen-

Decke ist die Mergelfazies höchstens andeutungsweise erkennbar. Im Aubrig-Gebiet erreichen sie 15–20 m, an der Riseten und am Tierberg etwa 20 m.

Aubrig-Kette: Wechsellagerung von «seewer-artigen», jedoch etwas mergeligen Kalken, dünngebant, bisweilen auch linsenförmig, und dünnen Lagen von zähen hell-grünlichgrauen Kalkmergeln mit grossen braunen Flecken. Nach oben zunehmende Vermergelung bis zum vollständigen Aussetzen der Kalkbänder. Im westlichen Teil der Kette stellen die Seewerschiefer den oberen Abschluss der Aubrig-Serie dar (unter der Überschiebungsfäche).

Ein winziges Mergelvorkommen, unmittelbar östlich des Eocaen-Reliktes (707.86/218.40) am Chli Aubrig, besteht vermutlich aus Seewermergeln (auf der Karte nicht ausgeschieden).

Riseten-Kette: Hell anwitternde, graue, feste Kalkmergel mit Linsen und dünnen Lagen von «seewer-artigem», jedoch stärker mergeligem Kalk.

Tierberg-Kette: Entlang dem Nordfuss der Kette nirgends aufgeschlossen, jedoch zweifellos vorhanden (südlich des Blattes, am Schiberg, nach OBERHOLZER etwa 20 m mächtig).

Santonien – Campanien

c₁₁₋₁₂ Amdenerschichten. Im allgemeinen recht weiche, schieferige, graue Mergel, die durch Übergänge aus den Seewerschichten hervorgehen. Anwitterungsfarbe hellgrau. In diesen Mergelschiefern sind oft kleine, rostige Pyritaggregate eingeschlossen. Bedeutend ärmere Foraminiferenfauna als in den liegenden Abschnitten; zuweilen können Inoceramen-Bruchstücke und Einschlüsse von winzigen Molluskenschalen beobachtet werden.

Die Mächtigkeit der Amdenerschichten ist sehr variabel. Im Aubrig-Gebiet erreichen sie höchstens einige Meter (im westlichen Teil sogar fehlend), in der Riseten-Kette 10–50 m, wobei – wie in der Tierberg-Kette – die wahre Mächtigkeit ungewiss bleibt, da die obere Begrenzung der Mergelserie immer durch eine Überschiebungsfäche gebildet wird (betr. Amdenerschichten der «Einsiedler Flyschserie» vgl. S. 54).

Aubrig-Kette: An der Basis sind die Amdenerschichten zunächst noch zäh und resistent (? Leibodenmergel), darüber werden sie dann weicher und schieferig. Sie sind am unteren Schräbach in einer Mächtigkeit von 5–6 m aufgeschlossen; im Serhaltenbach

(beim Gasthaus «Stausee») bestehen die obersten Niveaus der Aubrig-Serie aus der Übergangszone Seewer-/Amdenerschichten.

Der von ARN. HEIM (1908, p. 55, und 1923, p. 50) am unteren Schräbach gefundene *Tetragonites subepigonum* dürfte m.E. aus Amdenerschichten der «Schräbach-Zone» (= «Einsiedler Flysch» der Zone 8, vgl. S. 74 ff.) und nicht aus solchen der Aubrig-Serie stammen.

Risetten-Kette: Die hell anwitternden, grauen Mergelschiefer enthalten gelegentlich sehr feinkörnige, kalkige Sandsteinplättchen von wenigen Zentimetern Dicke.

Tierberg-Kette: Die Schichtfolge der Rederten-Falte endet mit diesen senonen Mergelschiefern; tertiäre Ablagerungen fehlen restlos. Im Gebiet des Atlasblattes lassen sich die Mergel nur an zwei Stellen nachweisen: oberhalb der Schwarzenegghöchi (714.9/218.1) und etwas weiter östlich, oberhalb der Trepsenalp; sonst liegen sie überall unter Schutt begraben. Die in typischer Ausbildung vorkommenden Amdenerschichten können im Gelände eine bis über 150 m breite Zone bilden.

Tertiär

Die Auflagerungs- und Mächtigkeitsverhältnisse der Tertiärschichten sind sehr variabel. In den tieferen helvetischen Einheiten (Wageten, Mürtchen) liegt das Eocaen transgressiv auf den Seewerschichten, wobei es insbesondere in der Wageten-Kette eine recht respektable Mächtigkeit erreicht (über 120 m). Im Aubrig-Gebiet folgen über der Kreideserie normalstratigraphisch lediglich geringmächtige Tertiär-Relikte; im Gegensatz dazu handelt es sich bei den Vorkommen an der Risetten um aus dem Verband gelöste kleinere tektonische Schürflinge und Späne. Aus dem Bereich des Tierberges sind keine tertiären Schichtglieder bekannt.

Lutétien

e₄ Nummulitenschichten. Zur Hauptsache graue, oft glaukonitische, sandige Kalke und harte glaukonitreiche Sandsteine. Lagenweise grosser Reichtum an Nummuliten, bzw. Assilinen oder Discocyclinen.

Wageten-Kette: Auf der unregelmässigen Oberfläche des Seewerkalkes liegt, je nach Lokalität, 0,3–0,7 m graublauer glaukonitischer Kalk, vollgespickt mit *Assilina exponsa*; stellenweise

kommen noch, weniger zahlreich, Nummuliten und Discocyclinen hinzu. Darüber folgt etwa 12 m blaugrauer, braun angewitterter, \pm sandiger, gebankter Kalk, mit oder ohne Glaukonit, u. a. mit *Nummulites millecaput*, *Nummulites helveticus*, Discocyclinen. Zwischenhinein können eigentliche Sandsteine auftreten (OBERHOLZER 1933). In gelegentlich eingeschalteten Mergelbändern zeigen sich die erwähnten Foraminiferen mitunter gesteinsbildend (E oberhalb Chöpfen). Den Abschluss der Nummulitenschichten bildet (Grotzenstuden – Chöpfen) ein dunkler, stark sandiger Kalk, der nach oben in einen sehr harten, glimmer- und glaukonitreichen Sandstein mit grösseren Quarzkörnern übergeht. Dann rascher Übergang in die Globigerinenmergel (detaillierte Profile in FREY 1965, pp. 140, 188–189).

Mürtchen-Decke: Die transgressiven Nummulitenschichten sind im Gebiet des Kartenblattes (SE-Ecke) nur an zwei Stellen aufgeschlossen:

1. SE von Beglingen (724.63/218.00). Über der scharfen, unebenen, mit 15° N-fallenden Grenzfläche der mergelig-schieferigen Seewerschichten folgt – ein gegen 5 m hohes Wändchen bildend – Assilinengrünsand (unt. Lutétien): Harter, dunkler, massiger, kalkiger Sandstein, glaukonitreich und stark zerklüftet; er enthält Pectiniden, sehr zahlreiche Assilinen (*Ass. exponens*) und bedeutend weniger häufig Discocyclinen. Zwischen 2,0 m und 3,5 m über der Basis zeigen sich mehrere, bis 30 cm dicke Lagen, in denen Assilinen besonders stark angereichert vorkommen. Der oberste, 0,5–1,0 m mächtige Abschnitt besteht aus violett-grauem, feinkörnigem, etwas schieferigem Quarzsandstein, mit dunkelgrünen Glaukonitkörnern. Den Übergang zu den Globigerinenmergeln vermitteln zähe, braune (bis schwach violette), sandige, glaukonitische Kalkmergel (< 1 m sichtbar).

2. N von Beglingen (mit Unterbrechungen auf eine Distanz von etwa 200 m sichtbar). In einem kleinen Bachbett (724.60/218.57) sind aufgeschlossen: 4,5 m Assilinengrünsand (unt. Lutétien; Basis und Kontakt mit den Seewerschichten sind verdeckt): Schwarzbraun oder dunkel-rostbraun anwitternder Grünsand der gleichen Art wie SE von Beglingen. Die untere Partie ist fossilarm; etwa 2,5 m über der Basis zeigt sich eine über 1 m dicke Schicht, in welcher *Assilina exponens* in zahllosen Exemplaren auftritt. Die andernorts häufigen Pecten und Spondyliden scheinen in dieser Lokalität spärlich zu sein. An der Kerenzerbergstrasse (vermutlich bereits ausserhalb der Blattgrenze) soll der Assilinengrünsand von einem geringmächtigen Niveau mit *Nummulites*

gallensis (basales Lutétien) unterlagert werden (SCHUMACHER 1948, p. 83; HERB 1962, p. 50). Es folgen dann 4–5 m Übergangsschichten in die Globigerinenmergel: der Grünsand vermergelt, wobei in der unteren Hälfte die dunkeln, zähen Kalkmergel aber immer noch stark feinsandig und glaukonitführend sind.

Aubrig-Kette: Die Hauptmasse der Tertiärablagerungen wurde wohl während der Deckenschübe abgeschürft und mitgerissen oder hat sich von der Unterlage gelöst und ist nordwärts abgeglitten; übrig geblieben sind nur noch spärliche Relikte.

1. Gross Aubrig. Die Vorkommen sind auf die Bärlai-Alp beschränkt. Die Nummulitenschichten (unt. Lutétien) scheinen direkt den Seewermergeln aufzuliegen; sichtbare Mächtigkeit etwa 3 m (der Basisteil ist verdeckt). Der zähe, glaukonitische Kalk bei 709.70/218.33, mit rotbrauner poröser Verwitterungsrinde, enthält Assilinen [*Ass. exponens* (Sow.), *Ass. exponens* var. *tenuimarginata* HEIM] sowie sehr schlanke Discocyclinen. An einer weiteren Stelle sind die zunächst noch kalkreichen und glaukonitischen, mergeligen Übergangsschichten zu den Globigerinenmergeln aufgeschlossen. Die längs des Schräbaches und im Tälchen gegen Ahoreli (S bzw. W vom Gross Aubrig) anstehenden Nummulitenschichten gehören m. E. dem «Einsiedler Flysch» der Zone 8 (vgl. p. 74 ff.) an.

2. Chli Aubrig. Kleinste Relikte in Form von Grünsand, teilweise Assilinen führend, direkt dem Seewerkalk aufliegend, bei Koord. 707.86/218.40 (von W. Brückner entdeckt), ferner 707.95/218.00 und 708.64/218.24 (am oberen Chratzerlibach, auf der Karte ungenau eingetragen); wenig südlich des Blattrandes, transgressiv auf Seewermergel, bei Koord. 707.92/217.97 und 708.05/217.91. An der letztgenannten Lokalität sind bis 4 m Grünsand aufgeschlossen: Das dunkle Gestein führt, neben (?) Austern- und Pectenfragmenten, *Assilina* cf. *exponens* und weitere, kleinere Assilinen, ferner kleine schlanke Discocyclinen.

3. Gugelberg – Kalvari. Längs der Südflanke wurden bis jetzt noch keine in stratigraphischem Verband liegenden Nummulitenschichten beobachtet. Die Relikte am Nordhang des Höhenzuges betreffend, vgl. p. 112 im tektonischen Teil.

Riseten-Kette: Tertiäre Schichten in normalstratigraphischer Lagerung auf Amdenerschichten fehlen im Riseten-Gebiet; zweifellos gelangten aber ursprünglich sowohl Nummulitenschichten als auch Globigerinenmergel zur Ablagerung. An zwei Stellen sind – an der Basis der Kreide-Serie tektonisch eingespiess – kleine Relikte von Nummulitenschichten erhalten:

1. N von Hinter Riseten (719.40/219.42). Am SE-Ende des Sattels zwischen Ober und Mittl. Lohegg liegt eine 3–4 m lange, bis 0,5 m starke Assilinengrünsand-Linse (begleitet von mehreren Spänen von Seewerkalk) in Globigerinenmergeln eingebettet¹⁾ (vgl. BRÜCKNER 1940, p. 12).

2. NW von Hinter Riseten (719.10/219.22). Zwei durch eine steilstehende Seewerkalk-Lamelle getrennte, schlecht aufgeschlossene Linsen von Assilinengrünsand von wenigen Metern Breite und 150–200 m Länge²⁾ bestehen anscheinend zur Hauptsache aus sehr hartem, zähem, dunkelgrünem, glaukonitreichem Kalk (z.T. Glaukonitit) mit poröser, ockerbrauner Verwitterungskruste. Der Kalk enthält zahlreiche Assilinen, wenige kleine und schlanke Discocyclusen sowie, selten, kleine Nummuliten (altersmässig wahrscheinlich Lutétien).

Priabonien

e₆ Globigerinenmergel (Stadschiefer). Der Übergang von den Nummulitenschichten in die Globigerinenmergel erfolgt rasch, durch Vermengung und Abnahme des Glaukonitgehalts. Die Globigerinenmergel sind im allgemeinen schlecht aufgeschlossen; es sind graue, ziemlich feste, feinglimmerige Kalkmergel bis Mergelschiefer, hellgrau-gelblich anwitternd und stengelig bis plattig zerfallend, oft etwas pyritführend. Die Mächtigkeit beträgt im Wageten-Gebiet etwa 60 m. Die geringen Mächtigkeiten in der Mürtchen-Decke (ca. 20 m) und in der Aubrig-Kette (um 10 m) sind tektonisch bedingt: die obere Begrenzung ist jeweils eine Überschiebungsfläche. In der Riseten-Kette nur als aus dem Verband losgerissene Schubspäne.

Wageten-Kette: Die über den Nummulitenschichten folgenden Übergangsschichten lassen auf ihren Bankflächen schwarze, phosphoritische Steinkerne von Gastropoden und Abdrücke von Pecten erkennen (Pectinitenschiefer). Sie sind westlich der Chöpfenalp an einigen Stellen aufgeschlossen. Die von C. BURCKHARDT (1896) am Südfuss des Chöpfenbergs gefundene, reiche Gastropodenfauna dürfte aus diesem Niveau stammen.

Gegen oben Übergang in hellere, graue, kalkige Globigerinenmergel, die nicht sehr zahlreiche Globigerinen enthalten (Profil vgl.

¹⁾ Die Linse selbst ist auf der Karte nicht eingetragen.

²⁾ Die südliche der beiden auf der Karte (719.0/219.2) eingetragenen e₄-Linsen sollte längs in zwei Streifen zerlegt werden; das südliche der dadurch entstandenen Bänder besteht aus Globigerinenmergel.

FREY 1965, p. 140). Diese Mergelserie wächst im westlichen Teil der Kette anscheinend auf mehr als die doppelte Mächtigkeit an (über 100 m), was jedoch vermutlich tektonisch bedingt ist.

Mürtschen-Decke: Im Bereich des Atlasblattes nur an einer Stelle – in einem Bachbett N von Beglingen (724.60/218.57) – sichtbar: Über 4–5 m Übergangsschichten (vgl. p. 31) folgen dunkle, hellbraun anwitternde, foraminiferenführende Mergelschiefer.

Aubrig-Kette: Äusserst selten aufgeschlossen (z. B. westlich der Bärlai-Alp, vgl. p. 31).

Riseten-Kette: Die Globigerinenmergel kommen in ähnlicher tektonischer Position vor wie die Nummulitenschichten (vgl. p. 31): Am Weg Tschingel–Sunnenalp und östlich davon (721.20/219.25), im Liegenden der Valanginienmergel; sichtbare Mächtigkeit um 15 m. Ferner am SE-Ende des Sattels zwischen Ober und Mittl. Lohegg (719.40/219.42), mit eingelagerten Schürflingen von Seewerkalk, Assilinengrünsand und Globigerinenmergel der (?) Flyschzone; aufgeschlossene Mächtigkeit 25–30 m (auf dem Atlasblatt vereinfacht dargestellt). Ein weiteres Vorkommen von feinglimmerführenden, ausgeprägt laminierten Mergelschiefern mit Globigerinen befindet sich WNW von Hinter Riseten (719.00/219.15, auf der Karte als Nummulitenschichten eingetragen, vgl. Fussnote auf p. 32).

Priabonien – Sannoisien

e_{6T} **Taveyannaz-Sandstein.** Im Bereich der helvetischen Decken ist der «Sandstein–Dachschiefer-Komplex» lediglich in der Wageten-Kette vertreten – und zwar nur sein unterer, Taveyannaz-Sandstein führender Abschnitt. FREY (1965) trennt den basalen Teil der Schichtfolge als «Ahornschichten» von der darüberliegenden eigentlichen «Taveyannaz-Serie» ab. Mächtigkeit der Abfolge um 50 m.

Der höhere, mit e₆–o₁ bezeichnete Teil des «Sandstein–Dachschiefer-Komplexes» wird bei der stratigraphischen Beschreibung des subalpinen Flysches (vgl. p. 51 ff.) berücksichtigt.

Wageten-Kette: Am kleinen Grat, der vom Wageten-Gipfel (Pt. 1707) südostwärts gegen Pt. 1594 verläuft, nahm FREY (1965, p. 140) im Hangenden der Globigerinenmergel folgendes Profil auf (von unten nach oben):

- 0,2–0,5 m hell-braungrauer, glimmerreicher, mergeliger Siltschiefer.
- 2–3 m braungrau anrostender, inwendig hellgrün-braungrauer, splittri-

- ger, feinkörniger, kalkiger Sandstein mit einzelnen Grobsandnestern; vereinzelte Trümmer von Feldspäten und basischen Ergussgesteinen.
- 3-4 m verrosteter, randlich mürber, sonst aber zäher, im Bruche graugrüner Sandstein mit zahlreichen Sericitflittern, groben Quarzkörnern und stark zersetzten Andesitfragmenten.
- 40-45 m Taveyannaz-Serie: dickbankige, braungrau anrostende, meist deutlich gesprenkelte Taveyannaz-Sandsteine der Typen III und IV; nur unbedeutende Dachschiefer-Zwischenlagen.
- Globigerinenmergelkalke der subalpinen Flyschzone.

Von der Mittleren Locheegg ostwärts bis kurz vor Tschingel (721.30/219.75) ist die Serie praktisch überall durch Moräne verdeckt; auch weiter östlich sind Aufschlüsse immer noch selten. Im Wald südlich Tschingel stösst man auf graugrüne, z.T. gesprenkelte Sandsteine, während sich im nördlich anschliessenden Teil des Hanges einige kleine Aufschlüsse von dunkelgrauen, tafeligen Schiefen zeigen (wohl basaler Abschnitt). Auch am Oberurner Bach und in einem seiner Zuflüsse (721.95/219.40) sind die Basis-schichten des Komplexes anstehend: harte, tafelige, dunkelgraue bis schwarze, glimmerige Schiefer. Darüber folgen harte, ungeflechte, gebankte, ebenfalls glimmerreiche Sandsteine, wechsella-gend mit von starker Clivage durchsetzten Schiefen. Echte Taveyannaz-Sandsteine fehlen in diesem Sektor¹⁾. Im westlichsten Teil der Wageten-Kette, bis zum Brüggler, fehlt die Sandstein - Dachschiefer-Zone ganz, was tektonisch bedingt sein dürfte.

SUBALPINE FLYSCHZONE

Das an die Molasse grenzende Flyschgebiet setzt sich zusammen aus einer grösseren Anzahl W-E verlaufender, bandförmiger Sedimentzonen, teils alttertiären, teils oberkretazischen Alters (vgl. Fig. 1). Die Heimat der meisten dieser Sedimentkomplexe lag ursprünglich im südhelvetischen Ablagerungsraum. Einzelne stammen aus noch südlicheren Regionen; für eine der Zonen wird ander-seits mittelhelvetische Herkunft angenommen. Im Verlauf der Deckenbildung und der «mise en place» lösten sich Sedimentkom-plexe vom Rücken der Decken, glitten nach Norden ab und gelang-ten an den Alpenrand oder in dessen Nähe, wo sie in einer Schluss-phase aufeinander - und zum Teil noch auf den Südrand der Molasse - geschoben wurden.

¹⁾ Aus diesem Grunde wurde auf dem Atlasblatt für diesen Gebietsteil die allgemeinere Bezeichnung e_6-o_1 gewählt.

Am häufigsten trifft man in der subalpinen Flyschregion steiles Südfallen oder Senkrechtstellung; oft zeigen sich aber auch gefaltete sowie zerbrochene Schichten.

Die Flyschbildungen lassen sich in zwei Hauptgruppen unterteilen:

a) *Sandstein/Schiefer-Flysch*: Diese Flyschzonen weisen unterschiedliches Alter und verschiedene Herkunft auf. Der Kartenlegende entsprechend können dieser Gruppe folgende Flyschtypen zugeordnet werden:

- «Sandstein-Dachschiefer-Komplex» (nord- bis ? mittelhelvetic)
- Ruestel- bis Scheidegg-Flysch (süd- bis ultrahelvetic)
- Wägitaler und Trepsen-Flysch (? nordpenninisch)

b) «*Einsiedler Flysch*» (mittel- bis südhelvetic): Mit den jüngsten Ablagerungen dieses Komplexes (Globigerinenmergel) sind im Bereich des Atlasblattes noch gewisse Mergelbildungen vergesellschaftet, die meines Wissens in der Region von Einsiedeln-Euthal nicht vorkommen: sterile Flyschmergel, Mergel mit eingesedimentierten Blöcken süd- bis (?) ultrahelvetic Herkunft. Weitere Bemerkungen über diese nicht als eigentlichen Flysch zu bezeichnende Abfolge finden sich auf p. 53. Dem «Einsiedler Flysch» gehören an:

- Globigerinenmergel
 - Nummulitenschichten
 - Globigerinenmergel mit eingesedimentierten Blöcken (Wildflysch)
 - Flyschmergel («Mergelflysch»)
- } mit Schuppen und Spänen von Amdener-
} schichten

Wie aus Fig. 1 hervorgeht, wechseln in der subalpinen Flyschzone Komplexe der beiden erwähnten Flyschkategorien miteinander ab.

Sandstein/Schiefer-Flysch

f_w **Wägitaler Flysch (Zone 10)**

Typgegend dieser Flyschmasse ist das Inner-Wägital, also der südlich der Aubrig-Kette liegende Talabschnitt. Westlich des Stausees greift die mächtige Flyschserie nur wenig auf das Kartengebiet über; auf der gegenüberliegenden Seeseite erreicht sie am Brüsstockbügel (713.80/218.56) ihre grösste Breite auf dem Atlasblatt. Von dort nimmt sie ostwärts rasch an Breite ab und verschwindet schliesslich unter den Schuttmassen des oberen Schwänditales.

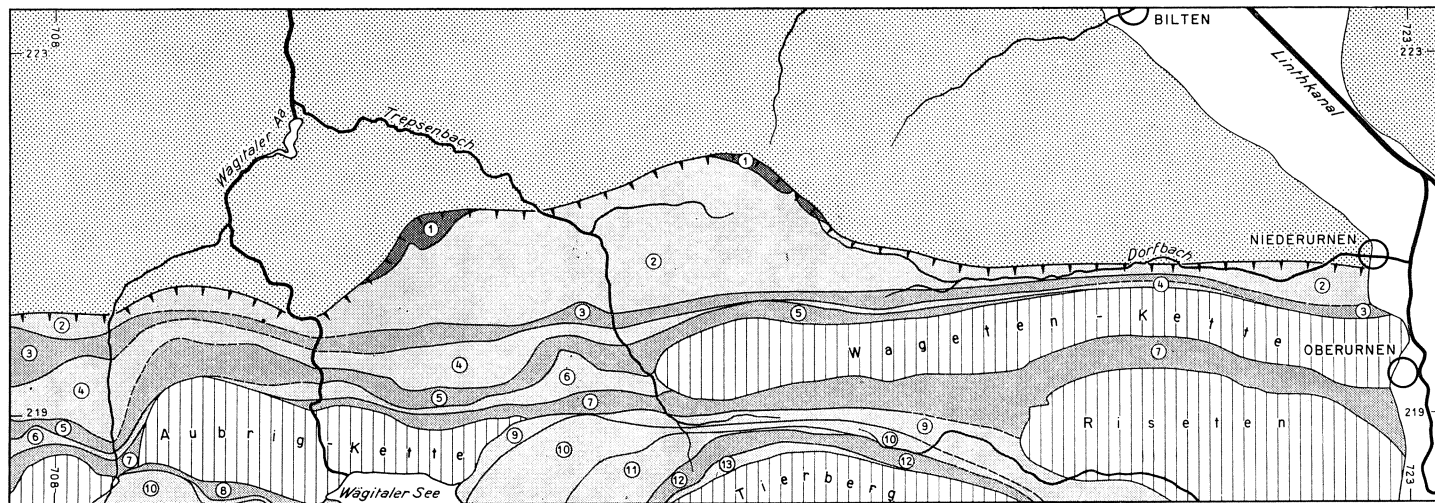








Fig. 1: Gliederung der subalpinen Flyschzone (vgl. auch p. 58 ff.).

-  Alluvialebene
-  Subalpine Molasse
-  Helvetische Decken

Flyschtypen

-  Sandstein/Schiefer-Flysch (vgl. p. 35)
-  «Einsiedler Flysch» (vgl. p. 53)
-  Beide Typen gemischt (Zone 1)

Zone 1: «Einsiedler Flysch» und Sandstein/Schiefer-Flysch

Zone 2: Trepsen-Flysch

Zonen 3, 5, 7, 8 und 12: «Einsiedler Flysch»

Zone 4: «Sandstein-Dachschiefer-Komplex»

Zone 6: Ruestel-Flysch

Zone 9: Serhalten-Flysch

Zone 10: Wägitaler Flysch

Zone 11: Gwürz-Flysch

Zone 13: Scheidegg-Flysch

Der Wägitaler Flysch ist sehr schlecht aufgeschlossen: zahlreich sind herumliegende Blöcke, grössere Ausbisse sind jedoch äusserst spärlich. Der beste und zugleich auch grösste mir bekannte Aufschluss befand sich auf der Ostseite des Sees, bei der Mündung des Vogelbaches (712.73/217.58, Blatt Klöntal), wo in einem künstlichen Anriss längs der Uferstrasse ein 40–50 m mächtiges Schichtpaket blossgelegt war¹⁾.

Ein typisches Charakteristikum ist die kleinzyklische Gliederung der Serie, die aus geringmächtigen Lagen von polygenen Breccien, Sandsteinen, Kalken, Tonen, Mergeln und Übergangsgesteinen verschiedenster Art zusammengesetzt ist.

Die Breccien können bis metermächtige, selbständige Bänke bilden; häufiger jedoch treten sie als basaler Teil einer Sandstein- oder Sandkalkbank auf. Hauptsächlichste Komponenten: Dolomite (ockergelb verwitternd), braune und graue, meist dichte Kalke, Quarzkörner. Nebengemengteile: helle, dunkelgraue oder grünliche Silexe und gelegentlich feinkörniger glaukonitischer Quarzit. Glimmer, besonders heller, ist in geringen Mengen stets vorhanden. In gröberen Breccien fällt der Reichtum an kristallinen Gesteinen auf: Granite (keine grünen), Gneise, glimmerschiefrige Einschlüsse, Grüngesteine (sehr selten) usw.; nicht selten sind Inoceramen-Fragmente. Bei den grössten Breccien, die im Kartengebiet beobachtet wurden, erreicht die Mehrzahl der Komponenten etwa Erbsgrösse; vereinzelt, eingestreute Komponenten sind ausnahmsweise bis kopfgross (oft Kristallingesteine). Vorkommen: z. B. in der Gipfelzone des Brüsstockbügels.

Die Sandsteine bilden Bänke, die in der Regel eine Mächtigkeit von wenigen Dezimetern bis über 1 m aufweisen. Sie sind nicht selten zerrissen und ausgewalzt. Im allgemeinen zeichnen sie sich durch eine braungraue, graue bis dunkelgraue Farbe aus; zuweilen sind sie kreuzgeschichtet. Bei den gröberen Sandsteinen ist der brecciöse Charakter noch gut erkennbar. Der Quarzgehalt wechselt stark, man trifft alle Varietäten von fast reinem Quarzsandstein bis zu relativ quarzarmem Kalksandstein oder organogen-detritischem Sandkalk. Neben hellem Glimmer, der fast immer vorherrscht, kommt auch dunkelbrauner vor. Kleine dunkelgrüne Glaukonitkörnchen sind meist – aber nur in geringer Zahl – vorhanden. Innerhalb einer Bank zeigen die Sandsteine häufig die Tendenz, gegen oben hin feinlaminitischer zu werden; gleichzeitig nimmt der

¹⁾ In einem an dieser Stelle geschlagenen Handstück stellte LEUPOLD (1942, p. 270) zum erstenmal im Wägitaler Flysch des Innertales ein charakteristisches Oberkreide-Fossil (*Siderolites*) fest.

Tongehalt zu. Auf Spaltflächen finden sich Glimmerblättchen und Tonflatschen, weniger häufig auch Pflanzenhäcksels. Auf Schichtflächen wurden bis fingerbreite Kriechspuren sowie Helminthoiden beobachtet.

Unter den Kalken ist der «Alberese» (wie im Trepsen-Flysch) die häufigste und auch auffälligste Varietät. Es ist ein dichtes, graues, sehr hell anwitterndes, etwas toniges, muscheligsplittrig brechendes Gestein. Charakteristisch sind zahlreiche, kreuz und quer durch das Gestein verlaufende Mikrofugen, längs welchen in angewitterten Partien eine bräunliche Verfärbung erkennbar ist. Der Alberese-Kalk tritt in bis metermächtigen Bänken auf. Folgt der Kalk auf sandige Sedimente, so ist der untere Teil der Bank gewöhnlich noch sandig-siltig. Aus den Kalken entwickeln sich nach oben hin, durch Zunahme des Tongehaltes, Kalkmergel und Mergel, die meist geschiefert sind. Sie wittern ebenfalls weisslich an und führen zahlreiche Fucoiden.

Die Tone bzw. Tonschiefer sind meist dunkelgrau oder -braungrau; selten treten noch dünne Lagen von heller gefärbten Schiefern auf. Gehen sie aus Sandsteinen hervor, so sind sie vorerst noch sandig, tafelig und ziemlich hart. Sie sind kaum je völlig kalkfrei.

Die im Bereich des Kartenblattes ermittelte Fauna (v.a. Foraminiferen) stammt vorwiegend aus feineren Breccien und Sandkalken. Auf angewitterten Gesteinsoberflächen zeigen sich nicht selten Inoceramen-Schalensplitter, Bryozoenreste, kleine Foraminiferen usw. In Dünnschliffen aus dem Innertal wurden festgestellt (Bestimmungen H. Schaub): *Siderolites* sp., Orbitoiden (Fragmente), Globotruncanen (*G. stuarti*, *G. cf. leupoldi*, Formen der *lapparenti*-Gruppe), Orbitolinen (aufgearbeitet), *Cibicides*, *Glandulina*, *Gümbelina*, *Nodosaria*, *Pleurostomella*, *Pseudotextularia*, *Textularia*, Milioliden usw.; Echinodermenreste, Ostracoden.

Die charakteristischen Formen dieser Fauna sprechen für ein Campanien-Maestrichtien-Alter der Serie. Für das Vorkommen eines turonen Abschnittes im Wägitaler Flysch, wie ihn FREI (1963) und WINTER (1956) für die Gegend südlich von Einsiedeln postulierten (was von KUHN 1972 jedoch bestritten wird), fehlen in unserem Gebiet jegliche Kriterien. Auch für das Vorhandensein eines mitteleocaenen Anteils (von KUHN 1972 südlich des Sihlsees nachgewiesen) liessen sich im Bereich des Atlasblattes keine Anhaltspunkte finden.

Als Herkunftsort des Wägitaler Flyschs wird der nordpenninische Flyschtrogl angenommen (LEUPOLD).

IT Trepsen-Flysch (Zone 2)

Der Name wurde meines Wissens bereits von LEUPOLD zur Bezeichnung der Flyschserie verwendet, welche im mittleren Trepsental einen Streifen von 1200–1500 m Breite einnimmt und damit das weitaus mächtigste Element der Randflysch-Zone darstellt. Ost- und westwärts verschmälert sich die Zone allerdings auf ein schmales Band.

Lithologische Vergleiche führten LEUPOLD (1942, p. 271) zur Auffassung, dass «Partien der Sandsteinzone des Feldrederligrates [= Rossweidhöchi der LK, 716.0/221.0] höchst wahrscheinlich dem Wägitaler Flysch angehören» dürften – welcher Auffassung ich mich, auf Grund eigener Beobachtungen und von Fossilfunden, ganz anschliessen kann. Nach demselben Autor wäre die (ursprünglich eine Einheit bildende) Flyschmasse des Wägitaler und Trepsen-Flysches bei der Durchspiessung durch die Aubrig-Kette von unten her durchschert und in zwei Abschnitte zerlegt worden, wobei der nördliche dieser Abschnitte (Trepsen-Flysch) in die Stellung des Randflysches geraten wäre. Als Heimat dieser Flyschmasse wird der nordpenninische Raum angenommen.

Der Trepsen-Flysch erweist sich als eine gut geschichtete, kleinzyklisch gegliederte Schichtfolge, bestehend aus einer grösseren Anzahl, durch Übergänge miteinander verbundener Sedimentarten, welche – wie beim Wägitaler Flysch – polygene Breccien, Sand- und Siltsteine, Kalke, Kalkmergel mit Fucoiden, Mergel- und Tonschiefer umfassen. In der Regel sind die Schichten in den Aufschlüssen tektonisch stark mitgenommen; nicht selten beobachtet man in ausgewalzten Schiefern Bruchstücke von Sandsteinbänken usw.

Die polygenen Breccien, deren Komponenten in der Regel Erbsgrösse erreichen, enthalten in wechselnder Menge: graue und braune Kalke, gelblichen Dolomit (selten), kristalline Gesteine (Granit, Grüngesteine), schwarze Hornsteine, grauen Silex usw. In Handstücken sind zuweilen Inoceramen-Schalensplitter und andere kleine Organismenfragmente zu erkennen. Nach oben gehen die Breccien gewöhnlich in Sandstein über.

Bei den grauen oder braungrauen Sandsteinen, die in der Regel in dünnen Bänken auftreten, lassen sich verschiedene grob- bis feinkörnige Abarten unterscheiden: harte quarzreiche oder relativ kalkreiche (Kalksandsteine, Sandkalke) Gesteine. Heller und dunkler Glimmer ist in wechselnder Menge immer vorhanden; ersterer herrscht vor. Auch Glaukonit tritt häufig auf, aber nur in geringer Menge. Nicht selten kommen gestreifte Sandsteinvarietä-

ten vor, die sich leicht zu dünnen Platten und Tafeln spalten lassen. Auf Spaltflächen können Anhäufungen von Glimmerblättchen, Pflanzenhäckseln und Tonflatschen vorkommen. Auf solchen Flächen treten gelegentlich nesterweise angehäuften Globigeriniden und Globotruncanen auf.

Unter den Kalken ist – wie auch beim Wägitaler Flysch – der helle, tonige «Alberese» die auffälligste Art; bisweilen ist er etwas siltig-sandig und geht nach oben häufig in ebenfalls helle Kalkmergel mit Fucoiden über.

Die Mergel- und Tonschiefer, die lagenweise zwischen den oben genannten Sedimenttypen auftreten, zeigen im allgemeinen einen dunkleren Farbton und sind meist mechanisch stark beansprucht worden.

Neben den erwähnten Sedimenttypen kommen noch einige weitere vor, die ich im Wägitaler Flysch des Innertales bisher nicht feststellen konnte, dort jedoch – in Berücksichtigung der schlechten Aufschlussverhältnisse – nicht notwendigerweise ganz zu fehlen brauchen. Dazu gehören:

- Grobblockige «Kristallin-Konglomerate». Vorkommen: in beiden Quelllästen des Schwantenbaches, von ihrer Vereinigung bei Kote 1180 m (715.04/221.56) an aufwärts; im südlichen Teil der Rossweidhöchi, 716.03/220.52 bzw. 220.59 (verfallene Lagen oder Linsen, freiliegende Blöcke); am Nordende der Rossweidhöchi (einzelne freiliegende Kristallinblöcke, auf der Karte nicht angegeben).

Die Konglomerate des Schwantenbaches treten in Bänken (oder Linsen) von einigen Dezimetern bis wenigen Metern Mächtigkeit auf. In einer kleingerölligen «Grundmasse» (bis faustgrosse Gerölle) liegen, unregelmässig eingestreut, grössere Blöcke mit Kantenlängen von mehreren Dezimetern bis über 1 m; sie sind kantengerundet bis gut gerundet. Das Gestein ist schlecht zementiert, die Gerölle bröckeln daher an der Oberfläche ab. Bei den Komponenten dominieren in erster Linie kristalline Gesteine: Grobe und mittelkörnige Granite (gewisse Arten erinnern etwas an Habkern-Granit, doch fehlt ihnen der typische gelbe Quarz; grünliche Granite wurden nicht beobachtet), porphyrische Granite (mit grossen, weissen Orthoklasen), Granitgneis (mit viel Biotit und fleischrotem Feldspat), Gneise (darunter gebänderte Muskowit-Augengneise und dunkle Zweiglimmergneise), Pegmatite und Glimmerschiefer. Grüngesteine fehlen praktisch. Untergeordnet beobachtet man: Silex, harte Quarzite, Kalke in wechselnder Menge (stark zurücktretend bis fast fehlend).

Im Bett des Schwantenbaches trifft man eine Unzahl kleinerer und grösserer kristalliner Blöcke; auch im unteren Teil des Trepsenbaches sind solche Blöcke nicht selten. Sie entstammen meines Erachtens alle von den oben erwähnten Konglomerat-Lokalitäten. Der grösste mir bekannte Block (mittel- bis feinkörniger, heller Biotitgranit mit weissem

Orthoklas), mit einem Volumen von 15–20 m³, liegt im Trepsenbach (712.1/222.1). Er wurde wahrscheinlich vom dortigen Lokalgletscher verschleppt und stürzte nachträglich in den Bach. Die auf der geologischen Karte des Kantons Glarus (OBERHOLZER 1942) am Feldrederligrat eingezeichneten «erratischen» kristallinen Blöcke (716.1/220.8 und 715.60/221.75) entstammen zweifellos diesen grobblockigen Konglomeraten (vgl. p. 96, Fussnote).

- Molasse-ähnliche Sandsteine. In den beiden Bachgräben, die zwischen Haltli und Bächweid (NE von Vorderthal) zur Wägitaler Aa hinunterführen, kommen Sandsteine vor, deren Aussehen an gewisse Molassesandsteine erinnert. Es sind relativ weiche, stark muskowitzische, glaukonitarmer, etwas tonige Sandsteine, die hellgrau anwittern und auch auf frischem Bruch heller sind als gewöhnliche Flyschsandsteine. Da diese «molasse-ähnlichen» Sandsteine im Verband mit dichten Kalken (Alberese), hellen Kalkmergeln mit Fucoiden und harten typischen, z.T. Globotruncanen führenden Sandsteinen auftreten, ist ihre Zugehörigkeit zum Trepsen-Flysch als gesichert zu betrachten.
- Glaukonitische Quarzsandsteine (Arkosesandsteine ?). Bestehend aus Quarz als stark vorherrschende Komponente, Glaukonit in kleinen, dunkelgrünen Körnchen und weissen, matten Körnchen (kaolinitisierter Feldspat ?) in weisslicher, mehligter «Grundmasse». Diese an Ölquarzite erinnernden Gesteine sind jedoch fast immer «unverkieselt» und dementsprechend nicht so hart und zeigen in der Regel keinen Ölglanz. Sie wurden an folgenden Stellen, die sich alle nahe der Molassegrenze befinden, gefunden: im Trepsenbach bei Koord. 713.75/221.00 (zwei Bänke); im Schwantenbach, ca. 30 m oberhalb seiner Mündung in den Trepsenbach (50 cm mächtige Linse von sehr hartem, öglänzendem Sandstein); in den versackten Flyschanrissen nördlich des Schwantenbaches (714.6/221.6); im Niederurner Dorfbach (Muesalpbach) bei ca. 1255 m (mächtige, in Stücke aufgelöste (?) verrutschte Scholle) und bei Kote 730–735 m (dicke Bänke).

Polygene Sandsteine und Feinbreccien des Trepsen-Flyschs lieferten folgende Fauna: *Siderolites calcitrapoides* (Rötstock), *Lepidorbitoloides* (Rötstock, Rossweidhöchi), Globotruncanen der *lapparenti*- und *stuarti*-Gruppen (NE Vorderthal, Rossweidhöchi), Nodosarien, Textularien, *Reussella*, *Robulus*, Orbitolinen (aufgearbeitete Fragmente), Bryozoen- und Inoceramen-Bruchstücke; Kalkkomponenten mit Calpionellen, Milioliden, «Orbulinarien», Echinodermen.

Die wenigen bis heute gefundenen leitenden Foraminiferen weisen auf ein Maestrichtien-Alter hin. Auch das Campanien dürfte – wenn auch nicht sicher erwiesen – vorhanden sein. Der Trepsen-Flysch wäre somit gleichen Alters wie die Hauptmasse des Wägitaler Flyschs. Da die beiden Serien zudem auch in lithologischer Hinsicht weitgehend miteinander übereinstimmen, drängt

sich die Annahme auf, dass sie, wie bereits angedeutet, zusammengehören und in demselben Becken abgelagert wurden.

f_R Ruestel-Flysch (Zone 6)

Dieser Sandstein/Schiefer-Flysch wurde nach dem Gehöft Hinter-Ruestel (711.92/219.00) benannt, in dessen Umgebung eine Anzahl Aufschlüsse vorkommen. Er zeigt sich in einer sehr lückenreichen Reihe von Lokalitäten, vom oberen Trepsental bis über den westlichen Kartenrand hinaus; die Serie ist daher nur unvollständig erfassbar.

In der Typgegend besteht der Ruestel-Flysch zur Hauptsache aus eher dunkeln, stark gequälten Mergeln, Tonen, Silten und Sandsteinen, die steil süd- oder nordwärts einfallen. Meist sind die Sandsteine hart, quarzreich und feinkörnig; daneben kommen noch kalkreichere, etwas weichere Sandkalke vor. Seltener trifft man feinschraffierte, polygene Sandsteine, gelegentlich auch Breccien. Letztere – mit bis erbsgrossen Komponenten – weisen eine ähnliche Zusammensetzung auf wie die entsprechenden Gesteine des Trepsen- und des Wägitaler Flyschs. Als hauptsächliche Komponenten sind Quarz, Kalke, gneisartiges Kristallin, siltiger, glimmeriger Schiefer, Glimmer, \pm Glaukonit und grünlicher, weicher «Mergel» zu nennen. In derartigen Gesteinen wurden kleine Discocyclinen und sehr kleine Nummuliten festgestellt. An weiteren Sandsteinen kommen vor: dunkel-blaugraue, kalkige Typen mit deutlicher Streifung. Auf mergeligen Flächen zeigen sich zuweilen sehr feine Chondriten, Helminthoiden oder Ansammlungen von Globigerinen, Globorotalien und anderer kleiner Foraminiferen.

Von einiger Bedeutung sind auch Siltschiefer und äusserst harte Siltsteine («Wetzsteine»). Die vorherrschend grauen, z.T. siltig-sandigen Mergel- und Tonschiefer sind häufig \pm ausgewalzt, enthalten bisweilen Sandstein-Phakoide und Brocken von Ölquarzit. Gelegentlich sind den Schiefern eingerutschte Fetzen von «leimern-ähnlichem» Kalk eingelagert – eine Erscheinung, die der Ruestel- mit dem Serhalten-Flysch gemeinsam hat:

- In einem kleinen Zufluss des Ruestelbaches (712.20/219.04) wurde eine mindestens 2–2,5 m mächtige Einschaltung eines dichten, fleckigen, siltig-sandigen Kalkes angetroffen, der kleine einkielige Globotruncanen (*G. cf. stuarti* und *G. cf. leupoldi*) enthält und somit oberkretazischen Alters ist.
- Im Bächlein östlich Gwürzeegg (714.32/219.29) ist im unteren Teil Ruestel-Flysch mit ausgesprochenem Wildflysch-Charakter anstehend, dies besonders von Kote 1150 m an aufwärts: Phakoide, mehrheitlich

aus feinkörnigen Sandsteinen bestehend, schwimmen in verfalteten und ausgewalzten Schiefen. An einer Stelle zeigt sich in diesen Schiefen eine höchstens 10 cm dicke, langgezogene Linse von hellem, dichtem, «seewer-artigem» Kalk mit spärlichen Globotruncanen (u.a. der *lapparenti*-Gruppe). In nächster Nähe wurde eine geringmächtige Lamelle eines gefleckten, braunen, ebenfalls dichten Kalkes beobachtet, der grosse Radiolarien enthält – ein weiterer exotischer Block.

- Weiter bachaufwärts (714.24/219.24) liegen in dunkeln Mergelschiefen, nahe übereinander, wieder zwei kleine Linsen von hellbraunem, «seewer-artigem» Globotruncanenkalk (Leimernkalk) – wahrscheinlich auseinandergerissene Stücke einer grösseren Lamelle (auf der Karte zu mächtig angegeben). Von hier bis zur Südgrenze dieser Flyschzone folgen tektonisch stark beanspruchte Schiefer, die zuweilen kleine ölkvarzitische «Gerölle» sowie linsenförmige Pakete von sehr hellem Mergel mit «Orbulinarien» (? Leimernmergel), die in Kalke übergehen, enthalten.

Grössere Aufschlüsse befinden sich an der Wägitaler Aa bei der alten Säge (710.93/219.34): nördlich des Steges konnten am rechten Ufer und im Bachbett selbst eine Anzahl senkrecht stehender Bänke beobachtet werden, und zwar dichte, siltige Kalke, harte Siltsteine, feinkörnige Quarzsandsteine und Schiefer, z.T. mit Chondriten (eine im Schliff festgestellte Globotruncane dürfte wohl aufgearbeitet sein). Etwa 150 m südlich des Steges zeigen sich weitere Anrisse, die fast ausschliesslich aus atypischen Schiefen und feinkörnigen Quarzsandsteinen bestehen. Wie an andern Lokalitäten finden sich auch hier vereinzelte dünnplattige Sandsteine, die in dünnen Lagen angereicherte Globigerinen und Globorotalien enthalten. Die letzten Meter der Serie bestehen aus schwarzen Schiefen, in denen – entlang dem tektonischen Kontakt mit den südlich anschliessenden Foraminiferenmergeln – kleine Schürflinge von Assilinengrünsand und von Nummuliten und Discocyclinen führenden Kalken schwimmen.

Westwärts finden sich die nächsten Aufschlüsse am Chraterlibach, zwischen Gross und Chli Aubrig. Im Bach stehen vorwiegend dunkelgraue, untergeordnet auch grünliche und bläuliche Schiefer an, die mitunter grössere Brocken von Sandsteinen einschliessen. Gelegentlich beobachtet man auf Schichtflächen von dünnplattigen Sandsteinen Anhäufungen von «Orbulinarien» und kleinen Globigerinen usw.

Die bis jetzt in diesem alttertiären Flysch gefundenen Faunen erlauben noch keine genaue Altersangabe. Am ehesten scheint Untereocaen und/oder Paleocaen in Frage zu kommen. Westlich von Unter Alten (707.78/218.64) wurden, neben aufgearbeiteten Globotruncanen, grobporige Globigerinen, *Globorotalia simulatilis* und *Globorotalia velascoensis* (Best. M. Reichel) festgestellt: Untereocaen oder Paleocaen; an der Wägitaler Aa Globorotalien der Gruppen *crassata* und *wilcoxensis* (Best. H. Schaub); unterstes Eocaen.

Sandsteine am Ruestelbach ergaben bei 711.94/219.08, nahe am Kontakt mit den Globigerinenmergeln, Fragmente von Nummuliten und Discocyclinen, die Untereocaen wahrscheinlich machen (H. Schaub); bei 712.08/219.07 kleine Discocyclinen (?Paleocaen); bei 713.38/219.12 kleine Assilinen, Discocyclinen und Nummuliten der *planulatus*-, *burdigalensis*- und (?)*partsch*i-Gruppen: Untereocaen (oberes Yprésien?), sofern die Nummuliten nicht aufgearbeitet sind (H. Schaub).

fs Serhalten-Flysch (Zone 9)

Der Schräbachtal-Zone (vgl. p. 74) aufgeschoben und vom Wägitaler Flysch überlagert, finden wir südlich der Aubrig-Kette zunächst einen relativ schmalen, scheinbar diskontinuierlichen Streifen von Sandstein/Schiefer-Flysch, den ich – nach einem Flurnamen bei der Ortschaft Innerthal – «Serhalten-Flysch» nenne. Im Innerthal ist diese Flyschserie auf beiden Seiten des Sees aufgeschlossen: Auf der Ostseite im Bach, der beim «Gasthaus Stausee» in den See mündet («Serhaltenbach»), ferner auf dem Grat NE dieser Stelle (712.9/218.7) und in einigen vom Heubödeli herabfließenden Bächlein. Auf der Westseite des Sees zeigt er sich innerhalb des Kartengebietes nur an wenigen Stellen im oberen Schräbach, kleine Aufschlüsse bildend.

Vom Wägital streicht der Serhalten-Flysch ostwärts durch den hinteren Gwürzwald (714.30/219.07) zum oberen Trepsenbach. Im obersten Abschnitt des Schwänditals ist er durch ausgedehnte Schuttmassen verdeckt; erst südlich von Twing (719.50/218.25) tritt er wieder in einigen kleinen Aufschlüssen zutage.

Die W–E streichende, steil südfallende oder senkrecht stehende Flyschserie, die sich lithologisch stark vom Wägitaler Flysch unterscheidet, setzt sich vorwiegend aus dunkelbraunen oder -grauen bis schwarzen Mergel- und Tonschiefern zusammen. Viel weniger häufig treten auch hellere, ± sandig-siltige Mergel- und Tonschiefertypen auf, die z.T. an südhelvetische Globigerinenmergel erinnern und bisweilen – lagenweise angereichert – Globigerinen und Globorotalien enthalten, die auf eocaenes Alter hinweisen. Die dunklen Schiefer haben ein «wildes» Aussehen, sie sind stark gequält und nicht selten auch verfaltet. Als Einschlüsse finden sich Blöcke und Linsen von quarzreichem, hartem, feinkörnigem Sandstein, von Siltstein oder auch von Ölquarzit. In einzelnen Sandsteinproben wurden, neben Globigerinen und Globorotalien, aufgearbeitete Globotruncanen festgestellt. Polygene Breccien, dichte Kalke (Albe-

rese) und Fucoidenkalke, wie sie im Wägitaler Flysch angetroffen werden, scheinen hier zu fehlen.

In den Schiefern eingebettet, treten an einigen Stellen exotische Blöcke auf, die man bisher mit Gesteinen der Klippen-Decke in Beziehung brachte. TRÜMPY (in HANTKE & TRÜMPY 1964, p. 616) hat aber den Gedanken geäußert, dass es allenfalls auch denkbar wäre, dass sich die Heimat dieser Blöcke nördlich des Wägitaler Flyschtroges befinden könnte. Ausserdem kommen noch eingerutschte und einsedimentierte Blöcke und Schollen von oberkretazischen Leimernschichten vor.

Blöcke von «Klippen-Habitus». Einschlüsse dieser Art wurden im Serhalten-Flysch an folgenden Stellen beobachtet (Grösse der Blöcke = variabel, bis 3×4 m):

Auf der NE-Seite des Wägitaler Sees, in einem Arm des Serhaltenbaches (712.8/218.5): Die Blöcke stecken teils noch in den Schiefern, teils liegen sie frei im Bachbett, doch kann kein Zweifel bestehen, dass es sich bei diesen um mehr oder weniger an Ort und Stelle aus den Schiefern herausgewitterte Einschlüsse handelt. Das Vorkommen wurde von BRÜCKNER entdeckt und ist auf der geologischen Karte des Kantons Glarus (1942) bereits angegeben. Ausser Triasdolomiten treten allerdings noch eine Anzahl weiterer Gesteinsarten auf, deren Identität mir z.T. unbekannt ist. Bachaufwärts, noch in den Schiefern steckend, findet man: hell-graubrauner Triasdolomit; grauer, dichter (?) Malmkalk; rötlicher Spatkalk, übergehend in grobe Echinodermenbreccie (Lias); grünlichgrauer, dolomitischer Quarzit (Trias); rötlich-brauner Kalk (Identität ?); mergeliger Kalk mit Globotruncanen (Leimernkalk) und dunkelgrauer, vorwiegend dichter, gefleckter Kalk (Identität ?); Scholle, bestehend aus Triasdolomit, mylonitisiertem (?) Malmkalk und hellem dichtem Kalk (? Malm).

Von den frei im Bachbett herumliegenden Blöcken seien erwähnt: hellbrauner, dichter Kalk mit Echinodermenresten, übergehend in grobe Echinodermenbreccie (Lias); grauer, dichter Kalk mit konglomeratischen Einschlüssen von Echinodermenbreccie; Kalkbreccie mit Komponenten aus braunem oder grauem, dichtem Kalk, von grauem Quarzit, Silex und von hellem Dolomit (Grösse der Gerölle: bis faustgross, meist jedoch bedeutend kleiner), vereinzelt mit kleinen Ammoniten.

Vom Gebiet westlich des Wägitaler Sees sind folgende Vorkommen zu erwähnen: Die seit langem bekannte Trias-Gipsscholle am oberen Schräbach (709.73/218.03); sie befindet sich an der Mündung eines kleinen Zuflusses und bildet einen N-S gerichteten, etwa 50 m langen und stellenweise über 6 m hohen Aufschluss. Über die Breite der Scholle lässt sich wegen der Schuttbedeckung nichts aussagen. Unter Berücksichtigung ihrer Lagerungsverhältnisse dürfte eine Mächtigkeit von gegen 35 m angenommen werden. Zur Hauptsache besteht das Gestein aus dünnsten Lagen von schneeweissem, sekundärem Gips, alternierend mit papierdünnen, grauen bis schwarzen Tonbändchen. Als Zwischenlagen oder in kleinen Linsen tritt ausnahms-

weise auch hellgrünlicher Ton auf. Lokal, gegen die Mitte des Aufschlusses und in der südlichen Hälfte, sind bandförmige Relikte von primärem, schmutzig-bräunlichgrauem Gips zu erkennen. Mancherorts zeigen sich im stark gepressten, feingebänderten Gips Einschlüsse fremder Gesteine (max. 30×40 cm gross): grauer oder hellgrünlicher Dolomit (exotischer Block), Ölquarzit (aus dem Flysch), harter feinkörniger Quarzsandstein (Flysch), dichter Kalk (exotisch ?). Ob diese Fremdeinschlüsse während des Abgleitens der Scholle (durch Einwicklung) oder erst nachher (tektonisch) ins Innere derselben gelangt sind, konnte nicht entschieden werden. Auf der Unterseite der Scholle, am Kontakt Gips-Flysch, ist das Gestein gestaucht, und in der Gipsmasse stecken Keile von Flyschschichten.

Der Vollständigkeit halber sei noch auf ein kleines Gipsvorkommen hingewiesen, das zwar ausserhalb des Kartenblattes, aber nahe dessen Südgrenze liegt (710.27/217.88). Ausser Gips wurden auf der Westseite des Wägitaler Sees keine weiteren Exotica beobachtet.

Vom Gebiet des oberen Trepsentales sind mir nur zwei Blöcke von «Klippengesteinen» bekannt: Bei Koord. 715.30/218.88, auf der linken Bachseite, in dunkeln Schiefen mit dünnen, harten Sandsteinbändern: ein grünlichgrauer Dolomitblock, der infolge starker mechanischer Beanspruchung vollständig zertrümmert ist (vermutlich Trias). Etwa 300–350 m weiter bachaufwärts (715.60/218.95) am rechten Hang: ein Quarzitblock, bestehend aus farblosen Quarz- und graugrünen Dolomitmörnern. Er steckt in schwarzen, laminierten Schiefen mit zahlreichen Einlagerungen von hartem, z.T. welliggestreiftem Quarzsandstein.

Leimernschichten. Einlagerungen von Leimernschichten u.ä. in Serhalten-Flysch finden sich im Gebiet NE des Wägitaler Sees (Serhalten), im oberen Trepsental sowie im oberen Schwändital:

NE des Wägitaler Sees wurde im Serhaltenbach – ausser der bereits erwähnten, in den Flyschschiefern steckenden Leimernkalk-Scholle – noch ein freiliegender Block gefunden. Ein weiteres Vorkommen befindet sich in einem vom Heubödeli herunterkommenden Rinnsal bei 713.04/218.83: Ein etwas über 1 m langer Aufschluss in der steil südfallenden Serhalten-Serie zeigt hell-braungrauen, «seewer-ähnlichen» Kalk, der kleine Globigeriniden und Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe enthält. Neben diesem reinen Kalk kommt auch eine etwas mergelige Abart vor. Nordöstlich oberhalb Serhalten treten innerhalb der Flyschserie noch an 2–3 weiteren Stellen ebenfalls kleine Einlagerungen von dichtem «seewer-artigem» Kalk auf; die einen führen Globotruncanen (ebenfalls der *lapparenti*-Gruppe), die andern sind offensichtlich steril.

Im Bereich des oberen Trepsentales sind ebenfalls mehrere Vorkommen von Leimernkalk bekannt: Das bedeutendste befindet sich im Gwürzwald (714.25/218.95), wo eine grössere Scholle dieses Gesteins zwischen zwei Quelllästen eines Baches eine Rippe bildet. Die Einschaltung besteht aus zwei durch eine Zwischenlage schwarzer und grauer Flyschschiefer voneinander getrennter Schollen. Von N nach S (unten-oben ?) lassen sich folgende Abschnitte unterscheiden:

- a) *Sandstein/Schiefer-Flysch*: Dunkle Flyschschiefer mit kleinen Sandsteinbrocken. In der Nähe des Kontaktes gegen *b*: schwarze, stark laminierte, blättrige Schiefer. Die Grenze ist scharf und unregelmässig verlaufend.
- b) *Leimernkalk und -mergel* (9–11 m):
- Ca. 3 m mächtig; stark zerrissene Kalkplatten mit dünnen, stellenweise ausgewalzten Mergelzwischenlagen. Der helle, dichte Kalk ist «seewer-ähnlich», es fehlen aber die schwarzen Suturen. Gegen das (topographisch) untere Ende der Aufschlüsse wird die Kalklamelle durch die oben erwähnten Flyschschiefer teilweise schief abgeschnitten. Der Kalk führt zweikielige Globotruncanen, u.a. *G. lapparenti lapparenti*, kleine Globigeriniden und Inoceramenprismen. Turonien–Sénonien.
 - 6–8 m mächtig; ausschliesslich harte, schiefrige Kalkmergel, etwas dunkler angewittert als der Kalk, inwendig graubraun oder grünlichgrau. Die Grenze gegen den folgenden Abschnitt ist scharf und uneben, scheint aber nicht tektonisch zu sein.
- c) *Sandstein/Schiefer-Flysch* (6 m): Harte, schwarze, sandige Schiefer und hellgrau angewitterte, siltige Tone mit \pm stark ausgewalzten Sandsteinzwischenlagen. Ein 20 cm breites Band brauner Mergel führt eocaene Globigerinen und Rotalien. Die Grenze gegen *d* ist ebenfalls scharf und sehr unregelmässig.
- d) *Leimernkalk und Mergelschiefer* (4–5 m): An die Flyschschiefer *c* schliesst zunächst ein Kalkkeil an, der im topographisch oberen Teil des Aufschlusses 70 cm mächtig, im unteren Teil aber vollständig abgeschnitten ist. Neben feinen Fucoiden enthält der Kalk in wechselnder Menge Globotruncanen, darunter (nach H. Schaub) *G. cf. alpina*, eine cenomane Form. Der Kalk der Schuppe *d* würde somit einem bedeutend tieferen Niveau der Leimernschichten angehören als derjenige der Lamelle *b*!

Etwas weiter östlich, in einem Bachgraben (714.58/218.86), wurde nahe am Kontakt gegen den Wägitaler Flysch ein weiteres, allerdings sehr kleines Vorkommen von Leimernschichten, inmitten ziemlich wilder Flyschschiefer, beobachtet: Hell anwitternde Mergelschiefer mit Linsen von geflecktem, ebenfalls hellem, dichtem Kalk und braungrauem Kalkmergel. Diese Gesteine enthalten winzige Glaukonitkörnchen sowie kleine Foraminiferen, darunter (nach M. Reichel) *Globotruncana stuarti* und *Globotruncana leupoldi*: Campanien–Maestrichtien. Etwa 230 m SE von hier erscheint ein weiteres, ebenfalls sehr kleines Vorkommen von «leimern-artigem» Kalk (714.75/218.73)¹⁾: Eine 30–40 cm dicke, stark zerbrochene Linse von dichtem

¹⁾ Auf der Karte ist das erwähnte Schichtpaket zwischen dem Wägitaler und dem Gwürz-Flysch eingetragen. Nachträglich bin ich aber der Auffassung, dass es mit dem nördlich auf den Wägitaler Flysch folgenden Serhalten-Flysch verbunden werden sollte (lokale Ausbuchtung, evtl. in Verbindung mit einer Querstörung?).

Globotruncanenkalk, die von hellgrünlichen Mergelschiefern begleitet wird. Bachabwärts folgen 7–8 m Flyschschiefer mit Blöcken, hierauf ein Paket «mergelflysch-artiger» Schiefer.

Eine grössere Linse von Leimernschichten ist westlich der Scheidegg aufgeschlossen (715.90/218.94); eine weitere (715.68/218.92) bildet möglicherweise ihre westliche Fortsetzung. In hellen Mergeln, die an diesen Lokaltäten vorherrschen, schwimmen Linsen von Globotruncanenkalk (Alter: vermutlich Campanien–Maestrichtien). Die sie umschliessenden Flyschschichten bestehen aus senkrecht stehenden, vorherrschend dunkeln, z.T. schwarzglänzenden, wildflyschartigen Schiefern. Stellenweise treten in diesen Schiefern in grosser Menge Einschlüsse von Flyschsandstein oder von grünem Ölquarzit auf (auch polygene Feinbreccie sowie grauer Alberese-Kalk: (?) Schürflinge aus dem benachbarten Wägitaler Flysch).

Gebiet des oberen Schwänditales: Von der Scheidegg ostwärts wird der Serhalten-Flysch von quartären Schuttablagerungen überdeckt. Er tritt erst wieder südlich von Twing, auf der rechten Seite des Brändbaches in einer Anzahl kleiner Aufschlüsse zutage. An zwei Stellen konnten in den Flyschschiefern Einschlüsse von Globotruncanenkalken festgestellt werden: Bei 719.68/218.22 handelt es sich um einen leicht fleckigen, grauen, dichten, mergeligen Kalk und bei 719.80/218.22 um einen dichten, hellbraunen Kalk mit Glauconitkörnern. Die Globotruncanen gehören teils der *lapparenti*-Gruppe an, teils sind es einkielige Formen deren Bestimmung noch aussteht.

Der Wildflysch-Charakter des Serhalten-Flyschs sowie der Gehalt an einsedimentierten exotischen Blöcken von «Klippen-Habitus» und Schollen von Leimernkalk lassen die Vermutung aufkommen, dass es sich um ein östliches Äquivalent des Habkern-Flysches handeln könnte, dessen Alter mit Obereocaen angegeben wird. Die bis jetzt im Serhalten-Flysch beobachteten Kleinforaminiferen sprechen allerdings eher für ein stratigraphisch tieferes Niveau. Abgesehen von einer Anzahl nicht weiter bestimmbarer Globigerinen und Globorotalien aus der Typgegend, die auf ein eocaenes Alter schliessen lassen, wurden in Gesteinsschiffen aus dem oberen Trepsental (nach H. Schaub) *Globorotalia* aff. *crassata* und *Globorotalia* cf. *aragonensis* festgestellt. Sofern diese Foraminiferen nicht aufgearbeitet sind, wäre das Alter dieser Flyschserie Unter- bis Mitteleocaen.

f_G Gwürz-Flysch (Zone 11)

Der Name stammt von der Lokalität «Gwürz» (714.00/218.05), östlich von Innerthal. Die besten Aufschlüsse trifft man jedoch im oberen Trepsental, in einigen Bächen im Gwürzwald. Weitere Aufschlüsse kommen auf der «Gwürzhöchi» vor (Schwarzenegghöchi – Pt. 1409), östlich des Brüsstockbügels; ferner am Trepsenbach

sowie in der Umgebung der Hütten von Gwürz. Von der Alp Treppen nimmt die Breite der Zone ostwärts sehr rasch ab. Unter Vorbehalt zähle ich den kleinen Aufschluss westlich der Scheidegg (716.30/218.81) auch noch zu dieser Serie. Von der Typlokalität setzt sich die Zone südwärts in das Gebiet von Blatt Klöntal fort.

Der Gwürz-Flysch setzt sich fast ausschliesslich aus Mergel-, Tonschiefern und Sandsteinen zusammen, die sich in der Regel als mechanisch stark beansprucht erweisen und ein wildflyschartiges Aussehen haben. Gewöhnlich sind die Sandsteine zerrissen: Phakoide und linsenförmige Bankstücke «schwimmen» manchmal kreuz und quer in den sie begleitenden Schiefern. Die Sandsteine sind fast ausschliesslich feinkörnig, sehr hart und quarzreich, mit wechselndem Glimmer- und eher geringem Glaukonitgehalt. In gröberen Lagen, wie man sie etwa an Bankunterseiten beobachten kann, erkennt man als Komponenten helle Kalke oder Dolomite, glimmerschiefriges und grünes, seidenglänzendes Kristallin. Auf Bankunterseiten zeigen sich gelegentlich auch Knoten und Fliesswülste. Gewisse Sandsteinbänke sind im unteren Teil massig, werden nach oben streifig und leiten in Schiefer über. Nicht selten kommen in diesem Flysch noch Bänder und Linsen von feinkörnigem «öligem Quarzit» vor, die – je nach der Menge des darin enthaltenen Glaukonits – grün oder grau sind. Solche «Quarzite» treten auch in Form von Phakoiden auf, deren Grösse bisweilen auf Bänke von über 20 cm Mächtigkeit schliessen lassen.

Gesamthaft scheinen die weichen Gesteine – mindestens in den Aufschlüssen des Trepsentales – vorzuherrschen. Die meist stark gequetschten Mergel- und Tonschiefer sind in der Regel dunkelgrau oder -braun bis schwarz, \pm siltig und glimmerig. Daneben treten bisweilen noch hellgrünliche Abarten und dickere Lagen eines dunkeln, schokoladebraunen, siltigen Kalkmergels auf.

Im Gwürzwald wurde an einer Stelle (714.73/218.43) in stark gepressten Schiefern ein zugespitzter Block von «alberese-artigem» Kalk beobachtet, einer für den Gwürz-Flysch sonst fremden Gesteinsart. Ob er synsedimentär eingerutscht ist, konnte nicht entschieden werden.

Das genaue Alter dieser Flyschserie steht noch nicht fest. Bis jetzt wurden darin nur wenig charakteristische Kleinforaminiferen gefunden, u. a. kleine grobporige Globigerinen, die auf ein tertiäres Alter schliessen lassen. In einer brecciösen Lage wurde *Globotruncana stuarti* festgestellt – zweifellos aufgearbeitet.

Der Gwürz-Flysch schliesst unmittelbar südlich an den Wägitaler Flysch an, von welchem er sich lithologisch und wohl auch

altersmässig unterscheidet. Ob er das normalstratigraphische Hangende dieses Flysches darstellt oder ob die beiden Flyschserien voneinander unabhängig sind, kann bei den heutigen Kenntnissen noch nicht entschieden werden.

f_{sc} Scheidegg-Flysch (Zone 13)

Dieser Flyschstreifen, der sich dem Nordfuss der Rederten-Falte (Tierberg) entlangzieht, wurde nach dem Sattel bei Pt. 1431 (716.30/218.83) zwischen Trepsen- und Schwändital benannt. Er ist nur an wenigen, relativ nahe beieinanderliegenden Stellen im Gebiet der Alp Trepsen aufgeschlossen (vgl. Karte). Der Scheidegg-Flysch trennt zwei Komplexe von Amdenermergeln, von denen der südliche der Schichtfolge der Rederten-Falte angehört, während es sich beim andern – wie auch beim Flyschzug selbst – wahrscheinlich um vom Rücken der erwähnten Falte abgeglittene Lamellen handelt. Südlich der Scheidegg wie auch auf Alp Trepsen fallen die Schichten, soweit sichtbar, schwach südwärts unter das Stirngewölbe der Rederten ein; an zwei Stellen wurde auf Alp Trepsen senkrechte Lagerung festgestellt.

Relativ weiche, dunkelgraue und braune, z.T. sandige Mergel und kalkige Tone sind die vorherrschenden Gesteine. Als Zwischenlagen zeigen sich dünne Lagen von harten Siltsteinen und von feinkörnigen, kalkigen Sandsteinen. Diese enthalten gewöhnlich etwas Glaukonit, gelegentlich auch kleine, kohlige Partikeln; im übrigen sind sie – wie die Tone und Mergel – von ziemlich banalem Aussehen. Auf Alp Trepsen (715.44/218.40) und südlich der Scheidegg treten auf Schichtflächen von tafeligen Sandsteinen gelegentlich Anhäufungen von «Orbulinarien» auf. An einer anderen Stelle (715.42/218.53) wurde als Einlagerung ein brecciöser, polygener, relativ grober Sandstein beobachtet – äusserst hart, reich an Quarzkörnern und an Glimmer, glaukonitführend.

In einem Dünnschliff konnten – neben «Orbulinarien» – eine Discocycline und ein fraglicher Nummulit festgestellt werden (Best. von H. Schaub), die einzigen bis jetzt aus diesem Flysch bekannten Fossilien. Alter: Alttertiär.

f Flysch im allgemeinen

Es handelt sich hierbei um kleine Lamellen von Sandstein/Schiefer-Flysch innerhalb oder am Rande einiger «Einsiedler Flysch»-Zonen. Ob es sich um tektonische, stratigraphische oder eingegliederte Einschaltungen handelt, ist in den meisten Fällen

nicht zu entscheiden; auch die Frage nach ihrer Zugehörigkeit und dem genauen Alter muss offengelassen werden. Angaben über diese Vorkommen finden sich jeweils bei der Besprechung der betreffenden «Einsiedler Flysch»-Zone:

Koord.	711.60/220.60	} NE Vorderthal	Zone 1 (vgl. p. 58)
„	711.92/221.08		
„	707.62/219.50	Langrainbach	„ 3 „ „ 61)
„	708.58/219.84	Chratzerlibach	„ 3 „ „ 62)
„	708.53/219.81	} Chratzerlibach-Gebiet	„ 3 („ „ 62)
„	708.50/219.76		
„	708.40/219.64		
„	713.84/219.69	Hinter-Salwald	„ 5 („ „ 66)
„	714.23/219.76	Trepfenbach	„ 5 („ „ 67)
„	710.96/219.14	Falz (an der Wägitaler Aa)	„ 7 („ „ 69)
„	715.10/219.14	Grotzen	„ 7 („ „ 71)

f_x Flyschmergel mit eingeschalteten Schürflingen

Mehr oder weniger laminierte Mergel- und Tonschiefer von vorherrschend dunkelgrauer oder dunkelbrauner Farbe; gelegentlich auch etwas heller. Sie enthalten geröll- und linsenförmige Einschlüsse von feinkörnigem, hartem Flyschsandstein, weniger häufig von Glaukonitit und grünsandigem Kalk; gelegentlich mit Nummuliten, Discocyclinen und Assilinen.

Ein derartiges Schieferband, das ich als mylonitische Bildung (Schubhorizont) auffasse, ist an mehreren Stellen zwischen den Koten 900 und 1070 m in den südlichen Zuflüssen des Schräbaches (710.76/218.00), die wenig oberhalb des Seeufers einmünden, aufgeschlossen (z.T. bereits auf Blatt Klöntal). Dieses Band ist auch weiter westwärts, im Schräbach nochmals nachweisbar. Es liegt im Dach der Kreideserie des Gross Aubrig (vgl. «Zone 8», p. 75/76). Ein weiteres, analoges Band kommt an und unterhalb der Wägitaler Strasse, am Nordausgang der Aubrig-Schlucht, vor (710.95/219.10, vgl. «Zone 7», p. 69).

e₆-o₁ «Sandstein-Dachschiefer-Komplex»¹⁾ (Zone 4)

Diese Einheit, deren Gesteinsabfolgen im nord- bis (?) mittelhelveticen Raum beheimatet sind, lässt sich – mit Unterbre-

¹⁾ Die Beschreibung des Taveyannaz-Sandsteins befindet sich im stratigraphischen Teil der helvetischen Decken, vgl. p. 33.

chungen (besonders im östlichen Teil) – vom westlichen Kartenrand (Langrain-Gebiet) über Chrumm (südlich Vorderthal), Salbügel, zum Trepsenbach und dem Nordfuss der Wageten-Kette entlang, bis gegen Niederurnen verfolgen. Über den westlichen Kartenrand hinaus setzt sich die Zone anscheinend nur noch wenige hundert Meter fort: am oberen Langrainbach (bereits auf Blatt Einsiedeln) verschwindet dann der steil südfallende «Sandstein-Dachschiefer-Komplex» unter den überschobenen, ziemlich flachliegenden Massen der Globigerinenmergel.

Die zahlreichen Aufschlüsse in den Bachrunden nördlich von Ruestel (SE von Vorderthal) sowie im Gebiet des oberen Chratzerlibaches (WNW des Gross Aubrig) bieten einen sehr guten Einblick in Charakter und Zusammensetzung der Serie.

Die Lagerung der Schichten ist sehr unterschiedlich: Nördlich von Ruestel schwankt die Streichrichtung im Mittel um E–W, und das Einfallen variiert vorwiegend von steilem Südfallen zu Senkrechthstellung. Im Gebiet des Chratzerlibaches ist die Schichtneigung besonders unregelmässig, 30°-Südfallen bis Vertikalstellung. Immer wieder zeigen sich zerdrückte, verfaltete, zerbrochene und längs Brüchen versetzte Bänke (starke mechanische Beanspruchung der Schichtfolge).

Es handelt sich um eine monotone Wechselfolge gleichartiger, harter, grauer Sandsteine und sandiger bis sandfreier, zäher Tone, die im Aussehen stark an höhere Teile der autochthonen und parautochthonen Flysche erinnert.

Die Sandsteine sind im allgemeinen dünnbankig (nur selten bis 2 m mächtig und darüber), fein- bis mittelkörnig, mit feimbreciösen Einschlüssen. Als Komponenten wurden festgestellt: Quarz, weisser Feldspat (Albit?) in wechselnder Menge, heller Glimmer, ferner kristalline Gemengteile¹⁾ wie Spilite (mit saurem Plagioklas) und Diabase (mit basischeren Plagioklasen). Diese kristallinen Komponenten sprechen für eine Zugehörigkeit dieser Serie zum «Sandstein-Dachschiefer-Komplex» des Glarnerlandes. Auf Schichtflächen kommen nicht selten kleine Stücke von verkohltem Schwammholz und Pflanzenhäcksel, aber auch zungenförmige Fliesswülste und gelegentlich Rippelmarken vor.

Die Tone sind ebenfalls fest und zähe, tafelig brechend und reich an winzigen Glimmerblättchen. In frischem Zustand dunkelgrau, laufen sie – der Verwitterung ausgesetzt – zunächst mausgrau an und werden schliesslich braun. Vielfach lässt sich eine dünne

¹⁾ Die Bestimmung der kristallinen Komponenten verdanke ich Herrn J. Neher, Zürich.

Bänderung (Kannelierung) beobachten, hervorgerufen durch den Wechsel dünner Lagen von sandarmen, weicheren und sandreichen, härteren Tonen. Die Verteilung der Tone innerhalb der vorwiegend aus Sandsteinen zusammengesetzten Schichtfolge ist unregelmäßig.

Bestimmbare Makrofossilien sind in diesem Gebiet bis jetzt noch nicht gefunden worden. Auch die Mikrofauna scheint ausserordentlich arm zu sein: ein Sandstein vom Ruestelbach lieferte einige Globigerinen und globigerinenartige Globorotalien, welche (nach M. Reichel) auf Priabonien hinweisen; in einem andern wurde ein Discocyclus-Fragment festgestellt.

Die Identität der Sedimente an der östlichsten Lokalität (720.58/220.40) ist zweifelhaft. Die unmittelbar an den Malmkalk der Wageten-Kette anschliessenden Aufschlüsse bestehen aus mausgrauen, in frischem Zustand etwas dunkleren, sehr feinsandig-glimmerigen Schiefern. Diese enthalten mitunter etwas Glaukonit; im übrigen scheinen sie völlig steril zu sein. Das Fehlen von Sandsteinlagen, die an den übrigen «Sandstein-Dachschiefer»-Lokalitäten immer vorhanden und meist gegenüber den Tonen sogar vorherrschend sind, könnte ein Indiz dafür sein, dass es sich bei diesen Schiefern um eine Varietät von «Mergelflysch» handelt (?).

«Einsiedler Flysch»

= *Äussere Einsiedler Schuppenzone* (FREI 1963, KUHN 1972)

Die von ARN. HEIM (1908) eingeführte und seitdem ständig verwendete Bezeichnung «Einsiedler Flysch» für bestimmte, in der weiteren Umgebung von Einsiedeln (Region von Euthal und Iberg) vorkommende Gesteinskomplexe ist insofern nicht sehr gut gewählt, als es sich dabei *nicht* um eigentliche Flyschsedimente handelt (daher wurde dieser Begriff in Anführungszeichen gesetzt), sondern um verschuppte Gleitmassen – von vermutlich frontalen Teilen der Drusberg-Decke – mit vielfachen tektonischen Repetitionen¹⁾.

Am Aufbau dieser Komplexe beteiligen sich in der Typusregion Schichtgruppen der obersten Kreide: Amdener- und/oder Wangschichten und des Alttertiärs: Nummulitenkalke und -grünsande, Globigerinenmergel und zuoberst, an einzelnen Stellen, noch etwas Sandsteinflysch (im Bereich von Atlasblatt Linthebene bis jetzt

¹⁾ *Anmerkung der Redaktion:* Es wäre daher zu begrüssen, wenn sich die in neuerer Zeit zuweilen verwendete Bezeichnung «Äussere bzw. Innere Einsiedler Schuppenzone» gelegentlich durchsetzen würde.

noch nicht gefunden). Hingegen zeigen sich mit den Globigerinenmergeln gewisse Ablagerungen vergesellschaftet, die eine Verflyschung dieser Mergel anzeigen und die z.T. Wildflysch-Charakter aufweisen: sterile Mergel («Mergelflysch»), Mergel mit einsedimentierten Blöcken usw. Bei der Hauptmasse dieser «Einsiedler Zone» handelt es sich zweifellos um mittel- bis südhelvetische Bildungen.

STRATIGRAPHISCHE GLIEDERUNG

e₁₁₋₁₂ Amdenerschichten

In typischer Ausbildung: (bläulich-)graue, in der Regel gelblich anwitternde, meist etwas geschieferte Mergel. Gelegentlich treten auch reingraue oder etwas dunklere, auch feinsandige Varietäten auf. Dünne Bändchen von hartem, feinstkörnigem Sand- oder Siltstein kommen bisweilen als Einschaltungen vor. Die Mergel enthalten winzige Gastropoden, Lamellibranchier und Ammoniten, Bruchstücke von Inoceramen, Baculiten (selten) usw. Die Foraminiferen sind im allgemeinen auch eher spärlich vertreten; ein mausgrauer Mergel in der Umgebung von Ruestel (712.16/219.13) enthält hingegen relativ viele kleine Formen, darunter Frondicularien. Bei Grotzen (715.22/219.10) treten in den Mergeln sandreiche Zwischenlagen auf, die durch den Reichtum an Austern gekennzeichnet sind (vgl. Zone 7, p. 71).

Die Amdenerschichten sind auf Blatt Linthebene in allen «Einsiedler Flysch»-Zonen vorhanden (vgl. p. 35).

e₃₋₄/e₄ } e_{2-3L}/e₃ } Nummulitenschichten

In der Regel vertreten durch Nummulitenkalke und -grünsande des Yprésien oder des basalen Lutétien; Paleocaen konnte nur an einer einzigen Lokalität nachgewiesen werden (vgl. Zone 5, p. 67). Nach Lagerungsverhältnissen und Herkunft lassen sich die Nummulitenschichten des «Einsiedler Flysches» auf Blatt Linthebene wie folgt unterteilen:

- a) *Basales Lutétien*, transgressiv direkt auf Amdenerschichten. Mächtigkeit unter 10 m. Herkunft: vermutlich vom nördlichsten Teil der Drusberg-Decke.
- b) *Yprésien*, mit oder ohne Lutétien im Hangenden, transgressiv auf Amdenermergel. Nachweisbare Mächtigkeit des Yprésien bis 20–25 m. Herkunft: Rederten-Falte, evtl. noch Teil des Drusberg-Lappens.
- c) *Paleocaener Lithothamnienkalk*, 10–12 m mächtig, transgressiv auf Amdenerschichten; überlagert von annähernd 10 m Yprésien-Kalk. Es ist dies der am südlichsten beheimatete Abschnitt der Nummulitenschichten dieses Gebietes.

Die Längsausdehnung der einzelnen Vorkommen ist sehr unterschiedlich: einige Rippen lassen sich über mehrere hundert Meter weit verfolgen; die meisten jedoch erreichen eine Länge von höchstens 50–100 m; einige sind blockförmig.

e4-6 Globigerinenmergel

Diese Mergel – im Hangenden der Nummulitenkalke und -grünsande – werden faziell als südhelvetisches Äquivalent der priabonen Stadschiefer des nordhelvetischen Raumes angesehen. Stratigraphisch reichen sie aber nach unten bis tief in das Lutétien, lokal vielleicht bis in das Yprésien. Da Untersuchungen für dieses Gebiet noch ausstehen, ist eine genaue Alterszuweisung noch nicht möglich; auf der Karte wurden sie daher, wie bisher üblich, als «Lutétien bis Priabonien» bezeichnet.

Kleinere und grössere Vorkommen sind in den verschiedenen «Einsiedler Flysch»-Zonen ziemlich weit verbreitet: sie treten häufig mit Nummulitenschichten auf, aber auch als selbständige Lamellen.

Wie schon in anderen Gegenden festgestellt wurde, bilden die südhelvetischen Globigerinenmergel lithologisch keine absolut einheitliche Gesteinsfolge; die verschiedenen Typen unterscheiden sich durch einen variablen Kalk-, Ton- und Siltgehalt, durch den Gehalt an Mikrofossilien und durch verschiedene Tönung. Diese Mergeltypen vermitteln die Übergänge zu jenen Bildungen, die weiter unten als «Flyschmergel» oder «Mergelflysch» (f_m) beschrieben werden.

Die typischen Globigerinenmergel sind hellgelblich anwitternde, gewöhnlich etwas geschieferte Mergel, in frischem Zustand grau bis bräunlich, relativ weich, mit wenig Feinglimmer. Charakteristisch sind die in der Regel auftretenden etwas dunkleren, unregelmässig geformten Flecken (Fleckenmergel). Eine deutliche Schichtung fehlt. An Mikrofossilien enthalten sie in wechselnder Menge Globigeriniden und «Orbulinarien». Zuweilen sind den Mergelschiefern geringmächtige, etwas festere Lagen von Kalkmergeln, die einige Dezimeter Dicke erreichen können, zwischengelagert.

An manchen Lokalitäten findet man kleinere und grössere Einschaltungen schokoladebrauner, siltiger, globigerinenarmer Mergel. Diese dunkeln Mergel treten in Form einfacher oder verzweigter Linsen auf – in der Regel mit scharfer Grenze gegen die hellen Mergel. Die Dimensionen solcher Einlagerungen variieren stark; offenbar sind es Fetzen ursprünglich grösserer, normalstratigraphischer Einschaltungen, die in der Folge durch tektonische Vor-

gänge zerrissen und verschleppt worden sind. Am Langrainbach erwiesen sich diese dunkeln Mergel als bituminös (707.74/219.67).

I_m Flyschmergel, «Mergelflysch»

Siltig-tonige Mergelschiefer von meist dunkler, braungrauer Farbe. Sie sind nicht gefleckt; es lässt sich bisweilen höchstens eine schummerige Ungleichheit in der Tönung feststellen. Im allgemeinen sind sie fester als die Globigerinenmergel und neigen zu Plattenbildung. Gelegentlich enthalten sie ebenfalls härtere, unscharf begrenzte Zwischenlagen, die bis etwa 20–30 cm dick werden können. Die typischen «Flyschmergel» sind praktisch fossilieer. Lithologisch wie auch hinsichtlich Gehalt an Mikroorganismen sind sie durch Übergänge mit den Globigerinenmergeln verbunden. An Lokalitäten, wo die sterilen Flyschmergel in grösseren Komplexen auftreten, wurde – in Anlehnung an BRÜCKNER – die Bezeichnung «Mergelflysch» verwendet.

Globigerinenmergel (und Flyschmergel) mit einsedimentierten Blöcken

An einer Anzahl Lokalitäten der «Einsiedler Zonen» 3 und 5 (vgl. p. 60 ff.) tritt – mit «Mergelflysch» oder mit Globigerinenmergel vergesellschaftet – eine Bildung auf, die ARN. HEIM (1928) als «Blockmergel» bezeichnet hat: in einer relativ feinkörnigen Grundmasse sind Blöcke verschiedenster Grösse eingelagert. Nicht tektonisiert erinnern die betreffenden Mergel auf den ersten Blick an eine verfestigte blockreiche Grundmoräne (!); stark gepresst zeigen sie ein verworrenes Aussehen. HEIM hat sie mit «wildestem Wildflysch» verglichen.

Im «Herrenbach» befindet sich das grösste und bemerkenswerteste Vorkommen von Blockmergeln (712.30/219.28, eine mindestens 20 m breite Zone), das sich auch durch seine Reichhaltigkeit an einsedimentierten Blöcken auszeichnet. Die Grundmasse besteht meist aus kleinen, \pm eckigen Mergel- oder Tonbröcklein («Mergelfeinbreccie»); sie kann auch sandig-mergelig oder fast rein mergelig sein.

Im allgemeinen sind die eingeschlossenen Blöcke eckig oder kantengestossen, gelegentlich auch besser gerundet; sie liegen völlig regellos in der Grundmasse und erreichen in der Regel bis Kopfgrösse; der mächtigste mass ca. 1 m³. Die Mehrzahl der Blöcke besteht aus Sedimentgesteinen – ausschliesslich Flyschmaterial: Quarzsandsteine, feinkörnige Sandkalke, Ölquarzite, siltiger Fucoidenkalk,

mergeliger Kalk mit einzelnen Globigeriniden, «alberese-ähnlicher» Kalk usw. Helvetische Kreidegesteine, wie sie in den Blockmergeln des Spirstocks (Blatt Ibergereg) vorkommen, wurden nicht angetroffen, auch Nummulitenkalke und -grünsande nicht. Ebenso fehlen Leimernkalke und «Klippengesteine».

Von dieser Lokalität (Herrenbach) seien folgende Blockarten erwähnt:

- Block, bestehend aus zwei verschiedenen Gesteinsarten, die mit scharfer Grenze aneinander stossen: grauer, glaukonitischer Quarzsandstein mit Bryozoen und kleinen Discocyclus (nach H. Schaub: ? Paleocaen) und feinkörniger, grünlicher Glaukonitquarzit;
- kalkreicher, polygener Sandstein, gepresst, ziemlich stark glaukonitisch, mit eocaenen Globigerinen und Globorotalien;
- polygene Breccie; Komponenten (bis Nussgrösse): hellbrauner, dichter Kalk mit (?) Radiolarien; brauner, steriler, dichter Kalk; brauner Kalk mit winzigen Glaukonitkörnchen; glaukonitischer Quarzsandstein; blass-graugrünlicher Ton; grüner, phyllitischer Schiefer; stark verwitterter, glimmerreicher Gneis bis Muskowitschiefer; weisser, milchiger Quarz; Glaukonitquarzit; Malm mit Calpionellen;
- (?) Lithothamnien-Breccie: hellbrauner, splittiger, «onkoidischer» Kalk, leicht glaukonitisch und spätig mit Bryozoenfragmenten.

An kristallinen Blöcken, die zuweilen gut gerundet sind und die z.T. aus kristallinführenden Flyschkonglomeraten stammen könnten (wie z.B. im Trepsen-Flysch, vgl. p. 39), wurden beobachtet:

- grauer Quarzporphyr (Grösse: ca. 1 m³) mit weissen, bis 3 mm langen Orthoklas-Leisten; farbloser, glasklarer Quarz;
- gebänderter Muskowitgneis;
- grünes, stark chloritisiertes Kristallin (weiss-dunkelgrün gesprenkelt).

In einem Ast des Bächweidbaches, östlich von Vorderthal, zeigt sich an einer Stelle, zwischen Bächweid und Ober Stöss (712.15/219.85), eine 4–5 m dicke Lage von Blockmergeln, beidseits flankiert von teilweise gefleckten Globigerinenmergeln. Die schmutzig-braune Grundmasse ist erfüllt von verschiedengrossen Einschlüssen; das Gestein hat einen breccienartigen Aspekt. Der grösste beobachtete Block misst 25 × 15 cm, die übrigen sind höchstens faustgross. Neben verschiedenen Flyschsand- und Siltsteinen kommen vor: zwei kleine Blöcke eines hellen, aplitischen Granites sowie einer von Biotitgneis. Da die Blockmergel mit Globigerinenmergeln assoziiert sind, ist eine Gleichaltrigkeit wahrscheinlich.

BESCHREIBUNG DER ZONEN

(vgl. Fig. 1 auf p. 36)

Zone 1

Aufschlüsse NE der Ortschaft Vorderthal

1. Quellgebiet des Baches, der zwischen «Berghof» (711.8/220.4) und «Haltli» (711.35/220.35) gegen die Ortschaft hinunterzieht (= Lokalität «Baschaner» von ARN. HEIM 1928): Im westlichen, ungefähr N–S verlaufenden Quellbach folgt auf die Molasse, die an dieser Stelle durch stark geschieferte, graugrünlich und rotbraun gefleckte, Kalkknöllchen führende Mergel und Kalksandsteine vertreten ist, von N nach S:

- a) 30–35 m mächtiger, unvollständig aufgeschlossener Komplex, bestehend aus steil südfallenden bis senkrecht stehenden, grauen und braunen, laminierten «wilden» Flyschmergeln, mit ausgewalzten, harten Sandsteinbänken und einer «Zwischenlage» (1,5–2 m) von Globigerinenmergeln in der Nähe der Molasse/Flysch-Grenze. Ein glaukonitischer Kalksandstein erweist sich als reich an Globorotalien und kleinen grobporigen Globigerinen, die für Eocaen sprechen («f» bei 711.6/220.6).
- b) Von 10–20 m oberhalb der Bachgabel bis ca. 40 m darunter: Schutt (auf der Karte nicht ausgeschieden).
- c) Mehrere Meter stark ausgewalzte, gefleckte Globigerinenmergel (mit dunkelgrauen Linsen und stellenweise kleinen Schürflingen von Grünsand).
- d) 1,5–2 m Schutt (Amdenermergel habe ich an dieser Lokalität nicht beobachtet, vgl. ARN. HEIM 1928).
- e) Weniger als 1 m: braungraue siltige Mergel, hellgrau anwitternd, mit kleinen, dünnen Discocyclusen, Kleinforaminiferen, Bruchstücken von gerippten Zweischalern und Seeigeln.
- f) Ca. 1 m: Grünsand mit kleinen dünnen Discocyclusen und kleinen Nummuliten.
- g) 1–2 m: sterile graue Mergel.
- h) Ca. 2 m: grauer, glaukonitischer Nummulitenkalk, mit *Nummulites gallensis*, kleinen gefeilterten Nummuliten, kleinen dünnen Discocyclusen, Pecten, Tubulostien (Serpuliden) und Bruchstücken von Austern: basales Lutétien.
- i) Etwas weniger als 1 m: Grünsand.
- j) 1–2 m: Schutt.
- k) 2–3 m: schlecht aufgeschlossene Rippe aus Nummulitenkalk (im N) und Grünsand (im S). Der Kalk enthält die gleichen Nummuliten wie h. Dieser Abschnitt ist vielleicht identisch mit h und i, aber tektonisch etwas zurückgeblieben. Die Nummulitenschichten sind etwa 100 m weit verfolgbar.

Ca. 30 m weiter bachabwärts ist auf dem linken Ufer ein graugrüner, brecciöser Quarzsandstein mit kristallinen Komponenten anstehend. Ein gleichartiger Sandstein bildet bei der oberen Hütte von Bergweid eine kleine Bodenerhebung. Ob es sich bei diesem sterilen Sandstein bereits um Trepsen-Flysch handelt (wie auf der Karte angegeben), ist unsicher. Jedenfalls gehört ein bei Kote 880 m im Bach sichtbarer, sehr harter, glaukonitischer Sandstein, der charakteristische kretazische Globigeriniden und Reste von Globotruncanen enthält, dem Trepsen-Flysch an.

2. 500 m NE der obenerwähnten Lokalität finden sich an einem Bach, bei Koord. 712.0/221.0, weitere Aufschlüsse in dieser Zone. Auch hier besteht die Molasse am Flyschkontakt aus verschiedenfarbigen und gefleckten Mergeln; südlich schliessen an:

- a) Braune und graue, z.T. laminierte Flyschschiefer; einige kleine Aufschlüsse innerhalb einer fast 100 m breiten Zone («f» bei 711.92/221.08).
- b) Amdenerschichten (kleine Fossilien enthaltend).
- c) ± laminierte Globigerinenmergel, teilweise gefleckt; stellenweise Wechsellagerung von dunkel-braungrauen und helleren Mergeln. In diesen Globigerinenmergeln ist eine 2–3 m mächtige, blockförmige Scholle von Nummulitenkalk eingelagert: dunkelgrauer, stellenweise stark glaukonitischer Kalk mit zahlreichen kleinen, stark gepfeilerten Nummuliten und flachen Discocyclinen, vereinzelt Austern, Pecten, Tubulostien (Serpuliden) und Seeigelfragmenten. Ausserdem zeigt sich noch eine 35 cm dicke Grünsandbank, die in grauen, ± sterilen Mergeln steckt.

Auf diesen Mergelkomplex folgt, südlich anschliessend, der Trepsen-Flysch.

Aufschlüsse im Gebiet nördlich der Rossweidhöchi

1. Bei Koord. 716.05/221.48 ca. 20 m langer und 6 m breiter Aufschluss:

- a) Mechanisch stark beanspruchter, «seewer-ähnlicher» Kalk mit ziemlich vielen, feinen, unregelmässig verteilten Glaukonitkörnchen und länglichen oder bandförmigen, dunkleren Flecken; z.T. siltig (mit ein- und zweikieligen Globotruncanen, mit Globigeriniden und Inoceramen-Fragmenten).
- b) Hellgraue, feinglaukonitische Mergelschiefer, ebenfalls gefleckt.
- c) Härtere, gefleckte, weiss anwitternde Kalkmergel bis Mergelkalke mit Globotruncanen und zahlreichen Globigeriniden.

Das genaue Alter dieser oberkretazischen Sedimente ist noch zu bestimmen. Es handelt sich ohne Zweifel um Leimernkalk bzw. -mergel.

2. Bei Koord. 715.5/221.8, also etwa 600 m nordwestlich der eben genannten Lokalität, zeigt sich in einem Bächlein ein isolierter, verfallener Aufschluss, bestehend aus hellcrème-farbenem, geflecktem, dichtem Kalk, der etwas tonig und leicht glaukonitisch ist. Er enthält u. a. Globotruncanen: Turonien–Sénonien. Auch in diesem Fall dürfte es sich um Leimernkalk handeln.

3. Bei Koord. 716.4/221.2, auf dem linken Ufer des Muesalpbaches, 10–15 m vom Bach entfernt: kleiner Anriss in leicht verrutschtem Foraminiferenmergel (winzige Glaukonitkörnchen enthaltend). Im Gegensatz zu den Gesteinen an den beiden vorigen Lokalitäten, wurden in diesen Mergeln Globorotalien und Globigerinen festgestellt (Alter: Alttertiär).

Zone 3

Im äussersten Westen des Kartenblattes nimmt die zwischen Trepsen-Flysch und «Sandstein–Dachschiefer-Komplex» gelegene Zone eine ansehnliche Breite ein, reduziert sich aber weiter östlich auf ein sehr schmales Band.

Gebiet westlich der Wägitaler Aa

1. Nummulitenkalk-Rippe von Schwanten: Diese, einen scharfen Rücken bildende Rippe, die bei Koord. 707.50/219.85, von der Hinteren Sattellegg kommend, in unser Gebiet eintritt und nach kaum 100 m plötzlich abbricht, stellt den östlichsten Ausläufer der Nummulitenkalk-Zone von Euthal dar. Im westlichsten Teil des Kammes, wo der Kalk in einem Steinbruch ausgebeutet wurde, besteht die Rippe aus mindestens zwei S-fallenden, verkehrt liegenden Schollen. Das Profil setzt sich wie folgt zusammen:

Südliche Scholle (oberes Yprésien und basales Lutétien)

- a) «Kaufmannikalk» (18–19 m): Den Südhang (14–15 m) und die obersten ca. 4 m des Nordhanges bildend. Der grösstenteils graue Kalk enthält eine reiche Foraminiferenfauna: Nummuliten (darunter *N. kaufmanni*), Assilinen und wenige Alveolinen. Längs der Grenze gegen *b* zeigt sich infiltriertes eisenschüssiges Material (oberstes Yprésien).
- b) «Lauerzer Horizont» (6–7 m): Vererzter Nummulitenkalk mit hellgelblich oder ziegelrot anwitternder Grundmasse, einzelne Quarzgerölle enthaltend. Vollgespickt mit roten vererzten, teils gerollten Foraminiferen (aufgearbeitet: *Nummulites pernotus*, *Assilina placentula*, *Assilina* aff. *granulosa*, Alveolinen). Daneben treten auch frische, graue, das Alter des Sedimentes bestimmende Foraminiferen auf (u. a. *Nummulites*

gallensis, *Discocyclus discus*). An der Basis dieses Niveaus nimmt die Vererzung rasch ab; siderolithische Infiltrationen reichen jedoch bis in den obersten «Kaufmannikalk» hinein (Basis Lutétien).

- c) «Gallensiskalk» (mind. 7 m): Grauer, etwas toniger Kalk mit *Nummulites gallensis* (sicheres basales Lutétien).
- d) «Gallensisgrünsand» (2,5 m): Grün gefärbter, massiger Grünsand bis grünsandiger Mergelkalk; vereinzelt *Nummulites gallensis* und Gastropoden. Die angewitterte Oberfläche des Niveaus ist gesprenkelt (unregelmässige Verteilung des Glaukonites in der hell angewitterten Grundmasse).

Nördliche Scholle (Yprésien)

- e) Grünsand (ca. 2 m): Dunkelgrün, mit leicht hämatitischen Fossilien: vereinzelt kleine Nummuliten, Austern, Pecten. Übergang in:
- f) Stark glaukonitischen Kalk bis Grünsand (etwa 0,6 m). Kleine ungefeilerte Nummuliten, dünne Discocyclusen, zahlreiche Pecten, Austern und andere Zweischaler.
- g) «Granulosa–Murchisonikalk» (0,8 m): Glaukonitischer, stark hämatitischer Kalk mit *Nummulites murchisoni*, *Assilina granulosa*. Übergang in:
- h) «Kaufmannikalk» (1 m): Stark hämatitisch, mit *Nummulites kaufmanni* (nicht sehr zahlreich), *Assilina granulosa* usw. Dieser Horizont wird unten (im Aufschluss) durch eine Calcitshnür begrenzt. Darunter folgt nochmals:
- i) «Kaufmannikalk» (1 m oder weniger). Dann folgt eine Schuttzone. Ob es sich hier um den Beginn einer neuen, grösseren Scholle handelt oder lediglich um ein vom Niveau *h* abgerissenes Stück, lässt sich nicht sagen.

Etwa 150–200 m südlich dieser Nummulitenkalk-Rippe finden sich noch einige weitere, aber relativ unbedeutende Vorkommen von Nummulitenschichten. Die kleine Rippe bei Koord. 707.50/219.68 besteht zur Hauptsache aus glaukonitreichem, z.T. hämatitischem Nummulitenkalk, der u.a. *Assilina granulosa minor* (Yprésien) enthält. Südlich schliesst dann ein fossilärmer Grünsand bis Glaukonitit an.

2. Dem Langrainbach entlang beobachtet man helle, gefleckte Globigerinenmergel, die oft linsenförmige Einschaltungen von dunkeln, siltigen Mergeln enthalten. Südlich davon folgen Amdenerschichten, dann stellenweise nochmals Globigerinenmergel und (lokal) kleine, vermutlich tektonische Einschaltungen von Sandstein/Schiefer-Flysch («f», 707.62/219.50).

3. Am Chratzerlibach (708.58/219.84) zeigen sich in einem 10 m langen Aufschluss verfaltete, vorwiegend dunkle Flysch-schiefer und zerrissene, dünne Bänke von quarzitischem Sandstein. In der Nähe, in einem Zufluss des Chratzerlibaches, stossen wir auf

einen analogen, stark zerdrückten Sandsteinflysch («f» bei 708.53/219.81). Die in einem Sandstein beobachteten Discocyclinen, Nummuliten und (?) Assilinen sprechen für ein alttertiäres Alter dieses Flysches. Im S grenzt dieser Sandsteinflysch, mit tektonischem Kontakt, an einen Komplex heller Globigerinenmergel, die in diesem Abschnitt die Hauptmasse der Zone 3 bilden. Es kommen darin Einschaltungen verschiedenster Art vor: ausgewalzte, schokoladebraune Mergel, eingerutschte Pakete von Flyschmergeln oder mergeligen Feinbreccien mit exotischen Blöcken (Flyschgesteine, Gneise, Granite, Chloritschiefer usw.) sowie kleine Zwischenlagen von Sandstein/Schiefer-Flysch («f» bei 708.50/219.76 und 708.40/219.64). Die Grenze gegen die Zone 4 ist nicht aufgeschlossen.

Gebiet östlich der Wägitaler Aa

1. Aufschlüsse östlich von Vorderthal: bei Unter Schweig (711.5/219.8) Globigerinenmergel, bei Ober Stöss (712.0/219.9) Globigerinenmergel und Mergel mit eingesedimentierten Blöcken und S von Rollisboden zwei unbedeutende Aufschlüsse siltiger Mergel mit kleinen Blöcken.

2. Auf dem Salbügel (713.25/219.97): gelblichbraune Globigerinenmergel, sterile siltig-glimmerige Mergel (Mergelflysch) oder Mergelfeinbreccie. Als eingesedimentierte kleine Blöcke lassen sich Flyschsandsteine, Ölquarzite, «alberese-artige» Kalke, gebänderter Muskowitgneis, pegmatitischer Quarzporphyr usw. erkennen.

3. 500 m östlich der vorigen Lokalität, im Salwald (713.8/220.0), grössere Anrisse bildend (Mächtigkeit mindestens 15 m): hell anwitternde, von Calcitschnüren durchsetzte Globigerinenmergel, ferner siltige, feinglimmerige Mergel, die zuweilen «Orbulinarien» führen. Diese Mergel enthalten regellos eingestreute Flyschsandstein- und Kristallinblöcke (Grösse bis 30×40 cm). Von dieser Lokalität stammt ein brecciöser Quarzsandstein-Block mit Nummuliten (*N. aff. munchisoni*), ?Assilinen und kleinen Discocyclinen (Alter nach H. Schaub: wahrscheinlich Yprésien). Am Westende der Anrisse ist der Kontakt mit den Sandsteinen der südlich anschliessenden Zone 4 aufgeschlossen.

4. Die nächst östlicheren Aufschlüsse befinden sich am Südeinde der Rossweidhöchi. Da die Flyschsandsteine und Dachschiefer der Zone 4 an dieser Lokalität aber nicht sichtbar sind, lässt sich nicht mit Sicherheit sagen, ob die hier angeführten Bildungen der Zone 3 oder evtl. bereits der Zone 5 angehören. Südlich von Pt. 1424 bilden stark gepresste, calcitreiche Globigerinenmergel

einen 1–1,5 m breiten Aufschluss (715.86/220.28). Im S stossen sie (mechanischer Kontakt) an mergelflysch-artige Schiefer, die auf der Westseite des Grates grössere Anrisse bilden. Die Zugehörigkeit dieser braungrauen siltig-sandigen und feinglimmerigen, sterilen Mergel ist unklar.

An dieser Stelle möchte ich auf eine auffällige Ansammlung von Nummulitenkalk- und (weniger zahlreich) Grünsandblöcken hinweisen (715.65/220.40), inmitten einer Zone von Blockmaterial, das vom Wageten-Nordhang abgestürzt ist. Wir betrachten diese Blöcke als Relikte einer dort anstehenden, heute aber ganz zerfallenen Rippe; einzelne Schollen am oberen Rand dieses Blockareals könnten evtl. noch anstehend sein.

Östlich der Hütte von Steinschwantli, bei Koord. 715.32/220.32, innerhalb der Fels- und Bergsturzmasse, findet sich ein kleines Gebiet, in dem nur kleine Brocken und Gerölle von Flyschsandsteinen, Ölquarziten, glaukonitischen Quarzsandsteinen, «Orbulinarien» und Globigerinen führenden Mergelkalken sowie von kristallinen Gesteinen herumliegen. Zweifellos sind im erwähnten Geländestück – infolge Abgleitens des diluvialen Blockschuttes – die darunter anstehenden Globigerinen- bzw. Flyschmergel mit einsedimentierten Blöcken freigelegt worden. Aufschlüsse in diesen Mergeln sind heute jedoch nicht vorhanden.

5. Das östlichste Vorkommen von Gesteinen der Zone 3 befindet sich im Gebiet von Flüe; es ist ein kleiner Aufschluss in Globigerinenmergel (716.8/220.2).

Zone 5

Wägitaler Aa und westlich anschliessendes Gebiet

1. Am Nordrand des Chli Aubrig, W und NW von Unter Alten (707.80/218.95 und 708.00/218.78), sind Globigerinenmergel aufgeschlossen, die der Zone 5 angehören. Am Chratzerlibach ist der Kontakt derselben mit den Gesteinen der N und S anschliessenden Flyschzonen 4 und 6 sichtbar (708.65/218.66). Am Nordrand des Gross Aubrig sind nur wenige Aufschlüsse vorhanden; es handelt sich ausschliesslich um Globigerinenmergel. Die Mergel in der Umgebung der Hütte Dorlaui (Pt. 1074) sind evtl. versackt. Weitere Aufschlüsse sind im Widenwald zu finden.

2. An der Wägitaler Aa, südlich Chrumm, kommen neben eocaenen Mergeln auch Nummulitenkalke, -grünsande und Senonmergel vor. Nummulitenkalke bilden den kleinen Hügel Pt. 772 (710.96/219.47) sowie den kleinen Felssporn auf der gegenüberliegenden Bachseite.

Die Rippe von Pt. 772 ist 40–50 m weit verfolgbar und besteht aus einer etwa 10 m mächtigen Kalkbank, die mit 60–65° südwärts einfällt. Vorwiegend grauer, an der Basis hämatitischer Kalk, der Assilinen (u.a. *A. placenta*), Discocyclinen (darunter *D. cf. discus*) und viele kleine Nummuliten enthält (oberes Yprésien). Über diesem Kalk folgt (am Ostende der Aufschlüsse) ein dunkelgrauer, stark kalkiger, glaukonitischer Sandstein; neben zahlreichen kleinen Nummuliten und Discocyclinen treten darin *Discocyclina discus* und *Nummulites cf. gallensis* auf (basales Lutétien). Dieser Sandstein geht nach oben in einen grauen, sandigen Mergelschiefer über, der zunächst noch grünsandig ist, seinen Glaukonitgehalt aber rasch verliert. Nach einem durch Vegetation verdeckten Intervall, folgen im Süden Amdenerschichten. Senon tritt auch auf der Nordseite der Rippe auf, ist aber auch hier von den Nummulitenschichten durch einen aufschlusslosen Streifen getrennt.

Gebiet des Ruestelbaches

1. Beim Steg von Ober Schweig (711.25/219.47) ist eine 4–4,5 m mächtige Bank von grauem, stellenweise hämatitischem Nummulitenkalk mit *Assilina granulosa* (Yprésien) aufgeschlossen. Nördlich davon folgt grauer, glimmeriger Sandstein, dann graue, ± sandige, z.T. foraminiferenführende Mergelschiefer mit vereinzelt Austern; den Abschluss bildet ein mergeliger, leicht glaukonitischer Kalk, der kleine Austernschalen enthält. Alle diese Schichten streichen W–E und stehen senkrecht.

2. Im unteren Ruestelbach (711.64/219.26) treten innerhalb einer schlecht aufgeschlossenen Zone grauer Mergel, die teils dem Sénonien und teils dem Tertiär angehören, in Abständen von 7–20 m voneinander, vier, je 3–6 m mächtige Nummulitenkalk- bzw. Grünsandschollen auf. Die nördlichste Scholle (Grünsand) ist steril; die nächste (Grünsand) enthält *Assilina granulosa* var. *minor*. Die dritte, stark zerbrochene Scholle setzt sich wie folgt zusammen: im südlichen Teil aus grauem Kalk mit Nummuliten (nach H. Schaub u.a. *Nummulites kaufmanni* und *Nummulites leupoldi*, *Assilina placenta*, *Terebratula* sp.; es ist «Kaufmannikalk»: oberes Yprésien); der nördliche Teil der Bank besteht aus stark glaukonitischem Nummulitenkalk, der in graue, feinglimmerige Foraminiferenmergel übergeht.

3. Bei Koord. 712.22/219.13, ca. 40 cm oberhalb eines scharfen Knickes im Ruestelbach, beobachten wir am linken Ufer, hangaufwärts gehend:

Graue, anscheinend sterile, sandige Mergel bis Mergelsandsteine, oben tektonisch begrenzt; darüber ein stellenweise eisenschüssiger Grünsand

(2,5 m); dann ein dunkelgrauer, hämatitischer Kalk (ca. 3,5 m) mit *Assilina granulosa*, kleinen Nummuliten und Discocyclusen, Pecten und Austern; darüber folgt – oberhalb einer Schuttzone, 40–45 m über dem Bach ein Wändchen bildend – eine mehrere Meter dicke Bank von Quarzsandstein, die sich etwa 50 m weit ostwärts verfolgen lässt. Eine Fortsetzung der Nummulitenschichten auf dem rechten Ufer des Ruestelbaches ist nicht sichtbar; dort stossen Amdenerschichten tektonisch direkt an einen haushohen, mehrere Meter dicken «Klotz» von Quarzsandstein derselben Art wie der eben erwähnte (712.14/219.08). Dieser Quarzsandstein ist ein hartes, massiges, jedoch stark zerklüftetes, glaukonitführendes Gestein, hellgrau, braun anwitternd.

Etwas westlich dieser Lokalität (712.00/219.11) zeigt sich in einer kleinen Waldparzelle ein 10 m langes und 3 m hohes Felsbändchen, bestehend aus dunkelbraunem, leicht sandigem Nummulitenkalk mit *Nummulites gallensis*, *Assilina* cf. *exponens*, vielen Discocyclusen (oberstes Yprésien bis basales Lutétien).

4. Im Herrenbach, bei Koord. 712.20/219.26, ist eine 5–6 m mächtige, senkrecht stehende, etwa 100–150 m weit sichtbare Nummulitenkalk-Bank aufgeschlossen:

Längs der Nordgrenze (= Basis) der Bank, besteht das Gestein aus dunkelgrauem, leicht tonigem, glaukonitischem Kalk mit *Assilina granulosa*, kleinen Nummuliten und Discocyclusen, dickschaligen Austern. Nach oben (südwärts) geht der Kalk in Grünsand (1 m) über, der kleine Nummuliten, viele Discocyclusen (darunter *D. cf. discus*), dickschalige Austern, Pecten und einzelne Bruchstücke von *Conoclypeus* enthält. Über dem Grünsand folgen graue, sandige, fossilarme Mergelschiefer – ähnlich den Stadschiefern. Die Hauptmasse des Kalkes entspricht (nach H. Schaub) dem Niveau des «Kaufmannikalkes» (oberes Yprésien).

Im Norden stösst die Kalkplatte an einen mehrere Meter dicken Komplex stark gepresster, heller, gefleckter Globigerinenmergel, die ihrerseits von den darauffolgenden «Mergeln mit eingesedimentierten Blöcken» ebenfalls durch eine tektonische Grenze getrennt zu sein scheinen.

5. Im nördlichen Stuckliwald (713.15/219.38) bildet die steilstehende, bis 15 m mächtige Nummulitenkalk-Platte eine ausgeprägte, stellenweise felsige Rippe. Sie besteht zur Hauptsache aus einem grauen, mitunter stark hämatitischem Kalk, der u.a. *Assilina granulosa* var. *minor* enthält (Yprésien). Weder das Liegende noch das Hangende des Kalkes ist aufgeschlossen.

Gebiet Salbügel–Ramseli–Flüe

Die bis dahin \pm W–E streichende Zone biegt nun nach NE um und erreicht die Wasserscheide Wägital–Trepsental am Salbügel, zwischen Pt. 1319.4 und Pt 1337. Auf dem Grat lässt sich die Zone

in zwei Abschnitte unterteilen: der nördliche besteht aus eocaenen Mergeln mit kleinen, verschleppten Fetzen von Nummulitenkalk und -grünsand und der südliche aus Amdenerschichten. Von hier streicht die Zone in östlicher Richtung durch den Hinter-Salwald gegen Ramseli hinunter. In diesem eher mangelhaft ausgeschlossenen Gebietsteil treten neben Amdenerschichten, Globigerinenmergeln und vereinzelt kleinen Lamellen von Sandstein/Schiefer-Flysch («f», 713.84/219.69) auch eine Anzahl kleiner Nummulitenkalk- und Grünsandschollen auf. Ihre Faunen weisen auf unteres Lutétien oder auf Yprésien hin, in einem Fall auf Paleocaen-Yprésien.

1. Ein erstes solches Vorkommen von Nummulitenschichten befindet sich SE des Salbügels, in etwa 1300 m Höhe (713.63/219.70). Es sind zwei Schollen von unterem Lutétien, von denen die grössere, leicht südfallende, von unten nach oben folgendes Profil zeigt:

- a) 2,5 m: dunkler, glaukonitischer Kalk mit lagenweise angereicherten Discocyclus (*D. discus*); eine mergelige Zwischenlage führt reichlich *Nummulites gallensis*. Nahe der Basis wurden kleine Einschlüsse mit Globotruncanen beobachtet. Die obersten 50 cm sind mergelig.
- b) 2,8 m: sehr harter Grünsand. Im unteren Teil kalkige Zonen mit zahlreichen Assilinen (*A. exponens*, z.T. (?) *A. exponens* var. *tenuimarginata*), ferner dünne Discocyclus. Der obere Abschnitt ist fossilarm.
- c) 1 m: dunkle Mergel.
- d) 0,6 m: Grünsand mit *Assilina* aff. *exponens*.
- e) 0,4–0,5 m: graue Mergel.
- f) 0,45 m: Grünsand mit *Assilina* aff. *exponens*.
- g) Mergel. Nach einer schmalen Schuttzone folgt dann Ruestel-Flysch.

2. Eine weitere Nummulitenkalk-Scholle zeigt sich u. a. im südlichsten Salwald, bei Koord. 713.90/219.78. Die 6–8 m mächtige, steil südfallende Platte besteht aus dunkelgrauem, z.T. glaukonitischem Kalk, der u. a. *Nummulites burdigalensis*, *Nummulites* cf. *kaufmanni*, *Assilina* cf. *placentula* führt (oberes Yprésien).

Nördlich davon schliessen – tektonisch abgetrennt – zunächst 3,5 m dunkelgraue, schwach gebänderte Schiefer an; es folgen ca. 8 m schwarze Flyschschiefer und braune Foraminiferenmergel. Die Schiefer enthalten Einschlüsse von Flyschsandstein und Grünsand. Nach einer 5 m breiten Schuttzone sind braune, zerdrückte Foraminiferenmergel (3 m) mit einer schwärzlichen Zwischenlage aufgeschlossen. Auch auf der Südseite kommen zwischen Nummulitenkalk und Amdenermergel dunkle Flyschschiefer vor (2 m).

3. Am Trepsenbach (714.23/219.76) ist der nördlichste Teil der Zone 5 aufgeschlossen: eine etwa 30 m mächtige, steil südwärts

fallende, aus mehreren kleineren Lamellen verschiedener Herkunft und z.T. auch verschiedenen Alters zusammengesetzte Schichtfolge. Südlich an den «Sandstein-Dachschiefer-Komplex» anschliessend, folgen:

- a) 4–5 m: Blockmergel, abwechselnd Lagen von Flyschmergeln und von «Mergelfeinbreccien» (vgl. p. 56). Regellos darin verteilt sind kleine, gerundete und eckige Einschlüsse von feinkörnigen Flyschsandsteinen, dann auch von dunklem Kalk, «Ölquarzit», Biotitgneis usw.
- b) 15–16 m: Wechsellagerung geringmächtiger Sandsteinbänke und fester, z.T. sandiger Tone («f», auf der Karte zu breit dargestellt). Alter und Herkunft fraglich.
- c) 6 m: Globigerinenmergel.
- d) 0,7 m: Grünsandbank.
- e) 1,5 m: graue, z.T. sandige Mergel (Amdenerschichten?).
- f) 1,5 m: graue Schiefer mit eingelagerter Grünsandscholle.

4. Das bedeutendste Vorkommen von Nummulitenschichten im Hinter-Salwald befindet sich gegenüber Ramseli (714.2/219.5). Als einziges innerhalb des Kartengebietes weist es Schichten paleocaenen Alters auf. Die \pm senkrecht stehende, mindestens 23 m mächtige und 150 m weit hangaufwärts verfolgbare Scholle zeigt folgende Zusammensetzung:

Liegendes: Amdenerschichten, vorw. grau, gelegentlich mit dünnen Bändern von hartem, sehr feinkörnigem Quarzsandstein (faziell z.T. ähnlich Wangschiefer). Die Grenze gegen das Tertiär ist eine unebene Transgressionsfläche. Darüber folgt:

- a) 1,55 m: dunkel-braungrauer, etwas mergeliger, glaukonitischer Kalk (im oberen Teil) bis Kalkschiefer (im unteren Teil). Oben kleine Einschlüsse von Lithothamnienkalk. Das Niveau enthält zahlreiche kleine Discocyclinen; besonders die Basis ist als glaukonitischer, siltiger «Discocyclinenmergel» ausgebildet.
- b) 1,4 m: Schutt.
- c) 0,5 m: dunkelgrauer, mergeliger und glaukonitischer Kalk (ähnlich a).
- d) 0,8 m: Schutt.
- e) 2,3 m: Lithothamnienkalk, hellgrau bis braungrau, mit kleinen Discocyclinen.
- f) 0,8 m: dunkelgrauer Mergelkalk bis Kalkmergel und weiche Tonbänder; zäher, siltiger Kalk mit Bryozoen, Lithothamnienkalk und kleinen Discocyclinen.
- g) 0,8 m: dunkler, glaukonitischer, etwas toniger Kalk; v. a. im oberen Teil mit kleinen Discocyclinen und Lithothamnien-Bruchstücken.
- h) 0,8 m: Lithothamnienkalk, hellgrau bis braungrau, mit kleinen Discocyclinen.
- i) 0,25 m: dunkler Kalk (wie g).
- j) 1,5–1,6 m: Lithothamnienkalk.

- k) 2,2 m: dunkelgrauer, toniger Kalk.
- l) Ca. 3 m: Lithothamnienkalk, selten mit Assilinen.
- m) Ca. 6–8 m: grauer Kalk, teilweise mit Fragmenten von Lithothamnien, Discocyclinen, Bryozoen.
- n) Globigerinenmergel: helle, im allgemeinen ziemlich feste, gefleckte Mergelschiefer mit «Orbulinarien» und Globigerinen.

Nach H. Schaub repräsentieren im obigen Profil die Niveaus *a* bis *j* (evtl. bis *k*) das Paleocaen (mit *Discocyclina* cf. *seunesi*), die Horizonte *l* und *m* das Yprésien. Der oberste Abschnitt der «Rippe» (= *m*) dürfte dem «Kaufmannkalk» gleichzusetzen sein; es wurden darin folgende, auf oberes Yprésien hinweisende Foraminiferen festgestellt: Nummuliten aus der *distans*-Gruppe, *Assilina* cf. *laxispira*, ferner viele kleine, radiate Nummuliten, Assilinen und verschiedenartige Discocyclinen.

5. Östlich des Trepsenbaches ist die Zone 5 auf grössere Distanz von Schutt bedeckt. Erst bei Flüe (716.60/220.15) tritt sie wieder – zum letzten Mal – in Erscheinung. Ihr gehören vermutlich die unbedeutenden Aufschlüsse von teilweise fleckigen Globigerinenmergeln und von tiefgründig verwitterten Mergeln vom Typus «Mergelflysch» an, die südlich der «Sandstein–Dachschiefer-Zone» vorkommen¹⁾.

Zone 7

Diese Zone lässt sich vom westlichen Kartenrand bis gegen Oberurnen verfolgen. An ihrem Aufbau beteiligen sich vor allem eocaene Globigerinenmergel und «Flyschmergel» (Mergelflysch), ferner – aber in geringerem Masse – Nummulitenschichten und Senonmergel. Nummulitenschichten treten zwar an vielen Stellen auf, doch handelt es sich dabei fast ausschliesslich um blockförmige Schollen oder um kurze, plattige, von Globigerinenmergeln umschlossene Schürflinge.

Wägital und westlich anschliessendes Gebiet

1. Im äussersten Westen des Kartengebietes, am NW-Fuss des Chli Aubrig, gehören zu dieser Zone zunächst die Globigerinenmergel, die die helvetische Kreideserie direkt unterlagern. Auf dem

¹⁾ *Korrektur:* Das östliche der beiden auf der Karte angegebene Vorkommen von e_{4-6} (716.86/220.14) sollte das Areal von e_6-o_1 auf der Ostseite nicht umfassen.

Sattel bei Pt. 1437 (707.73/218.60) schaltet sich an der Grenze gegen den nördlich anschliessenden Ruestel-Flysch eine etwa 6 m mächtige, W-E streichende Lamelle von Nummulitenschichten ein, deren nördlicher Teil aus stark zerbrochenem, dunkelgrauem, spätigem Grünsand besteht, der Assilinen, Discocyclinen, Pecten usw. führt. Am Süden der Aufschlüsse sind dunkelbraune, glaukonitische Schiefer und etwas mergeliger Kalk sichtbar. Dieser Kalk enthält, neben Resten von Austern, Pecten und Seeigelstacheln, zahlreiche kleine Nummuliten und Discocyclinen.

2. Nördlich des Gross Aubrig ist die Zone nirgends aufgeschlossen. Sie zeigt sich erst wieder im Wägital, an der Strasse Vorderthal-Innerthal und an der Wägitaler Aa selbst.

Längs der Strasse, bei Pt. 821.2: Nördlich an die Schichten des Gugelberg-Nordschenkels und der ihm vorgelagerten Schuppen anschliessend, folgen Flyschschiefer, die von BRÜCKNER (1940) als «ultrahelvetisch» bezeichnet wurden. Es sind dunkle «Mergelschiefer», in denen einzelne kleine, linsenförmige Sandsteinfetzen vorkommen («f_x», 710.95/219.10). Ausserdem enthalten sie kleine Schürfflinge von eoceanem Grünsand und glaukonitischem Nummulitenkalk, die z. T. *Assilina* cf. *exponens*, kleine Nummuliten und Discocyclinen führen. Nahe der Basis des Schieferkomplexes wurden auch graue Schiefer mit «Orbulinarien» beobachtet, die möglicherweise tektonisch eingeschaltet sind.

Rechtes Ufer der Wägitaler Aa: Die hohen Anrisse unterhalb der Strasse bestehen aus laminierten, gefleckten Globigerinenmergeln, die nördlich der oben erwähnten Schiefer austreichen. Gegen das südliche Ende der Anrisse zeigen sich in den hellen Schiefen schmale, langgezogene Linsen dunkelbrauner Mergelschiefer sowie härterer, glaukonitischer Mergel. In diesen dunkeln Schiefen treten ebenfalls verschürfte Schollen von Grünsand mit Assilinen, von grauem, tonigem Kalk und von kalkig-tonigem Sandstein auf. Die Grenze gegen den nördlich anschliessenden Ruestel-Flysch ist scharf.

Gebiet zwischen Wägital und Trepsental

1. Die fast 200 m lange Rippe Pt. 923.4, Trittweid (712.14/218.97), wird von einem grauen, stellenweise hämatitischen Nummulitenkalk gebildet, der (nach H. Schaub) vor allem *Assilina douvillei* und grosse Formen der *Nummulites distans*-Gruppe enthält, ausserdem noch Discocyclinen (oberstes Yprésien). Die steil südfallende Kalkplatte wird im N von stark gepressten, gefleckten Globigerinenmergeln unterteuft (tektonische Grenze). Auf der Südseite der Rippe treten analoge Mergel auf; die Grenze zwischen Kalk und Mergel ist jedoch nicht aufgeschlossen. Neben den gefleckten Globigerinenmergeln kommen stellenweise auch

graue, leicht glaukonitische, sterile Flyschmergel (Mergelflysch) vor.

2. In der Gegend des obersten Ruestelbaches wird Zone 7 zur Hauptsache von miteinander verschuppten Komplexen von Amdenerschichten, hellen, foraminiferenreichen Fleckenmergeln und grauen, eocaenen, fossilarmen Mergeln (ähnlich den Stadtschiefern) gebildet. Nummulitenkalke und Grünsande sind selten; am linksseitigen Bord des Ruestelbaches enthält eine 2 m dicke Grünsandbank (nach H. Schaub) Nummuliten aus der *burdigalensis-perforatus*-Gruppe und *Assilina* cf. *exponens* (unteres Lutétien).

3. Auf der Wasserscheide zwischen Ruestelbach und Trepsenbach, südlich der Gwürzeegg, ragen eine Anzahl Nummulitenkalk- und Grünsandfelsen aus dem vegetationsbedeckten Boden heraus. Die südlichste Rippe (713.90/219.04) besteht aus zwei Schollen – beide aus Nummulitenkalk und Grünsand zusammengesetzt – getrennt durch feinsandige, leicht glaukonitische Mergelschiefer (1,5 m). Die Kalke enthalten *Nummulites gallensis* und grosse Discocyclinen, darunter *D. cf. discus* (basales Lutétien).

110–120 m weiter nördlich (713.89/219.15) zeigt sich ein dunkelgrauer Kalk mit grünsandigen Schlieren. Er enthält viele Nummuliten (*N. gallensis*) und Discocyclinen. Nördlich schliessen ein ebenfalls glaukonitischer Kalk mit Assilinen (aff. *exponens* var. *tenuimarginata*) sowie ein harter Grünsand an. Auch bei Pt. 1384 kommen Nummulitenkalke und Grünsande zum Vorschein.

4. Weiter östlich, im Gwürzwald, dominieren wiederum Mergelgesteine: helle, fleckige Globigerinenmergel, stellenweise mit dunkleren Zwischenlagen; ferner verschiedene Varietäten von ± siltigen Flyschmergeln. Nummulitenschichten sind schwach vertreten; meist handelt es sich nur um kleine Schollen. Eine etwas grössere Lamelle findet sich bei 714.15/219.18, von unten nach oben:

- a) Fragliche Amdenerschichten (Kontakt mit dem Hangenden unsichtbar).
- b) 0,8–0,9 m: dunkelgrauer Nummulitenkalk mit Discocyclinen, u. a. *D. cf. discus*, *Nummulites gallensis* und kleinen, gepfeilten Nummuliten (basales Lutétien).
- c) Ca. 1 m: Grünsand mit *Nummulites gallensis*, kleinen Nummuliten, Discocyclinen.
- d) 0,5 m: feste, dunkel-braungraue, glaukonitische Kalkmergel.
- e) 2–3 m: graue, stark geschieferte Foraminiferenmergel.
- f) Foraminiferenarme Mergelschiefer.

Gebiet zwischen Trepsental und Oberurnen

1. Östlich des Trepsenbaches finden wir die Fortsetzung der Zone 7 zwischen Grotzenstuden und Grotzen. In den beiden Bachgräben ENE von Pt. 1122 zeigt sich folgendes Profil:

- a) Braungraue, ungeflechte Globigerinenmergel mit vielen «Orbulinarien».
- b) Flyschmergel (Mergelflysch): braungraue, hell anwitternde, ungeflechte, sterile Mergelschiefer, gelegentlich sehr dünne Bänder von siltigen Mergeln bis Siltstein führend.
- c) Amdenerschichten: graublaue Mergelschiefer, mit kleinen Foraminiferen, winzigen Gastropoden und vereinzelt Austern. Im südlichen der beiden Bachäste zeigen sich eine Anzahl härterer, sandiger Zwischenlagen, die vermehrt Austern enthalten. Sie liegen in der Fortsetzung der «Austernschichten von Grotzen» (vgl. weiter unten).
- d) Zwischen den Amdenerschichten und den Stadschiefern der Wageten-Kette ist ein schmales Flyschband eingeschaltet («f», 715.10/219.14), das zusammengesetzt ist aus grauen, foraminiferenführenden Mergelschiefern mit kleinen Grünsandlinsen und aus braungrauen bis dunkelgrauen, laminierten Schiefern, in denen kleine Schollen oder Linsen von feinkörnigem Flyschsandstein oder von Ölquarzit (Schürflinge) eingebettet sind.

Die «Austernschichten von Grotzen» (Lokalität «Rotgrotzen» älterer Autoren), die schon lange bekannt sind (vgl. OBERHOLZER 1933), bilden einen grösseren Aufschluss (715.22/219.10). Der untere Teil besteht aus «normalen» Amdenerschichten, der obere aus härteren, sandigen Mergelschiefern und mergeligen Sandsteinen. In diesen härteren Lagen treten einzeln oder lagenweise angehäuft Austern der Gruppe *Ostrea (Pycnodonta) escheri* auf. Sie liegen bisweilen so zahlreich beieinander, dass man von eigentlichen Lumaellen sprechen kann. Ausserdem enthalten die Mergel Kleinforaminiferen, vereinzelte Inoceramen-Fragmente und winzige Gastropoden. Am Ostende des Aufschlusses sind über den Amdenerschichten fleckige Globigerinenmergel sichtbar, die aber wahrscheinlich verrutscht sind.

2. Im Gebiet der Chöpfenalp schliessen an die Stadschiefer der Wageten-Kette fleckige Globigerinenmergel an, in denen einzelne, ganz unbedeutende Linsen von Nummulitengrünsand und von Amdenermergeln eingebettet sind (715.94/219.14).

3. Auf der Wasserscheide nördlich von Scheidegg (Dürrenbüchel-Marchegg) beobachtet man von Pt. 1575.6 nordwärts eine Aufeinanderfolge von vier relativ schmalen Schuppen, die jeweils (von S nach N) aus Globigerinenmergeln, grünsandigen Nummulitenschichten und Amdenerschichten bestehen (OCHSNER 1935 a).

Zwischen der nördlichsten dieser Schuppen und den Stadschiefern der Wageten-Kette schaltet sich schliesslich noch eine Lamelle südhelvetischer Globigerinenmergel ein. Die Schuppen sind tektonisch stark mitgenommen: die harten und primär wohl wenigmächtigen Nummulitenschichten erscheinen grösstenteils in Form kleiner und grösserer Blöcke.

Die südlichste Schuppe, die den Pt. 1575.6 bildet, setzt sich – von oben (Süd) nach unten (Nord) – folgendermassen zusammen:

- a) Globigerinenmergel, fleckig, mit dunkeln Linsen.
- b) 2 m: Grünsand, reich an *Discocyclina* cf. *discus*, daneben einzelne kleine Nummuliten.
- c) 1 m: hellgraue, siltige, glimmerig-glaukonitische Mergel mit zahlreichen kleinen, sehr dünnen Discocyclinen, Bruchstücken von Seeigeln und Muschelschalen.
- d) 2 m: Grünsand, eher fossilarm; an der Basis sind kleine, verschiedenartige Gerölle eingelagert.
- e) 30–35 m: Amdenermergel, mit Inoceramen-Fragmenten und einzelnen Austern.

Der Grünsand der südlichsten Schuppe lässt sich etwa 60–70 m weit ostwärts verfolgen; nachher schauen nur noch blockförmige Schollen aus dem Boden. Im Grünsand der nördlichsten Schuppe wurde ein gefeilter Nummulit gefunden (*N. ? gallensis*). Die Grünsandbänke der übrigen Schuppen sind vollständig in Blöcke aufgelöst, die im allgemeinen der Grenze zwischen Amdenerschichten und Globigerinenmergel entlang liegen.

4. Gegen Osten verschwinden die Senon/Eocaen-Schuppen rasch; gleichzeitig werden die Aufschlussverhältnisse immer prekärer. Im Bach, der von Winteregg nach Vorder Schwändi hinunterfliesst, wurden nur an 2–3 Stellen ganz unbedeutende Schollen von Nummulitenkalk oder Grünsand beobachtet, die als letzte Überreste der Schuppen von Dürrenbüchel aufgefasst werden können. Sie liegen in gefleckten Globigerinenmergeln, zu denen sich lokal noch dunkelgraue, \pm stark laminierte Flyschmergel gesellen. Bachabwärts, bei 718.04/219.18, stehen verfaltete Flyschmergel an (ein etwa 3 m breiter Streifen), die ebenfalls einige kleine Schürflinge von Grünsand mit schlecht erhaltenen kleinen Nummuliten und Discocyclinen enthalten.

5. Weiter östlich, zwischen Ober Lohegg und Sonnenstafel, setzt sich die Zone aus «Mergelflysch» (im S) und Globigerinenmergeln (im N) zusammen. Die Flyschmergel sind im Lohegg-Gebiet bedeutend weniger tektonisiert als weiter westlich. Der Komplex besteht aus einer Wechselfolge verschieden stark kalkiger,

siltiger und glimmeriger, \pm steriler Mergelschiefer. In den braun-grauen Mergeln beobachtet man gelegentlich einzelne geringmächtige, bisweilen feingestreifte Sandsteinbänder. Die nördlich anschliessenden Globigerinenmergel weisen, wie üblich, bezüglich Farbton, Silt- und Fossilgehalt Unterschiede auf. Ein geringmächtiges Bändchen von glaukonitführendem Kalksandstein – nahe am Kontakt mit den «Flyschmergeln» – enthielt Globigerinen und Discocyclus-Fragmente (? Untereocaen).

Innerhalb der Globigerinenmergel finden sich verschiedentlich ausgewalzte Schieferhorizonte; an einigen Stellen enthalten sie kleine, verschürfte Sandsteinbrocken. Es scheint, dass die Globigerinenmergel und der «Mergelflysch» keine stratigraphisch einheitliche Serie darstellen, sondern in sich verschuppt sind.

6. Am Weg von Ober Locheegg nach Mittlere Locheegg, ungefähr 125 m östlich der erstgenannten Alphütten, wurde ein kleiner, unscheinbarer Aufschluss entdeckt (weniger als 1 m² gross), in welchem u.a. eine dünne Bank von senkrecht stehender Globotruncanenkalk-Breccie vorkommt (718.98/219.51). Der Aufschluss dürfte heute kaum mehr sichtbar sein. Es wurde folgendes Profil von SE nach NW (vermutlich unten-oben) aufgenommen:

- a) Einige Zentimeter sichtbar: Übergang von Globigerinenmergel zur Breccie b: Stark geschieferter, fleckiger, glimmerreicher Mergel mit ungleichmässig verteiltem Glaukonit.
- b) 12 cm: Globotruncanenkalk-Breccie: Anhäufung eckiger und kantengerundeter Fragmente von olivbraunem bis dunkelgrauem, dichtem Globotruncanenkalk (grösstes beobachtetes Fragment 3 × 1,5 cm). Die Kalkbrocken liegen in einer schwarzen, kalkig-tonigen, dichten Grundmasse, in der Glaukonit und weisse Körner (vermutlich Kollophanit) in erheblicher Menge auftreten. Die angewitterte Oberfläche der Breccie ist rau; sowohl Komponenten als auch Grundmasse enthalten Pyrit. Im Kalk wurden Fissurinen und zweikielige Globotruncanen festgestellt. Nach M. Reichel: vorwiegend *Globotruncana lapparenti bullioides*, *Globotruncana lapparenti lapparenti* und *Globotruncana ventricosa* (Verbreitung: Santonien–Campanien). In der Grundmasse treten stachelige und grobporige Globigerinen und ausserdem Lageniden auf. Das Alter der Breccie wird als Eocaen, wahrscheinlich Priabonien angegeben.
- c) 45 cm: fleckige Globigerinenmergel.
- d) 20 cm: Linse von feinkörnigem, stark glaukonitischem Sandstein.
- e) 20 cm: spärlich glaukonitführende, sandige Mergelschiefer.
- f) 26 cm: vorw. mergeliger, z.T. geschieferter, glaukonitischer Sandstein; selten, grosse, flache Assilinen (*A. aff. exponens*), kleine Nummuliten und flache Discocyclus (*D. cf. archiaci*): Eocaen.
- g) Globigerinenmergel (15–20 cm aufgeschlossen).

Es scheint sich bei diesem Vorkommen um ein kleines Fragment einer jener konglomeratisch-brecciösen Einlagerungen in den eocaenen Foraminiferenmergeln zu handeln, wie sie aus verschiedenen Abschnitten der helvetischen Region und aus dem Ultrahelvetikum bekannt sind.

7. Am NW-Ende der Riseten-Kette, nördlich von Pt. 1722.4 (Hinter Riseten), tritt zwischen der Schichtfolge dieser Kette und dem «Mergelflysch» der Zone 7 eine Anzahl kleiner Schuppen auf (auf der Karte sind die Verhältnisse vereinfacht dargestellt). Von S nach N lassen sich folgende Elemente unterscheiden (BRÜCKNER 1940):

- a) Valanginienmergel der Riseten.
- b) Stadschiefer, ca. 15 m, stark zerquetscht (evtl. mit Globigerinenmergeln der Flyschzone verknüttet).
- c) Bis 5 m dicker, nach unten zusammenlaufender Keil von Seewerkalk.
- d) Globigerinenmergel der Flyschzone; geringmächtiger, nach oben auseinanderlaufender Span.
- e) Stadschiefer, ca. 15 m; im südlichen Teil sind kleine Schürflinge von Seewerkalk und Assilinengrünsand eingelagert.
- f) Globigerinenmergel der subalpinen Flyschzone (schätzungsweise 5–6 m).
- g) Mergelflysch.

8. Auf dem Locheegg-Grat (719.42/219.58) kommt, im südlichsten Teil des Globigerinenmergel-Komplexes, eine kleine Anzahl unbedeutender Einschaltungen von Nummuliten führenden, glaukonitreichen Sandkalken und Sandsteinen vor. Ob es sich dabei um Schürflinge handelt oder um abgeglittene und einsedimentierte Schollen – wie von der Globotruncanenkalk-Breccie von Ober Locheegg vermutet wird – bleibe offen.

9. Im Bereich der Mittleren und Unteren Locheegg sind grosse Teile der Zone ohne Aufschlüsse. Solche zeigen sich erst wieder im unteren Oberurner Tal, und zwar in der «Ofenrunse», die von Pt. 1160 (721.21/219.18) nördlich des Zimmereggwaldes gegen Oberurnen hinunterzieht. Im oberen Abschnitt dieser Runse ist «Mergelflysch», im unteren Globigerinenmergel aufgeschlossen.

Zone 8

Der Schichtfolge des Gross Aubrig (vermutlich auch des Gugelberges) ist im Süden eine relativ schmale Zone von «Einsiedler Flysch» angelagert; ich nenne sie *Schräbach-Zone* – nach dem Bach, der vom Gebiet der Bärlauialp ostwärts zum Wägitaler See hinab verläuft.

An den Stellen, wo der Kontakt mit der Aubrig-Serie aufgeschlossen ist, erweist sich dieser als tektonisch; längs dieser Zone werden die beiden Serien durch eine geringmächtige Abfolge \pm laminierter, dunkler Flyschschiefer voneinander getrennt. Diese Schiefer führen regellos eingestreute Brocken von (?einsedimentierten) feinkörnigen Flyschsandsteinen und geröll- oder linsenförmige Grünsandeinschlüsse (Schürflinge). Die Schräbach-Zone stellt also nicht den stratigraphisch obersten Teil der Aubrig-Serie dar; wir haben es vielmehr mit einem neuen tektonischen Element zu tun – zusammengesetzt aus Lamellen von südlicherer Herkunft als die Aubrig-Schuppe.

Die Zone besteht, je nach Lokalität, aus einer einzigen oder aus zwei übereinanderliegenden Lamellen. Gesamthaft lassen sich in der Streichrichtung, zwischen dem Wägitaler See und dem Westende der Schräbach-Zone (S von Ahoreli), mindestens drei Lamellen ungleicher Zusammensetzung nachweisen.

Über den Schiefen mit Einsprenglingen folgen meist etwas Amdenerschichten bzw. stark zerrissene Nummulitenschichten. Nur an wenigen Lokalitäten sind grössere Relikte von Nummulitenkalk- und Grünsandbänken zu erkennen; sonst treten sie lediglich als lückenreiche Kette kleinerer, blockförmiger Schollen auf oder fehlen stellenweise ganz. Die Globigerinenmergel, das Hangende der Nummulitenschichten, zeigen sich gelegentlich in geringer Mächtigkeit. Im Gebiet des unteren und mittleren Schräbaches folgt über diesen Mergeln wieder eine Lamelle von Amdenerschichten.

1. In der Nähe der Schräbachmündung zeigen sich, schräg übereinander, zwei annähernd W-E streichende Nummulitenkalkplatten (710.97/218.02). Die untere Scholle lässt sich auf eine Länge von 10–12 m nachweisen und hat eine Mächtigkeit von 5–6 m. Sowohl die Basis wie auch die oberste Partie der Platte bestehen aus einem geringmächtigen, mürben Glaukonitit, der u. a. *Nummulites gallensis* enthält (unteres Lutétien). Das Liegende ist sehr schlecht aufgeschlossen: graue Schiefer mit Einschlüssen von kleinen Grünsandbrocken. Ähnliche Gesteine treten noch 5–6 m weiter unten auf. Amdenermergel wurden an dieser Stelle keine beobachtet, und der Kontakt mit den Seewerschichten des Gross Aubrig ist nicht blossgelegt.

Die obere Kalkplatte, die eine Mächtigkeit von gegen 5 m aufweist, liegt 10 m höher und ist auf eine Länge von ca. 25 m sichtbar. Sie reicht etwa 20 m weiter nach W als die untere Platte. Das Liegende bilden graue, vermutlich eocaene Mergelschiefer, die

v.a. im oberen Teil verschiedenartige Schürflinge enthalten. Die darüber folgenden Nummulitenkalke sind meist dunkelgrau, stellenweise mergelig-schiefrig; auch hier zeichnen sich basale und oberste Partien durch Glaukonitreichum aus. Neben Fragmenten von Muschelschalen und Seeigelstacheln führen die Kalke Nummuliten und Discocyclinen (Gallensiskalk, unterstes Lutétien). Nach einer geringmächtigen Übergangszone lassen sich im Hangenden graue, laminierte Globigerinenmergel nachweisen.

2. Hangaufwärts gegen Westen sind die Nummulitenschichten vollständig zerrissen und nur noch als kleine, blockförmige Relikte zu erkennen. Erst im rechtsseitigen Zufluss des Schräbaches, bei 710.68/218.02, ist wieder ein zusammenhängendes Profil aufgeschlossen. Über den Seewermergeln des Gross Aubrig folgen:

- a) Laminierte, braungraue und dunkelgraue Mergelschiefer; sie enthalten als Schürflinge Brocken und kleine Linsen von Grünsand (f_x). Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen wenigen Metern und 20 m.
- b) 4 m: dunkelgraue Nummulitenkalke. Die Basis ist stark tonig und führt – neben vielen kleinen Nummuliten – *Nummulites cf. gallensis*, Assilinen und Discocyclinen. Nach oben übergehend in harten Grünsand.
- c) 2,3–3,5 m: graue, sandige Mergelschiefer; an der Basis glaukonitführend und in den obersten 30 cm als eigentlicher Glaukonitit ausgebildet.
- d) 2,0–3,5 m: braungraue Mergelschiefer mit Einschlüssen von kleinen Grünsandbrocken.
- e) 3 m: stark zerbrochener, dunkelgrauer Nummulitenkalk. An der Basis und auch im oberen Teil stark glaukonitisch.
- f) 1,2 m: dunkelbraune, laminierte Mergelschiefer mit 2 Grünsandbändern. Nach ca. 3 m Schutt folgen:
- g) Amdenerschichten (der südlich anschliessende Flysch liegt ausserhalb des Kartenblattes).

3. Südlich der Bärlaualp, westlich der Stelle, wo der Weg den Schräbach kreuzt (710.38/218.16), zeigt sich die Zone wieder besser aufgeschlossen. Ungefähr 120 m bachaufwärts kann man folgende Verhältnisse beobachten: Auf die nur wenige Meter mächtigen Amdenerschichten des Gross Aubrig folgen dunkle Mergelschiefer mit Einschlüssen von Grünsand und anschliessend Nummulitenschichten, die – an einigen Stellen durch Querbrüche unterbrochen und verstellt – auf grössere Distanz dem rechten Ufer folgen.

Etwa 350 m weiter bachaufwärts wechseln die Nummulitenkalke vom rechten auf das linke Ufer (709.92/218.11). Hier zeigt sich folgendes Profil:

- a) Amdenerschichten.
- b) 0,4–0,5 m: dunkelgraue, feinsandige und leicht glaukonitische Mergel mit einzelnen Discocyclusen und kleinen Nummuliten.
- c) 0,2–0,3 m: dunkelgrauer, feinsandiger Nummulitenkalk.
- d) 4,2 m: grauer Nummulitenkalk, im obersten Meter Grünsand.
- e) 2,0–2,2 m: graue Mergelschiefer, \pm glaukonitisch.
- f) 0,7–0,8 m: leicht schiefrige, linsenförmige Grünsandbank.
- g) Ca. 1,5 m: graue, feinsandige Mergelschiefer, fossilifer. Etwas höher und seitlich, infolge Querstörung, folgen:
- h) 1 m: Grünsandbank wie f (evtl. tektonische Repetition).
- i) einige Meter: wie g, eher dunkler.
- j) 2–3 m: hell-gelblichbraune Mergel mit Globigerinen. Darin Linsen und Bänke von festeren Kalkmergeln.
- k) Flysch.

Etwa 50–80 m westlich dieser Lokalität hören die Aufschlüsse auf. Nördlich davon, zwischen Schräbach und Nummulitenschichten des Gross Aubrig, ist ein ziemlich breiter, aufschlussarmer Geländestreifen vorhanden. Im westlichen Teil dieses Abschnittes finden sich in Rinnsalen unterhalb Pt. 1323 einige kleinere Aufschlüsse (709.77/218.22) in gefleckten oder geschiefertten eocaenen Globigerinenmergeln, siltigen Mergelschiefern, Amdenerschichten usw.; wir zählen diese Vorkommen ebenfalls zur Schräbach-Zone, die somit auf Bärlai bedeutend breiter wäre als weiter östlich oder westlich und auch komplexer zusammengesetzt.

4. Zur Schräbach-Zone gehören auch die beiden noch weiter westlich gelegenen Vorkommen von Nummulitenschichten SE von Ahoreli (709.14/218.45 bzw. 709.00/218.45).

Beim östlicheren Vorkommen scheint es sich um eine sehr kleine, z.T. verfallene Scholle zu handeln: Über Amdenerschichten und schlecht aufgeschlossenen Globigerinenmergeln folgen vorerst gegen 2 m Grünsand und dann etwa 5 m teils hämatitischer teils grünsandiger Nummulitenkalk mit *Nummulites murchisoni*, Formen der *kaufmanni*-Gruppe, *Assilina placentula*, *Assilina granulosa*, Discocyclusen, Austern, Pecten usw. (Yprésien). Den Abschluss bilden 3 m nummulitenreiche «Gallensiskalke», die auch grosse Discocyclusen (cf. *discus*) enthalten (basales Lutétien).

Das zweite, westlicher gelegene Vorkommen findet sich längs einer untiefen Bachrinne und ist im allg. schlecht aufgeschlossen. Einzig bei Kote 1385 m, wo ein kleines Rinnsal den linksseitigen Hang herunterkommt, lässt sich ein zusammenhängendes Profil erkennen: Über den Seewermern des Gross Aubrig folgen zunächst (Kontakt von Schutt bedeckt) über 5 m dunkle, vorwiegend massige Grünsande, die besonders im oberen Teil Assilinen (u. a.

A. cf. exponens), schlanke Discocyclinen usw. enthalten, und anschliessend – nach einer Übergangszone – etwa 5 m braungraue, fossilarme Mergelschiefer. Den Abschluss dieses Profils bilden dann gegen 3 m graue, an der Basis glaukonitische Nummulitenkalke. Der Glaukonitkalk ist reich an *Assilina exponens*; darüber sind Nummuliten (*N. gallensis*), Discocyclinen (u. a. *D. cf. discus*) recht zahlreich. Diese Schichtfolge entspricht altersmässig dem basalen Lutétien. Sie lässt sich wegen einer kleinen Störung nicht ohne weiteres mit den Aufschlüssen auf der anderen, östlichen Seite des querverlaufenden Rinnsales – Mergel und glaukonitische Kalke mit Assilinen (unterstes Lutétien) – korrelieren.

Die Verschiedenheit der beiden Profile SE von Ahoreli könnte darauf hinweisen, dass es sich um zwei voneinander unabhängige Schuppen handelt, wobei die Schichtserie des zweiten Vorkommens von nördlicherer Herkunft wäre. Allerdings darf nicht völlig ausgeschlossen werden, dass der westlichere Schichtstoss als stratigraphisch höhere Fortsetzung mit den östlich gelegenen Aufschlüssen in irgendeinem Zusammenhang stehen könnte.

Im Gebiet S von Ahoreli endet die Schräbach-Zone; im Bereich des Chli Aubrig sind keine entsprechenden Bildungen bekannt. Weniger eindeutig hingegen ist ihre Fortsetzung gegen Osten: In einer kleinen Bachrinne bei Innerthal («f» bei 712.52/218.24) sind – beidseits von Amdenermergeln begrenzt – dunkle Flyschschiefer aufgeschlossen (7–8 m mächtig). Ob es sich bei diesen Mergelschiefern um eine Fortsetzung der Schräbach-Zone handelt oder um eine Verschuppung von Serhalten-Flysch (was nach lithologischen Kriterien eher zutreffen dürfte), lässt sich nicht mit Sicherheit entscheiden.

Zone 12

Diese tektonisch zwischen Gwürz- und Scheidegg-Flysch gelegene Zone, deren Vorkommen auf das Gebiet der Rederten-Falte (Drusberg-Decke) beschränkt ist, besteht ausschliesslich aus Amdenerschichten: Graue, oft \pm geschieferte Mergel, gelegentlich Inoceramen-Fragmente und zwergwüchsige Molluskenschalen enthaltend.

Gegen das Wägital findet man Aufschlüsse bis an den südlichen Kartenrand, und es darf angenommen werden, dass sich die Zone ins Gebiet von Blatt Klöntal fortsetzt. Im Schwändital hingegen verschwindet sie wenig östlich der Scheidegg unter den Schutthalden am Nordfuss der Tierberg-Kette.

SUBALPINE MOLASSE

Die im Gebiet von Blatt Linthebene anstehende Molasse besitzt oligocaenes Alter. Der überwiegende Teil gehört dem Stampien an; «Aquitaniien» kommt nur am Buechberg vor. Die mächtige chat-tische Molasseserie im Bereich des Atlasblattes entstammt vornehmlich der *Speer-Schüttung* (HABICHT 1945a). Als Materiallieferant für diese Schüttung – wie übrigens auch für den jüngeren, ausserhalb unseres Gebietes befindlichen Hörnli-Fächer (Miocaen) – gilt der Ur-Rhein. Nur für die «granitische Molasse» des Buechbergs («Aquitaniien») wird eine andere Herkunft angenommen, nämlich die *Höhrnen-Schüttung* (KLEIBER 1937).

Das Stampien wird durch das marin-brackische Rupélien und das limno-terrestrische Chattien vertreten. Die auf Karte und Profilen vorgenommene Abtrennung entspricht – mangels charakteristischer Fossilien – nicht einer chronostratigraphischen Grenze, sondern dem ausgeprägten lithologischen Wechsel zwischen den beiden faziell verschiedenen Komplexen.

Untere Meeresmolasse

02 Rupélien (unteres Stampien)

Wie in der Zentralschweiz lassen sich zwei Serien unterscheiden: die GrisiGERmergel und darüber die Horwersandsteine.

Das Rupélien bildet eine bandförmige Zone, die sich vom unteren Trepsental (711.7/222.1) über Gelbberg-Lachen, dann – nach einem Unterbruch – dem Tal des Biltnerbaches (Biltner Tobel) entlang bis gegen Biltlen verfolgen lässt. Auf der Ostseite der Linthebene stehen die Horwersandsteine lokal noch am Rappenbach (östlich Schänis) an. Im NE, unmittelbar ausserhalb des Kartenblattes (725.09/229.30), treten am Wängibach die obersten Horwersandsteine der «Schorhüttenberg-Schuppe» (HABICHT 1945a) auf kurze Distanz zutage (vgl. tektonische Nebenkarte).

Grisigermergel

Die ziemlich festen, sehr feinsandigen, \pm glimmerigen Tonmergel (früher in dieser Gegend auch «Biltener Mergel» genannt, da sie im Biltner Tobel grosse Anrisse bilden) zeigen eine hellgraue Anwitterungsfarbe. Besonders im oberen Teil der Serie lässt sich nicht selten eine deutliche, feine Bänderung erkennen, welche durch den Wechsel dünnster Lagen (im Zentimeterbereich) verschieden

stark sandiger und daher auch verschieden harter Mergel hervorgerufen wird. Durch papierdünne Lagen von kohligen Partikeln oder von Glimmerblättchen kann die Bänderung noch verstärkt sein. Gelegentlich treten kleine verkohlte Holz- oder Rindenstücke auf und sehr selten Kohlenschmitzen von höchstens 1–2 cm Dicke und wenigen Dezimetern Länge. Gefleckte Mergel und kleine Kalkkonkretionen, wie sie in der chattischen Molasse häufig vorkommen, findet man im Rupélien nicht. Gelegentlich treten in den Mergeln einzelne dickere Bänder von oft \pm tonigem Kalksandstein auf. Die Bankunterseiten zeigen nicht selten kleine Knoten, Fraßspuren, gelegentlich auch Fließwülste. Auf einigen Schichtflächen wurden Wellenrippeln beobachtet.

Die Grisigermergel des Biltner Tobels enthalten als Einschaltungen Sandsteine und konglomeratische Sandsteine, ferner mehrere Bänke Nagelfluh, deren Mächtigkeit einige Meter betragen kann (vgl. Karte). Die Gerölle sind nuss- bis faustgross, ausnahmsweise auch grösser; es handelt sich vorwiegend um Kalknagelfluh.

Die Grisigermergel sind im allgemeinen sehr arm an Fossilien, was besonders für die Aufschlüsse im Trepsental gilt. Abgesehen von eher selten vorkommenden Pflanzenresten und Abdrücken kleiner Zweischaler, zeigen sich zuweilen Fischschuppen (*Meletta*) und selten ein Fischzahn. Aus einigen Mergelmustern wurde eine kleine Anzahl Ostracoden ausgewaschen. Im Biltner Tobel treten ausserdem noch Cardien und Cyrenen auf, wie sie auch von anderen Vorkommen bekannt sind. Es gibt richtige Schalenlager (Lumachellen), die 10–15 cm dick sein können und ganz lokal auch Mächtigkeiten von 40–60 cm erreichen. Mehrere solcher Lager wurden in der linksseitigen Runse angetroffen (718.40/223.15), die bei Kote 745 m in den Biltnerbach mündet. In einem Ast dieser Runse wurde auch eine kleine *Melanopsis acuminata* gefunden. Am Weg, der das Biltner Tobel bei Kote 980 m kreuzt (717.80/222.54), sind ebenfalls zwei Schalenlagen anstehend. Aus der Gegend von Bilten erwähnt BAUMBERGER (1935) noch Vertreter der Gattungen *Corbulomya*, *Nucula* und *Leda*.

Im Bereich des Atlasblattes tritt nur der obere Teil der Grisigermergel zutage: im Trepsental (Löchli) mögen es schätzungsweise gegen 200 m sein, im Biltner Tobel höchstens etwa 250 m. Im Kern der steil aufgefalteten Biltener Antiklinale ist ihre Mächtigkeit vermutlich tektonisch beeinflusst.

Horwersandstein

Nach oben gehen die Grisigermergel in eine Schichtfolge über, die gekennzeichnet ist durch eine ziemlich regelmässige Wechsel-

lagerung von Mergeln (vom Typus der Grisigermergel) und von harten, in der Regel plattigen Sandsteinen, denen sich noch mergelige Sandsteine beigesellen können. Die grauen Sandsteine treten in Bänken von einigen Zentimetern bis über 1 m Mächtigkeit auf. An einigen Stellen, wo der oberste Teil der Horwersandsteine gut aufgeschlossen ist, zeigt sich über dünnplattigen Sandsteinen ein etwa 10 m messender, wandbildender Komplex, der fast ausschliesslich aus hartem, dickbankigem Sandstein besteht: z. B. im unteren Trepsental (711.8/222.0) und im Biltner Tobel nördlich und östlich von Rotberg.

Dass der Horwersandstein nicht überall gleiche Zusammensetzung und Mächtigkeit aufweist, geht aus folgenden zusammengefassten Profilen hervor:

Nordwestlich Gelbberg (714.0/222.2). Der Horwersandstein (inkl. Übergangszone in die Grisigermergel) ist ca. 20 m mächtig. Unterhalb der Basisnagelfluh des Chattien (etwa 6 m mächtig) folgen von oben nach unten:

- a) Ca. 12 m: dickbankige (0,5 bis über 1 m mächtig) Sandsteinzone; die Bänke sind oft durch dünne, graue, sandige Mergellagen voneinander getrennt. Ebenflächige Streifung, hervorgerufen durch papierdünne Lagen von Pflanzenhäcksel. Vereinzelt Wechsellagerung (etwa 0,5 m mächtig) von dünnen Sandsteinplatten und Mergellagen. In den stark sandigen Mergeln treten lokal zahlreiche, winzige Kohlenschmitzen auf.
- b) 5,75 m: Wechsellagerung von dünnen Sandsteinplatten und sandigen Mergeln. Im obersten Meter überwiegt der Sandstein, der eine feine, wellig verlaufende Streifung aufweist und die Tendenz zeigt, dünnblättrig zu zerfallen. Nach unten Zunahme der Mergel.
- c) Ca. 2,75 m: zwei Sandsteinbänke (die obere 1,7 m, die untere 1 m), getrennt durch eine geringmächtige, graue Mergelfuge. Feinkörniger Kalksandstein, leicht mergelig. Darunter folgen, schlecht aufgeschlossen, die Grisigermergel.

Am Trepsenbach, am Fuss des «Chatzenruggen» (712.43/221.9). Mächtigkeit an dieser Stelle: 43 m. Es folgen, von oben nach unten:

- a) 10 m (z.T. verdeckt): grösstenteils graue Mergel; Zwischenlagen von leicht mergeligem Kalksandstein, mit ziemlich viel Glimmer. An der Basis ein 2 m mächtiger, hellgrauer Kalksandstein, dessen Unterfläche ein «Labyrinth» von Kriechspuren und einzelne kleine Gerölle aufweist.
- b) 9–10 m: oben und unten je ein Couloir mit vorherrschend weichem Material. Dazwischen häufiger Wechsel von härteren und weicheren Gesteinen.
- c) 6,5 m: Komplex von dicken, harten Sandsteinbänken, durch dünne, weichere Zwischenlagen voneinander getrennt.
- d) 15 m: ziemlich regelmässig gebänderte Mergel, z. T. sandig, mit einer grösseren Zahl eingeschalteter Sandsteinplatten.

- e) 2,4 m mächtige Rippe: oben zwei Sandsteinlagen, durch sandige Mergel getrennt. Darunter eine 1,5 m dicke Bank von grauem, glimmerigem Kalksandstein; auf ihrer Basisfläche einige kleine Kolkwülste. Die Bank liegt direkt auf gebänderten Grisigermergeln.

Biltner Tobel, nördlich und östlich Rotberg (u.a. 718.88/222.82). Unter der Basisnagelfluh des Chattien folgen, von oben nach unten:

- a) 10 m: dickbankiger Sandstein. Der obere Teil ist hart und zeigt scharfkantig brechende Bänke, der untere besteht aus einem mergeligen Sandstein mit rundbuckliger Oberfläche. An der Basis zeigen sich an mehreren Stellen Fossilhorizonte.
- b) 5–6 m: blaugraue, sandige Mergel mit einer Anzahl eingelagerter Sandsteinplatten. Im unteren Teil eine 10–15 cm dicke Fossilschicht. – Darunter Schutt.

Rappenbach, östlich Schänis (723.40/224.84). Unter der Basisnagelfluh der Speer-Schuppe sind bei Kote 700 m etwa 6–8 m Horwersandstein aufgeschlossen: Im oberen Teil relativ dickbankige Sandsteine mit Tendenz zu plattigem Zerfall, unten dünnbankiger.

Untere Süßwassermolasse

o₃ **Chattien** (oberes Stampien)

Über den brackisch-marinen Horwerschichten folgt eine mächtige limno-terrestrische Schichtfolge, bestehend aus Mergeln, Sandsteinen und Nagelfluhen. Im südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet unterscheidet HABICHT (1945a) im Chattien drei stratigraphische Abschnitte, von oben nach unten:

- *Wintersbergschichten*, welche nach HABICHT im alpennäheren Teil des Schuttfächers, infolge des allmählichen Vordringens der Schüttung in nördlicher Richtung, nicht mehr zur Ablagerung kamen.
- *Ebnaterschichten*, charakterisiert durch den «Ebner Sandstein».
- *Speerschichten*, welche im zentralen Abschnitt des Speerfächers das Äquivalent der «unteren roten Molasse» darstellen (in den Speerschichten sind Rotfärbungen aber nur von sehr untergeordneter Bedeutung).

Mergel. Die \pm tonigen, weichen oder zähen, gelegentlich gebänderten oder sandigen Mergel sind vorherrschend grau bis blaugrau und verwittern etwas heller. Neben einheitlich gefärbten treten auch \pm intensiv gefleckte Mergel auf. Charakteristisch für den untersten Abschnitt der Serie, welcher der «unteren roten Molasse» entspricht, sind rote, rotbraune, leberbraun bis violett getönte Mergel; in höheren Niveaus tritt Rotfärbung nur noch ganz

vereinzelt auf. Ziemlich häufig, bereits vom untersten Teil der Serie an, führen die Mergel in wechselnder Menge kleine Kalkkonkretionen (Pisolithe). In einem kleinen Zufluss des unteren Trepfenbaches (711.59/222.05) wurde eine grüngraue Mergelschicht angetroffen, in der solche Konkretionen, von Nuss- bis Eigrösse, gesteinsbildend auftreten, was dem Gestein ein gekröseartiges Aussehen gibt.

Dunkelbraune bis schwarze Kohlenmergel, manchmal begleitet von geringmächtigen Linsen oder Bändchen schwarzglänzender Kohle, kommen an mehreren Lokalitäten vor (im Gebiet NE von Rufi, S von Galgenen; N der Rempen-Staumauer). Abbauwürdige Molassekohle ist nur vom Gebiet NE von Rufi bekannt (vgl. p. 129, «Mineralische Rohstoffe»). An einigen Stellen treten in kohligen Mergeln dünne Bänder bzw. Linsen von braunem, hartem, splittigem etwas bituminösem Süsswasserkalk (Stinkkalk) auf. Im Flüewald, östlich der Pfiffegg (709.00/222.78), wurde in einer Nagelfluhbank (Sandlinse) ein flachgedrücktes Stück eines Baumstammes oder -astes von 25 cm Breite und über 4 m Länge beobachtet.

Nagelfluh. Bei den grobklastischen Sedimenten handelt es sich fast ausschliesslich um Kalknagelfluh. Der Gehalt an Kristallingeröllen ist im allg. äusserst gering; Typen mit einem relativ ansehnlichen Kristallinanteil – jedoch immer noch unter 10% – sind von ganz untergeordneter Bedeutung. Die Nagelfluh setzt sich vor allem aus Kalken (Jura) und Dolomiten (Trias) ostalpiner Herkunft zusammen; daneben kommen in wechselnder Menge, aber bedeutend weniger zahlreich, rote Radiolarite, dunkle Hornsteine, Gangquarze, Flyschgesteine usw. vor. Unter den vereinzelt auftretenden kristallinen Geröllen seien erwähnt: Gneise, weisser Granit, Muskowitgranit, Glimmerschiefer.

Im axialen Teil des Speer-Schuttfächers, also im Gebiet Hirzli-Federispitz–Speer, dürften die Nagelfluhbänke etwa 60–65% der gesamten Sedimentfolge ausmachen. In diesem Bereich wurden die grössten Gerölle (bis 50×60 cm) angetroffen – wobei zu sagen ist, dass auch hier, neben recht grober Nagelfluh, natürlich ebenfalls mittlere und kleingeröllige vorkommt. Gegen die Peripherie des Schuttfächers nimmt die Nagelfluh an Bedeutung ab; sowohl der Anteil der Konglomeratbänke als auch die Geröllgrösse verringern sich.

Die Farbe des Zements ist in der Regel grau; in der Nagelfluh der Speerschichten (= unterer Abschnitt) ist er jedoch mitunter rot gefärbt. So weisen z.B. die Nagelfluhfelsen in der Umgebung des Bahnhofs Ziegelbrücke stellenweise eine starke Rotfärbung auf.

Sandsteine. Von diesen spielen die Kalksandsteine bei weitem die Hauptrolle. Ihre Bestandteile sind die gleichen wie diejenigen der Nagelfluhen. Sie sind in der Regel mittel- bis grobkörnig, ziemlich hart, nicht selten kreuzgeschichtet und treten in Bänken auf, deren Mächtigkeit im allg. höchstens einige Meter, ausnahmsweise aber über 10 m betragen. In frischem Zustand sind die Sandsteine grau bis graublau, angewittert braun; in den Speerschichten östlich der Linth werden auch etwa rötliche Varietäten angetroffen. Einlagerungen von Geröllschmitzen vermitteln den Übergang zu Nagelfluh. Fein- bis mittelkörnige Sandsteine, sehr dünn gebankt, zeigen bisweilen eine feine Streifung. Mergelsandsteine von grünlichem oder grauem Farbton, mitunter gefleckt, leiten über zu den Mergeln.

Im westlichen Teil des Gebietes spielen auch granitische Sandsteine, denen nicht selten «halbbunte» Geröllstreifen beige-mengt sind, eine gewisse Rolle als Einschaltungen in der Molasse-serie. Als Herkunft der kristallinen Komponenten wird die *Rigi-Schüttung* angesehen (OCHSNER 1935a). Gesteine dieser Art kommen vor:

- Am unteren Spreitenbach (südlich Lachen, unmittelbar am Blattrand) in der St. Jost-Schuppe.
- In der Pfiffegg-Schuppe zieht eine Zone, in der eine grössere Anzahl granitischer Sandsteineinlagen auftritt, vom Mosenbach über Gschwänd zum unteren Wägital, das sie etwa 1,7 km südlich von Siebnen (Aabortwald) kreuzt. Östlich der Aa wurden die letzten Ausläufer im unteren Teil des «Siebner-Bannes» festgestellt. Die Mächtigkeit dieser Zone granitischen Sandsteins nimmt von W nach E ab, von 1100–1200 m am Pfiffegg-Nordhang auf scheinbar nur etwa 300 m an der Aa; auch die Anzahl Einschaltungen und der Gehalt an kristallinen Komponenten verringern sich von W gegen E.
- Im Ober-Brunnenwald (707.90/221.61), im südlichsten Teil der Pfiffegg-Schuppe.
- Im Äschenaubach, an und oberhalb seiner Mündung in den Chratzerlibach (708.7/220.4), im Südteil der Spitzberg-Schuppe.
- An der Wägitaler Aa, nördlich von Rempfen (auf der Karte nicht ausgeschieden).

Die stampischen granitischen Sandsteine sind gekennzeichnet durch den Gehalt an fleischroten und/oder weissen Feldspatkörnern. Die entweder weich und absandenden oder aber harten Sandsteine besitzen einen einheitlichen grauen Farbton oder sind gesprenkelt. Nicht selten führen sie Gerölle, die einzeln oder in Nestern, Schwärmen und Schnüren vorkommen und die fast durchwegs sehr klein sind (erbsen- bis nussgross, gelegentlich auch etwas grösser). Die kristallinen Gerölle, die zusammen mit Kalken, Dolomiten usw.

auftreten, bestehen zum grössten Teil aus roten und grauen Graniten; Gneise kommen seltener vor. Der Anteil an kristallinen Komponenten ist wechselnd, beträgt aber meist weniger als 10%.

Am Chratzerlibach, von Kote 890 m an aufwärts (708.67/220.23), im stratigraphisch höchsten Abschnitt der Spitzberg-Schuppe, zeigen sich flyschähnliche Sandsteine von grauer bis graugrünllicher Farbe. Sie sind hart, quarzreich, z.T. grob bis feinbrecciös und können kleine, dunkelgrüne Glaukonitkörnchen enthalten, die eingeschwemmt sein dürften. Etwas weiter bachaufwärts, nahe am Flyschkontakt, steht eine 35 cm mächtige, sandreiche Nagelfluhbank an, deren Komponenten vorwiegend aus Flyschgesteinen bestehen. Bei diesen flyschähnlichen Zwischenlagen handelt es sich zweifellos um stratigraphische Einschaltungen.

Fossilführung: In den z.T. sandigen Mergeln der chattischen Molasse des Gebietes von Blatt Linthebene sind folgende Funde gemacht worden:

1. Kaltbrunn, Steinbach «Hältli» auct. (720.50/230.12, noch auf Blatt Ricken). Bestimmung E. Baumberger: *Parachloraea oxystoma*, *Triptychia escheri* (Fragment), *Coretus cornu*, Limnaeen.
2. Rufi, Kohlenbergwerk. Nach STEHLIN (1922): *Caenotherium* sp. («Obermolar, dessen Entwicklungsgrad auf voraquitantisches Alter weist»), *Tapirus* cf. *intermedius*, *Aceratherium* sp. (?). ALB. HEIM (1919) erwähnt: *Sequoia langsdorfi*, *Glyptostrobus europaeus* und *Dryandroides hakeaefolia*.
3. Bättrunsbach, östlich von Rufi (Fundpunkte bei Koten 945 m und 980 m). Bestimmung E. Baumberger: *Triptychia escheri*, *Cepaea rugulosa*; zahlreiche Pflanzenreste (auch bei Kote 920 m).
4. Spreitenbach, südlich Lachen. Am Bach bei 707.48/225.68 (Bestimmung J. Hürzeler): *Caenotherium* sp., Fragment eines linken Oberkiefers mit den 4 hinteren Backenzähnen. Am Bach bei 707.52/225.94 (nach ZÖBELEIN 1963): *Pomatias antiquum antiquum*, *Triptychia escheri*, zahlreiche Schneckenresten und Knochensplitter; zusätzliche Fundstellen weiter bachaufwärts, auf Blatt Einsiedeln.
5. Mosenbach, südlich von Galgenen (708.68/224.84). Bestimmung J. Hürzeler: *Issiodoromys* sp. (Zähnnchen); Planorben, Limnaeen, Heliciden.
6. Wägitaler Aa (710.44/224.08). Bestimmung E. Baumberger: *Canariella* cf. *lapididella*, *Cepaea rugulosa*, *Triptychia escheri*; Gräser.
7. Hämmerliberg, westlich Bilten (718.33/223.73). Bestimmung E. Baumberger: *Parachloraea oxystoma*, *Parachloraea oxystoma valdecarinata*, *Canariella lapididella*, *Pomatias antiquum*, *Cepaea rugulosa*, *Triptychia escheri*, *Helicodonta involuta*; *Grewia crenata*.

8. Dorfbach, westlich von Niederurnen (720.56/220.60). Bestimmung E. Baumberger: *Triptychia escheri*.
9. Buechberg, Steinbruch Guntliweid (711.28/229.42). Nach ZÖBELEIN (1963): *Parachloraea oxystoma* ssp., *Pomatias antiquum antiquum*, *Cepaea subsulcosa subsulcosa*, *Triptychia escheri*, weitere Schneckenreste, Knochensplitter; *Celtis crenata*.

Bis vor wenigen Jahren wurde aufgrund einer Schneckenfauna (BAUMBERGER 1927) die gesamte, den Buechberg aufbauende Molasseserie dem Aquitanien zugezählt. Nachdem nun aber ZÖBELEIN (1963) im Steinbruch Guntliweid die oben erwähnte, für Chattien sprechende Schneckenfauna gefunden hat, muss die Basis der anstehenden Molasseserie östlich Nuolen noch dem obersten Chattien zugewiesen werden. Wegen ungenügender paläontologischer Belege ist die auf der Karte angegebene Grenze Chattien/Aquitaniens vorderhand als unsicher zu betrachten.

0.4 «Aquitaniens» («granitische Molasse»)

Der obere Abschnitt der Unteren Süsswassermolasse kommt im Bereich von Atlasblatt Linthebene in zwei Regionen vor: am Buechberg und in der NE-Ecke des Blattes.

Buechberg. Einen guten Einblick in die Zusammensetzung der «granitischen Molasse» dieser Gegend bietet der steile Nordhang des Höhenzuges, besonders die teils verlassenenen, teils zeitweise in Ausbeutung begriffenen Steinbrüche (Guntliweid, Seehalden, Bätzmatt usw.) sowie einzelne grössere Bachrinnen.

Die Schichtserie, welche von der *Höhrnen-Schüttung* stammt, setzt sich zusammen aus «granitischen Sandsteinen», die von einer Anzahl bunter Nagelfluhbänke begleitet werden; zwischengelagerte, z.T. sandige Mergel spielen eine untergeordnete Rolle. Der «granitische Sandstein» ist ein graues, im allg. ziemlich hartes, hellgrau anwitterndes Gestein, das neben Quarz, Glimmer, karbonatischem Material usw. meist in erheblichen Mengen fleischfarbenen und weissen Feldspat führt. Ist der Gehalt an dunkeln Komponenten ansehnlich, sieht der Sandstein gesprenkelt aus. Der fein- bis grobkörnige Sandstein tritt in Bänken auf, deren Mächtigkeit stark wechselt: oft sind sie mehrere Meter dick, können sogar ausnahmsweise 10 m überschreiten; andererseits sind sie häufig dünnplattig und enthalten gelegentlich geringmächtige Mergelzwischenlagen. Mergelige, glimmerführende Sandsteine, meistens in dünnen Lagen, bilden den Übergang zu meist grauen, z.T. sandigen Mergeln, die zuweilen auch gefleckt sein können.

Grobe Sandsteine mit Geröllschnüren oder -linsen leiten zu der mitunter sandreichen, bunten Nagelfluh über. Im Vergleich zu den Sandsteinen spielt diese eine eher untergeordnete Rolle: am Nordhang des Buechberges gibt es nur etwa drei oder vier Bänke, die auf grössere Distanz verfolgt werden können. Die bedeutendste Bank dürfte gegen 10 m mächtig sein, während die übrigen höchstens halb so dick sind. Die Nagelfluh ist gekennzeichnet durch einen erheblichen Gehalt an kristallinen Geröllen – in der Regel weit über 10%; ausnahmsweise können sie sogar mehr als 50% der Gerölle ausmachen: rote und graue Granite sowie Glimmergneise. Unter den Sedimenten sind in erster Linie graue, dichte Kalke und weisslich-gelbe Dolomite zu nennen; daneben treten noch Kieselkalk, Ölquarzite, braungraue Hornsteine usw. auf. Es kommen lediglich kleingeröllige Nagelfluhen vor; die im Mittel nuss- bis eigrossen Komponenten (vereinzelt \varnothing bis 10 cm) sind in der Regel gut gerundet. Die Nagelfluhbank, die vom Dunkelboden (711.4/228.9) nach ENE, bis über den Blattrand hinaus verfolgt werden kann – sie wurde schon von A. Escher v. d. Linth, A. Jeannet und R. Hantke erwähnt – zeichnet sich, mindestens im westlichen Teil, durch einen bedeutenden Gehalt an sedimentären Komponenten aus, so dass man sie als «halbbunt» bezeichnen könnte.

Kohliges Material zeigt sich gelegentlich in Form schwarzglänzender Holz- oder Rindenstücke in Sandsteinen oder zwischen Nagelfluhgeröllen; in Mergeln treten bisweilen Pflanzenreste auf.

Fossilführung: Aus mergeligem Material der «aquitanen» Molasse des Buechberges sind folgende Tier- und Pflanzenreste bekannt:

1. Bätzimatt, Steinbruch (713.68/230.23, noch auf Blatt Ricken). Nach BAUMBERGER (1927): *Tropidomphalus minor*, *Omphalosagda subrugulosa*, *Galactochilus inflexus*, *Cepaea rugulosa*, *Triptychia antiqua*.
2. Seehalden, Steinbruch «Studenwäldli» (712.66/229.88). Nach ZÖBELEIN (1963): *Omphalosagda subrugulosa*, *Cepaea subsulcosa subsulcosa*, *Triptychia antiqua*, *Triptychia cf. ulmensis*, *Trichia* sp., *Poiretia gracilis*, *Poiretia* sp., *Radix subovata subovata*, *Planorbarius cornu cornu*; weitere Schneckenreste. Knochensplitter. Nach BAUMBERGER (1927): *Ena (Napaesus) hassiaca ulmensis*.
3. Guntliweid, Westteil des Steinbruchs (711.38/229.40). Nach HANTKE (1954): *Alnus gracilis*, *Cinnamomophyllum polymorphum*, *Cinnamomophyllum lanceolatum*, *Sapindus falcifolius*, *Pinus* sp., Fächerpalme (Blattfragmente); ferner eine Anzahl Blattresten unsicherer Identität.

NE-Ecke des Atlasblattes. Es handelt sich bei diesem Vorkommen um den letzten Ausläufer des Aquitans der Kronberg-

zone HABICHTS (1945a), welcher – vom «Tanzboden» (Blatt Nesslau) kommend – an dieser Stelle in unser Gebiet eindringt, aber bereits im Leglerwald auskeilt. Über dem obersten Stampien des Altwisstocks (Blatt Ricken) sind hier nach HABICHT noch die basalen Teile des «Aquitanien» aufgeschlossen; die Hauptmasse dieser Stufe ist tektonisch abgeschnitten. Es treten mehrere Bänke von Kalknagelfluh auf, die sich von der oberstampischen durch den Gehalt zahlreicher Verrucano-, einzelner Porphy-, Quarz- und Gneisgerölle unterscheidet (HABICHT). Verrucanogerölle treten in der Kronbergzone erstmals im «Aquitanien» auf. Am Wängibach ist die Nagelfluh von dünnbankigen Sandsteinen und blaugrauen Mergeln begleitet.

Bis heute sind in dieser Serie keine Fossilien gefunden worden.

Sedimentpetrographische Untersuchungen

Von den durch von Moos (1935, p. 197/8) untersuchten Gesteinsproben stammen nur vier aus dem Kartengebiet: davon eine aus dem Rupélien des Biltner Tobels bei 750 m, zwei aus dem Chattien des unteren Wägitales und eine des Gasterholzes westlich Maseltrangen. Es wurde darin eine Granat-Erz-Zirkon-Kombination mit Rutil, Turmalin und Staurolith festgestellt. Etwas später haben auch RENZ (1937, p. 103), KLEIBER (1937, p. 427) und HABICHT (1945a, p. 151 ff.) in benachbarten Molassegebieten gleichartige Untersuchungen vorgenommen.

Die damals durchgeführten Untersuchungen haben gezeigt, «....dass die Schwermineralführung der subalpinen Molassesandsteine sich für eine stratigraphische Parallelisation über weitere Strecken nicht oder nur beschränkt eignet» (HABICHT, p. 151).

QUARTÄR

Pleistocaen

Das ganze Kartengebiet liegt im Bereich des Linth/Rheingletschers. Die diluvialen Ablagerungen (Moränen weit vorherrschend, wenige Schottervorkommen) sind zum allergrössten Teil Bildungen der *Würm-Eiszeit*. Zu dieser Zeit füllte der Linth/Rheingletscher nicht nur die Haupttäler – das Walenseetal, die Linthebene und

das eigentliche Linthtal – mit seinen Eismassen, sondern drang auch in die Seitentäler ein, was zu Stauungen der Lokalgletscher führte.

Moränen (Grundmoräne) der *Riss-Eiszeit*, direkt der Molasse aufliegend und überlagert von interglazialen Bändertonen oder Sanden, sind nur von künstlichen Aufschlüssen im Gebiet des Buechberges bekannt.

Das auf der Karte als fragliche Riss-Schotter eingetragene Vorkommen nördlich von Beglingen (Walenberg, SE-Blattecke) dürfte altersmässig wohl eher dem Interglazial Riss-Würm zuzuweisen sein (siehe unten).

RISS/WÜRM-INTERGLAZIAL

93s Schotter von Walenberg

Am spornartigen Vorsprung nördlich von Kundertriet (724.8/219.7) sind die den Sockel des Kerenzer Berges bildenden Kreideschichten der Mürtchen-Decke etwa 1 km weit durch eine diluviale Schuttablagerung verdeckt. Die besten Aufschlüsse findet man im Bach, der westlich «Vor dem Wald» nordwärts gegen Walenberg (Blatt Walensee) hinunterfließt; weitere Ausbisse zeigen sich im unteren Abschnitt des Steilhanges gegenüber dem Knie des Escherkanals.

Im unteren Teil ist die Ablagerung kleingeröllig, \pm sandführend und stellenweise geschichtet. Die Komponenten sind eckig bis ziemlich gerundet. Charakteristisch für den oberen Abschnitt ist das Fehlen jeglicher Schichtung und Grössensortierung der Gerölle: vollständig regellos kommen nebeneinander ungerollte Komponenten aller Grössen vor (z.T. bis mehrere m³).

Das Konglomerat besteht ausschliesslich aus Gesteinen, die in der näheren Umgebung anstehend sind: am häufigsten Seewer- und Valanginienkalk, während Schrattenkalk, «Gault» und andere Gesteine eher selten sind. Es handelt sich dabei um eine lokale Bachschuttablagerung – entstanden in einem stehenden Gewässer. Sie wird direkt von Würm-Moräne überlagert und dürfte am ehesten in der Riss/Würm-Interglazialzeit entstanden sein (nicht «Riss», wie auf der Kartenlegende angegeben).

93-t Bändertone des östlichen Buechberges

Abgesehen von einer dünnen Moränendecke, besteht der Hügel «Ebnet» (SE-Ecke des Buechberges) aus blaugrauen, weichen Bändertonen. Die Bänderung rührt vom Wechsel dünnster, z.T. sehr

feinsandiger Lagen von hellerem und dunklerem Material her. Es handelt sich um eine Seebecken-Ablagerung, die mit den sandig-schotterigen Interglazialbildungen des westlichen Buechberges zu parallelisieren ist.

Die Tone sind in einigen Bächen am Osthang des Spornes aufgeschlossen; vor einigen Jahren wurde in den Tonen eine grössere Ausbeutungsstelle angelegt (Rosenbergerhof). Die in der Petrolbohrung Tuggen zwischen 15 und 236 m Tiefe angetroffenen Tone mit einigen Lagen von größerem Moränenmaterial repräsentieren die Fortsetzung dieser Serie.

Interglaziale Ablagerungen des westl. Buechberges

93-4s1 Sande und Kiese von Nuolen («Interglaziale Sande»). Heute verlassene und wieder aufgefüllte Grube. In der teilweise verfallenen Westwand der Ausbeutungsstelle (710.18/229.00), schlecht aufgeschlossen, waren unmittelbar unter der Oberfläche sichtbar: gelbe und graue sandige, teilweise geröllführende Lehme (? Schwemmlehm); dann feiner und grober Sand, ebenfalls mit Geröllen (einzeln oder nesterweise angereichert); es folgen stark sandige, unverfestigte Kiese mit bis faustgrossen, meist gut gerundeten Geröllen: Verrucano (häufig), Hochgebirgskalk, Flyschgesteine, Granite usw.

In einer Sondierbohrung, die Ende 1953 in der Umgebung der Ausbeutungsstelle abgeteuft wurde (710.13/229.05), fand sich die Basis dieser Sande und Kiese in einer Tiefe von 34 m (also ungefähr 376 m ü. M.), vgl. p. 133. Die Sande und Kiese von Nuolen stellen das älteste am westlichen Buechberg zutage tretende Niveau des Riss/Würm-Interglazials dar.

93-4t1 Untere Tone und Schieferkohle. Kleine Anrisse hinter dem Scheibenstand von Wangen (710.08/228.28) und in der Umgebung des Wasserreservoirs derselben Ortschaft (710.50/228.09). Bei Buebental (SE von Nuolen) ist der aus gebänderten, \pm sandigen Tonen zusammengesetzte Horizont nach JEANNET (1923) ca. 15 m mächtig; am Südhang der Terrasse Rütli-Bachtellen dürfte die Mächtigkeit mindestens 9–10 m betragen; die Bohrung am Chilenrain betreffend (710.610/228.115), vgl. p. 132. In dieser Gegend besteht die Serie aus teilweise sandigen Tonen, feinen tonigen Sanden und seekreideartigem Material. Es handelt sich offenbar um eine küstennahe Ablagerung in einem Seebecken.

Charakteristisch, besonders für die obersten Partien, ist die deutliche hell-/dunkelgraue Bänderung. Sowohl die Tone als auch

die Silte und Sande enthalten in wechselnder Menge Reste eingeschwemmter Pflanzenteile, teils in verkohltem Zustand. Blätter treten mitunter in so grosser Menge auf, dass man von «Blättertonen» sprechen kann. In einer alten Sondierung am Chilenrain (710.70/227.94) wurden innerhalb von 4 m vier Kohlenlagen von je 10–15 cm angetroffen, in der Umgebung von Buebental hingegen nur einzelne 0,5 cm dicke, kohlige Bändchen. An Pflanzen wurden u. a. nachgewiesen (JEANNET 1923, p. 142): Moose (zahlreich, grössere Anzahl Arten), Blätter von *Alnus* und *Salix*, Nadeln von *Picea* und *Abies*, Blatt- und Wurzelreste von Gramineen und Cyperaceen.

93-4s2 Deltaschotter («Interglaziale Schotter»). Diese waren, mit Ausnahme der alleruntersten Teile, im westlichen Abschnitt der grossen Kiesgrube von Buebental aufgeschlossen – ausserdem in einigen kleinen, natürlichen Anrissen am Südhang der Terrasse Rüti-Bachtellen. In der genannten Grube beträgt die Mächtigkeit 15–20 m, in der Bohrung am Chilenrain 19 m (vgl. p. 133).

In Buebental bestehen die «Schotter» fast ausschliesslich aus deutlich deltageschichteten Sanden, die im unteren Teil feinkörnig und leicht tonig sind, gegen oben hin allmählich gröber werden und kleine, höchstens nussgrosse Gerölle führen können. Das gegen E bis SE gerichtete Einfallen der Schichtung weist auf einen Materialtransport aus westlicher Richtung hin. Die oberste Partie wird von einer mehrere Meter mächtigen Lage kleingerölliger Kiese und Sande gebildet (Überguss-Schichten).

Diese Schotter stellen, wie bereits ihr Liegendes, eine Ablagerung in stehendem Gewässer dar; möglicherweise handelt es sich um den östlichen Ausläufer eines alten Sihldeltas.

Am Südhang der Terrasse Rüti-Bachtellen enthalten die «Schotter» vermehrt gröberes Material: neben Sanden treten auch grössere, sandreiche Kieskomplexe auf, doch erreichen die Gerölle kaum Faustgrösse. Solche Kiese sind u. a. südlich Chilenrain (Höhe ca. 445–450 m) aufgeschlossen, ebenso in der Kiesgrube beim Deckerhof (1 km östlich Wangen). Ostwärts sind die Schotter oberhalb der Strasse Wangen-Tuggen (bis Egg, 713.3/228.0) zu verfolgen, wo sie vermutlich auskeilen.

93-4t2 Obere Tone und Schieferkohle. Die vorwiegend grauen Tone, die zur Zeit der Aufnahmen nur in der Kiesgrube von Buebental aufgeschlossen waren, enthalten als Einschaltungen dünne Lagen oder Linsen von Schieferkohle, deren Anzahl, Dicke und Verteilung sich von Ort zu Ort ändern (vgl. JEANNET 1923). In der

Gegend von Buebental kommen überdies noch Einlagerungen von Kiesen und Sanden vor.

Die Serie scheint nur westlich der Linie Lochgass-Bachtellen vorhanden zu sein, und auch in dieser Zone scheint sie stellenweise zu fehlen.

An der Zusammensetzung der oberen Schieferkohle beteiligen sich folgende Pflanzen (vgl. JEANNET 1923, p. 136/137): Moose (zahlreich), Gramineen und Cyperaceen (Blätter, Wurzeln, Samen, Früchte), *Phragmites* (Rhizome, Blätter), usw. Holzstücke sind gelegentlich auch in den kohlefreien Tonen mitunter recht zahlreich (*Betula*, *Pinus*, *Picea*). Ferner kommen noch Reste von Land- und Wasserschnecken, Coleopteren (Deckflügel, Chitinsplitter) vor.

WÜRM-EISZEIT

Fluvioglaziale Ablagerungen des Buechberges

q_{4s1} Fluvioglaziale Schotter (Vorstoss-Schotter). Diese Schotter wurden im Verlaufe eines frühen Vorstosses des Würm-Gletschers – vor dem Hauptvorstoss – abgelagert. Sie sind in den Kiesgruben von Buebental, Chilenrain und Bolenberg aufgeschlossen; Mächtigkeit bis ca. 25 m. Es handelt sich dabei wohl um Relikte einer ursprünglich viel ausgedehnteren Ablagerung.

Über der unregelmässigen Grenzfläche des oberen Schieferkohle-Niveaus (q_{3-4t2}) folgen zunächst kleingeröllige, sandreiche Kiese und Sande. Gegen oben werden die Schotter rasch gröber; sie enthalten gelegentlich dünne Linsen von Sand oder von kleingerölligen Kiesen. Im obersten, in der Grube Bolenberg durch besonders schlechte Sortierung und kaum erkennbare Schichtung gekennzeichneten, 6–8 m mächtigen Abschnitt sind faust- bis kopfgrosse Gerölle recht häufig. Noch grössere (bis 0,5 m Kantenlänge) kommen einzeln oder in Gruppen, regellos in den Schottern verteilt, vor – was für die Nähe der Gletscherstirne spricht. Die Mehrzahl der Komponenten ist \pm kantengerundet. Weitaus vorherrschend sind Gerölle von Sedimentgesteinen: Verrucano (viele Varietäten), Kalke aus dem Helvetikum (Malm, Kreide), Flyschgesteine (Sandsteine, Breccien, Taveyannaz-Sandstein), Molasse-Kalknagelfluh (nicht häufig). An kristallinen Gesteinen wurden beobachtet: Granite (darunter Julier- und Punteglias-Granit), Gneise, Porphyre, Grüngesteine, Diorit, Melaphyr.

Nach Ablagerung dieser Vorstoss-Schotter zog sich der Linth/Rheingletscher vorübergehend zurück – der Linthgletscher vermut-

lich bis ins eigentliche Linthtal. Während der folgenden Erosionsphase wurde die Schotterplatte bis auf die relativ kleinen Reste am Südhang des Buechberges wieder abgetragen. Im westlichen Teil der Kiesgrube Bolenberg war z. Zt. der Aufnahme der südliche Rand der Schotterplatte aufgeschlossen: eine bis 18° südwärts einfallende Erosionsfläche, an welche jüngere, interstadiale Tone und Schotter angelagert sind, während der oberste Abschnitt der interstadialen Schotter die Vorstoss-Schotter überlagert.

q_{41}/q_{4s2} Interstadiale Tone und Schotter. Unmittelbar über der Basis der Kiesgrube Bolenberg (711.37/228.23, Kote ca. 490 m) stossen graue Tone – im ganzen etwa 4 m sichtbar – von S her an die oben erwähnte Erosionsfläche. Sie sind teils gebändert, teils sandig-siltig und enthalten einzelne dünne Einschaltungen von feinsten Schlammsanden.

Über einer eher unscharfen Grenze setzen feine Sande ein, die rasch gröber werden und in sandige Schotter überleiten, deren Gerölle nach oben hin ebenfalls an Grösse zunehmen (im obersten Teil der Grube \varnothing bis 5–6 cm). Zwischen den flachliegenden Kieslagen zeigen sich Sandschmitzen und -linsen; mitunter kreuzgeschichtete Partien. Die interstadialen Schotter werden von Moräne überlagert.

q_{4m} Moränen des Linth/Rheingletschers

Die Hauptverbreitungsgebiete befinden sich am Buechberg, im Gaster und an den unteren Hängen südlich der Linthebene. Die Würm-Moräne – meist von kiesig-sandiger Zusammensetzung – führt stellenweise (z. B. im Gaster) beträchtliche Mengen von Errastikern.

Sichere Seitenmoränen wurden nur auf Ober Grabenegg (707.5/224.0) beobachtet. Nach HANTKE (1958, p. 140) dürften diese Wallreste dem Zürich-Stadium entsprechen. Der am Hinterberg (707.70/225.33) ausgeschiedene Wall ist möglicherweise nur eine erosiv aus der Grundmoräne herauspräparierte wallförmige Erhebung. An beiden Lokalitäten ist die Überhöhung sehr geringfügig.

Nach OBERHOLZER (1933, p. 472) könnte die nördlich Beglingen gegen Chupferen hinabziehende, breite Bergkante (724.9/219.4) eine Mittelmoräne zwischen Rhein- und Linthgletscher der späten Bühlzeit darstellen. Die Moränendecke ist in dieser Gegend besonders mächtig und der Abhang mit zahlreichen grossen, erratischen Blöcken überstreut.

Am Buechberg finden sich grössere zusammenhängende Vorkommen von Würm-Moränen auf der Terrasse Pfaffenberg–Bachtellen oberhalb Wangen und östlich davon bei Wigarten sowie westlich Tuggen. Auch der Hügel Ebnet (SE-Ecke des Buechberges) trägt eine Moränendecke, die aber nur geringmächtig zu sein scheint. Die Mächtigkeit der Moräne ist variabel: null bis gegen 20 m. Das Vorhandensein eines Moränenwalles, der aus der Gegend der heutigen Kiesgrube Bolenberg in SW Richtung gegen Deckerhof verlaufen soll (PENCK & BRÜCKNER 1909) und dem Bühl-Stadium zugewiesen wurde, kann nicht bestätigt werden. Der grösstenteils der Kiesausbeutung zum Opfer gefallene «Wall» besteht aus abgesackten Schollen von interstadialen Schotter.

Erratische Blöcke

Die auf den rechtsseitigen Hängen der Linthebene, im Gaster, vorkommenden Erratiker wurden vom Walenseearm des Rheingletschers hertransportiert: Granite, besonders Punteglias-Granit, dann Gneise, Verrucano usw. Der Churfürsten–Alvier-Kette entstammen die helvetischen Kreide- und Malmgesteine (vorw. Schrattenkalk und Hauterivien-Kieselkalk). Die ziemlich häufigen Blöcke von Kalknagelfluh stammen hauptsächlich vom Schärer Berg. Die Umgebung von Rütenen (ENE von Schänis) ist reich an grösseren Granitblöcken, besonders Punteglias-Granit.

Auch der Benkner Büchel lag im Bereich des Rheingletschers, wie das Vorkommen zahlreicher kristalliner Blöcke zeigt (vorw. Gneise, aber auch Granite; ein Block von Rofna-«Porphyre»). Verrucano-Blöcke treten ebenfalls in grösserer Zahl auf; Nagelfluhblöcke dagegen sind seltener.

Der Buechberg ist ebenfalls reich an Findlingen. Vor allem fällt das starke Überwiegen von Verrucano-Blöcken auf; kristalline Gesteine treten nur in geringer Zahl auf (nur vereinzelt: Kalknagelfluh, Flyschsandsteine, helvetische Kreide und Malm, Melsersandstein).

Am Nordende der Terrasse von Beglingen (SE-Ecke der Karte) treten neben zahlreichen Verrucano-Blöcken auch einige kristalline Erratiker auf (Gneise, Punteglias-Granit). Bei 724.46/218.85 Karbonbreccie (?) aus dem Tödi-Gebiet.

Auf der Südseite der Linthebene wurden nur Leitgesteine des Linthgletschers gefunden (evtl. mit einer Ausnahme, vgl. weiter unten). Aus dem Glarnerland stammend, nach Häufigkeit geordnet: Verrucano, Schrattenkalk, Hauterivien-Kieselkalk, Hochgebirgskalk, Seewerkalk, Melsersandstein (Rötidosomit sehr

selten); aus der Hirzli-Gegend: Kalknagelfluh. Einzelvorkommen: Spilit vom Käpfstock, im unteren Wägital (709.98/224.06; auf der Karte als Verrucano angegeben); Lias-Sandstein mit *Stephanoceras* sp., im unteren Wägital (710.18/223.69); stark tektonisierter, geschieferter Kristallinblock (ähnlich Rofna-«Porphyr») im unteren Wägital (709.99/223.98), evtl. aus Graubünden (auf der Karte als «Metamorphes Gestein» angegeben).

Im Gaster-Gebiet sind die *höchstgelegenen* erratischen Blöcke auf Alp Unter Bogmen in 1100 m Höhe angetroffen worden; von hier sinkt die Obergrenze der heute noch erhaltenen Würm-Moräne auf 950–1000 m am Nordrand der Karte ab. Südlich der Linthebene: An der Risetten-Kette (Brunnenberg) kommen Erratiker bis in 1275 m Höhe vor; im Biltner Tal wurde das höchste Erratikum bei 1090–1100 m gefunden; südlich Schübelbach–Buttikon reicht das Moränenmaterial bis 1060–1070 m; bei Ober Grabenegg, am westlichen Kartenrand, befinden sich die Moränenwälle mit den höchsten Findlingen zwischen 1020 und 1040 m ü.M. Nach ALB. HEIM (1919, p. 224) wurde das höchste Vorkommen der Gegend von Ziegelbrücke (ohne nähere Ortsangabe) bei 1250 gefunden.

Einige im Bereich des unteren Wägitales gefundene Verrucano-Blöcke zeigen, dass der Linth/Rheingletscher, von Siebnen her, mindestens bis zum Nordfuss des Spitzberges (südlich Rempen, Höhe 710–720 m) und im Trepsental bis über den Chatzenruggen (712.60/221.95, Höhe 820–880 m) vorgedrungen ist.

Rundhöcker

Auf dem Buechberg wurden an zwei Stellen Rundhöcker festgestellt (auf der Karte nicht angegeben): bei Dunkelboden, Pt. 631 (711.40/229.87) und bei Brüscheid, Pt. 593.0 (712.35/229.45).

q₁ Lokalmoränen

Wägital-Gletscher. Im Inner-Wägital, an den Flyschhängen beidseits des Wägitaler Sees, sind von der ursprünglich wohl zusammenhängenden Grundmoränendecke nur noch kärgliche Relikte übrig geblieben; auf dem zu Rutschungen neigenden Untergrund dürfte die Moränendecke nicht lange Zeit unversehrt geblieben sein. Im Kartengebiet zeigen sich kleine Reste bei Innerthal. Die am südlichen Blattrand östlich Gwürz (714/218) angegebene Moräne stellt die Fortsetzung eines ziemlich breiten Streifens dar, welcher vom Seeufer (Blatt Klöntal), dem NW-Fuss des Schiberges folgend, bis zur Passhöhe zwischen Inner-Wägital und Trepsental

verläuft. Von der mächtigen Seitenmoräne, die von der Nordkante des Schiberges ausgeht, reicht nur noch das Nordende des Walles auf das Kartenblatt (vgl. OBERHOLZER 1933, p. 484).

Auch im Vorder-Wägital ist von der ehemals zusammenhängenden Moränendecke nicht mehr viel zu sehen, was teils auf Abrutschen und teils auf die Überlagerung durch jüngere Schuttbildungen zurückzuführen ist. Eine Anzahl gut ausgebildeter Moränenwälle am Nordfuss des Chli Aubrig stammt von einem kleinen Hängegletscher.

Vergletscherung des Trepsentales. In diesem Gebiet treten an verschiedenen Stellen noch ausgedehnte Moränenkomplexe auf, beispielsweise zwischen der Alp Gross Feldrederten und dem Schwantenbach. Die Moräne mag hier stellenweise eine beträchtliche Mächtigkeit erreichen: die meisten tobelartigen Bachgräben, die zum Schwantenbach hinunterführen, sind ganz in Moräne eingeschnitten. Das Material stammt überwiegend von der Wageten-Kette (fast ausschliesslich Malmkalk) und aus dem Flysch der «Rossweidhöchi». Bei den in der Umgebung von Gross Feldrederten ausgeschiedenen Moränenwällen handelt es sich um wallförmige Schuttanhäufungen (vgl. p. 102)¹⁾.

Auch im unteren Teil des Trepsentales treffen wir ausgedehnte, mit Moränen bedeckte Geländeabschnitte: auf der linken Talseite besonders im Spitzwald (711.7/221.6), auf der rechten im Schwändwald und westlich davon.

Niederurner Gletscher. Bei Morgenholz (720.0/220.5) finden wir auf der Südseite des Dorfbaches mindestens zwei deutliche Endmoränenwälle (OBERHOLZER 1933, p. 481, spricht von drei bis vier), welche von den Schutthalden der Wageten-Kette in nordöstlicher Richtung verlaufen. Die nahe beieinander liegenden Wälle sind einer mächtigen, etwas älteren Gletscherschuttmasse aufgesetzt, die talauswärts stark abfällt. Nach OBERHOLZER fällt die Bildung der Moränenwälle von Morgenholz noch in eine der allerersten Rückzugsphasen der Würm-Vergletscherung.

An der Zusammensetzung der Moränen beteiligen sich in erster Linie Gesteine der Wageten-Kette (vor allem Malmkalk), daneben

¹⁾ Auf der «Geologischen Karte des Kantons Glarus» (OBERHOLZER 1942) sind am Feldrederligrat (= Rossweidhöchi) zwei erratische, kristalline Blöcke eingezeichnet. Es sind dies jedoch keine Erratiker, sondern Blöcke, die aus einem in nächster Nähe anstehenden polygenen Flyschkonglomerat stammen. Auch der nördlich von Feldrederli angegebene kristalline Block ist gleicher Herkunft.

solche aus dem Flysch, der unter der Moräne der Talsohle ansteht; Molasse-Nagelfluh ist hingegen nur spärlich vertreten. Leitgesteine für den Linth/Rheingletscher konnten im Niederurner Tal nicht beigebracht werden; nach OBERHOLZER fehlen Verrucano-Blöcke fast vollständig auch in der Moräne östlich von Eggrüti und Bettenen, oberhalb Niederurnen (für weitere Angaben vgl. OBERHOLZER 1933).

Vergletscherung des Oberurner Tales. Im westwärts rasch ansteigenden, untiefen Tälchen zwischen Wageten- und Riseten-Kette zieht ein Moränenstreifen, bei 700 m beginnend, bis zur Mittleren Lohegg (1500 m ü. M.) hinauf. Westlich von Pt. 1010, in einer Höhe von 1070 m, kreuzt ein bogenförmiger Endmoränenwall den Weg von Oberurnen. Dieser Wall ist etwas höher gelegen als derjenige von Morgenholz (Niederurner Tal) und vermutlich ebenfalls während einer der frühesten Rückzugsphasen entstanden.

Die Moränenwälle zwischen Unter Lohegg und Mittlerer Lohegg, deren sich mindestens zwei Reihen beobachten lassen, verdanken ihre Entstehung einer breiten Gletscherzunge, die – wohl zur Bülhelzeit – vom Risetengrat nach Norden hinunterhing (vgl. OBERHOLZER 1933, p. 483).

Schwändital-Gletscher. Zur Zeit des Höchststandes der Würm-Gletscher, als das Gebiet des Oberseetales (Blatt Klöntal) und des Schwänditales grösstenteils unter einer mächtigen Eisschicht begraben lag, floss das Eis des Schwändital-Gletschers am Ostende der Riseten-Kette dem Linthgletscher direkt zu. Die Eisoberfläche befand sich in jener Gegend in über 1400 m Höhe (JÄCKLI 1962).

Grössere Moränenareale kommen auf der Nordseite des Brändbaches vor. Südlich des Baches hingegen sind die Überbleibsel der Moränenbedeckung bedeutend seltener. Die am Fusse des Tierberges (Hinter Schwändi) ausgeschiedenen Moränenwälle müssen in der letzten Rückzugsphase angelegt worden sein, als der Nordhang der Bergkette noch ein Firnband trug.

Es sei noch auf einen niedrigen, etwa 50 m langen, sichelförmigen Wall hingewiesen, der zwischen 1410 und 1430 m Höhe, innerhalb der Schutthalde am Fuss des Tierberges (716.83/218.45), vorkommt. Er dürfte sich an der Stirne einer kleinen, durch Lawinenschnee gespiesenen Eiszunge gebildet haben und ist zweifellos postglazial.

Vergletscherung des Biltner Tales. Grössere Überreste finden sich nur noch im mittleren Teil dieses Tales, auf der breite-

ren, weniger steilen rechten Talflanke. Am Weg durch den Niderenwald gibt es an einigen Stellen kleine Aufschlüsse von kiesig-sandiger Grundmoräne. Auf dem Wasserboden (718.2/222.3) beobachtet man ein System kleiner Lokalmoränen: einerseits hangabwärts verlaufende Seitenmoränen einer 150–200 m breiten Eiszunge, anderseits, quer dazu, drei bis vier bogenförmige Endmoränenwälle.

Lokalmoräne oberhalb Rufi. Der von der Alp Beischnaten bis gegen Obermatt hinunter deponierte Moränenschutt wurde wohl von einer Eiszunge hergebracht, deren Sammelgebiet die Alp Bättruns (Blatt Walensee) war. Diese Alp liegt auf über 1400 m Höhe, in einem kurzen, karähnlichen Talkessel, der mit hoher Felsstufe in den Osthang der Linthebene ausmündet.

Dem Südrand des Moränengebietes entlang verlaufen, nahe hintereinander, zwei linke Seitenmoränenwälle hangabwärts; die rechtsseitigen sind nicht mehr erhalten. Auch Endmoränen lassen sich keine erkennen. Die Bildung dürfte in die Zeit vor dem Bühlstadium fallen. Die grosse Mehrzahl der umherliegenden Blöcke besteht aus Kalknagelfluh.

Würmzeitliche Schotter (exkl. Buechberg)

qs **Schotter von Starrberg.** Benannt nach einer Lokalität im Norden des Benkner Büchels. Der nord- und westwärts steil abfallende Hügel (Spinnerhof, 719/229) besteht aus feinen Schottern, die an einzelnen Stellen ein Einfallen bis zu 15° nach W oder WNW erkennen lassen; im allgemeinen liegen sie aber horizontal. Auf der Nordflanke des Hügels können die Schotter vom Talboden bis auf 470 m Höhe verfolgt werden. Ob die Kuppe eine Moränendecke besitzt, liess sich nicht mit Sicherheit ermitteln.

Die Schotter bestehen aus wechsellagernden Sanden und kleingerölligen, sandreichen Kieslagen, die oberflächlich etwas verkittet sind. Die Sande führen bisweilen kleine Gerölle und die Kiese vereinzelt überdurchschnittlich grosse Komponenten. Als Einschaltungen treten gelegentlich Kieslagen oder -linsen auf, in denen überkopfgrosse Blöcke nicht selten sind. Alter fraglich, evtl. Frühwürm oder Interglazial Riss/Würm?

qp **Stausehotter von Port.** Dem Nordrand der kleinen Terrasse von Port (711.5/222.6) entlang kommt eine Anzahl kleiner Aufschlüsse vor, welche zeigen, dass die obersten Meter aus Kies und Sand bestehen. Der stark sandige, kleingeröllige Kies ist oberflächlich leicht verkittet; vereinzelt kommen darin auch über-

durchschnittlich grosse Komponenten vor. Die Gerölle zeichnen sich durch schlechte Rundung aus; bisweilen kommen gekritzte Geschiebe vor. Die Mächtigkeit der aus Gesteinen der Gegend zusammengesetzten Ablagerung ist – mangels genügender Aufschlüsse – schwer zu bestimmen; sie beträgt wohl mindestens 10 m. Eine Moränenbedeckung fehlt.

Gleichartige Ablagerungen sind in ungefähr gleicher Höhe noch in zwei kleinen, heute verlassenen Ausbeutungsstellen am Strässchen Siebnen-Schwändelen aufgeschlossen (710.90/223.04 und 711.13/223.00). Am letztgenannten Ort besteht die obere Hälfte des sichtbaren Profils (3 m) aus Kies mit Sandlinsen, der nach unten immer feiner wird, die untere Hälfte aus grobem und feinem Sand, der mit 20° gegen W einfällt.

Zweifellos handelt es sich um würmeiszeitliche Bachablagerungen in einem kleinen, temporären Wasserbecken (in ca. 800 m Höhe) – entstanden infolge Abdämmung des Ausganges des Trepentales durch den Wägital-Gletscher zu einer Zeit, da die Umgebung von Port schon eisfrei war.

qr Stauschotter von Rempen. Diese von der Wägitaler Aa abgelagerten Schotter bilden in der Umgebung des Stausees Rempen zwei Kiesterrassen – das eine Niveau bei 700–710 m ü. M., das andere etwa 20 m tiefer.

Es sind unverfestigte, ± ungeschichtete, meist sandreiche Kiese, die einige Sandlagen und -linsen enthalten. Die nach Grösse unsortierten Gerölle – schlecht gerundet und nur ausnahmsweise gekritz – sind mehrheitlich bis faustgross (vereinzelt 30–50 cm). An der Zusammensetzung der Schotter beteiligen sich fast nur Gesteine, die im Wägital anstehend sind (daneben vereinzelt vom Linth/Rheingletscher eingeschleppte Gesteinsblöcke). Die Kiesterrassen tragen keine Moränendecke.

Die Ablagerung ist entstanden, als sich der Wägitaler Ast des Linth/Rheingletschers und der Lokalgletscher voneinander getrennt hatten, die Gegend von Rempen also eisfrei geworden und der Abtransport des Bachschuttes infolge Abdämmung des untersten Talabschnittes durch den Hauptgletscher nicht mehr möglich war. Als weitere Ursache für die Aufstauung käme ein Bergsturz oder -schliff in Frage, deren Schuttmassen seither von der Aa restlos weggeräumt worden wären.

qs Sande und Schotter von Reichenburg, Buttikon und Eggibüel. In Übereinstimmung mit STAUB (1934) und HANTKE (1958) wird angenommen, dass es sich bei diesen Sanden und Schottern

um fluvioglaziale Bildungen handelt; sie gelangten – nach dem Hauptvorstoss – während eines kurzen Stillstandes des sich zurückziehenden würmzeitlichen Linth/Rheingletschers zur Ablagerung. Das Material wurde von unter- und innerhalb des Gletschers zirkulierenden Wassermassen oder randlichen Schmelzwasserbächen herantransportiert und unmittelbar vor der Gletscherstirn deponiert (vgl. auch von Moos 1943).

Reichenburg. An den Molassesporn der Kirche von Reichenburg legt sich im W und N ein plateauförmiger Hügel, dessen Oberfläche etwa 10–12 m über der Linthebene liegt. Zwei kleine, ältere Gruben an der Westkante und eine neue am Nordende des Plateaus geben Aufschluss über dessen Zusammensetzung: wechsellagernde, oberflächlich verkittete Sande und kleingeröllige, teils sandreiche Kiese. Die grosse Mehrzahl der stark kantengestossenen bis ziemlich gerundeten Gerölle weist Durchmesser von nur wenigen Zentimetern auf (vereinzelt bis 12–15 cm). Die schief gelagerten Sande und Schotter (20–30° Einfallen in talwärtiger Richtung) werden von einer horizontal liegenden Schicht stark sandiger Kiese überlagert (Überguss-Schichten); ihre Mächtigkeit beträgt im allgemeinen 1 m, kann aber lokal über 2 m erreichen. In dieser oberflächlichen Schicht sind gelegentlich grössere (bis $\frac{1}{3}$ m³), ± eckige Blöcke eingelagert – vermutlich verschwemmte Moräne.

Buttikon. Zur Zeit der geologischen Aufnahmen existierten an der flachen Erhebung «Büel» bei Buttikon (714.8/226.2) keinerlei Aufschlüsse – über ihren Aufbau lassen sich daher nur Vermutungen anstellen. Die Ähnlichkeit in Form und Lage mit dem plateauförmigen Hügel Hirschlen bei Reichenburg könnte darauf hinweisen, dass der Hügel von Buttikon gleicher Entstehung ist und ebenfalls aus fluvioglazialen Sanden und feinen Kiesen aufgebaut ist. Allerdings sollte nicht gänzlich ausgeschlossen werden, dass der Hügel Büel die östliche Fortsetzung des mit Moränen bedeckten Molassehügels Pt. 469.9 (713.88/225.75) darstellt.

Eggibüel. Kleine, verlassene Kiesgrube von kaum 150 m Länge und etwa 20–30 m Breite, unmittelbar westlich der Strasse Holeneich–Mülenen, im SE-Teil des Buechberges (713.10/227.35). Das fluvioglaziale Material besteht aus 15–18 m mächtigen groben Sanden (vorw. im unteren Teil) und sehr kleingerölligem Kies (Ø der Komponenten 1–2 cm, untergeordnet bis 8 cm). Die Schichten fallen mit ca. 25–30° gegen SW bis S ein. Sie werden von 3–4 m eines flachliegenden, unverfestigten, stark sandigen Schotters (Überguss-Schichten) überlagert, der bedeutend grössere Gerölle

führt. In beiden Abschnitten sind die Gerölle mässig bis gut gerundet. Unter den groben Komponenten fanden sich: Verrucano (zahlreiche Varietäten), helle, pulverig verwitternde Dolomite (? Rötidolomit, ziemlich häufig), Kalk- und Sandsteine verschiedener Art, gneisartiges Kristallin usw. Eine Moränendecke fehlt.

Spätdiluviale Bergstürze

Berg- und Felsstürze spätdiluvialen Alters finden sich, grossräumig verbreitet, am Nordfuss der westlichen Wageten-Kette und im oberen Schwändital (Beschreibung vgl. p. 102/103).

Holocaen

L Gehängelehm

Grössere Areale von Abschwemmungslehm umsäumen den Ost- und Südfuss des Buechberges. Für die Abgrenzung dieser Lehmgebiete konnten die Resultate einiger Sondierbohrungen mitverwendet werden, die das Geotechnische Büro v. Moos (Zürich) in freundlicher Weise zur Verfügung stellte.

Sackungen

Das bedeutendste Sackungsgebiet befindet sich am NW-Hang des Gross Aubrig. Die Sackungsmasse ist in mehrere Schollen aufgeteilt, die offenbar verschieden weit abgesunken sind. Am weitesten dürfte die Scholle NW von Plangg (709.4/219.3) abgesackt sein, von der zu vermuten ist, dass sie aus der Gipfelregion stammt. Es ist ferner durchaus denkbar, dass auch die der Aubrig-Schuppe unmittelbar vorgelagerten Komplexe der subalpinen Flyschzone versackt sind. d.h. die «anstehenden» Mergelflysche und Globigerinenmergel bei Dorlauri. Bis auf etwa 1100 m hinab finden sich in diesem Gebiet Blöcke bestimmter Gesteinsarten zonenweise konzentriert, und zwar im oberen Teil Mergelflysch und Globigerinenmergel, weiter unten Ruestel-Flysch und zuunterst Blöcke aus dem «Sandstein-Dachschiefer-Komplex». Zweifellos handelt es sich dabei um völlig auseinandergebrochene kleinere Sackungspakete.

Weitere Sackungen, meist kleineren Umfanges, zeigen sich am Nordhang der Tierberg-Kette (Schratten- und Seewerkalk bei 718.0–718.5/218.0), an der Südflanke der Wageten-Kette (Seewerkalk, Nummulitenschichten bei 718.5/219.8 und Taveyannaz-Sandstein bei 717.2/219.3), nördlich Beglingen (Drusbergschichten bei 724.5/219.2) und am Buechberg (diluviale Schotter im Bereich der Kiesgruben Bachtellen–Bolenberg).

Rutschungen

Rutschungen kleineren oder grösseren Ausmasses sind im Kartengebiet eine weitverbreitete Erscheinung, in erster Linie in Flyschgebieten, dann aber auch in der Molasse und in quartären Ablagerungen.

Flyschgebiete: Besonders augenfällig sind die ausgedehnten Rutschhänge des Vorder-Wägital (bis zum westlichen Kartenrand), des oberen und mittleren Trepsentals sowie des Schwändital. Auch im Hinter-Wägital, das allerdings grösstenteils ausserhalb des Kartenblattes liegt, kommen ausgedehnte Rutschgebiete vor.

Molassegebiete: Rutschungen im Bereich stark mergeliger Schichtglieder sind häufig, z. B. in den Grisigermergeln (Gelbberg, 714.4/222.0), aber auch in den Mergeln der Süsswassermolasse (genannt seien hier nur die im Jahre 1965 im Gebiet östlich von Schwändelen, 713.5/222.5, in Bewegung geratenen Erdmassen¹⁾).

Bergsturz, Felssturz

In grossräumiger Verbreitung findet sich grobblockiges Trümmaterial von spätdiluvialen bis jungquartären Bergstürzen vorwiegend im Bereich der helvetischen Ketten.

Wageten-Kette: Ein breiter, zusammenhängender Streifen von Bergsturzmateriel zieht sich am Nordfuss der Kette entlang – vom Ramseli über Flüewald bis Mettmen. Es handelt sich dabei nicht um einen einzelnen, sondern um eine ganze Reihe lokaler Abstürze. Das Blockmaterial, das weite Flächen überdeckt, scheint im allgemeinen nicht sehr mächtig zu sein, denn an einigen Stellen kommt das Anstehende zum Vorschein. Bei den Hütten von Gross Feldrederten sind auf der Karte einige kleine Moränenwälle angegeben; es handelt sich aber um wallartige Schuttkörper innerhalb der langsam zu Tale kriechenden Bergsturzmasse (TRÜMPY, in BAUMANN et al. 1968, p. 516).

Schwändital: Auch im oberen Schwändital sind ausgedehnte Blockschuttmassen vorhanden. Das umherliegende Gesteinsmaterial weist darauf hin, dass die Felsstürze von der Tierberg-Kette herunter erfolgt sein müssen – vermutlich über eine Firnhalde ins Tal und anschliessend z.T. bis 100 m den Gegenhang hinauf (Winteregg).

¹⁾ Freundliche Mitteilung von Herrn Dr. C. Schindler (Zürich).

Das kleine, am Südrand der Karte zwischen 722.0 und 722.5 ausgeschiedene Vorkommen von Bergsturzmaterial stellt die obere Randpartie einer grossen, aus Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk zusammengesetzten Sturzmasse dar, deren Abrissnische südlich von Platten gut zu erkennen ist. Dieser Schuttstrom, dem der Haslensee (Blatt Klöntal) seine Entstehung verdankt, erstreckt sich bis gegen Näfels hinunter.

Vorderes Wägital: Das ausgedehnte Blockmaterial im östlichen Widenwald, SSW von Vorderthal, stammt von einem Bergsturz (evtl. mehrere Felsstürze?) von der NE Felskante des Gross Aubrig. Der kleine Alluvialboden bei der alten Säge (710.90/219.37) weist darauf hin, dass die Aa dadurch vorübergehend aufgestaut worden ist.

Etwa 1 km oberhalb von Siebnen glitt am 30. März 1969 vom linksseitigen Berghang des Wägitales – auf einer 45° geneigten Schichtfläche – eine Felsmasse (vorwiegend Sandsteine) von rund 150 000 m³ ab¹⁾. Die Wägitaler Strasse wurde auf einer Länge von 160 m vollständig zerstört, wobei vier Personen den Tod fanden.

Schuttströme, Murgänge

Die ziemlich häufigen Orts- und Bachbezeichnungen mit «Rufi» oder «Rüfi» deuten darauf hin, dass Vorgänge dieser Art an den Hängen um die Linthebene keine Seltenheit sind (Rufibach bei Bilten, Buttikon und NNE von Schänis; Rufi bei Bilten und nördlich Schänis; Rufibord am Nordhang des Hirzli; Rufiruns, ein Ast der Ofenruns ob Oberurnen).

Ende April 1868 kam eine auf 180 000–200 000 m³ geschätzte, mit Schmelzwasser durchtränkte Block- und Gehängeschuttmasse im oberen Teil des Rufibaches bei Bilten ins Gleiten, stürzte über eine Nagelfluhbank (719.34/222.8) hinunter und drang bis nach Ober Bilten vor, wo sie grossen Schaden anrichtete.

Bei Ussbüel, SE von Reichenburg, liegt eine fast 1 km lange, grossblockige, bergsturzartige Trümmermasse auf dem Schuttfächer des Möribaches (717.57/224.40). Sie stammt offensichtlich aus dem oberen Teil des Tälchens. Obschon die Ablagerung sehr jung sein muss, lässt sich im Quellgebiet des Möribaches (717/223) keine Abrissnische feststellen; die Trümmermasse hat ihre Entstehung wahrscheinlich einer mächtigen Rufe zu verdanken.

¹⁾ Freundliche Mitteilung vom Büro Prof. H. Jäckli (Zürich).

Gehängeschutt

Ausgedehnte Schutthalden begleiten den Nordfuss der helvetischen Kalkketten. Auch das Molassegebiet ist reich an grösseren, mit Schutt bedeckten Hängen, besonders der alpennahe Teil desselben, südlich der Linthebene, aber auch im Gaster.

Bachschuttkegel

Eine fast ununterbrochene Reihe, z.T. recht ansehnlicher Bachschuttkegel säumt die Linthebene im Süden und Osten. Weitaus der grösste unter ihnen ist derjenige der Wägitaler Aa bei Siebnen, deren Geschiebe bis an den Südfuss des Buechberges vordringen konnten. Im NE-Teil des Kartengebietes hat der Steinenbach das Tälchen zwischen dem Benkner-Büchel und dem Hügel Gasterholz abgedämmt.

Unter den Bächen, die solche Schuttfächer anlagerten, gibt es eine Anzahl, welche vor ihrer Korrektur wegen ihrer starken Wasser- und Schuttführung nach ausgiebigen Gewitterregen gefährdet waren (Wägitaler Aa mit Trepsenbach, Spreitenbach bei Lachen, Biltnerbach, Niederurner Dorfbach).

Die Entstehung des kleinen Alluvialbodens NW von Vorderthal ist auf die zeitweilige Abdämmung des dortigen Talstückes durch den Schuttfächer des Chratzerlibaches bei Sonne (710/221) zurückzuführen.

Bei Schänis (Feld) dehnt sich ein niedriger, tafelförmiger Sporn gegen Bilten aus, dessen Oberfläche fast unmerklich gegen den Linthkanal absinkt und der durch Steilhänge begrenzt wird. Aufschlüsse waren zur Zeit der Aufnahmen keine vorhanden. Der Sporn wird als das Westende des Bachschuttkegels östlich der Ortschaft gedeutet; die geschweifte Form seines Umrisses ist offensichtlich auf Erosion durch die Linth zurückzuführen.

a Alluvialböden

Linthebene: Zur Gletscherzeit bildeten Zürichsee, Walensee und das untere Linthtal ein zusammenhängendes Seebecken. Die Alluvionen der Linth und der zahlreichen Seitenbäche füllten sodann den in das Linthtal hinaufreichenden Seearm auf und verursachten die Aufgliederung des grossen Talsees in die beiden heutigen Seebecken.

Vor dem Bau des Linthkanals waren Teile der Linthebene stark versumpft, wofür in erster Linie der frühere Lauf der Linth verantwortlich war; diese erhöhte mit der Zeit ihr Bett immer

mehr und hemmte dadurch nicht nur den Abtransport ihrer eigenen Wassermassen zum Zürichsee, sondern behinderte auch den normalen Abfluss der vielen, von den Berghängen beidseits der Linthebene zufließenden Bäche.

Da, wo in der Ebene Bodendepressionen unter den stets höher ansteigenden Grundwasserspiegel zu liegen kamen, bildeten sich kleine Seen. Eine Anzahl solcher offener Wasserflächen sind – anhand eines alten Planes – in die Karte eingetragen worden. Mit Ausnahme des «Uznacherseeli» oder «Entenseeli» (Blatt Ricken) sind heute alle verlandet und nicht mehr erkennbar. Auf der Karte wurde auch der jüngste Lauf der ehemaligen Linth, wie er vor dem Bau des Linthkanals bestand, nach alten Karten eingetragen.

Alluvialboden NW von Vorderthal: Auf die Entstehung des kleinen Bodens wurde bereits eingegangen (vgl. p. 104). Perioden der Aufschotterung und Erosion führten zur Bildung der Terrassenreste bei Vorderthal, beiderseits der Aa.

Talboden des Inner-Wägital: Von dem heute unter Wasser gesetzten Talboden reicht nur der nördlichste Abschnitt in das Kartengebiet. Bei den Fundierungen für den Bau der Stau-mauer wurden bis 30 m unter der Oberfläche Seeschlamm mit Holz und Torfzwischenlagen angetroffen (SCHARDT 1924 a, p. 532), unterlagert von Grundmoräne. Das Nordende dieses spät- und post-glazialen Seebeckens lag am Nordausgang der Aaschlucht. Während des Bühl-Stadiums hat der Wägitaler Gletscher (SCHARDT l. c.) an dieser Stelle eine Stirnmoräne abgelagert, welche zunächst die Abdämmung der engen Schlucht besorgte. Nachträglich auf die Moräne abgestürzter Lawinenschutt aus der Lindenruns (N des Lindenwaldes) sowie vom Gross Aubrig herstammendes Bergsturzmaterial bewirkten die Erhöhung und Verstärkung des natürlichen Staudammes. Die Alluvionen der zahlreichen, von den Flyschhängen des Inner Wägital abfließenden Bäche dürften den am Südrand der Schlucht nur etwa 30 m tiefen See in relativ kurzer Zeit aufgefüllt haben.

Alluvialböden des oberen Schwändital: Neben dem «Gross Moos», dem fast 1 km langen und bis 300 m breiten, heute vertorften Alluvialboden, kommen noch zwei weitere, aber unbedeutende «Bödeli» vor: das eine bei den Häusern von Hinter Schwändi, aufgefüllt vom Schutt eines von der Wageten-Kette herabfließenden Baches, das andere am Ostende der Bergsturzmasse bei Twing.

Künstliche Aufschüttungen

Der Abraum von Steinbrüchen und Kiesgruben wurde teils in der Umgebung der Ausbeutungsstellen teils in aufgelassenen Grubenabschnitten selbst deponiert (z.B. am westlichen Buechberg und am Benkner Büchel). Das Ausbruchsmaterial vom Bau der Druckstollen des Wägitaler Elektrizitätswerkes liegt meist in der Umgebung der Stollenfenster.

Weitere grössere Deponien finden sich u.a. NNE von Rufi (Abraum aus dem Kohlenbergwerk), östlich von Lachen (Kiesfang aus dem Spreitenbach) usw.

Der Verlauf des Seeufers bei den Hafenanlagen der Kieswerke Nuolen ist infolge Ausbaggerungen bzw. Anschüttungen nicht mehr der ursprüngliche.

In der Linthebene sind wichtige Verkehrswege über längere Strecken auf niederen, aufgeschütteten Dämmen angelegt; weitere künstliche Dämme verlaufen vielfach entlang von Wasserläufen.

TEKTONIK

Helvetische Decken

Griesstock-Decke (Wageten-Kette)

Die über 8 km lange Wageten-Kette (Profile 6–10, vgl. Tf. I) taucht bei Oberurnen aus der Linthebene auf, bildet zunächst den Hügel «Burg», nimmt dann westwärts an Höhe ziemlich rasch zu und erreicht am Chöpfenberg ihre Kulmination. Bei Ramseli bricht sie plötzlich ab; eine Fortsetzung über das obere Trepsental hinaus lässt sich nicht nachweisen. Als östliche Fortsetzung der Griesstock-Decke gilt der Chapfenberg ob Weesen.

Ursprünglich wurde die Wageten-Kette für ein aufrechtes, stellenweise nach N überliegendes Kreidengewölbe (mit einem Neokom-Kern) gehalten. BLUMER (1906) stellte aber fest, dass sie in Wirklichkeit aus einer einfachen, normalliegenden, aus Malm, Kreide und Alttertiär zusammengesetzten Schichtserie aufgebaut ist. Bis gegen 1920 wurde die Wageten von den Autoren mit der Mürtschen-Decke oder mit der Glarner Decke in Zusammenhang gebracht. Gestützt auf die Faziesverhältnisse wies OBERHOLZER jedoch darauf hin, dass sie enger mit dem Gebiet der parauto-

chthonen Decken verbunden sei als mit einer der beiden angeführten Einheiten, und betrachtete sie als eine von der Griesstock-Decke abgetrennte, an den Alpenrand verschleppte Scholle. Die neueren Autoren haben sich dieser Auffassung angeschlossen.

Am Ostende der Kette (Burg) fallen die Schichten mit ungefähr 30° gegen die Alpen ein. Westwärts nimmt ihre Neigung allmählich zu (60° oberhalb Bergli), und beim Wageten-Gipfel stehen die Schichten praktisch senkrecht. Dann nimmt das Fallen wieder ab (am Chöpfenberg $45-50^\circ$). Am Westende der Kette beträgt das Fallen zwischen 50° und 70° . Generell streicht die Wageten-Schuppe annähernd E-W, doch zeigen sich gebietsweise Abweichungen.

Die Wageten-Kette wird von zahlreichen Querbrüchen durchsetzt. Der bedeutendste verläuft annähernd N-S durch das Tälchen, das den Hügel Burg von der Hauptmasse der Kette trennt. Die Bruchfläche selbst ist infolge Schuttbedeckung nicht sichtbar, doch ergibt sich aus der Verstellung der Schichten beidseits des Tälchens, dass der Hügel Burg gegenüber dem Westteil um etwa 200 m weiter nach N vorgeschoben ist. Der Hügel Burg selbst wird von mehreren NNW-streichenden Querstörungen kleinen Ausmasses durchzogen. Weiter westlich folgen einige NNE- bis NEgerichtete Brüche, an welchen der Ostflügel jeweils etwas weiter nach N vorgeschoben ist. Im Gebiet Hinter Berg-Wageten, ferner am Chöpfenberg, treten gruppenweise N- bis NNW-streichende steile Brüche auf, die jedoch nur eine relativ geringe Verstellung der Schichten verursachen. Eine grössere Anzahl unbedeutender, E-fallender Querbrüche durchsetzt die Schrattenkalk-Wand zwischen Chöpfenberg und Ramseli; sie zerlegen den Urgonkalk und die jüngeren Bildungen in Schollen, von denen jede gegenüber der nächst östlicheren südlich etwas zurückgeblieben ist (meist nur wenige Meter).

Längsbrüche von Bedeutung scheinen in der Wageten-Kette nur vereinzelt vorzukommen. Der auffälligste beginnt am Fuss der Schrattenkalk-Wand unterhalb des Chöpfenberg-Gipfels, offenbar an einem Querbruch; er zieht dann westwärts gegen Pt. 1663 und von dort in NW-Richtung quer durch die Kette. Die Störung zeigt ein mittleres Fallen nach N oder NNE; der liegende Gebirgsteil ist dem hangenden gegen 40 m nordwärts unterschoben (bei Pt. 1663).

Oberhalb Ramseli (714.7/219.4) ist die Schichtserie (von den Drusbergschichten an aufwärts) z.T. tektonisch stark reduziert und gestört. Der Schrattenkalk ist hier auf 5 m reduziert, der Seewerkalk auf 2-3 m, die «mittlere» Kreide mitunter bis auf einige Dezimeter (lokal mit Repetitionen). In 1190 m Höhe durchschneidet eine ziemlich flach verlaufende Störungszone die obere Kreide und

das Eocaen; auch hier sind die Gesteinsmassen unter der Störungsfläche weiter nach N vorgeschoben.

Mürtschen-Decke

Westlich der Linth bildet diese Decke den Sockel der Wiggis-Rautispitz-Gruppe (Blatt Klöntal) und sinkt südlich Näfels endgültig unter das Niveau des Linthtales ab. Östlich der Linth baut die Mürtschen-Decke die Berggruppe Fronalpstock-Mürtschenstock-Nüenchamm auf, fällt dann – eine mächtige, aus Trias, Jura, Kreide und Eocaen bestehende Sedimentplatte – NW-wärts gegen das Walenseetal ab. Ein Ausläufer dieser Platte, der im Gebiet der Nüenalp noch ein Relikt der Drusberg-Decke aufliegt, reicht bei Beglingen bis ins Gebiet des Atlasblattes (SE-Ecke). Hier besteht die sichtbare Schichtfolge allerdings nur noch aus Kreide und Eocaen.

In der Gipfelregion des Nüenchamms fallen die Schichten ziemlich steil, stellenweise bis 50° ein (FREULER 1925, p. 138), verflachen jedoch gegen N und bilden eine untiefe Mulde. Diese Mulde ist am Steilhang oberhalb der Linth (Escherkanal) gut erkennbar (vgl. Profil 11, Tf. I); an einigen Stellen lässt sich ein leichtes Axialgefälle gegen WSW oder SW feststellen. In den nördlichsten Aufschlüssen, bei Kundertriet, kann wieder ein Nordfallen von 10 – 20° beobachtet werden.

Die vom Nüenchamm gegen Mollis abfallende Mürtschen-Decke wird von einer Anzahl grösserer und kleinerer Brüche durchschnitten (Blatt Klöntal). Im Bereich des Atlasblattes lassen sich lediglich unbedeutende Brüche innerhalb des Kieselkalkes, der Drusbergsschichten und des Schrattenkalkes am Steilhang entlang dem Escherkanal beobachten. Auch in der Assilinengrünsand-Zone nördlich Beglingen sind einzelne kleine Brüche sichtbar.

(?) Drusberg-Decke (Aubrig-Kette)

Schon BURCKHARDT (1896), dem die erste eingehende tektonische Beschreibung der Aubrige zu verdanken ist, stellte fest, dass sie ein grosses E–W streichendes Gewölbe bilden (vgl. Profile 1–3, Tf. I). Als Teil der «frontalen Gliederkette» (ARN. HEIM) wurden sie dann bis 1906 als westliche Fortsetzung der Wageten-Kette angesehen. Ein Vergleich der faziellen Verhältnisse und der Mächtigkeit der einzelnen Schichtglieder führte aber BLUMER (1906) zum Schluss, dass ein solcher Zusammenhang nicht bestehen könne,

sondern dass die Aubrig-Kette vielmehr der «Säntis-Decke» angehören müsse und als Fortsetzung der Risetten-Kette zu betrachten sei. Dieser Auffassung haben sich die Geologen in der Folge angeschlossen, doch sind in neuerer Zeit noch andere Ansichten über den Zusammenhang der Aubrig-Kette mit den Nachbarketten im E und W geäußert worden.

Nach HANTKE (1961, p. 116–117, 146) war die Kreideplatte, welche heute diese Kette bildet, ursprünglich ein östlicher Abschnitt der oberen Silbernen-Decke. Beim Vormarsch der Decken soll die Kreideplatte längs dem tektonisch vorgezeichneten Rossmatter Tal (SW Klöntaler See) seitlich abgesichert und an der Basis der Drusberg-Decke (und des diese Decke unterlagernden Wägitaler und Serhalten-Flyschs) nach N an den Alpenrand verschleppt worden sein. Die Aubrige würden also nicht «unterirdisch» mit der Risetten-Kette in Verbindung stehen und von etwas nördlicherer Herkunft als diese sein. Es zeigen sich in der Tat zwischen den beiden Kreideserien gewisse Unterschiede, die seine These zu stützen scheinen:

- a) Die Altmannschichten sind in der Aubrig-Kette doppelt so mächtig als an der Risetten.
- b) Die Drusbergschichten sind hingegen merklich geringmächtiger.
- c) Die (unteren) Orbitolinenschichten der Aubrige weisen zuoberst einen stark sandigen Komplex auf. Ein solcher ist von der Risetten-Kette, wo der oberste Teil «auffallend kalkig entwickelt ist» (OBERHOLZER) nicht bekannt – kommt aber in der oberen Silbernen-Decke (mit Orbitolinen) vor (OBERHOLZER 1933, p. 349 und HANTKE 1961, p. 65/66).
- d) Der Brisisandstein fehlt in der Aubrig-Kette, nicht aber an der Risetten; die Brisisbreccie ist an den Aubrigen weniger mächtig (wahrscheinlich unvollständig). Im Silbernen-Gebiet scheint der Brisisandstein auch nur stellenweise vorhanden zu sein (OBERHOLZER).

Andererseits besteht m. E. ein nicht unwesentlicher Unterschied zwischen der Aubrig-Kette und der oberen Silbernen-Decke im Bereich der obersten Kreideschichten. Im östlichen Teil der Aubrig-Kette endet die Kreide entweder mit einigen Metern Amdenmergeln oder zumindest mit den Übergangsschichten zu diesen – wobei die Obergrenze mit einer Überschiebungsfläche zusammenfällt – und im westlichen Teil mit Seewermegeln. Demgegenüber transgredieren in der oberen Silbernen-Decke die Nummulitenschichten offenbar direkt auf Seewerkalk. Diese Verhältnisse berechtigen wohl zur Annahme, dass die Aubrig-Scholle aus einem Gebiet südlich der oberen Silbernen-Decke stammt – entweder aus dem rückwärtigen Abschnitt dieser Teildecke oder aus dem sicherlich nahegelegenen nördlichsten Teil der Drusberg-Decke.

Gross Aubrig (Profile 2/2a, Tf. I)

Den besten Überblick über den Bau dieses Berges, und speziell seines östlichen Teiles, gewinnt man von der Wägitaler Strasse aus (nördlich der Staumauer). Der Gross Aubrig ist ein E–W streichendes, asymmetrisches Gewölbe mit einem senkrechten oder leicht überkippten Nordschenkel und einem weniger steilen Südschenkel. Im Gebiet Lindenwald (710.2/218.7) ist der Kern des Gewölbes aufgeschlossen.

Der Nordschenkel, dessen höhere Kreideanteile bis auf kleinste Reste weggeschürft worden sind, wird ostwärts, gegen die Talsohle hin, immer schmaler – teils wegen zunehmender Ausquetschung und teils, weil er von N durch einen S-fallenden Längsbruch schief unterschritten wird.

Der Südschenkel wird im östlichen Teil des Gross Aubrig von einer ziemlich flach verlaufenden Längsstörung (Schubfläche) durchschnitten, deren Ausbißspur am Osthang in einer Höhe von $1280\text{ m} \pm$ horizontal hinzieht. Längs dieser Fläche wurde der mit ca. 50° südfallende, tiefere Teil des Schenkels unter den weit weniger stark geneigten, darüberliegenden geschoben. Der unterschobene Komplex (Seewerkalk bis Kieselkalk) erstreckt sich nordwärts bis zu einem steil südfallenden Längsbruch im Bereich Lindenwald (710.60/218.67, «Lindenwald-Bruch»). Einige weitere, aber relativ unbedeutende Brüche durchsetzen den unterschobenen Schichtkomplex zwischen dem Lindenwald und der Staumauer; sie bewirken sein stufenweises Absinken nach Süden. Der gebrochene Verlauf der Schubfläche auf dem Südhang (N von Bärlaui) ist auf die Einwirkung später entstandener Querbrüche zurückzuführen. Westwärts lässt sie sich nur bis zum Querbruch westlich Bärlaui (709.4/218.5) verfolgen. Jenseits sind die tektonischen Verhältnisse etwas verschieden: wohl lassen sich auch hier im Südschenkel des Aubrig-Gewölbes zwei Abschnitte unterscheiden, einen nördlichen, nur wenig nach S geneigten und einen südlichen, steileren – aber der südliche Abschnitt ist dem nördlichen *auf*geschoben. Oberhalb Ahoreli, wo der Südschenkel in eine Spitze auslaufend unter Gehängeschutt verschwindet, liegt Seewerkalk (südlicher Abschnitt) längs einer steilen Schubfläche dem oberen Schrattenkalk (nördlicher Abschnitt) direkt auf (709.00/218.55). Von dort verläuft diese Schubfläche nordostwärts den Hang hinauf und erreicht den Grat wenig südlich von Pt. 1687. Von der Gewölbeumbiegung und dem ohne Zweifel stark zerbrochenen Nordschenkel ist in diesem Abschnitt nichts zu sehen; ein Teil dürfte der Erosion zum Opfer gefallen und der Rest von Gehängeschutt zugedeckt sein.

Schuppenzone am Nordrand des Gross Aubrig. Dem Gross Aubrig vorgelagert zeigen sich die schon von BURCKHARDT und ARN. HEIM beschriebenen Kreide-Eocaen-Schuppen. Die Zone lässt sich von der Wägitaler Aa etwa 1 km weit nach W verfolgen; bei Plangg brechen die Aufschlüsse an einem vom Aubrig-Grat herabziehenden Schuttstrom plötzlich ab. Die Gesamtmächtigkeit lässt sich nirgends genau bestimmen, da der Kontakt mit dem Liegenden auf der ganzen Länge mit Schutt bedeckt ist; zweifellos variiert sie stark: Im Gebiet der Breitlaur (709.8/219.2) erreicht die Zone scheinbar ihre grösste vertikale Entwicklung, nämlich mindestens 60 m, während im östlichen Teil des Abschnittes die sichtbare Mächtigkeit nur wenige Meter beträgt.

An ihrer Zusammensetzung beteiligen sich zur Hauptsache Schratten- und Seewerkalk, beide in normaler Ausbildung. Fraglicher Kieselkalk und Drusbergschichten wurden nur an einer Stelle, als Relikt, beobachtet. Die «mittlere» Kreide, ein grünsandiges Band, kann bis 6–7 m mächtig sein. Seewerschiefer und Amdenerschichten konnten nicht nachgewiesen werden. Auf den Seewerkalk transgrediert eocaener Grünsand; dieser wird stellenweise von glaukonitischen sowie stadschiefer-ähnlichen Mergeln überlagert. Aus dem Fehlen von Brisi- und Amdenerschichten schloss ARN. HEIM (1918), dass das Ablagerungsgebiet dieser Kreideschuppen nördlich jenes der Aubrig-Serie gelegen haben muss. Die Schuppen könnten m.E. vereinzelt auch vom Nordschenkel des Gross Aubrig abgesplitterte Späne enthalten.

Um zur Schuppenzone zu gelangen, schlägt man am besten den Pfad ein, der von Chrumm (710.8/219.5) über Chirchplatten zum Ausgang der Runse nördlich Lindenwald führt und steigt dann dem Fuss der Schrattenkalk-Wand entlang gegen NW hinauf. Die Basis der Wand fällt mit einer Schubfläche zusammen, denn im Liegenden finden sich zuweilen Aufschlüsse von Seewerkalk und Assilinengrünsand. Weiter oben, bei Kote 1000 m, zeigt sich eine Schuppe mit vollständigerer Schichtserie. Westwärts entwickelt sich die Schuppenzone rasch zu einem grösseren, aber nur teilweise zugänglichen Komplex. Am Felsgrat westlich Breitlaur ist die Zone relativ mächtig und sehr gut aufgeschlossen (auf der Karte mussten die Verhältnisse in etwas vereinfachter Form dargestellt werden).

Ob die versackte Scholle westlich Plangg zur Schuppenzone gehört oder allenfalls aus dem obersten Teil des Aubrig-Nordhanges stammt, kann nicht mit Sicherheit entschieden werden.

Gugelberg–Kalvari (Profile 3–4, Tf. I)

Am Gugelberg herrschen die gleichen tektonischen Verhältnisse wie am Gross Aubrig. Kern und Schenkel des Gewölbes stehen

einander beidseits der Aa gegenüber – ein grösserer Querbruch durch die Aaschlucht ist also nicht vorhanden. Der Lindenwald-Bruch (vgl. p. 110) setzt sich gegen E fort; er kreuzt die Wägitaler Strasse bei Koord. 711.05/218.70, steigt hinauf zum NW-Grat des Gugelberges und zieht dann zwischen Schrattenkalk und Kieselkalk ostwärts weiter¹⁾ (über längere Strecken von Gehängeschutt bedeckt). Bei Ober Tritt wechselt er, unter spitzem Winkel zum Streichen der Kette, auf die Südseite des Kalvari (Pt. 1195) hinüber.

Der Abschnitt des Gugelberges südlich der Lindenwald-Störung stellt die östliche Fortsetzung des *unterschoben*en Teiles des Südschenkels am Gross Aubrig dar. Ein *überschobener* Komplex fehlt hier (vermutlich vollständig der Erosion zum Opfer gefallen). Im Osten wird die Aubrig-Kette plötzlich bedeutend schmaler, das langsame Absinken des südlichen Gewölbeschenkels gegen E verstärkt sich und die Kreideserie wird immer stärker zerquetscht.

Vom überkippten Nordschenkel des Stirngewölbes kommen nur ganz im Westen grössere Reste vor, im östlichen Abschnitt hingegen sind nur noch an wenigen Stellen kleine Relikte zu beobachten (\pm vollständige Ausquetschung).

An der Wägitaler Strasse reicht der Kieselkalk des Kerns und Nordschenkels bis zum nördlichsten Strassentunnel, an dessen Nordportal die steil N-fallende Echinodermenbreccie ansteht (heute grösstenteils verdeckt). Die kleine, unmittelbar nördlich anschliessende Depression wird von den Altmann- und Drusbergsschichten gebildet. Es folgen der untere Schrattenkalk (auf 25 m reduziert), die Orbitolinenschichten (5–15 m) und die unteren Partien des oberen Schrattenkalkes (der obere Teil wird von einer Stützmauer verdeckt).

Ob der an der Strasse bei 710.90/219.05 aufgeschlossene, stark zerbrochene Schrattenkalk und die ausgewalzten Relikte von Seewerkalk, Assilinengrünsand und Stadschiefer wirklich noch dem Nordschenkel des Gugelberg-Gewölbes angehören oder ob es sich dabei um vorgelagerte Schuppen handelt, lässt sich nicht feststellen.

Chli Aubrig (Profil 1, Tf. I)

Der Chli Aubrig stellt die abgerissene, westliche Fortsetzung des Gross Aubrig-Gewölbes dar. Es ist gegenüber diesem um mindestens 500 m südlich zurückgeblieben, und zwischen ihnen klafft in W–E-Richtung eine fast ebensogrosse Lücke. Das asymmetrische Gewölbe besitzt – wie am Gross Aubrig – einen senkrechten oder leicht überkippten Nordschenkel, der nach unten keilförmig abge-

¹⁾ Auf der Karte fehlt bei 711.50/218.83 diese Störung eine Strecke weit.

quetscht ist. Im Norden grenzt der Seewerkalk (am NW-Grat die Seewerschiefer) tektonisch direkt an Globigerinenmergel der subalpinen Flyschzone. Eine dem Nordschenkel vorgelagerte Schuppenzone, wie sie am Gross Aubrig vorkommt, lässt sich am Chli Aubrig nicht nachweisen.

Der Südschenkel des Gewölbes ist weniger steil; bei Wildegg (Blatt Klöntal) stösst er längs einer steilstehenden Störung an Wägitaler Flysch.

Im Bereich des Gipfels zeigt das Gewölbe ein gegen W gerichtetes axiales Fallen von ca. 30° . Am Westhang des Berges (707.70/218.32), über dem Weg, ist der Kern des inzwischen sehr schmal gewordenen Gewölbes sichtbar; der Schrattenkalk-Kern reicht gerade bis zum Weg hinauf. Darunter geht das aufrechte Gewölbe rasch in eine tektonisch arg mitgenommene, liegende Falte mit sehr stark reduziertem liegendem Schenkel über.

Ein Längsbruch (708.28/218.30) mit relativ geringer Neigung gegen W bis SW zerlegt das Gewölbe östlich von Pt. 1642.4 in zwei Teile, von denen der obere (westliche) etwa 80–100 m weiter nach N vorgeschoben erscheint als der untere. Die bogenförmige Ausbisslinie durchzieht den Hang in etwa 1500 m Höhe.

Eine steile Längsstörung durchschneidet den SW-Hang in NW–SE Richtung gegen Altenberg («Altenberg-Störung»). Die vertikale Versetzung dürfte gebietsweise 60–80 m betragen: beispielsweise stehen sich bei 707.87/218.37 basale (im SW) und oberste (im NE) Seewerkalke gegenüber. Bei 707.97/218.22 tritt – von SW her – eine weitere Störung hinzu, die dann ostwärts, mit bogenförmigem Verlauf, gegen Rotherd am Chratzerlibach zieht. Es handelt sich vermutlich um eine Anschiebung einer bandförmigen Kreidescholle an die Hauptmasse des Chli Aubrig. Diese Scholle verdeckt einen Teil des Gewölbekernes; auf der Karte wird dadurch ein keilförmiges Zuspitzen des Kerns nach unten (gegen E) vorgetäuscht.

Die Entstehung des tektonisch kompliziert aufgebauten Chli Aubrig könnte man sich folgendermassen vorstellen:

Die Aubrig-Schuppe führte den grössten Teil des Vorrückens an den Alpenrand offenbar als einheitliche Masse aus. Ein Querbruch, der die beiden Aubrig-Schollen gegeneinander abtrennte, entstand erst in einer relativ späten Bewegungsphase; vorerst grenzten die beiden Komplexe noch aneinander. Nach der Trennung bildete sich die Altenberg-Störung, die die Masse des Chli Aubrig in ihrer ganzen Länge in annähernd NW–SE Richtung durchschnitt. In einer Schlussphase vollzogen sich folgende Vorgänge:

- Der Gross Aubrig schob sich gegenüber dem Chli Aubrig um mehrere hundert Meter weiter nordwärts.

- Der NE-Abschnitt der Chli Aubrig-Scholle (nördlich der Altenberg-Störung) wurde losgesprengt und nordwärts verfrachtet.
- Der SE-Abschnitt der Scholle wurde in die Lücke hineingepresst und dem Ostfuss des Chli Aubrig angelagert bzw. aufgeschoben.

Drusberg-Decke (Risetten-/Tierberg-Kette)

Bekanntlich lehnte LUGEON zu Beginn des Jahrhunderts die von BURCKHARDT geäusserte Ansicht, im Gebiet zwischen Linth und Sihl würden zwei sich kreuzende Faltensysteme (E-W und SSW-NNE streichend) vorkommen, ab. Er betrachtete die Bergketten des Wiggis-Risetten, der Rederten und des Fluebrig als drei dachziegelartig übereinanderliegende, normalstreichende Lappen der Drusberg-Decke. Diese Auffassung wurde in der Folge von den Geologen allgemein übernommen.

Geologische Studien in diesem Gebiet liessen bei HANTKE (1961, p. 143/144) jedoch Zweifel an der Richtigkeit der Interpretation LUGEONS aufkommen. Seiner Meinung nach besteht im erwähnten Sektor nur ein einziger Deckenlappen, der aber vor seiner endgültigen «mise en place» längs SSW-NNE verlaufenden Brüchen in drei Schollen zerbrach, wobei sich dann in der allerletzten Phase eine gewisse Eigenbewegung der einzelnen Schollen abzeichnen begann.

Risetten-Kette (Profile 9-10, Tf. I)

Vom Gipfel des Rautispitzes (Blatt Klöntal) senkt sich der ursprünglich nördlichste Ast der Säntis-Drusberg-Decke nach N zum Oberseetal hinunter (Obersee-Mulde), steigt dann nordwärts wieder auf und bildet die Risetten-Kette. Diese besteht aus einer südfallenden Kreideserie – ein Stirngewölbe ist nicht vorhanden. Normal auf Oberkreide liegendes Alttertiär fehlt vollständig; hingegen finden sich im Liegenden der Kreideserie – in einer Zone, die als verkehrter Schenkel aufgefasst werden kann – an einigen Stellen sehr kleine Überreste von Assilinengrünsand und/oder Stadschiefer, so im Zimmereggwald (721.50/219.16), am Westende der Kette, NW von Pt. 1722.4 (719.40/219.42) und NW von Pt. 1470 (719.10/219.22).

Am Westende, NW von Pt. 1722.4, biegt der Deckenrand plötzlich aus der E-W-Richtung in eine südwestliche über und taucht östlich von Vorder Schwändi unter die dortigen Schuttmassen. Dieses plötzliche Aufhören der Risetten-Kette bei Vorder Schwändi wurde von ARN. HEIM (1906) und OBERHOLZER (1933) auf Längszerreissung zurückgeführt. BRÜCKNER (1940) hingegen

sieht die Ursache in einem plötzlichen Zurückschwenken der Deckenstirne aus der W-E-Richtung in eine südwestliche, verbunden mit einem starken westlichen Axialgefälle. Von Vorder Schwändi an bestände nach ihm eine «unterirdische» Verbindung der Riseten-Kette mit den Aubrigen – die Deckenstirne würde im verdeckten Abschnitt einen nach S konvexen Bogen beschreiben. HANTKE (1961) schliesslich bringt das plötzliche Aussetzen mit einem SSW–NNE gerichteten Bruch in Zusammenhang.

Zwei grosse, steilstehende Querbrüche, die eine bedeutende Verstellung der Schichten zur Folge haben, durchschneiden in ungefähr NNE–SSW-Richtung die Riseten-Kette; bei beiden ist der westliche Gebirgsteil gegenüber dem östlichen gehoben. Der östliche («Guggerloch-Bruch» von MEYER 1922) zieht vom Zimmereggwald hinauf nach Gugger und von dort zum Brändbach hinunter. N von Gugger stossen die Turrilitenschichten des Ostflügels an ziemlich tiefe Bänke des unteren Schrattenkalkes von Vorder Riseten; die Sprunghöhe dürfte hier also 150–170 m betragen. Der westliche Querbruch kreuzt den Riseten-Kamm bei Pt. 1724.6 und erreicht den Brändbach östlich Twing («Twing-Bruch»). Am Südhang, bei Kote 1610 m, wurde ein Einfallen der Bruchfläche von 70° nach 280° gemessen. Die Sprunghöhe beträgt in der Nähe des Grates ca. 100 m. Es gibt noch weitere Querbrüche, doch spielen diese eine untergeordnete Rolle.

Längsstörungen konnten nur wenige festgestellt werden: Am Nordhang (N von Pt. 1724.6) wurde eine etwa 200 m lange Scholle (Valanginien- und Kieselkalk) emporgehoben, so dass die Drusberg-schichten hier vorübergehend verdeckt sind. Weitere sind nachzuweisen im Gebiet von «Stein» (719.80/218.56) und auf der Vorderen Sunnenalp (721.75/218.76).

Tierberg-Kette (Profil 6–7, Tf. I)

Die Rederten-Teildecke greift von S her nur mit dem äussersten Teil der Stirnzone, am Tierberg (716.3/218.1), in das Gebiet des Atlasblattes hinein. Diese Stirnzone, zu einem schön gerundeten Gewölbe umgebogen, bildet den bogenförmigen Bergzug mit dem Schiberg und dem Bockmattli im W, dem Tierberg in der Mitte und dem Bärensolspitz am Ostende.

Die Gewölbeform des Stirnrandes ist besonders im westlichen Abschnitt der Kette, vom Schiberg–Bockmattli an bis gegen den Tierberg, im Schrattenkalk und in den Drusberg-schichten sehr gut zu erkennen. In Kammnähe fallen die Schichten nach N ein, biegen dann hangabwärts zur Senkrechten und im unteren Teil der Felswände schliesslich zu überkippter Lage um.

Wie OBERHOLZER (1933, p. 129) feststellen konnte, besitzt das Stirngewölbe ein Axialgefälle von etwa 20° gegen SW; sein verkehrter Schenkel verschiebt sich daher gegen E rasch hangaufwärts. Etwas östlich der Hohlkehle zwischen Schiberg und Bockmattli steht der Seewerkalk am Fuss der Felsen in 1440 m Höhe senkrecht, bei 1450 m zeigt er noch 83° N-Fallen; am Tierberg dagegen findet sich senkrechter Kieselkalk schon unmittelbar unter dem Gipfel (Pt. 1989.1) und nördlich des Gipfels, bei Kote 1800 m (716.29/218.25), fällt er bereits mit 65° gegen Süden. Der östliche Teil der Kette befindet sich ganz im Bereich des verkehrten Gewölbeschenkels.



Das Stirngewölbe wird von einer grösseren Anzahl Querbrüche, die sich über die ganze Länge verteilen, durchsetzt. Die meisten haben nur eine geringe gegenseitige Verstellung der Schichten verursacht. Die bedeutendste Störung kreuzt den Grat etwa 1 km östlich des Tierberg-Gipfels (717.3/218.0). Die Orbitolinenschichten des W-Flügels stossen an der gegen SE einfallenden Bruchfläche an die stratigraphisch höchsten Lagen des Kieselkalkes des östlichen Gebirgsteiles (auf der Karte ungenau eingezeichnet). Die Orbitolinenschichten dieses Flügels findet man 60–70 m tiefer und etwa 100 m weiter nördlich. Ein weiterer gleichgerichteter Querbruch durchschneidet die Kette ungefähr 200 m weiter westlich – allerdings handelt es sich hier um wesentlich geringere Versetzungsbeträge.

An mehreren Stellen beobachtet man am Fusse der Felsen, also im verkehrten Schenkel, am Kontakt des Schrattenkalkes mit der «mittleren» Kreide (oder innerhalb dieser Schichtgruppe selbst), kleine Längsstörungen, die mit geringem Neigungswinkel (z.B. 20 – 22°) bergwärts einfallen. Längs solchen Störungen sind ältere Niveaus jeweils jüngerer um einige Meter aufgeschoben.

Drusberg-Decke östlich der Linth (Profile 11/11a, Tf. I)

Östlich der Linth und südlich des Walensees ist die Drusberg-Decke bis auf ein 5–6 km² grosses Relikt im Bereich der Nüenalp (Blätter Walensee und Spitzmeilen) völlig der Erosion zum Opfer gefallen. Von diesem Überbleibsel reicht bei Ober Ruestlen, oberhalb Beglingen, noch ein kleines Stück auf das Atlasblatt (SE-Ecke).

Wie die Kreideserie der Drusberg-Decke auf der Westseite des Linthtales vom Gipfel des Rautispitzes nach N gegen das Oberseetal abfällt, so senkt sich auf der gegenüberliegenden Seite der Linth die Kreidetafel der Nüenalp nordwärts gegen das Walenseetal zur Amdener Mulde. SE von Ober Ruestlen fällt der Valanginienkalk mit 35° nach NNW, 400 m weiter nördlich beträgt die Schichtneigung nur noch wenige Grade nach NW.

Die Überschiebungsfläche zwischen Drusberg- und Mürtschen-Decke ist in der Umgebung von Ober Ruestlen nirgends aufgeschlossen. Im Stöckliwald (SE-Ecke der Karte) lässt sich der Verlauf der Kontaktfläche auf etwa 10 m Genauigkeit bestimmen, weiter nördlich trennt jedoch eine breite Schuttzone die Eocaenschichten der Mürtschen-Decke vom Valanginien der Drusberg-Decke.

Subalpine Flyschzone

Auf eine Beschreibung der tektonischen Verhältnisse der subalpinen Flyschregion kann an dieser Stelle verzichtet werden, da die verschiedenen Flyschzonen bereits im stratigraphischen Teil (p. 34 ff. und p. 58 ff.) ausführlich behandelt sind. Ferner sei auf Fig. 1 (p. 36) hingewiesen.

Subalpine Molasse

In der Molasse auf Blatt Linthebene, welche grösstenteils dem inneren Teil der subalpinen Molassezone angehört, lassen sich eine Anzahl tektonischer Einheiten unterscheiden. Bei den meisten handelt es sich um einfache, gegen das Gebirge einfallende, plattenförmige Komplexe verschiedener Grösse, die vom Alpenrand gegen N dachziegelartig einander aufgeschoben sind. Das Südende solcher Platten kann synklinal umgebogen sein – eine Aufstülpung, welche durch die Aufschiebung der jeweils nächst südlicheren Schuppe verursacht wurde. Die Südschenkel weisen, soweit sichtbar, nur einen Bruchteil der Mächtigkeit der Nordschenkel auf. Ferner ist noch die Biltener Antiklinale zu erwähnen, deren Nordschenkel in eine Mulde überleitet.

Buechberg

Der Höhenzug (712/229), der bis auf Blatt Ricken hinüberreicht, weist einen muldenförmigen Bau auf (vgl. Profile 5/7, Tf. I). Die Achse der vermutlich gestörten, knickartigen Synklinalumbiegung streicht WSW–ENE und weist ein leichtes Fallen nach E auf. Der flachere Nordschenkel der Synklinale zeigt ein SSE gerichtetes Fallen, das von W nach E stärker wird: E von Nuolen 15–18°, an der Guntliweid (711.3/229.3) 20–25°, in den Steinbrüchen der

Bätzimatt (Blatt Ricken) 40° und bei Grinau bis 50°. Der steile Südschenkel der Mulde ist nur zwischen Grinau und Tuggen erkennbar: die Schichten fallen steil gegen NNW.

Die in der Bohrung Tuggen (vgl. p. 132) durchfahrene chattische Serie weist ein ziemlich steiles Einfallen vermutlich gegen SSE auf. Es wird denn auch allgemein angenommen, dass dem Südfuss des Berges entlang eine Aufschiebung durchgehen müsse. Nach HABICHT (1945b) würde es sich um die St. Jost-(Grindelegg-) Aufschiebung handeln, während sie HANTKE (1954) als Rigi-Aufschiebung interpretiert. Im N schliesst die Synklinalzone des Buechberges an die Lachener Antiklinalzone an (vgl. «Tektonische Übersicht» am Kartenrand).

St. Jost-Schuppe, St. Jost-Aufschiebung

Die *St. Jost-Schuppe* wird in der Literatur häufiger als «Grindelegg-Schuppe» oder «-Zone» bezeichnet, nach dem gegen SW abfallenden Ausläufer des Hügels Pt. 1165, mit der St. Jost-Kapelle (693/221, Blatt Einsiedeln). Da der Name «Grindelegg» auf der Landeskarte 1:25 000 nicht mehr angeführt ist, wurde er fallen gelassen.

Angaben über diese tektonische Zone, die sich vom Rigi-Gebiet bis südlich Galgenen verfolgen lässt, finden sich u. a. in STAUB (1934), RENZ (1937), KOPP & MARTIN (1938), HABICHT (1945b), MÜLLER (1970) und SCHLANKE (1974). Sie erreicht von W her das Kartengebiet im unteren Spreitenbach-Tobel, da wo der Bach aus der Hügelzone austritt (Profil 2, Tf. I), und bildet hier eine etwa 1 km breite, mit scharfem Knick zusammengefaltete Mulde. Ungefähr 1,5 km weiter östlich verschwindet sie aber bereits unter den quartären Ablagerungen der Linthebene.

Im Nordschenkel beobachtet man Einfallen von 60–70°; der von Schubflächen durchzogene Südschenkel steht nahezu senkrecht.

Die Mächtigkeit der St. Jost-Serie ist in diesem Gebiet nicht bekannt; die sichtbare Mächtigkeit des Nordschenkels am Spreitenbach beträgt ca. 800 m, doch ist ein weiterer Teil durch das Quartär der Linthebene zugedeckt. Das chattische Alter der Serie konnte erst in neuester Zeit dank dem Fund charakteristischer Landschnecken im unteren Spreitenbach (vgl. p. 85) durch ZÖBBELIN (1963) belegt werden; sie bestätigen das von STAUB (1934) vermutete Alter.

Die *St. Jost-Aufschiebung*, längs welcher die gleichnamige Schuppe dem nördlich anschliessenden Element aufgeschoben ist,

zeigt sich nirgends an der Oberfläche. Auf dem tektonischen Kärtchen und in den Profilen 5 und 7 wird die Auffassung vertreten, dass sie identisch mit der dem Südfuss des Buechberges entlang ziehenden Aufschiebung ist.

Pfifegg-Schuppe, Reichenburger Synklinale

Rigi-Aufschiebung, Rempen-Aufschiebung

Südlich der St. Jost-Zone folgt die *Pfifegg-Schuppe* (benannt nach dem Höhenzug bei 708.0/222.8), die direkte Fortsetzung der Rossberg-Zone (Profil 2, Tf. I). Sie durchquert das ganze Atlasblatt.

Die *Rigi-Aufschiebung*, nördliche Begrenzung der Pfifegg-Schuppe, kreuzt den Westrand der Karte bei Koord. 225.3 und taucht dann nach $1\frac{1}{2}$ km unter das Quartär der Linthebene. Über den weiteren Verlauf der Störungslinie sind wir auf Vermutungen angewiesen: sie dürfte unter der Ortschaft Siebnen und nördlich des Benkner Büchels durchstreichen. Erst NW von Kaltbrunn (Blatt Ricken) tritt die vermutliche Fortsetzung der Rigi-Aufschiebung wieder an die Oberfläche.

Die Pfifegg-Schuppe ist eine mit mittlerem Winkel gegen die Alpen einfallende, mächtige Molasseplatte. Ihr Südende ist zu einer scharf geknickten Mulde aufgestülpt (Reichenburger Synklinale); der aufgebogene Südschenkel zeigt senkrechte oder überkippte Schichtlagen.

Die Achse der *Reichenburger Synklinale* tritt, vom Rinderweidhorn (Blatt Einsiedeln) kommend, bei Koord. 221.8 in den Bereich des Kartenblattes ein. Zunächst ist ihr Verlauf infolge ausgedehnter Schuttbedeckung im Feld nicht genau verfolgbar. Erst von der Wägitaler Aa an, die sie 500–600 m nördlich der Staumauer von Rempen kreuzt, ist sie gut zu lokalisieren – besonders an den Stellen, wo sie die grösseren Bäche zwischen Siebnen und Reichenburg quert. Den Benkner Büchel passiert sie, ebenfalls gut erkennbar, im südlichen Teil (Rütenen). Dann streicht die Achse gegen Maseltrangen und wird dann 700–800 m NE dieser Ortschaft von der «Tanzboden-Aufschiebung» (HABICHT) abgeschnitten bzw. überschoben.

Der Verlauf der *Rempen-Aufschiebung*, welche die Pfifegg-Schuppe im S begrenzt, kann wegen starker Schuttbedeckung oder schlechten Aufschlussverhältnissen nur selten genau angegeben werden. Dazu kommt, dass die Neigung der Schichten im überkippten Südschenkel der Reichenburg-Synklinale oft nur wenig von jener der südlich anschliessenden tektonischen Einheit differiert

und es in manchen Fällen nicht möglich ist zu entscheiden, ob die Schichten normal oder verkehrt liegen. Im äussersten W des Gebietes dürfte die Rempen-Aufschiebung durch den Unter Brunnenwald verlaufen (709.0/221.8) und gegen das Nordende des Stausees Rempen streichen. Durch Moräne und Oberflächenschutt vorerst verdeckt, ist sie von Oberschwändeli an (712.10/223.15) etwas besser zu erkennen: in NE-Richtung hangaufwärts und durch den Gerenwald nach Niderschwändi (715.2/224.1). Im Bereich des Benkner Büchels zieht die Störung vermutlich südlich des Hügels vorbei. Ob die Rempen-Aufschiebung im Gaster in die Tanzboden-Aufschiebung übergeht, wie dies nach dem tektonischen Kärtchen vermutet werden kann, ist unsicher.

Abgesehen vom kleinen Aquitan-Vorkommen in der NE-Ecke der Karte, enthält die Schuppe ausschliesslich chattische Sedimente, die im unteren Teil aus Mergeln und Sandsteinen bestehen, denen sich im oberen Abschnitt noch Nagelfluhbänke beigesellen. Die stratigraphisch tiefste Partie der Serie, charakterisiert durch Einschaltungen rotgetönter Mergel und Sandsteine längs der Rigi-Aufschiebung, gehört der «unteren roten Molasse» an. Die Nagelfluhbänke der Gipfelregionen von Pfiffegg und Stockberg hingegen vertreten evtl. schon den obersten Abschnitt des Chattien, die Wintersbergsschichten HABICHTS. Diese ziehen hinab gegen Reichenburg, bilden dann am Benkner Büchel den Gipfel und ferner die Hänge N und NE von Maseltrangen. Die Ebnaterschichten (HABICHT) dürften im westlichen Kartengebiet im oberen Teil des Hinterbergs und am Vorderberg zu suchen sein. Ihnen gehören vermutlich auch die im untersten Wägital (südlich Siebnen bis Aabort) an der Strasse anstehenden, mitunter stark kreuzgeschichteten Kalksandsteine an. Ostwärts kann diese Serie über den Benkner Büchel ins Gebiet von Steinenbrugg verfolgt werden.

Die grösste sichtbare Mächtigkeit weist die Pfiffegg-Serie im Profil durch die Pfiffegg selbst auf, nämlich 2400–2500 m. Ostwärts wird sie dann grossenteils von Quartär bedeckt. Am Benkner Büchel ragt ein etwa 1000–1100 m mächtiger Schichtstoss aus der Ebene heraus. Im sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet finden wir die Fortsetzung der Pfiffegg-Schuppe im nördlichen Teil der Kronberg-Zone (HABICHT).

Biltener Antiklinale, Ruebergschwänd-Synklinale

Im Süden folgt auf die Pfiffegg-Schuppe eine Zone, in welcher als wichtigstes tektonisches Element die *Biltener Antiklinale* (718/223) zu nennen ist. Sie lässt sich von Bilten bis ins Wägital, auf

eine Distanz von 7,5–8 km, verfolgen. Ihr Kern ist relativ schmal und besteht aus Rupélien-Mergeln; die beiden Schenkel werden von limno-terrestrischem Chattien gebildet. Die Rupélien-Mergel fallen im allg. steil ein oder stehen senkrecht. Unregelmässig gelagerte Mergel im Biltner Tobel sprechen für das Vorkommen kleiner Kern-Schubflächen, doch könnte es sich z.T. auch um Rutschungen oder Hakenwurf handeln. Bei Koord. 719.00/223.16 stossen am Biltner Bach die Grisigermergel der Kernzone direkt an chattische Nagelfluh des Nordschenkels – die Horwersandsteine fehlen hier, was auf das Vorhandensein eines tektonischen Kontaktes schliessen lässt. Ob diese Schubfläche ostwärts in eine der Aufschiebungen der gegenüberliegenden Talseite (Schorhüttenberg- oder Speer-Aufschiebung) übergeht, bleibe dahingestellt.

Auf der Südseite der Rupélien-Zone zeigt sich eine tektonische Komplikation: N von Rotberg (718.7/222.8) bilden die Molasse-schichten an der Rupélien/Chattien-Grenze eine kleine S-förmige Falte (vgl. Profil 9b, Tf. I), die im W an einer Querverwerfung aufhört. W dieser kleinen Falte muss in Kernnähe eine Schubfläche existieren, welche talaufwärts (gegen WSW) die Rupélien-Mergel zunehmend unter schieferm Winkel abschneidet.

Der Nordschenkel der Biltener Antiklinale setzt sich aus einer Wechsellagerung von Nagelfluh, Sandsteinen und Mergeln zusammen, wobei die Nagelfluh westwärts an Bedeutung abnimmt. Im E (N des Biltner Tobels) stehen die Schichten senkrecht oder sogar etwas überkippt; gegen W nimmt das Fallen ziemlich rasch ab (vgl. Profile 4–9, Tf. I).

Im äusseren Teil des Nordschenkels lässt sich im Gebiet Hämmerliberg (719.3/222.6) ein eher zunehmender Grad der Überkipfung beobachten. Das Auftreten unregelmässiger Einfallen im Äschenwald (W von Biltener) spricht ausserdem für das Vorhandensein von Schubflächen, deren Bedeutung schwer abzuschätzen ist; möglicherweise stehen sie mit Aufschiebungen auf der Ostseite der Linthebene in Zusammenhang. Weitere tektonische Komplikationen, auf die bereits HABICHT (1945b, p. 133) aufmerksam gemacht hat, finden sich im Rütibach-Tobel (S von Reichenburg) und im Gebiet östlich desselben (Dolder, 716.5/223.6).

Westwärts, gegen Schwändelen (712.0/222.5), verschmälert sich der Nordschenkel immer mehr, und die Achse der Ruebergschwänd-Synklinale konvergiert gegen die Antiklinalachse.

Das Rupélien des Gewölbekerns taucht ca. 1 km östlich des Stausees Rempen gegen W ab; im anschliessenden Abschnitt lässt sich die Falte bald nicht mehr nachweisen. Auch im Osten, bei Biltener, hört die Antiklinale anscheinend rasch auf; der Südschenkel

wird zur Speer-Schuppe (vgl. p. 124) und der Nordschenkel geht vermutlich in den südlichen Teil der verkehrtliegenden Zone «Kronberg-Süd» des Gasters über (vgl. p. 125).

Der Südschenkel der Biltener Antiklinale, welcher an den Randflysch stösst, ist durch die aufbrandenden helvetischen Deckenelemente und die Flysche tektonisch stark in Mitleidenschaft gezogen worden. Am besten erhalten ist er im östlichen Abschnitt, wo er zwischen Niederurnen-Bilten und dem Hirzli als eine 1700–1800 m mächtige, vorherrschend aus Nagelfluh zusammengesetzte Abfolge aufgeschlossen ist. Westwärts vermindert sich die sichtbare Mächtigkeit, und von der Muesalp (717/221) bis über Gelbberg (714.5/221.8) hinaus ist der grösste Teil des eigentlichen Südschenkels von der «Mälchterli-Schuppe» (vgl. unten) überdeckt. Erst im Gebiet Unterschwändiwald – Ober Spitzwald tritt der Südschenkel der Biltener Antiklinale offenbar wieder zutage.

Die *Ruebergswänd-Synklinale*, welche den Nordschenkel der Biltener Antiklinale im N begrenzt, ist auf eine Distanz von 4–5 km zu erkennen. Im Gebiet der Schwändelen ist sie – sofern dort überhaupt noch vorhanden – unter Schutt begraben. Hingegen beobachtet man ca. 500 m ENE der Häuser von Unter Schwändi (712.55/223.08) eine eher unscheinbare, enge, durch eine kleine NE–SW streichende Verwerfung gestörte Mulde. Diese wird gegen ENE rasch breiter und setzt sich als asymmetrische Synklinale fort über Ruebergswänd, zieht dann S von Müllerspitz vorbei zum unteren Rütibach (S von Reichenburg), den sie bei Kote 700 m kreuzt. Weiter östlich verschwindet sie unter den Schuttmassen von Hoggli – Usser Berg.

Mälchterli-Schuppe, Mälchterli-Aufschiebung

Die *Mälchterli-Schuppe*, nach einer Lokalität im Quellgebiet des Biltner Baches benannt (716.3/221.6), ist die östliche von zwei der Randaufschiebung der Alpen entlangziehenden Molasseschuppen – vermutlich eine vom Südschenkel der Biltener Antiklinale abgerissene Scholle. Ihre Länge beträgt mindestens 3 km. Im E beginnt sie auf der Muesalp, wo die \pm E–W verlaufenden Nagelfluhbänke von Planggenstock–Chämmli unvermittelt durch SE–NW streichende Bänke abgelöst werden.

Die *Mälchterli-Aufschiebung*, welche die Schuppe von der Biltener Antiklinale trennt, ist nirgends aufgeschlossen; man muss aber annehmen, dass sie einen nach N konvexen Bogen beschreibt und SE der Lauihöchi den Kern der Biltener Antiklinale berührt (715.6/222.0). Von dort verläuft sie über Gelbberg zum Trepsen-

bach hinunter. Über den weiteren Verlauf der Aufschiebung lässt sich nichts Sicheres aussagen.

Im E setzt sich die Schuppe vornehmlich aus Nagelfluhbänken zusammen, welche den scharfen Mälchterli-Grat mit den Punkten 1476, 1459 und 1522.9 bilden; hier dürfte die sichtbare Mächtigkeit um 300 m betragen. E von Gelbberg hingegen ist die Schuppe offensichtlich sehr wenig mächtig und zudem stark zerbrochen; die tektonische Zugehörigkeit dieses mergelreichen Abschnittes im Schwändiwald lässt sich nicht mit Sicherheit angeben.

Spitzberg-Schuppe, Spitzberg-Aufschiebung

Die *Spitzberg-Schuppe*, im westlichen Teil des Kartenblattes, kreuzt die Wägitaler Strasse und die Aa S des Rempen-Stausees. Sie streicht annähernd E-W; an ihrem Ostende jedoch, am Spitzberg bei Vorderthal, biegen ihre Schichten fast senkrecht gegen den Alpenrand um. Dieses plötzliche Umbiegen ist schon von verschiedenen Autoren beschrieben und zu erklären versucht worden (BLUMER 1906, ARN. HEIM 1918, RENZ 1937).

Am Spitzberg stehen die Schichten zum grössten Teil \pm senkrecht, aber von der Wägitaler Strasse an westwärts fallen sie in der Regel nur noch 55–65° gegen S. An der Zusammensetzung der Schuppe beteiligen sich Kalknagelfluh, Sandsteine und Mergel mit einer sichtbaren Mächtigkeit von etwa 1000 m.

Die *Spitzberg-Aufschiebung*, längs welcher die Schuppe den im N und E anschliessenden tektonischen Einheiten aufgeschoben ist, lässt sich oberflächlich ebensowenig nachweisen wie die Mälchterli-Aufschiebung; die auf der Karte eingezeichnete Linie gibt also nur den ungefähren Verlauf an.

Speer-Schuppe, Speer-Aufschiebung

Von der *Speer-Schuppe* (HABICHT) greift nur noch der westlichste Teil auf das Kartengebiet über, wo er den Schärer Berg bildet – den SW-Ausläufer des Federispitzes. Der Bau dieses Höhenzuges ist schon von weitem an der Streifung in den höheren Teilen erkennbar. Er besteht aus einer nagelfluhreichen Serie, die gleichmässig mit ca. 40–60° alpenwärts einfällt. Am Biberlichopf (723.8/221.5) beträgt die Neigung der Schichten nur 40°; vermutlich handelt es sich bei diesem Hügel um eine von der Hauptmasse der Speer-Schuppe tektonisch abgetrennte Scholle.

Der Schärer Berg setzt sich fast ausschliesslich aus chattischen Ablagerungen zusammen: Kalknagelfluh, Sandsteine und Mergel; die Mächtigkeit der Serie beträgt in dieser Gegend ca. 2500 m. Wie

schon erwähnt, sind noch die obersten Meter des Rupélien am Rappenbach (ENE von Schänis) aufgeschlossen. An dieses Rupélien schliessen im N senkrechtstehende Nagelfluhbänke an, die bereits der Schorhüttenberg-Schuppe angehören. Hier zieht die *Speer-Aufschiebung* durch, die in NE Richtung, der Basis der gebänderten Abstürze folgend, den Hang hinaufsteigt und östlich über Beischnaten (724.3/226.3) das Kartengebiet verlässt. Gegen W streicht die Aufschiebung in die Kernzone der Biltener Antiklinale; die Speer-Schuppe stellt die Fortsetzung des Südschenkels dieser Antiklinale dar.

Schorhüttenberg-Schuppe, Schorhüttenberg-Aufschiebung

Die von HABICHT (1945a) nach einem Berggipfel $1\frac{1}{2}$ km östlich der NE-Ecke des Kartenblattes benannte *Schorhüttenberg-Schuppe* gehört noch zur Speer-Zone s.l. (HABICHT). Im S noch mit senkrecht stehenden Nagelfluhbänken, folgt etwa 300 m weiter nördlich plötzlich eine Zone mit 50–60° S-fallenden Schichten. Während die Breite der Schuppe am Rande der Linthebene etwa 1 km beträgt, wird sie hangaufwärts immer breiter, ohne dass sich dabei die Mächtigkeit der Serie entsprechend vergrössern würde. Im topographisch höheren Teil der Schorhüttenberg-Schuppe, etwa von Horner (723.7/223.1) an, ist eine bemerkenswerte Lagerungsänderung zu beobachten, indem die mit 55–60° nach SE fallenden Schichten, die hier den stratigraphisch jüngeren Teil der Schuppe bilden, gegen NW ziemlich rasch, knickartig in eine SE–NW-Streichrichtung umschwenken und mit 20–30° nach SW fallen. Die Schuppe erlangt dadurch im Profil die Form eines breiten Gewölbes (vgl. Profile 13/14, Tf. I), das gegen NE rasch in die Höhe steigt. Diese Heraushebung bewirkt, dass am Wängibach, unmittelbar ausserhalb des E Kartenrandes, bereits die obersten Lagen des Horwersandsteines an die Oberfläche treten (725.1/229.3).

Die Schuppe besteht aus Mergeln, Sandsteinen und Kalknagelfluh. Die Nagelfluhbänke sind auch hier noch relativ häufig, besonders im stratigraphisch jüngeren, südlichen Abschnitt, aber bei weitem nicht mehr so zahlreich wie in der Speer-Schuppe.

Die *Schorhüttenberg-Aufschiebung* bildet die Grenze gegen die nördlich anschliessende tektonische Einheit «Kronberg-Süd». Sie dürfte zwischen Dorf (722.5/226.0) und Warthusen aus der Linthebene aufsteigen und in NNE-Richtung hangaufwärts ziehen. Ihr Verlauf ist nur an wenigen Stellen zu lokalisieren, z. B. am Ruffbach (723.40/226.85) und E von Glausenberg (723.6/227.3). Die Wasserscheide gegen das Tal des Wängibaches erreicht die Aufschiebung

etwas südlich der Oberhaghöchi (Pt. 1203); sie quert den Wängibach unmittelbar ausserhalb des E Kartenrandes.

Wie die Aufschiebung westwärts unter der Quartärdecke der Linthebene verläuft, lässt sich nicht mit Sicherheit sagen.

Zone «Kronberg-Süd»

Löwenberg-Aufschiebung, Tanzboden-Aufschiebung

Zwischen der Schorhüttenberg-Schuppe und der Pfifegg-Schuppe N von Maseltrangen, die im S durch die Tanzboden-Aufschiebung begrenzt wird, befindet sich eine Gesteinszone, die am Rande der Linthebene eine Breite von ungefähr $1\frac{1}{2}$ km einnimmt, sich hangaufwärts gegen NE immer mehr verschmälert und im Tal des Wängibaches kaum noch 400 m breit ist. HABICHT (1945a) nannte sie *Zone Kronberg-Süd*. Divergierende Streichrichtungen zwischen dem N- und dem S-Teil dieser Zone lassen vermuten, dass im mittleren Teil des Komplexes eine Aufschiebung (oder auch mehrere Schubflächen) durchzieht: die *Löwenberg-Aufschiebung*. Sie entspricht der «Fähberg-Aufschiebung» von HABICHT. Da die Bezeichnung für das Gehöft «Fähberg» (723.50/228.44) auf der Landeskarte 1:25 000 nicht angegeben ist, wurde er ersetzt (Löwenberg, 723.5/227.6).

Zwischen den beiden Teilen der Zone «Kronberg-Süd» bestehen gewisse Unterschiede hinsichtlich ihrer Zusammensetzung: der nördliche Abschnitt ist bedeutend reicher an Nagelfluh als der südliche, während in letzterem der relative Reichtum an Kalksandsteinen auffällt. In der nördlichen Teilzone befindet sich das ehemalige Kohlenbergwerk von Ruff (vgl. p. 129).

Die *Tanzboden-Aufschiebung* taucht bei Maseltrangen aus der Linthebene auf, folgt zunächst für kurze Distanz dem Unterlauf des Vorderen Maseltrangerbaches und verläuft dann in NE Richtung zur Wasserscheide gegen das Tälchen des Wängibaches, die sie etwa 400 m NW der Oberhaghöchi (724.26/229.40) passiert. Von da zieht sie in NE Richtung zum Wängibach und zum Tanzboden (Blatt Nesslau).

W der Linth findet die Zone «Kronberg-Süd» des Gasters ihre Verlängerung im Nordschenkel der Biltener Antiklinale und im aufgestülpten Südende der Pfifegg-Schuppe.

HYDROLOGIE

Korrektion der Linth

Vor der Korrektion floss die Linth in unregelmäßigem Lauf von Mollis gegen Oberurnen und Ziegelbrücke, wo sie sich mit der Maag, dem ehemaligen Ausfluss des Walensees vereinigte. Eine Reihe schwerer Hochwasser im Verlaufe des 17. und 18. Jahrhunderts, besonders in den Jahren 1762 und 1764, hatten die Ablagerung mächtiger Geschiebmassen zwischen Weesen und Ziegelbrücke zur Folge; auch zwischen Ziegelbrücke und Zürichsee erhöhte die Linth ständig ihr Bett. Die Auswirkungen waren einerseits die Stauung des Walensees (um bis 5 m), wodurch die tiefergelegenen Teile von Weesen überschwemmt wurden, und andererseits die ständige Versumpfung der Gegend zwischen Walensee und Zürichsee. Zudem hatte die Bevölkerung der Gegend stark unter der immer wieder auftretenden Malaria zu leiden.

Im Jahre 1783 wurde die damalige Tagsatzung zum ersten Mal auf diese Verhältnisse aufmerksam gemacht. Darauf erhielt der bernische Ingenieur-Hauptmann Lanz den Auftrag, Vorschläge zur Abhilfe zu machen. Verschiedene Umstände brachten es aber mit sich, dass die Tagsatzung erst 1804 beschloss, die Korrektion nach den Plänen von Lanz durchzuführen und H. C. Escher mit der Oberleitung des Unternehmens zu betrauen. Die Arbeiten begannen im Jahre 1807. Am 8. Mai 1811 war der Kanal Mollis-Walensee (Escherkanal) ausgestochen, und am 17. April 1816 wurde der Kanal durch die Linthebene (Linthkanal) eröffnet. In Anerkennung der von H. C. Escher geleisteten ausserordentlichen Dienste verlieh ihm die Tagsatzung den Zunamen «von der Linth».

Quellen, Grundwasserfassungen

Zahlreiche *Quellen* treten aus den Schutthalden und Lokalmoränen, die sich dem Nordfuss der helvetischen Ketten entlangziehen. Sie beziehen ihr Wasser wahrscheinlich nicht ausschliesslich aus den genannten Lockergesteinen, sondern wohl auch noch aus den z.T. stark zerklüfteten Kalkkomplexen. Auch in der Molasse sind Quellen nicht selten. Da die Gesteine meist undurchlässig sind, handelt es sich in der Regel um Kluftquellen. Eine Anzahl Quellen treten am Rande der Linthebene auf, deren Bildung auf Stauung des Bergwassers am Grundwasserspiegel zurückzuführen ist.

Am Buechberg bei Egg (713.3/228.1, auf der Karte nicht angegeben), an der Basis der Schotter q_{452} , wird die «Gallusquelle» gefasst.

In der Linthebene befindet sich eine ganze Anzahl von *Grundwasserfassungen* (Angaben vom Büro Prof. H. Jäckli, Zürich).

Versickerungstrichter, Bachversickerungen

Versickerungstrichter kommen einzeln oder in Gruppen vor, besonders in Molasse- und Kalkgebieten. In der Molasse finden sich grössere Gruppen an der Pfiffegg und nördlich davon (709/224), in der Gegend des Müllerspitz (714.5/223.6) und E der Linth auf den Alpen Oberhag und Ob. Steinegg (724.3/229.0); in Kalkgebieten am Chli Aubrig längs Verwerfungen, am Gross Aubrig und am Gugelberg oberhalb Innerthal in Seewerkalk.

Während länger andauernden Trockenperioden versickert der Niederurner Dorfbach im Bergsturzgebiet von Mettmen (718.0/220.5) und tritt erst wieder ca. 1,5 km talabwärts, unterhalb Bodenbergs, zutage. Die wechselnden Versickerungs- und Wiederaustrittsstellen sind auf der Karte nicht eingezeichnet.

Nur in Hochwasserzeiten vermag der Brändbach (Schwändital) sein Wasser oberflächlich durch die Bergsturzmasse SE von Vorder Schwändi hindurchzubringen; gewöhnlich versickert er vollständig S von Schattenstafel (718.5/218.6) und kommt erst wieder am Fusse des steilen Ostrandes der Schuttmasse, in Form starker Quellen, von denen einzelne gefasst sind, zum Vorschein.

MINERALISCHE ROHSTOFFE

Bausteine

Kalkstein

Am Ostfuss des Gross Aubrig (710.8/218.8) wurde während des Baues des Kraftwerkes Wägital für Strassenbauten Kieselkalk gewonnen. Ein längst aufgelassener und verwachsener Steinbruch im Malmkalk der Wageten-Kette, am Nordfuss des Hügels Burg S von Niederurnen, ist auf der Karte nicht eingetragen.

Molassesandstein

Im westlichen Teil des Buechbergs sind einige alte Sandsteinbrüche vorwiegend im obersten Chattien angelegt.

Am Nordfuss des Buechbergs, im mittleren und östlichen Teil des Höhenzuges, kommen eine Anzahl grösserer, heute ausser

Betrieb gesetzter Steinbrüche im granitischen Sandstein des «Aquitani» vor.

Einige weitere, kleine Ausbeutungsstellen, heute grösstenteils aufgelassen, befinden sich am Benkner-Büchel, im nördlichen Teil des Hügels Gasterholz (721.7/229.0), bei Steinenbrugg (721.3/229.5) und oberhalb Maseltrangen (722.7/228.3). Alle in chattischen Kalksandsteinen.

Kies und Sand

Am Buechberg werden in grösserem Ausmass diluviale Sande und Kiese ausgebeutet, und zwar in den Gruben bei Nuolen-Buebental- Chilenrain (interglaziale Schotter und Sande, Vorstoss-Schotter) und Bolenberg-Girendorf (Vorstoss-Schotter und interstadiale Schotter). Neben diesen beiden grossen Gruben kommen, vorwiegend im unteren Teil des Südhangs, noch eine Anzahl unbedeutender Abbaustellen vor; die meisten sind heute ausser Betrieb.

Während des Baues des Wägitaler Werkes wurden bei Schwändi (710.6/221.6) die «Stauschotter von Rempen» ausgebeutet. Seit einigen Jahren ist oberhalb des Maschinenhauses, in den gleichen Schottern, eine neue Kiesgrube in Betrieb (710.8/221.9).

Bei der Station Reichenburg sind beidseits der Bahnlinie einige kleinere, grösstenteils aufgelassene Gruben zu beobachten. Am Nordende des flachen Hügels von Hirschlen ist in den letzten Jahren eine neue Grube entstanden, in der zeitweise Sand und feiner Kies abgebaut wird.

Im Bett der ehemaligen Linth wurde früher an verschiedenen Stellen in untiefen Gruben Kies und Sand gewonnen. Die meisten Gruben sind heute ausser Betrieb, einige davon zugedeckt.

Ziegelei-Tone

In jüngerer Zeit ist im SE-Teil des Buechberges, beim Rosenbergerhof, eine grössere Grube entstanden (713.1/227.5), in der diluviale Bändertone für Ziegeleizwecke ausgebeutet werden.

Torf

In der Linthebene wurde früher an verschiedenen Stellen in geringerem Ausmass Torf gegraben, u.a. N von Schänis und im Niderriet, zwischen Reichenburg und Bilten. An dieser Lokalität wurde noch zwischen 1940 und 1945 Torf gestochen. Die Torf-

schicht hatte eine Mächtigkeit von 2 m (stellenweise über 3 m); die Unterlage bestand aus blaugrauem Letten. Bereits während des Krieges von 1870 und auch während des ersten Weltkrieges soll hier Torf ausgebeutet worden sein.

Während des zweiten Weltkrieges entstand eine kleine Torfgrube im Hochmoor bei Bergweid (711.76/220.84), NE von Vorderthal. Die Mächtigkeit der Schicht erreichte maximal etwa 1,80 m; die Unterlage bestand aus grauem Lehm (Grundmoräne?).

OBERHOLZER (1933, p. 616) betrachtet das «Gross Moos» (718.0/218.7) im oberen Schwändital als das schönste und grösste Torfmoor der glarnerischen Kalkalpen. «....Es war gewiss anfänglich ein Flachmoor, hat jedoch später Hochmoortypus angenommen. Die mindestens 2 m dicke Torfschicht ist nie ausgebeutet worden....». Anfangs der Neunziger Jahre soll das Moor durch ein System von Gräben entwässert worden sein.

Molassekohle

Kohlenbergwerk von Rufi (bei Schänis)

Geologische Situation: Das Bergwerk (722.70/227.55) befindet sich im N Abschnitt der Molassezone «Kronberg-Süd» (vgl. Abschnitt Tektonik, p. 125), die aus chattischer Nagelfluh, Sandsteinen und Mergeln aufgebaut ist. Im ganzen Gebiet des Bergwerkes fallen die Schichten im Mittel mit 60–70° gegen SE ein. An einigen Stellen wurden im Bergwerk Verwerfungen und «Überschiebungen» unbestimmten Ausmasses festgestellt.

Die *Beschaffenheit*¹⁾ des Flözes ist raschen Wechseln unterworfen, sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung. An seiner Zusammensetzung beteiligen sich kompakte und schieferige Kohle, schwarze Kohlenschiefer und -mergel, braungraue Mergel und helle Tone (Letten) sowie \pm bituminöse Süsswasserkalke, die reich an Planorben sein können. Die mittlere Mächtigkeit des Flözes beträgt 30–40 cm, wovon etwa 25 cm reine Kohle sind; stellenweise konnten Flözmächtigkeiten von 40–60 cm (lokal sogar bis zu 1 m) gemessen werden – andererseits gibt es Stellen, wo das Flöz nahezu ausgequetscht ist. Gewöhnlich tritt die Kohle nicht in einer einzigen Schicht innerhalb des Flözes auf, sondern es wechseln Kohlebänder mit Lagen der einen oder anderen Art der genannten Begleitgesteine ab.

¹⁾ Die Angaben sind grösstenteils den Rapporten von KOPP (1944, 1946) entnommen; über die erste Abbauperiode finden sich auch Angaben in ALB. HEIM (Bd. I, 1919, p. 88).

Die Kohle ist schwarz, glänzend, dicht. Aus 14 Flözproben, die 1943 und 1944 in den unteren Sohlen des Bergwerkes entnommen und untersucht wurden, ergaben sich folgende Mittelwerte: Wasser 3,6 %, flüchtige Bestandteile 28,8 %, Asche 44 %, mittlerer Heizwert 3570 kcal/kg. Weitere Werte, die z.T. von den genannten beträchtlich abweichen, finden sich in KÜNDIG & DE QUERVAIN (1953, pp. 31 ff., 39/40, ferner Tafel 1).

Das Kohlevorkommen erlebte drei Abbauperioden, von denen die erste ins vergangene Jahrhundert, die beiden anderen, von nur kurzer Dauer, in die Zeiten der Kohleknappheit während den beiden Weltkriegen fielen.

Periode 1824–1869. Ums Jahr 1824 fand ein Landbesitzer von Rufi auf seinem Grundstück am Nässibach Kohlenstücke. Er ging der Sache nach, und es gelang ihm, das oberflächlich nicht sichtbare Flöz zu lokalisieren. Anfangs scheint die Ausbeute nicht gross gewesen zu sein; es wurde auch nicht durchgehend gearbeitet. Immerhin wurden in den Jahren 1840–1850 Kohlen per Schiff nach Zürich gebracht, und in den Jahren 1856–1865 sollen etwa 8000 Tonnen verkauft worden sein. Mit fortschreitendem Vordringen ins Innere wurden die Schwierigkeiten beim Abbau, und somit auch die Gesteungskosten, immer grösser, so dass sich der Betrieb schliesslich nicht mehr lohnte. Nach einigen Handänderungen wurde der Abbau Ende 1869 eingestellt. In dieser ersten Periode erfolgte die Gewinnung zeitweise von fünf verschiedenen Sohlen aus: vom Niveau des Nässibaches (484 m) an aufwärts bis etwa 613 m ü.M.

Periode 1917–1920. Im Jahr 1917 kam es zur Gründung der Genossenschaft «Kohlenbergwerk Rufi», an welcher der Bund, der Kanton St. Gallen und einige ostschweizerische Gaswerke beteiligt waren. Nach mühsamen Ausräumarbeiten wurden drei neue, tiefere Sohlen vorgetrieben (zwischen dem Niveau des Nässibaches und 387 m ü.M.). Die oberen zwei erreichten jede eine Länge von über 500 m, die unterste nur etwa die Hälfte davon. Ausgebeutet wurden insgesamt 7200 Tonnen Kohle. Infolge des niedrigen Verkaufspreises der aschenreichen Kohle resultierte für das Unternehmen ein namhafter Kapitalverlust.

Periode 1942–1944. Im Februar 1942 erteilte der St. Galler Regierungsrat Dr. J. Kopp (Ebikon) und der Fuga A.G. (Luzern) eine neue Ausbeutungskonzession. An den Aufschlussarbeiten beteiligten sich anfänglich noch zwei weitere Industriefirmen, die sich aber (1943) wieder aus dem Unternehmen zurückzogen. Im Jahre 1944, als ausländische Qualitätskohle wieder in befriedigenden Mengen eingeführt werden konnte, liess das Interesse für die Kohle von Rufi nach, und da kein den Gesteungskosten entsprechender Verkaufspreis erzielt werden konnte, wurde der Betrieb Ende Juli eingestellt. Während der 3. Abbauperiode wurde hauptsächlich von einer noch tieferen Sohle aus (360–370 m ü.M.) abgebaut – insgesamt 6925 Tonnen, wovon 5607 Tonnen im Jahr 1943.

Erdöl, Erdgas

Petrolbohrung von Tuggen (vgl. p. 132)

Bereits in einer Tiefe von 457 m traten Spuren von Erdgas auf, und zwischen 855,7 m und 1047 m konnten in sechs Sandsteinhorizonten (in Spalten, Rissen usw.) Ölsuren nachgewiesen werden. Die durchfahrene Serie der Unteren Süsswassermolasse zeichnet sich durch sehr geringe Porosität aus (max. 1% selbst in den grössten Sandsteinen).

Gasaustritte bei Nuolen

Gasaustritte im oberen Zürichsee sind der Bevölkerung schon lange bekannt. Nach Kopp (1955) kommen sie in zwei Zonen vor: bei Schmerikon (Blatt Ricken) und bei Nuolen. Die Gasaustritte der Zone von Nuolen (710/229) sind nach den Angaben von J. Kopp in die Karte eingetragen worden; in den ausgebagerten Seeteilen bei Nuolen und in der östlichen, ufernahen Seepartie liessen sich gegen 100 Gasauftösse nachweisen. Die Analyse ergab im Mittel 95% Methan (mit etwas H, O, N und CO₂). Die Gasaustritte im oberen Zürichsee kommen nach Kopp im axialen Bereich der Lachener Antiklinalzone vor.

In einer der beiden Sondierbohrungen in der Umgebung von Nuolen (710.13/229.05) liessen sich in 36 m Tiefe, an der Grenze zwischen Moräne und Molasse, in der Dickspülung Erdgassuren feststellen.

Gasaustritte in Stollen

Nach SCHARDT (1924a, p. 542) haben beim Bau des oberen Druckstollens des Wägitäl-Kraftwerkes, zwischen Innerthal und Rempen, Methangas-Ausströmungen stattgefunden, die über längere Zeit anhielten – und zwar sowohl aus Flysch- als auch aus Molasseschichten. Gasanalysen wurden keine gemacht.

Der bedeutendste Gasaustritt in der chattischen Molasse soll 2,9 km vom südlichen Stollenmund entfernt stattgefunden haben (Kopp 1937b). Zwei weitere Austritte wurden im Flysch zwischen Kilometer 1 und 2 beobachtet.

Bituminöse Globigerinenmergel

Wie schon erwähnt (p. 55/56), kommen in den normalerweise hellen Globigerinenmergeln der subalpinen Zone nicht selten linsenförmige Einschaltungen dunkelbrauner, meist etwas siltiger Mergelschiefer vor. In einigen Fällen wurde beim Anschlagen des

Gesteins ein leichter bituminöser Geruch wahrgenommen. Es wurden auch Spuren von erhärtetem Asphalt festgestellt. Das ursprünglich flüssige Erdöl ist in diesen mechanisch sehr stark mitgenommenen südhelvetischen Mergelkomplexen heute nur noch in ausgetrocknetem Zustand erhalten geblieben.

BOHRUNGEN

Petrolbohrung von Tuggen (714.810/228.725)

Diese Bohrung hatte zum Zweck, in diesem Teil der Ostschweiz Aufschluss über die Erdöhlöffigkeit der subalpinen Molasse zu geben; sie wurde in den Jahren 1925–1928 abgeteuft und erreichte eine Endtiefe von 1647,75 m. Die Bohrstelle bestimmte ein Rutengänger.

KOPP (1937a) stellte später die vorhandenen geologischen und bohrtechnischen Daten über die Bohrung in einem Bericht an die Petroleum-Expertenkommission zusammen. Die Probleme um die Bohrung und deren Resultate wurden dann von SCHUPPLI (1952) erneut dargestellt und diskutiert. Zusammenfassend stellt er fest, dass die Bohrung tektonisch ungünstig plaziert ist, Reservoirgesteine in der durchfahrenen Gesteinsfolge fehlen und die Bohrung technisch nicht einwandfrei durchgeführt wurde. Zusammengefasstes Bohrprofil:

0 – 15 m	Feiner, toniger Sand (Alluvionen).
15 – 236 m	Plastischer (? interglazialer) Ton mit einigen Lagen von größerem Moränenmaterial (bei 101,5–113 m, ferner bei 203–209 m und 223–236 m).
236 – 1647,75 m	Wechsellagerung von steilstehenden, vorherrschend bunten Mergeln und harten Kalksandstein-Bänken (Untere Süßwassermolasse). Das Vorherrschen bunter Mergel lässt vermuten, dass es sich um den unteren Abschnitt der chattischen Schichtfolge handelt.

Bohrung am Chilenrain (Buechberg)

Die Unterlagen dieser Bohrung (710.610/228.115) wurden freundlicherweise vom Büro Dr. A. von Moos (Zürich) zur Verfügung gestellt. Kote der Bohrstelle 480 m, Endtiefe 60 m. Zusammengefasstes Bohrprofil:

- 0 – 2,60 m Humus und verrutschtes Material.
- 2,60 – 16,00 m Graue Silte, vorherrschend massig, gelegentlich stark tonig; im allg. wenig sandig. In der oberen Hälfte mehrere (2–20 cm mächtige) Lagen von Schieferkohle (obere «interglaziale Tone»).
- 16,00 – 34,95 m Zuoberst etwa 4,5 m Feinkies bis Sand, mit Geröllen (\varnothing bis 5 cm). Darunter Lagen von Feinsand, teils in Silt, teils in Grobsand übergehend. Im untersten Meter Grobsand mit wenig Kies und eckigen bis angerundeten (\varnothing bis 8 cm) Steinen («interglaziale Schotter»).
- 34,95 – 60,00 m Wechsel von Feinsanden und \pm toniger Silte (untere «interglaziale Tone»). Oberhalb Kote 434 m mehrere Lagen mit Holzresten; Spuren von Schieferkohle nur im obersten Meter. Unterer Teil etwas stärker sandig (? «interglaziale Sande»), sonst aber kein nennenswerter Wechsel in der Sedimentation. Einige Holzreste im untersten Meter.

Bohrungen bei Nuolen (am Zürichsee)

Zur Abklärung allfälliger Erdgasvorkommen wurden anfangs der Fünfzigerjahre N und E von Nuolen zwei Bohrungen abgeteuft (KOPP 1955):

– Koord. 709.89/229.27, Endtiefe 51 m:

- 0 – 18 m Oberflächliche Schotter.
- 18 – 51 m Grauer, feiner Sand mit weissem Schlemmsand (bei 37,5 m Geruch nach Schwefelwasserstoff).

– Koord. 710.13/229.05, Endtiefe 70 m:

- 0 – 34 m Sand und Schotter.
- 34 – 36 m Grundmoräne (vermutlich Riss).
- 36 – 70 m Bunte Mergel und graue Sandsteine (Süßwassermolasse).

LITERATURVERZEICHNIS

- AHRENS, H. (1914): *Der Grosse Aubrig im Wäggitäl*. – Diss. Univ. Marburg.
- BAUMANN, P., BOLLI, H. M., KUHN, J., OCHSNER, A., SCHINDLER, C. & TRÜMPY, R. (1968): *Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Schwyzer- und Glarner Alpen*. – *Eclogae geol. Helv.* 61/2.
- BAUMBERGER, E. (1927): *Über eine aquitane Molluskenfauna vom Untern Buchberg (Ob. Zürichsee)*. – *Eclogae geol. Helv.* 20/2.
- (1935): *Vorläufige Mitteilung über die stampische Molluskenfauna von Bilten und deren geologische Auswertung*. – *Eclogae geol. Helv.* 28/2.
- BLUMER, E. (1906): *Zur Kenntnis des helvetischen Alpen-Nordrandes*. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 51.
- BOLLI, H. (1945): *Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken*. – *Eclogae geol. Helv.* 37/2 (1944).
- BRÜCKNER, W. (1937): *Stratigraphie des autochthonen Sedimentmantels und der Griesstockdecke im oberen Schächental (Kt. Uri)*. – *Verh. natf. Ges. Basel* 48.
- (1940): *Die geologischen Verhältnisse an der Basis der Säntis-Decke zwischen Wallenstadt und Wäggitäl*. – *Eclogae geol. Helv.* 33/1.
- (1946): *Neue Konglomeratfunde in den Schiefermergeln des jüngeren helvetischen Eocaens der Zentral- und Ostschweiz*. – *Eclogae geol. Helv.* 38/2 (1945).
- (1952): *Globigerinenmergel und Flysch*. – *Verh. natf. Ges. Basel* 63/1.
- BURCKHARDT, C. (1893): *Die Kontaktzone von Kreide und Tertiär am Nordrande der Schweizeralpen vom Bodensee bis zum Thunersee*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* 2.
- (1896): *Monographie der Kreideketten zwischen Klönthal, Sihl und Linth*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* 5.
- BUXTOFF, A. (1910): *Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks (Spez.-Karte Nr. 27a)*. – Schweiz. Geologische Kommission.
- FREI, R. (1963): *Die Flyschbildungen in der Unterlage von Iberger Klippen und Mythen*. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N.F.* 14.
- FREULER, G. (1925a): *Geologische Untersuchungen in der Mürtschengruppe (Kt. Glarus)*. – Diss. Univ. Zürich.
- (1925b): *Geologie des Mürtschenstocks*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* 54/4.
- FREY, F. (1965): *Geologie der östlichen Claridenkette*. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 110/1.
- GANZ, E. (1912): *Stratigraphie der mittleren Kreide (Gargasien, Albien) der oberen helvetischen Decken in den nördlichen Schweizeralpen*. – *N. Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 47/1.
- HABICHT, K. (1945a): *Geologische Untersuchungen im südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* 83.
- (1945b): *Neuere Beobachtungen in der subalpinen Molasse zwischen Zugsee und dem st.gallischen Rheintal*. – *Eclogae geol. Helv.* 38/1.

- HANTKE, R. (1954): *Fossile Floren des Buechberges (Oberer Zürichsee)*. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich (C) 60 (Separatabdr. Ber. schwyz. natf. Ges.).
- (1958): *Die Gletscherstände des Reuss- und Linthsystems zur ausgehenden Würmeiszeit*. – Eclogae geol. Helv. 51/1.
 - (1959): *Zur Altersfrage der Mittelterrassenschotter. Die riss/würm-interglazialen Bildungen im Linth/Rhein-System und ihre Äquivalente im Aare/Rhone-System*. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 104/1.
 - (1961): *Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal*. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 106.
- HANTKE, R. & TRÜMPY, R. (1964): *Bericht über die Exkursion A der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Schwyzer Alpen*. – Eclogae geol. Helv. 57/2.
- HEIM, ALB. (1919–1922): *Geologie der Schweiz* (Bd. I/II). – Tauchnitz, Leipzig.
- HEIM, ARN. (1906a): *Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge*. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 51.
- (1906b): *Die Erscheinungen der Längszerreissung und Abquetschung am nordschweizerischen Alpenrand*. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 51.
 - (1908): *Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen*. – Abh. schweiz. paläont. Ges. 35.
 - (1918): *Zur Tektonik des Aubrig*. – Eclogae geol. Helv. 14/5.
 - (1923): *Der Alpenrand zwischen Appenzell und Rheintal (Fähnern-Gruppe) und das Problem der Kreide-Nummuliten*. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 53/1.
 - (1928): *Über Bau und Alter des Alpen-Nordrandes*. – Eclogae geol. Helv. 21/1.
- HERB, R. (1962): *Geologie von Amden*. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 114.
- JÄCKLI, H. (1962): *Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum*. – Eclogae geol. Helv. 55/2.
- JEANNET, A. (1923): *Les charbons feuilletés de la vallée de la Linth entre les lacs de Zurich et de Walenstadt*. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 8.
- KLEIBER, K. (1937): *Geologische Untersuchungen im Gebiet der Hohen Rone*. – Eclogae geol. Helv. 30/2.
- KOPP, J. (1937a): *Petrolgeologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse zwischen Linth und Thur, mit spezieller Berücksichtigung der Petrolbohrung von Tuggen*. – Unpubl. Ber. an die Petroleum-Expertenkommission.
- (1937b): *Die Erdgas- und Erdölanzeichen am Alpenrand der Ostschweiz und Zentralschweiz*. – Rapp. an die Petroleum-Expertenkommission.
 - (1944): *Das Braunkohlenbergwerk Ruti (Gemeinde Schänis, Kt. St. Gallen)*. – Unpubl. Ber. Nr. 3584a an das Kriegsindustrie- und Arbeitsamt, Bureau für Bergbau.
 - (1946): *Zusammenfassender Bericht über das Braunkohlenbergwerk Ruti bei Schänis (SG)*. – Unpubl. Ber. Nr. 3584b an das Kriegsindustrie- und Arbeitsamt (ergänzt durch das Bureau für Bergbau).
 - (1947): *Die Naturgasvorkommen der Schweiz und ihre Nutzbarmachung*. – Schweiz. Bauztg. 65.
 - (1955): *Erdgas und Erdöl in der Schweiz*. – Verl. Räber, Luzern.

- KOPP, J. & MARTIN, G.P.R. (1938): *Die Hauptaufschiebung der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und Ägerisee*. – *Eclogae geol. Helv.* 31/2.
- KRAUS, E. (1932): *Über den Schweizer Flysch*. – *Eclogae geol. Helv.* 25/1.
- KRUCK, G. (1925): *Das Kraftwerk Wäggtal*. – *Njbl. natf. Ges. Zürich*.
- KUHN, J.A. (1972): *Stratigraphisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Äusseren Einsiedler Schuppenzone und im Wäggtaler Flysch E und W des Sihlsees (Kt. Schwyz)*. – *Eclogae geol. Helv.* 65/3.
- KÜNDIG, E. & DE QUERVAIN, F. (1953): *Fundstellen mineralischer Rohstoffe in der Schweiz* (2. Ausg.). – Schweiz. Geotechnische Kommission.
- LEUPOLD, W. (1938): *Die Flyschregion von Ragaz*. – *Eclogae geol. Helv.* 31/2.
- (1942): *Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein*. – *Eclogae geol. Helv.* 35/2.
- MEYER, H. (1922): *Geologische Untersuchungen im Gebiet der Wageten- und Risetten-Ketten (Kt. Glarus)*. – Diss. Univ. Zürich.
- MOOS, A. VON (1935): *Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molasse-sandsteinen*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 15/2.
- (1943): *Zur Quartärgeologie von Hurden-Rapperswil (Zürichsee)*. – *Eclogae geol. Helv.* 36/1.
- MÜHLBERG, M. (1943): *Temperaturmessungen in der Bohrung Tuggen in der Linthebene und einige andere Befunde in der Schweiz*. – *Eclogae geol. Helv.* 36/1.
- MÜLLER, H.-P. (1970): *Geologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse zwischen Einsiedeln und oberem Zürichsee (Kt. Schwyz)*. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 116/1.
- OBERHOLZER, J. (1919): *Der tektonische Zusammenhang von Glärnisch-, Schild- und Wiggisgruppe*. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 64.
- (1933): *Geologie der Glarneralpen*. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 28.
- OCHSNER, A. (1935a): *Über den «Leistmergel»-Zug Trepsental-Oberurnen (Kt. Glarus)*. – *Eclogae geol. Helv.* 28/1.
- (1935b): *Über die subalpine Molasse zwischen Wäggtal und Speer*. – *Eclogae geol. Helv.* 28/2.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter* (3 Bde.). – Tauchnitz (Leipzig).
- RENZ, H.H. (1937): *Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein*. – *Eclogae geol. Helv.* 30/1.
- ROLLIER, L. (1923): *Supracrétacique et Nummulitique dans les Alpes suisses orientales*. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 53/2.
- SCHARDT, H. (1924a): *Die geologischen Verhältnisse des Stau- und Kraftwerkes Wäggtal*. – *Eclogae geol. Helv.* 18/4.
- (1924b): *Bericht über die geologische Exkursion ins Wäggtal vom 12. Mai 1924*. – *Eclogae geol. Helv.* 18/4.
- SCHAUB, H. (1951a): *Die Stratigraphie des Schlierenflysches*. – Diss. Univ. Basel (verk. Fassg.).
- (1951b): *Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches mit besonderer Berücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten und Assilinen*. – Schweiz. paläont. Abh. 68.

- SCHLANKE, S. (1974): *Geologie der Subalpinen Molasse zwischen Biberbrugg SZ, Hütten ZH und Ägerisee ZG.* – *Eclogae geol. Helv.* 67/2.
- SCHUMACHER, J. (1948): *Zur Gliederung des marinen Lutétien und basalen Priabonien der Schweizer Alpen.* – *Eclogae geol. Helv.* 41/1.
- SCHUPPLI, H. M. (1952): *Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz.* 9. Abschnitt: *Ölgeologische Probleme der subalpinen Molasse der Schweiz.* 10. Abschnitt: *Ölgeologische Probleme des Mittellandes östlich der Linie Solothurn–Thun.* Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 26/4.
- STAUB, R. (1934): Abschnitt d: *Zürich–Weesen–Chur etc.* – Geol. Führer der Schweiz, Fasc. 4 (Wepf & Cie., Basel).
- (1938): *Prinzipielles zur Entstehung der alpinen Randseen.* – *Eclogae geol. Helv.* 31/2.
- STEHLIN, H. G. (1922): *Säugetierpaläontologische Bemerkungen zur Gliederung der oligocänen Molasse.* – *Eclogae geol. Helv.* 16/5.
- TRÜMPY, R. (1969): *Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse.* – *Eclogae geol. Helv.* 62/1.
- WEBER, A. (1934): *Zur Glazialgeologie des Glattales.* – *Eclogae geol. Helv.* 27/1.
- WINTER, J. (1956): *Geologische Untersuchungen in den Flyschbildungen zwischen Alptal und Aubrig (Kt. Schwyz).* – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- ZÖBELEIN, H. K. (1963): *Zur Biostratigraphie der gefalteten Molasse (Chattien/Aquitani) im Süden des Oberen Zürichsees.* – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 29/77.

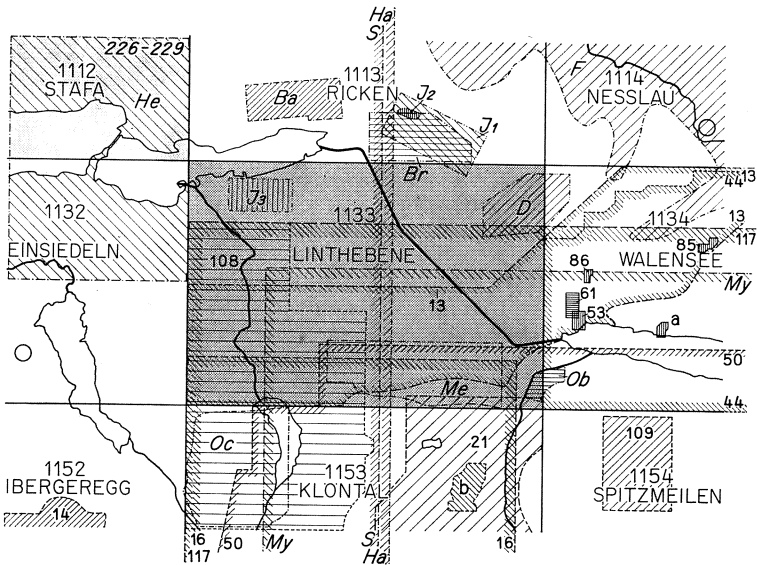


Fig. 2: Verteilung der topographischen und geologischen Karten.

KARTENVERZEICHNIS (vgl. Fig. 2)

Topographische Karten

1112–1114	}	Blätter der Landeskarte der Schweiz 1:25000
1132–1134		
1152–1154		
226–229		Blätter des Siegfriedatlas der Schweiz 1:25000

Geologische Karten

a) *Herausgegeben von der Schweizerischen Geologischen Kommission*

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000

Blatt 3 *Zürich–Glarus*, 1950 (mit Erläuterungen)

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

Blatt IX *Schwyz–Glarus–Appenzell–Sargans*, 1875

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

Blatt 226–229 *Mönchaltorf–Hinwil–Wädenswil–Rapperswil*, 1934 (Nr. 7)

Geologische Spezialkarten

Nr. 13	<i>Die nördlichste Kreide-Kette der Alpen von der Sihl bis zur Thur</i> , 1:50000, 1893 (von C. BURCKHARDT)
Nr. 14	<i>Die Klippenregion von Jberg (Sihlthal)</i> , 1:25000, 1893 (von E.C. QUEREAU)
Nr. 16	<i>Die Kreide-Gebirge nördlich des Klönthales</i> , 1:50000, 1896 (von C. BURCKHARDT)
Nr. 21	<i>Karte der Bergstürze bei Glarus, Schwanden und Näfels</i> , 1:20000, 1900 (von J. OBERHOLZER)
Nr. 44	<i>Geologische Karte der Gebirge am Walensee</i> , 1:25000, 1907 (von ARN. HEIM & J. OBERHOLZER)
Nr. 50	<i>Geologische Karte der Glarner-Alpen</i> , 1:50000, 1910 (von J. OBERHOLZER & ALB. HEIM)
Nr. 53	<i>Spezialkarte der Flifalte</i> , 1:3000, 1910 (von ARN. HEIM)
Nr. 61	<i>Spezialkarte der Grenzregion von Molasse und Flysch am Flibach</i> , 1:4000, 1911 (von ARN. HEIM)
Nr. 85	<i>Geologische Spezialkarte des Farenstöckli</i> , 1:2500, 1917 (von ARN. HEIM)
Nr. 86	<i>Spezialkärtchen der Brunnenegg am Mattstock-Westende</i> , 1:1000, 1917 (von ARN. HEIM)
Nr. 108	<i>Geologische Karte des Wäggitales u. seiner Umgebung</i> , 1:25000, 1924 (von H. SCHARDT, H. MEYER & A. OCHSNER)

- 9 *Mürtschenstock*, 1:15000, 1925 (von G. FREULER)
 17 *Geologische Karte des Kantons Glarus*, 1:50000, 1942 (von J. OBERHOLZER)

Geologische Detailkarten (seit 1900)

- a *Kartenskizze des Serentobels bei Betlis*, 1:3000, 1917 (von ARN. HEIM: Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 20/4, Tf. 31, Fig. 17)
 b *Geologische Vermessung der Wiggis-Ostwand – Topographische und geologische Auswertung*, 1:10000, 1938 (von R. HELBLING: Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 76, Tf. 20, Fig. 3)

b) Nicht von der Schweizerischen Geologischen Kommission veröffentlicht

Publikationen seit 1900

- Ba BAUMBERGER, E.: *Geologische Karte des Schieferkohlengebietes von Eschenbach (St. Gallen)*, 1:10000 (1923).
 In: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 8 (Tf. 19), 1923.
 Br BROCKMANN-JEROSCH, H.: *Geologische Karte der diluvialen Ablagerungen von Kaltbrunn*, 1:25000 (1910).
 In: Die fossilen Pflanzenreste des glazialen Delta bei Kaltbrunn (2. Ausg.). – Engelmann, Leipzig, 1912.
 D DREHER, K.: *Geologische Karte Bergwerk «Rufi» bei Schänis*, 1:12500 (1925).
 In: Die schweizerischen Molassekohlen III. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 12 (Tf. 5), 1925.
 F FREY, A.P.: *Karte der quartären Gebilde im obern Thurgebiet*, 1:100000 (1916).
 In: Die Vergletscherung des obern Thurgebietes. – Jb. natw. Ges. St. Gallen 54 (1914/15), 1916.
 Ha HANTKE, R.: *Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete*, 1:50000 (1967).
 In: idem. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 112/2, 1967.
 He HERBORDT, O.: *Geologische Karte der Umgebung von Rapperswil*, 1:25000 (1907).
 In: Geologische Aufnahme der Umgegend von Rapperswil-Pfäffikon am Zürichsee. – Leemann, Zürich, 1907.
 J₁ JEANNET, A.: *Carte géologique de la région des charbons feuilletés Uznach – Kaltbrunn (St-Gall)*, 1:10000 (1921).
 In: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 8 (Tf. 13), 1923.
 J₂ JEANNET, A.: *Carte géologique du Böllenbergtobel sur Uznach*, 1:2000 (1921).
 In: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 8 (Tf. 16), 1923.

- J₃ JEANNET, A.: *Carte géologique de la région des charbons feuilletés (Schieferkohle) de Wangen (Schwyz)*, 1:10000 (1921).
In: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 8 (Tf. 10), 1923.
- Me MEYER, H.: *Geologische Karte des Gebietes der Wageten- und Risetenketten*, 1:20000 (1922).
In: Geologische Untersuchungen im Gebiet der Wageten- und Risetenketten (Kt. Glarus). – Mehl, Braunfels (Tf. 3), 1922.
- My MYLIUS, H.: *Geologische Übersichtskarte der nordwestlichen Glarner Alpen*, 1:100000 (1913).
In: Geologische Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen (2. Teil). – Piloty & Loehle, München (Tf. 2), 1913.
- Ob OBERHOLZER, J.: *Geologische Karte der Gegend von Winden bei Mollis*, 1:25000 (1921).
In: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 8 (Tf. 17), 1923.
- Oc OCHSNER, A.: *Geologische Karte des Fluhbrig und der nördlich anschliessenden Flyschregion*, 1:25000 (1921).
In: Geologie des Fluhbrig und der nördlich anschliessenden Flyschregion. – Studer-Schläpfer, Horgen (Tf. 1), 1921.
- S SUTER, H.: *Geologische Karte des Kantons Zürich und der Nachbargebiete*, 1:150000 (1939).
In: Geologie von Zürich einschliesslich seines Exkursionsgebietes. – Leemann, Zürich, 1939.

NNW

SSE

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Linthebene

 von
A. Ochsner

 Massstab 1:25 000
0 1 2 km

QUARTÄR
 Alluvionen, Gehängeschutt, Moräne usw.
 Diluviale Sande, Schotter, Tone usw. am Buechberg,
 Benkner Büchel und Walenberg

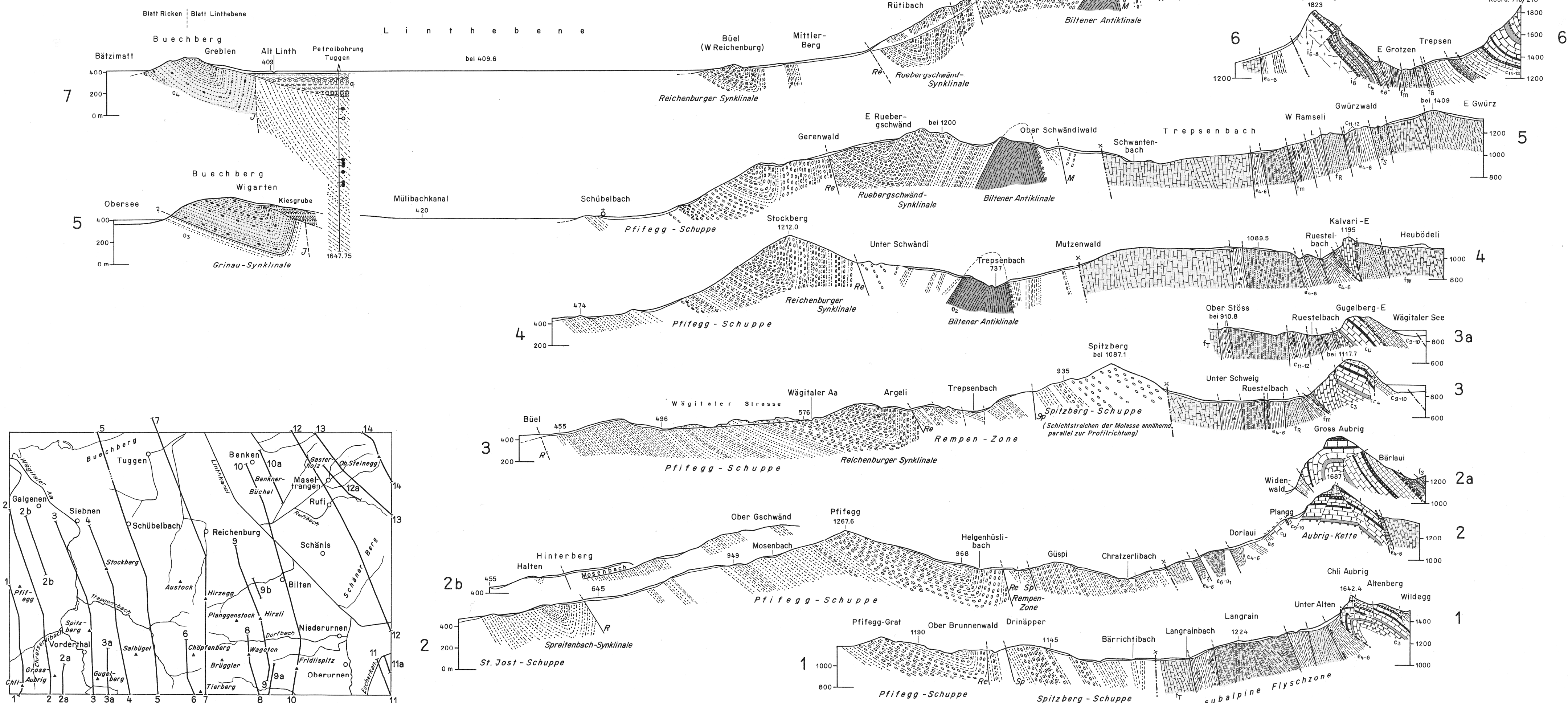
SUBALPINE MOLASSE
 Untere Süsswassermolasse

 «Aquitaniens» Chattien
 O₄ O₃
 Mergelzone
 Mergel und Sandsteine
 Sandsteine
 Sandstein mit Geröllstreifen
 Kalknagelfluh
 Kalknagelfluh mit wenig kristallinen Geröllern
 Bunte Nagelfluh
 Kohle

Untere Meeresmolasse
 O₂
 Horversandstein
 Grauemergel mit Kalknagelfluh
 Rupéien

SUBALPINE FLYSCHZONE
 Sandstein / Schieferflysch

 e₆-O₁
 «Sandstein-Dachschiefer-Komplex»
 f_{sc}
 f_g
 f_s
 f_R
 f_T
 f_W
 Scheidegg-Flysch
 Gwüz-Flysch
 Serhalten-Flysch mit exotischen Blöcken und Lamellen von Leimernkalk
 Ruestel-Flysch mit Einschlüssen von Leimernkalk
 Trepsen-Flysch
 Wägitaler Flysch
 Kreideflysch

 e₄-6
 c₁₁-12
 f_m
 Globigerinenmergel mit einsedimentierten Blöcken (Wildflysch) mit sterilen Siltmergel wechselnd Nummulitenschichten Lithothamnienkalk (Profil 5)
 Verschuppte Massen von Amdenerechichten
 Flyschmergel («Mergelflysch»), Flysch im allg. mit eingeschalteten Schürflingen

HELVETISCHE DECKEN
Tertiär
 e_{6T}
 e₆
 e₄
 Taveyannaz-Sandstein
 Globigerinenmergel (Stadschiefer)
 Nummulitenschichten, Assiliengrünsand
 Eocaen
Kreide
 c₁₁-12
 c₉-10
 c_U
 c₄
 c₃
 c_{2k}
 c_{2m}
 c₁
 Amdenerechichten
 Seewersichten
 «Gault» (in der Wägeten-Kette nicht ausgeschieden)
 Schratenkalk (mit unteren Orbitolinschichten)
 Drusbergsschichten
 Altmansschichten
 Kieselkalk
 Valangienkalk
 Valangienmergel
 Ohrikalk
Jura
 j₈
 j₆-8
 Oberster, gebankter Malmkalk
 Trosskalk, Quintnerkalk

 X----- Randaufsiebung der Alpen
 - - - - - Deckengrenze
 - - - - - Schubfläche, Aufsiebung
 - - - - - Bruch, Verwerfung
 v v v Versackte Gesteinsmassen
 x Ehemaliges Kohlenbergwerk Ruffi
 -o- Gasaustritt
 -> Ölspuren } Bohrung Tuggen

Aufsiebungen in der subalpinen Molasse:

 J St. Jost-Aufsiebung
 L Löwenberg-Aufsiebung
 M Mälicherli-Aufsiebung
 R Rigi-Aufsiebung
 «Hauptaufsiebung»
 Re Rempen-Aufsiebung
 S Speer-Aufsiebung
 Sch Schorhüttenberg-Aufsiebung
 Sp Spitzberg-Aufsiebung
 T Tanzboden-Aufsiebung