



Geologischer Atlas der Schweiz  
Atlas géologique de la Suisse  
Atlante geologico della Svizzera

1:25 000

# 1192 Schächental

Erläuterungen

verfasst von  
RENÉ HANTKE und WERNER BRÜCKNER +  
mit Beiträgen von ROLAND OBERHÄNSLI, FRANZ SCHENKER,  
PETER HALDIMANN und GUIDO SCHREURS

2011



Schweizerische Eidgenossenschaft  
Confédération suisse  
Confederazione Svizzera  
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

83

Geologischer Atlas der Schweiz  
Atlas géologique de la Suisse  
Atlante geologico della Svizzera

1:25 000

# 1192 Schächental

## Erläuterungen

16 Textfiguren, 2 Tabellen und 3 Tafelbeilagen

verfasst von

RENÉ HANTKE und WERNER BRÜCKNER †  
mit Beiträgen von ROLAND OBERHÄNSLI, FRANZ SCHENKER,  
PETER HALDIMANN und GUIDO SCHREURS

2011



Schweizerische Eidgenossenschaft  
Confédération suisse  
Confederazione Svizzera  
Confederaziun svizra

**Bundesamt für Landestopografie swisstopo**

### **Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis**

#### *Karte:*

BRÜCKNER, W. & ZBINDEN, P. (1987): Blatt 1192 Schächental. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 83.

#### *Erläuterungen:*

HANTKE, R. & BRÜCKNER, W. (2011): Blatt 1192 Schächental (mit Beiträgen von R. OBERHÄNSLI, F. SCHENKER, P. HALDIMANN und G. SCHREURS). – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 83.

### **Titelbilder**

#### *Umschlag:*

Windgällen-Falte, hinteres Maderanertal (Kt.Uri). Die Aufnahme aus Südosten zeigt dunklen Windgällen-Porphyr im Faltenkern umgeben von hauptsächlich Kalken des Juras (Dogger und Malm). Foto O. Kempf, 2009.

#### *Erläuterungen:*

Stark angewitterte Oberfläche eines feinsandigen Nummulitenkalks mit Hohlräumen von aus dem Sediment herausgelösten Nummulitenschalen südlich des Hoch Fulen (Koord. ca. 696.625/187.150). Foto O. Kempf, 2008.

### **Herausgeber**

© 2011, Bundesamt für Landestopografie, CH-3084 Wabern. – Alle Rechte vorbehalten. Übersetzungen und analoge oder digitale Vervielfältigungen dieses Dokuments oder von Teilen davon, die nicht ausschliesslich dem privaten Eigengebrauch dienen, sind nur mit Erlaubnis des Herausgebers gestattet.

Das Bundesamt für Landestopografie swisstopo ist ein Unternehmensbereich der armasuisse.

ISSN 1420-2913

ISBN 978-3-302-40063-1

## INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort .....	4
Zusammenfassung .....	6
Résumé .....	7
Riassunto .....	8
Abstract .....	9
Einführung .....	10
Petrographie und Stratigraphie .....	13
Aar-Massiv .....	13
Grundgebirge .....	13
Autochthoner und parautochthoner Sedimentmantel .....	23
Infrahelvetische Elemente .....	38
Nordhelvetisches Tertiär .....	39
«Eingewickelte» Elemente südhelvetischer Herkunft .....	43
Griessstock-Decke .....	45
Schuppenzone des Klausenpasses .....	53
Kammlistock-Decke .....	54
Helvetikum .....	58
Axen-Decke s.s. ....	58
Quartär .....	65
Spätletzzeitliche Vergletscherungen .....	66
Ausgehendes letzzeitliches Spätglazial .....	72
Kleine Eiszeit bis heute .....	73
Gravitative Ablagerungen ( $\pm$ spätglazial) .....	75
Holozäne Bildungen .....	77
Tektonik .....	86
Autochthone und parautochthone Einheiten .....	87
Deckengebirge .....	93
Abfolge der Deformationsphasen .....	100
Hydrogeologie .....	117
Bohrungen .....	121
Rohstoffe .....	123
Siedlungsgeschichte .....	124
Literaturverzeichnis .....	126
Kartenverzeichnis .....	137

## VORWORT

Die geologische Karte von Blatt 1192 Schächental – Blatt Nr. 83 des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 – wurde 1987 im Auftrag der Schweizerischen Geologischen Kommission (SGK) gedruckt. Werner Brückner, Feder führender Autor der geologischen Karte, erlebte die Drucklegung leider nicht mehr, da er am 21. Juli 1978, nur wenige Monate nach Abgabe der Reinzeichnung von Blatt Schächental, in seinem 70. Altersjahr verstarb. Die Erläuterungen lagen zu diesem Zeitpunkt noch nicht vor.

Die Redaktion der geologischen Karte erfolgte seitens der Landesgeologie durch Dr. L. Jemelin. Fachliche Unterstützung kam dankenswerterweise von folgenden Personen (in alphabetischer Reihenfolge): Dr. P. P. Angehrn, Dr. M. Freimoser, Prof. Dr. R. Hantke, Prof. Dr. R. Herb †, Dr. H. M. Huber, Dr. F. Keller, Prof. Dr. T. Peters †, Dr. F. Schenker, Prof. Dr. S. Schmid und Prof. Dr. R. Trümpy † sowie vom Kantonalen Amt für Umweltschutz, Uri. Herrn A. Vetterli (Kommission für Dokumentation der Schweizerischen Gesellschaft für Höhlenforschung) wird für Hinweise auf Höhlen und die Einsicht in das Höhlenverzeichnis im Gebiet des Kartenblattes gedankt. Die kartographische Bearbeitung der geologischen Karte erfolgte durch Orell Füssli Graphische Betriebe AG.

Ab 1987 entstanden auf Anregung der SGK erste Textteile für die Erläuterungen zu Blatt Schächental. Der grösste Teil des Erläuterungstextes stammt aus der Feder von Prof. Dr. R. Hantke, der in verdankenswerter Weise die Kartierung Werner Brückners aufarbeitete und «in seinem Sinn und Geist» darstellte. Prof. Dr. R. Oberhänsli schrieb, unterstützt durch Ergänzungen von Dr. F. Schenker, das Kapitel zum Kristallin. Das Kapitel Tektonik wurde weitgehend von W. Brückner (BRÜCKNER 1943) übernommen und lediglich bezüglich heutiger Sichtweisen ergänzt. Die entsprechenden geologischen Profile stammen von Prof. Dr. R. Hantke, ergänzt durch ein den neusten Erkenntnissen entsprechendes strukturgeologisches Übersichtsprofil von PD Dr. G. Schreurs. Dr. P. Haldimann (Dr. H. Jäckli AG, Zürich) sei für die Bereitstellung geologischer Berichte zum Gotthard-Basistunnel, das NEAT-Profil und die Quartärprofile herzlich gedankt. Die Herren P. Kläger und H. Duss (Altdorf) ergänzten die Daten hinsichtlich der Wildbachverbauungen. Um die Aktualisierung des Abschnitts Hydrogeologie haben sich die Herren M. Fuchs und K. Colombo (Altdorf) bemüht.

Eine erste Fassung des Textes wurde im Auftrag der SGK von Prof. Dr. K. Föllmi, Dr. H. Funk und Dr. E. Gnos wissenschaftlich begutachtet. Zusätzliche Kommentare zum Text stammen von Dr. F. Frey und Dr. F. Keller. Die kritische Durchsicht einer späteren Fassung des Manuskripts verdanken wir Dr. H. Funk und Dr. D. Kälin sowie Dr. U. Menkveld-Gfeller, die wertvolle Kommentare zum helvetischen Eozän lieferte. Allen Autoren und Gutachtern sei für ihre umfangreiche Arbeit herzlich gedankt.

Die Redaktion der Erläuterungen seitens der Landesgeologie erfolgte durch Dr. L. Jemelin und ab 2008 durch PD Dr. O. Kempf. Für die französische, italienische und englische Übersetzung der Zusammenfassung sei Dr. Y. Gouffon, A. Vandedi und Dr. M. Beres herzlich gedankt. Die Textfiguren und Tafeln wurden von F. Gasser, R. Howald, T. Maag und O. Kempf graphisch bearbeitet, den Schriftsatz gestaltete Edith Steiner.

Schliesslich noch ein Hinweis zur Nomenklatur der lithostratigraphischen Einheiten. Seit Erscheinen der geologischen Karte von Blatt Schächental im Jahr 1987 haben sich die Bezeichnungen für die lithostratigraphische Einheiten zum Teil erheblich geändert; auch haben sich zahlreiche neue Erkenntnisse aus Fachpublikationen ergeben. Diesem Umstand wird in den vorliegenden Erläuterungen dergestalt Rechnung getragen, dass alle auf der geologischen Karte vermerkten Begriffe in ihrer Originalbezeichnung im Text erscheinen, allerdings ergänzt durch die heutige Schreibweise. Es sei hier auch auf das Lithostratigraphische Lexikon im Internet (<http://www.stratigraphie.ch/>) verwiesen. Des Weiteren beziehen sich alle Höhenangaben und Namen im Text und in den Profilen auf die Angaben auf der geologischen Karte, die in der aktuellen topographischen Karte teilweise ebenfalls Änderungen erfahren haben.

Juni 2011

Bundesamt für Landestopografie  
Geologische Landesaufnahme

## ZUSAMMENFASSUNG

Mit Atlaslatt 83 Schächental des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 wird ein Gebiet erfasst, das über einen ausserordentlich komplexen geologischen Aufbau verfügt. Gesteine und Strukturen geben Einblicke in den kristallinen Untergrund, dessen Sedimentbedeckung in unterschiedlichsten paläogeographischen Positionen und der Deformationsgeschichte am Nordrand der Alpen. Das Gebiet umfasst den Nordrand des zentralen Alpenhauptkamms südöstlich des Vierwaldstättersees. Das SSE–NNW verlaufende Reusstal dominiert den westlichen Blattteil, am Nordrand bei Altdorf erfolgt der Zufluss des Schächen aus dem gleichnamigen, E–W verlaufenden Tal. Am Südrand des Blattes ist noch das hintere Maderanertal ersichtlich. Das Gebiet zeichnet sich durch ein ausgeprägtes Relief aus, das von 440 m ü. M. im Reusstal bis auf 3295 m ü. M. am Gross Schärhorn reicht. Der Südostteil des Gebiets ist auch heute noch stark vergletschert.

Die Geologie widerspiegelt den helvetischen Ablagerungsraum mit seinem kristallinen Untergrund: der Norden und Osten wird durch helvetische und infrahelvetische Decken aufgebaut, während der Süden durch das Kristallin des Aar-Massivs geprägt ist. Im zentralen Bereich des Gebiets dominiert nordhelvetischer Flysch. Die Deformationsgeschichte des Helvetikums lässt sich hier, dank verbreiteter guter Aufschlussverhältnisse, im grossen Stil studieren. Quartäre Bildungen und Landschaftsformen sind in erster Linie durch die ehemaligen grossen Talgletscher geprägt, welche durch das Reuss- und Schächental geflossen sind. Bedeutende Sackungs- und Rutschmassen existieren vor allem im Norden des Gebiets und entlang den steilen Flanken des Reusstals.

Das Spektrum der prämesozoischen Kristallingesteine reicht von Gneisen und Amphiboliten des Altkristallins, variszischen granitisch-dioritischen Intrusiva und rhyolitischem «Windgällen-Porphyr» bis zu Serizit- und Tonschiefern. An sedimentären Gesteinen findet man vor allem Kalkstein, schiefrigen Mergel und untergeordnet Silt- und Sandstein der mesozoisch-känozoischen helvetischen Decken sowie turbiditische Sandsteine und Schiefermergel des nordhelvetischen Flyschs. Teils mächtige Sand- und Schotterkörper sowie feinkörnige Seesedimente im Reusstal bilden neben Moräne typische quartäre Lockergesteine.

Aussergewöhnliche geologische «Highlights» sind die Windgällen-Falte, die vom hintersten Maderanertal einzusehen ist, und das klassische Scheidnössli-Profil bei Erstfeld, das den sedimentären Kontakt auf das Kristallin am Nordrand des Aar-Massivs zeigt. Beide Lokalitäten wurden bereits im 19. Jh. ausführlich von Albert Heim untersucht und beschrieben. Für aussichtsreiche geologische Wanderungen bieten sich neben dem Maderanertal die leicht erreichbaren Gipfel von Bälmeten und Hoch Fülen an, ebenso das Klausenpassgebiet.

## RÉSUMÉ

Le territoire de la feuille Schächental de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25 000 occupe un secteur géologiquement très complexe. Les roches et leurs structures donnent un aperçu du socle cristallin, de sa couverture sédimentaire provenant de différentes positions paléogéographiques et de l'histoire de leur déformation. La région concernée se trouve sur le bord septentrional de la crête principale des Alpes centrales, au sud-est du lac des Quatre Cantons. Aux environs d'Altdorf confluent la Reuss, dont la vallée d'orientation SSE-NNW domine la partie occidentale de la feuille, et la Schächen, qui draine la vallée éponyme (Schächental), de direction E-W et occupant tout le nord de la carte. Au sud apparaît le haut Maderanertal. Toute la région est caractérisée par un relief prononcé, dont l'altitude varie de 440 m dans la vallée de la Reuss à 3295 m au Gross Schärhorn. La partie sud-est est aujourd'hui encore fortement couverte par les glaciers.

La géologie reflète le domaine sédimentaire helvétique et son socle cristallin: le paysage du nord et de l'est de la feuille est taillé dans les nappes helvétiques et infrahelvétiques, alors que le sud est marqué par le socle cristallin du massif de l'Aar. Dans la zone centrale domine le Flysch nord-helvétique. L'histoire de la déformation de l'Helvétique à grande échelle peut être bien étudiée ici grâce de bonnes conditions d'affleurement. Les formations et reliefs quaternaires sont principalement influencés par les anciens grands glaciers des vallées de la Reuss et de la Schächen. D'importants tassements et glissements affectent essentiellement le nord de la région et les versants abrupts de la vallée de la Reuss.

Le spectre des roches cristallines pré-mésozoïques comporte des gneiss, schistes et amphibolites du socle antévarisque, des schistes carbonifères ainsi que des magmatites varisques représentées par les intrusions granitico-dioritiques et le «Windgällen-Porphyr» rhyolitique. Parmi les roches sédimentaires se trouvent principalement les calcaires et marnes schisteuses, accompagnés de siltites et de grès, d'âge mésozoïque-cénozoïque, appartenant aux nappes helvétiques, de même que les grès et marnes feuilletées turbiditiques du Flysch nord-helvétique. A côté de la moraine, de parfois puissants corps de sable et de gravier, ainsi que des sédiments lacustres fins dans la vallée de la Reuss, forment les roches meubles typiques du Quaternaire.

Le territoire de la feuille Schächental compte deux sites d'intérêt géologique exceptionnel: le pli des Windgällen, qui peuvent être observés dans le haut Maderanertal, et le profil classique de Scheidnössli, au nord d'Erstfeld, qui montre le contact sédimentaire sur le socle cristallin au bord septentrional du massif de l'Aar. Ces deux localités ont été étudiées et décrites en détail par Albert Heim, au 19<sup>e</sup> siècle. En plus du Maderanertal, les sommets facilement accessibles de Bälmeten et Hoch Fulen s'offrent pour de prometteuses randonnées géologiques, tout comme la région du col du Klausen.

## RIASSUNTO

Il territorio del foglio Schächental dell'Atlante geologico della Svizzera 1:25000 occupa un settore geologicamente molto complesso. Le rocce e le loro strutture offrono un quadro d'insieme sul basamento cristallino, sulla sua copertura sedimentaria proveniente da diverse posizioni paleogeografiche e sulla storia della loro deformazione. La regione studiata si trova sul bordo settentrionale della cresta principale delle Alpi centrali, a sud-est del lago dei Quattro Cantoni. Nelle vicinanze di Altdorf confluiscono la Reuss, la cui valle di orientamento SSE-NNW domina la parte occidentale del foglio, e la Schächen, che drena l'omonima valle (Schächental), di direzione E-W situata nella parte settentrionale della carta. A sud appare l'alta Maderanertal. L'intera regione è caratterizzata da un rilievo marcato, la cui altitudine varia tra 440 m nella valle della Reuss e 3295 m al Gross Schärhorn. La parte sud-est è tuttora copiosamente coperta dai ghiacciai.

La geologia riflette il dominio sedimentario elvetico e il suo basamento cristallino: il paesaggio del nord e dell'est del foglio è ritagliato nelle falde elvetiche e infraelvetiche, mentre il sud è marcato dal basamento cristallino del massiccio dell'Aar. La zona centrale è dominata dal flysch nord-elvetico. In questa zona, la storia della deformazione dell'Elvetico a grande scala può essere studiata accuratamente grazie alle buone condizioni di affioramento. Le formazioni e i rilievi quaternari sono influenzati principalmente dagli antichi grandi ghiacciai delle valli della Reuss e della Schächen. Scivolamenti e sprofondamenti importanti intaccano essenzialmente il nord della regione e i versanti scoscesi della valle della Reuss.

Lo spettro di rocce cristalline premesozoiche comprende gneiss, scisti e amfiboliti del basamento ante-varisco, scisti carboniferi e migmatiti varisiche rappresentate dalle intrusioni granitico-dioritiche e dal «Windgällen-Porphyr» riolitico. Tra le rocce sedimentarie si trovano principalmente i calcari e le marne scistose, accompagnate da siltiti e arenarie di età mesozoica-cenozoica, appartenenti alle nappe elvetiche, così come le arenarie e le marne turbiditiche laminate del Flysch nord-elvetico. Accanto alla morena, dei corpi di sabbia e ghiaia a volte ingenti, accompagnati dai sedimenti lacustri fini della valle della Reuss; formano le rocce non consolidate tipiche del Quaternario.

Il territorio del foglio Schächental conta due siti d'interesse geologico eccezionale: le pieghe del Windgällen che possono essere osservate nell'alta Maderanertal, e il profilo classico del Scheidnössli, a nord di Erstfeld, che mostra il contatto sedimentario sul basamento cristallino nel bordo settentrionale del massiccio dell'Aar. Queste due località sono state studiate e descritte in dettaglio da Albert Heim nel XIX secolo. Oltre alla Maderanertal, le cime facilmente accessibili di Bälmeten e Hoch Fülen offrono promettenti escursioni geologiche, così come la regione del passo di Klausen.

## ABSTRACT

The area of sheet Schächental of the Geological Atlas of Switzerland 1:25 000 covers an extremely complex geological framework. Rocks and structures provide detailed insight into the crystalline basement, its sedimentary cover at various stratigraphic positions and its deformation history along the northern margin of the Alps. The study area encompasses the northern rim of the main Alpine mountain range SE of Lake Lucerne. The SSE-NNW-oriented Reuss Valley, a major drainage of the Central Alps, dominates the western part of the map sheet. The Schächen River drains the E-W-oriented Schächen Valley and enters the Reuss River near Altdorf. In the S the upper Maderaner Valley is visible. The region is characterized by a high relief ranging from ca. 440 m a.s.l. in the Reuss Valley to 3295 m a.s.l. at the summit of the Gross Schärhorn. Even today the southeastern area remains significantly glaciated.

The regional geology reflects the Helvetic realm and its crystalline basement: The areas towards the N and E comprise Helvetic and Infracretic nappes while the area toward the S is dominated by crystalline rocks of the Aar Massif. Deposits of the North-Helvetic Flysch characterize the central area. Deformation history of the Helvetic Alps can be studied in great detail owing to excellent outcrop conditions. Quaternary deposits and landforms were predominantly shaped by former valley glaciers of both the Reuss and the Schächen Valleys. Major rock slide deposits are found in the N, mostly along the steep slopes of the Reuss Valley.

Pre-Mesozoic crystalline rocks include “old” pre-Variscan gneisses and amphibolites, Variscan intrusive rocks (granite, diorite), the rhyolitic “Windgällen-Porphyr”, as well as sericitic and argillaceous slates. In addition to North-Helvetic turbiditic sand- and marlstones, limestones, slaty marlstones and, to a lesser degree, silt- and sandstones of the Mesozoic-Cenozoic Helvetic Nappes form the predominant sedimentary rocks. Besides till, lake sediments of the Reuss Valley and partially thick sand and gravel deposits are the typical Quaternary deposits.

Exceptional geological highlights are the Windgällen Fold, which can best be seen from the uppermost Maderaner Valley, and the classical Scheidnössli section near Erstfeld, which depicts the contact between the crystalline basement of the Aar Massif and its sedimentary cover. Both localities were investigated and described in great detail by Albert Heim in the 19<sup>th</sup> century. The Maderaner Valley, the easily accessible peaks of Bälmeten and Hoch Fülen and the Klausenpass region offer scenic geological hikes.

# EINFÜHRUNG

## Vorwort

(René Hantke)

In die Schächentaler Geologie hat mich mein Kartenblattnachbar und Freund Werner Brückner vor 40 Jahren bei gemeinsamen Begehungen und an Schlechtwettertagen im Quartier im Hotel Klausen-Passhöhe und in Spiringen eingeführt; seinem Andenken seien die Erläuterungen gewidmet.

## Erforschungsgeschichtlicher Abriss

Der geologische Bau der Schächentaler Berge gehört zu den kompliziertesten in den helvetischen Kalkalpen; doch in den tiefen Tälern von Reuss, Vorder und Hinter Schächen sind die Gesteinsabfolgen an den steilen Felswänden gut verfolgbar. Erste geologische Aufzeichnungen über das untere Urner Reusstal stammen von 1797 (ESCHER 1799, 1808). Weitere Erkenntnisse gehen auf LUSSEY (1828, 1829, 1834, 1842, 1862) zurück: Windgällen-Porphyr und Auflagerung von Sedimenten auf dem Kristallin des Aar-Massivs. Das von DE SAUSSURE (1796) am Mettenberg im Berner Oberland beobachtete «Übergreifen» von Gneis auf Kalkschichten hat nach HUGI (1830) auch STUDER (1851) weiter verfolgt, doch hat er die Diskordanz aufliegender Sedimente als Folge eruptiver Tätigkeit aufgefasst. Ihr schrieb STUDER (1851) auch die alpine Hebung zu. BALTZER (1880) verfolgte den Kontakt der mesozoischen Sedimente zu den Gneisen des Aar-Massivs vom Lauterbrunnental bis ins Reusstal und erkannte die Gneise als älter als die aufliegenden Sedimente, jedoch mit diesen Sedimenten verfaltet, gehoben und durch seitlichen Druck gepresst.

Albert Heim wandte sich umfangreichen Kartierungen (1879, 1891) in den Urner und Glarner Alpen zu (HEIM 1878). STAFF (1893) veröffentlichte eine geologische Übersichtskarte des Bereiches der Gotthardstrecke. Später hatte HEIM (1906) seinen Doppelfaltenbau im Schächental unter dem Druck der Deckentheorie korrigiert. Nachdem STAUB (1911 b, 1912, 1913) das Schächental und die Windgällen neu kartiert hatte, schilderte HEIM (1921) die Geologie gemäss den neuen Erkenntnissen. LUTHER (1927) versuchte die beiden Reusstalseiten miteinander zu korrelieren, jedoch erschwert durch die Zunahme tektonischer Einheiten gegen Osten. JENNY (1934) untersuchte die Hoch-Fulen-Gruppe und deutete das Haldi als interglaziales Sturzgebiet.

Werner Brückner (BRÜCKNER 1933 a, b, 1937 a, b, 1943, 1946, 1951, 1956 a, b, BRÜCKNER & NIGGLI 1954, BRÜCKNER et al. 1967, BRÜCKNER & ZBINDEN 1987) hat

sich mit wenigen Unterbrüchen von 1930 bis 1977 mit seltener Hingabe der Geologie der beiden Talflanken bis zur Schächentaler Windgällen und zum Klausen, insbesondere jener des Griesstocks und der Kette Chammliberg-Schärhorn-Ruchen-Windgällen unter Auswertung zahlloser Dünnschliffe gewidmet. Kartierungen von R. Bächlin, H. P. Eugster, R. Hantke, H. Huber, F. Keller, H. Muheim, F. Schenker und C. Schindler ergänzten die geologische Aufnahme des Atlasblattes Schächental von BRÜCKNER & ZBINDEN (1987): R. Bächlin untersuchte das Gebiet Bockiberg-Taubach (Gde. Erstfeld), H. P. Eugster die Val Russein (EUGSTER 1951), H. Muheim die Gegend um Attinghausen-Stock und Bälmeten-Gross Windgällen-Chli Windgällen-Schwarz Stöckli-Alpnofer Stock, H. Huber jene südlich der Windgällen zur Alp Gnof. P. Zbinden kartierte das Kristallin des Aar-Massivs zwischen Bocki und Düssi, F. Keller (in Schneider AG 1984) nach einem Bergsturz südöstlich der Chli Windgällen deren Südwest-Abfall ins Reusstal, C. Schindler untersuchte für den Nationalstrassenbau den Talsohlenbereich (SCHINDLER 1969 a, b, 1972). F. Schenker mühte sich um die Erforschung der vulkanischen Gesteine der Windgällen-Falte und deren genetischen Zusammenhang mit den Graniten (SCHENKER 1980, 1986). R. Hantke suchte die einzelnen Moränenstände mit jenen des Linth- und Rheingletschers zu parallelisieren und zeitlich relativ einzuordnen (HANTKE 1958).

Nach Fertigstellung des Atlasblattes Schächental kartierte RIESEN (1991) den Bereich Gross Düssi-Chli Düssi (Südostende des Kartenblattes) neu. Jüngste Ergänzungen lieferten Berichte der AlpTransit (Jäckli AG 1994 a, b, c, 1995, 1996 a, b, Kobel + Partner AG 1997, 1998, 1999, KELLER 1999). K. Colombo, Altdorf/Schatt Dorf (COLOMBO 1991), und M. Fuchs (mündl. Mitt. 2004), CSD Altdorf/Küssnacht a. Rigi, bemühten sich um eine aktuelle Hydrogeologie.

Die Darstellung der Stratigraphie der Sedimentgesteine beruht weitgehend auf W. Brückners Untersuchungen aus den Jahren 1937, 1943 und 1954-1978 (Berichte über die Arbeit am Atlasblatt Schächental an die Schweizerische Geologische Kommission); sämtliche Verweise auf W. Brückner ohne Jahresangabe beziehen sich auf diese Berichte. Die Angaben zu den kristallinen Gesteinsfolgen basieren auf H. P. Eugster, H. Huber, H. Muheim, F. Schenker, F. Keller und vor allem P. Zbinden.

## **Geographisch-geologische Übersicht**

Das SSE-NNW verlaufende Reusstal und das E-W verlaufende Schächental prägen das Gebiet von Blatt 1192 Schächental. Die Mündung des Schächen in die Reuss erfolgt im Nordwesten bei Schattdorf. Folgt man dem Schächental gegen Osten, dann erreicht man über den Klausenpass das benachbarte Glarner Linthtal. Die Nordflanke des Schächentals wird von steilen Abbrüchen der Kette Rophaien

- Rossstock (beide auf Blatt Muotathal) - Schächentaler Windgällen gebildet, die südliche Umrandung bilden, von West nach Ost, Bälmeten - Hoch Fülen - Blinzi - Wäspen - Griesstock. Südlich daran anschliessend verläuft die nach Norden steil abfallende Kette der auf ihrer Südseite meist vergletscherten Gipfelregionen von Windgällen - Ruchen - Schärhorn - Chammliberg, die allesamt über 3000 m aufragen. Im Südosten schliesst das Hüfifirn an, das zugleich das Quellgebiet des Maderantertals darstellt, dessen Oberlauf gerade noch am südöstlichen Blattrand liegt. Die höchste Erhebung bildet mit 3294,5 m ü.M. das Gross Schärhorn am Nordwestrand des Hüfifirns, den tiefsten Punkt markiert der Reusslauf im Nordwesten mit knapp 440 m ü.M. Das Reusstal mit seinen steilen Flanken und dem engen Talgrund stellt eine durch den Menschen äusserst intensiv genutzte Zone dar. Als Teil der Nord-Süd-Achse kanalisiert es vor allem den alpenquerenden Transitverkehr sowohl auf der Strasse als auch auf der Schiene. Neben der Gotthard-Autobahn verläuft auch das Eisenbahntrasse entlang dem Talboden; ab 2017 soll jedoch ein Grossteil des Schienenverkehrs bereits bei Erstfeld im NEAT-Basistunnel verschwinden.

Das Gebiet des Blattes Schächental ist durch eine einzigartige Vielfalt verschiedenster geologischer Einheiten, Gesteine und Strukturen charakterisiert. Im Süden baut prämesozoisches kristallines Grundgebirge den Nordrand des Aar-Massivs auf. Nördlich daran anschliessend treten die Gesteine des Helvetikums, der einstigen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs, in grossartiger Weise zutage. Dieser zentrale Kartenteil umfasst demnach die autochthone mesozoisch-känozoische Sedimentabfolge im direkten Kontakt mit dem Kristallin und den vom kristallinen Sockel abgesicherten parautochthonen Sedimentdecken des Infrahelvetikums. Diesen Sedimentabfolgen liegen die mächtigen Serien des nordhelvetischen Flyschs im Gebiet Schächental - Hoch Fülen - Wäspen auf. Am Nordrand des Kartenblattes ist schliesslich der südlichste Bereich der helvetischen Axen-Decke aufgeschlossen.

Von quartärgeologischer Bedeutung ist die grosse Sackungsmasse der Schattdorfer Bergen und die darauf erhaltenen Moränenwälle und Erratiker, die das Eindringen des Reussgletschers gegen das Schächental dokumentieren.

# PETROGRAPHIE UND STRATIGRAPHIE

## AAR-MASSIV

### Grundgebirge

(von Roland Oberhänsli und Franz Schenker)

Das Lauterbrunner – Innertkirchner Kristallin, welches vor etwa 480 Ma eine starke metamorphe Überprägung erfuhr (SCHALTEGGER et al. 2003) und sich bis ins obere Engelberger Tal zwischen Titlis und Schlossberg (Blatt 1191 Engelberg) erstreckt, taucht gegen Osten rasch ab, so dass im Reusstal das Erstfelder Altkristallin den Nordrand des Aar-Massivs bildet. Diese Kristallingesteine sind aus migmatischen Gneisen, Amphiboliten und Schiefen prävariszischen Alters zusammengesetzt und verbreitet im Gebiet des südlichen Reuss- und Maderanertals zu finden. Der mit der variszischen Orogenese verbundene Magmatismus führte zur Ablagerung von Vulkaniten und zur Platznahme von Intrusiva. Es handelt sich hierbei um granitische und dioritische Intrusivgesteine im Gebiet des Gross und Chli Düssi im äussersten Südosten des Kartengebiets sowie um rhyolithische Vulkanite und Tonschiefer im Windgällen-Gebiet und den nördlichen Talflanken des hinteren Maderanertals. Zusammen mit den assoziierten Sedimenten wurden die Vulkanite bereits vortriassisch in das Grundgebirge eingekelt.

### GNEISE UND SCHIEFER

Im Gebiet von Blatt Schächental bilden die intensiv verfalteten, migmatitischen Gneise mit Einschlüssen von Dolomitknollen und -adern das tiefste tektonische Stockwerk des nördlichen Aar-Massivs («Gneiszone von Erstfeld» nach ABRECHT 1994). Es tritt südlich von Erstfeld auf beiden Reusstalseiten mit düster anwitternden Felsen zutage (HEIM 1916, HEIM & HEIM 1917). Das Aar-Massiv taucht mit 7° gegen Osten ab.

Im hinteren Maderanertal stellen sich Serizitgneise, Serizit-Chloritschiefer und -gneise ein, die nicht mehr der «Gneiszone von Erstfeld» zugerechnet werden. In sie sind Amphibolite – vorwiegend Schollenamphibolite – eingelagert sowie granitische und dioritische Magmakörper eingedungen.

#### *«Gneiszone von Erstfeld»*

Die «Gneiszone von Erstfeld» umfasst einen altkristallinen Migmatitkomplex, der prävariszisch entstand. Das Alter der Hauptmetamorphose mit Migma-

titbildung ist mit 456–452 Ma als kaledonisch datiert (LABHART 1999, S. 32). Petrographisch umfasst der Komplex ein Spektrum von Gesteinen, das von flaserig-schlierigen bis lagigen Biotitgneisen (Metatexiten) über Bändergneise zu nebulitischen Gneisen (Diatexiten) reicht. Örtlich treten helle, gleichkörnige aplitgranitische Gesteine auf, oft ohne scharfe Grenze zum Nebengestein. Aus basischeren Gesteinen entstanden Schollenamphibolite, teilweise mit biotitreichen Schollen. Vorherrschend sind klein- bis mittelkörnige Gneise mit geringem bis mittlerem Glimmergehalt und vorwiegend unterschiedlich stark chloritisier-tem Biotit. Oberhalb von Erstfeld-Silenen sind flaserige, oft gefältelte und gebänderte migmatische Gneise verbreitet.

Bohrungen für den Vortunnel Uri der NEAT (Jäckli AG 1994a, KELLER 1999) stiessen östlich von Erstfeld bei Ächerli, zwischen Nollen- und Lochental, im Liegenden und Hangenden eines biotitreichen Granitstocks auf Quarzporphyr mit Einsprenglingen von Quarz und zersetztem Feldspat (s. Taf. II, Profil 1). Weder biotitreicher Granit, noch Quarzporphyr sind in der geologischen Karte ausgeschieden, da sie erst später durch eine Spezialkartierung für den NEAT-Bau (Jäckli AG 1994a) entdeckt wurden.

## **GI Migmatische Gneise, vorwiegend massige bis schiefrige Biotit-(Chlorit-)Plagioklasgneise**

Die «grauen Gneise» werden häufig als typische Erstfeld-Gneise bezeichnet und als Orthogneise gedeutet. Ähnliche Gesteine ohne Kalifeldspat, aber mit Sillimanit hat SCHALTEGGER (1984) vom Sustenpass als Lagenmigmatite beschrieben. Isotopenalter (SCHALTEGGER 1994) haben gezeigt, dass bei der Entstehung der Erstfeld-Gneise sowohl eine kaledonische Orogenese (um 450 Ma, KRUMMENACHER et al. 1965) als auch eine variszische Metamorphose (um 300 Ma, WÜTHRICH 1965) dokumentiert sind. Der Grad der alpinen metamorphen Überprägung nimmt von Nord nach Süd zu (PFLUGSHAUPT 1927, SIGRIST 1947). Innerhalb des Aar-Massivs kennzeichnet die Neubildung grüner Biotite in granitischen Gesteinen und das Verschwinden von Stilpnomelan die beginnende Grünschieferfazies (FREY et al. 1999). Die Grenze verläuft etwa auf der Höhe des Maderanertals. Bei Erstfeld kann eine Deformation von Mineralien, aber kaum eine Rekristallisation festgestellt werden (VOLL 1976).

Unsicher ist das Alter der Chloritisierung im nördlichen Aar-Massiv. Sie ereignete sich teilweise während der alpinen Metamorphose, die im Nordteil retrograd verläuft; doch bestehen Anzeichen, dass schon am Ende der variszischen Orogenese Chloritisierung stattfand. Die Neubildung gesteinsbildender Mineralien setzt erst weiter im Süden, im Gebiet um Amsteg, ein, wo sich auf alpinen Schieferungsflächen neu gebildeter Serizit einstellt. Erstfeld-Gneise sind daher alpin kaum verschiefert; sie weisen ein vorwiegend präalpines Gefüge auf.

Unter dem Einfluss der alpinen Metamorphose zeigen prävariszisch und präalpin metamorphe migmatische Gneise verschiedene Stadien der Umwandlung, die durch ihren Lagenbau mit Quarz-Plagioklas- und Biotit-Bändern charakterisiert sind. In der Umgebung von Erstfeld sind Gneise von Apliten durchadert (SIGRIST 1947). Diese Aplite treten zum Teil gehäuft auf und sind dann oft durch 1–3 mm grosse rosarote Granate charakterisiert. Solche Gesteine sind innerhalb der Erstfeld-Gneise auf der rechten Reusstalseite im Bereich Öfital bis ans Südenende des Kartengebiets vorhanden.

Gegen Süden und im oberen Öfital (Koord. ca. 695/185) treten granitische Erstfeld-Gneise zugunsten migmatischer, dunkelgrauer, teils Granat führender Biotit-Plagioklasgneise zurück. Zugleich findet sich dort eine mächtige Lage heller, Granat führender aplitischer Quarz-Feldspatgesteine (OBERHÄNSLI 1986). Diese Gesteine sehen den Leptiniten des Schwarzwalds ähnlich; sie sind auf der geologischen Karte nicht separat ausgeschieden.

#### *Migmatische Gneise, besonders reich an Amphibolit-Schollen*

Die in den migmatischen Gneisen meist in Schollenschwärmen auftretenden boudinierten Amphibolite können in Plagioklas-, Granat- und Aktinolith-Amphibolite unterteilt werden. Daneben finden sich Tremolitfels-Reaktionsränder um Ultrabasite und Relikte von Metalamprophyren.

Die Plagioklas-Amphibolite sind paralleltexturierte, dunkle, homogene Gesteine ohne helle Plagioklas-Bänder. Der Anteil der Amphibolite innerhalb der migmatischen Gneise variiert von Lage zu Lage und kann bis auf 60% ansteigen. In den Plagioklas-Amphiboliten können alle anderen Amphibolit-Typen als Einschlüsse vorkommen. Granat-Amphibolite (Hinteres Maderanertal bei Koord. ca. 703.0/182.5) sind eher konkordant eingelagert, Aktinolith- und Tremolitfelse bilden boudinierte Körper. Die Granate sind makroskopisch erkennbar und zeigen kelyphitische Ränder; öfter jedoch ist Granat vollständig durch Plagioklas ersetzt. In Plagioklas-Amphiboliten treten leukokrate Linsen und Schlieren vorwiegend aus Plagioklas und Quarz auf. ABRECHT (1980) und SCHALTEGGER (1984) deuten die schlierigen Schollen-Amphibolite als hydrothermale Bildungen in den Plagioklas-Amphiboliten.

#### *Permo-triassische Ausbleichungszone*

Die permo-triassische Ausbleichungszone bildet den Übergang vom Kristallin zur mesozoischen Sedimentauflage. Ein 10–50 m mächtiger Bereich von verwittertem Kristallin erscheint schon von weitem auffallend weinrot; gegen das Liegende geht dieser in grünliche Partien über. In dieser Zone sind ausser Quarz alle Minerale stark alteriert. Die Gefüge sind praktisch überall dieselben wie in den unterliegenden Gneisen und Graniten. Gänge, Schieferung und Scherzonen lassen sich meist durch den Verwitterungshorizont bis unter die Trias-Sandsteine

verfolgen. In den obersten Kristallinpartien treten oft orange herauswitternde Dolomitknollen und -lagen, ganz selten dunkelrote Karneolknollen auf. GISLER et al. (2007) interpretieren diese geringmächtige (bis 1 m), intensiv rot bis gelb gefleckte oberste Verwitterungszone mit ihren Karbonatkonkretionen als Regolith, der aus chemischer Verwitterung hervorgegangen ist.

Ein klassischer Aufschluss dieser Übergangszone stellt das Profil am Scheidnössli bei Erstfeld dar (HEIM & HEIM 1917; Koord. 692.20/188.30, besser zugänglich bei 692.35/187.70). Auf dieses Profil wird im Abschnitt Autochthoner und parautochthoner Sedimentmantel ausführlich eingegangen (s.S. 24ff. und Fig. 2).

### **Am Amphibolit-Komplexe, vorwiegend Schollenamphibolite**

Die amphibolitischen Gesteine haben oft migmatischen Schollencharakter; es sind eigentliche Agmatite variabler Zusammensetzung. Es überwiegen gebänderte Amphibolite, die aus Hornblende, Plagioklas und wechselnden Anteilen von Granat, Quarz, Diopsid und Epidot bestehen. Daneben finden sich dunkle Hornblendeschiefer bis -felse und helle Aktinolithschiefer.

Die Schollen scheinen prävariszische Strukturen abzubilden (ABRECHT 1980) und weisen externe und interne Boudinage auf, viele scheinen randlich aufgelöst. Entlang von Adersystemen wird die Amphibolsubstanz nach und nach durch Plagioklas und Quarz ersetzt.

### **G Sericit- und Sericit-Chloritschiefer bzw. -gneise mit Amphibolit-Einschlüssen**

Im Übergangsbereich von den migmatischen Gneisen der «Gneiszone von Erstfeld» zu den Intrusiva des Aar-Massivs (Düssi-Diorit und Zentraler Aare-Granit) treten Serizitschiefer bis -gneise mit amphibolitischen Einschaltungen auf: verschiefterte Sericit-Chlorit-, Serizit-Albit- und seltener Serizit-Biotitgneise. In Zonen starker Deformation, in der Intschi-Zone (Blatt 1212 Amsteg) und im hinteren Maderanertal, sind diese Gesteine in Phyllite umgewandelt. Gemäss KÖNIGSBERGER (1910), PFLUGSHAUPT (1927) und SIGRIST (1947) werden einige dieser Schiefer als metamorphe Konglomerate, Grauwacken und Quarzporphyre interpretiert.

## INTRUSIVA

Die Verbreitung von Intrusiva im Gebiet des Atlasblattes beschränkt sich auf das hintere Maderanertal im äussersten Südosten. Es handelt sich dabei um variszische Bildungen. Porphyrischer Biotitgranit tritt entweder im Bereich der «Gneiszone von Erstfeld» auf, oder aber assoziiert mit Gneisen und Schiefen. In letzteren Gesteinen gibt es auch ein grösseres, von Gängen durchsetztes Dioritvorkommen («Diorit des Düssistocks»).

### **δ      Massiger Diorit, vorwiegend von granitisch-aplitischen und pegmatitischen Gängen durchsetzt («Diorit des Düssistocks»)**

Am Chli und Gross Düssi bilden Diorite einen sich nach oben keilförmig erweiternden, kuppelartigen Stock (RIESEN 1991). Gegen den Rand sind die massigen Diorite stärker verschiefert. Es lassen sich fünf Typen unterscheiden, die schalenartig aufeinander folgen. Im Zentrum steht ein grobkörniger Diorit an, der durch isometrische, 1–10 mm lange Amphibole charakterisiert ist. Es folgt eine hellere, mittel- bis grobkörnige Varietät mit mm bis cm langen Amphibolen, danach eine noch hellere mittelkörnige Varietät mit bis zu 4 mm grossen Biotitplättchen und makroskopisch erkennbaren, orangefarbenen Titaniten. Die vierte, relativ dunkle Varietät ist fein- bis mittelkörnig mit isometrischen Amphibolen, deren Kern noch braune Hornblende zeigt. Am Rand ist der Diorit relativ hell, feinkörnig und von chloritisierten, 2–3 mm grossen Amphibolnestern durchsetzt. In Randpartien des Dioritstocks treten alle Varietäten als Schollen auf; dabei umgibt helleres das basischere Material. Eine Altersbestimmung des Düssi-Diorits im Bereich ausserhalb des Kartengebiets ergab ein konkordantes U-Pb-Alter von  $308 \pm 2$  Ma (SCHALTEGGER 1994).

#### *Granodioritische, aplitische Randfazies*

Granodiorite treten als schmale Zone am Rand der Diorite in Kontakt zu den Serizitgneisen auf. Die Übergänge sind fließend; oft finden sich im Granodiorit dioritische Schollen. In den grünlich-gelben Gesteinen sind porphyrische, von nadelig-spiessigen Amphibolen umgebene Kalifeldspäte zu erkennen.

### **γ      Grünlicher, porphyrischer Biotitgranit**

Die Granite bilden kleine Stöcke im Altkristallin und sind recht heterogen: porphyrische subvulkanische Mikrogranite oder – im hinteren Maderanertal unterhalb Firnplangen (Koord. 703.8/183.6) – helle aplitische Leukogranite und, als zusammenhängende Intrusivmasse, grüne porphyrische Biotitgranite. Derartige kleine granitische Stöcke sind auch im Grimselgebiet häufig (z.B. Mittagfluh-Granit südlich von Guttannen). Diese externen Granitstöcke dürften wohl der gleichen Abfolge magmatischer Gesteine wie der zentrale Aare-Granit und die Vulkanite der Windgällen zugehören.

Im Gebiet des Tschingelfirms ist der Granit kaum verschiefert; er geht in Diorit über und enthält Schollen von Diorit, was zeigt, dass der Granit jünger ist. Am Kontakt zum Diorit weist er Aplitgänge auf, die in den Diorit übergreifen.

## SEDIMENTE UND VULKANITE

Jungpaläozoische vulkanoklastische Gesteine sind im Bereich des Atlasblattes auf das Gebiet der Windgällen beschränkt. Dort liegen die vulkanoklastischen

Gesteine invers auf parautochthonen Sedimenten des Doggers und bilden eine spektakuläre überkippte Faltenstruktur (Fig. 1). Kern und Liegendschenkel der überkippten Windgällen-Antiklinale bilden – mit zunächst flach, dann steil gegen Süden einfallender Synklinale – eine Embryonaldecke (BAKER 1964). Diese wurzelt in der Zone Löttschen-Fernigen. Die jungpaläozoischen Vulkanite und Sedimente am Bristenstäfeli (JENNY 1973, ABRECHT 1994) und im Reusstal zwischen Gurtellen und Amsteg – beide Lokalitäten liegen südlich auf Blatt Amsteg – wurden alpidisch nordwärts verfrachtet und werden von Grundgebirgssedimenten und verschieferten südlichen Vorkommen begrenzt (s. geologisch-tektonische Übersicht 1: 200 000).

Die vulkanischen Gesteine der Windgällen wurden schon früh als Besonderheit erkannt und beschrieben (LUSSEY 1829, 1842, HEIM 1878, STAUB 1911 a). Basierend auf lithologischen Vergleichen mit fossilführenden Vorkommen am Kleintödi stufte FRANKS (1968) die vulkanosedimentären Gesteine des Maderanertals ebenfalls als spätkarbonisch ein. Die pyroklastischen und sedimentären Gesteine (Windgällen-Formation) wurden von SCHENKER (1980, 1986) detailliert untersucht und geochemisch charakterisiert. Die Windgällen-Formation umfasst Intrusiva («Windgällen-Porphyr»), Pyroklastika und epiklastische karbonische Sedimente, die in Porphyrtuffe übergehen. Das Liegende bilden Chlorit-Biotitgneise der «Gneiszone von Erstfeld», im Hangenden wird sie begrenzt durch Dogger, so beispielsweise bei Koord. 697.75/184.15 (HEIM 1878).

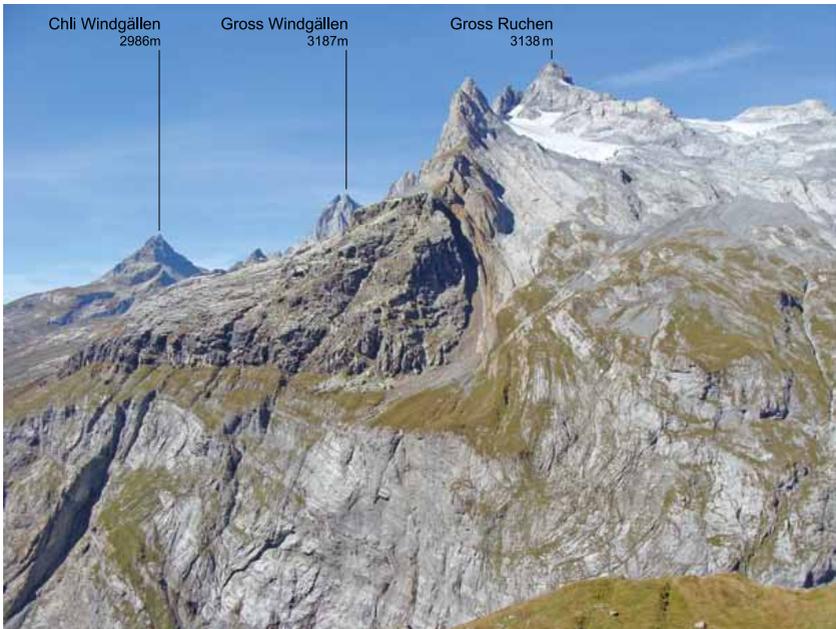
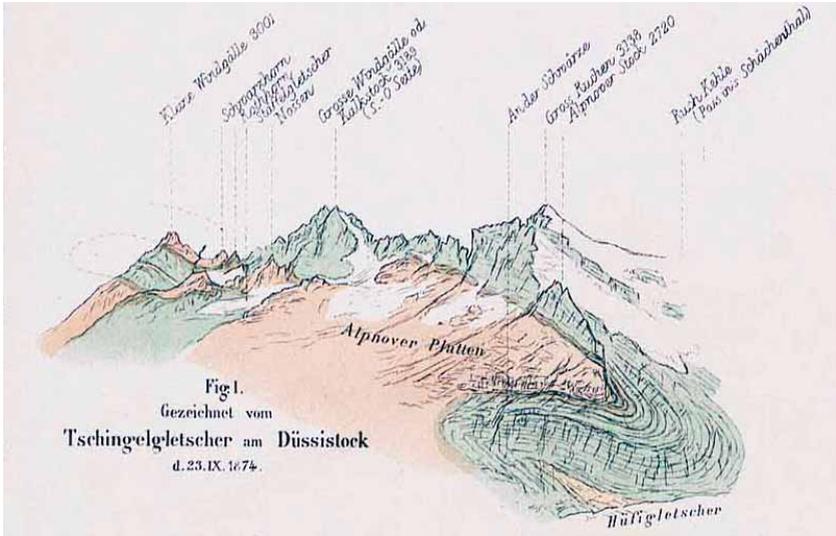
## **h Dunkle Tonschiefer, mit vulkanogenen Brekzien- und Tuffit-Zwischenlagerungen**

Die Tonschiefer sind feinstkörnig und weisen einen hohen Gehalt an organischem Pigment auf; im Dünnschliff kann selten Pflanzenhäcksel beobachtet werden. Die Tonminerale sind meist in Serizit umgewandelt und eng an epiklastische Sedimente gebunden.

In wechselnd mächtigen Lagen und Linsen finden sich in und auf Pyroklastiten epiklastische Gesteine, wie beispielsweise unterhalb des Stälfelns (Koord. 699.6/184.1, 2300–2430 m ü. M.); den Hauptanteil bilden grobklastische Brekzien mit kaum gerundeten, nicht sortierten Pyroklasten von 2–40 cm Grösse. Die ehemals tonige Matrix liegt als kristallisierter Illit vor. SCHENKER (1986) interpretiert die Brekzien als Lahare (Schlammstrom-Brekzien). Ihr geringer Reifegrad deutet auf ein kleines Einzugsgebiet und einen kurzen Transportweg.

---

Fig. 1: Windgällen-Falte. Oben: Handzeichnung Albert Heim (HEIM 1878, Taf. X, Fig. 1), unten: heutige Ansicht, Blickrichtung gegen Westen. Den Kern der Falte bildet dunkel anwitternder rhyolithischer Metavulkanit («Windgällen-Porphyr»), den äusseren Sedimentmantel bilden Gesteine der Trias, des Doggers (braun) und des Malmes (hellgrau). Foto O. Kempf 2009.



## **$\pi_w$ Verschieferte, rhyolithische Metavulkanite**

Vulkanoklastite, die als Serizitschiefer vorliegen, lassen sich auf rhyolithische Protolithe zurückführen (SCHENKER 1986). Es finden sich alle Übergänge von Ignimbriten zu Serizitschiefern. Unter Einfluss von Deformation und Metamorphose verschwinden zuerst die primären pyroklastischen Gefüge. Ehemals eckige Glasfetzen rekristallisieren zu feinkörnigen Gemengen von Quarz, Albit und Serizit. Die duktile Deformation führt zu Plättung und Längung der Fiamme (geplättete Bimssteinbruchstücke). Sie werden in serizitische Lagen umgewandelt und können bei starker Deformation kaum mehr erahnt werden. Die klaren korrodierten Quarz-Einsprenglinge bleiben relativ lange erhalten, verlieren ihren bipyramidalen Habitus und rekristallisieren zu spindelförmigen Mosaikquarz-Aggregaten. Endprodukt der Umwandlung ignimbritischer Rhyolithe bilden helle Schiefer und Phyllite mit feiner Serizit-Quarz-Albit-Matrix, einzelnen Quarzkörnern und serizitisierten Pseudomorphosen nach Feldspat-Einsprenglingen. Die Mobilisierung von  $\text{SiO}_2$  führt zur Ausbildung von Quarzadern und -knauern.

### **Massige, ignimbritische Rhyolithe**

Die Rhyolithe sind porphyrisch, ihre Matrix besteht aus Quarz, Feldspat und Muskovit und zeigt eine pyroklastische Textur mit deformierten Glasscherben und Fiamme. In der Matrix stecken 2–20% Einsprenglinge (0,2–5 mm); über die Hälfte davon sind korrodierte bipyramidale Quarze. Die Kalifeldspat-Einsprenglinge haben die Form von Sanidin, sind aber vollständig rekristallisiert und lassen sich nicht mit primär-magmatischen Kalifeldspäten rezenter Rhyolithe vergleichen. Auch die Plagioklase sind stark umgewandelt und albitisiert. Idiomorphe Kalzit-Rhomboeder in Kalifeldspat deuten auf hydrothermale Umwandlungen. Myarolen und Umwandlungen in Fiamme weisen ebenfalls auf syn- bis postmagmatische hydrothermale Umwandlungen hin. Als opake Mineralkörner treten Pyrit, Ilmenit, Hämatit und Niob-Eisen-Titanoxide (Rutil?) auf. Die ignimbritischen Rhyolithe sind durch 0,5–80 m mächtige Tuffhorizonte unterbrochen. Säulenabsonderungen können am Rot Horn und am Oberen Furggeli im Windgällengebiet beobachtet werden (SCHENKER 1986).

Eine Zirkon-Altersbestimmung des ignimbritischen Rhyoliths ergab ein konkordantes U-Pb-Alter von  $299 \pm 2$  Ma, jene eines Zentralen Aare-Granits aus dem Reusstal ein konkordantes U-Pb-Alter von  $297 \pm 2$  Ma (SCHALTEGGER 1994). Dieses fast identische Alter spricht für die These von SCHENKER (1986), dass die Granite des Aar-Massivs in der Kruste erstarrte Magmenkammern der an die Oberfläche extrudierten Vulkanite (Windgällen, Trift) darstellen. Gemäss Geologischer Zeitskala der IUGS (GRADSTEIN et al. 2004) liegt die Altersgrenze zwischen Karbon und Perm bei 299 Ma. Die Rhyolithe der Windgällen sowie der Zentrale Aare-Granit haben demnach an dieser Altersgrenze auf dem bzw. im Altkristallin Platz genommen.

**γ'      Porphyrischer, subvulkanischer Mikrogranit**  
(«Windgällen-Porphyr»)

Die hellgrünen, teils rosafarbenen Mikrogranite sind massig, fein- bis mittelkörnig porphyrisch und erinnern lokal an Granophyre. Einsprenglinge von Feldspat (0,1–6 mm) und selten von Quarz (3–12 mm, korrodiert) sind von einer feinkörnigen holokristallinen Matrix umgeben. Die Plagioklase sind in reinen Albit (+ Kalzit + Serizit) umgewandelt worden; ebenso zeigen Kalifeldspäte Umwandlungen zu Serizit und Karbonat. Die Nebengemengteile Chlorit, Kalzit und Erze bilden oft Haufwerke und können als Pseudomorphosen nach Hornblende, Pyroxen oder Biotit interpretiert werden.

Die Mikrogranite zeigen Gefügeunterschiede und eine Paralleltexur, die auf magmatische Einregelung der Feldspäte zurückzuführen ist. Zwischen Gross und Chli Windgällen (Pkt. 2717 m) ist ein primärer Intrusivkontakt zu ignimbritischen Rhyolithen aufgeschlossen (SCHENKER 1986), der subparallel zum Ablagerungsgefüge der Pyroklastite verläuft. «Windgällen-Porphyr» bildet ferner ein leicht erkennbares Leitgestein für Ablagerungen des Reussgletschers.

In den Metatuffen des Schwarz Bergs (Koord. 699.58/183.88, 2310 m ü. M.) und in Erratikern unterhalb des Alpgnofer Firns (701.02/184.41, 2470 m ü. M.) treten linsenartige, bis zu 4 m lange Pyritvererzungen auf. In der Zone Löttschen-Fernigen sind Vererzungen an vulkanoklastische Gesteine gebunden. SCHENKER (1986) interpretiert sie als epithermal schichtgebunden.

## GANGGESTEINE

### **L      Lamprophyrgang**

Der von SIGRIST (1947) ausgeschiedene lamprophyrische Gang (bei Koord. 703.85/183.62) liegt als grüner, Amphibol führender Chloritschiefer vor. Es handelt sich um einen spessartitischen Lamprophyr am Kontakt des Leukogranits zum Altkristallin, das diskordant durchschlagen wird (OBERHÄNSLI 1986). Trotz starker Deformation finden sich noch Pseudomorphosen von Chlorit nach Biotit.

### **Q      Spätalpidische, hydrothermale Milchquarzgänge**

Im Bereich des liegenden Schenkels der Windgällen-Falte bilden bis zu 30 m mächtige, relativ homogene, massige und oft über grosse Distanzen verfolgbare Milchquarzgänge mit ihrer Verwitterungsresistenz eigentliche «Deckel» auf unterliegenden Gesteinen. Ein ca. 30 cm mächtiger Quarzgang bei Koord. 700.39/183.36, ca. 2110 m ü. M., ist über eine Länge von 110 m in den mesozoischen Sedimenten zu verfolgen. Randlich gehen die massiven Milchquarzgänge in ein Netzwerk von Quarzadern über. Der Gang bei der Windgällenhütte des AACZ (700.65/183.07, ca. 2020 m ü. M.) weist viele Hohlräume auf, in denen Quarzkris-

talle vom Dauphiné-Habitus, Chlorit und – neben Zinkblende, Pyrit und Kupferkies – Brookit und Anatas gefunden wurde.

## TRENNFLÄCHEN

Im Kristallinbereich zeichnen sich neben Schieferung vor allem geradlinige, meist steile Störungen, sigmoidale Störungen und Klüfte als Trennflächen aus.

### *Schieferung*

In Gneisen bildet die präalpine Schieferung das dominante Strukturelement; in migmatitisch verfäلتelten Gneisen ist auch die Schieferung verfäلتelt. Der Grad der alpinen metamorphen Überprägung ist im Nordteil des Aar-Massivs schwach, nimmt aber nach Süden in einer Zone südlich des Maderanertals deutlich zu.

### *Störungen*

Geradlinige steile Störungen haben die steilen Seitentälchen des Reusstals bedingt. Im Gescheli, südöstlich von Erstfeld, ist eine von Kakirit und auf der Südseite von schieferungsparallelen Klüften begleitete Störung aufgeschlossen; talauf und talab ist sie schuttbedeckt (Jäckli AG 1994 a).

Auffallend sind sigmoidale Störungen wie beispielsweise im Öfital. Sie verlaufen lokal parallel zur Schieferung, durchscheren dann sigmoidal ein geringmächtiges Gesteinspaket und schmiegen sich erneut Schieferungsflächen an; die Klüfte sind stellenweise offen, lokal von Kakirit gefüllt.

Abscherflächen reichen als südfallende Störungen relativ tief ins Kristallin hinein, so beim Girenbiel nördlich von Erstfeld, wo autochthone Trias-Sedimente im Liegenden von einer Überschiebung abgeschnitten werden (Jäckli AG 1994 a). Analog dürfte die Windgällen-Falte mit ihrer Sedimenthülle über die autochthone Unterlage vorgeschoben worden sein. In der Bohrung Erstfeld-Gross Wyti (bei Koord. ca. 692/183) dürften 2 cm Tonschiefer im Hangenden einer verschieferten, mylonitisierten Zone der Schichtfuge in der Rinächt-Malmwand entsprechen (Jäckli AG 1994 a).

### *Klüfte*

Klüfte sind im Fels als feine Risse allgegenwärtig; bei genauerem Hinsehen zeigen sich meist drei Scharen. Von denen liegt eine flach (subhorizontal); die beiden andern stehen steil (subvertikal) und sind mit  $\pm$ N-S und  $\pm$ E-W mehr oder weniger rechtwinklig zueinander orientiert. Die subhorizontale Schar steht senkrecht auf der Schieferung. Da viele Klüfte lokalen Dehnungsbrüchen folgen, konnte SCHEIDEGGER (1977, 1995, 2001) zeigen, dass ihr Streichen meist mit den Scherrichtungen des regionalen Spannungsfelds zusammenfällt.

## Autochthoner und parautochthoner Sedimentmantel

(von René Hantke)

Während der stratigraphische Kontakt zwischen kristallinem Untergrund und Sedimentbedeckung im so genannten «Autochthon» sichtbar ist, sind die eigentlichen helvetischen Decken von ihrem kristallinen Untergrund abgeschert und liegen als reine Sedimentabfolgen vor. «Autochthon» ist hierbei mit Vorsicht zu verwenden, da auch diese tektonische Einheit zu einem gewissen Anteil disloziert wurde (PFIFFNER 1985, ESCHER et al. 1988). Informationen über die Struktur und den Verlauf des Kontakts von Kristallin und Sedimentbedeckung im tieferen Untergrund bilden im Wesentlichen seismische Untersuchungen (z.B. PFIFFNER et al. 1990, PFIFFNER 1993). Weitere Information liefert der NFP 20-Atlas (PFIFFNER et al. 1997 b).

Unter dem Oberbegriff «Autochthoner und parautochthoner Sedimentmantel» werden die Sedimentabfolgen des Autochthons (sensu stricto) im Bereich der Erstfelder Aufwölbung und der Windgällen-Falte sowie des Parautochthons – der Hoch-Fulen-Decke – zusammengefasst. Diese Reihenfolge entspricht auch der paläogeographischen Position der drei Einheiten von Nord nach Süd (TRÜMPY 1969, PFIFFNER 1993). Das Alter der Sedimente reicht von der Trias bis ins Tertiär (Eozän). Sie dokumentieren die Ablagerungsverhältnisse des mesozoischen helvetischen Schelfs (z.B. TRÜMPY 1980, MOHR & FUNK 1995) sowie die frühe nordalpine Vorlandbecken-Entwicklung im Känozoikum (z.B. HERB 1988, KEMPF & PFIFFNER 2004). Nachfolgend werden die Sedimente des Autochthons und Parautochthons gemeinsam gemäss ihrer stratigraphischen Abfolge dargestellt. Direkter Bezug zur jeweiligen tektonischen Stellung wird nur genommen, wenn bei den Sedimentabfolgen eine unterschiedliche Entwicklung zu erkennen ist.

Die autochthone Sedimentbedeckung, das «Autochthon sensu stricto» der *Erstfelder Aufwölbung* (Erstfelder Kuppel, TRÜMPY 1969), liegt unmittelbar an den kristallinen Gesteinen des Grundgebirges (Aar-Massiv) auf, hauptsächlich am Nordrand des Kristallins im Reuss- und Maderanertal. Daneben umfasst sie das Gebiet der Bälmeten sowie das Hinter Schächental bis Wiss Stöckli, am Süden des Tals im zentralen Kartengebiet. Der Begriff des Autochthons soll hier im Sinne eines stratigraphischen Kontakts zwischen Kristallin und Sedimentauflage (überwiegend Trias und Jura) verstanden werden. Tektonische Verstellungen von Kristallin und Sedimentbedeckung (z.B. PFIFFNER 1993, Fig. 3, Profil C) werden dadurch nicht negiert.

Über der Erstfelder Aufwölbung folgt die *Windgällen-Falte* (Fig. 1). Die steil gestellte bis invers gelagerte mesozoisch-känozoische Sedimentfolge (Trias bis frühe Kreide, Eozän) umschliesst das Kristallin, das im Kern der Falte vor allem aus «Windgällen-Porphyr» besteht, im Bereich Chli und Gross Windgällen im Süden des Kartengebiets und reicht im Osten bis an den Hüfifirn heran.

Die *Hoch-Fulen-Decke* bildet den tektonisch höheren Teil des Parautochthons und liegt paläogeographisch südlich der Windgällen-Falte und des Autochthons (TRÜMPY 1969). Die Sedimentfolge der Hoch-Fulen-Decke, Malm bis frühe Kreide sowie Eozän, nimmt auf dem Kartenblatt das nördlich der Windgällen-Falte gelegene Gebiet ein. Es reicht im Kartengebiet vom Hoch Fulen im Westen bis an den Hüfifirn im Osten.

## Trias

Die Sedimentgesteine der Trias lagern zumeist direkt über einer Ausbleichungszone auf dem Kristallin des Aar-Massivs. Eine ausführliche Beschreibung der Ausbleichungszone findet sich im vorangegangenen Abschnitt Grundgebirge (s.S. 15f.). Die Trias gliedert sich in drei Einheiten, die basale Mels-Formation  $t_I$  (MENKVELD 1995, vormals Melser Sandstein), die Röti-Formation  $t_{II}$  (Röti-Dolomit) und die Quarten-Formation  $t_{III}$ . Die Gesteine der Trias sind hier nur geringmächtig (max. ca. 25–40 m) und liegen zudem meist unvollständig vor.

Ein klassischer Aufschluss der Trias befindet sich am Scheidnössli<sup>1)</sup> nördlich von Erstfeld auf der östlichen Reusstalseite (Koord. 692.20/188.35). An der Nordabdachung des Aar-Massivs ist dort der primäre diskordante Kontakt zwischen steil stehendem Kristallin und flach aufliegenden Sedimenten von LUSSER (1872, in OECHSLIN 1935) und ESCHER (1799, 1808) entdeckt, von STAUB (1911a, b), HEIM (1917, 1921), BRÜCKNER & NIGGLI (1954), BRÜCKNER & DE QUERVAIN (1967), BRÜCKNER & ZBINDEN (1987) und FURRER (2000) beschrieben, gezeichnet und kartographisch dargestellt worden (Fig. 2). Eine detaillierte sedimentologische Untersuchung der Trias erfolgte jüngst durch GISLER (2003) und GISLER et al. (2007). Der Aufschluss Scheidnössli dokumentiert die Trias-Transgression auf den Erstfeld-Gneis und wurde daher am 15. Januar 1973 durch Regierungsratsbeschluss des Kantons Uri als Schutzobjekt von nationaler Bedeutung (Nr. 1610) eingestuft (FURRER 2000).

Die Sedimentabfolge am Scheidnössli (Fig. 2) umfasst nach GISLER et al. (2007) einen basalen massigen Quarzsandstein terrestrischen Ursprungs und unbekanntes Alters (Perm oder Trias), der in arid-semiaridem Klima entstand. Der darüber folgende fein geschichtete Sandstein sowie die Wechselfolge aus Sand-, Tonstein und Dolomit sind flachmarin im Gezeitenbereich entstanden. Sie repräsentieren somit die erste marine Transgression auf den variszischen kristallinen Untergrund in der Zentralschweiz. Ihr Alter wird aufgrund palynologischer Befunde mit Aegean (frühestes Anisien, mittlere Trias) angegeben (GISLER et al.

---

<sup>1)</sup> Die klassische Lokalität «Haldenegg» (JENNY 1934) ist auf der geologischen Karte nicht mehr namentlich verzeichnet; sie liegt etwa 750 m südlich des Scheidnössli, bei Gierenbiel.

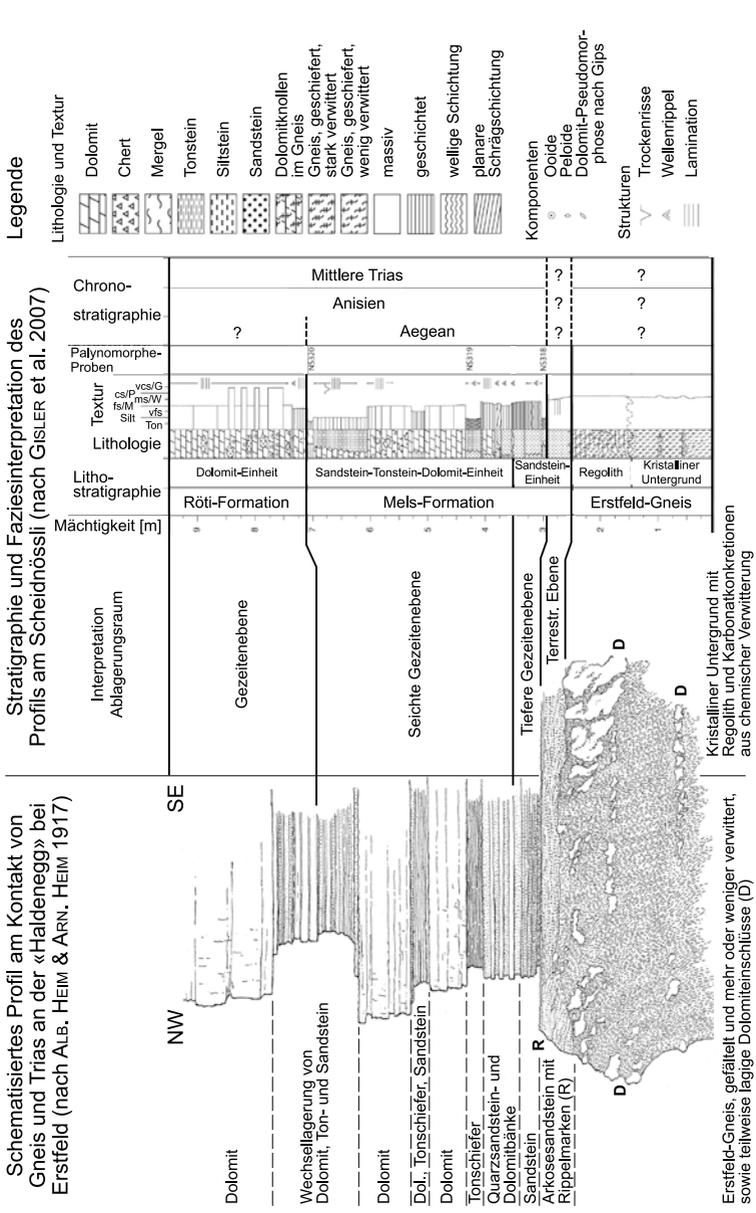


Fig. 2: Kontakt von Erstfeld-Gneis und überlagernden Triasgesteinen am Scheidnössli nördlich von Erstfeld (Koord. 692.20/188.35), nach HEIM & HEIM (1917). Sedimentologische Interpretation und Chronostratigraphie nach GISLER et al. (2007).

2007). Diese Transgression ist damit etwas älter als die Muschelkalk-Transgression im nördlich gelegenen Germanischen Becken, muss also von der Tethys ausgehend gegen Norden erfolgt sein (s. Diskussion in GISLER et al. 2007). Der damalige Ablagerungsraum befand sich demnach am Nordrand der Tethys. Die darüber liegende, mehrere Meter mächtige Dolomitabfolge der Röti-Formation wird ebenfalls der Ablagerung in einem flachmarinen Milieu zugeordnet.

Ein vollständiges Profil der Triasabfolge lässt sich nur im Autochthon des Aar-Massivs beobachten (z. B. bei Bockibach bei Ripshusen, Koord. 690.75/188.50). Im Parautochthon der Windgällen-Falte hingegen beschränken sich die Sedimente der Trias auf die basale Mels-Formation, die nur noch an zwei Stellen im Gebiet des Alpgnofer Stocks zu Tage tritt (702.92/184.52 und 703.60/184.50); in der Hoch-Fulen-Decke fehlt die Trias völlig.

#### **t<sub>I</sub> Mels-Formation<sup>2)</sup> [Melser Sandstein (Arkose- und Quarzsandstein)]**

Der Sandstein der Mels-Formation (nach MENKVELD 1995) besteht aus einer ca. 5 m mächtigen Wechselfolge von schräg- und rippelgeschichteten Sandstein-, Dolomit- und Tonschieferlagen. In den feinkörnigen Lagen ist ausserdem Linsen- und Flaserschichtung zu erkennen. Der Sandstein wird von Quarz dominiert und besitzt einen nach oben ansteigenden Gehalt an Dolomit- und Hornsteinfragmenten (GISLER et al. 2007). Als Ablagerungsraum wird für den basalen Sandstein eine terrestrische Ebene, für die klastisch-karbonatische Wechselfolge darüber eine flachmarine Gezeitebene angenommen. Palynologische Befunde weisen der Mels-Formation ein mitteltriassisches Alter zu (GISLER et al. 2007). Dies erfordert eine neue zeitliche Einstufung der Mels-Formation gegenüber der geologischen Karte, auf der noch von einem frühtriassischen Alter ausgegangen wird.

#### **t<sub>II</sub> Röti-Formation [Röti-Dolomit]**

Die Röti-Formation (mittlere Trias) ist etwa 10–25 m mächtig und besteht aus Dolomit mit gelegentlich auftretenden Hornsteinknollen. Das Gestein ist im Bruch dunkelgrau-grünlich, wittert aber charakteristisch gelblich-orange an. Der Dolomit zeigt basal Pseudomorphosen nach Gips und besteht im oberen Teil aus einer Wechsellagerung von oolithischen Grain- und Mudstones. Als Ablagerungsraum kommt eine supra- bis sublitorale Gezeitebene in Frage (GISLER et al. 2007).

#### **t<sub>III</sub> Quarten-Formation (sandig)**

In den Aufschlüssen der rechten Reusstalseite folgt über den Sedimenten der mittleren Trias direkt Dogger; Sedimente der späten Trias und des Lias fehlen.

---

<sup>2)</sup> Im Folgenden ist bei geänderten stratigraphischen Bezeichnungen immer zuerst die heute gültige Nomenklatur aufgeführt; danach folgt diejenige der Kartenlegende in eckigen Klammern.

Auf der linken Reusstalseite hingegen, im Bockitobel (bei Koord. 690.75/188.50 und 690.85/188.92), folgt über den Dolomiten der Röti-Formation noch späte Trias, bestehend aus ca. 10 m rötlichen und grünen, feinkörnigen, dünnbankigen Sandsteinen und sandigen Schiefen, die als Äquivalente der Quarten-Formation angesehen werden (VAN DER PLOEG 1912, S. 203 ff.).

## Jura

Der Jura ist in der autochthon-parautochthonen Sedimentabfolge auf Dogger und Malm beschränkt, Ablagerungen des Lias fehlen vollständig (Fig. 3). STAUB (1912) interpretierte dies als eine Schwelle des Grundgebirges mit aufgelagerten Vulkaniten. Im Dogger stellt sich zunächst erneut flachmarine Sedimentation ein. Mit Ablagerung des Blegi-Eisenooliths kommt es dann ab dem späten Bajocien zu einer generellen Vertiefung des Ablagerungsraums und zu kondensierter Sedimentation (KUGLER 1987). Im Malm (Oxfordien) vermutet KUGLER (1987) zunächst stark kondensierte Sedimentation im Gebiet der Windgällen, danach eine leichte Verflachung und verstärkte Karbonatsedimentation; flachmarine Verhältnisse werden jedoch nicht mehr erreicht.

Im Bereich der Windgällen-Falte zwischen Chalchegg, östlich der Windgällenhütte (bei Koord. 701.4/183.0), und Schwerzi (703.0/183.5) fehlen Dogger und Malm auf der geologischen Karte, so dass der «Windgällen-Porphyr» auf einer Strecke von ca. 1,8 km auf migmatitischem Gneis des Aar-Massivs aufgeschoben ist.

**a-i<sub>3</sub> Bommerstein-Formation inkl. Mols-Member [Molser und Bommerstein-Serie], Reischiben-Formation [Reischiben-Serie] und Blegi-Eisenoolith [Blegi-Oolith]**

Sedimentgesteine des Doggers sind im Gebiet des Kartenblattes verbreitet anzutreffen; sie gliedern sich in verschiedene Formationen. Die Bommerstein-Formation (Aalénien; DOLLFUSS 1965, MENKVELD 1995) umfasst das Mols-Member, die frühere Molser Serie, und die ehemalige Bommerstein-Serie, bestehend aus «Aalénien-Schiefer» und Eisensandstein. Die darüber folgende Reischiben-Serie wird heute als Reischiben-Formation (spätes Aalénien–Bajocien) geführt (DOLLFUSS 1965). Der Blegi-Eisenoolith entspricht dem früheren Blegi-Oolith (spätes Bajocien–mittleres Callovien; DOLLFUSS 1961).

### **Bommerstein-Formation inkl. Mols-Member**

Grösste Mächtigkeit im Autochthon erreicht der Dogger im Gebiet nordöstlich von Erstfeld am Scheidnössli. Die Bommerstein-Formation umfasst ca. 14 m schwarze Tonschiefer («Aalénien-Schiefer»; Mols-Member) mit sandigen Schlie-

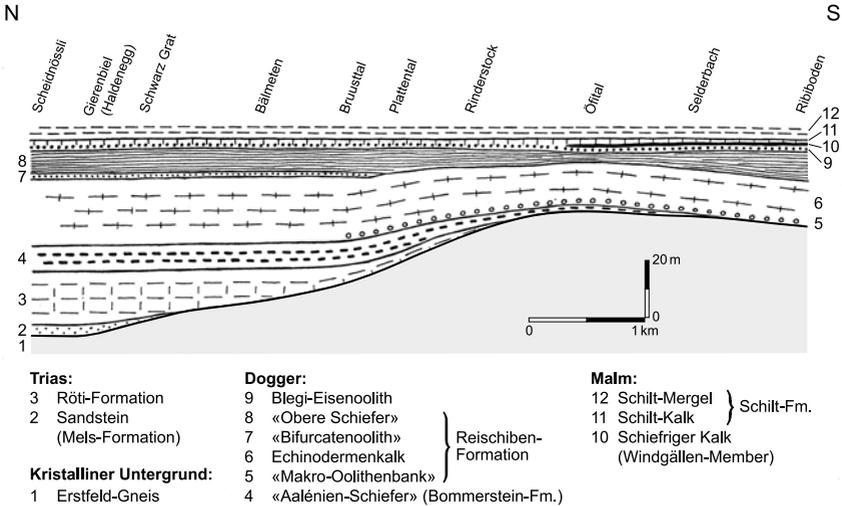


Fig. 3: Stark überhöhtes stratigraphisches Profil der autochthonen Trias-Jura-Abfolge (Mels- bis Schilt-Formation) im Reusstal zwischen Scheidnössli (Koord. 692.20/188.35) und Ribiboden (696.20/182.80), verändert nach JENNY (1934, Fig. 1).

ren und bis zu 10 cm langen Toneisensteinknollen. Lokal transgredierte darüber kalkiger Eisenoolith, gefolgt von kalkigem Eisensandstein (W. Brückner); beide werden ebenfalls zur Bommerstein-Formation gerechnet (DOLLFUSS 1965). Im hinteren Maderanertal nimmt die Bommerstein-Formation nach Süden stark an Mächtigkeit zu (W. Brückner).

### Reischiben-Formation

Am Scheidnössli folgt über der Bommerstein-Formation 30 m braungrauer, grobspätiger Kalk (unterer Echinodermenkalk der Reischiben-Serie) mit eingelagertem blaugrauem Kieselknollenkalk. Darüber folgt ein feinkörniger flaseriger Kalk ohne Kieselknollen (Bajocien; HEIM & HEIM 1917).

Oberhalb von Ländi, östlich von Silenen, wittert der untere Echinodermenkalk auffallend hell an; 30–50 cm über der Basis liefert er eine von Tonhäuten durchzogene, konkretionäre Kalkbank («Makro-Oolithenbank», STAUB 1911a, S. 114), mit bis zu 1 cm grossen, konzentrischschaligen Ooiden und Pisoiden sowie bis zu 10 cm langen Bivalven und Gastropoden (JENNY 1934). W. Brückner fand an der Basis aufgearbeitete Fragmente von Eisensandstein und unterem Eisenoolith.

Die Kieselknauerschicht aus dem mittleren Bereich der Reischiben-Formation gliedert sich in eine 4–7 m mächtige untere Abfolge mit massenhaft Knauern, gefolgt von einer weiteren, 4–5 m mächtigen Abfolge mit weniger häufigen Kieselknollen. Es handelt sich um einen fossilreichen Kalk mit Echinodermenfragmenten, Bivalven, Gastropoden und Korallen. Den Abschluss bildet ein feinspätiger Echinodermenkalk, der «Korallenkalk» (TOBLER 1898), mit Korallen und gelb-rot herauswitternden Seelilien-Stielgliedern.

In der Rinächt, südlich der Quellen der Stillen Reuss (2 km SSW Schattdorf) besteht der mittlere Dogger unten aus 4–5 m blättrigem, dunkelgrauem schieferigem Mergel, der nach 20 cm schlieriger Partie in 2,2 m braun anwitternden, dunkelgrauen, feinkörnigen Kalk mit Echinodermentrümmern und Terebrateln des Bathoniens übergeht. Dieser gliedert sich in 2 m «Bifurcatenoolith» und 5–10 m «Obere Schiefer».

### **Blegi-Eisenoolith**

In der Rinächt geht der Echinodermenkalk der Reischiben-Formation in deformierten Eisenoolith (Bathonien – Callovien) mit plattgedrückten Ooiden über. Seine Mächtigkeit beträgt hier nur 0,5–1 m, d.h. er ist gegenüber den 5 m am Scheidnössli, wo er voller Chamosit-Ooide ist, auf 10–20% reduziert. Die kalkige Grundmasse ist fleckig, rosa bis grünlich und enthält massenhaft Ammoniten, besonders Perisphincten, und Belemniten. Nach HEIM (1878) wurden im Schutt unterhalb des Aufschlusses am Scheidnössli *Ammonites funatus* (= *Perisphinctes funatus*) und *Ammonites macrocephalites* (= *Macrocephalites macrocephalus*) gefunden. Vom schwarzen Erzberg, dem südlichen Ausläufer des Schwarz Stöckli (Koord. ca. 699/183), hat schon KAPPELER (1767) eine Perisphinctacee abgebildet. Nach KUGLER (1987) bildete sich der Blegi-Eisenoolith auf pelagischen Schwellenzonen als strömungsbedingtes Kondensations sediment, wie dies auch die pelagische Fauna zeigt; er schliesst daher festländische Erosion aus.

### **i<sub>4-5</sub> Schilt-Formation [Schilt-Schichten]**

Die Schilt-Schichten wurden in jüngerer Zeit von KUGLER (1987) bearbeitet und neu als Schilt-Formation (Malm: Oxfordien) im östlichen Helvetikum definiert. Die Schilt-Formation umfasst im Gebiet des Autochthon-Parautochthons das basale, nur regional verbreitete Windgällen-Member, gefolgt von Schilt-Kalk und Schilt-Mergel; den obersten Abschnitt bildet das Mürtchen-Member. Die Schilt-Formation setzt mit meist scharfer Basis über dem Blegi-Eisenoolith ein – im Gelände ist dieser Übergang durch einen Farbwechsel von beige zu grau deutlich erkennbar – und endet mit dem Einsetzen der rein gebankten Quinten-Formation (Quintner Kalk). KUGLER (1987) führt die deutliche zeitliche Lücke zwischen Blegi-Eisenoolith und Schilt-Formation nicht auf Erosion, sondern auf stark kondensierte pelagische Sedimentation zurück.

Über dem Eisenoolith beginnt der Malm mit scharfer Grenze. Vom Öfital gegen Süden stellt sich bis zum Ribiboden erst ein dunkelgrauer, rostig anwitternder, glimmerreicher schiefriger Kalk von 50 cm Mächtigkeit ein, der dem nur regional verbreiteten Windgällen-Member (KUGLER 1987) entspricht. Aus ihm hat STUTZ (1879) eine von TOBLER (1898, S. 66) als Oxfordien erkannte Fauna gesammelt. Dieser schiefrige Kalk ist meist stark zerdrückt und oft nur 10–20 cm mächtig. Oberhalb des Scheidnössli ist die Schilt-Formation gemäss W. Brückner typisch ausgebildet: zunächst 1 m Mergelschiefer mit fleckigen Kalklagen (Schilt-Mergel), dann 1–2 m graue (Schilt-)Kalke, die in kompakten Kalk der Quinten-Formation (s. u.) übergehen. Die Schilt-Formation erreicht im Gebiet der Windgällen eine Mächtigkeit von ca. 20 m (KUGLER 1987). Im Speckital, oberhalb von Erstfeld, folgen über dem Schilt-Kalk (Koord. 694.3/186.3) gegen 50 m Schilt-Mergel, dessen grosse Mächtigkeit sehr wahrscheinlich tektonisch bedingt ist. Während die unteren Schichten gelb anwittern und auf Schichtfugen Belemniten führen, leiten sie nach oben in schiefrige Kalke der Quinten-Formation über.

#### **i<sub>6-8</sub> Quinten-Formation [Quintner Kalk]**

Die auf die Schilt-Formation folgende Quinten-Formation wurde von MOHR & FUNK (1995) neu bearbeitet und informell, d.h. ohne Typusprofil definiert. Die Quinten-Formation besteht aus kompaktem Quintner Kalk, der im Bereich des Atlasblatts durchweg dreigeteilt als «Unterer», «Mittlerer» und «Oberer» Quintner Kalk auftritt, sowie Tros-Kalk («Korallenkalk»); Mittlerer Quintner Kalk und Tros-Kalk werden als «Mergelband»- bzw. Tros-Kalk-Member ausgewiesen.

Stratigraphisch umfasst die Quinten-Formation Malm bis früheste Kreide (spätes Oxfordien – frühes Berriasien). Die Kalke der Quinten-Formation bauen unter anderem die hell anwitternden Felswände der Bälmeten auf (Bälmeten-Schuppe des Autochthons), ebenso bilden sie die steilen Felspartien von Windgällen und Ruchen (Parautochthon). Diese Kalke repräsentieren Ablagerungen eines flachen Schelfs am nördlichen Kontinentalrand der Tethys (MOHR & FUNK 1995). Die im frischen Bruch dunkle Farbe und der Geruch nach Bitumen deuten auf Ablagerung an einem sauerstoffarmen Meeresboden. Eine generelle Verflachung des Ablagerungsraums mit der Zeit repräsentiert der Korallen führende Kalk des Tros-Kalk-Members im obersten Bereich der Quinten-Formation, der als Sediment einer detritusfreien flachen Karbonatplattform gedeutet wird (MOHR & FUNK 1995). Im Autochthon schätzt JENNY (1934) die Gesamtmächtigkeit der Quinten-Formation auf ca. 450–500 m.

#### **i<sub>6-7</sub> Unterer Quintner Kalk**

Der untere Teil der Quinten-Formation besteht basal aus schiefrigem Kalk. Darüber folgt schwarz- bis dunkelgrauer, hell anwitternder, dichter gebankter

Kalk. In der Rinächflue ist die Mächtigkeit der verfalteten Kalke nicht exakt zu ermitteln; sie dürfte sich um 300 m bewegen. Weiter südlich sowie am Schwarz Grat sind sie auch stark zerschert. Im Brunnital und in der Hoch-Fulen-Decke erwähnt BRÜCKNER (1937b) Mächtigkeiten von 200–250 m bzw. 50–100 m.

**i<sub>7</sub> Mittlerer Quintner Kalk** («Mergelband»-Member)

Der feinkörnige Kalk des mittleren Teils der Quinten-Formation («Mergelband»-Member) ist dünnbankig-plattig und daher intensiver verfaltete. Seine Mächtigkeit bewegt sich um 30 m.

**i<sub>7-8</sub> Oberer Quintner Kalk und Tros-Kalk** (Tros-Kalk-Member)

Der obere Teil der Quinten-Formation ist auch im frischen Bruch hellgrau und wittert weisslich an. Nach oben wird er zunehmend dickbankiger und massig. Seine Mächtigkeit beträgt im Autochthon des Brunnitals max. 50 m und in der Hoch-Fulen-Decke (Ostwand des Blinzi) ca. 140–150 m (BRÜCKNER 1937b). Den von STAUB (1911a) im Autochthon erwähnten «Korallenkalk» (Tros-Kalk-Member) konnte JENNY (1934) nicht antreffen.

## Kreide

Im Gebiet des Kartenblattes lassen sich im Autochthon-Parautochthon lediglich Sedimente der frühen Kreide finden. Während früheste Kreide (Berriasien) relativ weit verbreitet ist, sind jüngere Sedimente der Kreide (Valanginien-Hauterivien) meist auf kleine reliktsche Vorkommen beschränkt.

**c<sub>1</sub> Zementstein-Formation** [Zementsteinschichten] **und**  
**Öhrli-Formation** [Öhrli-Schichten]

Die «Zementsteinschichten» wurden von MOHR (1992) als informelle Zementstein-Formation definiert, die «Öhrli-Schichten» werden als Öhrli-Formation geführt (BURGER & STRASSER 1981); sie liegt hier, im ursprünglich nördlichen Teil der helvetischen Zone, in vorwiegend kalkiger Fazies («Öhrli-Kalk») vor. Beide Formationen gehören der frühen Kreide (Berriasien) an.

Ablagerungen der frühesten Kreide (Öhrli-Formation) sind nicht immer leicht vom Malm abtrennbar. Daher wurde die gesamte, gegen 500 m mächtige und hellgrau anwitternde, muschelig blauschwarz brechende Abfolge aus Quintner Kalk und Öhrli-Kalk früher auch als «Hochgebirgskalk» (STAUB 1911a) bezeichnet. Im Autochthon des Brunnitals fehlen Zementstein- und Öhrli-Formation tektonisch bedingt (BRÜCKNER 1937b, S. 85).

### **Zementstein-Formation**

Im Autochthon, im Bereich der Bälmeten-Schuppe und in der Hoch-Fulen-Decke folgt mit scharfem Kontakt über hellem Quintner Kalk ca. 20–25 m hellgrau anwitternder, gut gebankter Kalk, welcher oft reichlich Pyrit enthält (BRÜCKNER 1937b). Der untere, etwa 8 m mächtige Teil, mit einer onkolithischen Bank nah der Basis, ist dünnbankig, der obere, ca. 15 m mächtige Teil besteht aus dicker gebanktem Kalk. In der Chli-Ruchen-Kette und am Nordfuss der Windgällen-Kette wittern die Kalke der Zementstein-Formation bräunlich-grau an.

### **Öhrli-Formation**

Über der Zementstein-Formation folgt mit scharfer Grenze eine 1 m mächtige, bräunlich-grau anwitternde, innen bläulich-graue, schiefrige Mergellage. Sie wird von hellgrau bis weisslich anwitternden, im frischen Zustand dunkelgrauen und zumeist marmorisierten, gebankten Kalken überlagert, welche im Lauwital (Koord. 693.2/189.3) 70 m Mächtigkeit erreichen (BRÜCKNER 1937b).

### HOCH-FULEN-DECKE

In der Hoch-Fulen-Decke erreicht die Öhrli-Formation am Blinzi maximal 20 m, in der Sittliser-Ostwand hingegen bis zu 70 m Mächtigkeit. Auch am Chli Ruchen, wo die Hoch-Fulen-Decke stirnartig umbiegt, stellt sich über dem Malm vorwiegend heller, marmorisierter Kalk der Öhrli-Formation ein, die zwischen Hoch Fulen und Rinderstock 70–80 m mächtig ist.

Die im Folgenden beschriebenen Kreideeinheiten (jünger als Öhrli-Formation) sind auf das Parautochthon der Hoch-Fulen-Decke beschränkt.

### **c<sub>2-3</sub> Vitznau-Mergel, Betlis-Kalk und Helvetischer Kieselkalk**

An der Plattistäge zwischen Burg und Hoch Fulen (Koord. 697.2/188.5) erwähnen STAUB (1911a) und JENNY (1934) ein lokales kleines, ca. 15 m mächtiges Vorkommen von Kreidesedimenten, die JENNY (1934) – mangels Fossilien stützt sich die Zuweisung auf lithologische Merkmale – ins Valanginien-Hauterivien stellt (Fig. 4). Es handelt sich hierbei um mergeligen Kalk mit aufgearbeiteten Öhrlikalk-Brocken (*Vitznau-Mergel*, lokal bis zu 5 m mächtig) und Echinodermenkalk mit grösseren Schalenresten (*Betlis-Kalk*, sehr lokal, ca. 5 m) des Valanginiens sowie um 5 m Kieselkalk und Echinodermenbrekzie (*Helvetischer Kieselkalk*) des Hauteriviens. Weitere Vorkommen von Betlis-Kalk hat BRÜCKNER (1937b, S. 163) auch am Westfuss der Sattelhörner (701.80/186.32 und 702.03/186.30) festgestellt.

Gegen Ende der Jurazeit (Tros-Kalk-Member, Zementstein-Formation) wurde das Meer wieder seichter. Da im Bereich des heutigen Aar-Massivs nur noch sehr kleinräumige Vorkommen von Sedimenten der frühen Kreide existieren, ist

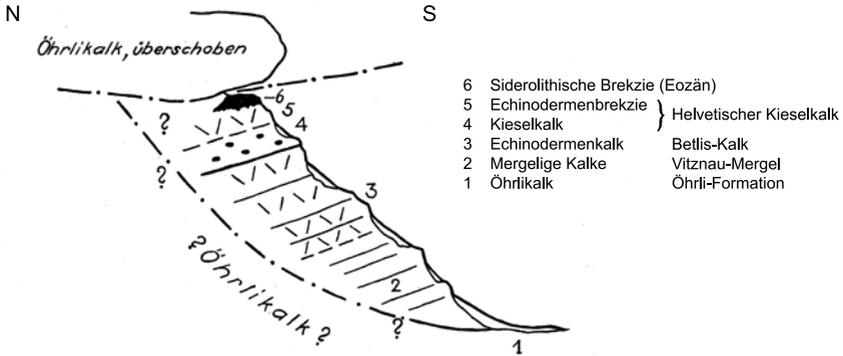


Fig. 4: Profil des Kreidevorkommens oberhalb der Plattistäge (leicht verändert nach JENNY 1934), Massstab ~1:250.

der ehemalige Ablagerungsraum bis zur erneuten Sedimentation im frühen Tertiär möglicherweise bereits in der frühen Kreide trocken gefallen. Es stellt sich dann allerdings die Frage, wo der zu erwartende detritische Eintrag geblieben ist. Alternativ könnte das Fehlen der Kreide, die hier ohnehin sehr geringmächtig ausgebildet ist, auch auf später erfolgte Erosion abgelagerter jüngerer Kreideschichten im Zusammenhang mit der Entwicklung des nordalpinen Vorlandbeckens zurückzuführen sein.

Im tieferen Nordabfall der Erstfelder Aufwölbung scheint die Abfolge beiderseits des Reusstals schon im unteren Teil der Quinten-Formation aufzuhören, wobei noch offen steht, ob aus tektonischen oder erosiven Gründen. Nach W. Brückner sind die Schichten der Zementstein- und Öhrl-Formation in der Erstfelder Aufwölbung, in der Windgällen-Falte und in der Hochfulen-Decke dagegen noch weit nach Norden erhalten.

## Tertiär (Eozän)

Auf die geringmächtigen Serien der frühen Kreide folgen zunächst festländische Verwitterungssedimente des frühen Tertiärs (Eozän). Die anschliessenden marinen Bildungen sind vor allem durch eozäne, Nummuliten führende Sedimente belegt. Das helvetische Eozän spiegelt eine generell transgressive Sedimentabfolge wider, die schrittweise im Laufe der Zeit nach Nordwesten auf den mesozoischen Sedimentsockel übergreift (HERB 1988, KEMPF & PFIFFNER 2004). Im langen Zeitraum zwischen den letzten marinen Sedimenten der frühen Kreide und den darüber liegenden tertiären Bildungen zeichnet sich eine Phase der relativen tektonischen Ruhe ab, die TRÜMPY (1973) als «paläozäne Restauration» bezeichnete, welche «eo-» und «meso-alpine» Deformationen trennte. TRÜMPY

(1973) erkannte in den Sedimentabfolgen eine gegen Norden zunehmende stratigraphische Lücke. Diese Lücke wird von ALLEN et al. (1991), CRAMPTON & ALLEN (1995) und LIHOU & ALLEN (1996) geodynamisch interpretiert, als von Norden gegen Süden voranschreitende Erosion des gehobenen helvetischen Schelfs infolge tektonischer Auflast der alpinen (penninischen) Decken auf die europäische Kruste («forebulge erosion»).

Das autochthon-parautochthone Tertiär umfasst im Gebiet des Kartenblattes neben Verwitterungsbildungen des Siderolithikums auch Kalke und klastische Gesteine der Klimeshorn- und Wildstrubel-Formation. Letztere umfassen die auf der geologischen Karte dargestellten Schichten mit den heute nicht mehr zu verwendenden Bezeichnungen «Unterer Quarzsandstein», «Nummulitenkalk» und «Pectinidenschiefer».

### e<sub>s</sub>      **Relikte von Siderolithikum**

Festländische Sedimente, die dem teils stark verkarsteten mesozoischen Untergrund aufliegen, charakterisieren den Beginn der tertiären Sedimentation (Siderolithikum). W. Brückner fand solche auf Widerflüe oberhalb von Brunni (Koord. 700.30/187.18). Das Alter der Sedimente des Siderolithikums wird mit Eozän angegeben. Gemäss HERB (1988) ist das Siderolithikum auf Gebiete beschränkt, in denen während des späten Eozäns (Priabonien) eine Transgression erfolgte; die Sedimente sollten folglich präpriabonen Alters sein (Mitteleozän und älter). Auch für HERB (1988) stehen Hebung und Bildung des Reliefs in kompensatorischem Zusammenhang mit der Auflast der von Süden herannahenden alpinen Decken.

An der Westseite des Bälmetengipfels (Koord. 694.0/187.2) ist STAUB (1911 a) im Legföhrengebüsch auf 1830 m zwischen Schubpaketen von autochthonem Malm eine gelblich anwitternde Kruste eines brekziösen Gesteins aufgefallen. Es besteht aus eckigen Malmstücken in einer Sandstein-Grundmasse und einem eisenschüssigen, bunt anlaufenden, schwarzen «siderolithischen» Sandstein. Ein ähnlicher eisenschüssiger Sandstein bei Tafleten, südlich von Attinghausen, bildet eine Kruste (690.1/189.2). Am Aufstieg zum Schwarz Grat liegt oberhalb von Schilt auf 1560 m ein Vorkommen von schmutzig-graugrünem siderolithischem Sandstein mit schwarzen, plattgedrückten Pisoiden. Unter dem Schwarz Gratgipfel fand JENNY (1934) eisenreichen, grünen, dunkelrot gefleckten Sandstein, der als dünne Kruste (Kondensationshorizont) den Malmkalk überzieht und im Schlift zwischen den Quarzen eine grünliche Grundmasse zeigt. Im Brunnital (701.6/188.5) fand W. Brückner an nicht von Tertiär überlagerten Malm-Oberflächen wiederholt Brekzien mit rostigem Bindemittel, die er als siderolithische Bildungen deutete.

### HOCH-FULEN-DECKE

In der Hoch-Fulen-Decke finden sich in der Chli-Ruchen-Kette siderolithische Gesteine als limonitische Krusten auf spätigem, organogenem Kalk. Ebenso treten tonig-sandige Brekzien mit flachgedrückten, erbsengrossen Konkretionen auf. Daneben findet man Tonschiefer und eisenreichen «siderolithischen» Sandstein, zuweilen oberflächlich angegriffenen Öhrli-Kalk mit rostiger Kruste oder

mit kugeligen, braunrot angewitterten Aggregaten von Pyrit. Konzentrischschalige Bohnerzkörner konnte JENNY (1934) nirgends beobachten.

**e<sub>4-6</sub> Klimsenhorn-Formation** [«Unterer Quarzsandstein», Nummulitenkalke] **und Wildstrubel-Formation** [«Pectinidenschiefer»]

Gemäss HERB (1988) und MENKVELD-GFELLER (1997) bildet der «Untere Quarzsandstein» ein informelles Schichtglied des Fräkmünt-Members der mittelozeänen Klimsenhorn-Formation (spätes Lutétien – Bartonien); sie umfasst auch die jüngeren, zumeist sandreichen Nummulitenkalke. Als informelles «Hohgant-Schiefer»-Member werden die «Pectinidenschiefer» zur Wildstrubel-Formation gerechnet (Bartonien-? Priabonien; MENKVELD-GFELLER 1994); sie sind eigentlich eine Faziesbezeichnung für feinsandige, etwas kalkige, oft stark bioturbirte Mergel mit Mollusken- und kleinen Nummulitenfaunen (LEUPOLD 1966). Der «Untere Quarzsandstein» stellt eine transgressive, küstennahe Bildung dar (HERB 1988); als mögliches Herkunftsgebiet des Quarzsands vermutet MENKVELD-GFELLER (1997) das im Nordwesten gelegene Kristallin von Schwarzwald und Vogesen. Die Nummulitenkalke wurden in einem äusseren Schelfbereich gebildet, während die «Pectinidenschiefer» bereits zu den hemipelagischen Globigerinenmergeln (Stadmergel) überleiten (HERB 1988, MENKVELD-GFELLER 1997). Im Gebiet westlich und südwestlich des Seewli ist die autochthone Abfolge schon zur Priabonien-Zeit lokal bis auf den Unteren Quintner Kalk abgetragen worden (Koord. 697.0/185.1). Schön aufgeschlossen ist die Abfolge am Bälmetter Grat, westlich des Hoch Fulen (Fig. 5; vgl. Taf. II, Profil 3).

Im Autochthon erkannte JENNY (1934) in Felsköpfen am Schwarz Grat, im Scheidwald nördlich Schilt (u. a. Koord. 693.500/189.025), «eocaene Quarzsandsteine, konglomeratische Einlagerungen von 0,5–1,5 cm grossen, bald gut gerollten, bald nur kantengerundeten Quarzgeröllchen und noch eckige Kalkstücke in verfestigtem, kalkigem Zement». Während der Kalk aus dem Liegenden (Öhrli-Formation) stammt, ist die Herkunft des Quarzes rätselhaft. Etwas weiter östlich, bei Stafel, beschreibt JENNY (1934) folgendes Profil: basal ca. 10 m gelblich anwitternder, kalkig gebundener Sandstein («Unterer Quarzsandstein», Fräkmünt-Member, Klimsenhorn-Fm.), der direkt und teilweise erosiv auf Malm lagert. Darüber folgt 5–7 m (lokal bis 20 m) gelblich anwitternder, späterer Nummulitenkalk, welcher nach oben in sandigen Schiefer übergehen kann. Im angewitterten Zustand sind Querschnitte zahlreicher Nummuliten zu erkennen. Der Übergang von Sandstein zu Nummulitenkalk («Complanata-Kalk», Fräkmünt-Member) ist bisweilen fließend. Darüber folgt mit scharfer Grenze gegen 30–40 m grau-schwarzer, glimmerreicher, feinsandiger «Pectinidenschiefer» («Hohgant-Schiefer»-Member), der hier jedoch, im Gegensatz zur Hoch-Fulen-Decke, keine Pecten aufweist (JENNY 1934, S. 127 ff.).

#### WINDGÄLLEN-FALTE

Rings um die Windgällen-Falte sind sandige Nummulitenkalke und sandige «Pectinidenschiefer» des Bartonien aufgeschlossen. Gemäss W. Brückner enden sie auf der Südseite der Falte bereits vor dem Widderegg (Koord. 698.95/182.60)

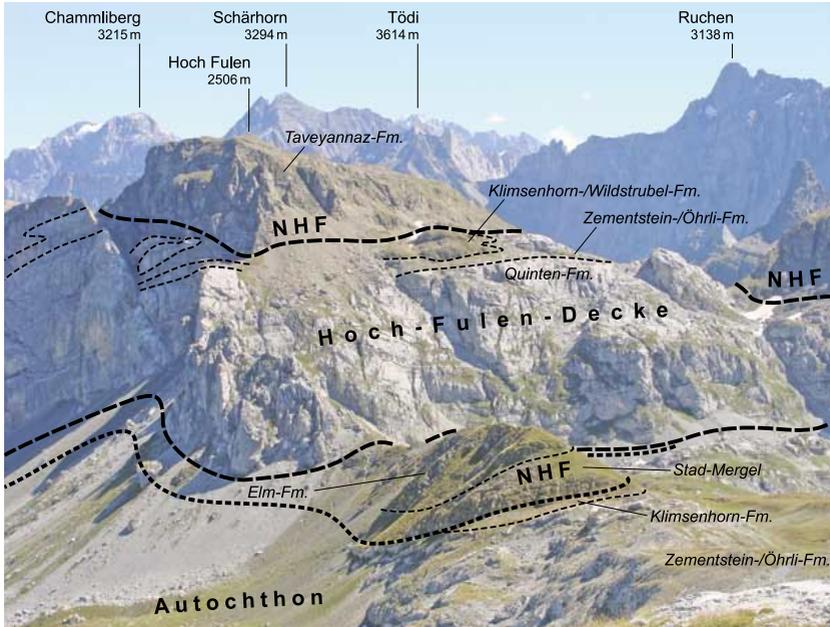


Fig. 5: Am Bälmetter Grat zwischen Bälmeten und Hoch Fulen liegt gut aufgeschlossener sandiger Nummulitenkalk der Klimsenhorn-Formation leicht erosiv auf autochthonem Öhrli-Kalk. Darüber folgen ca. 20–30 m Stad-Mergel und Elm-Fm. (schwarzer Tonschiefer, grünlich-grauer quarzitischer Sandstein) des nordhelvetischen Flyschs. Den Mittelgrund bildet die parautochthone Hoch-Fulen-Decke (hell anwitternden Kalkwand: Quinten- bis Öhrli-Fm. sowie Klimsenhorn- und Wildstrubel-Fm.); darüber folgt nordhelvetischer Flysch (Taveyannaz-Fm.). Im Hintergrund: Chammliberg (Kammlistock-Decke), Schärhorn (Griessstock-Decke), Tödi (Parautochthon) und Ruchen (Hoch-Fulen-Decke). Foto: O. Kempf 2008.

und setzen im hintersten Maderanertal, im Bockfad, über Quintner Kalk und Resten von Zementsteinschichten und Öhrli-Schichten des Normalschenkels (703.65/184.00) linsenförmig wieder ein, bis sie südlich des Chärstelenbachs endgültig verschwinden.

Blöcke einer Brekzie von marmorisierten Kalken in graubraunem, sandigem Zement liegen im Schutt unter der NNW-Wand der Gross Windgällen; sie dürften aus der Windgällen-Falte von der Basis des Eozäns stammen. Am Fuss der Chli Windgällen (Koord. 696.00/184.25) folgen transgressiv späteozäne Sedimente (Kleintal-Konglomerat, s.a. S. 39f.) über parautochthonem Malm, der hier bis in den älteren Unteren Quintner Kalk schief abgeschnitten ist (W. Brückner).

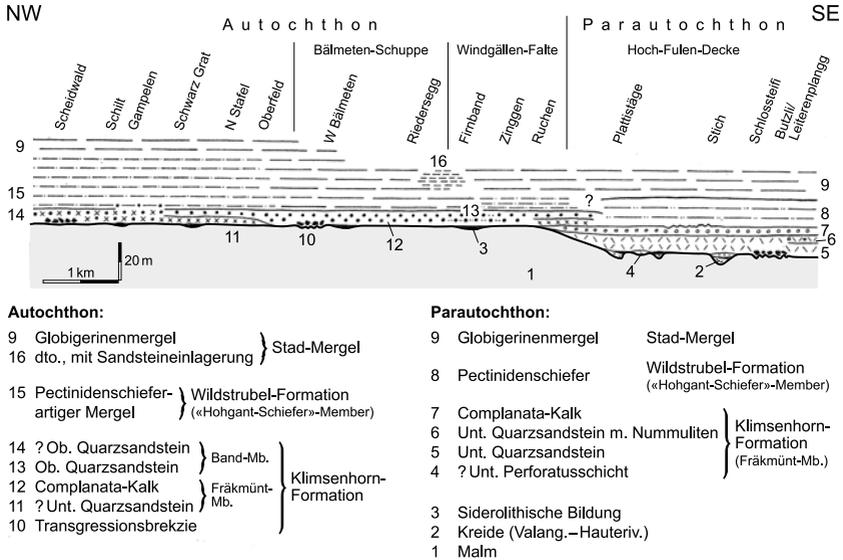


Fig. 6: Stratigraphisches Profil durch das Eozän des Autochthons und Parautochthons (JENNY 1934, S. 126, Fig. 3). Angepasst an die aktuell gültige Nomenklatur gemäss U. Menkveld-Gfeller (pers. Mitt. 2010).

### HOCH-FULEN-DECKE

Den «Unteren Quarzsandstein» (Fräkmünt-Member der Klimsenhorn-Formation) trifft man in der Hoch-Fulen-Decke verbreitet an, beispielsweise am Grat zwischen Chli Ruchen und Chli Schärhorn, oder im Südwesten des Blinzi. Die Nummulitenschichten (Complanata-Schichten) sind vom Westfuss des Hoch Fulen gegen Süden weniger mächtig und älter (Fig. 6). Am Rinderstock keilen die frühkretazischen Sedimente der Zementstein- und Öhrli-Formation südwärts aus. Südlich von «Uf den Bielen», beim Seewli, endet auch das Tros-Kalk-Member der Quinten-Formation, so dass die Decke an ihrer Muldenspitze am Riedersegg nur noch aus dem «Mergelband»-Member besteht. Der untere Teil der Quinten-Formation ist in der Hoch-Fulen-Decke nicht aufgeschlossen.

Die Oberfläche des «Hochgebirgskalks» und der Unterkreide-Relikte in der Hoch-Fulen-Decke stellen ein Erosionsrelief dar, auf dem sich hin und wieder siderolithische Bildungen zeigen. Darüber folgen südwestlich des Chli Ruchen (Koord. 703.45/186.25), zwischen Hoch Fulen und Burg (697.20/188.75–698.25/188.45) sowie zwischen Trittli (699.60/186.90) und Blinzi (698.70/188.70) transgres-

siv Schichten der Klimeshorn- («Unterer Quarzsandstein» und Nummulitenkalk) und Wildstrubel-Formation.

Auf der Westseite des Brunnittals fand BRÜCKNER (1937b, S. 138) folgendes Profil (von unten nach oben):

1. «Unterer Quarzsandstein» (Fräkmünt-Member der Klimeshorn-Formation), 7–8 m, feins bis grobkörnig, mit kleinen Nummuliten, Orthophragminen und Bivalven, erosiv in die liegende Öhrli-Formation eingeschnitten.
2. Nummulitenkalke (Complanata-Kalk nach BRÜCKNER 1937b; Fräkmünt-Member der Klimeshorn-Formation), 6–7 m, mit kleinen Nummuliten und Orthophragminen, an der Basis und zuoberst reich an groben Quarzkörnern.
3. «Pectinidenschiefer» («Hohgant-Schiefer»-Member der Wildstrubel-Formation), im Mittel um 20 m mächtige, sand- und glimmerreiche, vorwiegend mergelig-tonige, bläulich-graue Gesteine mit kleinen Nummuliten, Orthophragminen und Bivalven.

Eine ganz ähnliche Abfolge beschreibt BRÜCKNER (1937b, S. 139) von der Chli Ruchen-Kette: 6–7 m «Unterer Quarzsandstein», darüber 6 m Nummulitenkalk mit grossen Nummuliten und Orthophragminen, 5–7 m feinkörniger Quarzsandstein sowie mindestens 10 m sandige «Pectinidenschiefer» mit kleinen Nummuliten, Orthophragminen und Bivalven.

Eine Linse aus Gesteinen der Klimeshorn-Formation (Lutétien), die faziell denen der Hoch-Fulen-Decke gleicht, tritt am Riedersegg (Koord. 696.6/184.5) mit dem «Mergelband»-Member auf. Dabei muss es sich um einen zurückgebliebenen Teil des Verkehrtchenkels der Hoch-Fulen-Decke handeln; weitere Reste des Verkehrtchenkels treten erst nördlich von Hoch Fulen und Burg auf.

Während die untersten, dem Malm und der Kreide auflagernden Schichten des Fräkmünt-Members («Unterer Quarzsandstein» und Nummulitenkalk) im Verband verblieben, sind die jüngeren, meist schiefrigen Sedimente des «Hohgant-Schiefer»-Members («Pectinidenschiefer») bei der Deckenbildung teilweise mit dem Hangenden abgeschert und ins Vorland transportiert worden.

Die von SSE nach NNW fortschreitende Eozän-Transgression erreichte bereits im Lutétien das Gebiet der späteren Hoch-Fulen-Decke (BOUSSAC 1912), das ursprünglich im Nordwesten gelegene Autochthon etwas später, aber noch während des Lutétiens (pers. Mitt. U. Menkveld-Gfeller, 2010).

## INFRAHELVETISCHE ELEMENTE

Unter dem Begriff «Infrahelvetikum» werden alle tektonischen Einheiten subsummiert, die *unter* der helvetischen (Glarner) Hauptüberschiebung liegen – unabhängig ihrer ursprünglichen paläogeographischen Position (MILNES & PFIFFNER 1977). Hierunter fallen im Gebiet des Atlasblattes – vom Liegenden ins Hangende – nordhelvetisches Tertiär (nordhelvetischer Flysch), «eingewickelte» Elemente südhelvetischer Herkunft sowie die subhelvetischen Einheiten mit der Griesstock-Decke, der Schuppenzone des Klausenpasses und der Kammlistock-Decke.

## NORDHELVETISCHES TERTIÄR

(«Nordhelvetischer Flysch», Eozän - Oligozän)

Das nordhelvetische Tertiär – hier durch die Abfolge des nordhelvetischen Flyschs dokumentiert – ist im zentralen Bereich des Atlasblattes sehr weit verbreitet und liegt zwischen den autochthon-parautochthonen Einheiten im Süden und den helvetischen Decken im Nordosten. Das nordhelvetische Tertiär ist stark deformiert und häufig unvollständig erhalten. Gelegentlich sind geringmächtige Schuppen des autochthon-parautochthonen Sedimentmantels des Aar-Massivs eingelagert (s. geologisch-tektonische Übersicht 1: 200 000).

Mit der Taveyannaz-Formation etabliert sich die nordalpine Vortiefe als schmaler Flyschtrog im helvetischen Ablagerungsraum (HERB 1988). Für paläogeographische und tektonische Rekonstruktionen des nordhelvetischen Flyschs sei auf SIEGENTHALER (1974), PFIFFNER (1986, 1993) und HERB (1988) verwiesen. Eine detaillierte sedimentologische Studie dieser turbiditischen Abfolgen in der Ostschweiz erfolgte durch SINCLAIR (1992).

### Basale Konglomerate

Über der Hoch-Fulen-Decke liegen überwiegend abgescherte Sandsteine der Taveyannaz-Formation in grosser Mächtigkeit vor, die mancherorts über einer Rutschfläche mit basalen Brekzien und Konglomeraten beginnen: in der Ruch Chälen westlich des Chli Ruchen (Koord. 698.40/187.35), südlich des Sittliser (698.10/187.45), östlich bzw. nordöstlich des Hoch Fulen (697.30/187.65 und 697.60/188.20) und südlich von Platti (697.95/188.45). Die Brekzien und Konglomerate bestehen aus Komponenten aus der Unterlage, die meist tektonisch ausgewalzt sind (BRÜCKNER 1937 b, S. 163 ff.).

### e<sub>5-6</sub> Stad-Mergel [Globigerinenmergel, Stad-Schiefer]

Globigerinenmergel (Stad-Mergel, Eozän) wurde von BRÜCKNER (1946) als eintöniger, Globigerinen führender «eozäner Schiefermergel» bezeichnet, den er im nordhelvetischen Ablagerungsraum in liegenden «Pectinidenschiefer» (Wildstrubel-Formation; MENKVELD-GFELLER 1994) und hangenden «Stad-Schiefer», in den gelegentlich Konglomerate eingeschaltet sind, unterteilte. Globigerinenmergel stellen sehr heterochrone hemipelagische oder pelagische Bildungen zwischen den Nummulitenschichten im Liegenden und Flysch im Hangenden dar (HERB 1988). «Stad-Schiefer» beschreibt HERB (1988) als bräunlich anwitternden, etwas sandigen Mergel des späten Eozäns (Priabonien); konglomeratische Lagen im Globigerinenmergel werden bruchtektonisch gedeutet.

BRÜCKNER (1946) erwähnt vier isolierte «Stad-Schiefer»-Vorkommen mit konglomeratischen Einlagerungen im Autochthon des Schächentals. Vier cm-dünne Bänke südlich der Ross-lauwi (Koord. 704.45/190.85); die enthaltenen kleinen Gerölle entstammen der Zementstein- und Öhrli-Formation sowie Nummulitenschichten. Vergleichbare, aber deutlich kleinere Gerölle

findet man östlich der Chli Spitzen (700.0/189.6) sowie südlich der Spitzen (u.a. 699.550/188.675). Ein viertes Vorkommen befindet sich bei Gampelen (700.400/189.075–189.150) mit Bruchstücken des «Mergelband»-Members und aufgearbeiteten Nummuliten.

Im Bereich der Antiklinalen nördlich des Plattisees fand W. Brückner an der Basis der Taveyannaz-Formation (s. u.) ein Vorkommen von *Kleintal-Konglomerat*; südwestlich von Attinghausen, bei Mettlen (690.100/189.925), fand er in basalem Globigerinenmergel eine dem Kleintal-Konglomerat (BUXTORF 1912, ANDEREGG 1940, HERB 1988, S. 644) vergleichbare Brekzie, die wohl eine verschürfte Linse darstellt.

### «Sandstein-Dachschiefer-Komplex»

Über dem Stad-Mergel folgt mit dem «Sandstein-Dachschiefer-Komplex» eine mächtige Wechselfolge von Sand- und Tonsteinen (Dachschieferlagen), die vom «Unteren Altdorfer Sandstein» (Sandsteine von Attinghausen, Bürglen und Elm; BRÜCKNER 1937b, 1952) abgelöst werden (Fig. 7). Solche Abfolgen sind besonders im Bereich Teiftal-Wängihorn östlich des Riedertals, am NNE-Hang und am Nordostgrat der Gross-Spitzen (Koord. 699.43/189.78), sowie östlich des Brunnils, an den Wäspen und am Chulm, mächtig entwickelt und gefaltet.

Der «Sandstein-Dachschiefer-Komplex» lässt sich in eine ältere Taveyannaz-Formation (SIEGENTHALER 1974) und eine jüngere Elm-Formation (FREY & LEUPOLD 1966, SIEGENTHALER 1974) untergliedern. Die Taveyannaz-Formation umfasst die von VUAGNAT (1945, 1952) im Schächental definierten «Grès de Taveyannaz typiques» und «Grès de Taveyannaz espèce IV», die Elm-Formation den «Grès de Taveyannaz du Val d'Illiez» bzw. den «Grès d'Altdorf inférieures». Diese Unterteilung entspricht nicht genau der Gliederung BRÜCKNERS (1937b), der die Grenzziehung zwischen Taveyannaz-Sandstein und «Unterm Altdorfer Sandstein» etwas tiefer ansetzte. Um eine Begriffsverwirrung zu vermeiden, werden in der weiteren Beschreibung nur noch die Formationsnamen verwendet.

Charakteristisches petrographisches Merkmal der Sandsteine des «Sandstein-Dachschiefer-Komplexes» ist ihr hoher Gehalt an Gesteinsbruchstücken basischer Vulkanite, der gegen oben abnimmt und in den jüngsten Abfolgen ganz aussetzt (eine Zusammenstellung der petrographischen Daten findet sich in FREY & LEUPOLD 1966, Tab. 2).

$e_{6T}/e_{6s}$  **Taveyannaz-Formation** [Taveyannaz-Sandstein (mit Schieferlagen) bzw. Taveyannaz-Sandstein (Dachschiefer vorherrschend)]

In der Taveyannaz-Formation (SIEGENTHALER 1974) werden die basalen Bildungen des nordhelvetischen Flyschs über dem Globigerinenmergel zusammengefasst. Die Formation weist einen typischen Flyschcharakter auf und besteht zu unterschiedlichen Anteilen aus wechsellagerndem Tonstein («Dachschiefer») und turbiditischem «Taveyannaz-Sandstein» (Fig. 7).

Die Sandsteine der Taveyannaz-Formation sind grünlich bis grünlich-grau und bestehen überwiegend aus andesitischen Ergussgesteinsbruchstücken. Sie sind teilweise amalgamiert, häufig gradiert und zeigen vielfach interne Schich-

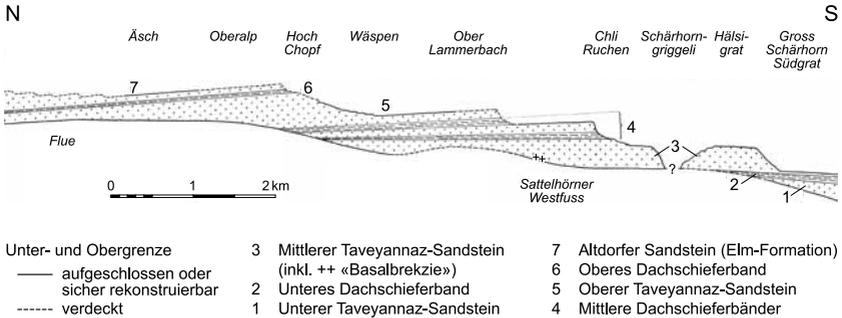


Fig. 7: Abgewinkeltes, nicht überhöhtes Profil des «Sandstein-Dachschiefer-Komplexes» (Taveyannaz- und Elm-Formation) östlich des Brunnitals (nach BRÜCKNER 1937 b).

tungsstrukturen; einige Sandsteinlagen lassen sich problemlos über mehrere 100 m lateral verfolgen (SINCLAIR 1992). Die Korngrößen können von Bank zu Bank stark schwanken. Gelegentlich tritt Sandstein zugunsten von «Dachschiefer» zurück, der dann teilweise sehr mächtig werden kann und vorherrschend das Bild der Ablagerungen prägt. Beim Dachschiefer handelt es sich um kalkarmen Tonstein mit mm bis cm dünnen Silt-Laminae von grau-schwarzer Farbe.

An Sandsteinen rekonstruierte Strömungsrichtungen ergaben eine parallel zur Beckenachse orientierte, nach ENE gerichtete Schüttung (RADOMSKI 1961, MARTINI 1968, LAETLIN & MÜLLER 1987); nur im stratigraphisch ältesten Teil ist eine nordwärts gerichtete Schüttung nachgewiesen (SIEGENTHALER 1974). Gemäss SINCLAIR (1992) entstanden die turbiditischen Sandsteine der Taveyannaz-Formation in zwei Teilbecken, die durch eine parallel zur Beckenachse (ENE-WSW) verlaufende, tektonisch aktive Hochzone eines späteozänen Akkretionskeils getrennt waren.

Der Übergang vom liegenden Globigerinenmergel zum Flyschsandstein vollzieht sich allmählich über die «Dachschiefer», das Alter der Taveyannaz-Formation wird mit Priabonien angegeben (SIEGENTHALER 1974). Neuere Altersdatierungen aus vergleichbaren «Taveyannaz-Sandsteinen» in den französischen Westalpen (Zusammenstellung in RUFFINI et al. 1997) deuten darauf, dass die Sedimentation zumindest dort bis ins frühe Oligozän (ca. 32,5 Ma) andauerte.

**e<sub>6-01</sub> Elm-Formation** [Unterer Aldorfer Sandstein (Sandstein von Elm, Attinghausen usw.)]

Der Untere Aldorfer Sandstein (Elm-Formation nach SIEGENTHALER 1974) bildet das Hangende der Taveyannaz-Formation und ist späteozänen bis frühholozänen Alters (Priabonien-Rupélien [= «Sannoisien», vgl. geologische Karte]); auch hier wechsellagern Sand- und Tonsteine (Fig. 7). Die Elm-Formation besteht

aus tonigem, plattig-schiefrigem und düster anwitterndem, dunkelgrauem Sandstein; basal stellen sich häufig Konglomeratlagen ein. Petrographisch ist der Sandstein durch einen deutlich geringeren Anteil an Bruchstücken basischer Vulkanite als im Taveyannaz-Sandstein im Liegenden charakterisiert; granitische Gesteinsbruchstücke herrschen nun vor. Entsprechend steigt der Quarzgehalt von 4% in der Taveyannaz-Formation auf 23% in der Elm-Formation (BRÜCKNER 1937b, S. 156). Als charakteristisches sedimentologisches Merkmal dieses turbiditischen Flyschsandsteins gilt seine vertikale Gradierung (SIEGENTHALER 1974).

Vier durch drei mächtigere Dachschieferbänder getrennte Sandsteinfolgen erlauben eine Gliederung des «Sandstein-Dachschiefer-Komplexes» v.a. in den Flanken beiderseits des Schächens und auf der Ostseite des Brunnittals (BRÜCKNER 1937b, Taf. II, Fig. 3):

Elm-Fm.:	Unterer Altdorfer Sandstein, mind. 50 m,
Taveyannaz-Fm.:	Oberes Dachschieferband, 30–40 m,
	Oberer Taveyannaz-Sandstein, um 300 m,
	Mittlere Dachschieferbänder, dazwischen Sandsteine, 200–250 m,
	Mittlerer Taveyannaz-Sandstein, um 400 m,
	Unteres Dachschieferband, 70–80 m,
	Unterer Taveyannaz-Sandstein, mindestens 200 m.

Gemäss BRÜCKNER (1937b, Taf. II, Fig. 3) liegt die Sandstein-Dachschieferabfolge diskordant auf ihrer Unterlage, ältere Schichten keilen nacheinander gegen Norden aus. Lokal, am Westfuss der Sattelhornen (Koord. ca. 702.00/186.70) und am Schwarz Stöckli (ca. 699.20/185.75), treten tektonisch ausgewalzte, basale Brekzien mit Gesteinen bis hinunter zum Quintner Kalk auf. Infolge der dachziegelartigen Lagerung zeigen sich von der recht mächtigen Schichtgruppe im Profil nie mehr als einige 100 m übereinander. Die rekonstruierte, unregelmässig verlaufende Auflagerungsfläche könnte ein altes Erosionsrelief darstellen. Wahrscheinlicher dürfte jedoch sein, dass die rekonstruierte Geometrie der Flyschabfolge tektonisch bedingt auf den – infolge des Herannahens der alpinen Front – gegen Nordwesten voranschreitenden Ablagerungsraum (nordalpiner Akkretionskeil; SINCLAIR 1992) zurückgeht.

**o<sub>1</sub> Matt-Formation** [Matter Serie: Oberer Altdorfer Sandstein (Sandstein von Matt und Gruontal-Konglomerat)]

Über der Elm-Formation folgt die «Matter Serie» (FREY & LEUPOLD 1966), die nun als Matt-Formation (SIEGENTHALER 1974) bezeichnet wird. Sie ist gleich bedeutend mit dem «Oberen Altdorfer Sandstein» (BRÜCKNER 1946) und beinhaltet den «Grès de Matt-Seedorf» und die «Conglomérats du Gruontal» von VUAGNAT (1945, 1952).

Die Sandsteinabfolge der Matt-Formation bildet das Hangende der Elm-Formation und den frühholozänen (Rupélien) Abschluss grobklastischer Sedimentation im nordhelvetischen Tertiär. Aufgeschlossen ist die Matt-Formation vor

allem im Gebiet des unteren Schächentals. Sie besteht aus quarzreichem, dickbankig bis massigem, hell anwitterndem, litharenitischem Sandstein, in dem basische vulkanische Gesteinsbruchstücke sehr selten sind oder gar völlig fehlen (SIEGENTHALER 1974). Nach oben häufen sich massige Geröllbänke des so genannten Gruontal-Konglomerats. Strömungsmessungen an Sandsteinen ergaben erstmalig eine radiale, d.h. gegen Norden gerichtete Sedimentschüttung; im Liegenden sind die Schüttungsrichtungen hingegen SE-NW-orientiert und verlaufen beckenparallel (SIEGENTHALER 1974, FRIESE 1986).

Von der Matt-Formation sind etwa die unteren 300–400 m vorhanden. Fast zuoberst enthalten sie eine 20 m mächtige Einschaltung grobkörniger Sandsteinbänke, die als feineres Äquivalent des Gruontal-Konglomerats aufgefasst werden kann.

Im Ribiwald nördlich von Bürglen, wenige 100 m ausserhalb des Kartenblattes (Blatt 1172 Muotathal), bildet Gruontal-Konglomerat mit einzelnen Sandsteinlagen eine zusammenhängende Wechselfolge. Die Gerölle des mit quarzreichem Bindemittel verbackenen Konglomerats bestehen aus unterschiedlichen Komponenten. Neben Gangquarz, Dolomit und dunklem Kalk finden sich Gerölle, die eine «auffallende Ähnlichkeit» mit Gesteinen aus der nordhelvetischen Region besitzen (SCHUMACHER 1949): Aare-Granit, Quarzdiorit, Dioritaplit, Mylonit, Granatgneis, Zweiglimmergneis und Hornfels. Nach H. Huber (in SCHUMACHER 1949) zeigen diese – besonders im Dünnschliff – eine auffallende Ähnlichkeit mit Gesteinen nördlich von Sedrun (Blatt Amsteg). Dies wird durch Gesteinsbrocken von dunklem nordhelvetischem Seewer Kalk in den Dachschiefer-Sandstein-Schuppen des obersten Engelberger Tals und von Nummulitenkalkgeröllen nördlich von Bürglen gestützt. Dies würde bedeuten, dass zur Zeit der Ablagerung helvetische Gesteine unweit des Alpenrands exponiert gewesen sein müssen (HERB 1988, S. 650), möglicherweise in Form tektonischer Schürflinge. An Sedimentgesteinsgeröllen sind vertreten: Kieselkalk der älteren Kreide, Sandstein und Mikrobrekzie der jüngsten Kreide, Nummulitenkalk und frühtertiärer Sandstein; als Metamorphit Gneis.

Für FRIESE (1986) hingegen kommen vor allem penninische und ostalpine Einheiten als Liefergebiete in Frage. Speziell Granit kann aufgrund des Metamorphosegrads nicht aus Aar- und Gotthard-Massiv bezogen werden, da ihnen die alpine Überprägung fehlt; er stammt vermutlich aus penninischen Einheiten. Gemäss FRIESE (1986) wurde der Altdorfer Sandstein im südhelvetischen Bereich nahe der penninischen Abfolgen gebildet.

## «EINGEWICKELTE» ELEMENTE SÜDHELVETISCHER HERKUNFT

(«Eingewickelter Glarner Flysch», Späte Kreide? – Eozän)

Südhelvetisches Tertiär tritt im Bereich des Atlasblattes sehr verstreut auf und liegt strukturell über dem nordhelvetischen Flysch und unter den (sub-)helvetischen Decken (s. geologisch-tektonische Übersicht 1:200 000). Die tektonisch stark beanspruchten Gesteine enthalten Sedimentabfolgen des «Blattengrat-Komplexes» mit «infra-» und «supra-nummulitischen» Mergelschiefern und dazwischen Nummulitenschichten der Bürgen-Formation, «Wildflysch» sowie gelegentlich Schuppen aus Taveyannaz-Sandstein. Vorkommen dieser Einheiten finden sich vor allem auf der Nordseite des mittleren und unteren Schächentals sowie in nördlicher Fortsetzung im Gebiet des angrenzenden Blattes Muotathal.

### e<sub>T</sub>      **Tektonische Schürflinge von Taveyannaz-Sandstein**

Unterhalb des Griesstocks (Koord. 704.60/189.15) liegen unter und über dem «Wildflysch» kleine tektonische Schürflinge von Taveyannaz-Sandstein von wenigen Metern Mächtigkeit. Möglicherweise wurden sie bei der Platznahme der Griesstock-Decke von der östlichen Fortsetzung des Wäspen abgerissen.

#### *«Blattengrat-Komplex»*

LIHOU (1995, 1996) bearbeitete den «Blattengrat-Komplex» im Gebiet zwischen Sernftal und Pizol sedimentologisch und strukturell. Sie stellt die Bildung der südhelvetischen Flyschsedimente in Zusammenhang mit den nordwärts propagierenden penninischen und ostalpinen Einheiten während der frühen Phase der Vorlandbeckenbildung. Die stratigraphisch rekonstruierte sedimentäre Abfolge des südhelvetischen «Blattengrat-Komplexes» beschreiben LIHOU & ALLEN (1996, Fig. 4) wie folgt: Über spätkretazischem Mergel des passiven helvetischen Schelfs folgt flachmariner, früheozäner Sandstein und Nummulitenkalk (des Yprésiens), überdeckt von Globigerinenmergel. Die Serie endet mit späteozänem Flysch (Priabonien).

Im Gebiet des Kartenblattes gliedert sich der «Blattengrat-Komplex» in basalen, sterilen, grauen Mergelschiefer, nach oben gefolgt von Nummulitenkalk und Glaukonitbänken sowie gelblichem Globigerinenmergel und Fleckenmergel. Es herrscht dabei stark fleckiger Globigerinenmergel vor, der durch die eingelagerten Bänke von Nummulitenkalk auffällt. Die Mergelfolgen unter und über den vielerorts zerrissenen Nummulitenkalkbänken lassen sich – wo diese als Trennhorizont ausfallen – wegen ihrer faziellen Ähnlichkeit oft nicht sicher gegeneinander abgrenzen. «Infra-nummulitischer» Mergel bildet jedoch den Hauptanteil.

### c<sub>0</sub>-e      **Sterile graue Mergelschiefer**

Der «infra-nummulitische», sterile, mausgraue Mergelschiefer (späte Kreide? – Eozän) erinnert lithologisch stark an den spätkretazischen Amden-Mergel, doch konnten darin keine stratigraphisch leitenden Foraminiferen gefunden werden (vgl. HANTKE in Vorb.). Die Mächtigkeit schwankt von wenigen Metern bis über 50 m. Am Chli Schärhorn (Koord. 705.50/187.18) ist der Mergelschiefer siltig-sandig.

#### *Exotische kristalline Blöcke*

Exotische Kristallingerölle im Mergelschiefer befinden sich südlich des Chli Schärhorns (705.56/187.03); ein solcher Block ist im Schutt auf der rechten Seite des Brunnitals (701.70/188.60) auf der geologischen Karte vermerkt.

**e<sub>3</sub> Einsiedeln-Formation** [Nummulitenkalke und Glaukonitbänke]

In den Nummuliten führenden Schichten herrschen gelblich anwitternde, oft von Scherstörungen durchsetzte Nummuliten- und Alveolinenkalke vor, zuweilen tritt Sandkalk auf. Die Sedimente werden der früheozänen (Yprésien) Einsiedeln-Formation zugeordnet (HERB 1988) und dokumentieren die nordwestwärts vorschreitende Transgression des frühen nordalpinen Vorlandbeckens durch die von Süden her propagierenden penninischen und ostalpinen Decken (HERB 1988, LIHOU 1996). Versackte Partien der Einsiedeln-Formation finden sich im Untersuchungsgebiet in der Sackungsmasse nördlich von Spiringen. Diese Kalkabfolge ist bei Rägeli (Koord. 697.8/193.3) um 35–40 m mächtig.

**e<sub>4-5</sub> Stad-Mergel** [Gelbliche Globigerinenmergel, Fleckenmergel]

Der «supra-nummulitische» Mergelschiefer (Lutétien–Priabonien) wittert oft gelblich an und erinnert an Globigerinenmergel; er ist fossilfrei. Bei Rägeli, im Hangenden der Nummulitenkalke (Koord. 697.8/193.3), beträgt dessen Mächtigkeit rund 10 m.

**f<sub>w</sub> Wildflysch p. p.**

Wildflysch besteht vorwiegend aus schwarzen Schiefertonen mit Quarziten, Sandsteinen und polygenen Brekzien, seltener aus Kalken und kalkigen Mergeln. Diese sind bald geschichtet («zahmer» Wildflysch, Ahornen-Schichten nach FREY 1965), bald wirr, an nicht verfestigten Wildbachschutt erinnernd und offenbar in einer submarinen Rinne sedimentär aufgearbeitet («wilder» Wildflysch). Die Mächtigkeit des Wildflyschs variiert von wenigen Metern bis über 100 m auf der Nordseite des Schächen nördlich von Spiringen.

Auf Wäspen (Koord. 703.30/188.55 und 703.25/188.85), am Schwarz Stöckli (698.70/186.10), am Seewligrat (697.75/186.00) sowie auf Alp Niemerstafel (707.10/191.65) erkannte W. Brückner teils für Dachschiefer gehaltene Flysch-Vorkommen als südhelvetisch. In der Burg-Westflanke fand er in einem Schieferband drei Linsen von Wildflysch (697.00/189.25 und 697.00/189.40). Ebenso brachte der schon damals erfolgte Eisrückgang im Vorfeld des Lammerbach-Gletschers ein weiteres Vorkommen zu Tage (703.50/187.65).

**GRIESSSTOCK-DECKE**

Im Gebiet des Kartenblattes bildet die Griesstock-Decke die strukturell tiefste Einheit innerhalb der subhelvetischen Decken (s. geologisch-tektonische Übersicht 1:200 000). Sie ist paläogeographisch südlich des Parautochthons anzusiedeln (TRÜMPY 1969, HERB 1988). Die Sedimente der Griesstock-Decke sind im Nordosten des Kartenblattes aufgeschlossen, wo sie einen schmalen, E-W-verlaufenden Streifen auf der Nordseite des Schächen bilden, der gegen Südwest-

ten umbiegt und bis zum Griesstock und Chli Schärhorn verfolgt werden kann. Die Griesstock-Decke findet ihre Fortsetzung im östlich anschliessenden Gebiet von Blatt 1193 Tödi. In der Griesstock-Decke umfasst die Schichtreihe zwischen Griesstock und Klausen über grössere Bereiche Ablagerungen des Malm, der gesamten frühen Kreide (Fig. 8, 9), der basalen späten Kreide und des Alttertiärs.

## Jura

### **i<sub>6-8</sub> Quinten-Formation** [Unterer Quintner Kalk, «Mergelband», Oberer Quintner Kalk und Tros-Kalk («Korallenkalk»)]

Die Schichtreihe in der Griesstock-Decke beginnt im Malm mit den Kalken der Quinten-Formation. Deren unterer Teil (**i<sub>6-7</sub>**; BRÜCKNER 1937 b) ist an der Westwand des Höcheli (Koord. 706.0/191.5) aus ca. 100 m, nach oben zunehmend gebanktem Kalk aufgebaut, wovon die obersten 20–30 m massig sind. Darüber folgt ca. 35 m mächtiger, dünn gebankter, plattiger Kalk des «Mergelband»-Members (**i<sub>7</sub>**), in welchen zwei 10 m mächtige Kalkbänke eingelagert sind. Es folgen 50–60 m undeutlich geschichteter Kalk mit Kieselknollenlagen des oberen Teils der Quinten-Formation (**i<sub>7-8</sub>**) sowie 50–70 m mächtiger heller, dichter oder körniger, teils onkolithischer Kalk, der im Dach massenhaft Crinoidenreste führt; auch finden sich Fossilbänke mit Nerineen, Bivalven und Korallen («Korallenkalk», Tros-Kalk-Member).

## Kreide

Zusammenhängend und mit grösserer Mächtigkeit erscheint die Kreide erst in der Griesstock-Decke (BRÜCKNER 1937 b). Im nördlichen Gebiet, von der Klausenstrasse bis zum Höchen, umfasst die Abfolge ca. 70–110 m Sedimente, während die Mächtigkeit im südlichen Teil der Decke, vom Griesstock bis zum Schärhorn, auf 150–200 m ansteigt. Die Kreide der Griesstock-Decke weist eine Schichtlücke im Aptien auf, und jüngere Kreideanteile als Turonien fehlen wahrscheinlich erosionsbedingt (BRÜCKNER 1937b, S. 98).

### **c<sub>1</sub> Zementstein-Formation** [Zementsteinschichten] **und** **Öhrli-Formation** [Öhrli-Schichten]

In der Griesstock-Decke nordöstlich des Höcheli (Koord. 706.35/191.65) fand W. Brückner (in BRÜCKNER & VON PIA 1935) in den basalen 5–7 m über der Quinten-Formation in 12–15 m mächtigem, grauem, schiefbrigem Mergel der Zementstein-Formation (Berriasien) zwei ca. 25–30 cm mächtige Lagen, die von Tonhäuten durchzogen sind und nicht selten Pyrit führen. Sie enthalten Charophytenreste (Stängel) und verkalkte Oogonien («Früchtchen») von Characeen

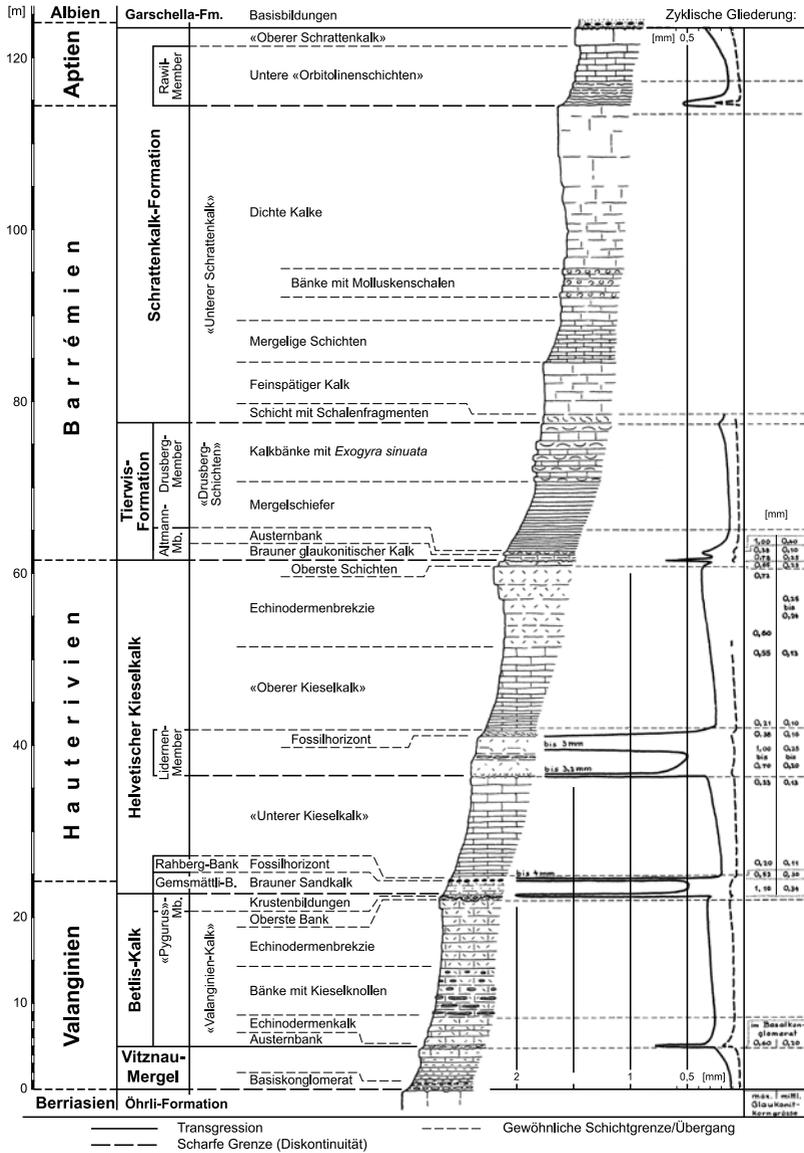


Fig. 8: Die frühe Kreide der Griesstock-Decke, verändert nach BRÜCKNER (1937b, Taf. I).

(Armelechteralgen). Da diese hochentwickelte Alge nur in sehr seichem Wasser vorkommt, war im Ablagerungsraum der Griesstock-Decke – wie im Autochthon der Titliskette (MAYNC 1938) – eine extreme Verringerung der Wassertiefe erreicht worden, so dass damit wohl bathymetrisch die Jura-Kreide-Grenze in den tiefsten Zementsteinschichten (MOHR & FUNK 1995) angedeutet wird.

Über der Zementstein-Formation folgt 15–20 m oolithischer Kalk mit dickschaligen, turmartigen Schnecken der Öhrli-Formation (Berriasien), der sich in einen unteren, massigen und einen oberen, stärker zurückwitternden Teil gliedert.

### c<sub>2</sub> **Betlis-Kalk («Valanginien-Kalk»), lokale Vorkommen von Vitznau-Mergel**

Über der Öhrli-Formation stellen sich wenige Meter gelblich-grau anwitternder und innen dunkelgrauer, leicht mergeliger, knolliger Kalk des Vitznau-Mergels (frühes Valanginien) mit schlecht erhaltenen Fossilresten und basal aufgearbeiteten Trümmern des Untergrunds ein.

Eine 5 m mächtige Abfolge fand W. Brückner am Vorder Griesstock (Koord. 703.925/188.400), etwa 1–3 m (mit basaler Austernbank) am Hinter Griesstock (704.225/188.200 und 704.30/188.02) sowie knapp 1 m westlich des Griesgletscherbachs (706.16/189.60, 2150 m). Eine teilweise wieder erodierte, hellgraue öhrlikalkartige Bank im Dach dieser Abfolge hat BRÜCKNER (1943, S. 4) als Äquivalent des Vitznau-Mergels (Valanginien) betrachtet. Als Kuriosum erwähnt W. Brückner ein kleines Vorkommen eines siderolithischen Gesteins in den Öhrli-Schichten und an der Basis des Betlis-Kalks. Der Öhrli-Kalk liegt am Griesstock-Gipfelgrat transgressiv auf und erweist sich an anderer Stelle – wie in der Hoch-Fulen-Decke – als Äquivalent des Vitznau-Mergels.

Vitznau-Mergel und Betlis-Kalk (Valanginien) sind im Allgemeinen durch eine scharfe, meist unebene Grenzfläche getrennt. Dies und ein basaler Aufarbeitungshorizont (ein ca. 0,5–1 m mächtiges Basiskonglomerat) im Betlis-Kalk deuten auf einen Sedimentationsunterbruch hin.

Als Betlis-Kalk sind 15–20 m mächtige, dünnbankige, gelblich-braungrau anwitternde Echinodermenkalke und -brekzien zu deuten, die sich basal durch reichlich Fe-führendes Karbonat und aufgearbeitetes Gesteinsgut (aus Öhrli-Kalk und Vitznau-Mergel) auszeichnen. Im mittleren Teil führen die Kalke Kieselknollen. Die oberste, oft fehlende Bank enthält Echinodermenfragmente und meist verkieselte Belemniten, Bivalven, Seeigel und Spongien. An der Obergrenze des Betlis-Kalks tritt vielfach krustiger, 5–40 cm mächtiger, in Trümmer aufgelöster und von Phosphorit imprägnierter Kalk mit sandigem Bindemittel auf. Dieser füllt Spalten des Liegenden und geht im Hangenden in 0,5–2 m braunen Sandkalk über, welcher einzelne Phosphoritknöllchen enthält. Darüber folgt am Griesstock ein 10 cm mächtiger Fossilhorizont mit phosphoritischen, tektonisch deformierten Belemniten und Seeigeln. Diese drei Schichtglieder zeichnen sich durch Glaukonitreichum und einzelne, bis 4 mm grosse Quarzkörner aus und sind auf den Griesstock beschränkt. W. Brückner sah in ihnen die «Pygurus-Schichten» («Py-

gurus»-Member des Betlis-Kalks) sowie die Gemsmättli- und die Rahberg-Bank, welche jedoch bereits zum basalen Helvetischen Kieselkalk (Hauterivien) zählen.

### c<sub>3</sub> Helvetischer Kieselkalk

Der im Norden der Griesstock-Decke 20–25 m, im Süden 40–50 m mächtige Helvetische Kieselkalk kann wie folgt von unten nach oben gegliedert werden (BRÜCKNER 1937 b):

1. Unterer Teil des Kieselkalks: im Norden 8–12 m, im Süden 15 m mächtiges, dunkelbraun anwitterndes, massiges, im Bruch bläulich-graues Gestein mit kieseligen und kalkigen Knollen; Fossilien sind sehr selten.
2. Lidernen-Member: die Abfolge trennt den unteren vom oberen Teil des Kieselkalks. Im Norden 3 m, im Süden 4–5 m mächtig. Vorwiegend spätige, glaukonitreiche und gelblich-grau anwitternde Gesteine mit Phosphorit und einzelnen, bis über 3 mm grossen Quarzkörnern. Am Griesstock (Koord. 704.175/188.180) tritt an der Obergrenze des rotbraun anwitternden Gesteins ein Fossilhorizont mit Belemniten, Brachiopoden, Seeigeln, Korallen und Spongien auf.
3. Oberer Teil des Kieselkalks: im Norden ca. 1–3 m, am Griesstock im Süden bis 12 m mächtig; das Gestein, ähnlich jenem des unteren Kieselkalks, ist im frischen Bruch bläulich-grau und wittert schwarz- bis bräunlich-grau an. Einzelne Partien sind verkieselt, der obere Teil ist teils von hellen Kalkknollen durchsetzt; Fossilien sind sehr selten.
4. Echinodermenbrekzie: im Norden 5–10 m, im Süden bis 15 m mächtig, gelblich bis bräunlich-grau anwitternd, grobspätig. Auf der Oberfläche sind herauswitternde, verkieselte Schalenreste häufig. An ihrer Obergrenze ist sie meist aufgelockert und von braunen Schlieren durchzogen.

### c<sub>4</sub> Tierwis-Formation [Drusberg-Schichten] und Schrattenkalk-Formation [Unterer Schrattenkalk; lokal mit Anteilen von unteren Orbitolinenschichten und oberem Schrattenkalk (?)]

#### *Tierwis-Formation*

Auf dem Griesstock liegt über der Echinodermenbrekzie des Helvetischen Kieselkalks ein brauner, 0,1 m bzw. 0,7–0,8 m mächtiger, feinspätig-glaukonitischer Kalk mit Seeigeln und Serpuliden (Koord. 703.875/188.250 bzw. 704.125/ 188.200). Er stellt ein Äquivalent des Altmann-Members der Tierwis-Formation (FÖLLMI et al. 2007, SKS 2009; Barrémien) dar. Darüber folgt im Norden 10 m, im Süden bis 20 m mächtiger, vorwiegend bläulich-grauer Mergel des Drusberg-Members (FÖLLMI et al. 2007, SKS 2009). Es weist an der Basis eine kalkige Austernbank auf, gefolgt von mehreren gelblich-grauen Kalkbänken, die bis zu 20 cm grosse Austernschalen enthalten; zuoberst liegt eine Bank mit verkieselten Schalenfragmenten. Der Mergel ist stark tektonisiert, auf den Schichtflächen zeigt er einen seidigen Glanz.

#### *Schrattenkalk-Formation*

Der untere Teil der Schrattenkalk-Formation (Barrémien – ? frühes Aptien) ist ein im Norden 30–35 m, im Süden bis 40 m mächtiger, hellgrau anwitternder

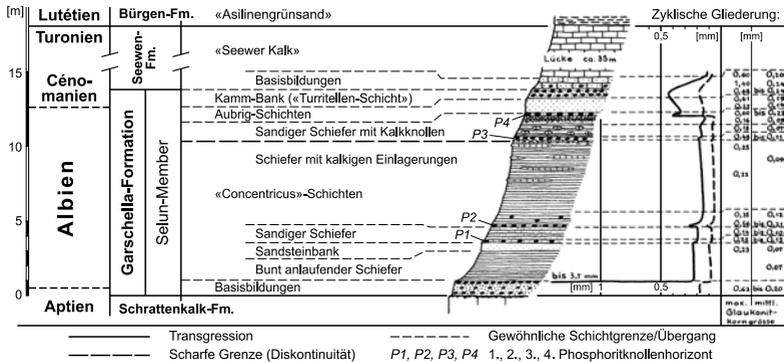


Fig. 9: Die zyklisch gegliederte mittlere Kreide der Griesstock-Decke, verändert nach BRÜCKNER (1937b, Taf. II, Fig. 1).

onkolithischer Kalk, der als Felsbildner hervortritt. Die Hauptmasse ist durch dünnbankige Schichten in einen unteren, feinspätigen und einen oberen, mikritischen Teil gegliedert, der Lagen von dickschaligen, schneckenartigen Mollusken des Flachwasserbereiches enthält. In der Stirnregion im Norden (Koord. 703.3/192.2) wird der Schratenkalk rasch abgeschnitten und von Nummulitenschichten überlagert.

Die «Unteren Orbitolinschichten» (Rawil-Member; FÖLLMI et al. 2007, SKS 2009) sind gelblich-grau, lokal knollig, mikritisch bis onkolithisch und pyritreich. Sie enthalten mergelige Lagen mit Fossilien. Orbitolinen treten nur im südlichen Teil der Griesstock-Decke massenhaft auf. Der helle, gelblich-graue Kalk des oberen Teils der Schratenkalk-Formation ist schlecht gebankt und oolithisch. Bei vollständiger Entwicklung ist das Rawil-Member bis max. 10 m, der obere Schratenkalk bis 5 m mächtig (südöstlich von Laucherer, ca. 706.5/190.0). An der Klausenstrasse sind nur noch wenige Meter vorhanden, am Griesshorn fehlt der obere Schratenkalk; am Schärhorn fehlen beide Schichtglieder.

Verschiedentlich sind Partien wieder teilweise oder ganz entfernt worden. Sedimente des späten Aptiens fehlen völlig. Auf der karrig zerfurchten und mit Phosphorit imprägnierten Oberfläche folgen direkt die Schichten der Garschella-Formation (Albien – Céno-manien).

### c<sub>7-9</sub> **Garschella-Formation** («Helvetischer Gault», Albien – Céno-manien), **Seewen-Formation** [Seewer Kalk]

#### *Garschella-Formation*

Die Garschella-Formation beginnt mit dem Selun-Member (ehemals «Concentricus»-) und Knollenschichten, spätes Aptien – frühes Céno-manien). Demzufolge fehlen die beiden älteren Grünten- und Brisi-Member im Gebiet der Griess-



Fig. 10: Schief gequetschter Ammonit (*Douvilleiceras*) aus der Garschella-Formation des Griesstocks (aus ALB. HEIM 1878, Taf. XIV, Fig. 13). Der Durchmesser beträgt ca. 10 cm.

stock-Decke und damit ein Teil des Aptiens zwischen Schrattekalk-Formation und Selun-Member. Da diese Abfolgen bereits in höheren helvetischen Decken eine primäre Mächtigkeitsabnahme gegen Norden zeigen, ist es möglich, dass sie im Bereich der Griesstock-Decke nie abgelagert wurden.

Die Basis des Selun-Members bildet eine etwa 0,5–1,5 m mächtige, sandige Bank, die durch bis 4 mm grosse Quarz- und gelbe, Fe-führende Karbonatkörner charakterisiert ist. Phosphoritknollen, darunter auch fossile Steinkerne von Bivalven und Belemniten, sind zahlreich. Die «Concentricus»-Schichten umfassen 10–12 m vorwiegend dunkle, rostig anlaufende, teils tonige, teils mergelig-kalkige Gesteine mit Phosphoritknollenhorizonten mit Fossilien des mittleren bis jüngeren Albiens (Fig. 9). BRÜCKNER (1937b, S. 125) hat folgende lithologische Gliederung vorgenommen (von unten nach oben):

1. 1–2 m bunt «anlaufende» Schiefer, im frischen Bruch schwarz-grau,
2. 0,4–0,7 m kompakte Sandsteinbank mit Ammoniten (s. a. Fig. 10),
3. Phosphoritknollenhorizont P1 (0,05–0,1 m) mit zahlreichen winzigen Belemniten,
4. 0,25–1 m sandige Schiefer,
5. Phosphoritknollenhorizont P2 (0,2 m), am Griesstock mit Belemniten, weiteren Cephalopoden und Inoceramen (Details in BRÜCKNER 1937b, S. 126),
6. 6–7 m Schiefer mit knolligen Einlagerungen,
7. Phosphoritknollenhorizont P3 (0,2 m) mit kleinen Belemniten,
8. 0,75–1,5 m fein geschichtete sandige Schiefer mit Kalkknollen,
9. Phosphoritknollenhorizont P4 (0,2 m), am Griesstock mit Cephalopodenfragmenten, Fischzähnen, Gastropoden und Brachiopoden.

Die hangenden Aubrig-Schichten bestehen aus einem 0,25–1 m mächtigen, braun anwitternden, zähen Glaukonitsandstein, in dem stets einzelne Phosphoritknollen zu finden sind. Darüber folgt die 0,3–0,7 m mächtige Kamm-Bank («Turritilenschicht»), ein brauner, sandiger Kalk voller phosphoritierter Fossilien des frühen Cénomaniens mit *Mariella bergeri*, *Mantelliceras mantelli* und kleinen Belemniten, nach oben in Kalk der Seewen-Formation übergehend.

### Seewen-Formation

Die Seewen-Formation (Fig. 9) besteht aus bis zu 40 m plattigem, leicht gelblich anwitterndem, flaserigem Kalk mit reicher Mikrofauna – Globotruncanen – des offenen, tiefer gewordenen Meeres. Danach reisst die Sedimentüberlieferung in der Griesstock-Decke bis ins mittlere Eozän ab.

Die Gesteine der Garschella-Formation werden durch die Eozän-Transgression gegen Norden von oben nach unten schief abgeschnitten. In Anlehnung an eine bathymetrische Deutung der Korngrössen-Entwicklung (FICHTER 1934) hat BRÜCKNER (1943) versucht, den mittleren Abschnitt der Kreide anhand der Korngrössenverteilung der Quarze zyklisch zu gliedern. Ursache hiefür sah BRÜCKNER (1951) in klimatisch bedingten Rhythmen.

## Tertiär (Eozän)

Im mittleren Eozän setzen mit den Nummulitenschichten («Complanata-Schichten») der Bürgen-Formation und den «Pectinidenschichten» der Klismenhorn-Formation Flachwassersedimente ein. An der prälutetischen Denudationsfläche, welche die Schichtglieder der späten Kreide von Süden nach Norden quer zur Schichtung erodierte, fand W. Brückner in der Griesstock-Decke bei den Windeggen-Galerien der Klausenstrasse (Koord. 703.20/192.12) auch siderolithische Bildungen.

### e<sub>4</sub>      **Bürgen-Formation** [Nummulitenschichten (Bürgen-Schichten)]

Die eozänen (Lutétien) Nummulitenschichten (Bürgen-Formation) umfassen bei vollständiger Entwicklung am Hinter Griesstock nördlich von Pkt. 2734 m:

- |                   |  |
|-------------------|--|
| Bürgen-Fm.:       | 1. Dunkelbraun anwitternder glaukonitischer Sandkalk mit <i>Assilina exponens</i> , «Assilinengrünsand», 0,1–1 m,  |
|                   | 2. «Complanata-Schichten»: gelblich-grauer Nummulitenkalk mit <i>Nummulites complanatus</i> (= <i>Nummulites millecaput</i> BOUBÉE) und kleinen Assilinen, 2–6 m, zuoberst reich an groben Quarzkörnern. An der Griesstock-Stirn fehlen 1 und 2, |
|                   | 3. Quarzsandstein mit kleinen Nummuliten, Orthophragminen und Bivalven, 6–15 m, übergehend in:   |
| ?Wildstrubel-Fm.: | 4. sandigen, glimmerreichen Schieferton («Pectinidenschiefer»), mindestens 5 m.  |

### e<sub>5-6</sub>      **Stad-Mergel** [Globigerinenmergel]

Der etwa 40 m mächtige Globigerinenmergel der Griesstock-Decke besteht aus gelblich-grauem, blättrigem Schiefermergel mit Globigerinen. An der Basis treten einzelne Phosphoritknollen auf.

**e<sub>6T</sub> Taveyannaz-Formation** [Taveyannaz-Sandstein]

Über dem Stad-Mergel folgt die Taveyannaz-Formation, die gegen 100 m Mächtigkeit erreicht. Während im Norden eine derartige Abfolge fehlt, zeigen die Dachschieferbänder der südlichsten Vorkommen in den unteren 40 m noch Globigerinenmergelfazies mit eingelagerten Quarzsandsteinbänken. Der obere Teil besteht aus typischem Taveyannaz-Sandstein mit Dachschieferlagen. Die Abfolge beginnt, wie im Autochthon, mit gegen Nordwesten propadierender Auflagerung. Ihre Obergrenze ist, ebenfalls wie im Autochthon, unregelmässig gestaltet und als Erosionsrelief zu deuten, kann aber auch tektonisch bedingt sein.

**SCHUPPENZONE DES KLAUSENPASSES**

(Verschürfte Kreide-/Eozänmassen der Clariden-Kette)

Die Schuppenzone des Klausenpasses liegt strukturell zwischen Griesstock- und Kammlistock-Decke. Aufschlüsse beschränken sich auf schmale Bereiche zwischen beiden Decken. Über ein grösseres Gebiet ist die Schuppenzone einzig um den Klausenpass im nordöstlichen Kartengebiet sowie westlich daran anschliessend aufgeschlossen (s. geologisch-tektonische Übersicht 1:200 000). Die Schuppenzone des Klausenpasses umfasst verschürfte frühkretazische und eozäne Sedimentmassen der weiter östlich gelegenen Clariden-Kette.

Die verschürften Kreide-Eozän-Lamellen und -Linsen südlich des Klausenpasses umfassen Abfolgen der Öhrli-Formation, des Helvetischen Kieselkalks, der Schrattenkalk-, Garschella- und Seewen-Formation sowie der Bürgen-Formation, und reichen bis in die unregelmässig gequetschten Globigerinenmergel (Stad-Mergel). Stirnwärts, südlich des Klausenpasses, beinhalten die Schichtglieder nur noch Gesteine der Seewen-Formation bis Stad-Mergel (BRÜCKNER 1943).

**Kreide****c<sub>1</sub> Öhrli-Formation** [Öhrli-Schichten]

Vorwiegend oolithischer Kalk mit einer Mächtigkeit um 40 m, der dickschalige, turmartige Schnecken enthält.

**c<sub>3</sub> Helvetischer Kieselkalk**

Der Helvetische Kieselkalk besteht aus wenige Meter mächtigem, dunklem verkieseltem Kalk.

**c<sub>4-5</sub> Schrattenkalk-Formation** [Schrattenkalk]

Heller Kalk an der Basis eines Schuppenpakets an der Schärhorn-Nordflanke.

**c<sub>7-9</sub> Garschella-Formation** («Helvetischer Gault») **und Seewen-Formation** [Seewer Kalk]

Die Garschella-Formation umfasst hier ca. 5–10 m mächtige, mergelige, knollig-kalkige und grünlich-sandige Gesteine sowie die maximal 1 m mächtige, fossilreiche Kamm-Bank des Selun-Members.

Die Seewen-Formation ist durch 50–60 m mächtigen Seewer Kalk vertreten, der zuoberst mergelig-schiefrig ausgebildet ist.

### Tertiär (Eozän)

**e<sub>4</sub> Bürgen-Formation** [Nummulitenschichten (Bürgen-Schichten)]

Während in der ehemals weiter südlich beheimateten Kammlistock-Decke (s. u.) die «Complanata-Schichten» fehlen, ist die Bürgen-Formation in der Schuppenzone des Klausenpasses vollständig entwickelt. BRÜCKNER (1943) nennt tektonisch stark beanspruchte Aufschlüsse aus der Schärhorn-Nordflanke bei Korord. 705.575/187.725–706.200/187.950. Die Ausbildung der Gesteine entspricht jener der Griesstock-Decke (BRÜCKNER 1943).

**e<sub>4-6</sub> Stad-Mergel** [Globigerinenmergel]

Globigerinenmergel bildet den grössten Anteil an den verschürften Kreide-/Eozänmassen und liegt als stark gekneteter «Stad-Schiefer» vor, in dem zahlreiche Lamellen und Linsen anderer Gesteinsfolgen liegen (BRÜCKNER 1943).

**f<sub>5</sub> Wildflyschartige «Hergen-Schiefer»**

Die in der Legende als wildflyschartige «Hergen-Schiefer» bezeichneten Sedimente, in der Nordflanke des Schärhorns aufgeschlossen, sind eher tektonisierte sandig-mergelige «Pectinidenschiefer» (der Wildstrubel-Formation) ohne Pectiniden (schriftl. Mitt. F. Frey 1990).

### KAMMLISTOCK-DECKE

Die Kammlistock-Decke bildet die strukturell höchste der subhelvetischen Decken im Gebiet von Blatt Schächental (s. geologisch-tektonische Übersicht

1:200 000). Ihre Verbreitung konzentriert sich auf den Ostteil der Karte im Gebiet nördlich des Schärhorns bis zum Chammliberg am östlichen Kartenrand. Sie endet wenig östlich des Kartenblattes im Gebiet der Clariden.

An SCHUMACHER (1928) anlehnend, gliedert BRÜCKNER (1943) die Kammlistock-Decke, die der Griesstock-Decke faziell ähnlich ist, in Dogger, Malm, frühe Kreide und transgressives Eozän (Bürgen-Formation) mit Nummulitenschichten und Globigerienmergel.

## Jura

Dogger (Bajocien–Callovien) ist in der Kammlistock-Decke in den Flanken unterhalb des Gipfels des Chammlibergs aufgeschlossen und umfasst Sedimente der Reischiben-Formation und des Blegi-Eisenooliths. Malm bildet den Gipfelaufbau und umfasst die Abfolge der Schilt- und Quinten-Formation. Dogger und Malm bilden hier eine gegen SSE gerichtete, liegende Falte.

### **i<sub>1-3</sub>**      **Reischiben-Formation** [Reischiben-Serie (Echinodermenbreccie)] **und Blegi-Eisenoolith** [Blegi-Oolith]

Die Reischiben-Formation ist 30–35 m mächtig und besteht aus Echinodermenspatkalk (Echinodermenbreccie). Darüber folgt 1–2 m Blegi-Eisenoolith.

### **i<sub>5</sub>**      **Schilt-Formation** [Schilt-Schichten]

Die Schilt-Formation des frühen Malms, die über dem Eisenoolith folgt, setzt sich aus 1–1,5 m Schilt-Kalk und ca. 20 m Schilt-Schiefer (spätes Oxfordien) zusammen.

### **i<sub>6-8</sub>**      **Quinten-Formation** [Unterer Quintner Kalk, «Mergelband» und Oberer Quintner Kalk]

Der dünnplattige Kalk des «Mergelband»-Members auf dem Gipfelgrat und in der Nordwestflanke des Chammlistocks erlaubt die Unterteilung der Kalke der Quinten-Formation in eine untere und obere Abfolge. Der Kalk im unteren Teil (**i<sub>6-7</sub>**) ist verfaltet und in der nördlichen Kammlistock-Decke gegen 200 m mächtig. Das «Mergelband»-Member (**i<sub>7</sub>**) besteht aus 30–35 m mächtigem, dünnplattigem Kalk. Aus tektonischen Gründen wird der obere Teil (**i<sub>7-8</sub>**) gegen Nordosten zunehmend mächtiger. Nördlich des Chammlibergs, bei Pkt. 2949 m, beträgt die Mächtigkeit rund 150 m; das Tros-Kalk-Member fehlt.

## Kreide

Sedimente der Kreide bilden den liegenden Verkehrtchenkel der Kammlistock-Decke. Sie umfassen einen grossen Teil der frühen Kreide, stratigraphisch Zementstein- bis Schrattenkalk-Formation (Berriasien–Aptien).

### **i<sub>8</sub>-c<sub>1</sub>      Zementstein-Formation** [Zementsteinschichten]

Von der auf die Quinten-Formation folgenden Zementstein-Formation, einer Abfolge von um 100 m mächtigem Mergel mit Kalkbänken, ist nach MOHR & FUNK (1995) der älteste Teil dem Malm zuzuordnen. Auch in der Kammlistock-Decke dürften der mittlere und jüngere Teil der Zementstein-Formation bereits zur frühen Kreide gehören.

### **c<sub>1</sub>            Öhrli-Formation** [Öhrli-Schichten]

Die Öhrli-Formtion besteht aus 50–70 m hell anwitterndem, teils oolithischem Kalk. Sie lässt sich durch mergelige Lagen unterteilen; Vitznau-Mergel fehlt.

### **c<sub>2k</sub>            Betlis-Kalk** («Valanginien-Kalk»)

Der Betlis-Kalk ist ein etwa 40 m mächtiger Echinodermenkalk, der im mittleren Teil von Kieselknollen erfüllt ist.

### **c<sub>3</sub>            Helvetischer Kieselkalk**

Der mindestens 25 m mächtige Helvetische Kieselkalk ist nicht weiter gliederbar. Die Echinodermenbrekzie im Dach ist nur lokal bis 1 m mächtig.

### **c<sub>4m</sub>            Tierwis-Formation** [Drusberg-Schichten]

Der über dem Helvetischen Kieselkalk folgende, etwa 3–4 m mächtige, Pyrit führende mergelige Glaukonitkalk hat SCHUMACHER (1928) als Altmann-Schicht (Altmann-Member) betrachtet; sie sind daher der Tierwis-Formation (FÖLLMI et al. 2007, SKS 2009) zuzurechnen. Die Abfolge über dem Glaukonitkalk des Altmann-Members besteht aus 30–40 m mächtigem Mergel mit kalkigen Austernbänken im oberen Teil.

### **c<sub>U</sub>            Schrattenkalk-Formation** [Unterer und Oberer Schrattenkalk (inkl. untere Orbitolinenschichten)]

Die Schrattenkalk-Formation (Barrémien – frühes Aptien) wird unterteilt in Unteren und Oberen Schrattenkalk; letzterer beinhaltet auch die Unteren Orbito-

linenschichten (Rawil-Member). Der Untere Schrattenkalk ( $c_{4U}$ ) ist mindestens 50 m mächtig und bildet massigen, hell anwitternden und im unteren Teil spätigen Kalk. Das Rawil-Member und der Obere Schrattenkalk ( $c_{5U}$ ) bestehen aus 30 m graubräunlichem Kalk mit von Orbitolinen erfüllten Mergellagen. Gegen oben nehmen die Kalklagen überhand. Da das späte Aptien in der Kammlistock-Decke wie in der Griesstock-Decke fehlt, transgredieren hier Nummulitenschichten direkt auf Orbitolinschichten.

### Tertiär (Eozän)

Eozäne Sedimente finden sich nur sehr lokal im nördlichsten Teil der Kammlistock-Decke. Sie umfassen, ähnlich wie in der Griesstock-Decke, Nummuliten-schichten und Globigerinenmergel; Taveyannaz-Sandstein fehlt.

#### e<sub>4</sub> **Bürgen-Formation** [Nummulitenschichten, Bürgen-Schichten]

Die Nummulitenschichten zeigen dieselbe Gliederung wie in der Griesstock-Decke und ähnliche, aber geringere Mächtigkeiten. Die «Complanata-Schichten» (Assilinengrünsand und Nummulitenkalk mit *Nummulites complanatus* = *N. millecaput*) werden wie in der Griesstock-Decke und in der Schuppenzone des Klausenpasses als Bürgen-Schichten (Bürgen-Formation) zusammengefasst. Es folgen «Pectinidenschiefer» (informelles «Hohgant-Schiefer»-Member) der Wildstrubel-Formation mit sandreicher Basis.

#### e<sub>4-6</sub> **Stad-Mergel** [Globigerinenmergel]

Der graue, tektonisch mitgenommene Globigerinenmergel (Stad-Mergel) mag gegen Osten ca. 50–100 m mächtig werden. Am östlichen Chammliberg (Blatt Tödi) finden sich im Globigerinenmergel «Kleintal-Konglomerate».

## HELVETIKUM

Im folgenden Kapitel werden diejenigen tektonischen Einheiten beschrieben, die *über* der helvetischen (Glarner) Hauptüberschiebung liegen. Bei den helvetischen Decken handelt es sich ausschliesslich um vom kristallinen Untergrund abgescherte Sedimentstapel, die bis max. 35 km weit nach Norden verfrachtet wurden (PFIFFNER 1993). Ihre ursprüngliche Position lag weiter südlich als die oben beschriebenen autochthonen und parautochthonen Einheiten. Im Gebiet der Blätter Muotathal und Schächental (vgl. Taf. I) treten zwei bedeutende helvetische Decken zutage, die tiefere Axen-Decke und die höhere Drusberg-Decke. Letztere besteht aus Sedimenten des Malms, der Kreide und des Paläogens, während die Gesteinsabfolge der Axen-Decke von der Trias bis ins Paläogen reicht. Im Gebiet von Blatt Schächental sind nur die Sedimente der Axen-Decke aufgeschlossen.

### AXEN-DECKE S. S.

#### und Malm-Schuppen der Schächentaler Windgällen

Sedimente der Axen-Decke konzentrieren sich im Gebiet des Kartenblattes auf den äussersten Nordosten. Im Liegenden einer von Trias bis früheste Kreide reichenden, recht vollständigen Abfolge des Normalschenkels existiert eine sehr geringmächtige Abfolge von Sedimenten der frühen Kreide des Verkehrtshenkels (Fig. 11; vgl. Taf. II, Profile 6–9).

### NORMALSCHENKEL

#### Trias

Die Basis des Normalschenkels der Axen-Decke bildet eine Triasabfolge von Rauwacke und Röti-Dolomit der Röti-Formation sowie Quarten-Schiefer mit roten und weissen Sandsteinbänken (Quarten-Formation).

#### **t<sub>II</sub>**      **Röti-Formation** [Röti-Dolomit und Rauwacke]

Es existiert im Blattbereich kein durchgängiges Profil der Röti-Formation; ihre Mächtigkeit dürfte sich um 15–20 m bewegen. Die Abfolge ist östlich der Klausenpasshöhe (Blatt Tödi) besser aufgeschlossen. Südlich der Passhöhe liegen über 2 m Röti-Dolomit und 2 m Dolomitm Brekzie («Spitzmeilen-Brekzie») sowie gut 30 m Rauwacke.

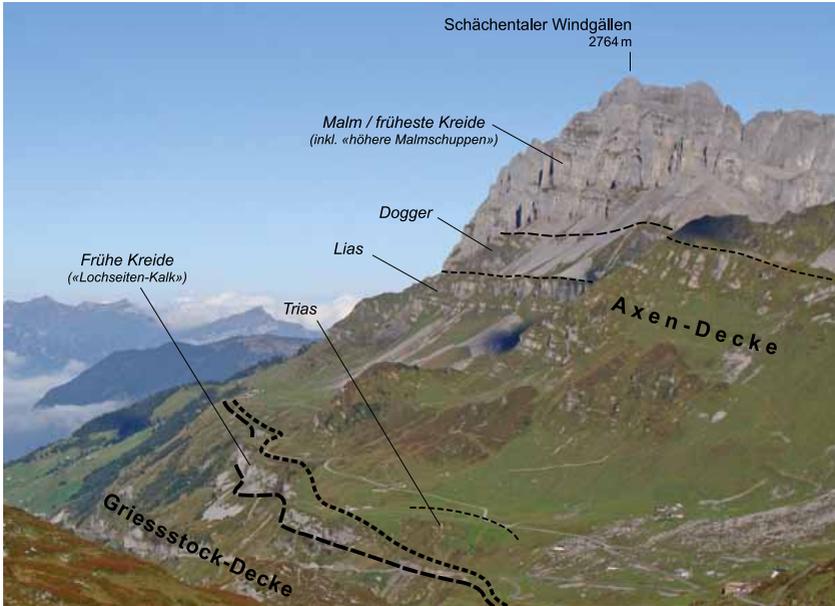


Fig. 11: Schächentaler Windgällen, wenige Kilometer westlich des Klausenpasses. Der Bergstock ist Teil der Axen-Decke und wird von Schichten der Trias bis frühesten Kreide aufgebaut. Im Gipfelbereich ist die Abfolge tektonisch gestört («höhere Malmschuppen»). Wenig oberhalb der Passstrasse ist der Verkehrtschenkel der Axen-Decke («Lochseiten-Kalk») zu erkennen, darunter die Griesstock-Decke und die Schuppenzone des Klausenpasses. Foto: O. Kempf 2009.

### **t<sub>III</sub>      Quarten-Formation [Quarten-Schiefer]**

In der Quarten-Formation dominiert roter siltiger Mergelschiefer; nach oben stellen sich grünliche Lagen sowie weissliche, quarzitische Bänke ein. Am vollständigsten ist die Abfolge mit 17 m nördlich der Klausenpasshöhe (Blatt Tödi) aufgeschlossen, insgesamt dürfte die Mächtigkeit etwa 20–25 m betragen.

### **Jura – frühe Kreide**

Über der Quarten-Formation folgt eine reduzierte (Rhät-)Lias-Abfolge, die gegen Westen und vor allem gegen Osten (Blätter Linthal und Tödi) rasch an Mächtigkeit gewinnt. TRÜMPY (1949) hat sie – von unten (alt) nach oben (jung) – gegliedert in:

1. Heller Quarzsandstein (Infralias-Sandstein, informelles Member der Prodkamm-Formation), Rhät (?) – ältestes Hettangien,
2. Cardinienschichten (informelles Cardinien-Member der Prodkamm-Formation),
3. Prodkamm-Serie (Prodkamm-Formation),
4. Spitzmeilen-Serie (Spitzmeilen-Formation),
5. Sexmor-Serie (Sexmor-Formation).

Die Prodkamm-Formation des basalen Lias umfasst hier die mittleren und oberen Cardinienschichten sowie die Prodkamm-Serie (Arietenkalk, OBERHOLZER 1933), einer Wechselfolge von Tonschiefern und feinsandigen eisenschüssigen Kalksandsteinen mit karbonatischen Einlagerungen. Die Abfolge beginnt mit einer blaugrauen, sandig-oolithischen Kalkbank mit Muscheln und Brachiopoden des frühesten Sinémuriens, gefolgt von Korallen- und Crinoidenkalk. Zur Oberen Prodkamm-Serie gehören die «Unteren Quarzite». Für die Gesamtheit der massigen und meist grobkörnigen Sandkalke der Spitzmeilen- und Sexmor-Formation behält TRÜMPY (1949) den Begriff Magerrai-Schichten (OBERHOLZER 1933) bei.

### **Prodkamm-Formation**

- r-I<sub>1</sub>**      **Infralias-Sandstein** [Basaler Quarzsandstein],  
**Cardinien-Member** [untere und mittlere Cardinienschichten]

#### *Infralias-Sandstein (informelles Member)*

Südlich der Klausenpasshöhe (Blatt Tödi) liegt 5–6 m mächtiger, knorri-ger Quarzsandstein. Westlich von Heidmanegg (Koord. 703.575/192.550) notierte TRÜMPY (1949, S. 37) ein 10–13 m mächtiges Profil mit 3 m Dolomitmergel und schwarzem Tonschiefer an der Basis, einer Sandsteinbank, gefolgt von 8–10 m feingeschichtetem, knorrigem, eisenschüssigem, quarzitischem Sandstein.

#### *Cardinien-Member (informelles Member)*

Es folgt eine Abfolge von 15 m dunkelgrauem Tonschiefer und plattigem, eisenschüssigem Kalksandstein mit Kriechspuren sowie 3 m rostig anwitterndem Sandstein mit kleinen Muschelschalen (untere Cardinienschichten). Die darüber folgenden mittleren Cardinienschichten beginnen mit 10 m schwarzem Tonschiefer mit feinkörnigen Sandsteinlagen, gefolgt von 8 m Kalksandstein und 25–35 m Ton- und Mergelschiefer.

- I<sub>1-2</sub>**      **Cardinien-Member** [obere Cardinienschichten], **untere und mittlere Prodkamm-Formation** [untere und mittlere Prodkamm-Serie]

#### *Cardinien-Member (informelles Member)*

Die Abfolge der oberen Cardinienschichten beginnt mit 2 m kreuzgeschichtetem, feinspätigem Kalk, gefolgt von 4–5 m grünem und rotem Kalksandstein

bzw. rostig anwitterndem, sandigem Kalk. Darüber folgt 1,5 m feinkörniger Kalk mit Schalenrümern und 1 m gefleckter sandiger Mergelschiefer.

#### *Prodkamm-Formation*

Die untere Prodkamm-Serie setzt mit 2 m oolithischem und gegen oben dolomitischem Kalk mit Schalenresten ein, gefolgt von 3–4 m schwarzem Schiefer und Kalksandstein sowie 9 m unten schwarzem, oben gelblichem, mergeligem Schiefer mit Bänken von teils sandigem Kalk.

Die mittlere Prodkamm-Serie besteht aus 5 m braunem, feinkörnigem Sandstein, 2–3 m schwarzem, gegen oben zunehmend tonigem Tonschiefer mit dolomitischer Kalkbank und 2–3 m gebändertem Kalksandstein mit Echinodermenstielglieder (*Pentacrinus*) führenden Lagen. Darüber folgt 7 m Tonschiefer mit Sandstein- und gefleckten Kalkbänken sowie 1,5 m kreuzgeschichteter, sandiger und oolithischer Kalk, der zuunterst konglomeratisch mit bis zu 2 cm grossen Geröllen von Sandstein, Dolomit und Tonschiefer ausgebildet ist. Weiter folgt eine 10 m mächtige Wechsellagerung von feinkörnigem Kalk- und Quarzsandstein mit schwarzem, Glimmer führendem, sandig-tonigem Schiefer, 3 m Kalk mit gelblichen Lagen und erneut 10 m Sandstein und Schiefer.

#### **I<sub>2q</sub> Obere Prodkamm-Formation** [obere Prodkamm-Serie («Untere Quarzite»)]

Die obere Prodkamm-Serie beginnt westlich von Heidmanegg mit 10–15 m Tonschiefer und gebändertem Sandstein, sandigem Kalk sowie glimmerreichem, sandigem Schiefer und einer Kalkbank mit *Pentacrinus*-Stielgliedern. Es folgen 20 m eisenschüssige Quarz- und Kalksandsteinbänke und eine 5–8 m mächtige Wechsellagerung von schwarzem Tonschiefer mit sandigem Mergel, gegen oben gelblichem und schwarz-grauem Mergelschiefer mit kleinen Bivalven und schwarzem Tonschiefer.

#### **I<sub>3q</sub> / I<sub>3s</sub> Spitzmeilen-Formation** [Spitzmeilen-Serie («Obere Quarzite» und Untere Magerrai-Schichten)]

In der Spitzmeilen-Formation der Glarner Alpen unterscheidet TRÜMPY (1949) fünf Faziestypen – auf Blatt Schächental den Urner-Boden-Typ, maximal 250 m mächtig, der das westliche Äquivalent des Guscha- und Magerrai-Faziestyps darstellt. Er ist durch das Fehlen Chamosit führender Gesteinstypen charakterisiert. Dabei zeichnen sich südlich des Klausenpasses und vom Bisistal zum Klausenpass Schwellenzonen in der Spitzmeilen-Formation ab.

Vom Südfuss des Märcher Stöckli (Blatt Tödi, Koord.707.9/192.2) und vom Felskopf des Axen südlich der Schächentaler Windgällen (703.0/193.0) hat W.Brückner (in TRÜMPY 1949, S.104f.) zwei 68 m bzw. 60 m mächtige Profile

durch die Spitzmeilen-Formation aufgenommen. In beiden Profilen befinden sich unten vorwiegend grobe Sandsteine und Quarzsandsteine. Die basale Spitzmeilen-Serie ( $I_{3q}$ ), bestehend aus 30 m Rostflecken-Sandstein («Obere Quarzite»), setzt mit scharfer Grenze über der Oberen Prodkamm-Serie ein. Im mittleren Teil ( $I_{3s}$ ) der Profile erscheint das Gestein durch den Wechsel von seitlich auskeilenden, grau anwitternden Quarz- sowie braun anwitternden Kalksandsteinlagen gebändert. Lokal stellen sich Sandkalk- und sandige Schieferbänder mit Gryphaeen ein, aus denen sich dünnbankiger Kalksandstein entwickelt. Der obere Teil ( $I_{3s}$ ) zeichnet sich durch eine Wechsellagerung von Mergelschiefer und spätigem Mergelkalk mit Schalenrümern und Bänkchen von Echinodermenkalk aus. Grobkörniger, nach oben in Sandkalk übergehender Kalksandstein beendet die Abfolge. Die Mächtigkeit beträgt am Märcher Stöckli etwa 10–12 m, am Axen gegen 6–6,5 m.

#### **$I_{4-5}$ Sexmor-Formation [Sexmor-Serie (Obere Magerrai-Schichten)]**

Am Felskopf des Axen hat W. Brückner (in TRÜMPY 1949, S. 138) ein Profil durch die hier etwa 60–70 m mächtige Sexmor-Formation aufgenommen. Nördlich des Klausenpasses stellte er eine auffällige Mächtigkeitsreduktion auf 12 m fest. Die Abfolge beginnt südlich des Märcher Stöckli mit 3 m Mergelschiefer mit einigen Echinodermenkalklagen, gefolgt von einer dünnbankigen Wechsellagerung von grauem Mergel und Kieselkalk, die in der grössten Meerestiefe zur Liaszeit abgelagert wurden. Mit scharfer, welliger Grenze folgen feinkörniger Kalk und mergeliger Sandkalk mit Phosphoritknollen und Belemniten. Darüber liegt eine dünnbankige Wechselfolge von feinspätigem Kalk und Sandkalk mit bis zu 2,5 mm grossen Quarzkörnern, Belemniten und Phosphoritknollen. Der obere Teil der Sexmor-Formation zeichnet sich durch gebänderten Grobsand- und Kieselkalk mit hellen Hornsteinlagen aus. Im weiteren Verlauf wird die Fazies neritisch. Es stellt sich grobspätiger Echinodermen-Kalk mit Grobsand-Schlieren ein. Zuerst treten Phosphoritknollen auf.

#### **$a_1$ Mols-Member [Molser Serie («Aalénien-Schiefer»)]**

Das Mols-Member der Bommerstein-Formation (Aalénien) besteht aus dunklem Tonschiefer und erreicht am Axen eine Mächtigkeit von ca. 30–35 m.

#### **$a_{2u} / a_{2o}$ Bommerstein-Formation [Bommerstein-Serie, Unterer hellbrauner und oberer dunkelbrauner Eisensandstein]**

Der 35–40 m mächtige hellgraue untere Eisensandstein ( $a_{2u}$ ) der Bommerstein-Formation (Aalénien) ist knorrig strukturiert und von Tonhäuten durchsetzt. Der feinkörnige, dunkelbraune obere Eisensandstein ( $a_{2o}$ ) ist 40–45 m mächtig.

**i<sub>1-3</sub> Reischiben-Formation** [Reischiben-Serie (Echinodermenbrekzie)  
und **Blegi-Eisenoolith** [Blegi-Oolith]

Die Echinodermenbrekzie erreicht eine Mächtigkeit von ca. 25–30 m, der Blegi-Eisenoolith ist wenige dm mächtig (Bajocien – Callovien).

**i<sub>4-5</sub> Schilt-Formation** [Schilt-Schichten]

In der Axen-Decke umfasst die Schilt-Formation ca. 2–3 m Schilt-Kalk, 18–20 m kalkigen Schilt-Mergel und um 25 m gebankten, gelblich anwitternden Kalk (Mürtschen-Member).

**i<sub>6-8</sub> Quinten-Formation** [Unterer Quintner Kalk, «Mergelband», Oberer Quintner Kalk]

Die Quinten-Formation kann durch das «Mergelband»-Member (**i<sub>7</sub>**) in einen unteren (**i<sub>6-7</sub>**) und oberen (**i<sub>7-8</sub>**) Abschnitt unterteilt werden. In der südlichsten Axen-Decke bewegt sich die Mächtigkeit des unteren Quintner Kalks um 120 m. Es handelt sich um dickbankigen mikritischen Kalk. Das «Mergelband»-Member besteht aus dünnplattigem, schwach mergeligem Kalk und ist in der Axen-Decke 35–40 m mächtig. Der obere Quintner Kalk umfasst wiederum dickbankigen mikritischen Kalk mit einer Mächtigkeit um 150 m.

**i<sub>8-c<sub>1</sub></sub> Zementstein-Formation** [Zementsteinschichten]

Die Zementstein-Formation besteht aus dunkel anwitterndem und von Mergellagen durchzogenem, nach oben mergeliger werdendem gebanktem Kalk und Mergelkalk. Die Abfolge ist 15–85 m mächtig und gegen oben durch die Malm-Schuppen der Schächentaler Windgällen tektonisch abgeschnitten.

Jüngere Formationen des Normalschenkels der Axen-Decke sind im Gebiet von Blatt Schächental nicht vorhanden.

## VERKEHRTSCHENKEL

### **Frühe Kreide («Lochseiten-Kalk»)**

Über der Griessstock-Decke und der Schuppenzone des Klausenpasses folgt im Bereich der Klausenstrasse, zwischen Heidmanegg und Untere Balm, Kalk und Mergel der frühen Kreide (Valanginien). BRÜCKNER (1943, S. 7) deutete die Abfolge als Verkehrtserie der Axen-Decke. Ihre westliche Fortsetzung ist unbekannt, da die Abfolge unter quartären Rutsch- und Sackungsmassen verschwindet. Die Se-

dimente der frühen Kreide sind hier sehr stark ausgewalzt und werden als «Lochseiten-Kalk» bezeichnet. Die obere Grenzfläche des «Lochseiten-Kalks» (Kalkmylonit) ist sehr glatt und scharf, das generell nordwärtige Einfallen beträgt ca. 15° bis 25° (BRÜCKNER 1943, S. 20).

**c<sub>L</sub>      Öhrli-Formation [Öhrli-Schichten] und  
Vitznau-Mergel [«Valanginien-Mergel»]**

Die bis zu 60 m mächtige, verkehrt liegende Serie von Kalken und Mergel der frühen Kreide (Valanginien) setzt sich aus lokal ca. 50 m mächtigem, dichtem bis feinspätigem, hellgrau anwitterndem Kalk der Öhrli-Formation sowie, im Liegenden, aus bis zu 10 m mächtigem dunkelgrauem, bituminös riechendem Vitznau-Mergel mit knolligen Kalklagen zusammen. Eine etwa 2 m mächtige, spätige Kalkbank stellt – verglichen mit dem Axen-Südlappen an der Axenstrasse – eine Einlagerung im Vitznau-Mergel dar (BRÜCKNER 1943, S. 7).

#### HÖHERE MALMSCHUPPEN DER SCHÄCHENTALER WINDGÄLLEN

Im Dach der Axen-Decke folgen im Gipfelbereich der Schächentaler Windgällen und wenig südlich der Chli Glatten im Gebiet des rechten oberen Kartendrands Relikte von Malm und Unterkreide der Schilt-, Quinten- und Zementstein-Formation. Sie bilden «höhere Malmschuppen», welche beim Deckentransport von der Axen-Decke zwar abgeschert, aber nur wenig weiter nach Norden verfrachtet wurden. Die sie ursprünglich bedeckende Kreide ist in der Drusberg-Decke zu suchen, die südlich des Muotatals noch Kalke der Quinten-Formation führt, welche faziell und lagemässig mit den höheren Malm-Schuppen der Schächentaler Windgällen in Verbindung gebracht werden können. HANTKE (1961) interpretiert demnach die «höheren Malmschuppen» nicht als Teil der Axen-Decke, sondern sieht in ihnen «Kerne» der Drusberg-Decke (vgl. HANTKE in Vorb.).

Über der Quinten- bzw. Zementstein-Formation folgt zunächst ein Verkehrt-schenkel, bestehend aus rekristallisiertem und zerschertem Quintner Kalk. Die Schichtfolge des zurückgebliebenen Juras beginnt im Normalschenkel mit Sedimenten des Malms: über ca. 25–30 m kalkigem Schilt-Mergel liegt ca. 30 m gelblich anwitternder Kalk des Mürtschen-Members, gefolgt von 100 m unterem Quintner Kalk, 40–45 m dünnplattigem Kalk des «Mergelband»-Members und ca. 120 m oberem Quintner Kalk. Schliesslich folgen die Zementsteinschichten (früheste Kreide), von denen 80–100 m aufgeschlossen sind.

## QUARTÄR

(von René Hantke)

Das Quartär im Kartengebiet umfasst spätletzteiszeitliche Ablagerungen von Gletschern sowie gravitative Sedimente wie Felssturzmassen und Hangschuttkegel des Holozäns. Gebiete mit Sackungs- und Rutschmassen treten verbreitet auf und konzentrieren sich auf die nördliche Talflanke des Schächentals zwischen Springen und Unterschächen, auf das Gebiet der Schattdorfer Berge und auf ein kleineres Gebiet südlich der Chli Windgällen (s. geologisch-tektonische Übersicht 1:200 000). Die spätglazialen Sedimente – Moränen und Stauschotter – dokumentieren verschiedene kurzzeitige Vorstossphasen während des generellen Rückgangs der Gletscher der Letzten Eiszeit.

Heute vergletscherte Gebiete sind auf den Südostteil des Kartengebiets beschränkt, wo mehrere Lokalgletscher die Hänge der Windgällen-Ruchen-Kette bedecken. Eine grössere, zusammenhängende Eismasse bildet der Hüfifirn ganz im Osten des Kartengebiets. Aufgrund des jüngsten Klimawandels entsprechen die auf der Karte sichtbaren Gletscherstände (Stand von 1979) nicht mehr den aktuellen Gegebenheiten. Wie im Folgenden ausgeführt, sind die Gletscher mittlerweile z.T. erheblich weiter zurückgeschmolzen.

Hinsichtlich des Quartärs hat BRÜCKNER (1937a) die Darstellung seines Grossonkels Eduard Brückner (in PENCK & BRÜCKNER 1909) durch den Nachweis des Eindringens von Reuss-Eis ins Schächental ergänzt und dort mehrere spätletzteiszeitliche Gletscherstände unterschieden, die er nach der ostalpinen Gliederung dem Bühl-, Gschnitz- und Daun-Stadium zugewiesen hat (Tab.1). Diese Gliederung hat sich seither erweitert (z.B. MAISCH 1981, 1982, IVY-OCHS et al. 2006). Zwischen Bühl- (mit mehreren Ständen) und Gschnitz- wird zusätzlich ein Steinach-Stadium unterschieden, zwischen Gschnitz- und Daun- ein Clavadel-Stadium, zwischen dem Daun-Stadium und den frührezenten Gletscherständen der Kleinen Eiszeit (1250-1850) befindet sich das Egesen-Stadium, welches zeitlich der Jüngeren Dryas entspricht (IVY-OCHS et al. 2006, 2008). Nach heutigem Wissen entstanden die Endlagen von Attinghausen-Betzligen während des Steinach-Stadiums, jene um Wassen (Blatt 1211 Meiental) während der Gschnitz- und Clavadel-Stadien. Eine Zusammenstellung publizierter Alter dieser und weiterer Stadien haben KELLER & KRAYSS (2005, Fig. 10) für das Rheingletschersystem geliefert. Gemäss diesen Autoren liegen die Stadien Bühl bis Egesen innerhalb des Spätglazials zwischen ca. 17,5–11,7 ka. IVY-OCHS et al. (2006) geben eine Übersicht über die relative Abfolge und den jeweiligen morphologischen Ausdruck der Moränen der einzelnen spätglazialen Stadien in den Zentral- und Ostalpen.

Während der Letzten Eiszeit bildete der Reussgletscher den dominierenden Eisstrom im Haupttal des Kartengebiets. Von Osten führten zwei Talgletscherzun-

gen dem Reussgletscher zusätzliches Eis zu, der Schächengletscher im Norden und der Maderaner Gletscher im Süden, dessen ehemaliger Mündungsbereich ins Reusstal jedoch weiter südlich (Blatt Amsteg) liegt. Daneben haben zahlreiche weitere Lokalgletscher die grossen Eisströme im Quartär beliefert.

## Spätletztezeitliche Vergletscherungen

### q<sub>4m</sub> **Moräne der Spätwürm-Vereisung (Gersau-/Ingenbohl-Stadium und ältere)**

Moränenablagerungen mit z.T. verkitteten Wällen findet man vor allem auf den Schattdorfer Bergen südöstlich von Schattdorf und – fleckenhaft verteilt – entlang den Flanken des Reusstals sowie auf den Nordhängen des Schächentals bei Bürglen. Assoziiert sind erratische Blöcke aus Kristallingestein. Die dargestellten Moränen entsprechen dem letzteiszeitlichen, spätglazialen Vorstoss des Gersau-/Ingenbohl-Stadiums und älteren Vorstössen. Das Gersau-/Ingenbohl-Stadium entspricht wahrscheinlich dem Bühl-Stadium (nach PENCK & BRÜCKNER 1909), für das KELLER & KRAYSS (2005) im Gebiet des Rheingletschers ein Alter von ca. 17,3 ka annehmen (Tab. 1). Hinweis auf ein älteres Stadium gibt der auf dem Sunntigsboden (Koord. 695.00/190.65, 1250 m) beginnende, letztezeitliche Moränenwall, der aufgrund seiner Höhenlage dem Bremgarten-Stadium zugeordnet werden kann (vermutlich um 19,5 ka nach KELLER & KRAYSS 2005).

### *Reussgletscher*

Um Erstfeld reichte der letzteiszeitliche Reussgletscher bis gegen 1550 m. Rechtsseitig liegt höchste Reussmoräne – wahrscheinlich des Maximalstands – auf Brämerboden (Koord. 694.35/186.23, 1480 m) und nordwestlich des Schwarz Grats auf 1540 m (693.075/188.275). Linksseitig liegt sie auf dem Horn (690.100/186.750, 1470 m). Südlich des Zusammenschlusses von Schächen- und Reusstal liegt flächenhaft hoch- bis spätglaziale Moräne auf den Sackungsmassen der Schattdorfer Berge (JENNY 1934; vgl. S.76). Sie erreichen eine Höhenlage von rund 1500 m. Auf ca. 1200–1300 m haben sich südöstlich des Haldi mehrere Seitenmoränen gebildet, die wahrscheinlich dem Gisikon-Honau- und Bremgarten-Stadium zugerechnet werden können.

Von der aufliegenden Moränendecke oberhalb des Haldi auf 1180 m einsetzende Moränenwälle entsprechen lagenmässig dem Stand von Gisikon-Honau.

Da die Sackung der Schattdorfer Berge die Mündung des Teiftals ins Reusstal kaum verändert hat, ist sie – gemäss R. Hantke – wohl schon sehr früh, vor der Grössten Vereisung, niedergefahren. Die Hals-Pfaffenwald-Schutt Nase an ihrem Anfang interpretiert HANTKE (2004) daher als eine persistente Mittelmoräne, die aufgrund ihrer Höhenlage bereits zur Zeit der Grössten Vereisungen auf die Sackung aufgesetzt wurde.

Auf der Ostseite des Reusstals liegt Reussmoräne mit Aarmassiv-Blöcken oberhalb von Silenen auf Wasserplatten bis knapp auf 1300 m, auf Strängmatt bis 1270 m, oberhalb von Färchen bis 1180 m, oberhalb von Schwändli auf 1170 m und bei Ober Schwandi auf über 1230 m. Diese ist kaum erst beim Abschmelzen, etwa im Gisikon-Honau-Stadium, abgelagert worden. Sie wurde möglicherweise schon beim Gletschervorstoss während des Bremgarten-Stadiums oder früher (?) geschüttet. In dieser Moräne befindet sich ausser Kristallin auch viel Lokalgut, wie z.B. Kalkblöcke der Quinten-Formation. Diese Blöcke könnten entweder von lokalen Gletschern oder durch Bergstürze aufs Eis zugeführt worden sein.

#### *Lokalgletscher der westlichen Reusstalseite*

Im Gersau- und Ingenbohl-Stadium (BUXTORF 1916, HANTKE 1987) erhielt der Reussgletscher vom Erstfelder Gletscher Zuschuss, was Moränen um 1100 m bei Ämmeten bezeugen. Weiter südlich, bei Riedberg (Pkt. 1207 m), befindet sich Moräne und ein Moränenwall des Riedgletschers, welche laut Karte während des Bühl-Stadiums ( $q_{4m}$ ) gebildet wurde. Die Moräne lässt sich weiter westlich bis ca. 1340 m verfolgen. Der Moränenwall könnte aber auch bereits dem Attinghausen-Stand, dem Churer Vorstoss des Rheingletschers (= Steinach-Stadium;  $q_{5m}$ ), entsprechen.

Das Moränenvorkommen am Holzbiel (Pkt. 1794 m) liegt zu hoch für den letzteiszeitlichen Maximalstand, der etwa bei 1640 m gelegen haben dürfte. Ob es sich hier um ältere, mittelpleistozäne Moräne handelt ist fraglich. Wahrscheinlicher ist, dass es sich hierbei um Moräne eines lokalen Gletschers aus dem Kar des Ruchälplistocks handelt. Letzteres kann auch für die Moräne am Sunnig Grat (Pkt. 2077 m; südlicher Blattrand) angenommen werden: Lokalgletscher aus dem Stockgruben Kar.

#### *Lokalgletscher der östlichen Reusstalseite*

Gemäss R. Hantke stellen die von W. Brückner als Trockenschuttkegel kartierte Ablagerungen oberhalb von Silenen, südlich von Ribiboden, Mittelmoränen dar. Weitere solcher Bildungen vermutet R. Hantke zwischen dem Reussgletscher und einem Zuschuss vom Hübsch Eggen, südöstlich von Erstfeld, unterhalb von Ronenegg sowie auf Strängmatt zwischen Reuss- und Öfigletscher von den Windgälen. Ebenso wurden dem Autor zufolge an der Sunnig Planggen nördlich des Seewli, unterhalb Lang Biel, vom Zigerweg gegen Sack und vom Griessbiel gegen Grossboden Mittelmoränenansätze von auf Eis nieder gebrochenem Sturzgut abgelagert.

### **$q_{4s}$ Glaziale Stauschotter-Terrasse**

Glaziale Stauschotter-Terrassen finden sich im Nordwesten des Atlasblattes, vornehmlich am Ausgang des Schächentals ins Reusstal auf Höhen um 1000 m

Atlasblatt	Lokale und regionale Bezeichnungen der Stadien und Stände				Zeitlicher Vergleich	
	Ostalpen	Göschener Reuss	Blatt 1192 Schächental		Ostschweiz	Zeit
		Reusstal Reussgletscher	Maderanertal Maderaner- gletscher	Brumital Hinter- Schächengletscher	Schächental Vorder- Schächengletscher	KELLER & KRÄNYSS (2005) Linth- Rheingletscher
BRÜCKNER & ZBINDEN (1987)						
q <sub>r</sub>	Kleine Eiszeit	Egg Göscheneralpee	Griessbrüggen	Griessuggen (N Ruchen)	Griessbödemli	?
	Kromer	Hinter Brändli	Blindensee	Griessuggen (N Windgallen)	Leiterli	?
q <sub>1</sub>	Böckten	Riedmatt	Butzli	Pfaffen	ca. 1680 m	?
	Egessen/ Jüngere Dryas	Wiggen-Bonen [12,35 ± 0,25 ka] <sup>1)</sup>				12,9–11,5
	Bölling-Allerød	Eintiefung Reusstal				?
	Interstadial	Schlucht bei Intschli				14,7–12,9
	Daub	Göschenen-Bächli	Alt-Stafel	Rüti	Steingädemli	?
	Clavadel	Wassen	Lungenberg	Lissieren/Alt Rüti	Surtenstalden	15,6
q <sub>5m</sub>	Moräne des Churer Vorstosses (Atting- hausener Vorstoss) und jünger	Gschnitz	Wassen-Pfaffenspr.	Hellberg	Gampelen-Talstn. Äsch	?/Domat-Ems
		Steinach	Attinghsn.-Betzling.		Unterschächchen	räumlich eng verknüpft
			Amsteg		Brügg	?/Sargans
q <sub>4s</sub>	Glaz. Stauschotter	Bühl			Stauterrassen	Schänis/ Weissbad-Koblach
q <sub>4m</sub>	Moräne der Spät- würm-Vereisung (Gersau-/Ingen- bohi-Stadium) und älter				930–860 m	17,3
		Vorstoss randalpi- rascher Gletscher	Gersau/Ingenbohl		Moränenwall 1030 m	18,0
		Eisabbau und Rückschmelzen	Vitznau/Goldau Gisikon-Honau Bremgarten		Ufermoränen 1300–1200 m	Zürich/Stein a. Rh. 19,5
		LGM:	Stetten		?	Schlieren/Feuerth. Killwangen/ Schaffh. n.
			Mellingen		Moränen bei Erstfeld/ Haldi um 1500 m	24,0–23,0

Tab. 1: Übersicht über die letztzeitlichen Stadien im Gebiet von Blatt 1192 Schächental (Zusammenstellung nach HANTKE 1980).  
<sup>1)</sup> Kalibriert nach SCHINDLER (1972).

und zwischen 600–800 m. Die zweigeteilten Stauschotter-Terrassen im unteren Schächental bei Eierschwand (Koord. 694.75/193.50), Breitäbnet (695.2/192.8), Ried (694.75/192.95) und Ämmeten (694.85/192.30) sind spätletzteiszeitlich. Möglicherweise besitzen sie einen älteren, bereits während des Vorstosses geschütteten Kern. Sie bekunden Stauschutt an temporäre Eistränder im Schächental. Weitere Stauschotter-Terrassen befinden sich südlich von Schattdorf bei Acherli (692.75/190.10, ca. 630 m) und bei Figstuel (693.90/189.70, ca. 1040 m).

Älteste Stauschotter-Terrassen lassen sich mit dem Gisikon-Honau-Stadium zeitlich parallelisieren. Hierzu gehört die doppelte Terrasse von Eierschwand um 1000 m, die wohl als Kame-Terrasse beim Vorstoss des Reussgletschers angelegt worden ist, sowie die Stauschotter-Terrasse von Figstuel auf ca. 1040 m. Die Terrassenränder bei Witterschwanden auf 950 m entsprechen vermutlich dem etwas jüngeren Vitznauer Stand.

Während des Gersau-/Ingenbohl-Stadiums lieferten lokale Gletscher von der Rosstock-Kette (Blatt Muotathal) dem Schächengletscher und dem noch bis Brügg bei Bürglen ins Schächental eingedrungenen Reussgletscher (BRÜCKNER 1937a) letzte Zuschüsse. Von Süden nahm der Reussgletscher den Riedertaler Gletscher auf. Im Kontaktbereich der genannten Gletscher wurden die Stauschotter-Terrassen von Ämmeten, Breitäbnet und Ried geschüttet. Die Terrasse von Ämmeten hat W. Brückner als zu Terrasse verschwemmte Moräne betrachtet.

#### **q<sub>5m</sub> Moräne des Churer Vorstosses (Attinghausen-Stadium) und jüngere Moräne**

Die Ablagerungen dieser spätletzteiszeitlichen Moränen entsprechen dem Attinghausen- und dem etwas jüngeren Wassen-Pfaffensprung-Stadium, welche dem Churer und dem Thusener Vorstoss des Rheingletschers zugeordnet werden. Das Attinghausen-Stadium ist wahrscheinlich dem Steinach-Stadium (HANTKE 1980, MAISCH 1982) gleichzusetzen, das Wassen-Pfaffensprung-Stadium dem Gschnitz-Stadium (Tab. I). KELLER & KRAYSS (2005) geben für diese Stadien ein Alter von etwa 17–16 ka an.

#### *Reussgletscher*

Ein erneuter Vorstoss des Reussgletschers während des generellen Abschmelzens zeichnet sich im unteren Reusstal rechtsseitig in der stirnnahen Wallmoräne von Betzligen (Koord. 692.36/190.50, 470 m) sowie linksseitig, durch Moränenmaterial angedeutet, bei Attinghausen ab. Da die Moräne von Betzligen gegen Nordosten unter dem Schächen-Schuttfächer verschwindet, hat der Reussgletscher im bis Rossgiessen-Schächli reichenden Urnersee gekalbt.

Im Talboden des Reusstals ist in Erstfeld Blockmoräne aus Gesteinen des Reuss- und Maderanertals vorhanden. Etwa 2 km weiter südlich, bei Bielenhofstatt, hat SCHINDLER (1972) in Bohrungen in der Bergsturzmasse dünne Lagen von

Moräne erkannt, die vorwiegend aus Blöcken besteht. Die Sturzmasse ist offenbar auf den Gletscher aufgeprallt, der wenig nördlich stirnte (SCHINDLER 1972); zeitlich ordnete er die Moräne dem Gschnitz-Stadium zu.

*Lokalgletscher der westlichen Reusstalseite (von Nord nach Süd)*

Südlich des Bockitobels verlaufen die Moränen des Attinghausen-Stadiums von Hüseriberg (645 m) über Chleibergli (620 m) gegen Acherberg oberhalb von Ripshusen. Von den Sunnigen Stöck und vom Gebiet südlich des Uri-Rotstocks im Westen erhielt der Reussgletscher Zuschuss vom Bockigletscher. Südlich des Bockitobels ziehen Reste eines Moränenwalls von Zieriberg (~1060 m) abwärts gegen Nordosten. Moränen bei Schopfen und Hellberg westlich von Erstfeld stammen vom Erstfelder Gletscher aus dem Alpbachtal, der Wilerlauwigletscher kam aus dem Kar oberhalb des Wilerlauwi Tobels.

Der Moränenwall auf Riedberg (Pkt. 1207 m), auf der Karte als  $q_{4m}$  ausgezeichnet, bildete sich möglicherweise erst während des Attinghausen-Stadiums, als der Riedgletscher um etwa 1000 m endete. Oberhalb von Riedberg, bei Riedstafel, ziehen jüngere Moränenwälle ( $q_{5m}$ ) von 1700 m an talwärts nach unten, die während des Gschnitz-Stadiums gebildet wurden.

*Lokalgletscher der östlichen Reusstalseite (von Süd nach Nord)*

Der Wall auf Chilcherbergen-Ändi oberhalb von Silenen ist aufgrund der zahlreich vorkommenden «Windgällen-Porphyre» als Wiedervorstoss des Seldergletschers von der Chli Windgällen (2986 m) gegen den Reussgletscher zu deuten. Im Wassen-Pfaffensprung-Stadium des Reussgletschers rückte der Seldergletscher aus dem Kar der Lägéd Windgälle gegen 1000 m vor, das Schipfen-Eis aus dem Ribiboden-Kar bis 1200 m.

Der Öfigletscher floss nordwestlich der Gross Windgällen durch das Seewli herab. Er endete im Wassen-Pfaffensprung-Stadium um 1160 m, seine Schmelzwässer schütteten den Schuttkegel von Bitzi-Buechholz. Basierend auf der Exposition der Hänge, welche Einfluss auf die Lage der Schneelinie nimmt, reichte der Gletscher zu jener Zeit gemäss R. Hantke jedoch noch bis gegen 680 m ins Tal.

Der Plattengletscher südlich der Bälmeten mag im Wassen-Pfaffensprung-Stadium bis gegen 1200 m ins obere Plattental vorgestossen sein, wofür eine linke Ufermoräne auf Ronen Pkt. 1538,2 m (Koord. 694.8/185.9) spricht. Jüngere Moränen dieses Stadiums liegen im Öfeli auf ca. 1750 m; sie sind nach R. Hantke jedoch bereits dem jüngeren Göschenen-Stadium ( $q_1$ ) zuzuordnen. Nordwestlich des Öfelis, auf Wurmalmepeli südlich des Schwarz Grats, liegt um 1800 m eine weitere Moräne dieses Stadiums, die von einem Lokalgletscher stammt.

Aufgrund der bedeutenden Eiszuschüsse vermochte der Reussgletscher weder ins Gebiet des Öfi- noch in jenes des Plattengletschers einzudringen. Beide Lokalgletscher konnten das Reuss-Eis von der Talflanke wegdrängen.

### *Lokalgletscher des Maderanertals*

Im hinteren Maderanertal verraten auf Düssi (Pkt. 1932 m) eine linke Ufermoräne des Hüfi- und eine rechte des von Süden zufließenden Maderaner Brunngletschers eine letzteiszeitliche Eishöhe an der Konfluenz um 1930 m, bei tieferen Ständen eine solche um 1850 m bzw. auf 1750 m. Nach einer Konfluenz um 1350 m waren die beiden Gletscher selbständig geworden.

### *Schächengletscher*

Der einstige Schächengletscher bildete sich bei Unterschächen aus der Vereinigung von Vorder und Hinter Schächengletscher. Der Vorder Schächengletscher stiess von Chammliberg–Schärhorn–Griessstock ins Schächental vor, der Hinter Schächengletscher von Chli und Gross Ruchen–Stäfelstock–Hoch Fülen–Sittliser und von Süden durch das Brunnital. Im unteren Schächental reichen Kristallin-Erratiker auf den Schattdorfer Bergen bis 1300 m bei Billenberg (Koord. 695.2/189.7). Die Kristallinblöcke beim Ausgang des Riedertals und im Schächental in Witschwanden zeigen, dass Reuss-Eis über 5 km ins Schächental eingedrungen ist (BRÜCKNER 1937a, HANTKE 1983, 1987) und den Schächengletscher zwischen Eggenbergli (Pkt. 1300 m) und Witschwanden staute.

Im Attinghauser Stadium endete der Schächengletscher zwischen Spiringen und Brügg. Unterhalb von Unterschächen (Hinterer Mülibach bei Urigen) nahm er, wie in früheren Stadien, einen Lokalgletscher aus dem Gebiet des Höch Pfaffen (Blatt Muotathal) auf. Reuss-Erratiker liegen bis gegen 900 m. Südlich und östlich von Unterschächen sind im Bereich des Zusammenflusses von Vorder und Hinter Schächengletscher grössere Moränenmassen aufgeschlossen. Endmoränen sind hier nicht zu erkennen, dürften aber in geringer Entfernung westlich von Unterschächen gelegen haben.

Bei Äsch hinterliess der Vorder Schächengletscher stirnnahe Endmoränen (BRÜCKNER 1937a, FRYBERG 1995, S. 157), die dem Wassen-Pfaffensprung-Stadium entsprechen. Weitere Moränen dieses Stadiums auf Hertitritt (BRÜCKNER & ZBINDEN 1987) stellt R. Hantke hingegen bereits in das Göschenen-Stadium ( $q_1$ ). Zwischen Wäsen und Vorder Griessstock reichte eine Gletscherzunge bis auf die Nideralp. Vom Hoch Chopf floss ein Gletscher durch die Teifi und Wannelen bis in die Chelli; sie füllte im letzten Spätglazial das Wanneler Butzli. Im Norden erreichte bis ins frühe Spätglazial eine Gletscherzunge südöstlich der Lägled Windgällen und von Geissberg den Vorder Schächengletscher unterhalb Chäseren (704.50/192.35), was ein Moränenwall auf dem Schilt auf ca. 1800 m dokumentiert.

Lokale Moränen setzen im Einzugsgebiet des Hinter Schächengletschers im hintersten Brunnital ein. Sie bilden die Wälle bei Hinter Eggen, im Gebiet von Chärschelen gegen Brunni, an der Mündung des Griesstals sowie auf Eggen. Zungenenden des zum Hinter Schächengletscher vereinigten Gletschers zeichnen sich unterhalb Lauwi und Brunni ab, ebenso der Wall südlich der Gampelen-Talstation.

Die südlich von Unterschächen liegende Moräne besteht aus verschwemmtem Moränengut. Es könnte sich demnach um einen aus dem Brunnital austretenden Schutfächer des Hinter Schächen handeln, der bei Ausbruch eines Moränenstausees geschüttet wurde.

Der Sittlisgletscher aus dem Kar Spitzen-Blinzi-Sittliser-Stranzengrind teilte sich auf etwa 1800 m in zwei Zungen und hinterliess im südlichen Kar Moräne mit mehreren Wällen nördlich der Hütten von Sittlisalp und stirnte ESE. Im nördlichen Kar wandte sich die andere Zunge von Bödmer gegen Hinteren Rustigen und endete am Abbruch ins Brunnital. Zwischen Chli Ruchen und Griessstock sind Moränenwälle unterhalb des Bitzi-Felsrücken SSW des Wäspen gegen Ober Lammerbach zu erkennen.

### *Teiftalgletscher*

Der lokale Teiftalgletscher mündete unweit des Zusammenflusses mit dem Schächengletscher in den Reussgletscher. Im Attinghausen-Stadium rückte der Teiftalgletscher südöstlich von Schattdorf aus den Karen zwischen Bälmeten, Hoch Fulen, Sittliser und Burg bis an den Talausgang vor, bei Trib (Koord. 693.0/190.6) bis gegen 550 m. Mehrere Moränenwälle beiderseits des oberen Teiftals belegen diesen sowie spätere Stände. Der Chessel, ein 25 m tiefes Becken, wird von Stirnmoränen begrenzt, die westwärts ins Teiftal absteigen.

## **Ausgehendes letzteiszeitliches Spätglazial**

### **q<sub>1</sub> Moräne des Daun-Vorstosses (Göschenen-Stadium) und spätere Rückzugsstände**

Mit dem Daun-Vorstoss sind die Ablagerungen des ausgehenden letzteiszeitlichen Spätglazials – Göschenen-Stadium und jünger – entstanden (Tab. 1). Die Ablagerungen konzentrieren sich auf die tieferen Flanken der heute noch vergletscherten Gebiete im Südteil des Kartenblattes, von der Windgällen-Ruchen-Kette zum Chammliberg und Gross Düssi. Ferner sind sie auch an den Flanken des Griessstocks und um den Hoch Fulen verbreitet.

### *Lokalgletscher des Maderanertals*

Im ausgehenden Spätglazial stirnten der Stäfeldfirn und der Windgällenfirn an der Südseite der Gross Windgällen (3187,5 m) zwischen Schisseneggen und der Alp Gnof auf rund 1850–1900 m.

### *Lokalgletscher des Reusstals*

Bis 1920 m bzw. 1800 m herabreichende Eiszungen von Ried- und Wilergletscher hinterliessen im letzten Spätglazial Wälle auf den Hert Planggen östlich

des Ruchalplistocks (2476 m) auf der Reusstal-Westseite. Während des Göschenen-Stadiums stirnte der Öfigletscher im Öfital um 1160 m. Gemäss R. Hantke war die Seewli-Wanne (2028 m) bis ins Egesen-Stadium mit Eis des Gross Windgällengletschers gefüllt; die Zunge endete im Sack auf ca. 1700 m.

### *Schächengletscher*

Im Einzugsgebiet des Vorder Schächengletschers schüttete der Griessfirn im letzten Spätglazial weitere Moränen südöstlich von Pkt. 1611 m und westlich von Pkt. 1858 m (Fig. 12). Die Lokalgletscher des Hinter Schächengletschers formten Moränenwälle bei Vorder Eggen (um 1400 m), Griesseggen (um 1850 m), Pfaffen (um 1600 m), westlich von Steinboden (1550 m) und im Griesstal unterhalb von Rot Grat – Seewligrat – Schwarz Stöckli um gut 2100 m und bis gegen 1900 m.

Zwischen Chli Ruchen und Wäspen liegen Moränenwälle bei Schnäbel. Im ausgehenden Spätglazial wandte sich eine Gletscherzunge durch die Alt Richti und endete auf 1500 m und im letzten Spätglazial auf Laucheren um 2100 m. Moränen des Göschenen-Stadiums liegen gemäss R. Hantke auch auf Hertitritt, westlich von Bim Stein und westlich von Niemerstafel.

Bis ins mittlere Spätglazial flossen im Norden des Schächentals Gletscherzungen von der Schächentaler Windgällen gegen Südwesten, die das Mettner Butzli füllten (Wälle auf ca. 1950 m), und von der Bergli-Hochfläche südöstlich des Höch Pfaffens ins Heger Butzli (ca. 1900 m). Im Hinter Griesstal entwickelten die vom Hoch Fulen und vom Rot Grat abgestiegenen Eiszungen Moränen.

## **Kleine Eiszeit bis heute**

### **q. Historische und aktuelle Moränen, z.T. Schneehaldenmoränen**

Ablagerungen historischer und aktueller Moränen finden sich überall im Vorfeld der heutigen Gletscher. Die Moränenwälle sind in der Regel sehr gut erhalten, so beispielsweise unterhalb (nördlich) des Griessfirns am Ostrand des Kartenblattes (Fig. 12).

### *Glatscher da Cavrein (Val Russein)*

Der Glatscher da Cavrein im äussersten Südosten des Kartenblattes floss einst vom Gross Düssi (Piz Git, 3256 m) durch die Val Gronda da Cavrein nach Süden durch das Val Russein ins Vorderrheintal. 1975 endete er auf 2520 m (MÜLLER et al. 1976), auf der heutigen topographischen Karte (Ausgabe 2005) endet er wenig unterhalb von 2600 m. Zwischen ihm und der von Westen zufließenden Gletscherzunge hatte sich eine Mittelmoräne gebildet. Während der Kleinen Eiszeit stirnten beide Gletscherzungen am Gross Düssi um 2200 m.

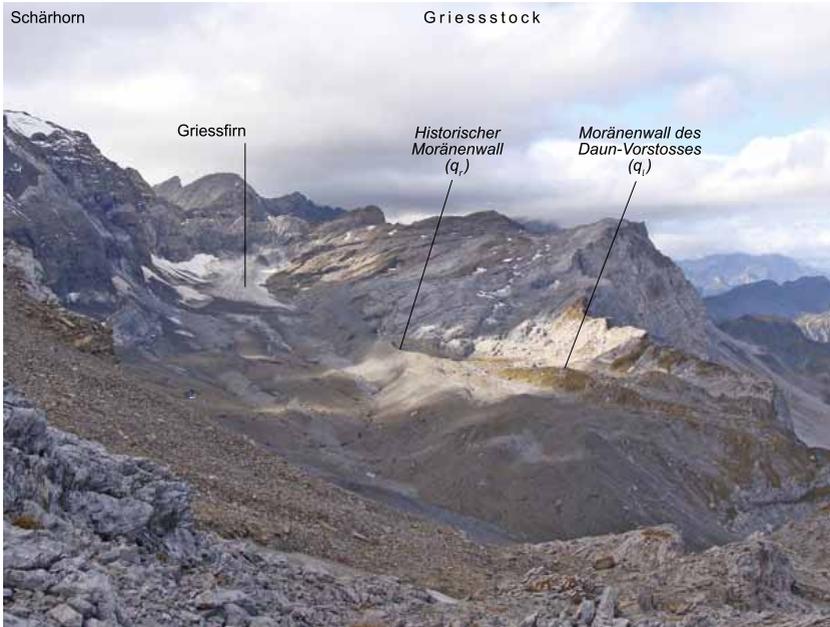


Fig. 12: Der Gletscher des Griessfirns und sein nördliches Vorfeld im Spätsommer 2009, von Nordosten gesehen. Historische Moränenwälle ( $q_1$ ) sind am scharf definierten Kamm (Bildmitte) zu erkennen, ältere Moränenwälle des Daun-Vorstosses ( $q_2$ ) sind weniger markant und stärker bewachsen. Foto: O. Kempf 2009.

### *Moränen und Gletscher im Einzugsgebiet des Maderanertals*

Der Hangfirn füllt ein kleines Kar im Nordwesten des Gross Düssi. Ein nach Westen abfliessender Chli Düssi-Firn endete 1975 auf 2600 m, der Tschingelfirn auf der Südseite des Chli Düssi auf 2650 m. Während der Kleinen Eiszeit füllte er das Tschingelseeli-Kar weiter südlich (Blatt Amsteg). 1796 bildete er einen Zufluss des damals noch voluminösen Brunnigletschers (Zeichnung H. C. Escher von der Linth in HANTKE 1980, Fig. 153).

Der Hüfifirn mit dem Oberen Hüfifirn als Hauptzuschuss reichte – was Moränen im Hüfifed und Unter Hüfi belegen – in der Kleinen Eiszeit westlich der Hüfihütte mit 350 m mächtiger Zunge bis Griess (NÜNLIST 1977, S. 49). Von 1883–1933 ist der Hüfifirn bis Schaflochribi auf 1500 m zurückgeschmolzen (OECHSLIN 1935, S. 31). In den letzten Jahrzehnten hat sich das Zurückschmelzen verstärkt. 1959 kalbte der Hüfifirn in einen schmalen Randsee, der sich bei einer Spiegelhö-

he um 1640 m rasch verbreitert hat (FRYBERG 1995, S. 113). Mit einer Fläche von 13,73 km<sup>2</sup> endete er um 1975 auf 1640 m (MÜLLER et al. 1976), in den 90er Jahren (LK 1192, Ausgabe 1999) auf 1660 m. Seither ist er weiter zurückgeschmolzen. Seine nördlichen Lokalgletscher, Hälsi- und Bocktschingelfirn, stirnten um 1975 auf 2400 m und 2380 m, bis zur Kleinen Eiszeit erreichte der Hälsifirn den Hüfifirn. Der Bocktschingelfirn endete an der Felskante, an der Eis auf den Hüfifirn niederbrach. Von den ins hintere Maderanertal abfliessenden Zungen stirnte der Ruchenfirn auf 2460 m, der Alpgnofer Firn auf 2220 m. In der Kleinen Eiszeit reichte dieser bis 2100 m und im letzten Spätglazial über Alp Gnof bis 1800 m.

In der Kleinen Eiszeit endeten auch die durch den Schwarz Berg getrennten Stälfelfirne an der Südseite der Gross Windgällen unter 2200 m, der Windgällenfirn auf 2340 m. Bis 1975 waren sie auf 2320 m bzw. 2520 m zurückgeschmolzen. Westlich der Chli Windgällen reichte eine Zunge bis unterhalb 2600 m.

### *Moränen und Gletscher im Einzugsgebiet des Schächentals*

Bereits um 1911 hat der Griessfirn bedeutende Mittelmoränen ausgebildet (STAUB 1911 b), die sich gegen die Zunge zu Obermoräne vereinigt haben. Um 1975 endete der noch 2,48 km<sup>2</sup> grosse Firn auf 2160 m (MÜLLER et al. 1976). M. Oechslin und H. Huber (in OECHSLIN 1935, S. 39 ff.) untersuchten die Wiederbesiedelung des vom Eis freigegebenen Areals und der Ufermoränen. Auf der LK 1192 von 1979 ist bereits die Hälfte des Griessfirns schuttbedeckt, auf der Ausgabe von 1999 sind es gar 60%. Vom Chli Ruchen stieg der Gletscher auf der Nordseite während der Kleinen Eiszeit bis ca. 2150 m, im Ober Firnband bis 2400 m ab. 1987 brach Eis von der Firnband-Felskante am Fuss zwischen Gross Windgällen und Gross Ruchen ab und regenerierte im hintersten Brunnital.

1959 waren die lokalen Gletscher des Hinter Schächengletschers und die vom 2643 m hohen Firnsattel nach Nordwesten übergeflossene Zunge des Ruchenfirns zu bescheidenen Firnfeldern am Fuss der Windgällen-Ruchen-Kette zurückgeschmolzen.

Insbesondere die heissen Sommer von 2003 und 2006 setzten den Gletschern im Gebiet von Blatt Schächental zu, so dass diese weiter markant schwanden.

## **Gravitative Ablagerungen (± spätglazial)**

### **Von Gletschern verschlepptes Bergsturzmaterial** (vorwiegend über Grundmoräne abgelagert)

Auf der Südseite zwischen Gross Windgällen und Gross Ruchen haben sich bei ansteigender Permafrostgrenze Felsstürze ereignet, die auf Eis niedergegangen sind. Auch süd- und nordwestlich des Seewli, im Kessel der Sittlisalp, nördlich des

Hoch Fulen, bei Gampelen, auf Oberfeld und vom Chli Fulen ist Sturzgut auf Eis niedergebrochen. Der Öfeli-Felssturz brach bei ansteigender Permafrostgrenze im Kar südlich des Bälmeten auf Eis nieder.

### **Rutsch- und Sackungsmassen, durch Gletscherschwund verursacht (z.T. noch aktiv)**

Rutsch- und Sackungsmassen prägen grosse Teile im Gebiet von Blatt Schächental, vor allem das Gebiet südöstlich von Schattdorf und die nördliche Talseite des Schächentals zwischen Spiringen und Unterschächen. Weitere Gebiete finden sich im hinteren Schächental sowie südwestlich der Chli Windgällen. Diese gravitativ entstandenen Sackungs- und Rutschmassen werden als spätglaziale Bildungen angesehen, die infolge des Gletscherrückgangs an instabilen Talflanken abgeglitten sind.

#### *Die Sackungsmassen der Schattdorfer Berge und von Spiringen*

Während STAUB (1911 b) die Sackungen der Schattdorfer Berge und von Spiringen als Moränengebiete dargestellt hat, erkannten BRÜCKNER (1933 b) und JENNY (1934) ein Sackungs- bzw. Sturzgebiet. Aufgrund der geringen Zerrüttung in den nördlichen und mittleren Partien hat W. Brückner (in JENNY 1934) den Bergsturz der Schattdorfer Berge definitiv als Sackungsmasse uminterpretiert. Das Vorgeiten der Sackungsmasse der Schattdorfer Berge erfolgte auf nordfallenden, autochthonen Stad-Mergeln. Ebenso wirkten subhorizontale Scherflächen mit, die in der Rinächtflue gegen Süden einfallen. Weiter östlich, gegen Norden eintauchend, fällt unterer Quintner Kalk südlich von Betzligen mit  $16^\circ$  gegen ESE (Koord. 692.25/190.05). Umgekehrt fällt Unterer Altdorfer Sandstein auf der Ostseite des Riedertals flach geneigt gegen WSW ein, so dass sich im Bereich der Schattdorfer Berge eine Quersenke abzeichnet. Ebenso dürften das nordfallende «Mergelband» im autochthonen Quintner Kalk und die Zementsteinschichten zum Gleiten beigetragen haben.

BRÜCKNER & ZBINDEN (1987) haben die Partie Hals-Pfaffenwald auf der geologischen Karte als Hangschutt kartiert und an deren Flanken zwei versackte Partien von «vorwiegend Malm-Material» dargestellt. Aufgrund der auf der Sackungsmasse abgelagerten letzteiszeitlichen Moräne wird für die Sackung ein präletzzeitliches Alter angenommen. Diesem Befund widerspricht HANTKE (2004, S.82), der in der Partie Hals-Pfaffenwald eine «persistente Mittelmoräne» von weitaus höherem Alter (prävorletzzeitlich) sieht. Die ca. 8 km<sup>2</sup> grosse Spiringer Sackungsmasse nördlich des Schächens kann aufgrund der sie überlagernden letzteiszeitlichen Moräne ebenfalls als präletzzeitlich gedeutet werden.

P. Haldimann (in Jäckli AG 1996) nimmt für den Schächen-Schuttfächer flächenhafte periodische Überflutungen von Schächen, Rieder-, Gosmer- und Gangbach von spätglazialen-holozänem Alter an. Bei der Bildung der steilen Talflanken dürften neben sackungsbedingter Anlage Frost, Eis und Schmelzwässer beteiligt gewesen sein. Gegenüber den Fächern von Rieder-, Gosmer- und Teifbach sind jene von Gang- und Holdenbach nördlich des Schächen recht bescheiden.

### *Weitere bedeutende Sackungsmassen*

Im oberen Schächental, östlich von Unterschächen, sackten auf der Südseite des Schächens tertiäre Sedimente und Moränen auf Wannelen, auf der Nordseite im Bereich der Klausenstrasse die Gebiete von Wanneli, Vordere Rustigen, Ruosalper Chulm, Balmer Grätli, Bödmerstöckli, Bödmer und ums Klausenhotel. Nördlich davon, gegen das oberste Bisistal, sackten Chli Glatten und Raustöckli auf Schilt-Schichten. Im unteren Schächental erkannte W. Brückner beiderseits des Schächens zahllose Sackungs- und Rutschmassen, die er nach Gesteinsinhalt gegliedert kartierte. Auch beiderseits des Brunnitals sind verbreitet Sackungs- und Rutschmassen zu finden.

Rechts der Reuss gibt es Sackungsmassen mit Nackentälchen am Südost-Fuss der Chli Windgällen und im westlich anschliessenden Kristallengebiet von Rigg, Riggstäfeli und Geissnossen. Vom Steintal, einer Felsrinne südöstlich der Chli Windgällen mit Abrissflächen bis 2600 m, zieht eine Sackungsmasse über Feister und die Lägged Windgälle bis ins oberste Seldental (F. Keller in Schneider AG 1984). Am Pfaffen sackten parautochthone Sedimente der Erstfelder Aufwölbung und südwestlich der Chli Windgällen die unterliegenden migmatischen Gneise des Aar-Massivs an talparallelen Scherstörungen gegen das Reusstal. Östlich von Erstfeld haben sich beiderseits des Plattentals Sackungsmassen gebildet, die im Zusammenhang mit der Bildung des Urner Reusstals stehen könnten.

Weit verbreitet sind Sackungsmassen links der Reuss im Kristallin. So gibt es beispielsweise Kristallin-Sackungsmassen im Wilerwald, im Steintal, oberhalb von Hüseriberg und im Bogliwald über dem Ausgang des Erstfelder Tals. Sturzgut sackte nordöstlich des Sunnig Grats (Gde. Gurtellen).

Im hinteren Maderanertal, nordwestlich des Chärstelenbachs, sind die Kristallengebiete von Balmenwald und Firnplanggen versackt. Die Sackung nördlich des Gross Schärhorns ist zwischen Eis vom Gross Schärhorn und solchem von der Chammlilücke niedergegangen.

## **Holozäne Bildungen**

### **Karrentische (Karsttische)**

Karrentische fand BRÜCKNER (1956b) in der Hoch-Fulen-Kette. Nördlich ausserhalb des Kartenblattes haben sich solche Karstformen auch auf dem Brätt, nordöstlich der Schächentaler Windgällen, und zwischen Gamper- und Sirtenstock gebildet. Da ihre Höhe unter spätletzteiszeitlichen, vor ca. 12 000 Jahren abgelagerten Erratikern wie im Silberengebiet und auf Rautialp (Blatt Linthal bzw. Klöntal) rund 12 cm beträgt, liegt der warmzeitliche korrosive Karstabtrag um 1 cm/ka (HANTKE 1987).

### **Gebiete ohne oberirdischen Abfluss, geschlossene Becken**

Im Gegensatz zu den nördlich anschliessenden Gebieten sind Becken ohne oberirdischen Abfluss im Gebiet von Blatt Schächental eher selten. Neben denen südlich des Mettner Butzli (Koord. 702.25/193.30) und des Ruosalper Chulm (704.90/193.20) ist das grösste jenes des Seewli (FRYBERG 1995, S. 120), nordwestlich der Gross Windgällen. Ein während der Kleinen Eiszeit eisgefülltes Zungenbecken liegt nordwestlich der Chli Windgällen, mehrere kleinere um den Rinderstock und nordöstlich des Seewligrats.

### **Dolinen**

In relativ flachen Karstgebieten bildeten sich Dolinen häufig an Kreuzungen tektonischer Störungen. Auf der Karte sind nur jene auf Wurmälpeli südlich des Schwarz Grats, im Korallenkalk bei der Windgällenhütte südöstlich der Gross Windgällen und auf Sittlisalp eingetragen. Dolinen finden sich aber auch auf der Nordseite des Schächentals: am Berglichopf östlich der Schächentaler Windgällen, am Chli Glatten und gegen den Glatten (Blatt Tödi).

### **Epigenesen**

Westlich des Klausenpasses und um Äsch hat BRÜCKNER (1937a, Taf. 15) Bachepigenesen erkannt. Der Niemerstafelbach folgte früher der Störung südlich des Chli Höcheli. Einst weiter nördlich gebildete Läufe sind durch Sackungsmassen bei Unter Balm-Bödmer sukzessive südwärts gedrängt worden. Nordwestlich von Äsch ist es einem Lauf durch eine stirnnahe Ufermoräne des durchs Schilttal abgestiegenen Chäserengletschers so ergangen. Südöstlich von Äsch ist der Stäuben früher nördlich von Pkt. 1476 m über die Felswand gestürzt.

### **Höhlen und Balmen**

Auf der Geologischen Karte des Atlasblattes Schächental sind gemäss Höhlenverzeichnis (Stand 1985, nach Angaben der Kommission für Dokumentation der Schweizerischen Gesellschaft für Höhlenforschung) nur die wichtigsten Höhlen verzeichnet, die eine Länge von ca. 100 m übersteigen.

In den Drusberg-Schichten (Tierwis-Formation) der Balmwand liegt WSW des Höcheli eine 100 m lange Höhle, die verwitterte Knochen von Braunbär, Wolf, Gämse, Steinbock, Schneehase und Schneemaus sowie Knochen von Ziege und Schaf lieferte. Da der letzte Steinbock im Schächental 1583 beobachtet wurde, muss er die Höhle früher benutzt haben (MUHEIM 1935). Höhlen dienen Gämsen und Schafen oft als Unterstand, vielfach wirken sie jedoch als Fallen.

Im Windgällengebiet wurden von 1973–1982 rund 40 Höhlen bekannt, mehrere davon sind erforscht. So das Holländerloch (Koord. 700.620/183.050), 945 m lang und 203 m tief, mit Wasserfällen und Lösungskolken, die Windgällenhöhle

(La Megaperte, 700.930/183.135), 580 m lang, 235 m tief, und die Gouffre-Perte du Refuge (700.610/183.100), 300 m lang. Die Schwarzberghöhle (Puits des Linottes, 700.270/183.480), 1973 als Schluckloch entdeckt, ist mit 560 m Länge und einem in 261 m Tiefe gelegenen See die tiefste (BROUILLARD 1984). Die Kristallgrotte (699.940/183.560) ist 200 m lang und 20 m tief, La Grotte du Cairn (699.760/182.750) ist 105 m lang und 40 m tief und die beiden Höhlen Le Réseau des Alsaciens (699.660/182.750 bzw. 699.670/182.740) sind 625 m lang und 110 m tief (BROUILLARD 1982 a, b). Weitere Höhlen hat W. Brückner am Chalchegg und in unmittelbarer Nachbarschaft zum spätalpinen, hydrothermalen Quarzgang östlich bzw. nördlich der Windgällenhütte auf der Karte vermerkt.

### **Rundhöcker**

Flache Lagerung und Zerschering des Gesteins haben die Rundhöckerbildung am Kirchhügel von Unterschächen, auf Vorder Arni westlich von Silenen und auf dem Höcheli westlich des Klausenpasses begünstigt.

### **Bergseen**

An hoch gelegenen Karseen umfasste der grösste, das Seewli (2028 m) WNW der Gross Windgällen, im letzten Spätglazial eine Fläche von ca. 0,4 km<sup>2</sup>. Mit dem Rückgang des Permafrosts hat sich ein unterirdischer Abfluss durch den parautochthonen Malm geöffnet, so dass die Seefläche auf 0,06 km<sup>2</sup> geschrumpft ist. Im Grundwasseraufstoss der Stillen Reuss tritt das Wasser, nachgewiesen aufgrund 1913 von COLLET (1916) vorgenommener Färbversuche, wieder zu Tage. Auch der unterirdisch entwässernde Plattisee (2098 m) WNW des Blinzi, die beiden etwas weiter westlich gelegenen Seeli nördlich der Burg und der Chulmsee (2100 m) südlich des Ruosalper Chulm haben an Fläche eingebüsst. Das Wäspenseeli NNE des Wäspen liegt im Wildflysch eines letzteiszeitlich bis spätglazialen Zungenbeckens. Kleinste Seen haben sich im Taveyannaz-Sandstein ESE des Hoch Fulen gebildet. Weitere Seen liegen WSW des Sunnig Grats (am südwestlichen Karten- gebietsrand) und WSW des Chalchschijs im hintersten Maderanertal.

Am Zungenende des Hüfifirns hat sich in den späten 1950–1960er Jahren ein Eisrandsee gebildet (FRYBERG 1995, S. 113). ENE Urigen wurde ein Sammelbecken für das Elektrizitätswerk Unterschächen geschaffen (Koord. 701.1/192.3).

### **Bergstürze**

Jüngere Stürze erfolgten bei Äsch östlich von Unterschächen. Von der Riedersegg brach 1875 ein Sturz ins Öfital (F. Keller in Schneider AG 1984). 1936 lösten sich an der Lägéd Windgällen oberhalb von Silenen bedeutende Kalksteinmassen, überschütteten das Kar oberhalb des Ribibodens sowie die Bergheimetli Stockberg und Chieligerberg. 1989 erfolgte ein weiterer Sturz (Schneider AG

1989b). Weiterhin besteht westlich der Chli Windgällen ein latentes Risiko kleinerer und mittlerer Felsstürze von 10 000 bis mehreren 100 000 m<sup>3</sup> (Jäckli AG 1991). Der rückwärtige Spalt im Steintal öffnet sich gemäss geodätischer Messungen um rund 1 cm/a (F. Keller, schriftl. Mitt.).

Mit dem Roden der steilen Hänge oberhalb von Flüelen und Altdorf im 11. Jh. gingen im geklüfteten Altdorfer Sandstein Felsstürze nieder, die wohl im 12. Jh. die Bewohner von Uri zum Verlassen ihrer Heimwesen und zum Bau einer Siedlung westlich der Reuss bewogen. Von 1110–1125 wurden auch Teile von Bürglen mit Sturzgut überschüttet. 1268 zerstörte eine Rüfe die Kirche in Altdorf. 1387 wurde das Holzen an bestimmten Orten in einem Bannbrief verboten. 1687 ereigneten sich im Bannwald oberhalb von Altdorf zwei Stürze am Rappenschnabel, ebenso 1693. Vom Waldinossen stürzten 1886 70–100 m<sup>3</sup> Gestein gegen Altdorf nieder, nachdem 1865 im Bannwald Kahlschläge erfolgt waren (HEIM 1887, 1932). Damals ereigneten sich auch in Altdorf Felsstürze (HEIM 1887); jedoch bewahrte der Bannwald Altdorf vor grösseren Schäden. Das Areal ist weiterhin gefährdet. 1910 hat eine Rüfe aus dem Kapuzinertal ein Wohnhaus zerstört, 1920 fuhr ein Sturz gegen Moosbad nieder. 1970 und 1977 drohten erneut Felsblöcke niederzubrechen. 1977 überschüttete ein Sturz aus dem Ruchtal das Gebiet von Vogelsang (HANTKE & GASSER 1970, HANTKE & GROSSMANN 1977, T. Dietler in Schneider AG 1989a). Dank der Verbauungen kam 1990 niedergebrochenes Sturzgut vor den obersten Häusern von Altdorf zum Stehen.

1887 ist südöstlich von Spiringen vom Spitzten ein Sturz niedergefahren. Der Abtrag ist dort noch immer aktiv, was kleinere Stürze, Sackungsbewegungen und Rüfen belegen. Ebenso brach ein Sturz auf die Spiringer Sackung nieder. Jüngste Stürze im gelockerten Fels «Uf den Spitzten», am westlichen Blattrand WSW Erstfeld gelegen, brachen durch die Reckenlauwi ins vordere Erstfelder Tal und bedrohen zusammen mit weiterem Felsgut den Verkehr ins Tal.

### **Rutschungen**

Tiefere Partien der Sackungsmasse Schattdorfer Berge und Spiringen neigen zu Rutschungen. Die steilen Hänge des Schächentals sind durch Rutschungen und Muren gefährdet, was im August 2005 zu verheerenden Schäden, vor allem im unteren Schächental, führte.

### **Schuttfächer, Gehängeschutt**

Im Schächental bildeten sich am Ausgang der Runsen im Altdorfer Sandstein Mur- und Lawinenschuttfächer. Ein bedeutender Schuttfächer liegt nördlich der Gross Spitzten an der Basis des Nordhelvetischen Flyschs bei «Ufem Schutt». Die von Norden dem Schächen zwischen Bürglen und Spiringen zufließenden Bäche Vorder Mülibach, Locherbach, Gangbach, Guggibach und Holdenbach wurden

nach dem Hochwasser von 1977 verbaut (SANDRI 1981–1986, ZELLER 1987). DUSS (1987–2000) unternahm Studien zur Sanierung forstlicher Bachverbauungen und Hangentwässerungen.

Im Reusstal haben sich am Ausgang steiler Felsrutschen zahlreiche Trockenschuttkegel gebildet. Diese sind durch teils störungsbedingte Seitentäler – von den Windgällen durch das Selder- und Öfital, von Hoch Fülen und Bälmeten durch das Gescheli-, Plattentäli, Bruust-, Rislauwi-, Locher-, Leid- und Wijertal – gebildet worden. Bitzi, ein Erstfelder Dorfteil, liegt auf einem seit der Erstellung des Umlenkdamms oberhalb der Kote 650 m ü.M. inaktiven Schuttkegel aus dem Leidtal. Wilerlauwi und Opplital bilden Schuttkegel auf der westlichen Reusstal-seite, Lang- und Reckenlauwi im Erstfelder Tal.

In den NEAT-Bohrungen im Öfital auf den Koten 612,42 m und 682,68 m sind die Lockergesteine 106 m bzw. 100 m mächtig (vgl. Taf. II, Profil 1). Da der migmatitisch verfaltete Serizitgneis von steilen Quarz-Granat-Pegmatitgängen durchsetzt und geklüftet ist (Jäckli AG 1994 a), war das Tal durch WSW-ENE-streichende Klüfte vorgezeichnet. Es wurde mit Moräne, Sturztrümmern, Murgang- und Hangschutt verfüllt. Im Bereich des Nordportals des Gotthard-Basistunnels (Taf. III, Profil 1) nördlich von Erstfeld (Jäckli AG 1994 a, 1995, 1996 a) ergaben Bohrungen selbst in kleinen, WSW-ENE-streichenden Rutschen Gehängeschuttmächtigkeiten zwischen 15 m in Wijer und 46,8 m in Bitzi.

#### *Der Felsgrund im Reuss-, Schächen- und Maderanertal*

Im unteren Reusstal liegt der Felsgrund in über 300 m Tiefe (vgl. Taf. III, Profil 1), im Urnersee in gegen 200 m Tiefe (CAGIENARD et al. 1982, FINCKH et al. 1984, Angehrn AG 1990 a). Im Schächental fliesst der Schächen nur zwischen Trudelingen und Brügg auf anstehendem Unterem Altdorfer Sandstein. In Unterschächen liegt zwischen Nordhang und Schächen ein von Moräne gekrönter Rundhöcker. Südlich, gegen die Felswand von Bielen, wurde das Tal nicht bis auf den Fels ausgeräumt. Im Maderanertal fliesst der Chärstelenbach unterhalb des Hüfifirns im Fels der Erstfelder Aufwölbung, talabwärts auf geringmächtigen Alluvionen, Hangschutt und Moräne.

#### **Reuss-Alluvialebene**

Von Amsteg nordwärts klaffen die Flanken des Reusstales auseinander, das Tal öffnet sich von 1 km auf 2,5 km Breite, Schutt- und Murgangfächer ergiessen sich ins Tal. Von Erstfeld nordwärts stellt sich ein Talgrund ein (s.a. Taf. III, Profil 1). Aufgrund von Bohrungen (Angehrn AG 1990 a, Jäckli AG 1994 b, c) kann gezeigt werden, dass der Urnersee im Spätglazial bis gegen Silenen reichte. Er wurde vor allem durch Ausbrüche spätglazialer Eiszungenseen verfüllt. Die Bohrung südöstlich von Plätteli bei Erstfeld erbrachte sandig-siltige Seeablagerungen in einer Tiefe von 41,6–45,7 m bis 460 m.

Im ausgehenden Spätglazial schüttete die ausufernde Reuss bei Hochwasser Schotter. Die Mächtigkeit der Reuss-Schotter, saubere, sandreiche, teils siltige Kiese von heterogenem Gesteinsinhalt und ebensolcher Korngrösse, bewegt sich zwischen 15 m und 30 m. Darüber liegen Ablagerungen von 3–4 m tiefen Tümpeln in flachen Senken, und bis 7 m mächtige feinkörnige Verlandungssedimente in Rinnen.

Um 5000 v. Chr. lag das Südende des Urnersees noch südlich der Mündung des Schächen, der ein in den See vorgestossenes Delta schüttete. Hier sind im Tiefenbereich von 430 m ü. M. Reuss- und Schächenschutt mit Seesedimenten verzahnt (Jäckli AG 1994b, c, EBERLI 1998; Taf. III, Profil 1). Der See reichte um die Zeitenwende noch etwas weiter südlich als Altdorf. Am Rand hatten sich in Senken Sümpfe gebildet, so südlich von Flüelen in Moosbad-Riet, bei Betzligen südwestlich von Schattdorf und um Schloss A Pro bei Seedorf (Blatt Engelberg). Mitte des 16. Jh. endete der See in Seedorf, 300 m oberhalb des 1555 als Weiherhaus gebauten Schlosschens A Pro.

Im untersten Reusstal, westlich von Altdorf, liegt die Felssohle auf Meeresniveau (FINCKH et al. 1984), was durch seismische Untersuchung im Rahmen der Kohlenwasserstoff-Exploration bestätigt werden konnte (BODMER et al. 1996).

Eine Probe aus dem Tunnel Intschi ergab ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $10\,480 \pm 90$  a (SCHINDLER 1972), das einem Alter von 12 596–12 095 cal. a BP (gemäss Kalibrierung mit OxCal 4.1, BRONK RAMSEY 2009) entspricht. In der Tiefbohrung Altdorf folgen unterhalb von 175 m (265 m ü. M.) saubere, siltige Schwemmsande, zuerst mit Kieslinsen, dann mit zunehmendem Feinanteil; die Sande werden in 298 m Tiefe (142 m ü. M.) von Seetonen abgelöst (Angehrn AG 1990 a).

Gravimetrische Querprofile im Urner Reusstal ergaben bei Erstfeld Lockergesteinsfüllungen von über 350 m Mächtigkeit, bei Seedorf (Blatt Engelberg) von 480 m (Endtiefe liegt bei -45 m ü. M.; CAGIENARD et al. 1982). NITSCHKE et al. (2002) konnten mit hochauflösender Seismik zeigen, dass der Felsuntergrund im Gebiet des heutigen Reussdeltas sogar noch tiefer hinabreicht, bis ca. 160 m unter Meeresniveau, was einer Mächtigkeit des Quartärs von etwa 600 m entspricht. Sie interpretieren die dem Fels auflagernden basalen Sedimente entweder als Rutschmassen oder basalen Till. Darüber folgen Seesedimente, die bereits in der Tiefbohrung Altdorf erkannt wurden.

### *Entwicklung des Reussdeltas*

Bei Erstfeld setzen tonige Seesedimente in 285 m Tiefe ein. Die höchsten reichen bis 460 m ü. M. Im Vierwaldstättersee zeichnen sich zwei postglaziale Seestände ab, ein prähistorischer bei ca. 428 m und ein frühmittelalterlicher um 430–431 m (431 m bzw. 433–434 m lt. Siegfriedkarte von 1941/1942), was eine kartierte Auslotung des Luzernersees belegt (KOPP & BUXTORF 1962).

Bis zur Reusskorrektur 1850–1912 floss die Reuss als wilder Gebirgsfluss von Amsteg zum Urnersee (LA NICCA 1843; Fig. 13). 1851 erfolgten Kanalisation und Vorschub des Reusskanals in den See. 1905 begann der Sand- und Kiesabbau im ehemaligen Deltabereich mit ersten Konzessionserteilungen 1926, die bis 1979 verlängert wurden (LANG 2002). 1986 wurde das Delta unter Schutz gestellt, 1989 der linke, 1991 der rechte Deltaarm geöffnet und eine natürliche Entwicklung ermöglicht. Ab 2001 wurde mit Aushubgut des Gotthard-Basistunnels und der N4-Umfahrung Flüelen mit der Schüttung der beiden Inseln Neptun und Lorelei begonnen. Gleichzeitig wurden die durch den Kiesabbau zerstörten Flachwasserbereiche, die landeinwärts zu Erosion geführt haben, wieder aufgebaut (LANG 2002).

#### *Alluvialebenen im Maderaner- und Schächental*

Im hinteren Maderanertal staute auf Eis niedergebrochenes Sturzgut bei Blindensee und eine Moräne etwas weiter nordöstlich, bei Griessbrüggen, den Chärstelenbach kurzfristig und liess Alluvialebenen entstehen. Bei Unterschächen, im Bereich des Zuflusses des Hinter Schächen zum Schächen, bildete sich östlich der Moräne ( $q_{5m}$ ) eine Alluvialebene. Eine Ebene bei Utzigmatten unterhalb des Dorfes verdankt ihre Existenz der Spiringer Sackung. Bei Witerschwenden und Trudelingen haben Gangbach und Guggibach Alluvialebenen gestaut.

### **Hochwasser**

Historische Hochwasser des Schächen ereigneten sich in den Jahren 1515, 1600, 1618, 1630, 1673, 1726, 1762, 1765, 1768, 1781, 1784, 1795, 1888 und 1897. Im 20. und 21. Jh. traten Hochwasser in den Jahren 1910, 1933, 1939, und besonders 1977, 1987 und 2005 auf und hinterliessen gewaltige Schäden durch Hanganrisse und niedergegangene Muren, vor allem an den wenig bewaldeten, steilen Sonnenhängen. Nach den Schäden von 1910 wurden erste Verbauungen in Angriff genommen, die bis heute fortgesetzt werden.

Von der Reuss sind, teils aufgrund typischer Ablagerungen (Turbidite im Sediment des Urnersees), die folgenden grossen historischen Hochwasser bekannt (SIEGENTHALER & STURM 1991): 1342 (grösster Turbidit nach PFISTER & HÄCHLER 1991), 1480, 1511, 1566, 1570, 1640, 1834, 1839, 1868 (zweitgrösster Turbidit mit Kristallingut) und 1987 (drittgrösster Turbidit). Nach den Überschwemmungen im 19. Jh. wurde 1850 mit der Verbauung des Unterlaufs der Reuss bei Altdorf begonnen und 1912 bis Amsteg fortgesetzt. «Jahrhunderthochwasser» ereigneten sich an der Reuss folglich etwa alle 200 Jahre. Abflussspitzen von 800 m<sup>3</sup>/s wie 1987 (Mittelwert ca. 45 m<sup>3</sup>/s) wurden durch Starkniederschläge und Altschnee auf 2500–3000 m oder/und warme Abschmelzperioden ausgelöst (PFISTER & HÄCHLER 1991, SIEGENTHALER & STURM 1991). Beim Reuss-Hochwasser von 1987 wurden vor allem Ablagerungen früherer Unwetter erodiert. Bis Amsteg, wo die Reuss noch 706 000 m<sup>3</sup> Geschiebe und Schwebstoffe führte, wurden 2,6 Mio. m<sup>3</sup>

umgelagert (GÜBELI 1991). Bis Silenen reduzierte sich das Volumen um 12 000 m<sup>3</sup>, da die Reuss durch das geringere Gefälle stark an Schubkraft und Schuttfracht verloren hat (BEZZOLA et al. 1991).

Beim Chärstelenbach fanden Hochwasser 1762, 1779, 1831, 1868, 1910, 1977 und 1987 statt (FRYBERG 1995).

### **Künstliche Aufschüttungen**

Künstliche Aufschüttungen hielten sich lange recht bescheiden. Auf der geologischen Karte ist der Stand von 1973 wiedergegeben. Im Rahmen der Verkehrsanpassungen der vergangenen drei Jahrzehnte – Autobahn N 4 und NEAT – wurden bedeutende Flächen aufgeschüttet, welche die Kartendarstellung bereits nachhaltig verändert haben. Auch die Lagerung von nicht verwertbarem Tunnelausbruch werden das Reusstal zwischen Amsteg und Urnersee weiter verändern.

### **Präglaziale Florenrelikte und postglaziale Waldgeschichte**

An den steilen SSW-Flanken der Schächentaler Windgällen und östlich des Ruosalper Chulm, an den Wänden gegen den Glatten, den SSW-Flanken der Kette Schwarz Grat – Bälmeten – Hoch Fülen – Rotgrat – Schwarz Stöckli, der SSW-Flanke des Rinderstocks sowie westlich der Reuss, auf der Südseite von Ruchälp-Listock-Schijen, vermochten genügsame, Kalk liebende bzw. Kalk fliehende Pflanzen die Kaltzeiten zu überdauern. Darauf deuten auch die Florenelemente hin (WELTEN & SUTER 1982), die in den Steilwänden jedoch noch einer Überprüfung bedürfen. Für das Urner Reusstal hat FREY-WYSSLING (1935) die postglaziale Waldgeschichte skizziert.

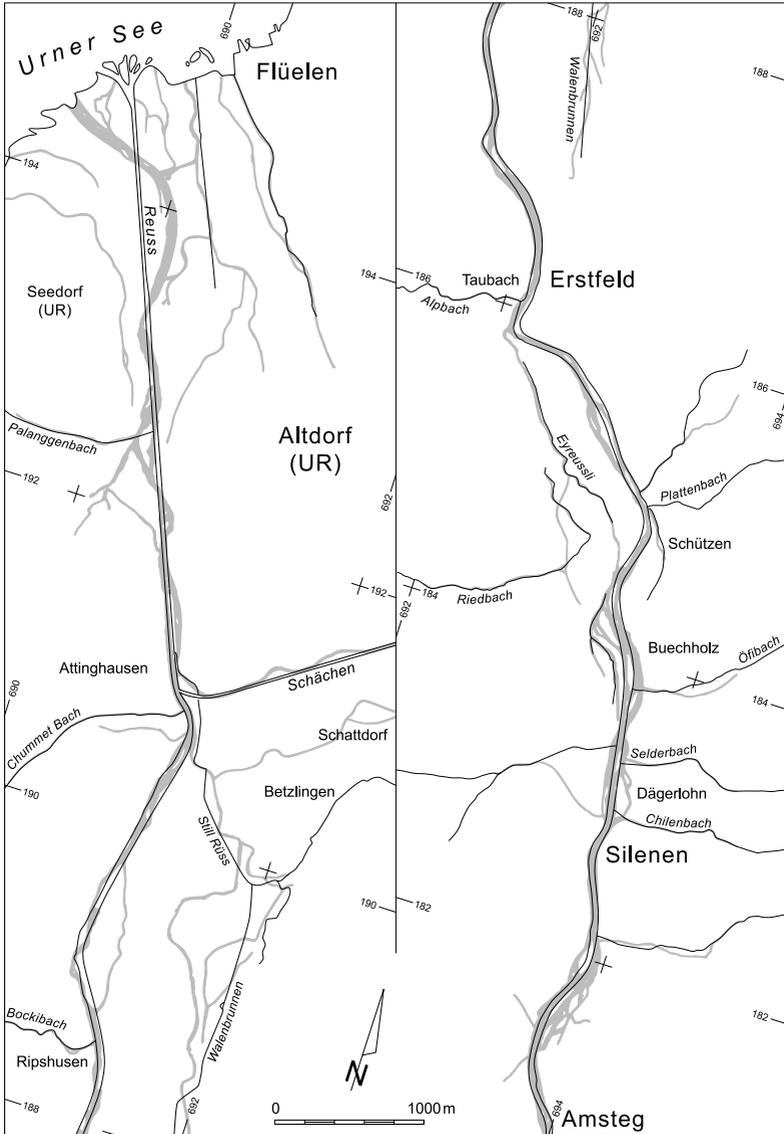


Fig. 13: Der Reusslauf und das unterurnische Gewässernetz vor 1843 (grau, LA NICCA 1843) und die heutige Situation (schwarz, Projekta AG & Basler und Hofmann AG 1991).

# TEKTONIK

(Werner Brückner†)

## Vorwort

Die folgende Darstellung der Tektonik im Gebiet von Blatt Schächental basiert im Wesentlichen auf der Arbeit von BRÜCKNER (1943). Da für das Gebiet des Kartenblattes seit dieser Zeit keine umfassenden tektonischen Arbeiten mehr publiziert worden sind, wurde sein Text weitgehend übernommen. Der Kenntnisstand zur Tektonik im Helvetikum im Allgemeinen ist seither jedoch stetig gewachsen und einige Vorstellungen wurden in der Zwischenzeit revidiert. So geht man heute beispielsweise davon aus, dass die Deformation diachron erfolgte, d. h. früher in ehemals südlich gelegenen Gebieten und später nördlich davon (s. u.; Fig. 14). Aus diesem Grund ist die zeitliche Abfolge der Deformationsphasen von BRÜCKNER (1943) der heutigen Sichtweise gegenüber gestellt (Tab. 2). Da es jedoch nicht ohne weiteres möglich ist, auf W. Brückners Beobachtung beruhende Deutungen neu zu interpretieren, wurde seine Darstellung im Text beibehalten. Neuere Arbeiten zur Tektonik im Helvetikum, insbesondere der Zentral- und Ostschweiz, stammen u. a. von SCHMID et al. (1996) und – insbesondere im NFP 20 Atlas – von PFIFFNER et al. (1997b). Eine gute, allgemeine Übersicht liefert PFIFFNER (2009), eine sehr anschauliche, regionale Darstellung findet sich in SPILLMANN et al. (2011).

## TEKTONISCHE GLIEDERUNG

Das Gebiet des Blattes Schächental liegt am östlichen Nordrand des Aar-Massivs, das mit ca. 7° gegen Osten abtaucht (BRÜCKNER 1943). Dadurch zeigen alle tektonischen Elemente ein deutliches Axialgefälle gegen Osten. Die grossen tektonischen Einheiten in diesem Gebiet lassen sich wie folgt gliedern: Im Süden befindet sich die autochthone Windgällen-Falte mit kristallinem Kern und einem Sedimentmantel. Nördlich schliesst die autochthone Erstfelder Aufwölbung an, welche durch die parautochthone Abfolge der Hoch-Fulen-Decke<sup>3)</sup> überfahren ist. Über diesem Sedimentmantel liegen die abgescherten und intensiv gefalteten Sedimente des nordhelvetischen Flyschs. Die subhelvetischen Einheiten der Griesstock- und Kammlistock-Decke sowie der Schuppenzone des Klausenpasses sind auf den östlichen Teil des Atlasblattes beschränkt. Die Helvetischen Decken sind im äussersten Nordosten durch den Südrand der Axen-Decke vertreten, welche die «Höheren Malmschuppen der Schächentaler Windgällen» einschliesst.

---

<sup>3)</sup> Hier wird der Begriff «Hoch-Fulen-Decke» aus der geologischen Karte beibehalten, auch wenn der relativ geringe Transportweg und ihre bescheidene Ausdehnung eher die Bezeichnung «Hoch-Fulen-Schuppe» rechtfertigen würde (s. a. BRÜCKNER 1943).

## Autochthone und parautochthone Einheiten

Unter die autochthonen Einheiten fallen die verschuppte Erstfelder Aufwölbung und die Windgällen-Falte – die Sedimentabfolgen beider Einheiten besitzen einen stratigraphischen Kontakt zum Kristallin. Die parautochthone Hoch-Fulendecke ist vom kristallinen Untergrund bereits abgeschert und von steilen Scherflächen durchsetzt, hat jedoch nur einen geringen Transport erfahren. Da aber auch der autochthone kristalline Untergrund des Aar-Massivs tektonisch abgeschert ist und unter anderem an seiner Nordseite im Untergrund eine basale, bis zu 10 km weite Überschiebung aufweist (PFIFFNER 1993), ist der Begriff «autochthon» hier eigentlich nicht mehr zulässig. Er ist jedoch nach wie vor gebräuchlich (so auch auf der geologischen Karte von Blatt Schächental) und wird daher auch in den Erläuterungen weiterhin verwendet.

### Erstfelder Aufwölbung und ihre autochthone Sedimentbedeckung

Bei der alpinen Orogenese wurde die Nordseite der Erstfelder Aufwölbung des Aar-Massivs mit seiner Sedimenthülle entlang schräg gegen Norden ansteigenden Scherflächen mehrfach verschuppt und gestaucht. Der aufliegende Malm erfuhr intensive Verfaltungen (HEIM & HEIM 1917, Fig. 1). PFIFFNER (1993, Fig. 3, Profil C) interpretiert die Erstfelder Aufwölbung als Antiklinale, die durch eine leicht südfallende, ca. 10 km nach Norden gerichtete Überschiebung des Kristallins samt Sedimentbedeckung verursacht wurde (Taf. I). Diese Bewegung steht in Zusammenhang mit der spätorogenen Hebung des Aar-Massivs.

Die Gliederung des nordhelvetischen Malms in drei Unterabteilungen, die BRÜCKNER (1937 b) in der Griesstock-Decke festgestellt hat, erlaubte ihm, den tektonischen Bau der Erstfelder Aufwölbung genauer zu erfassen. Nach Osten nimmt die Intensität der Erstfelder Aufwölbung ab, so dass von ihr im Brunnital nur der flache Rücken mit Kulmination im Bereich Sittlisalp/Hinter Boden zutage tritt. Südlich der Sittlisalp zeigt sich eine lokale Einmuldung, die sich weder auf der Ostseite des Reusstals noch östlich des Brunnitals abzeichnet. Die Erstfelder Aufwölbung setzt sich auch im Brunnital aus mehreren Malmschuppen zusammen, deren trennende Scherflächen mässig steil gegen Süden einfallen (Taf. II, Profile 2–5). Eine bedeutendere Verschiebung hat sich an jener Scherfläche ereignet, die von Alt Rüti gegen Gampelen-Vorder Boden ansteigt. Sie trennt einen aus parallelen Schuppen bestehenden südlichen von einem gewölbeartigen, intensiv verfalteten nördlichen Teil. Die Malm-Obergrenze bildet im Brunnital eine Scherfläche, auf der sich die Gesteine des nordhelvetischen Flyschs nordwärts bewegt haben, so dass die Stirnpartien der Malmschuppen abgeschnitten und mitgerissen worden sind. Eozäne Nummulitenschichten, die im Reusstal noch vorhanden sind, fehlen, während jüngster Malm (Tros-Kalk-Member) nur im Süden zu finden ist.

Eine vorwiegend aus oberem Quintner Kalk bestehende Schuppe bildet die steile Stirn der Erstfelder Aufwölbung südlich von Unterschächen. Über die nordfallende Grenzfläche gegen die Unterlage führt ein Pfad von Bielen hinauf nach Sparren. Zwei kleinere Malmschuppen sind ihr auf der Westseite des Brunnittales aufgesetzt. Die wiederum auf Sandstein der Elm-Formation sitzen (Taf. II, Profile 4, 5). Eine kleine Malmschuppe ist auch auf der Ostseite (Koord. 701.425/190.475) über der grossen Stirnschuppe in Flyschgesteine eingebettet. Auf der Südseite des Schächentals lassen sich einzelne nordhelvetische Flyschfalten von den Spitzen durchs Sulztal ins Riedertal verfolgen. Dabei konnte W. Brückner zwischen Rieder- und Sulztal einen gefalteten Synklinalkeil aus Sandstein der Matt-Formation von einem solchen bescheideneren Ausmasses im tieferen Teil von den sonst vorherrschenden Sandsteinen und «Dachschiefern» der Elm-Formation abgrenzen. Über dem nordhelvetischen Flysch liegen am Sittliser, am Blinzi und an der Burg Reste von südhelvetischem Flysch.

An die Erstfelder Aufwölbung schliesst im Süden die Windgällen-Falte an (Fig. 1; Taf. II, Profil 5). Ihre Stirn bildet östlich des Reusstals die Windgällen-Ruchen-Kette (Windgällen-Falte s.str., nach BRÜCKNER 1943), im hintersten Linthtal die südliche Claridenkette (Vorder Spitzalpelstock-Geissbützistock-Zuetriebstock-Gemsistock) und den Vorder Selbsanft. Der Faltenrücken ist im Tödi und (südlichen) Hinter Selbsanft erhalten (HEIM 1878, 1891, 1921, Taf. 7, 18, 19; KELLER 1912; OBERHOLZER 1933, Taf. 5, 6). Beide Grossstrukturen (Erstfelder Aufwölbung, Windgällen-Falte) sind komplex aufgebaut.

Eine grosse Hilfe zur Identifizierung der einzelnen Partien des autochthon-parautochthonen Malmmantels ist die Ausbildung der über dem Malm liegenden eozänen Nummulitenschichten. Während das Tertiär der parautochthonen Hochfulen-Decke und der östlichen, autochthonen Windgällen-Falte (s.str.) durch das Auftreten von «Complanata-Schichten» (Klimsenhorn-Formation) charakterisiert ist, besteht es im autochthonen Malmmantel der Erstfelder Aufwölbung aus den relativ kalkigen «Pectinidenschichten» (Wildstrubel-Formation).

Um Attinghausen konnte W. Brückner eine Verschiebung zwischen Malm bis Nummulitenschichten und Elm- und Matt-Formation feststellen. Im unteren Schächental zeigen die Sandsteine zwischen Gangbach und Guggibach nordwestlich der Spiringer Flyschmulde geringere tektonische Deformation als in den Gräben östlich der Spiringer Sackung. Diese Partie deutete W. Brückner daher als halb selbständige Scholle von antiklinalem Charakter. Im Nordwesten stösst sie an eine zweite, von «eingewickelter» südhelvetischem Flysch erfüllte Synklinalzone, die sich westwärts bis zum Holdenbach verfolgen lässt (STYGER 1961). Nach Nordwesten sind «eingewickelte» Abfolgen gegen den östlichen Ausläufer der Eggbergen-Gruonwald-Masse des nordhelvetischen Flyschs gepresst, welche wiederum gegen Nordwesten mit steilstehender Grenze an den «eingewickelten» Flysch der Zone Selez Alp-Gruontal stösst. Im «eingewickelten» Flysch lassen sich zwei tektonische Einheiten verschiedener Herkunft unterscheiden: Blatengrat-Flysch und Wildflysch.

#### *Bälmeten-Schuppe und «Seltenbach-Keil»*

Über dem autochthonen Hochgebirgskalk (Quinten- bis Öhrli-Formation) der Erstfelder Aufwölbung spalteten STAUB (1911a) und JENNY (1934) im Ribiboden die fast ausschliesslich aus Malm bestehende Bälmeten-Schuppe ab (Taf. II, Profile 2, 3). An der Bälmeten-Südwand folgen über dem Tros-Kalk-Member 20 m mergelige Kalke der Zementstein- und 40 m der Öhrli-Formation. Im Karrenfeld der Nordseite ist diese Gliederung nicht mehr zu erkennen. Im Brunnittal trog hielt STAUB (1911a) den gesamten Malm für ihr Äquivalent. Dieser bildet jedoch nur den

verschuppten südlichen Teil der östlichen Fortsetzung der Bälmeten-Schuppe (BRÜCKNER 1943). Das Fehlen von hellem Tros-Kalk (LUTHER 1927, S. 115) ist kein Beweis für das Ausbleiben der Bälmeten-Schuppe, sondern eine Folge der Abscherung der Schuppenstirn.

JENNY (1934, Taf. 3, Fig. 1, Profil 3) hat nach dem Seltenbach (auf LK nun Selderbach) am Westabhang der Chli Windgällen eine Malm-Ausstülpung in der südlichen Bälmeten-Schuppe als «Seltenbach-Malm» bezeichnet, den BRÜCKNER (1943) dann «Seltenbach-Keil» nannte (Taf. II, Profile 3, 5). W. Brückner hat die Malm-Lamelle von Zinggen südlich des Sattels bei Pkt. 2336 m zwischen Schwarz Stöckli und Gross Windgällen als östliche Fortsetzung des «Seltenbach-Keils» innerhalb der Bälmeten-Schuppe angesehen. STAUB (1911a) und JENNY (1934) rechneten ihn noch zur Hoch-Fulen-Decke. Diese Malm-Lamelle ist durch 15–20 m Stad-Mergel von den südlichsten «Complanata-Schichten»-Linsen der Hoch-Fulen-Decke getrennt und wird nur von «Pectinidenschiefen» begleitet. Ebenso treten im schmalen Eozän-Zug vom Firnband bis zum Ruch Chälen zwischen Windgällen- und Hoch-Fulen-Malm von «Pectinidenschiefen» begleitete Hochgebirgskalk-Linsen auf, die Äquivalente des «Seltenbach-Keils» darstellen. Über dem Stad-Mergel der Erstfelder Aufwölbung schwimmen «Pectinidenschiefer»-Linsen, die aus dem südlich anschliessenden Normalschenkel der Windgällen-Falte stammen (BRÜCKNER 1937b, S. 137f.):

- Südlich von Chärschelen (Koord. 701.15/187.45–701.25/186.35)
- Im Bach des Ruch Chälengletschers auf 1650 m (701.375/186.225)
- In der Ruchenplangg (701.60/186.65 und 701.70/186.85, etwas versackt)
- In der Grundplangg (700.100/187.450 und 700.150/187.575)
- Zwischen Gampelen und Lauwi (700.375/189.100 und 700.375/189.200); diese sind in die untersten Sackungsmassen am Osthang des Chli Spitzen eingebettet

Daher kam W. Brückner zum Schluss, dass eine Bälmeten-Schuppe sensu STAUB (1911a) und JENNY (1934) nicht existiert, sondern durch disharmonische Häufung von Unterem Quintner Kalk lediglich vorgetäuscht wird. Die an Malm-Schuppengrenzen westlich und südlich des Bälmeten für eingeklemmte Pakete gehaltenen Tertiärvorkommen entpuppten sich teils als siderolithische Füllungen tiefer Karsthöhlungen, teils als Sturzschutt. An den Nordhängen von Bälmeten und Hoch Fulen stellte W. Brückner an der Basis der Bälmeten-Schuppe keine Scherfläche fest. Dagegen fand er einen mitgefalteten, höheren Schleppfetzen, der wohl vom Nordfuss der Chli Windgällen mit Mitterem und Oberem Quintner Kalk, Zementsteinschichten und Nummulitenschichten stammt, was zu der weiter östlich im Brunnital beobachteten Situation passt.

### **Windgällen-Falte (s. str.)**

Die Windgällen-Ruchen-Kette wurde von HEIM (1878, 1891) beschrieben und gezeichnet, Ergänzungen machte JENNY (1934). Eine neuere Bearbeitung stammt von RÖTHLISBERGER (1990). Über der autochthonen Abfolge liegt nördlich des Maderanertals als erste tektonische Einheit die Windgällen-Falte mit einem Kern von schiefrigem, an der Chli Windgällen massivem Quarzporphyr, der – mit Ausnahme ihrer Nord- und Westseite – von Sedimentgesteinen der Trias (nur Ostseite), des Doggers und Malms umhüllt wird (Taf. II, Profile 4–6). Der Obere Quintner Kalk der Windgällen-Falte s.str. (d.h. nur deren Stirnbereich), die sie umhüllenden Nummulitenschichten mit den «Complanata-» und «Pectinidenschichten» sowie die Stad-Mergel sind intensiv verfältelt. Die Fältelungen lassen sich vom Nordfuss der Gross Windgällen bis zum Ruch-Chälen-Sattel verfolgen.

Im höheren Teil der Windgällen-Ruchen-Kette ist zwischen Rot Horn (Pkt. 2822 m) und Maderaner Wiss Stöckli (Pkt. 2903 m) eine muldenförmige Rückbiegung der Malmkalk zu erkennen (Taf. II, Profil 3).

An der Basis der Windgällen-Falte stellte BRÜCKNER (1943) eine stark kondant mitgefaltete Verschuppung fest. Gegen Osten bildet der obere Quintner Kalk zunehmend disharmonische Falten. Die Mulde zwischen Windgällen-Falte s. str. und Hoch-Fulen-Decke lässt sich weit nach Osten bis unter das Gross Schärhorn verfolgen. Im Gipfel von Gross Ruchen und Chalchschiyen sind Reste einer höheren Antiklinale der Hoch-Fulen-Decke vorhanden, deren östliche Fortsetzung bis zum Gross Schärhorn reicht. Südlich davon, am Hälsigrat, sind Zementstein- und Öhrli-Schichten verschuppt und verfaltet (Taf. II, Profil 7). Am Gross Ruchen ist entlang einer horizontalen Scherfläche Quintner Kalk der Windgällen-Falte von demjenigen der Hoch-Fulen-Decke abgeschert, die dort als flache Kappe aufliegt.

Der südwestlich des Seewli-Sees liegende nordhelvetische «Untere Altdorfer Sandstein» ist als Verkehrtchenkel der Windgällen-Falte zu deuten. Diese Gesteine füllen die Mulde unter dem «Seltenbach-Keil» (JENNY 1934, BRÜCKNER 1943) und greifen laut W. Brückner an der Nordwest-Flanke der Chli Windgällen tief in die Windgällen-Falte (Taf. II, Profile 2, 3). Südlich des Seewli-Sees treten sie wieder auf, wo sie die östliche Fortsetzung des «Seltenbach-Keils» umhüllen. Über dieser Flysch-Lamelle folgen zerdrückte Stad-Mergel mit Linsen und Lamellen von Zementstein-, Öhrli- und Nummulitenschichten in der Fazies des Verkehrtchenkels der Windgällen-Falte. Die Linsen und Lamellen dürften eine Mittelstellung zwischen Windgällen-Falte und Hoch-Fulen-Decke einnehmen, die das Hangende der Stad-Mergel bilden. JENNYS (1934) Interpretation, teils «Seltenbach-Keil», teils Hoch-Fulen-Decke, bestätigt sich nicht.

Auf der Südseite der Windgällen-Ruchen-Kette, vom Widderegg gegen Alp Gnof bis zum Hüffirm erscheint das ausgewalzte Südende der Windgällen-Falte, in der W. Brückner einen Eozän-Aufschluss entdeckt hat.

### **Hoch-Fulen-Decke**

LUSSER (1842) zeichnete am Hoch Fulen eine liegende Falte. STAUB (1911a) erkannte sie als selbständige tektonische Einheit. JENNY (1934, S. 153 ff., Taf. 3) stellte sie als dünne Lamelle von Malmkalk dar, die durch geringmächtige Gesteine des Tertiärs von der liegenden Bälmeten-Schuppe getrennt wird. Neuere Arbeiten (z.B. EISENLOHR 1990, RÖTHLISBERGER 1990, RÜEGG 1991) gehen von einer Decke aus (Taf. II, Profile 3–7). Über Malmkalk, Zementstein- und Öhrli-Schichten (BRÜCKNER 1937b, 1943) – am Rinderstock insgesamt 150–200 m, am Platti südlich der Burg noch 70 m – gelangten im Eozän erstmals wieder Flachwassersedimente zur Ablagerung: Quarzsandsteine, Nummulitenschichten und sandige Schiefer. Von den aufliegenden Stad-Mergeln ist eine Partie – wie im Glarner Hinterland (STYGER 1961, FREY 1965) – bereits in einer frührorogenen Phase von ihrer Unterlage abgeschert worden, da die darüber liegende Sandstein-Dachschiefer-Abfolge teils direkt auf Malmkalk und Öhrli-Schichten der Hoch-Fulen-Decke, teils auf Stad-Mergeln und ausgewalzten Malmkalk-Linsen liegt.

Vom Hoch Fülen lässt sich die Hoch-Fülen-Decke über Burg und Blinzi zum Sittliser verfolgen (Taf. II, Profile 3–5). Auf der Westseite des Brunnitals bildet sie eine nahezu horizontal verlaufende Platte von Hochgebirgskalk (Quinten- bis Öhrli-Formation) und Nummulitenschichten. Südlich des Griesstals, im Wiss Stöckli, ist die Hoch-Fülen-Decke steil aufgerichtet und etwas unter die Windgällen-Falte eingewickelt (Taf. II, Profil 5). Gegen oben reisst sie ab (JENNY 1934, S. 155 f., Taf. 3, Fig. 1). Dieses Abreissen ist in verschiedenen Höhen erfolgt. Am Wiss Stöckli reicht die Hoch-Fülen-Decke am höchsten hinauf, während südlich des Schwarz Stöckli, östlich Pkt. 2328 m, Linsen von Nummulitenschichten deutlich tiefer liegen. Stad-Mergel trennen die Hoch-Fülen-Decke vom Autochthon der Erstfelder Aufwölbung. Die NW-SE-streichende Decke ist im Westen weiter bewegt worden als im Osten. An der Burg endet der Hochgebirgskalk mit einfacher Umbiegung (Taf. II, Profil 3). In der Blinzi-Ostwand zeigt sich in den Nummulitenschichten ein tieferes Gewölbe und südlich von Leiterenplangg (südlich Sittliseralp) ist die Doppelung der Stirn auch im Hochgebirgskalk zu erkennen.

In der Ostwand des Sittliser lässt sich in der flachliegenden Hoch-Fülen-Decke eine Verschuppung in den Zementstein- und Öhrli-Schichten erkennen. Zwischen Leiterenplangg und Vorder Griesstal zeigt die Deckenoberseite auch Fältelungen. Die Platte wird von steil südfallenden Brüchen durchsetzt, wobei der Südflügel jeweils tiefer als der Nordflügel liegt (Taf. II, Profile 3, 4). Die Brüche durchschneiden Hochgebirgskalk und Nummulitenschichten und divergieren unten und oben in die Stad-Mergel. Nur der Bruch zwischen Blinzi und Sittliser versetzt auch Stad-Mergel und Taveyannaz-Sandstein im Hangenden.

Auf der Ostseite des Brunnitals ist die Hoch-Fülen-Decke zurückgebildet. Vom Wiss Stöckli lässt sich der steilgestellte, eingewickelte südliche Teil der Decke unter dem Firnband bis an den Fuss des Gross Ruchen verfolgen (Taf. II, Profil 5). Dabei zeigen sich spitze, überkippt abtauchende und auf der Nordseite von Nummulitenschichten umhüllte Hochgebirgskalk-Antiklinalen, die nach Osten ins Leere austreichen. Die nördlichste dieser Antiklinalen ist die grösste. Aus der Verjüngung der Falten gegen oben ergibt sich, dass die Hoch-Fülen-Decke zerrissen ist.

Auf der Nordseite der Ruch Chälen liegen zwei isolierte Vorkommen von Hochgebirgskalk und Nummulitenschichten, die aufgrund der «Complanata-Schichten» der Hoch-Fülen-Decke zugerechnet werden. Das erste, horizontal gelagerte Vorkommen reicht am Westfuss der Sattelhornen nordwärts bis Koord. 702.125/186.675; im Süden keilt es aus. Die vom Malm bis ins Eozän reichenden Schichten finden sich nur in verkehrter Lagerung und sind an ihrem Südende verfalltet. Das zweite Vorkommen – ein Erosionsrelikt einer tauchenden Stirn – liegt in der Ruch Chälen zwischen ca. 2340 m und 2400 m (702.70/186.25). Es hängt allenfalls mit dem erst genannten Vorkommen zusammen. Die östliche Fortsetzung der Hoch-Fülen-Decke zeichnet sich in zwei abtauchenden Hochgebirgskalk-Antiklinalen im Sattelhornen (Pkt. 2880 m; Taf. II, Profil 6) und nördlich des oberen Ausgangs der Ruch Chälen ab. Von Leiterenplangg bis zum Westfuss der Sattelhornen zeigen die Vorkommen der Ostseite, dass die Deckenstirn weiter südlich zurückgeblieben ist. Im steilgestellten Bereich nördlich der Windgällen-Falte s.str. geht das NW-SE-

Streichen der Stirn in einen kräftigen W-E-Axialanstieg über. Dieser zeichnet sich neben dem geringeren Transport der Hoch-Fulen-Decke im Osten auch in ihrer Zerrissenheit ab.

Zwischen Hinter Rüchi und Ruch Chälen tritt die Hoch-Fulen-Decke als abgerissener, überkippter Kalkkeil in Erscheinung (Taf. II, Profil 6); an den Sattelhoren und am Chli Ruchen erscheint sie mit abtauchender Stirn. Am Chli Ruchen biegt der Quintner Kalk stirnartig um. Von Leiterenplang bis zum unteren Ende der Ruch Chälen ist die Doppelung der Stirn ausgeprägt. Der Kalkkeil am Westfuss der Sattelhoren, das abtauchende Stirnrelik und die nördliche Tauchfalte am östlichsten Sattelhoren dürften der oberen Antiklinale bei Leiterenplang und am Blinzi entsprechen. Die abtauchende Stirn am Fuss des Gross Ruchen und die südliche, kleinere Antiklinale am oberen Ausgang der Ruch Chälen sind wohl die Fortsetzung der kleineren, tiefer liegenden Stirnfalte auf der Westseite des Brunnitals.

#### *Östliche und südliche Fortsetzung der Hoch-Fulen-Decke*

Die am östlichsten Sattelhoren gegen Norden abtauchende Stirn der Hoch-Fulen-Decke streicht WSW-ENE durch den Chli-Ruchen-Ostgrat zum Schärhorngriggeli und verschwindet unter dem Schärhorn (Taf. II, Profil 7). Im Gipfelbereich des Chli Ruchen liegt der Hochgebirgskalk der Hoch-Fulen-Decke wieder flach. An der Umbiegung finden sich gegen Norden ansteigende Scherflächen (Taf. II, Profil 6) und zwei südfallende, inverse Brüche. STAUB (1911 b, S. 60) erkannte, dass die Hoch-Fulen-Decke weiter südlich auf Hochgebirgskalk der Windgällen-Falte s. str. ruht. Die trennende Scherfläche ist um den Gipfel des Gross Ruchen zu verfolgen und setzt sich nördlich des Hüfifirns in den Bereich des Schärhorns fort. Die Hoch-Fulen-Decke nimmt damit in der Windgällen-Falte eine ähnliche Stellung ein wie die Bälmeten-Schuppe im Autochthon der Erstfelder Aufwölbung. Sie unterscheidet sich von ihr zwischen Reuss- und Brunnital durch die weitere Verfrachtung. Südlich des Schärhorns bildet der autochthone Malmmantel eine grosse Falte, in deren Oberfläche sich am Hälsigrat zwei spitz ausgezogene, wellenartig verbogene Teilantiklinalen einstellen (Taf. II, Profil 7). Sanfte Verbiegungen zeichnen sich auch am Bocktschängelgrat (Gross Schärhorn) ab. Die Falte zeigt eine der Windgällen-Falte analoge, aber viel kleinere zweite Stirnfalte.

#### *Höhere Schuppen der Chli-Ruchen-Kette*

In der Chli Ruchenkette liegen zwischen Ruch Chälen und Schärhorngriggeli - eingeklemmt zwischen Hoch-Fulen-Decke und nordhelvetischem Flysch - kleine Linsen von ausgewaltem Hochgebirgskalk, wohl nur Öhrli-Schichten, die mit «Pectinidenschiefen» in Verbindung stehen. «Complanatenschichten» fehlen, Stad-Mergel sind ausgequetscht. Am Westfuss der Sattelhoren werden die Linsen von Basisbrekzien der Sandstein-Dachschiefer-Abfolge begleitet. BRÜCKNER (1943, S. 12) fand solche Linsen an folgenden Stellen:

- Zwei übereinander liegende Linsen im Ostgrat des Chli Ruchen, südwestlich von Pkt. 2867 m (Koord. 704.745/186.925)
- Eine grössere Lamelle nordöstlich des Chli Ruchen (704.00/186.65)
- Zwei übereinander liegende Linsen im Nordgrat des Chli Ruchen (703.62/186.60)
- Linsen im Nordgrat des östlichen Sattelhoren, Pkt. 2880 m (703.40/186.55)
- Zwei übereinander liegende Linsen im Südwesthang der Sattelhoren, an der Ruch-Chälen-Nordseite (703.10/186.33 bis 702.90/186.15): bester Aufschluss
- Mehrere Linsen am unteren Ausgang der Ruch Chälen (701.975/186.200)

Diese Linsen gehören zu zwei übereinander liegenden, zerrissenen Schuppen. Ihre Wurzel ist in den beiden kleinen Hochgebirgskalk-Stirnen am Südende des Hälsigrats zu suchen. Hierfür spricht ausser der Lagerung auch das Fehlen der «Complanatenschichten». Diese beiden Schuppen sind ein östliches Analogon, kaum aber homolog zu den Linsen der Öhrli-Schichten der Hoch-Fulen-Decke im Plattigrat (JENNY 1934, S. 156, Taf. 3, Fig. 2).

## Deckengebirge

Das Deckengebirge im Gebiet von Blatt Schächental besteht im Wesentlichen aus infrahelvetischen Einheiten (nordhelvetisches Tertiär, «eingewickelte» südhelvetische Elemente, Griesstock-Decke, Schuppenzone des Klausenpasses und Kammlistock-Decke) und nur zu einem geringen Anteil aus den eigentlichen helvetischen Decken (Axen-Decke).

### Nordhelvetisches Tertiär

#### *Stad-Mergel (nordhelvetischer Globigerinenmergel)*

Durch sein plastisches Verhalten hat der Stad-Mergel die disharmonischen Bewegungen des Sedimentmantels, bestehend aus Malm, Eozän und nordhelvetischem Flysch, ermöglicht und mitgemacht. Der tiefere Teil der Stad-Mergel steht oft mit der Unterlage, der höhere mit der hangenden Flyschabfolge im ursprünglichen Verband. Der grösste Teil ist mehr oder weniger weit verfrachtet worden. Zwischen Hoch-Fulen-Decke und nordhelvetischem Flysch ist Stad-Mergel weitgehend ausgequetscht, während er zwischen Hoch-Fulen-Decke und Erstfelder Aufwölbung sowie in den Antiklinalkernen der Flyschabfolgen angehäuft ist. Primäre Mächtigkeitsunterschiede mögen mitgespielt haben.

#### *Nordhelvetischer Flysch («Sandstein-Dachschiefer-Komplex»)*

Der nordhelvetische Flysch schmiegt sich den Falten und Schuppen des darunter liegenden parautochthonen Malmmantels der Hoch-Fulen-Decke an. Die Strukturen im Flysch erscheinen daher als übergeordnetes Abbild dieser tektonischen Grossstrukturen, wenngleich die Details vom Bau des Liegenden unabhängig sind. Aufgrund des Liegenden lassen sich vier Abschnitte unterscheiden:

##### *1. Flysch auf dem Rücken der Hoch-Fulen-Decke bzw. der Windgällen-Falte*

Dieser Abschnitt findet sich nur am Ostrand des Kartengebiets, am Südgrat des Chammlibergs und an der Basis des Schärhorns (Taf. II, Profile 7–9). Flysch liegt hier in meist horizontaler Lagerung vor. Am Südgrat des Gross Schärhorns zeigt sich eine Stapelung mehrerer Pakete, deren Südenden diskordant an die gefaltete, tiefere Partie stossen. Am Hälsigrat finden sich mehrere E-W-streichende, steil südfallende Brüche mit gehobenem Südflügel, die wohl zum selben System gehören wie jene im Hochgebirgskalk am Chli Ruchen.

##### *2. Steilgestellte Partie nördlich der Windgällen-Falte*

In der Chli-Ruchen-Kette östlich und am Schwarz Stöckli westlich des Brunnitals ist der obere Teil des Flyschs leicht überkippt, während er im unteren Teil eine grosse Faltenstruktur mit Stad-Mergel im Kern bildet (Taf. II, Profile 4, 6).

### 3. Auf dem Rücken der Erstfelder Aufwölbung

BRÜCKNER (1943, S. 13 f.) korreliert verschiedene grössere Falten über das Brunnital hinweg, deren Kerne aus Stad-Mergel aufgebaut sind. Die Faltenachsen an den Spitzen streichen NW-SE, wie die Stirn der Hoch-Fulen-Decke. Am Blinzi zeichnet sich eine disharmonische Faltung im nordhelvetischen Flysch ab, verursacht durch die Wechsellagerung von Sandsteinen und Dachschiefer (Taf. II, Profile 4, 5). Auf der Ostseite des Brunnitals verlaufen an der Linie Hoch Chopf-Chulm-Oberalp und nördlich von Wannelen-Nideralp mehrere NW-SE-streichende, SW-fallende Brüche, deren SW-Flügel jeweils tiefer liegen (Taf. II, Profil 6). Ferner durchsetzen südfallende Brüche den Normalschenkel der Falte südlich von Flue im vordersten Brunnital (Falte a in BRÜCKNER 1943, Taf. 2). Der grösste Bruch ist durch den Stad-Mergel-Faltenkern bis in den Verkehrtshenkel zu verfolgen. Der Verkehrtshenkel dieser Falte ist relativ gut entwickelt und über dem autochthonen Malm der Erstfelder Aufwölbung auf der Ostseite des Brunnitals bis zum Graben nördlich Trogen-Vorder Boden aufgeschlossen. Auf der Westseite ist er bei Sparrn durch Sackungsschutt verdeckt, reicht aber bis zur Linie Vorder Boden-Lauwi nach Süden. Weiter südlich fand W. Brückner zwei isolierte Stad-Mergelpakete, die nach Lage und Gestein zum verkehrten Südschenkel dieser Falte zu stellen sind. Diese Vorkommen sind:

- Eine dünne Lamelle bei der Sittlisalp im Gross Bach (Koord. 700.275/187.800)
- Ein etwas grösseres, dem Hochgebirgskalk der Erstfelder Aufwölbung aufliegendes Paket bei Chärschelen (701.180/186.325–701.150/186.100)

Östlich des Reusstals ist die Lagerung im Flysch ähnlich. Wiederum ist die Flyschabfolge im südlichen Teil flach gelagert, während sich im nördlichen Teil Falten mit Stad-Mergel-Faltenkernen finden (Taf. II, Profile 3, 4). Die tiefste dieser Falten besitzt einen mächtigen Verkehrtshenkel. Auch die vom Verkehrtshenkel der tiefsten Falte zurückgebliebenen Partien haben auf der Ostseite des Reusstals ihre Äquivalente: westlich des Hoch Fulen (JENNY 1934, S. 130) und südwestlich des Rinderstocks. Die nordwestlich des Seewli-Sees auf Hochgebirgskalk der Erstfelder Aufwölbung gelegenen Gesteine gehören nach Dünnschliffen zu den ältesten Flyschanteilen (STAUB 1911 a, S. 49).

### 4. Steilstehende Partie nördlich der Erstfelder Aufwölbung

Am Nordfuss der Spitzen und bei Unterschächen-Ribi stehen die Schichten steil (Normalschenkel der Falte a von BRÜCKNER 1943); westlich des Brunnitals sind auch der nördliche Stad-Mergel-Faltenkern und sein Verkehrtshenkel steilgestellt (Taf. II, Profile 4–6). Da die vielen Dachschieferlagen in der Elm-Formation zu disharmonischer Faltung geführt haben, sind die Schichten im Normalschenkel stark gefaltet. Nach Westen setzt sich der Bereich in den nordhelvetischen Flysch des unteren Schächentals fort. Die Strukturen sind sehr kompliziert. Der Nordteil des Flyschs auf dem Rücken der Erstfelder Aufwölbung und die steilgestellte Partie weiter nördlich zeigen mit ihrer Stapelung von Falten und wirren Detailstrukturen den Charakter einer Deckenstirn. Diese kann als «Stirnbereich der nordhelvetischen Flyschfolge», der Verkehrtshenkel der tiefsten Falte als ihr «verkehrter Schenkel» bezeichnet werden.

### *Die Abfolge Altdorfer Sandstein – Gruontal-Konglomerat*

Im Verlauf der alpinen Orogenese wurde die Abfolge von Altdorfer Sandstein bis Gruontal-Konglomerat (Elm- und Matt-Formation) unter der Last der darüber gegliederten helvetischen Decken gestaucht, verfaltet und zerschert. Diese tektonisch bedingte Zerschering hat bei der Bildung des Schächentals entscheidend mitgewirkt und im untersten Schächental sowie um Altdorf zu zahlreichen Felsstürzen geführt. Weite Hangpartien bedeuten dort noch immer eine latente Bedrohung.

### «Eingewickelte» südhelvetische Elemente

Die «eingewickelten» südhelvetischen Elemente («Blattengrat-Komplex», Wildflysch) sind ursprünglich auf den südhelvetischen Decken und dem südlich anschliessenden Bereich abgelagert worden. Sie sind frühorogen von ihrer Unterlage abgeglitten, auf der nordhelvetischen Tertiär-Abfolge zu liegen gekommen und beim Darübergleiten der subhelvetischen Decken, besonders der Griessstock-Decke, mit ihr verfaultet und an Überschiebungsf lächen abgeschnitten worden.

Zwischen dem autochthonem Sedimentmantel und den subhelvetischen Decken, besonders der Griessstock-Decke, liegen meist mergelige Gesteine, die als «Blattengrat-Komplex» zusammengefasst sind. Dieser Bereich ist im Nordosten des Kartengebiets am Südgrat des Chammlibergs, am Schärhorn, am Fuss der Griessstockwände und – am schönsten – von Wäspen zum Chammlitritt aufgeschlossen. Ebenso tritt die Abfolge im Fenster von Niemerstafel westlich des Klausenpasses, am Fuss des Höcheli und in den Gräben auf der Nordseite des Schächentals zutage (Taf. II, Profile 6–9). Auf der Westseite des Brunnitals sind Reste am Schwarz Stöckli und am Seewligrat erhalten. Die Unterlage der Elemente südhelvetischer Herkunft bildet der nordhelvetische Flysch, mit dem sie verfaultet und an ihrer Oberseite durch eine glatte Gleitfläche begrenzt sind. Am Gross Schärhorn, zwischen Wäspen und Chammlitritt sowie bei Niemerstafel am Klausenpass enthalten sie aberissene Pakete oder Linsen von Tavéyanaz-Sandstein. Wildflysch («Ahornen-Schichten» nach FREY 1965), bedeckt die Stirnfalten der Griessstock-Decke zwischen Windeggen und Untere Balm. Dieser ist nur geringmächtig und tritt östlich des Schilttals nur noch in Linsen auf. Er begleitet die Falten der Griessstock-Decke und ist mit der Schuppenzone des Klausenpasses (= obersten Lamelle der verschürften Massen der Kammlistock-Decke) im Hangenden verfaultet. Ein grösseres Areal dieser Schuppenzone fand W. Brückner im Tieralpligebiet südlich des Klausenpasses (Blatt Tödi), eingeschaltet zwischen die beiden Lamellen des Chammligrats. Diese Vorkommen zeigen, dass der die Griessstock-Decke überlagernde Wildflysch erst mit den Schürfmassen der Kammlistock-Decke an ihren heutigen Platz verfrachtet worden ist und zuvor ihr Hangendes gebildet hat.

### Griessstock-Decke

ROTHPELTZ (1898, Taf. 2, 3) hat die Griessstock-Decke erstmals skizziert; HEIM (1906) hat sie benannt, beschrieben und gezeichnet. Über «eingewickelten» südhelvetischen Elementen umrahmt sie als nächst höheres tektonisches Stockwerk bogenförmig das obere Schächental und zieht über den Griessstock zum Schärhorn (Taf. II, Profile 6–9). Die Griessstock-Decke setzt sich nach Nordosten bis Linthal fort. Da sie dem autochthon-parautochthonen Sedimentmantel folgt, lassen sich analoge tektonische Abschnitte unterscheiden.

#### *1. Auf dem Rücken der Hoch-Fulen-Decke bzw. Windgällen-Falte*

Dieser Abschnitt der Griessstock-Decke ist nur im oberen Teil des Schärhorns erhalten (Taf. II, Profil 8). Die Abfolge fällt gegen Norden ein und streicht E–W. Sie beginnt im Westen mit ausgewalztem Tros-Kalk, im Osten mit Schratzenkalk. Dieser bildet mit Garschella- und Seewen-Formation im Gross Schärhorn eine weit ausholende, höhere Antiklinale. In der Nordflanke ist die Abfolge gestreckt und verfaultet. An der Westseite des Nordgrats des Chli Schärhorns zeigt sich ein inverser, südfallender Bruch.

## 2. Steilgestellte Partie nördlich der Windgällen-Falte

In der unteren Schärhorn-Nordflanke stellt sich mit scharfem Knick und spitzer Sekundärfalte überkippte Schichtlagerung ein. Im Griesstock-Südgrat erfolgt Rückkehr zu normaler Lagerung (Taf. II, Profile 7, 8). Die Mächtigkeit der Abfolge ist vor allem im Osten tektonisch reduziert. Kreide und Nummulitenschichten fehlen grösstenteils. Weiter östlich, am Chammliberg-Südgrat, fehlt die Griesstock-Decke.

## 3. Auf dem Rücken der Erstfelder Aufwölbung

Dieser Abschnitt umfasst den Hauptteil der Griesstock-Decke im Bereich des Kartengebiets. Er besteht vorwiegend aus Hochgebirgskalk und bildet als Ganzes eine grosse flache Falte. Die Muldenachse verläuft unter dem Hinter Griesstock zum Griessfirn, ihr Gewölbescheitel folgt etwa der Linie Pkt. 2311 m – Gämschplanggen (Taf. II, Profile 6–9). Sedimente der Kreide und des Eozäns sind in bescheidenem Masse im Süden aufgeschlossen. Nordöstlich des Griesstocks, im Chamkli, sind lokal Kreideeinheiten erosiv entfernt, setzen aber weiter nördlich wieder ein. BRÜCKNER (1943) unterteilt die Griesstock-Decke in einen Rücken- und einen Stirnteil mit abweichendem Detailbau.

Im Rückenteil, vom Griesstock über Chamkli–Chli Höcheli–Niemerstafel zum Klausenpass, ist der höchste Abschnitt der Decke in spitze Fältchen gelegt, die sich verlieren oder auflösen. Ausquetschungen einzelner Schichtglieder und disharmonische Faltung sind die Regel. Die Streichrichtung variiert wiederholt. Südlich von Chamkli unterscheidet BRÜCKNER (1943) von Süden nach Norden (Taf. II, Profile 6, 7):

- Falte 10: Mulde: Südgrat des Griesstocks (Koord. 704.35/187.45), Sattel: Hinter Griesstock, Pkt. 2734 m
- Falte 9: Mulde: Griesstock-Südwestwand (703.90/187.45) – Felsrippe südöstlich von Pkt. 2734 m, Sattel: nördlich von Pkt. 2717 m bis zum Nordrand des Griessfirns um 2430 m
- Falte 8: Mulde: Einsattelung zwischen Pkt. 2717 m und Pkt. 2662 m bis Nordrand Griesfirn um 2350 m, Sattel: Pkt. 2662 m – Pkt. 2566 m
- Falte 7: Mulde: Kreidesynklinale in der Wand nördlich von Pkt. 2662 m – Pkt. 2325 m, Sattel: westlich von Pkt. 2325 m – östlich der Griessfirn-Moränen

Bei Chamkli und nördlich davon (Taf. II, Profile 8, 9):

- Falte 6: Mulde: im Wändli zwischen Ober und Unter Griess – Munggenbänder (östlich, südöstlich und südlich von Chamkli), Sattel: südlich des Höchelis
- Falte 5: Mulde: nördlich des Höchelis, Sattel: südlich des Trockentälchens bei Chli Höcheli

Der Griesstock ist von SE-NW-verlaufenden, steil stehenden Brüchen durchsetzt, die alle Falten durchschneiden. Ein etwa W-E-streichender Bruch mit abgesunkenem Nordflügel verläuft durch das Tälchen südlich Chli Höcheli. Nahezu senkrecht dazu streicht nördlich des Chli Höcheli ein sich gabelnder Bruch im Hochgebirgskalk, dessen Ostflügel tiefer liegt. Störungen mit geringer Verstellung durchschneiden die Wand unterhalb von Chamkli und südlich des Höcheli.

Im Stirnteil auf der Nordseite des Schächentals, der sich vom Chli Höcheli im Osten bis Windeggen im Westen erstreckt, hört die Kleinfältelung nordwärts auf, während Ausquetschungen und disharmonische Faltung besonders in Mulden anhalten. An Falten unterschied BRÜCKNER (1943):

- Falte 4: Mulde: Chli Höcheli (706.40/191.85), Sattel: kompliziert gebaut, Hauptstirn westlich von Unter Balm (705.900/192.075), südöstlich von Pkt. 1798 m (705.55/192.09) und auf der Ostseite des Schilttals oberhalb der Klausenstrasse

- Falte 3: Mulde: im Schilttal unterhalb der Klausenstrasse, Schichtumbiegung oberhalb des Wanneli
- Falte 2: Mulde: oberhalb des Wanneli, im Hochgebirgskalk ausgeprägt, im Schrattekalk und Eozän nur wenig tief. Stirnumbiegung: im Schrattekalk östlich des Seelitals bei 1650 m, im Taveyannaz-Sandstein im Graben westlich von Windegg auf 1720 m. Der Antiklinalkern der Falte 3 und der Normalschenkel der Falte 2 sind sekundär nochmals gefaltet
- Falte 1: Mulde: in Kreide und Nummulitenschichten südwestlich von Pkt. 1571 m, Klausenstrasse (703.800/192.025), im Taveyannaz-Sandstein verfolgbar vom Seelital (1640 m) bis zum Graben westlich von Windeggen (1650 m). Stirnumbiegung im Schrattekalk bei der Windeggen-Galerie

Während die Faltenachsen der Griesstock-Decke nahezu E-W streichen, zeigt sich auf der Nordseite des Schächentals ein Axialgefälle gegen Osten. Zwischen dem Schilttal und den Gräben südlich der Oberalp wird Falte 4 (s.o.) von vier NW-SE-verlaufenden Brüchen durchschert, deren Südwest-Flügel jeweils gegen Nordwesten verschoben sind. Ein analoger Bruch durchschert Falte 1 (s.o.) am Westportal der Windeggen-Galerie. Am Fuss der Griesstock-Westwand liegt ein kleines Paket gequetschter Gesteine (Koord. 703.60/187.85), das BRÜCKNER (1943) als Verkehrtchenkel aus Öhrii-Schichten und Betlis-Kalk gedeutet hat.

#### *Zerreissung der Griesstock-Decke bei Niemerstafel*

Vom Höcheli gegen Osten biegen die Achsen der Kleinfalten der Mulde 5 (BRÜCKNER 1943) gegen NE-SW ab. Darüber legt sich ein dünner Lappen von schwarzem Quintner Kalk an ebenfalls NE-SW-verlaufender Linie über die Griesstock-Decke. Die Oberfläche des Lappens fällt - wie der «Lochseiten-Kalk» der Axen-Decke - gegen Norden ein.

Am Westrand des Fensters von Niemerstafel ist die Griesstock-Decke nicht abgeschlossen. Es folgen direkt südhelvetische Elemente mit verschleppten Linsen und Lamellen von Taveyannaz-Sandstein aus dem nordhelvetischen Flysch. Die Gesteine liegen unter Berücksichtigung des Axialgefälles bis 400 m höher als ihre westliche Fortsetzung bei Äsch. Im Süden wird das Fenster durch eine Stirn von hellem Quintner Kalk, Tros-Kalk und Zementsteinschichten begrenzt. Gegen Westen streicht die Stirn unter den Lappen aus schwarzem Quintner Kalk und wickelt ihn ein. Reste des ausgewalzten, lokal zerrissenen Lappens lassen sich bis wenig westlich des Klausenpasses verfolgen, wo er unter die höheren tektonischen Elemente abtaucht. BRÜCKNER (1943) deutet dies wie folgt: Zwischen Höcheli und Niemerstafel trennt sich ein Stirnteil der Griesstock-Decke vom Rücken; seine östliche Fortsetzung ist nach Norden geschleppt worden. Die Stirnfalte südlich von Niemerstafel stellt den Nordrand des zurückgebliebenen Griesstock-Deckenrückens dar. In die durch Zerreissung entstandene Lücke wurden südhelvetische Elemente hochgepresst. Die Zerreissstelle ist durch den nach Norden geschleppten und ausgewalzten, im Bereich der Falte 5 (s.o.) wurzelnden Quintner Kalk verhüllt.

### **Schuppenzone des Klausenpasses**

Nachdem STAUB (1911a) die Kammlistock-Decke als selbständiges tektonisches Element erkannt hat, unterschieden neben SCHUMACHER (1928) und OBERHOLZER (1933) auch BRÜCKNER (1943) und FREY (1965) eine zusammenhängende Kammlistock-Decke s.str. und tektonisch tiefer liegende «verschürfte Kreide-/Eozän-Massen der Clariden-Kette». Letztere bilden die Schuppenzone des Klausenpasses.

Verschürfte Kreide-/Eozän-Massen liegen zwischen Griesstock- und Kammlistock-Decke im Süden (Taf. II, Profile 8, 9) sowie zwischen Griesstock- und Axen-Decke im Norden (Taf. II, Profile 6–8). Sie bilden einen zusammenhängenden Bereich, der vor allem aus gekneteten Stad-Mergeln besteht. In diesen sind Linsen und Lamellen von Kreide und Nummulitenschichten eingelagert. Der Bereich unter dem Verkehrtchenkel der Axen-Decke lässt sich vom Südgrat des Chammlibergs bis zum Klausenpass und gegen Westen bis südwestlich der Schächentaler Windgällen verfolgen. In den westlich anschliessenden Sackungsmassen konnte BRÜCKNER (1943, S. 18) solche Gesteine bis gegen Urigen nachweisen. Der Bereich der verschürften Massen ist mit der Griesstock-Decke im Liegenden, der Kammlistock-Decke unterhalb Pkt. 2991 m bei der Chammlilücke und dem Verkehrtchenkel der Axen-Decke im Hangenden verzahnt. Die tektonischen Einschlüsse in den Stad-Mergeln sind verschiedener Art. Am Südgrat des Chammlibergs liegen unter der Kammlistock-Decke kleine Linsen von sandigen «Pectinidenschiefeln», die wohl von ihrem Verkehrtchenkel abgetrennt worden sind. Die übrigen Linsen und Lamellen in den Stad-Mergeln liegen normal.

Im Schuppenpaket in der Schärhorn-Nordflanke (Taf. II, Profil 8; Koord. 705.575/187.725–706.200/187.950) findet sich ein von Stad-Mergel umgebenes, nordfallendes Paket von Kreide und Nummulitenschichten, das durch tektonische Beanspruchung fast unkenntlich geworden ist. An der Basis liegen helle Linsen von Schrattekalk, die sich nach Westen bis zum Griesfirm verfolgen lassen. Als Fortsetzung gegen Osten sieht BRÜCKNER (1943) eine Kalklamelle im Südgrat des Chammlibergs. Darüber liegt am Schärhorn – durch Stad-Mergel getrennt – eine verfaltete Abfolge von Tierwis- und Schrattekalk-Formation sowie von aufliegenden «Complanata-Schichten» und «Pectinidenschiefeln»; Garschella- und Seewen-Formation fehlen. Westlich des Gletschers der Chammlilücke ist die Abfolge am mächtigsten, und westlich des Nordgrats des Chli Schärhorns keilt sie aus.

#### *Lamelle bei Laucheren–Gämschplanggen*

Der Hochgebirgskalk der Griesstock-Decke wird bei Laucheren (Koord. ca. 706.8/190.6) von einer normal liegenden Abfolge aus Garschella-Formation, etwas Seewen-Formation und «Complanata-Schichten» bedeckt (Taf. II, Profil 9). HEIM (1906), STAUB (1911a), SCHUMACHER (1928) und BRÜCKNER (1943) haben sie zur Griesstock-Decke gezählt. Die ältere Kreide (bis Tierwis-Formation) ist meist stark reduziert oder fehlt völlig, während ihre jüngeren Anteile gleichmässiger verteilt und weniger ausgewalzt sind. Ferner zeichnen sich insbesondere im Schrattekalk fazielle Unterschiede gegenüber der Griesstock-Decke ab. BRÜCKNER (1943, S. 19) hielt es daher für wahrscheinlicher, dass im Niveau der Tierwis-Formation eine tektonische Trennung vorliegt und die Gesteinsabfolge darüber zur Schuppenzone des Klausenpasses gehört. Bei Laucheren keilt die Kreide aus und die Nummulitenschichten lassen sich – den Griesstock-Malm überlagernd – bis nördlich von Chammlilücke verfolgen.

#### *Lamellen der Chammliberg-Nordabdachung*

Zwei weitere Lamellen aus Kreide und Nummulitenschichten beginnen wenig südöstlich von Gämschplanggen und sind in der Chammliberg-Nordabdachung entwickelt. Die untere Lamelle besteht aus Gesteinen der Tierwis- bis Seewen-Formation und ist wenig zerrissen. Sie steigt in Zickzackfalten vom Chammlilüchli gegen Norden ab, erreicht nördlich von Chammlilücke die Oberfläche der Griesstock-Decke und begleitet diese bis zum Tälchen südlich des Chli Höcheli. Die obere Lamelle, bestehend aus Seewer Kalk und Nummulitenschichten, ist kleiner und

in Linsen aufgelöst. Am Chammliberg-Nordhang liegt sie dicht unter dem Verkehrtchenkel der Axen-Decke. Dazu gehören einige Linsen zwischen Höcheli und Chli Höcheli sowie jene westlich von Unter Balm.

Über die Herkunft der verschürften Massen wurden verschiedene Ansichten geäußert. OBERHOLZER (1933, S. 187) hielt sie von der südlichen Griesstock-Decke abgerissen. Hierfür würde neben der faziellen Verwandtschaft die Lage unter der Kammlistock-Decke s. str. sprechen. Die Schichtfolge der Griesstock-Decke ist aber am Griesstock und am Schärhorn – mit Ausnahme einer Partie in der Schärhorn-Nordflanke – vollständig, so dass keine grösseren Pakete abgerissen sein können (BRÜCKNER 1943). In der Clariden-Kette fehlen der Decke nicht nur die in den verschürften Massen vertretenen Gesteine von der Tierwis-Formation an aufwärts, sondern auch die älteren Schichtglieder bis zum obersten Teil der Quinten-Formation. Unwahrscheinlich ist eine Zugehörigkeit zur Glarner Decke der Clariden-Kette, da deren Abfolge überall, wo sie erhalten blieb, vollständig ist. Die verschürften Massen dürften daher am ehesten von der Kammlistock-Decke s. str. stammen, deren jüngere Abfolge in der Abwicklung bei weitem nicht ausreicht, um Malm und Unterkreide zu bedecken (SCHUMACHER 1928, BRÜCKNER 1943). Die verschürften Lamellen wären vom Südteil der Decke abgerissen und sekundär unter diese eingewickelt worden. Hierfür spricht auch der Umstand, dass zwischen dem normal liegenden Quintner Kalk der Kammlistock-Decke und der ziemlich genau rekonstruierbaren Unterfläche der Axen-Decke gar kein Platz für eine vollständige Kreide-Eozän-Abfolge gewesen sein kann.

Ein isoliertes Vorkommen von «Complanata-Schichten» in den oberen Gämschplanggen könnte das Bindeglied zwischen den verschleppten Lamellen und ihrem Herkunftsort auf dem Rücken der Kammlistock-Decke sein. Nach der Fazies wäre dann an den ehemals südlichsten Verkehrtchenkel der Kammlistock-Decke mit «Pectinidenschiefen» – transgressiv auf Oberem Schrattenkalk – zunächst die Schuppen der Schärhorn-Nordflanke mit den «Complanata-Schichten» und dem Oberem Schrattenkalk anzuschliessen. Darauf liegt die Lamelle bei Laucherer-Gämschplanggen (Garschella-Formation und wenig Seewer Kalk) und zuoberst die beiden Lamellen des Chammlibergs mit viel Seewer Kalk unter den «Complanata-Schichten».

### **Kammlistock-Decke**

Die Kammlistock-Decke baut an der Ostgrenze des Kartenblattes den Chammliberg und den Nordfuss des Schärhorns auf. Sie besteht aus einem Malmgewölbe mit Doggerkern und wird von verkehrt liegender, älterer Kreide und «Pectinidenschiefen» unterlagert (Taf. II, Profile 8, 9). Späte Kreide und «Complanata-Schichten» fehlen. Wie BRÜCKNER (1943, Taf. 2, Profil 1) gezeichnet hat, zeigt die Kammlistock-Decke einen sehr komplexen tektonischen Bau. Die bedeutendste Komplikation besteht im Abwärtsknicken der Stirn des Malmgewölbes und einer fast konkordanten Verbiegung des verkehrten, in sich verschuppten und gefalteten Kreideschenkels.

## Axen-Decke

### *Verkehrtsrie der Axen-Decke («Lochseiten-Kalk»)*

Unterhalb der Alpen Ober und Unter Balm, von Chäseren und Heidmanegg bis gegen Mettenen, liegt oberhalb der Klausenstrasse eine durchhaltende, in der Mächtigkeit variierende Verkehrtsrie von Öhrli-Kalk (max. 50 m) und Vitznau-Mergel (max. 12 m), die BRÜCKNER (1943, S. 7) als Verkehrtschenkel der Axen-Decke gedeutet hat. Sie wurde von FREY (1965) unter der Bezeichnung «Fiseten-/Orthalden-Schuppen» geführt, da er die Interpretation als Verkehrtschenkel der Axen-Decke als nicht sichergestellt ansah. Nach TRÜMPY (1969, S. 129) ist die Deutung dieser Axendecken-Verkehrtsrie als zurückgebliebener und ausgewalzter Verkehrtschenkel einer primären Deckfalte «sehr naheliegend». Ihre Unterseite zeigt in die Malm-Unterlage gepresste Falten, die Oberfläche dagegen ist glatt. Sie bildete die Schubbahn der Axen-Decke mit einem gleichmässigem Nordfallen von 25° am Nordabfall des Chammlibergs und von 15° bei Unter Balm und Chäseren.

### *Normalschenkel der Axen-Decke*

Wie nordöstlich des Klausenpasses (Blätter Linthal und Tödi), ist der Lias auch westlich des Passes in grosse Falten gelegt (Taf. II, Profile 6–9). Darüber folgen, mit abnehmender Faltungintensität, Dogger und Malm.

### *Höhere Malmschuppen der Schächentaler Windgällen*

Im Dach der Axen-Decke stellen sich im Gipfelbereich der Schächentaler Windgällen und in der westlichen Fortsetzung des Glatten (Blatt Linthal) über einem Verkehrtschenkel eine Abfolge aus Schilt-Formation, durch das «Mergelband»-Member unterteilte Quinten-Formation sowie Zementstein-Formation ein. HANTKE (1961, in Vorb.) deutete diese Malm-Abfolge nicht als Teil der Axen-Decke, sondern als Malm der Drusberg-Decke, den Verkehrtschenkel als «Oberen Lochseitenkalk».

## ABFOLGE DER DEFORMATIONSPHASEN

Die Vorstellungen zum Ablauf der Deformation im Gebiet von Blatt Schächental gehen zurück auf BRÜCKNER (1943). Auf weitere grundlegende Arbeiten aus benachbarten Gebieten (PFIFFNER 1986, SCHMID et al. 1996), die insbesondere im NFP 20 Atlas (PFIFFNER et al. 1997b) ausführlich dargestellt und diskutiert werden, wird anschliessend kurz eingegangen. PFIFFNER (2009) hat die jüngsten Erkenntnisse zur alpinen Geologie in übersichtlicher Form zusammengefasst. Der

«Fahrplan» der Deformation (Fig. 14) zeigt eindrucksvoll, dass sich die sedimentäre und tektonische Aktivität mit der Zeit von Süden nach Norden verlagerte. Dies ist Ausdruck des ebenfalls nordwärtigen Voranschreitens des alpinen Orogens. Es ist daher wichtig festzuhalten, dass Deformationsvorgänge gleichlautender Phasen nicht zwingend gleichaltrig sind, sondern je nach paläogeographischer Position älter oder jünger sein können (Tab. 2). Die Deformation des Helvetikums setzte im Wesentlichen nach Ablagerung des nordalpinen Flyschs im frühen Oligozän ein und dauerte bis ins mittlere Miozän. Der orogene Körper weitete sich entsprechend sukzessive aus und überfuhr im Miozän schliesslich seinen eigenen eozän-oligozänen Abtragungsschutt (PFIFFNER 2009).

Profile durch das Schächental zeigen, dass der Aufbau der Schächentaler Berge nur durch mehrphasige Tektonik zustande gekommen sein kann (STAUB 1911a, Taf. 3; BRÜCKNER 1933 a, Taf. 9, 1943, Taf. 2 und 3; JENNY 1934, Taf. 3, sowie Taf. II). Schon früh wurde versucht, mehrere Faltungsphasen zu unterscheiden (STAUB 1911a, S. 64, 72; SCHUMACHER 1928, S. 45; BRÜCKNER 1943, S. 21). BRÜCKNER (1943) hat für das Gebiet von Blatt Schächental die drei folgenden, weitgehend voneinander abtrennbaren Faltungsphasen unterschieden:

1. In einer ersten ultrahelvetischen Faltungsphase, glitten die heute als südhelvetisch erkannten Elemente über den autochthonen Sedimentmantel und bedeckten das autochthone Gebirge, bevor sich die helvetischen Decken über sie legten und «einwickelten», die Verfrachtung der infrahelvetischen Decken beendet war und ihre Verfaltung mit dem Autochthon stattfand.
2. Die erste helvetische Faltungsphase, bewirkte eine Stapelung der helvetischen Decken über dem autochthonen Gebirge einschliesslich der Hauptmasse der südhelvetischen Elemente.
3. In der zweiten helvetischen Faltungsphase, erfolgte mit der Heraushebung des südlich benachbarten zentralen Aar-Massivs die mehr oder weniger konkordante Faltung der infrahelvetischen Decken und des Autochthons. Die höheren helvetischen Decken bewegten sich davon unabhängig. Damit bestätigt sich im Schächental die von früheren Autoren (z.B. ARBENZ 1934, S. 120) für die helvetische Region aufgestellte Phasenfolge.

Gemäss dieser Deformationsabfolge sind die beiden Grossfalten des autochthon-parautochthonen Malmmantels mit ihrer kristallinen Basis - Erstfelder Aufwölbung und Windgällen-Falte - sowie die konkordante Verbiegung der Hoch-Fulen-Decke, der «autochthonen» und der südhelvetischen Elemente als aus der zweiten helvetischen Faltungsphase stammende Grundzüge zu betrachten. In der ersten helvetischen Faltungsphase erfolgten die Bildung der sekundär verbogenen Bewegungsflächen, der Basis der Hoch-Fulen-Decke und des nordhelvetischen Flyschs.

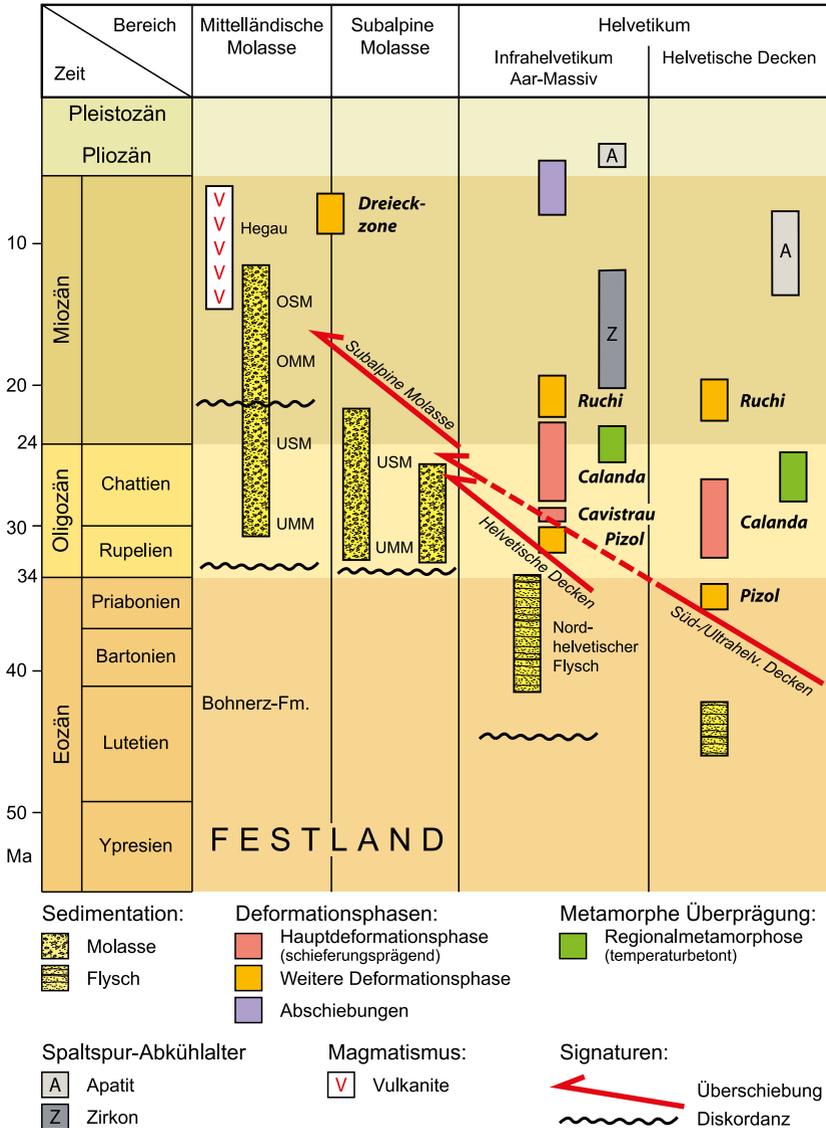


Fig. 14: Zeitliche Einordnung der tektonischen Entwicklung der östlichen Zentralalpen (leicht verändert nach PFIFFNER 2009, Fig. 6-6).

Infrahelvetikum und Aar-Massiv	Kinematik und Beispiele	Helvetikum	Kinematik und Beispiele
BRÜCKNER (1943)	MILNES & PFIFFNER (1977)	BRÜCKNER (1943)	MILNES & PFIFFNER (1977)
Zweite Helvetische Hauptphase	Ruchi- Phase	Ruchi- Phase	Lokale Runzelung in unmittelbarer Nähe zur helvetischen Hauptüberschiebung; Zusammen mit weiterem Deckenschub; Verfallung der helvetischen Hauptüberschiebung
Erste Helvetische Hauptphase	Calanda- Phase	Erste Helvetische Hauptphase	Calanda- Phase
Ultrahelvetische Phase	Pizol- Phase	–	–
		–	–
		–	–

Tab. 2: Übersicht über die Deformationsphasen im Infrahelvetikum und Helvetikum in der Zentral- und Ostschweiz. Zu beachten ist, dass die Deformationsphasen diachron verlaufen (s. a. Fig. 14).

In jüngerer Zeit haben sich die Kenntnisse über die Abfolge der tektonischen Ereignisse im Helvetikum vertieft und verfeinert. Namentlich seien die Arbeiten von TRÜMPY (1969) und vor allem von MILNES & PFIFFNER (1977) genannt, welche den Grundstein für die heutige Sicht der Deformationsabfolge im Helvetikum und Infrahelvetikum legten (z. B. PFIFFNER et al. 1997a). Danach lassen sich in der Ostschweiz vier Deformationsphasen unterscheiden, welche die tektonischen Vorgänge wie folgt beschreiben (MILNES & PFIFFNER 1977):

1. Während der frühesten Pizol-Phase – sie entspricht der ultrahelvetischen Faltungsphase BRÜCKNERS (1943) bzw. der oligozänen Divertikulationsphase TRÜMPYS (1969) – erfolgte die Platznahme der (exotischen) süd- und ultrahelvetischen Flyscheinheiten, vor allem des «Blattengrat-Komplexes», über den nordhelvetischen Flysch durch subhorizontale Einengung, infolge des aus Süden herannahenden orogenen Keils aus penninischen und ostalpinen Decken (LIHOU 1996). Zeitlich lässt sich diese Bewegung ins mittlere Oligozän stellen, d. h. nach Sedimentation der früholigozänen Engi-Schiefer der Matt-Formation.
2. Bewegungen der allochthonen südhelvetischen Einheiten, zumeist als liegende Falten, fallen in die nachfolgende Cavistrau-Phase. Für das Gebiet des Blattes Schächental betrifft diese Phase in erster Linie die subhelvetische Griesstock- und Kammlistock-Decke sowie die Schuppenzone des Klausenpasses. Diese Phase entspricht der frühhelvetischen Überfaltungsphase TRÜMPYS (1969). Nach PFIFFNER (1986) ist diese Phase eher lokal bedeutend und könnte vielleicht auch Teil der nachfolgenden Calanda-Phase sein (LIHOU 1996). Die helvetischen Hauptphasen (TRÜMPY 1969), welche der ersten helvetischen Faltungsphase (BRÜCKNER 1943) entsprechen, lassen sich nach MILNES & PFIFFNER (1977) in eine frühe Calanda-Phase und eine spätere Ruchi-Phase unterteilen, die als frühe bzw. späte Teile eines kontinuierlichen Prozesses aufgefasst werden.
3. Die Hauptbewegung fand während der Calanda-Phase statt und erfolgte unter duktilen Verhältnissen. Diese Bewegungsphase resultierte in durchdringender Verformung des gesamten Infrahelvetikums und der helvetischen Decken. Die Gesteine wurden unter penninischen und ostalpinen Deckenstapeln in einer Tiefe von ca. 10 km (PFIFFNER 1986) schwachgradig metamorph überprägt; die Metamorphose erfolgte vor rund 35–30 Ma (FREY et al. 1973, HUNZIKER et al. 1986). MILNES & PFIFFNER (1977) nehmen gegen 50 km nordwärts gerichtete Bewegung entlang der Hauptüberschiebung an.
4. Während der späten Ruchi-Phase erfolgte die Ausbildung einer «Runzelschieferung» im Zusammenhang mit weiteren 5–10 km Bewegung entlang der helvetischen Hauptüberschiebung. Die späte Metamorphose, datiert auf 20–14 Ma (FREY et al. 1973), zeigt, dass diese Bewegungen postmittelmiozän-

nen Alters sind. Spätere Bewegungen waren begleitet von Spröd-Deformation (Kakiritbildungen) ohne Ausbildung einer Druckschieferung. Sie entsprechen der zweiten helvetischen Faltungsphase BRÜCKNERS (1943) bzw. der späthelvetischen Stauch- und Gleitphase TRÜMPYS (1969). Während dieser Phase fand die Heraushebung und Deformation des Aar-Massivs samt Sedimentmantel und der Hauptüberschiebung statt. Zu dieser Zeit erfolgte auch die Einwicklung der subhelvetischen Griesstock- und Kammlistock-Decke sowie der parautochthonen Hoch-Fulen-Decke vor bzw. unter die Windgällen-Falte. Diese Phase ist spätmiozänen bis pliozänen Alters.

Tabelle 2 gibt einen Überblick über die verschiedenen Deformationsphasen und zeigt den Versuch einer Korrelation zwischen der Vorstellung BRÜCKNERS (1943) und der heutigen Sichtweise gemäss MILNES & PFIFFNER (1977) und PFIFFNER et al. (1997a).

## **Deformation in den autochthon-parautochthonen Einheiten<sup>4)</sup>**

### **Autochthone Sedimentbedeckung**

Der Schuppenbau der Erstfelder Aufwölbung, mit dem die Fältelungen der Malmkalke zusammenhängen, rührt von der ersten helvetischen Faltungsphase (BRÜCKNER 1943) her: Die Unterfläche der Bälmeten-Schuppe lässt auf der Ostseite des Reusstals (JENNY 1934, Taf. 3, Fig. 1) eine der Erstfelder Aufwölbung angepasste sekundäre Verbiegung erkennen.

Die Abscherung der Schuppenstirnen und die Ausgestaltung der Oberfläche der Erstfelder Aufwölbung im Brunnital dürften sich erst in der zweiten helvetischen Faltungsphase ereignet haben, da sich die nördlich der Windgällen-Falte über der Erstfelder Aufwölbung liegende Abfolge bei deren Vordringen um den Betrag der heutigen Tiefe der Mulde der Windgällen-Falte nach Norden bewegt haben muss. Ebenso sind die frontalen Fältelungen in der Erstfelder Aufwölbung auf der Ostseite des Reusstals und im Brunnital erst in der zweiten helvetischen Faltungsphase beim Emporstau der Aufwölbung entstanden. Der «Seltenbach-Keil» dürfte eine den Schuppen der Erstfelder Aufwölbung analoge, in der ersten helvetischen Faltungsphase gebildete Schuppe darstellen. In der zweiten helvetischen Faltungsphase geriet ihre Stirn zwischen vordringende Windgällen-Falte und eingewickelte Hoch-Fulen-Decke, wurde im Osten verwalzt und in Linsen zerrissen, im Westen sogar umgeklappt.

---

<sup>4)</sup> Der Text zur Abfolge der Deformationsphasen folgt erneut den Darstellungen BRÜCKNERS (1943).

Die frontalen Fältelungen der Windgällen-Falte, deren Stirnen im Verkehrt-schenkel parallel zum «Seltenbach-Keil» aufwärts, im Normalschenkel abwärts weisen, sind – wie in der Erstfelder Aufwölbung – erst beim Vordringen der Windgällen-Falte durch Emporstau in der zweiten Faltungsphase entstanden. Diese zweite Phase erreichte ihr Maximum an der Umbiegung der am weitesten nach Norden reichenden Partie der Windgällen-Falte. Die muldenförmige Verbiegung im oberen Teil der Windgällen-Falte dürfte durch Nordwärtsbewegung der südlichen Hoch-Fulen-Decke – sie hat, nach der Situation am Gross Ruchen, wenig über der Gross Windgällen stattgefunden – erst in der zweiten Faltungsphase zustande gekommen sein, als die Windgällen-Falte ihre endgültige Form angenommen hatte.

### **Hoch-Fulen-Decke**

Die Streichrichtung der Stirn der Hoch-Fulen-Decke und ihre Gliederung in zwei Teilfalten muss gleichzeitig mit der Verfrachtung der Decke in der ersten helvetischen Faltungsphase entstanden sein. Danach war sie von der Verfaltung der zweiten Faltungsphase betroffen.

Die Brüche im flach liegenden Teil der Hoch-Fulen-Decke treten westlich des Brunnitals vor allem dort auf, wo die Decke den Kontakt mit der Erstfelder Aufwölbung und dem nordhelvetischen Flysch verliert und durch plastischen Stad-Mergel unter- und überlagert wird (Taf. II, Profile 3, 4). Die über der Kulmination der Erstfelder Aufwölbung, südlich gelegenen Längsbrüche bewirkten eine Streckung, die nördlich an der Burg gelegenen eine Stauchung der Hoch-Fulen-Decke. Ihre Bildung ist als Ausweichbewegung beim Emporstau der Erstfelder Aufwölbung in der zweiten Faltungsphase zu deuten. Dass diese Brüche während dieser oder einer jüngeren Faltungsphase erfolgt sind, geht daraus hervor, dass ihr grösster – jener zwischen Blinzi und Sittliser (Taf. II, Profil 4) – den «Sandstein-Dachschiefer-Komplex» durchschert und eine Hauptbewegungsfläche aus der ersten Faltungsphase an der Basis des nordhelvetischen Flyschs verstellt.

Eine ähnliche Situation zeigt sich bei den Längsbrüchen in der Hoch-Fulen-Decke am Chli Ruchen. Hierzu gehören die Brüche im nordhelvetischen Flysch am Hälsigrat (Taf. II, Profil 7), bedingt durch das Loslösen der Hoch-Fulen-Decke von der Windgällen-Falte und ihre Unterlagerung durch Stad-Mergel. Analoge Brüche haben sich am Hälsigrat noch südlicher als am Chli-Ruchen-Chalchschiene-Grat eingestellt, was mit dem Zurückbleiben der Windgällen-Falte gegen Osten zusammenhängt. Die Brüche bewirkten eine Stauchung der Decke nördlich der Kulmination der Windgällen-Falte und stehen in Zusammenhang mit ihrer Heraushebung. Da sie am Chli Ruchen Scherflächen versetzen, die als Begleiterscheinung mit der Windgällen-Falte entstandenen Verbiegung der Hoch-Fulen-Decke zu betrachten sind, sind sie als jüngste Bewegung der zweiten Faltungsphase zu werten.

Das Zerreißen der Hoch-Fulen-Decke nördlich der Windgällen-Falte erfolgte parallel zu ihrer Stirn und fällt ebenfalls in die zweite Faltungsphase. Es handelt sich um eine Ausweichbewegung im Bereich stärkster Stauchwirkung zwischen

Windgällen-Falte und nordhelvetischem Flysch. Als Folge ist das «Einbohren» der Hoch-Fulen-Decke in den Flysch einerseits an der Deckenstirn am Westfuss der Sattelhornen, andererseits an der Umbiegung der Deckenstirn in der Chli-Ruchen-Kette zu deuten. Die von der Einwicklung unter die Windgällen-Falte betroffenen Partien der Hoch-Fulen-Decke konnten nicht ausweichen. Dadurch dürfte die Kleinfältelung in der unteren Stirnfalte am Nordfuss des Gross Ruchens und im Südteil des zur Hoch-Fulen-Decke gehörenden Pakets am Westfuss des Sattelhornen zustande gekommen sein.

Die Aufwölbung im autochthonen Malmmantel südlich des Schärhorns stammt mit der Wellung ihrer Oberfläche aus der zweiten Faltungsphase, da ihre Entstehung mit der Verbiegung der in der ersten Faltungsphase entstandenen Bewegungsfläche an der Basis des nordhelvetischen Flyschs verknüpft ist. Die beiden spitzen Teilantiklinalen am Hälsigrat sind Schuppungen des Malmmantels aus der ersten Faltungsphase, die von der Wellung der zweiten Faltungsphase betroffen wurden. Die höheren Schuppen der Chli-Ruchen-Kette, welche in den beiden Antiklinalen wurzeln, und die Malmlamelle des Plattigrats (JENNY 1934) stammen aus der ersten Faltungsphase. Sie müssen – infolge der Eigendynamik und des eigenen Deformationsstils des Flyschs – von ihren Wurzeln getrennt und zerrissen worden sein. Da sie zusammen mit der Hoch-Fulen-Decke aus dem normalen Streichen abgedreht worden sind, was sich in der Ruchhöhlen und zwischen Plattigrat und Burg beobachten lässt, ist ihre Entstehung älter als das Abdrehen der Streichrichtung der Hoch-Fulen-Decke.

## **Deformation im Deckengebirge**

### **Nordhelvetisches Tertiär**

#### *Stad-Mergel (nordhelvetischer Globigerinenmergel)*

Die Plastizität des Stad-Mergels ermöglichte ein von der Unterlage weitgehend unabhängiges Vorrücken und die Entstehung eines eigenen Deformationsstils des nordhelvetischen Flyschs. Auch für die Ausweichbewegungen im Staubereich vor der Windgällen-Stirn («Seltenbach-Keil», Hoch-Fulen-Decke) war der Stad-Mergel verantwortlich. Infolge des plastischen Verhaltens erhielten die Stad-Mergel ihre Form passiv durch Bewegungen der kompetenteren Gesteine im Liegenden und Hangenden. Ihr Bildungsalter ist demnach durch das Alter der sie formenden Vorgänge in den älteren und jüngeren Abfolgen bestimmt.

#### *Nordhelvetischer Flysch*

Die Faltung des nordhelvetischen Flyschs muss sich während der ersten Faltungsphase zugetragen haben. Dies zeigt sich – zusammen mit Lage und Form der

Falten westlich des Brunnitals – im Verdrehen der Hoch-Fulen-Decke sowie darin, dass die bereits gefaltete Flyschabfolge eine Verbiegung parallel zu den Hauptfalten des Malmmantels in der zweiten Faltungsphase erlitten hat. Mit der Faltung hängt die Bildung des Verkehrtchenkels der Flyschabfolge und eine erste Überprägung der Oberfläche der Erstfelder Aufwölbung zusammen. Die Nordverschiebung im Hangenden reicht in der zweiten Faltungsphase hierzu nicht aus; auf sie ist nur das Zerreißen des Verkehrtchenkels zurückzuführen. Als Folge der Eigendynamik des nordhelvetischen Flyschs in der ersten Faltungsphase sind Bildung und Verschleppung der «Pectinidenschiefer»-Linsen zu betrachten, die im Stad-Mergel über der Erstfelder Aufwölbung schwimmen.

Die Brüche auf dem Rücken der Erstfelder Aufwölbung östlich des Brunnitals können sich erst nach der Faltung des nordhelvetischen Flyschs gebildet haben, da mehrere dieser Brüche die bereits existierenden Falten versetzen (Taf. II, Profil 6). Sie stammen demnach aus der zweiten Faltungsphase. Jene Brüche im Bereich Chulm-Oberalp und nördlich von Wannelen-Nideralp bewirkten eine Streckung und eine Abnahme des Axialgefälles.

Kompliziert ist die Tektonik am Schärhorn (Taf. II, Profil 8). Da in den beiden Südgraten die Hauptbewegungsfläche der ersten Faltungsphase an der Flyschbasis verbogen und gefaltet ist, müssen die konkordante Verbiegung der basalen Flyschfolge, die damit zusammenhängende Nordwärtsbewegung der hangenden Schichtpakete und die Verfingering beider aus der zweiten Faltungsphase stammen. Die Stapelung der Schichtpakete dürfte in der ersten helvetischen Faltungsphase, wenn nicht sogar bereits in der ultrahelvetischen Phase erfolgt sein. Das Alter der Verschiebung am Kontakt zwischen flachliegender und steilgestellter Flyschabfolge weiter nördlich lässt sich nicht festlegen. Wie die in der zweiten Faltungsphase entstandene Verbiegung des Hangenden westlich des Schärhorngriggeli zeigt, hat sich die Verschiebung vor allem in der ersten Faltungsphase ereignet. Unter dem Schärhorn hat über dieser verbogenen Fläche in der zweiten Faltungsphase mit der Aufrichtung im Hochgebirgskalk weiter südlich, vor den Brüchen am Hälsigrat, eine Nordwärtsbewegung stattgefunden. Dies wurde erleichtert durch den geringen Widerstand der stärker gestreckten Griesstock-Decke. Die Entstehung des anormalen Kontakts und die Stapelung der Pakete im Südgrat des Gross Schärhorns sind durch tektonische Vorgänge nicht restlos zu klären.

### **«Eingewickelte» südhelvetische Elemente**

Die Verfrachtung des Wildflyschs über das autochthon-parautochthone Gebirge hat bereits früh während der ultrahelvetischen Phase stattgefunden. Der Wildflysch wurde später wie das jüngste Schichtglied des Autochthons bewegt. Eine Verfaltung mit dem liegenden nordhelvetischen Flysch hat in der ersten helvetischen Faltungsphase stattgefunden. Diese Bewegungsphase, die in den helvetischen Decken im Hangenden des südhelvetischen Bereiches nicht erkennbar ist, wurde durch die hohe Plastizität der Wildflysch-Gesteine begünstigt.

Die Verschleppung der im Wildflysch steckenden Sandstein-Dachschiefer-Pakete am Schärhorn, südlich der Oberalp und bei Niemerstafel muss sich schon vor der Faltung des nordhelvetischen Flyschs ereignet haben. In der späten zweiten helvetischen Faltungsphase ist zwischen süd- und nordhelvetischem Flysch keine grössere Verschiebung mehr eingetreten. Die Ab-

scherung von Flyschpaketen wurde allenfalls durch ein altes Erosionsrelief an der Oberfläche des «Sandstein-Dachschiefer-Komplexes» begünstigt.

Während der ersten helvetischen Faltungsphase entstanden die Hauptüberschiebungsflächen an der Basis der helvetischen Decken. Im Deckengebirge bildeten sich während der zweiten helvetischen Faltungsphase die zu den beiden Grossfalten des autochthonen Sedimentmantels konformen Verbiegungen der subhelvetischen Griesstock- und Kammlistock-Decke. Gleichzeitig bewegte sich die helvetische Axen-Decke nach Norden, erfuhr dabei aber nur eine nach Norden einfallende Schrägstellung.

### Griesstock-Decke

Die intensive Fältelung der Oberfläche der Griesstock-Decke zwischen Schärhorn-Nordfuss und Deckenstirn ist in der zweiten Faltungsphase entstanden (Taf. II, Profil 9). Die Hauptüberschiebungsfläche an der Basis der Kammlistock-Decke ist durch die Faltung mitdeformiert worden. Sie ist im an Stad-Mergel reichen Bereich als Zone minimalen Widerstands der Ausweichbewegung zwischen Axen-Decke und den beiden Falten im Liegenden zu erklären.

Die Falten 1–10 (vgl. S. 96–97) sind bereits zu Beginn der zweiten Faltungsphase entstanden, als ein Ausweichen noch eher möglich gewesen sein dürfte (BRÜCKNER 1943). Die vielen Fältchen auf dem Rücken der Erstfelder Aufwölbung sind erst im weiteren Verlauf gebildet worden, als die Stauchung wegen des fortschreitenden Emporstaus der Aufwölbung und ihres Hangenden immer intensiver wurde.

Auch die Fältelung der Griesstock-Decke am Schärhorn stammt aus der zweiten Faltungsphase: Durch sie wurde die Überschiebungsfläche aus der ersten Faltungsphase an der Deckenbasis überprägt. Diese Falten sind durch lokale Einengung im Bereich zwischen den kompetenten Blöcken der Kammlistock-Decke und der Windgällen-Falte entstanden. Die scharfe Umbiegung in der Schärhorn-Nordflanke (Taf. II, Profile 6–9) ist eine Begleiterscheinung der letzten Verschiebung am anormalen Kontakt zwischen flachliegendem und steilgestelltem nordhelvetischem Flysch. Gleichaltrig ist die unterhalb der Umbiegung zu beobachtende Streckung in der Griesstock-Decke, ebenso das im Westen der hangenden Schratteklamelle des zur Kammlistock-Decke gehörenden Schuppenpakets.

Die Streckung der Griesstock-Decke oberhalb der Umbiegung in der Schärhorn-Nordflanke ist dagegen älter als ihre Fältelung und dürfte aus der ersten Faltungsphase stammen. Dies gilt auch für den unteren Teil der steilgestellten Partie, dessen Mächtigkeit gegen Osten rasch abnimmt (Taf. II, Profil 7: Mächtigkeitsabnahme innerhalb des Hochgebirgskalks in der südlichsten Antiklinale, ZerreiSSung der Decke an Chammliberg; BRÜCKNER 1943). Dies kann kaum in Zusammenhang mit der Bildung der Windgällen-Falte während der zweiten Faltungsphase stehen. Die Aufwölbung der Falte hat an Intensität gegen Westen abgenommen; sie ist zurückgeblieben und kleiner geworden (STAUB 1911 a, S. 56).

Das sich versteilende Axialgefälle an der Stirn der Griesstock-Decke dürfte durch abweichendes Streichen im Frontbereich der Erstfelder Aufwölbung durch

allmähliches Zurückbleiben und Kleinerwerden der Decke gegen Osten begründet sein.

Die schiefen Brüche in den Stirnfalten (BRÜCKNER 1943, Profil 2 B), die erst am Schluss der zweiten Faltungsphase entstanden sind, bewirkten eine Längs-streckung im Faltenbau (Taf. II, Profil 9). Der Längsbruch südlich des Chli Höcheli sowie Störungen südlich von Höcheli und in der Wand unter Chammlli queren den Kleinfaltenbau der zweiten Faltungsphase und bewirkten eine Querstreckung der Griesstock-Decke. Diese Störungen haben sich als Reaktion auf eine Einklemmung der Griesstock-Decke zwischen Erstfelder Aufwölbung und Axen-Decke zuletzt gebildet. Die Querbrüche auf dem Griesstock und nördlich von Höcheli sind, wie jene östlich des Brunnitals im nordhelvetischen Flysch entstanden, als Auslösung letzter Spannungen in der Achse der Erstfelder Aufwölbung. Brüche am Chli Schärhorn sowie im nordhelvetischen Flysch darunter hängen mit letzten Bewegungen im Stirnbereich der Windgällen-Falte zusammen.

Die Umbiegung mit Verkehrtchenkel am Stirnrand der Griesstock-Decke südlich von Niemerstafel ist gleich alt wie die südlich folgenden Fältelungen der Oberfläche, die aus der zweiten Faltungsphase herrühren. Das Nordwärtsschleppen des Malmlappens aus dem Stirnbereich der Falte 6 (S. 96) kann erst in der späteren zweiten Faltungsphase vor sich gegangen sein, weil der Lappen bei Niemerstafel die Kleinfalten südlich vom Stirnrand des Rückens glattflächig überlagert und auf diesem mitgeschleppte Kleinfalten trägt. Gleich alt ist auch die Ausbildung seines SW-NE-streichenden westlichen Stirnrands und das Abbiegen der Faltenachsen im Ostteil der Mulde 5 (S. 96) der Griesstock-Decke. Das jüngste Ereignis der zweiten Faltungsphase ist die Entwicklung des Malmlappens durch die Stirn des Rückens mit sekundärer Fältelung der Stirnfalte.

### **Kammlistock-Decke**

Das Abwärtsknicken der Stirn des Quintner Kalks und die gleich alte Verbiegung der verkehrt gelagerten Kreide am Chammlliberg (Taf. II, Profil 9) sind die bedeutendsten Deformationen in der Kammlistock-Decke bei ihrer Verfrachtung während der zweiten Faltungsphase. Die Bildung ihres Verkehrtchenkels muss während der ersten Faltungsphase erfolgt sein. Da die Bewegung an der Basis des Verkehrtchenkels nördlich der Einwicklungsumbiegung keine sekundären Störungen aufweist, sind Verschuppung und Faltung in der Öhrli- und Schratenkalk-Formation während der ersten Faltungsphase entstanden. Später hat sich die Verschleppung des Pakets am Chammlliberg-Nordgrat unter die vorrückende Axen-Decke ereignet.

Am Südende des Verkehrtchenkels finden sich zwischen Quinten- bis Öhrli-Formation (oben) und Betlis-Formation bis Helvetischer Kieselkalk (unten) Stad-Mergel aus verschürften Kreide-Eozän-Massen unter der Kammlistock-Decke. Sie deuten eine Störung der Bewegungsfläche unter ihrem Verkehrtchenkel an und sind als Ereignis der zweiten Faltungsphase zu betrachten. Sie entsprechen einer Nordwärtsbewegung der oberen Partie der Decke über die jüngsten Schichten des Verkehrtchenkels. Dadurch erklären sich Verschuppung und Faltung der Öhrli-Formation in der durch die Einwicklung verbogenen und der darüber liegenden Partie. Es handelt sich – wie bei der Stauchfältelung in der Griesstock-Decke am Schärhorn – um eine

Ausweichbewegung über der sich bildenden Windgällen-Falte nach Norden. Die Bewegung hatte schon begonnen, ehe eine nennenswerte Einwicklung der Kammlistock-Decke stattgefunden hat. Die Verschuppung der Öhrli-Formation ist älter als die Verbiegung der geschuppten Partie. Die Faltung der hangenden Öhrli-Formation dürfte gleichzeitig mit der Einwicklung erfolgt sein.

Die im südlichen Chammliberg einsetzende Verbiegung der Kammlistock-Decke, die weiter östlich am Clariden (Blatt Tödi) zu einer Überkippung geführt hat (SCHUMACHER 1928, Taf. 2, Profil 8), stellt eine Einwicklung durch das Hangende der südlichen Teilstirn der Windgällen-Falte dar. Diese ist wenig über den Taveyannaz-Sandsteinen im Chammliberg-Südgrat ergänzt zu denken, was in enger Beziehung zu den Deformationen steht.

Die verschürften Kreide-Eozän-Massen dürften – infolge der rascheren Bewegung der hangenden Axen-Decke – schon zu Beginn der ersten Faltungsphase sukzessive von der südlichen Kammlistock-Decke abgerissen und ausgewalzt worden sein. Die spätere Einwicklung unter die Kammlistock-Decke ist wohl gleich alt wie die Ausbildung ihres Verkehrschenkels; sie erfolgte ebenfalls noch in der ersten Faltungsphase. Die Verfaltung der verschürften Kreide-Eozän-Massen mit der Griesstock-Decke eignete sich dagegen – wie die Fältelungen innerhalb – erst in der zweiten Faltungsphase.

Der Wildflysch über der Griesstock-Decke und jener von Tiralpli ist schon in der ultrahelvetischen Phase in den Bereich der späteren Kammlistock-Decke geraten. In der ersten helvetischen Faltungsphase gelangte er in die verschürften Kreide-Eozän-Massen zwischen die beiden Lamellen am Chammligrat und erfuhr die gleiche Verschleppung, Auswalzung und Fältelung.

### **Axen-Decke**

Die Basisfläche der Axen-Decke bildet die helvetische Hauptüberschiebung. Sie trennt eine untere Abfolge (Infrahelvetikum), in der alle tektonischen Elemente unabhängig ihrer Herkunft in zwei Grossfalten gelegt sind, von einer von dieser Faltung unberührten höheren Einheit, den helvetischen Decken s.str.

Die Entstehung des Axen-Decke-Verkehrschenkels erfolgte während der ersten helvetischen Faltungsphase. Die Fältelungen der Unterseite sind nach HEIM (1878, S. 226) «die Folge einer mit dem Reibungswiderstand wechselnden Geschwindigkeitsabnahme innerhalb des Lochsiten-Kalk von unten nach oben». Das Alter der Fältelungen lässt sich nicht präzisieren. Aus dem geringeren Einfallen der «Lochseiten-Kalk»-Oberfläche zwischen Unter Balm und Chäseren ergibt sich eine bescheidene Aufwölbung, die erst am Schluss der zweiten Faltungsphase entstanden sein dürfte, als die Bewegung der Axen-Decke aufhörte.

### **Faltungsvorgänge im Bereich von Blatt Schächental**

Die *erste helvetische Faltungsphase* ist durch den Transport der helvetischen Decken, der Axen- und der darüber gegliederten Drusberg-Decke nach Norden charakterisiert. Dabei diente die südhelvetische Flysch-Abfolge im Hangenden des Autochthons als Gleithorizont. Verglichen mit der Axen-Decke ist der Transport der infrahelvetischen Kammlistock- und Griesstock-Decke von untergeordneter Bedeutung. Ihre Position verrät, dass sie sich langsamer bewegt haben, als

die helvetischen Decken im Hangenden. Vor allem die Kammlistock-Decke wurde durch das Darübergleiten der Axen-Decke stark deformiert. Die jüngeren Schichtglieder des südlichen Teils wurden abgerissen und als verschürfte Kreide-Eozän-Massen nach Norden verschleppt. Der nördliche Deckenteil wurde überkippt, verschuppt und verfaltet. Dabei hat die Kammlistock-Decke die südlichen verschürften Massen überfahren und zum Teil eingefaltet. Im Westen der Griesstock-Decke führte die Bewegung im Hangenden zur Streckung, im Osten zur Zerreißung und im Süd- und Ostteil zur Zerreißung zwischen Stirn und Rücken. Die Kräfte, welche die helvetischen Decken verfrachteten, verschonten auch das autochthone Gebirge nicht. Am stärksten unterlag der nordhelvetische Flysch ihrer Wirkung. Er wurde auf seiner Unterlage, dem Stad-Mergel, nach Norden verschoben und in Falten gelegt.

Weniger stark war die Wirkung des Deckentransports auf die älteren Abfolgen des Autochthon-Parautochthons, wo sich – mit Ausnahme der Hoch-Fulendecke – nur geringe Verschiebungsbeträge eingestellt haben. Durch die Nordwärtsbewegung des nordhelvetischen Flyschs wurden kleinere Rückenpartien – höhere Schuppen des Chli Ruchen, die Malmlamelle des Plattigrats – abgerissen und mitgeschleppt. Dabei wurden sie im Westen stärker von der Bewegung erfasst. Unter Herausdrehen ihrer Stirn aus dem generellen Streichen wurde die Hoch-Fulendecke um einige Kilometer nach Norden verschoben. Die kristalline Unterlage blieb bis auf geringe Verschuppungen an der Oberfläche – so am Scheidnössli und im Bockitobel – nahezu verschont.

Verfrachtung und Transportdistanz der helvetischen Decken nahmen nach unten sukzessive ab. Die tektonisch höchsten Elemente wurden am weitesten nach Norden transportiert (in der Ostschweiz max. 35 km), der kristalline Untergrund des Aar-Massivs immerhin noch um ca. 10 km (PFIFFNER 1993).

Die Vorgänge während der *zweiten helvetischen Faltungsphase* stehen in Zusammenhang mit der Heraushebung des zentralen Aar-Massivs. Auf der Nordseite unterlag der während der ersten Faltungsphase geschaffene Bau einer Umformung durch sekundäre Verbiegung, Einwicklung und Ausweichbewegungen. Vor allem die infrahelvetischen Elemente wurden stark in Mitleidenschaft gezogen. Alle Überprägungen lassen sich auf die Bildung der Erstfelder Aufwölbung und der Windgällen-Falte zurückführen.

Da die Erstfelder Aufwölbung als Kern der nördlichen Grossfalte keine bedeutenden Störungen aus der ersten Faltungsphase aufweist, verursachte sie lediglich eine Verbiegung der hangenden Hoch-Fulendecke, des nordhelvetischen Flyschs sowie der Griesstock- und Kammlistock-Decke. Komplizierter gestaltete sich der Bereich der südlichen Windgällen-Falte wegen der in der ersten Faltungsphase gebildeten Hoch-Fulendecke. Im autochthonen Malmmantel entstanden zwei Teilantiklinalen: eine grosse im Norden, die Windgällen-Falte s. str., und eine kleinere im Süden, die Aufwölbung südlich des Schärhorns. Die nördliche Teil-

falte bewirkte eine Einwicklung der tektonisch höheren Elemente, die südliche manifestiert sich nur ganz im Osten, in der südlichen Kammlistock-Decke. Die Bildung der beiden Grossfalten führte zu Ausweichbewegungen unterhalb des Deckels der Axen-Decke. Dies führte dazu, dass eher inkompetente Gesteine über dem Rücken der beiden Grossfalten, in der Mulde dazwischen und an den Stirnen ausgequetscht und angehäuft wurden. Als «Lückenfüller» waren die plastischen Gesteine der nordhelvetischen Stad-Mergel, der südhelvetischen Elemente und Stad-Mergel der Kammlistock-Decke prädestiniert. Ihre Anwesenheit erleichterte kompetenten Gesteinen ein Ausweichen der Hoch-Fulen-Decke im steilgestellten Bereich nördlich der Windgällen-Falte und der oberen Kammlistock-Decke. Dies führte zu Fältelungen in den Stirnen von Erstfelder Aufwölbung und Windgällen-Falte, in der eingewickelten Hoch-Fulen-Decke und an der Oberfläche der Griesstock-Decke.

Ein Vergleich der Vorgänge der ersten und zweiten helvetischen Faltungsphase zeigt das geringere Ausmass tektonischer Massenverlagerung während der zweiten Faltungsphase. Die Axen-Decke blieb von der Faltung an ihrer Basis verschont. Mit den letzten Bewegungen der beiden Grossfalten der zweiten Faltungsphase entstanden Brüche (oft mit Reibungsbrekzien) im starrereren Bereich der Hoch-Fulen-Decke, im nordhelvetischen Flysch und in der Griesstock-Decke. Es bleibt unklar, ob die Sprödbrüche tatsächlich der zweiten Faltungsphase angehören, oder ob sie erst später durch Reaktivierung der Erstfelder Aufwölbung entstanden sind.

### *Parallelisierung mit benachbarten tektonischen Einheiten*

#### *Autochthon-parautochthoner Malmmantel*

Wegen des Axialanstiegs im Aar-Massiv westlich der Reuss fehlen Relikte des autochthonen Malmmantels. Von der Erstfelder Aufwölbung ist nur die Stirnregion in der Schlossberg-Titlis-Kette, der Spannort-Kette und in der Krönten mit kleinen Rückenteilen erhalten geblieben (ARBENZ 1918; HEIM 1921, Taf. 19, S. 164 ff.). Äquivalente zu den aus der ersten helvetischen Faltungsphase stammenden Bälmeten-Schuppe, «Seltenbach-Keil» und Hoch-Fulen-Decke sind hier nicht zu erkennen. Ob die Rotegg-Schuppe am Titlis (ARBENZ 1920, LUTHER 1927, SCHUMACHER 1949) ein Äquivalent der Hoch-Fulen-Decke darstellt, muss offen bleiben.

Gegen Osten bietet die Parallelisierung der Schächentaler tektonischen Elemente (OBERHOLZER 1933, Taf. 5, 6; FREY 1965) bis zur Linth kaum Schwierigkeiten. Die Erstfelder Aufwölbung ist kleiner geworden, ihre Stirnregion liegt unter der Talsohle, die Kulmination auf Altenoren. Die spitze Antiklinale östlich von Altenoren-Altstafel (Blatt Tödi) liegt dort, wo die Fortsetzung des «Seltenbach-Keils» zu suchen wäre. Die Stirnregion der Windgällen-Falte zeichnet sich gegen Osten in den Abstürzen der Claridenkette in aufgetürmten Malmkalken ab, am Vorder Spitzalplistock, Geissbüztistock, Zuetriebistock, Gemsistock sowie am Vorder Selbsanft. Die Windgällen-Falte (s. str.) erscheint in verkleinerter und veränderter Form in der unteren Antiklinale am Gemsistock. Wie im hinteren Maderanertal tritt auch am Vorder Selbsanft ein gefältelter Porphyrkern zu Tage. Die oberen Antiklinalen am Gemsistock dürften der Hoch-Fulen-Decke entsprechen. Sie bilden wohl die Fortsetzung der südlichen Teilantiklinale der Windgällen-Falte im Gross Schärhorn-Südgrat und sind als Stauchfältelung in deren Stirnbereich zu deuten. Weiter südlich, am Tödi sowie am Mittler und Hinter Selbsanft, ist der Rücken der

(Tödi-)Windgällen-Falte erhalten. Er ist aus südlich an die Hoch-Fulen-Decke anschliessenden bzw. sie ersetzenden Schuppen der ersten Faltungsphase zusammengesetzt.

#### *Nordhelvetischer Flysch*

Westlich der Reuss findet sich nordhelvetischer Flysch nur im Gebiet Attinghausen – Surenenpass, nördlich der Stirn der Erstfelder Aufwölbung. Da der nordhelvetische Flysch mit Stad-Mergeln von der Unterlage durch eine Scherfläche getrennt ist (ARBENZ 1918, SCHUMACHER 1949), muss er ebenfalls seit der ersten Faltungsphase bewegt worden sein. Während der zweiten Faltungsphase wurde er konform zur Oberfläche der Erstfelder Aufwölbung verbogen. Die steilstehende Grenzfläche gegen die Axen-Decke beiderseits des Urnersees (BUXTORF et al. 1916; BUXTORF 1934, Fig. 4) zeichnet im nordhelvetischen Flysch ein verändertes Abbild der Stirn der Erstfelder Aufwölbung nach (ARBENZ 1913, S. 24).

Gegen Osten blieb der nordhelvetische Flysch seit der ersten Faltungsphase selbständig. Er wurde nirgends in die Schuppen der liegenden Malm-Kreide-Eozän-Abfolge einbezogen. Deformation führte dort lediglich zur Bildung kleinerer Falten und erreichte nicht das Ausmass wie im Gebiet des Blattes Schächental.

#### *«Eingewickelte» südhelvetische Elemente*

Nach Westen setzen sich die südhelvetischen Abfolgen der Nordseite des Schächentals in die Basis der Urirotstock-Gruppe fort, nach Osten durch die Claridenkette bis ins hintere Linthtal. Wie im oberen Schächental treten zwischen dem Autochthon und den helvetischen Decken südhelvetische Elemente auf. Am Urnersee wurden die tektonisch reduzierten, aber nicht völlig ausgequetschten südhelvetischen Elemente während der zweiten Faltungsphase in die Steilstellung vor der Stirn der Erstfelder Aufwölbung einbezogen. Im Axen-Bahntunnel, am Ostufer des Urnersees, fand BRÜCKNER (1956a) einige Meter Wildflysch und 10 m Mergel des Blattengrat-Komplexes, der am Westufer mächtiger ist. Im Osten, in der Claridenkette, ist der Wildflysch wie im Schächental in die Mulde vor der (Tödi-)Windgällen-Falte eingefaltet worden.

#### *Griessstock-Decke*

Als westliche Fortsetzung der Griessstock-Decke ist die Gitschen-Decke in der Urirotstock-Gruppe zu betrachten (BUXTORF 1912, ANDEREGG 1940, SPÖRLI 1966). Relativ zur Erstfelder Aufwölbung liegt sie jedoch nördlicher als die Griessstock-Decke. Da die Nord-Süd-Ausdehnung der Gitschen-Decke ca. 2,5 km, jene der Griessstock-Decke um 5–6 km beträgt, kann die Gitschen-Decke nur dem Nordteil der Griessstock-Decke, von der Stirn bis Chamli, entsprechen. Dieser Teil muss daher im Westen schon vor der ersten helvetischen Faltungsphase von der heute erodierten Fortsetzung der südlichen Griessstock-Decke abgetrennt und vorgeschoben worden sein. Dies wird im spitz auslaufenden Südende der Gitschen-Decke und durch die weiter südlich auftretenden Malm-linsen auf der Nordseite des Gitschentales angedeutet (BUXTORF 1916; LUTHER 1927, S. 117; ANDEREGG 1940, Taf. 1, 3; SPÖRLI 1966). Weiter westlich sind die Wissberg-Scholle und zwei Malmlamellen bei Laui, östlich von Engelberg, und am Jochpass als Griessstock-Äquivalente zu betrachten. Die Decke ist dort während der ersten Faltungsphase stärker zerstückelt worden. Im Gegensatz dazu interpretiert MENKVELD (1995) die Wissberg-Scholle als normal gelagerte, eigenständige tektonische Einheit an der Basis der helvetischen Decken, belegt durch Aufschlüsse von «Lochseiten-Kalk» an der Schollenbasis.

Eine östliche Fortsetzung der Stirn der Griessstock-Decke, die sich westlich von Niemerstafel vom Rücken getrennt hat, fehlt östlich des Klausenpasses. Sie ist weiter nach Norden verschleppt, liegt in der Wageten und im Chapfenberg am Alpenrand (BLUMER 1906, HEIM 1908, 1917, OBERHOLZER 1919, 1933, MEYER 1922, SCHUMACHER 1928, STACHER 1973). Der Rücken der Griessstock-Decke taucht östlich des Klausenpasses wieder auf und setzt sich am Nordfuss der Claridenkette bis ins Linthtal fort (HEIM 1906, SCHUMACHER 1928, OBERHOLZER 1933, 1942, FREY

1965); er besteht hier nur aus Quintner Kalk. An der Westflanke des Linthtals ist das Nordende unterhalb Nussbüel (Blatt Linthal) spitz ausgezogen. Dies deutet – wie bei Niemerstafel – auf Zerreißen und Nordwärtsschleppung hin. Die Fortsetzung der Griesstock-Decke gegen Osten sehen BRÜCKNER (1943, S. 34) und OBERHOLZER (1933, S. 187) am Vorab in der plötzlich einsetzenden Vorab-Tschapp-Schuppe.

Die Griesstock-Decke wurde wohl von den Brigelser Hörnern (Blatt Tödi) abgeschert, wo die ältere Abfolge noch erhalten ist. Das Zerreißen der Griesstock-Decke in mehrere Teile und ihre Verschleppung ist während der ersten helvetischen Faltungsphase erfolgt. Während der zweiten Faltungsphase hat sie in der Clariden-Kette wie im Schächental Verbiegungen konform zu Erstfelder Aufwölbung und (Tödi-)Windgällen-Falte sowie eine Fältelung erfahren.

#### *Schuppenzone des Klausenpasses*

Eine Parallelisierung einzelner Teile der «verschürften Massen» westlich und östlich der Linie Chammliberg–Klausenpass lässt sich kaum vornehmen. Sicher zieht die untere Lamelle des Chammligrats in die Wand östlich von Tierälpli und Chämmerli am Rau Stöckli (SCHUMACHER 1928, OBERHOLZER 1933). Die obere Chammligrat-Lamelle scheint am Tierälpli zu enden. Die Kreide-Eozänlamelle, die westlich der Chlus der Griesstock-Decke aufliegt, mag jener bei Laucheren entsprechen, doch fehlen Gesteine der Tierwis- und Schratenkalk-Formation. Das Gesteinspaket in der unteren Clariden-Nordwand, das auch ältere Kreide enthält, erscheint im Streichen der Schuppen in der Schärhorn-Nordflanke.

#### *Kammlistock-Decke*

Die westliche Fortsetzung der Kammlistock-Decke sahen ARBENZ (1918), LUTHER (1927), SCHUMACHER (1928), ANDEREGG (1940) und BRÜCKNER (1943) in der Unteren Urirotstock-Falte und den Kreidefalten der «Gitschen-Serie» (ANDEREGG 1940) im Liegenden. Der Unteren Urirotstock-Falte fehlt jedoch eine sekundäre Überprägung, welche die Kammlistock-Decke bei der Einfaltung in die Mulde zwischen Windgällen-Falte und Erstfelder Aufwölbung während der zweiten Faltungsphase erlitten hat. Da die Kammlistock-Decke unterhalb der Hauptüberschiebung liegt, also infrahelvetisch ist, ist eine Parallelisierung mit der Unteren Urirotstock- und Gitschen-Decke, die darüber liegen und somit Teil der helvetischen Decken sind (MENKVELD 1995), jedoch problematisch. Die Kammlistock-Decke setzt sich gegen Osten in den Chammliberg-Nordgrat und in die obere Clariden-Nordwand fort und streicht gegen Westen ins Leere (BRÜCKNER 1943).

#### *Axen-Decke (Verkehrtschenkel)*

Westlich der Reuss fehlt ein charakterischer «Lochseiten-Kalk» an der Basis der Axen-Decke. Als Äquivalent ist der ausgewalzte Verkehrtschenkel der Unteren Urirotstock-Falte zu betrachten (BUXTORF et al. 1916; ARBENZ 1918, 1934, S. 769; ANDEREGG 1940, Taf. 7). Weiter östlich, in der Claridenkette, tritt der «Lochseiten-Kalk» in gleicher Stellung mit vielen Erosionsrelikten auf wie im Schächental (SCHUMACHER 1928, S. 44 f.; OBERHOLZER 1933, S. 57 f.; FREY 1965), so nördlich des Fätschbachs bis Nussbüel.

#### *Junge Scherstörungen*

In den tektonischen Einheiten kommen im oberen Schächental SSE-NNW-verlaufende Brüche vor, die sich am Ende der zweiten Faltungsphase bildeten oder einer schwachen, aber selbständigen späteren dritten helvetischen Phase zuzuweisen sind. Ähnlich verlaufende Brüche finden sich an den Tüfels Stöck (WEBER 1924; OBERHOLZER 1933, S. 52), im autochthonen Sedimentmantel des Kistenpasses und weiter östlich. Auf beiden Seiten des Reusstals von Silenen bis südlich von Amsteg zeichnen sich mehrere SSE-NNW-streichende Scherstörungen ab, die

gegen das Reusstal zu die Gesteinsverbände sukzessive tiefer setzen. Sie sind auf der Karte im Bereich der Sackungsmassen zu finden und nicht gesondert dargestellt. Dabei sind die einzelnen Versetzungsbeträge eher bescheiden. Analog verlaufende Störungen zeichnen sich weiter gegen Westen (Blatt Engelberg) ab. Es ist möglich, dass diese Störungen für die Anlage des Reusstals verantwortlich sind, wobei Teilbereiche etwas nachgesackt sind. Auf dem Gebiet des Atlasblates sind Störungen im Kristallin sehr sparsam gezeichnet, westlich der Reuss ganz weggelassen.

Junge Scherstörungen haben sich auch ausserhalb des Gebiets von Blatt Schächental gebildet. Sie sind bekannt aus der Drusberg-Decke der Bauen-Brisen-Kette (FICHTER 1934, S. 118), in der Axen-Decke beiderseits des Urnersees (BUXTORF et al. 1916) und im Gebiet Ortstock – Glärnisch – Silberen (OBERHOLZER 1942, SCHINDLER 1953, 1959, HANTKE 1961, 1982). Oft zeigen sich – unabhängig von den Faltungen in den Decken – nur geringe Versätze.

Auf der linken Reusstalseite bei Silenen verläuft eine markante, im Süden S-N-, nördlich etwa SSW-NNE-streichende Störung von Hinter Arni über Mittel- nach Vorder Arni und weiter durch das Schletztal ins Reusstal. Sie setzt den reusswärtigen Teil deutlich tiefer. Ebenfalls S-N-verlaufende Störungen, aber mit geringerer Sprunghöhe zeichnen sich auch talabwärts ab. Auf der rechten Talseite folgt der Selderbach einer Störung.

## **Schieferung und Klüftung**

Im Stirngebiet der Erstfelder Aufwölbung zeichnet sich im Brunnital senkrecht zum Streichen eine N-S-orientierte und wegen des Axialgefälles steil nach Westen einfallende Klüftung ab. Eine flach nach Süden einfallende Schieferung ist im Hochgebirgskalk der Erstfelder Aufwölbung verbreitet, wo sie fast parallel zu den Scherflächen liegt, sowie im Stad-Mergel, im nordhelvetischen Flysch, in südhelvetischen Abfolgen und in der Griessstock-Decke. Je nach Lithologie wechselt der Einfallswinkel der Schieferung zwischen 20° und 30°, steigt aber selten über 45°. Im Hochgebirgskalk der flachliegenden Hoch-Fulen-Decke verläuft die Schieferung parallel zur Schichtung, wodurch die Gliederung in Quinten-, Zementstein- und Öhrli-Formation kaum gestört ist und gut zum Ausdruck kommt.

## **Erdbeben**

Aufzeichnungen von Erdbeben reichen bis ins 11. Jh. zurück (VOLGER 1858, SCHALLER-DONAUER 1937). Über allfällige Schäden fehlen jedoch Hinweise mit Ausnahme des Bebens von Altdorf von 1774 (PAVONI 1977, SIEGENTHALER et al. 1987). In den Sedimenten des Reussdeltas zeichnet sich neben diesem das Beben von 1755 als Homogenit ab (SIEGENTHALER & STURM 1991).

Im Schächental wurde am 28. August 1994 ein Beben der Stärke 4,0 registriert. Im Vierwaldstädtersee schlossen SCHNELLMANN et al. (2002, 2005) und SCHNELLMANN (2004) aus seismisch ermittelten subaquatischen Rutschmassen auf prähistorische Erdbebenereignisse mit Magnitude um 6,2. Ihre Datierungen ergaben mittlere Alter von 2300, 9870, 11 730, 13 720 und 14 590 Jahre BP.

## HYDROGEOLOGIE

### Quellen

Aufgrund der reichen Niederschläge (Unterschächen 1960: 1773 mm/a) sind Quellen im Gebiet des Kartenblattes häufig. Im Schächental förderten sie schon früh sonnenhalb Streusiedlungen. Zahlreich sind Quellen in den Talschlüssen des Vorder und Hinter Schächen.

Im hinteren Maderanertal weist der mit «Windgällen-Porphyr» verfaltete und geklüftete Malmkalk Karstwasser-Zirkulation auf. Wo der Malm dem Kristallin direkt aufliegt, bildeten sich Quellhorizonte. Wahrscheinlich entwässert die Nordflanke der Windgällen-Ruchen-Kette unterirdisch nach Süden ins Maderanertal (JÄCKLI & LOCHER 1985). Die grösste Schichtquelle am Kontakt Kalk/Kristallin, der ungefasste «Siedenbrunnen» auf 1538 m unterhalb von Alp Gnof im Maderanertal, liefert im Sommer bis 30000 l/min mit einer Temperatur von 4,2°C. Die ebenfalls ungefasste Gnoferbach-Quelle oberhalb von Alp Gnof, eine moränenbedeckte Kluftquelle im Quarzporphyr (Koord. 702.08/183.77, 2040 m), schüttet im Sommer 1500 l/min. Die Temperaturwerte sind um 2°C bzw. 1,4°C tiefer als erwartet und deuten auf ein hochgelegenes, verfestetes Einzugsgebiet.

### *Mineralquellen*

Eine 1414 bei Unterschächen im vordersten Brunnital entdeckte Schwefelquelle wurde im Jahr 1720 von K. N. Lang, Luzern, untersucht (FRYBERG 1995, S. 126 ff.). Ende des 15. Jh. wurde ein Badebetrieb aufgenommen (MUHEIM 1969), mit 14,5–15°C eine Subtherme. Markierversuche (Angehrn AG 1990 b) haben gezeigt, dass sie nur untergeordnet von in der Nähe versickerndem Oberflächenwasser gespeist wird. Ihr Hauptzufluss folgt einem komplizierten Karst-Kluftsystem (Angehrn AG 1991).

Im 17. Jh. begann der Badebetrieb im Moosbad, Altdorf (GISLER 1956). K. N. Lang, Luzern, untersuchte die Schwefelquelle von Trudelingen und die seit 1727 bekannte Billen-Quelle auf Süessberg südöstlich von Schattdorf.

### Grundwassergebiete

#### *Unteres Urner Reusstal*

Das Urner Reusstal bildet von Amsteg bis zum Urnersee ein zusammenhängendes Grundwassergebiet. Der Grundwasserleiter ist meist über 20 m, teilweise bis zu 300 m mächtig und zeichnet sich durch hohe Ergiebigkeit aus. Die Durchlässigkeiten in den groben, schlecht sortierten Schottern der Reuss sind mit

$10^{-2}$ – $10^{-3}$  m/s hoch bis sehr hoch (LOCHER 1985). Das Grundwasser liegt grösstenteils nur wenige Meter unter Terrain. Oft ist es nur durch eine geringmächtige, feinkörnige, aber schlecht durchlässige Deckschicht vor Umwelteinflüssen geschützt. Der Flurabstand nimmt in Seenähe sowie zwischen Schattdorf und Erstfeld bis unter 1 m ab, gegen das Schächental aber wieder deutlich zu. Die Strömungsrichtung liegt meist in der Talachse und wird bei erhöhtem Grundwasserstand durch die Reuss und kleinere Zuflüsse beeinflusst. In Nähe des Urnersees ist der Stand eng an den Seepiegel gekoppelt. Das Grundwasser ist meist von guter Qualität mit hohen Sauerstoffwerten und schwacher Mineralisation. Nur geringe anthropogene Einflüsse sind erkennbar. Die Wasserhärten nehmen – aufgrund der petrographischen Zusammensetzung der umgebenden Fels- und Lockergesteine – generell von Süden (vorwiegend kristalline Gesteine) nach Norden (vermehrt karbonatische Sedimentgesteine) zu. Im Bereich des Schächen-Schuttkegels existieren, aufgrund miteinander verzahnter Reuss-Schotter und Schächen-Schutt, oft mehrere Grundwasser-Stockwerke. Östlich der Gotthardstrasse wurden keine Reuss-Schotter erbohrt. Die Durchlässigkeiten nehmen Schächen aufwärts ab, die Gefälle stark zu. Zwischen Reuss- und Grundwasser zeigen sich Wechselbeziehungen perkolativer und angeschlossener Infiltration ins Grundwasser einerseits und Exfiltration andererseits. Infiltration und Exfiltration sind oft an die Wasserstände von Reuss und Grundwasser gekoppelt.

Vor den Gewässerkorrekturen floss die Reuss mäandriend und sich verzweigend zum Urnersee. Das Gewässersystem wurde im Übersichtsplan der Talvorfluter (Projekta AG & Basler und Hofmann AG 1991) nach der Karte von LA NICCA (1843) dargestellt (Fig. 13). Oberflächennahe und eingeschotterte Läufe bilden bevorzugte Fliesswege im Grundwasserleiter. Einzelne dieser Wege konnten im Zusammenhang mit den Grundwasserfassungen Schachen durch Färbversuche nachgewiesen werden (Angehrn AG 1991). Seitengerinne bewirken im Reuss-Talboden Grundwasseraufstösse. Nordwestlich Silenen-Buechholz tritt am Schützenbrunnen im Schützenschachen gespanntes Grundwasser aus (COLOMBO 1991). Markierversuche (Angehrn AG 1991) haben gezeigt, dass es durch Reuss- und Hangwasser aus dem Öfi-Schuttkegel gespeist wird. In der Talsohle tritt Grundwasser mehrfach zu Tage: Im Leitschach speist es das Eyreussli, bei Landfrig den Polenschachen. Der Walenbrunnen bei Erstfeld und die Stille Reuss am Fuss der Rinächtflue, mit Zufluss vom Schattdorfer Gangbach und Abflüssen bis zu  $1 \text{ m}^3/\text{s}$ , werden teilweise vom Seewli gespeist (COLLET 1916).

Die Grundwassersituation im unteren Urner Reusstal wurde von BRÜCKER (1994) in Karten dargestellt. Aufgrund extremer Hoch- und Niederwasserstände Ende der 1990er Jahre und neuer Erkenntnisse wurde die Grundwasser-Isohypsenkarte revidiert. Das durch die Autobahn A2, die Gotthardbahn und -strasse sowie den NEAT-Bau gefährdete wichtige Grundwassergebiet wird intensiv überwacht und an rund 200 Stellen gemessen. Über 40 Logger zeichnen den Wasserstand, teilweise auch die Temperatur des Grundwassers laufend auf. Aus den

Daten wurden dreidimensionale Grundwassermodelle erstellt und mit Färbversuchen Verbindungen zwischen Grundwasserfassungen und Reuss aufgedeckt.

### *Gebiet von Unterschächen*

Von Utzigmatte bis Ribì liegen kleinere, lokal von Trockenschuttkegeln, Bach- und Hangschutt überlagerte, stark wasserführende Schotter. Gegenüber den Ablagerungen des Schächen weisen sie eine hohe Durchlässigkeit auf. Im Grund und bei Utzigmatte quillt Karstwasser empor.

### **Wassernutzung**

Da Angaben zur Ergiebigkeit bzw. Fördermenge jahreszeitlich und unter den Gewährsleuten schwanken, wurde auf Mengenangaben, die ohnehin laufend den steigenden Bedürfnissen angepasst werden, zumeist verzichtet.

### *Quellwasser*

Im Reusstal finden sich auf beiden Talhängen Kluft-, Moränen- und Schuttquellen, von denen die meisten siedlungsnah gefasst sind. In Silenen mit rund 20 Wasserversorgungsgenossenschaften werden neben Kluftquellen im Chiental, mit insgesamt rund 300–550 l/min, und im Öfital, mit 50–120 l/min, Grundwasseraustritte im Schützenbrunnen als Notwasserreserve gefasst. Erstfeld nutzt die Quellen Schopfen, Kleeberg und Hellberg im Erstfeldertal.

Im oberen Schächental liefern Schicht- und Schuttquellen eher bescheidene Schüttungen. Äsch bezieht Quellwasser aus geklüftetem Taveyannaz-Sandstein, Unterschächen verfügt – neben der Badquelle mit ganzjährig 220–300 l/min und Quellen bei Schwanden – über Schuttquellen (Mettene, Seelital). Klein- und Kleinstwasserversorgungen nutzen Moränen-, Schutt- und Sackungsquellen unterschiedlicher Ergiebigkeit und Qualität. Seit den 50er Jahren wird – zusammen mit Sanierungen – die Versorgung der Streusiedlungen zu Verbunden und Systemen zusammengefasst (JÄCKLI & LOCHER 1985). In Spiringen sind die Quellen Butzen, Obheg und Schweigmatt gefasst. Kleinversorgungen nutzen Spalt- und Kluftquellen, jene von Biel-Acherberg die Quellen Oberalp und Mättental. Eine auf 1940 m Höhe im Stad-Mergel der Burg nördlich des Hoch Fülen gefasste Karstquelle liefert 200–1200 l/min. Zwischen Trudelingen und Brügg liefern Feinlagen randlicher Stauschotter Quellwasser. Bürglen nutzt Quellen am Ausgang des Riedertals, Hangschuttquellen im Zustrombereich des Riedertalbachs mit relativ ausgeglichener Schüttung sowie Quellen über Schieferhorizonten im Altdorfer Sandstein und im überschobenen südhelvetischen Flysch.

Schattdorf und Haldi beziehen ihr Wasser von ergiebigen, relativ konstant schüttenden Teifal-Quellen aus der Sackung der Schattdorfer Berge im Zustrom-

bereich des Schattdorfer Gangbachs. Altdorf nutzt Quellwasser von hervorragender Qualität seit 1888 im Bannwald (Kapuziner- und Untere Nössli-Quellen) vor allem nach der Schneeschmelze mit dem Zustromgebiet von Weidbach-Eggbergen. Verbrauchsspitzen werden seit 1958 mit dem Grundwasserpumpwerk Kreuzmatt, später mit weiteren Pumpwerken (Munitionsfabrik Altdorf mit dem Reservoir Belmittee, Zweckverband Grundwasserversorgung Unteres Reusstal) und durch den Zusammenschluss der Anlagen mit Schattdorf, Seedorf und Flüelen überwunden. 1999–2002 wurden alte Fassungen überholt und das Gefälle von 237 m als Ökostrom genutzt (RINGENBACH 1988, TARELLI 2002, R. Sicher, schriftl. Mitt.).

Für die Wasserversorgungen im Maderanertal sind meist Schuttquellen in Moräne oder an deren Basis, seltener Kluftquellen im Kristallin gefasst (JÄCKLI & LOCHER 1985).

### *Grundwasser*

Rund ein Drittel des Trinkwassers im Kanton Uri wird dem Grundwasser entnommen. Neben Notpumpwerken wird Grundwasser in der Jagdmatt und im Schachen (Pumpwerk II), in Erstfeld, Eielen in Attinghausen und in der Kreuzmatt in Altdorf gefasst. Anstelle der Kreuzmatt ist eine Nutzung in der Zwyrmatte geplant. In jüngster Zeit wird das Unterschächner Grundwassergebiet Utzigmatte–Ribi trotz eher tiefen Temperaturen (6–7°C im Winter) in mehreren Fassungen zu Wärmezwecken genutzt.

Im unteren Urner Reusstal existieren mehrere Brauchwasser-Entnahmestellen im Grundwasser, so im Industrieareal Schächenwald, Schattdorf, wo rund 1400 l/min entnommen werden. Spezielle Bedeutung hat die Brauchwasserentnahme (früher Trinkwassernutzung) zu Wärmezwecken erlangt. Aufgrund idealer Voraussetzungen – relativ konstante Wassertemperatur, Durchlässigkeit, hohe Er giebigkeit mit meist geringem Flurabstand – existieren Grundwasser-Wärmepumpen, deren Zahl seit 2000 stark zugenommen hat.

### *Grundwasser zur Energiegewinnung*

Die Nutzung zur Gewinnung von elektrischer Energie begann 1888 in einem ersten Elektrizitätswerk (EW) in Bürglen. 1896 erfuhr dieses als EW Altdorf eine Erweiterung. Die Werke Unterschächen, Bürglen und Altdorf sowie Private nutzen Wasser vom Schächen, hinteren und vorderen Mülibach, Sulzbach, Friteren- und Ahornbach sowie einige Quellen (Simmenbrunnen 1500 m, Butzen 1270 m), die EW Bocki 1 und 2 in Ripshusen den Bockibach.

## BOHRUNGEN

Wichtige Tiefbohrungen wurden im Reusstal bei Altdorf und Erstfeld abgetieft. Sie zeigen, dass die zumeist von Schottern überlagerte Felsoberfläche in über 300 m Tiefe liegt (vgl. Taf. III). Daneben gibt es zahlreiche Bohrungen im Reusstal und auf dem Schächen-Schuttkegel von einigen Metern bis über 30 m Tiefe, bei Ripshusen sogar bis über 80 m Tiefe.

### Bohrungen in der Reuss-Ebene

Eine 301 m tiefe Bohrung beim Bahnhof Erstfeld (Koord. 692.350/186.175, 472 m ü.M.) brachte 71 m grobkörnigen, durchlässigen Reuss-Schotter, bis 106 m kaum durchlässiges, mittel- bis feinkörniges Schwemmgut mit Kieslinsen. Bis 138 m folgte mittelkörniger, durchlässiger Reuss-Schotter mit Sandlinsen, bis 181 m grob- bis mittelkörnige, schlecht durchlässige Schwemmsande, bis 190 m mittelkörniger, siltig-kiesiger, wenig durchlässiger Reuss-Schotter, bis 217 m eine Wechselfolge von sauberem Sand mit kaum durchlässigem, grob- bis mittelkörnigem Schwemmgut mit Linsen von sauberem Kies. Bis 276 m stellte sich erneut siltiger Kies von wechselndem Feinanteil, schlecht bis gut durchlässiger Reuss-Schotter mit Sandlinsen, ein. Bis 284 m fand sich sauberer, siltiger Sand und bis 300,98 m Tiefe (Endtiefe, 171 m ü.M.) feinkörnige, undurchlässige Schwemm- und Verlandungssedimente sowie feinkörniger Seeton.

Die 300 m tiefe Bohrung Altdorf-Bifang (690.560/192.800, 440 m ü.M.) erschloss bis 74 m siltigen Kies mit wenig Feinanteil: grobkörniger, durchlässiger Reuss-Schotter und bis 126 m siltiger Kies mit viel Feinanteil: mittelkörniger, durchlässiger Reuss-Schotter. Im weiteren Verlauf folgen siltig-toniger Sand mit tonig-siltigen Kieslinsen: schlecht durchlässiges Schwemmgut mit Kieslinsen (in 134 m Tiefe Faulschlamm), bis 139 m siltiger Kies mit Feinanteil, bis 145 m siltiger Sand mit hohem Feinanteil: kaum durchlässiger Schwemmsand. Bis 173 m fand sich siltiger Kies mit  $\pm$  Feinanteil, von 155–158 m enthielt dieser Holzsplitter und Stängelreste. Bis 188 m traten siltige Schwemmsande mit Feinanteil und Kieslinsen auf, und bis 218 m stellte sich siltiger Sand mit geringem Feinanteil ein: wenig durchlässiges Schwemmgut. Bis 298 m folgten siltige Sande mit geringem Feinanteil: wenig durchlässige Schwemmsande und bis 300 m (Endtiefe, 140 m ü.M.) feinkörnige, undurchlässige Schwemm- und Verlandungssedimente, und fraglicher Seeton.

### NEAT-Bohrungen

Zusätzlich zu den auf der geologischen Karte vermerkten Bohrungen wurden seit Erscheinen 1987 zahlreiche weitere Bohrungen durchgeführt. Hier sind insbesondere die vielen Bohrungen im Rahmen des NEAT-Projekts zu nennen. Neben

den 20 m tiefen Bohrungen für die Autobahn A 2 brachten jene für die Tunnelstrecken der NEAT (SCHNEIDER 1993; Jäckli AG 1994 a, c, 1995, 1996 a, b; F. Keller in Kobel + Partner AG 1997, 1998, 1999) Aufschluss über Gesteinsabfolge und Tektonik des Felsuntergrunds.

Im Öfital wurden zwei NEAT-Bohrungen abgeteuft (Jäckli AG 1994 a, c), die, nach Murschutt und Moräne, den Erstfeld-Gneis in folgenden Tiefen erreichten: Die 135 m tiefe Bohrung bei Koord. 694.216/184.193 (auf 612,42 m ü.M.) in 106 m Tiefe auf Kote 506,4 m, die 205 m tiefe Bohrung (694.408/184.375, 682,68 m) in 100 m auf Kote 592,7 m. Die Bohrung Gross Wyti nordöstlich von Bitzi-Erstfeld auf Kote 509 m (ca. 692.5/187) brachte nach 36 m Murschutt und 2,5 m Moräne in 38,5 m Tiefe Erstfeld-Gneis (Jäckli AG 1995). In der Bohrung südöstlich von Plätteli auf Kote 491,65 m (ca. 692.5/187) nördlich von Erstfeld (Jäckli AG 1994 a, c, 1995) wurden 30,5 m vorwiegend sandig-kiesiger Murschutt mit Blöcken bis Kote 461 m gefunden; dann folgte sandiger Kies: Reuss-Schotter. Von 41,6 m (Kote 450 m) bis 45,7 m (anstehender Erstfeld-Gneis) wurden sandig-siltige Seesedimente durchfahren.

Die Bohrung bei Schattdorf-Betzligen auf Kote 464,67 m (ca. 692.3/190.4) brachte nach 12 m Moräne in 452,7 m Tiefe Kalk der Quinten-Formation (Jäckli AG 1996b). In der Bohrung bei der Talstation der Haldi-Schwebebahn in Schattdorf (ca. 692.8/191.2, 481,38 m) wurde – nach Schwemmlern, Seeablagerungen, Bachschutt und Moräne – in 25 m Tiefe ebenfalls Kalk der Quinten-Formation erreicht (Jäckli AG 1996 b, a). Zwei Bohrungen südlich des Schächens bei Bürglen (Bärenfeld, Kote 506,91 m und Kirchenrütti, Kote 515,02 m) durchfuhren über 50 m bzw. 55 m Murschutt des Schächens (Jäckli AG 1996 b, a).

### **Kristallin-Schrägbohrung Männigwald, Gde. Gurtellen**

In zwei 23°-Schrägbohrungen im Männigwald (Koord. 693.707/182.407, 497 m ü.M.) mit Endtiefen von 340,62 m und 340,68 m ü.M. treten im Übergangsbereich von Erstfeld-Gneis zum nördlichen, alpin überprägten Altkristallin des Aar-Massivs vorwiegend Paragneise auf (BÜCHI 1976). Die Hauptlineation dieser Gneise streicht NE-SW bis ENE-WSW und steht fast senkrecht bis steil südfallend (vgl. Taf. II, Profil 1).

## ROHSTOFFE

Die Rohstoffvorkommen im Gebiet von Blatt Schächental sind auf der Karte der mineralische Rohstoffe der Schweiz (WENGER & STEIGER 1990) vermerkt und in den dazugehörigen Erläuterungen beschreiben.

### Eisen-, Kupfer- und Bleierz

Bereits im 15.–17. Jh. wurde in den Erzgruben südlich der Gross Windgällen Eisenoolith – erstmals 1480 erwähnt – von der von Airolo eingewanderten Familie Madrano abgebaut und in einem Schmelzofen in Hinterbristen (Blatt Amsteg; NÜNLIST 1977, S. 152) verhüttet (WALTER 1925). Am schwarzen Erzberg reicht der Bergbau in frühgeschichtliche Zeit zurück (BLÄTTLER 1967). Im Gebiet von Blatt Schächental sind elf ehemalige Erzgruben SSE der Gross Windgällen verzeichnet. Im Maderanertal wurde auch Kupfer- und Bleierz (STALDER et al. 1973) und im Teuf্লাuital, Silenen, ohne grossen Erfolg Silber abgebaut (WALTER 1924).

### Sand und Kies

Ab 1895 wurde im Urnersee Sand und Kies ausgebeutet, zunächst in bescheidenem Rahmen. Durch fortgesetztes Baggern nahmen die Schäden für die Ufergebiete bedrohliche Formen an. Der Baggerbetrieb musste daher beschränkt und geregelt werden. 1986–1991 wurde mit nicht verwertbarem Ausbruchmaterial des Gotthard-Basistunnels eine naturnahe Reussmündung gestaltet (BRÜCKER 1994, FRYBERG 1995, LANG 2002).

### Mineralstufen

Bis 1970 galt das Schächental mit Kalzit und Bergkristall im Brunnital mineralogisch als wenig spektakulär. Dann wurde auf Wäspen Axinit, ein borhaltiges Silikat, entdeckt (WEIBEL & AYRANCI 1977, AMACHER 1983). Die Funde von der Südseite des Maderanertals sind hingegen weltbekannt (STALDER et al. 1973, WEIBEL et al. 1990).

## SIEDLUNGSGESCHICHTE

### **Bronzezeit (2300 – 800 v. Chr.)**

Im Flüeli oberhalb von Amsteg (Blatt Amsteg) wurden Spuren der ältesten Urner Siedlung aus der mittleren Bronzezeit, um 1450–1200 v. Chr., freigelegt. Neben Altdorf, das schon in der Bronzezeit besiedelt war, ist in Bürglen eine Siedlung mit Friedhof aus der Zeit um 1200–800 v. Chr. belegt. Der Fund eines Bronzedolchs im Wängiswald und eines Rundleistenbeils auf Friteren (beide Blatt Linthal) deuten darauf hin, dass schon während der Bronzezeit ein Übergang vom Schächental über den Klausen ins Glarnerland benutzt wurde.

### **Eisenzeit (800 – 15 v. Chr.) und Römerzeit (15 v. Chr. bis ca. 400 n. Chr.)**

In Erstfeld wurde – neben dem Bronzemesser der Jagdmatt-Kapelle – ein keltischer Goldschatz aus dem Zeitraum 300 v. Chr. geborgen (WYSS 1975), in Attinghausen im Schatzbödeli, einer grabhügelartigen Erhebung in der Reuss-Ufermoräne, wiederholt nach Schätzen gegraben. In Altdorf förderte eine Steinrüfi Eisengeräte zu Tage (SPECK 1986). Aus der späten Eisenzeit stammen Tüllenbeile, Hakenschlüssel, Nähnadel, Scheren, Messer und Sichel (GASSER 2001). In Altdorf und Schattdorf fanden sich römische Münzen und Keramik (STADLER-PLANZER 1993).

### **Mittelalter (ca. 400 – 1500 n. Chr.)**

Im 6./7. Jh. wanderten Alemannen ein. In Altdorf bestand um 660/680 eine alemannische Siedlung (H. Muheim in GASSER 2001). Im Schächental siedelten sie sonnenhalb bis gegen Urigen (STADLER-PLANZER & HERGER 1991). Aus dem späten 7. Jh. ist eine Kirche mit einem Reitergrab bekannt (H. R. Sennhauser in ITEN 1971, STADLER-PLANZER & HERGER 1991). 732 wird Uri erstmals erwähnt, als Abt Heddo von der Insel Reichenau nach Uri verbannt, im gleichen Jahr aber wieder zurückgeholt wurde. Bürglen reicht ins 8. Jh. zurück (SCHNYDER 1983). Im 8. Jh. begann ein Übergreifen auf Schwyzer Alpen (A. Loepfe in SCHÜPBACH 1990). 853 übergab König Ludwig der Deutsche den Pagellus Uroniae, der mit Flüelen, Uri (? = Altdorf), Bürglen, Schattdorf und Silenen vom Urnersee bis an die Schöllenen reichte, als Reichsland der Fraumünsterabtei in Zürich.

Nach dem 10. Jh. dürfte Altdorf wohl wegen drohender Felssturzgefahr verlassen und Seedorf gegründet worden sein, von wo aus später ein Teil der Bevölkerung wieder ins «alte Dorf» zurückkehrt sein soll. Ein anderer Erklärungsversuch möchte den Namen von Al Torf, («am Torf») herleiten. Altdorf wird erstmals 1223 erwähnt. Im oberen Teiftal lag im 10. Jh. unterhalb von Süessberg ein von Sturz- und Lawinenschutt gestauter See. Dieser brach 1020 aus und verwüstete

Schattdorf (INDERBITZIN 1994). Die romanische Kirche von Attinghausen stammt aus dem 11./12. Jh. In Bürglen reicht der Unterbau des Wattigwyler Turms ins frühe 12. Jh., ebenso der renovierte Wohnturm in Silenen. Älteste Urkunden über die Edlen von Silenen stammen aus dem 13. Jh. (BLÄTTLER 1966). Der Turm auf dem Schweinsberg in Attinghausen reicht in die erste Hälfte des 13. Jh. zurück.

1196 wird der Klausen als Märchmons, 1275 werden Spiringen und 1280 Unterschächen erstmals genannt. Von Chasten (südlich von Unterschächen) ist eine «Heidensiedlung» und seit 1350 im Norden von Spiringen ein Übergang über den Chinzig ins Muotatal belegt (GWERDER 1985). Im Maderanertal wird der Chärstenbach im 13. Jh. als Chersolon, Kerselen, erwähnt.

## LITERATURVERZEICHNIS

- ABRECHT, J. (1980): Zur Bildung migmatischer Schollenamphibolite aus dem Altkristallin des Aarmassivs (Haslital, Schweiz). – *Geol. Rdsch.* 69/3, 695–725.
- (1994): Geologic units of the Aar massif and their pre-Alpine rock associations: a critical review. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74, 5–27.
- ALLEN, P. A., CRAMPTON, S. L. & SINCLAIR, H. D. (1991): The inception and early evolution of the North Alpine Foreland Basin, Switzerland. – *Basin Res.* 3/3, 143–163.
- AMACHER, P. (1983): Das Schächental als Mineralienfundgebiet. In: ITEN, K. (Hrsg.): *Das Schächental – Das grosse Buch vom Klausen und von der Verbindung zwischen Uri und Glarus* (S. 191–199). Gamma, Altdorf.
- ANDEREGG, H. (1940): *Geologie des Isentals (Kanton Uri)*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 77.
- Angehrn AG (1990 a): *Hydrogeologische Grundlagen Urner Reusstal, Abschnitt Amsteg-Urnersee*. – *Ber. z. Hd. Kt. Uri, Amt f. Umweltschutz*.
- (1990 b): *Markierversuch zur Schutzzonenauscheidung*. – *Ber. Büro f. Hydrogeologie, Dr. Peter P. Angehrn AG*.
- (1991): *Schutzzonenauscheidungen F1-F3 entlang dem «Schützenbrunnen» – Hydrogeologischer Bericht*. – *Ber. Büro f. Hydrogeologie, Dr. Peter P. Angehrn AG*.
- ARBENZ, P. (1913): *Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz*. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 1913, 15–34.
- (1918): *Geologische Karte der Urirotstock-Gruppe, 1:50 000*. – *Geol. Spez.-Karte* 84, Schweiz, geol. Komm.
- (1920): *Über den geologischen Bau der Urirotstockgruppe*. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 1920, 267–273.
- (1934): *Die helvetische Region*. – *Geol. Führer Schweiz* 2, 96–110. – Wepf, Basel.
- BAKER, D. W. (1964): *The Windgällen Fold. A restudy of a classical Alpine structure*. – Unpubl. Diplomarb. ETH Zürich.
- BALTZER, A. (1880): *Der mechanische Contact von Gneiss und Kalk im Berner Oberland*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 20.
- BEZZOLA, G. R., HUNZIKER, R. & JÄGGI, M. (1991): *Flussmorphologie und Geschiebehaushalt im Reusstal während des Ereignisses vom 24./25. August 1987. In: Ursachenanalyse der Hochwasser 1987 – Ergebnisse der Untersuchungen* (S. 101–105). – *Mitt. Landeshydrol. u.-geol.* 14.
- BLÄTTLER, A. (1966): *Die Edlen von Silenen*. – Gotthard-Post, Altdorf.
- (1967): *Der alte Bergbau in Uri*. – Gamma, Altdorf.
- BLUMER, E. (1906): *Zur Kenntnis des helvetischen Alpen-Nordrandes*. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 51/2–3, 473–480.
- BODMER, P., GUNZENHAUSER, B., ISELI, B.-F. & MANSER, M. (1996): *Quartärmächtigkeiten in den Haupttälern der Zentralschweiz*. – *Bull. angew. Geol.* 1/1, 37–53.
- BOUSSAC, J. (1912): *Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique Alpin*. – *Mém. Carte géol. France*. Paris.
- BRONK RAMSEY, C. (2009): *Bayesian analysis of radiocarbon dates*. – *Radiocarbon* 51/1, 337–360.
- BROUILLARD, J. F. (1982 a): *Le gouffre du Hollandais (Gouffre A3) – Holländerloch*. – *Stalactite* 28/2, 112–115.
- (1982 b): *Les gouffres du massif des Windgällen (UR)*. – *7. Congrès national Spéléologie, Schwyz*, 285–291.
- (1984): *Schwarzberghöhle, massif des Windgällen (UR)*. – *Stalactite* 32/2, 98–103.

- BRÜCKER, K. (1994): Die Entstehung des Urner Reussdeltas. Uri, Handbuch für die Schule 1, 313–318. – Erziehungsdir. Kt. Uri, Altdorf.
- BRÜCKNER, W. (1933a): Die Geologie der Schächentaler Berge – eine Einführung zur Exkursion der Schweiz. Geol. Gesellschaft nach dem Klausenpass und Griesstockgebiet am 4. und 5. September 1933. – *Ecolgae geol. Helv.* 26/2, 203–206.
- (1933b): Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geologischen Gesellschaft nach dem Klausenpass und Griesstockgebiet. – *Ecolgae geol. Helv.* 26/2, 325–330.
- (1937a): Die Quartärbildungen im oberen Schächental, Kt. Uri. – *Ecolgae geol. Helv.* 30/2, 273–292.
- (1937b): Stratigraphie des autochthonen Sedimentmantels und der Griesstockdecke im oberen Schächental (Kanton Uri), eine Studie der nordhelvetischen Schichtfolge. – *Verh. natf. Ges. Basel* 48, 77–182.
- (1943): Tektonik des oberen Schächentals (Kanton Uri). – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 80.
- (1946): Neue Konglomeratfunde in den Schiefermergeln des jüngeren helvetischen Eocaens der Zentral- und Ostschweiz. – *Ecolgae geol. Helv.* 38/2, 315–328.
- (1951): Lithologische Studien und zyklische Sedimentation in der helvetischen Zone der Schweizeralpen. – *Geol. Rdsch.* 39/1, 196–212.
- (1952): Globigerinenmergel und Flysch, ein Beitrag zur Geologie der jüngsten helvetisch-ultrahelvetischen Ablagerungen der Schweizer Alpen. – *Verh. natf. Ges. Basel* 63, 17–40.
- (1956a): Neue tektonische Untersuchungen am Ostufer des Urnersees, Zentralschweiz. – *N. Jb. Geol. Paläont. [Abh.]* 102/3, 381–401.
- (1956b): Über Lösungstische. – *Alpen* 1956/3, 35–36.
- BRÜCKNER, W. & DE QUERVAIN, F. (1967): Exkursion Nr. 22 Altdorf–Gotthard–Bellinzona. *Geol. Führer Schweiz* 5, 380–399. – Wepf, Basel.
- BRÜCKNER, W., FREY, F. & TRÜMPY, R. (1967): Exkursion Nr. 35 Glarnerland–Klausenpass (Näfels–Linthal–Altdorf). *Geol. Führer Schweiz* 7, 649–693. – Wepf, Basel.
- BRÜCKNER, W. & NIGGLI, E. (1954): Bericht über die Exkursion zum Scheidnössli bei Erstfeld, in die Urserenmulde vom Rhonegletscher bis Andermatt und ins westliche Tavetscher Zwischenmassiv. – *Ecolgae geol. Helv.* 47/2, 383–401.
- BRÜCKNER, W. & VON PIA, J. (1935): Characeenreste im unteren Teil der Zementsteinschichten (oberer Malm) der Griesstockdecke am Klausenpass (Kt. Uri). – *Ecolgae geol. Helv.* 28/1, 115–121.
- BRÜCKNER, W. & ZBINDEN, P. (1987): Blatt 1192 Schächental. – *Geol. Atlas Schweiz* 1: 25 000, Karte 83.
- BÜCHI, U. P. (1976): Geotechnische Untersuchungen im Männigwald, Silenen UR. – *Ber. Info-Geol.* Nr. 27896.
- BURGER, H. & STRASSER, A. (1981): Lithostratigraphische Einheiten der untersten Helvetischen Kreide in der Zentral- und Ostschweiz. – *Ecolgae geol. Helv.* 74/2, 529–560.
- BUXTORF, A. (1912): Neuaufnahme des Westendes der Axenkette und des Isentales. – *Ecolgae geol. Helv.* 12/2, 164–166.
- (1916): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Rigihoehfluhkette (mit Beiträgen von E. Baumberger, G. Niethammer und P. Arbenz). 14. Bern.
- (1934): Exkursion Nr. 53: Vierwaldstätter See. – *Geol. Führer Schweiz* 10, 701–715. – Wepf, Basel.
- BUXTORF, A., TOBLER, A., NIETHAMMER, G., BAUMBERGER, E., ARBENZ, P. & STAUB, W. (1916): Geologische Vierwaldstättersee-Karte 1: 50 000. – *Geol. Spez.-Karte* 66, Schweiz. geol. Komm.
- CAGIENARD, P. J., KAHLE, H.-G., MÜLLER, S. & KLINGÉLÉ, E. E. (1982): Gravimetrische Untersuchungen in der Kontaktzone Helvetikum/Aarmassiv. – *Geodät.-geophys. Arb. Schweiz* 35, 127–169.

- COLLET, L. W. (1916): L'écoulement souterrain du Seewlisee (Uri). – *Eclogae geol. Helv.* 14/1, 28–29.
- COLOMBO, K. (1991): Gespanntes Grundwasser in Silenen. – *Ber. z. Hd. Kt. Uri, Amt f. Umweltschutz.*
- CRAMPTON, S. L. & ALLEN, P. A. (1995): Recognition of forebulge unconformities associated with early stage foreland basin development: example from the North Alpine Foreland Basin. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* 79/10, 1495–1514.
- DE SAUSSURE, H. B. (1796): *Voyages dans les Alpes. 4.* – Neuchâtel.
- DOLLFUS, S. (1961): Über das Alter des Blegi-Ooliths in der Glärnisch-Gruppe. – *Mitt. natf. Ges. Kt. Glarus XI*, 91–108.
- (1965): Über den helvetischen Dogger zwischen Linth und Rhein. – *Eclogae geol. Helv.* 58/1, 453–554.
- DUSS, H. (1987–2000): Forstliche Bachverbauungen und Hangentwässerung. – *Projektakten z. Hd. Amt f. Forst u. Jagd Kt. Uri, Altdorf.*
- EBERLI, U. (1998): Untersuchung der geologischen Bohrkerne aus der Region Altdorf–Erstfeld, Kanton Uri. – *Ber. z. Hd. Amt f. Umweltschutz Kt. Uri, Altdorf.*
- EISENLOHR, T. (1990): *Geologie der Hohfaulen-Decke: südwestlicher Teil, Alp Seewli, Kanton Uri.* – Unpubl. Diplomarb. ETH Zürich.
- ESCHER, A., MASSON, H. & STECK, A. (1988): Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. – *Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol.* 2.
- ESCHER, H. C. (1799, 1808): *Profilreise vom Fuss der Gotthardstrasse bis ins Urselertal.* – *N. Bergm.-J. Alpina* 2.
- EUGSTER, H. P. (1951): Petrographische Untersuchungen im Gebiet der Val Russein (Aarmassiv-Ostende). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 31/1, 1–131.
- FICHTER, H. P. (1934): *Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malms der helvetischen Decken.* – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 69.
- FINCKH, P., KELTS, K. & LAMBERT, A. (1984): Seismic stratigraphy and bedrock forms in perialpine lakes. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 95/9, 1118–1128.
- FÖLLMI, K. B., BODIN, S., GODET, A., LINDER, P. & VAN DEN SCHOOTBRUGGE, B. (2007): Unlocking paleo-environmental information from Early Cretaceous shelf sediments in the Helvetic Alps: stratigraphy is the key! – *Swiss J. Geosci.* 100/3, 349–369.
- FRANKS, G. D. (1968): A study of upper Paleozoic sediments and volcanics in the northern part of the eastern Aar massif. – *Eclogae geol. Helv.* 61/1, 49–140.
- FREY, F. (1965): *Geologie der östlichen Claridenkette.* – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 110/1, 1–287.
- FREY, F. & LEUPOLD, W. (1966): Altdorfersandstein(e) (im Glarnerland), Altdorfersandstein(e) Untere(r), Sandstein-Dachschiefer-Komplex. In: PRUVOST, P. & RUTSCH, F. R. (Hrsg.): *Lex. stratigr. int. 1, Europe 7c: Alpes suisses et Tessin méridional* (S. 34–38).
- FREY, M., DESMONS, J. & NEUBAUER, F. (1999): The new metamorphic map of the Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 79/1, 1–4.
- FREY, M., HUNZIKER, J. C., ROGGWILLER, P. & SCHINDLER, C. (1973): Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonitführender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 39, 185–218.
- FREY-WYSSLING, A. (1935): *Die Stoffausscheidung der höheren Pflanzen.* – Julius Springer, Berlin.
- FRIESE, B. (1986): *Sedimente, Gefügebildung und Metamorphose im Altdorfer Sandstein und den angrenzenden Einheiten (Zentrale Schweizer Alpen).* – *Diss. Univ. Köln.*

- FRYBERG, S. (1995): Uri und seine Wasser. – AT Verlag, Aarau.
- FUNK, H., LABHART, T., MILNES, A. G., PFIFFNER, O. A., SCHALTEGGER, U., SCHINDLER, C., SCHMID, S. M. & TRÜMPY, R. (1983): Bericht über die Jubiläumsexkursion «Mechanismus der Gebirgsbildung» der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in das ost- und zentralschweizerische Helvetikum und in das nördliche Aarmassiv vom 12. bis 17. September 1982. – *Eclogae geol. Helv.* 76/1, 91–123.
- FURRER, B. (2000): Das Scheidnössli (Haldenegg, Erstfeld UR). – *Mineralienfreund* 38/4, 77–79.
- GASSER, H. (2001): Die Kunstdenkmäler des Kantons Uri 1/1: Altdorf. – *Ges. Schweiz. Kunstgesch.*, Bern.
- GISLER, C. (2003): Die basale Trias am Nordrand des Aarmassivs zwischen Titlis und Reusstal. – Unpubl. Diplomarb. Univ. Bern.
- GISLER, C., HOCHULI, P. A., RAMSEYER, K., BLÄSI, H. & SCHLUNEGGER, F. (2007): Sedimentological and palynological constraints on the basal Triassic sequence in Central Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 100/2, 263–272.
- GISLER, K. (1956): Alte Heilbäder und Mineralquellen in Uri. – *Hist. Njbl. Uri* 10/11, 48–78.
- GRADSTEIN, F. M., OGG, J. G. & SMITH, A. G. (2004): A Geologic Time Scale. – University Press, Cambridge.
- GÜBELI, A. (1991): Reusshochwasser 1987 – Erosions- und Akkumulationserscheinungen oberhalb von Amsteg. In: Ursachenanalyse der Hochwasser 1987 – Ergebnisse der Untersuchungen (S. 71–76). – *Mitt. Landeshydrol. u. -geol.* 14.
- GWERDER, A. (1985): Damals als der Pfarrer aus dem Tal verjagt wurde. Heimatkunde Muotathal-Illgau, Bd. I (Urkunden 1245–1500). – Triner, Schwyz.
- HANTKE, R. (1958): Die Gletscherstände des Reuss- und Linthsystems zur ausgehenden Würmeiszeit. – *Eclogae geol. Helv.* 58/1, 119–149.
- (1961): Tektonik der Helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 106/1, 1–212.
- (1980): Eiszeitalter – Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. Bd. 2. – Ott, Thun.
- (1982): Zur Talgeschichte des Gebietes zwischen Pragels und Klausenpass. – *Ber. schwyz. natf. Ges.* 8, 3–12.
- (1983): Eiszeitalter – Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. Bd. 3. – Ott, Thun.
- (1987): Die Alpen im Eiszeitalter. – *Mitt. natf. Ges. Luzern* 29, 77–98.
- (2004): Mittelmoränen des Reuss-Gletschers zwischen Urseren und Urner See. – «Turbulenzen in der Geomorphologie». – Jahrestag. Schweiz. Geomorphol. Ges., Erstfeld, 73–86.
- (in Vorb.): Blatt 1172 Muotathal mit Ostteil von Blatt 1171 Beckenried. – *Geol. Atlas Schweiz* 1: 25 000, Erläut. 127.
- HANTKE, R. & GASSER, A. (1970): Bannwald Altdorf. – Gutachten Gde. Altdorf.
- HANTKE, R. & GROSSMANN, H. (1977): Verbauung Bannwald Altdorf. – *Ber. zur geol. Begehung*.
- HEIM, ALB. (1878): Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die Geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe. 2 Bde. – Schwabe, Basel.
- (1887): Gutachten über die geologische Beschaffenheit des Bannwaldgehänges ob Altdorf mit Rücksicht auf mögliche Berg- und Felsstürze.
- (1891): Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 25.
- (1906): Die vermeintliche «Gewölbeumbiegung des Nordflügels der Glarnerdoppelfalt» südlich vom Klausenpass, eine Selbstkorrektur. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 51/2-3, 407–431.
- (1921): Geologie der Schweiz. 2/1. – Tauchnitz, Leipzig.
- (1932): Bergsturz und Menschenleben. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 77/Beibl. 20, 1–218.

- HEIM, ALB. & HEIM, ARN. (1917): Der Kontakt von Gneiss und Mesozoikum am Nordrand des Aarmassivs bei Erstfeld. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 62/1-2, 423–451.
- HEIM, ARN. (1908): Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. – Abh. schweiz. geol. Ges. 35.
- (1916): Der Kontakt von Erstfelder Gneis und Trias am Scheidnössli. – *Eclogae geol. Helv.* 14/2, 230–232.
- (1917): Monographie der Churfürsten-Mattstockgruppe. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 20/4.
- HERB, R. (1988): Eocaene Paläogeographie und Paläotektonik des Helvetikums. – *Eclogae geol. Helv.* 81/3, 611–657.
- HUGI, F. J. (1830): Naturhistorische Alpenreisen. – Rothus-Verlag, Solothurn.
- HUNZIKER, J. C., FREY, M., CLAUER, N., DALLMEYER, R. D., FRIEDRICHSEN, H., FLEHMIG, W., HOCHSTRASSER, K., ROGGWILLER, P. & SCHWANDER, H. (1986): The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 92/2, 157–180.
- INDERBITZIN, J. (1994): Dorfbach: Uri, Handbuch für die Schule Bd. 1 (S. 153–162). – Erziehungsdir. Kt. Uri, Altdorf.
- ITEN, K. (1971): Die Pfarrkirche St. Martin zu Altdorf. – Gisler, Altdorf.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., KUBIK, P. W. & SCHLÜCHTER, C. (2006): Glacier response in the European Alps to Heinrich event 1 cooling: the Gschnitz stadial. – *J. quatern. Sci.* 21/2, 115–130.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., PREUSSER, F., HEINE, K., MAISCH, M., KUBIK, P. W. & SCHLÜCHTER, C. (2008): Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. – *J. quatern. Sci.* 23/6–7, 559–573.
- Jäckli AG (1991): Bergsturzgefahr aus dem Gebiet der kleinen Windgällen, Zusammenfassung vorhandener Unterlagen und Risikobeurteilung. – Unpubl. Ber. z. Hd. AlpTransit.
- (1994a): Abschnitt Gotthard-Basistunnel, Vortunnel Uri, Geologischer Bericht Vorprojekt. – Unpubl. Ber. z. Hd. AlpTransit, Projektleitung Gotthard.
- (1994b): Teilabschnitt Uri, Geologisch-hydrogeologischer Bericht, Variante Kantonsvorschlag Altdorf Nord, Vorprojekt. – Unpubl. Ber. z. Hd. AlpTransit und Kt. Uri, Bauamt.
- (1994c): Teilabschnitt Uri, Geologisch-hydrogeologischer Bericht, Vorprojekt. – Unpubl. Ber. z. Hd. AlpTransit, Projektleitung Gotthard.
- (1995): Abschnitt Axen/Uri, Geologischer Bericht über die Sondierkampagne 1995, Variante Berg-2. – Unpubl. Ber. z. Hd. AlpTransit und Kt. Uri, Bauamt.
- (1996a): Teilabschnitt Erstfeld, Bergvariante, Geologischer Bericht, Ergänzungen zur Gegenüberstellung Basisvariante II und Bergvariante. – Unpubl. Ber. z. Hd. AlpTransit, Projektleitung Gotthard.
- (1996b): Teilabschnitt Uri, Bergvariante, Geologischer Bericht Vorprojekt. – Unpubl. Ber. z. Hd. AlpTransit, Projektleitung Gotthard.
- JÄCKLI, H. & LOCHER, T. (1985): Das Maderanertal. In: JÄCKLI, H., BÖGLI, A., LOCHER, T., NABHOLZ, W., SCHINDLER, C., WEBER, E. & WYSSLING, L. (Hrsg.): Blatt Panixerpass. Hydrogeol. Karte Schweiz 1: 100 000, Erläut. 3 (S. 75–76).
- JENNY, J. J. (1934): Geologische Beschreibung der Hoh Faulen-Gruppe im Kanton Uri. – *Verh. natf. Ges. Basel* 45, 109–162.
- JENNY, J.-P. (1973): Die Vorkommen von Bleiglanz, Kupferkies und Zinkblende des Bristenstocks (Kt. Uri). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 108.
- KAPPELER, M. A. (1767): *Pilati montis historia Basileae*. [Ins Deutsche übersetzt von A. Loepfle] (1960). – *Mitt. natf. Ges. Luzern* 18, 37–241.

- KELLER, F. (1999): Geologie und Geotechnik im Aar-Massiv und Tavetscher Zwischenmassiv-Nord. In: Löw, S. & Wyss, R. (Hrsg.): Vorerkundung und Prognose des Basistunnels (S. 139–148). – Balkema, Rotterdam.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (2005): Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial – 2. Teil: Datierung und Modelle der Rhein-Linth-Vergletscherung. Klima-Rekonstruktionen. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 150/3–4, 69–85.
- KELLER, W. A. (1912): Die autochthone Kreide auf Bifertenstock und Selbsanft. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 42.
- KEMPF, O. & PFIFFNER, O. A. (2004): Early Tertiary evolution of the North Alpine Foreland Basin of the Swiss Alps and adjoining areas. – Basin Res. 16/4, 549–567.
- Kobel + Partner AG (1997): Abschnitt Basistunnel, Teilabschnitt Erstfeld, Auflageprojekt. Resultate der Untersuchungen und Sondierungen 1996/97. – Unpubl. Ber. z.Hd. AlpTransit.
- (1998): Abschnitt Basistunnel, Teilabschnitt Erstfeld, Geologischer Bericht. – Unpubl. Ber. z.Hd. AlpTransit.
- (1999): Abschnitt Basistunnel, Teilabschnitt Erstfeld: Geologie, Geotechnik, Hydrogeologie, Geologischer Bericht, Bauprojekt. – Unpubl. Ber. z.Hd. AlpTransit.
- KÖNIGSBERGER, J. (1910): Erläuterungen zur Geologischen und mineralogischen Karte des östlichen Aaremässig von Disentis bis zum Spannort. – Speyer & Kaerner, Freiburg i.Br.
- KOPP, J. & BUXTORF, A. (1962): Blatt 1150 Luzern. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Erläut. 28.
- KRUMMENACHER, D., BORDET, P. & LE FORT, P. (1965): Les massifs externes et leurs séries métamorphiques. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 45/2, 856–874.
- KUGLER, C. (1987): Die Wildeggen-Formation im Ostjura und die Schilt-Formation im östlichen Helvetikum; ein Vergleich. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 259, 1–209.
- LA NICCA, R. (1843): Karte des unteren Urner Reusstales von Amsteg zum Urner See. – Staatsarchiv Kt. Uri.
- LABHART, T. P. (1999): Aarmassiv, Gotthardmassiv und Tavetscher Zwischenmassiv: Aufbau und Entstehungsgeschichte. In: Löw, S. & Wyss, R. (Hrsg.): Vorerkundung und Prognose des Basistunnels (S. 31–43). – Balkema, Rotterdam.
- LANG, O. (2002): Historische Ausgangspunkte und Entwicklung des Reussdeltas. – ILU Ottomar Lang AG, Uster.
- LATELTIN, O. & MÜLLER, D. (1987): Evolution paléogéographique du bassin des Grès de Taveyannaz dans les Aravis (Haute-Savoie) à la fin du Paléogène. – Eclogae geol. Helv. 80/1, 127–140.
- LEUPOLD, W. (1966): Pectinidenschiefer. In: PRUVOST, P. & RUTSCH, F. R. (Hrsg.): Lex. stratigr. int. 1, Europe 7c: Alpes suisses et Tessin méridional (S. 857–864).
- LIHOU, J. C. (1995): The early evolution and deformation of the North Alpine Foreland Basin. – Diss. Univ. Oxford.
- (1996): Structure and deformational history of the Infrahelvetic flysch units, Glarus Alps, eastern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. 89/1, 439–460.
- LIHOU, J. C. & ALLEN, P. A. (1996): Importance of inherited rift margin structures in the early North Alpine Foreland Basin, Switzerland. – Basin Res. 8/4, 425–442.
- LOCHER, T. (1985): Das Reusstal von Gurtellen bis Flüelen. In: JÄCKLI, H., BÖGLI, A., LOCHER, T., NABHOLZ, W., SCHINDLER, C., WEBER, E. & WYSSLING, L. (Hrsg.): Blatt Panixerpass. Hydrogeol. Karte Schweiz 1: 100 000, Erläut. 3 (S. 67–74).
- LUSSER, K. F. (1828): Das Übergangsgebirge im untern Reusstal. – Leonhards Z. f. Mineral. 1.
- (1829): Geognostische Forschung und Darstellung des Alpen-Durchschnitts vom St. Gotthard bis Art am Zugersee. – Denkschr. allg. schweiz. Ges. ges. Naturwiss. 1.
- (1834): Der Kanton Uri. – Hist.-geogr.-statist. Gemälde Schweiz, St. Gallen/Bern, 131 S.; 1978: Faks.-Neudr. Slatkine, Genf.

- (1842): Nachträgliche Bemerkungen zu der geognostischen Forschung und Darstellung des Alpendurchschnitts vom St. Gotthard bis Art am Zugersee. – Denkschr. allg. schweiz. Ges. ges. Naturwiss. 6.
- (1862): Geschichte des Kantons Uri. – Eberle, Schwyz.
- LUTHER, M. (1927): Die tektonischen und stratigraphischen Zusammenhänge östlich und westlich der Reuss zwischen Brunnen und Amsteg. – Jb. Fak. phil. II Univ. Bern 7, 113–139 (Auszug).
- MAISCH, M. (1981): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulafl. (Kt. Graubünden, Schweiz). – Phys. Geogr. 3.
- (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. – Geographica helv. 37, 93–104.
- MARTINI, J. (1968): Les grès de Taveyanne entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France). – Bull. suisse Minéral. Petrogr. 48/2, 539–654.
- MAYNC, W. (1938): Die Grenzschichten von Jura und Kreide in der Titliskette. – Eclogae geol. Helv. 31/1, 21–70.
- MENKVELD, J. W. (1995): Der geologische Bau des Helvetikums der Innerschweiz. – Diss. Univ. Bern.
- MENKVELD-GFELLER, U. (1994): Die Wildstrubel-, die Hohgant- und die Sanetsch-Formation: Drei neue lithostratigraphische Einheiten des Eocaens der helvetischen Decken. – Eclogae geol. Helv. 87/3, 789–809.
- (1997): Die Bürgen-Fm. und die Klimeshorn-Fm.: Formelle Definition zweier lithostratigraphischer Einheiten des Eocaens der helvetischen Decken der Westschweiz (Diablerets- und Wildhorn-Decke). – Eclogae geol. Helv. 90/2, 245–261.
- MEYER, H. (1922): Geologische Untersuchungen im Gebiet der Wageten- und Risetten-Ketten (Kt. Glarus). – Diss. Univ. Zürich.
- MILNES, A. G. & PFIFFNER, O. A. (1977): Structural development of the Infrahelvetic complex, eastern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. 70/1, 83–95.
- MOHR, H. (1992): Der helvetische Schelf der Ostschweiz am Übergang vom späten Jura zur frühen Kreide. – Diss. ETH Zürich.
- MOHR, H. & FUNK, H. (1995): Die Entwicklung der helvetischen Karbonatplattform in der Ostschweiz (Tithonian–Berriasian): Eine sequenzstratigraphische Annäherung. – Eclogae geol. Helv. 88/2, 281–320.
- MUHEIM, J. K. (1969): Quellen und Wasserversorgung Kanton Uri, Fronsalp und Rigi 1885–1965. – Huber, Altdorf.
- MUHEIM, P. F. (1935): Über eine Bärenhöhle am Klausenpass. – Eclogae geol. Helv. 28/2, 591–592.
- MÜLLER, F., CAFLISH, T. & MÜLLER, G. (1976): Firn und Eis der Schweizer Alpen: Gletscherinventar. Geogr. Inst. ETH Zürich, Publ. 57.
- NITSCHKE, F. O., GREEN, A. G., HORSTMAYER, H. & BÜKER, F. (2002): Late Quaternary depositional history of the Reuss delta, Switzerland: constraints from high-resolution seismic reflection and georadar surveys. – J. quatern. Sci. 17/2, 131–143.
- NÜNLIST, H. (1977): Das Maderanertal einst und jetzt. – Gde. Silenen.
- OBERHÄNSLI, R. (1986): Geochemistry of meta-lamprophyres from the Central Swiss Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 66, 315–342.
- OBERHOLZER, J. (1919): Der tektonische Zusammenhang von Glärmisch-, Schild- und Wiggisgruppe. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 64, 77–99.
- (1933): Geologie der Glarneralpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 28.
- (1942): Geologische Karte des Kantons Glarus, 1:50 000. – Geol. Spez.-Karte, Karte 117, Schweiz. geol. Komm.

- OECHSLIN, M. (1935): Beitrag zur Kenntnis der pflanzlichen Besiedlung der durch Gletscher freigegebenen Grundmoränenböden – Gebiet des Griesgletschers, Klausen, Kanton Uri. – *Ber. natf. Ges. Uri* 4, 27–48.
- PAVONI, N. (1977): Erdbeben in der Schweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 70/2, 351–370.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. 2. – Tauchnitz, Leipzig.
- PIFFNER, O. A. (1985): Displacements along thrust faults. – *Eclogae geol. Helv.* 78/2, 313–333.
- (1986): Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps. In: ALLEN, P. A. & HOMEWOOD, P. (Hrsg.): *Foreland Basins* (S. 219–228). – *Int. Assoc. Sedimentol., Spec. Publ.* 8, Blackwell, Oxford.
- (1993): The structure of the Helvetic nappes and its relation to the mechanical stratigraphy. – *J. struct. Geol.* 15/3–5, 511–521.
- (2009): *Geologie der Alpen*. – Haupt, Bern.
- PIFFNER, O. A., ERARD, P.-F. & STÄUBLE, M. (1997a): Two cross sections through the Swiss Molasse Basin (lines E4–E6, W1, W7–W10). In: PFIFFNER, A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MÜLLER, S. & STECK, A. (Hrsg.): *Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP 20* (S. 64–72). – Birkhäuser, Basel.
- PIFFNER, O. A., KLAPER, E. M., MAYERAT, A.-M. & HEITZMANN, P. (1990): Structure of the basement-cover contact in the Swiss Alps. In: ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R. (Hrsg.): *Deep structure of the Alps* (S. 244–262). – *Mém. Soc. géol. Fr.* 156.
- PIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MÜLLER, S. & STECK, A. (1997b): *Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP 20*. – Birkhäuser, Basel.
- PFISTER, C. & HÄCHLER, S. (1991): Historische Hochwasser. In: *Ursachenanalyse der Hochwasser 1987 – Ergebnisse der Untersuchungen* (S. 121–126). – *Mitt. Landeshydrolog. u. -geol.* 14.
- PFLUGSHAUPT, P. (1927): Beiträge zur Petrographie des östlichen Aarmassives. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 7/2, 312–382.
- Projekta AG & Basler und Hofmann AG (1991): Reuss, See-Amsteg, Talvorfluter, Übersichtsplan 1: 10 000. – *Ber. z. Hd. Kt. Uri, Gesundheits- u. Fürsorgedir.*
- RADOMSKI, A. (1961): On some sedimentological problems of the Swiss Flysch-Series. – *Eclogae geol. Helv.* 54/2, 451–459.
- RIESEN, D. (1991): *Geologie und Petrographie des östlichen Brunnitals (Maderanertal, Kanton Uri)*. – Unpubl. Lizentiatsarb. Univ. Bern.
- RINGENBACH, J. (1988): *Wasser ist Leben. Festschrift zur Feier 100 Jahre Wasserversorgung Altdorf 1888–1988*. – Wasserversorgung, Altdorf.
- RÖTHLISBERGER, C. (1990): *Geologie der Wingällenfalte und der Hoch Faulendecke in der Region Brunni – Gross Ruchen, Kanton Uri*. – Unveröff. Diplomarb. ETH Zürich.
- ROTHPELTZ, A. (1898): *Das geotektonische Problem der Glarner Alpen*. – Fischer, Jena.
- RÜEGG, K. (1991): *Zur Geologie der Hoh Faulen Decke (Schächental)*. – Unveröff. Diplomarb. ETH Zürich.
- RUFFINI, R., POLINO, R., CALLEGARI, E., HUNZIKER, J. C. & PFEIFER, H. R. (1997): Volcanic clastic turbidites of the Tavéyanne sandstones from the Thônes syncline (Savoie, France): records for a Tertiary postcollisional volcanism. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 77, 161–174.
- SANDRI, A. (1981–1986): *Bach-Untersuchungen in Uri*. – Unpubl. Ber.
- SCHALLER-DONAUER, A. (1937): *Chronik der Naturereignisse im Urnerland 1000–1800*. – Sep.-Druck: Gotthard-Post–Gamma, Altdorf.

- SCHALTEGGER, U. (1984): Geologie und Petrographie der Gneiszone von Erstfeld in der Umgebung des Sustenpasses, Aarmassiv (Kt. Uri/Bern). – Unpubl. Diplomarb. Univ. Bern.
- (1994): Unravelling the pre-Mesozoic history of Aar and Gotthard massifs (Central Alps) by isotopic dating – a review. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74/1, 41–51.
- SCHALTEGGER, U., ABRECHT, J. & CORFU, F. (2003): The Ordovician orogeny in the Alpine basement: constraints from geochronology and geochemistry in the Aar Massiv (Central Alps). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 83/2, 183–195.
- SCHNEIDEGGER, A. E. (1977): Klufmessen im Gelände und ihre Bedeutung für die Bestimmung des tektonischen Spannungsfeldes in der Schweiz. – *Geographica helv.* 32, 121–134.
- (1995): Geojoints and geostresses. – 2<sup>nd</sup> International Conference on Mechanics of Jointed and Faulted Rock, Rotterdam, 3–35.
- (2001): Surface joint systems, tectonic stresses and geomorphology: a reconciliation of conflicting observations. – *Geomorphology* 38, 213–219.
- SCHENKER, F. (1980): Geologische und mineralogische Untersuchungen im Gebiet der Kleinen und Grossen Windgälle, Maderanertal, Kt. Uri. – Unpubl. Diplomarb. Univ. Bern.
- (1986): Spätpaläozoischer saurer Magmatismus und Beckenbildung im Aarmassiv unter Kompressionstektonik. – Diss. Univ. Bern.
- SCHINDLER, C. (1953): Geologische Untersuchungen am Vorderglärnisch. – Unpubl. Diplomarb. ETH Zürich.
- (1959): Zur Geologie des Glärnisch. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 107.
- (1969 a): Nationalstrasse N2: Seedorf-Amsteg: Teilstrecken Seedorf – Attinghausen, Attinghausen – Erstfeld – Wiler, Erstfeld – Wiler – Amsteg. – *Ber. z. Hd. Kt. Uri, Bauamt.*
- (1969 b): Neue Aufnahmen in der Axen-Decke beidseits des Urner Sees. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 155–171.
- (1972): Zur Geologie der Gotthard-Nordrampe der Nationalstrasse N2. – *Eclogae geol. Helv.* 65/2, 391–423.
- SCHMID, S. M., PFIFFNER, O. A., FROITZHEIM, N., SCHÖNBORN, G. & KISSLING, E. (1996): Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. – *Tectonics* 15/5, 1036–1064.
- Schneider AG (1984): Geologische Grundlagen zur Beurteilung der Bergsturz- und Murganggefahr aus dem Gebiet westlich der Kleinen Windgällen. – Unpubl. Ber. z. Hd. Forstdienst Uri.
- (1989 a): Beurteilung der Steinschlag- und Felssturzgefahr aus dem Gebiet Bannwald, Altdorf-Eggberge. – Unpubl. Ber. z. Hd. Forstdienst Uri.
- (1989 b): Felssturzgefahr aus dem Gebiet der Kleinen Windgällen, Felssturz Öfital, 11. März 1989. – Unpubl. Ber. z. Hd. Forstdienst Uri.
- SCHNEIDER, T. R. (1993): Geologische Erkundung Gotthard-Basistunnel. – *Mitt. Schweiz. Ges. Boden- u. Felsmech.* 128, 53–63.
- SCHNELLMANN, M. (2004): Late Quaternary mass movements in a perialpine lake (Lake Lucerne, Switzerland) – Sedimentary processes, natural hazards and paleoseismic reconstructions. – Diss. ETH Zürich.
- SCHNELLMANN, M., ANSELMETTI, F. S., GIARDINI, D. & MCKENZIE, J. A. (2005): Mass movement-induced fold-and-thrust belt structures in unconsolidated sediments in Lake Lucerne (Switzerland). – *Sedimentology* 52/2, 271–289.
- SCHNELLMANN, M., ANSELMETTI, F. S., GIARDINI, D., MCKENZIE, J. A. & WARD, S. N. (2002): Prehistoric earthquake history revealed by lacustrine slump deposits. – *Geology* 30/12, 1131–1134.
- SCHNYDER, H. (1983): Heddo, Abt der Reichenau und Bischof von Strassburg (727-762). – *Hist. Njbl. Uri, N.F.* 1982/1983/37/38, 19–50.

- SCHUMACHER, J. (1949): Die Flysch- und Parautochthonzone des oberen Engelbergertales (Zentralschweiz). – Mitt. natf. Ges. Bern, N.F. 7, 1–55.
- SCHUMACHER, P. VON (1928): Der geologische Bau der Claridenkette. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 50/4.
- SCHÜPBACH, H. (1990): Wanderungen auf historischen Wegen. – Ott, Thun.
- SIEGENTHALER, C. (1974): Die nordhelvetische Flysch-Gruppe im Sernftal (Kt. Glarus). – Diss. Univ. Zürich.
- SIEGENTHALER, C., FINGER, W., KELTS, K. & WANG, S. (1987): Earthquake and seiche deposits in Lake Lucerne, Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 80/1, 241–260.
- SIEGENTHALER, C. & STURM, M. (1991): Die Häufigkeit von Ablagerungen extremer Reuss-Hochwasser. Die Sedimentationsgeschichte im Urnersee seit dem Mittelalter. In: Ursachenanalyse der Hochwasser 1987 – Ergebnisse der Untersuchungen (S. 127–139). – Mitt. Landeshydrol. u. -geol. 14.
- SIGRIST, F. (1947): Beiträge zur Kenntnis der Petrographie und der alpinen Zerrklüftlagerstätten des östlichen Aarmassives. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 27, 39–182.
- SINCLAIR, H. D. (1992): Turbidite sedimentation during Alpine thrusting: the Taveyannaz sandstones of eastern Switzerland. – *Sedimentology* 39/5, 837–856.
- SPECK, J. (1986): Ein latènezeitliches Eisengerätedepot von Altdorf. – *Der Geschichtsfreund* 139, 5–22.
- SPILLMANN, P., LABHART, T., BRÜCKER, W., RENNER, F., GISLER, C. & ZGRAGGEN, A. (2011): Geologie des Kantons Uri. – Natf. Ges. Uri, Ber. 24. – Naturforschende Gesellschaft Uri, Altdorf.
- SPÖRLI, B. (1966): Geologie der östlichen und südlichen Urirotstock-Gruppe. – Diss. ETH Zürich.
- STACHER, P. (1973): Stratigraphie der Wagetenschuppe und Profile durch die Einsiedler Schuppenzone und den Flysch am Südhang der Wagetenkette. – Unpubl. Diplomarb. ETH Zürich.
- STADLER-PLANZER, H. (1993): Geschichte des Landes Uri, 1. Teil: Von den Anfängen bis zur Neuzeit. – Uranos, Schattdorf.
- STADLER-PLANZER, H. & HERGER, A. (1991): Spiringen – Geschichte der Pfarrei. – Kirchge. Spiringen.
- STALDER, H. A., DE QUERVAIN, F., NIGGLI, E. & GRAESER, S. (1973): Die Mineralienfunde der Schweiz. – Wepf, Basel.
- STAPP, F.M. (1893): Geologische Übersichtskarte der Gotthardstrecke. – Berlin.
- STAUB, W. (1911a): Geologische Beschreibung des Gebirges zwischen Schächental und Maderanertal im Kanton Uri. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 32.
- (1911b): Geologische Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal, 1: 50 000. – Geol. Spez.-Karte 62, Schweiz. geol. Komm.
- (1912): Beobachtungen am Ostende des Erstfeldermassivs. – *Geol. Rdsch.* 3, 310–319.
- (1913): Gebirgsbau und Talbildung im Maderanertal und Schächental (Kt. Uri). – *Eclogae geol. Helv.* 12/1, 148–151.
- STUDER, B. (1851): Geologie der Schweiz. – Stämpfli u. Schulthess, Bern, Zürich.
- STUTZ, U. (1879): Geologische Notizen aus den Alpen: Über das Erstfelder Tal. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont 1879, 843–849.
- STYGER, G. A. (1961): Bau und Stratigraphie der nordhelvetischen Flyschbildungen in der Hausstock- und westlichen Kärpfgruppe. – Diss. Univ. Zürich.
- TARELLI, M. (2002): Wasserversorgung. – Wasserkommission Altdorf.

- TOBLER, A. (1898): Über die Gliederung der mesozoischen Sedimente am Nordrand des Aarmassivs. – Verh. natf. Ges. Basel 12/1, 25–107.
- TRÜMPY, R. (1949): Der Lias der Glarner Alpen. – Diss. ETH Zürich.
- (1969): Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. – *Ecolgae geol. Helv.* 62/1, 105–142.
- (1973): The timing of orogenic events in the Central Alps. In: DE JONG, K. A. & SHOLTON, R. (Hrsg.): Gravity and tectonics (S. 229–252). – Wiley, New York.
- (1980): Geology of Switzerland, a guide-book. Part A: An outline of the Geology of Switzerland. – Wepf, Basel.
- VAN DER PLOEG, P. (1912): Geologische Beschreibung der Schlossberg-Spannortgruppe. – *Ecolgae geol. Helv.* 12/2, 194–245.
- VOLGER, G. H. O. (1858): Untersuchungen über das Phänomen der Erdbeben in der Schweiz, seine Geschichte, seine Äusserungsweise, seinen Zusammenhang mit anderen Phänomenen und mit den petrographischen und geotektonischen Verhältnissen des Bodens, und seine Bedeutung für die Physiologie des Erdorganismus. – Perthes, Gotha.
- VOLL, G. (1976): Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina nappe, Swiss Alps, and its geological significance. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 56, 641–647.
- VUAGNAT, M. (1944): Essai de subdivision à l'intérieur du groupe des grès de Tavayannaz – grès d'Altdorf. – *Ecolgae geol. Helv.* 37/2, 427–430.
- (1952): Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique. – *Mat. Carte Géol. Suisse*, N.S. 97.
- WALTER, H. (1924): Bergbau und Bergbauversuche auf Silber, Kupfer und Blei (Teil 2). – *Der Geschichtsfreund.* – *Mitt. Hist. Ver. Fünf Orte* 79, 77–180.
- (1925): Bergbau und Bergbauversuche in den Fünf Orten (Teil 3). – *Der Geschichtsfreund.* – *Mitt. Hist. Ver. Fünf Orte* 80, 69–172.
- WEBER, F. (1924): Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes 1:50 000. – *Geol. Spez.-Karte* 100, Schweiz. geol. Komm.
- WEIBEL, M. & AYRANCI, B. (1977): Der Axinit vom Brunnital (Schächental). – *Schweiz. Strahler* 1977/4, 185–190.
- WEIBEL, M., GRAESER, S., OBERHOLZER, W., STALDER, H. A. & WALTER, G. (1990): Die Mineralien der Schweiz. Ein mineralogischer Führer. – Birkhäuser, Basel.
- WENGER, C. & STEIGER, R. (1990): Blatt Tessin – Uri. – Karte der Vorkommen mineralischer Rohstoffe der Schweiz 1:200 000. – Schweiz. geotech. Komm.
- WÜTHRICH, H. (1965): Rb-Sr-Altersbestimmungen am alpin überprägten Aarmassiv. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 45/2, 875–971.
- WYSS, R. (1975): Der Schatzfund von Erstfeld. Frühkeltischer Goldschmuck aus den Zentralalpen. – *Ges. Schweiz. Landesmuseum*, Zürich.
- ZELLER, J. (1987): Folgen der Waldschäden auf die Gebirgsgewässer in der Schweiz. – Workshop 1987 (Fallbeispiel Gangbach). – *Ber. VAW ETH Zürich u. Eidg. Anst. Forstl. Versuchswesen Birmensdorf.*

## PUBLIZIERTE GEOLOGISCHE KARTEN

**Geologische Karte der Schweiz 1: 500 000, 2005.**

**Tektonische Karte der Schweiz 1: 500 000, 2005.**

### **Geologische Generalkarte der Schweiz 1: 200 000**

Blatt 3 Zürich – Glarus, von P. CHRIST & W. NABHOLZ, 1950.

Blatt 7 Ticino, von P. CHRIST & W. NABHOLZ, 1955.

### **Geologische Karte der Schweiz 1:100 000**

Blatt XIII Interlaken – Sarnen – Stanz, von F. J. KAUFMANN, A. BALTZER & C. MÖSCH, 1887.

Blatt XIV Altdorf – Chur, von ALB. HEIM, A. ESCHER VON DER LINTH, G. THEOBALD, A. BALTZER & K. VON FRITSCH, 1885.

### **Geologische Spezialkarten**

Nr. 50 Geologische Karte der Glarner-Alpen, 1: 50 000, von J. OBERHOLZER & ALB. HEIM, 1910.

Nr. 62 Geologische Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal, 1: 50 000, von W. STAUB, 1911.

Nr. 66 Geologische Vierwaldstättersee-Karte, 1: 50 000, von A. BUXTORF, A. TOBLER, G. NIETHAMMER, E. BAUMBERGER, P. ARBENZ & W. STAUB, 1916.

Nr. 84 Geologische Karte der Urirotstockgruppe, 1: 50 000, von P. ARBENZ, mit Beiträgen von A. BUXTORF, A. TOBLER, G. NIETHAMMER, P. VAN DER PLOEG & H. MORGENTHALER, 1918.

Nr. 100 Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes, 1: 50 000, von F. WEBER, 1924.

Nr. 117 Geologische Karte des Kantons Glarus, 1: 50 000, von J. OBERHOLZER, unter Benutzung früher veröffentlichter Karten von A. OCHSNER, H. J. FICHTER, W. BRÜCKNER, A. JEANNET & T. HÜGI, 1942. Unveränd. Nachdr., 1984.

### **Weitere geologische Karten mit topografischer Grundlage**

B<sub>1</sub> BRÜCKNER, W. (1937): Karte der Quartaerbildungen des oberen Schächentales, 1: 25 000. In: Die Quartaerbildungen im oberen Schächental, Kt. Uri. – *Eclogae geol. Helv.* 30/2.

B<sub>2</sub> BRÜCKNER, W. (1943): Tektonische Karte des oberen Schächentals, 1: 25 000. In: Tektonik des oberen Schächentals (Kanton Uri). – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 80.

E EUGSTER, H. P. (1951): Petrographische Kartenskizze der Val Russein, 1: 25 000. In: Petrographische Untersuchungen im Gebiet der Val Russein (Aarmassiv-Ostende). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 31/1.

F<sub>1</sub> FREY, F. (1965): Tektonische Karte des hintersten Linthtales, 1: 75 000. In: Geologie der östlichen Claridenkette. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 110/1.

F<sub>2</sub> FREY, F. (1965): Tektonische Karte der östlichen Claridenkette, 1: 20 000. In: Geologie der östlichen Claridenkette. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 110/1.

L LABHART, T. P. (1977): Aarmassiv und Gotthardmassiv – Geologisch-tektonische Übersicht 1: 200 000. In: Aarmassiv und Gotthardmassiv. – *Samml. geol. Führer* 63. Gebr. Borntraeger, Berlin-Stuttgart.

**Karte der Vorkommen mineralischer Rohstoffe der Schweiz 1:200 000**

Blatt 1 Tessin–Uri, von C. WENGER & R. STEIGER, 1990. – Schweiz. geotech. Komm.

**Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100 000**

Blatt 3 Panixerpass, von H. JÄCKLI, A. BÖGLI, T. LOCHER, W. NABHOLZ, C. SCHINDLER, E. WEBER & L. WYSSLING, 1985.

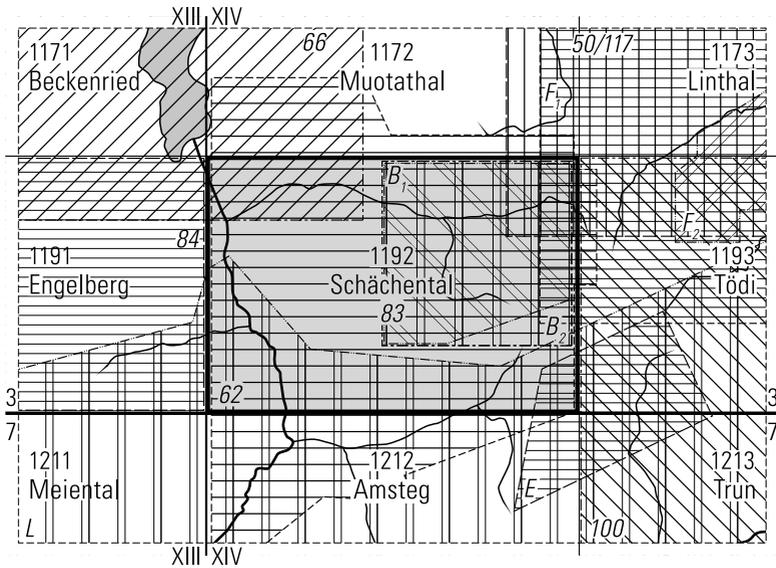
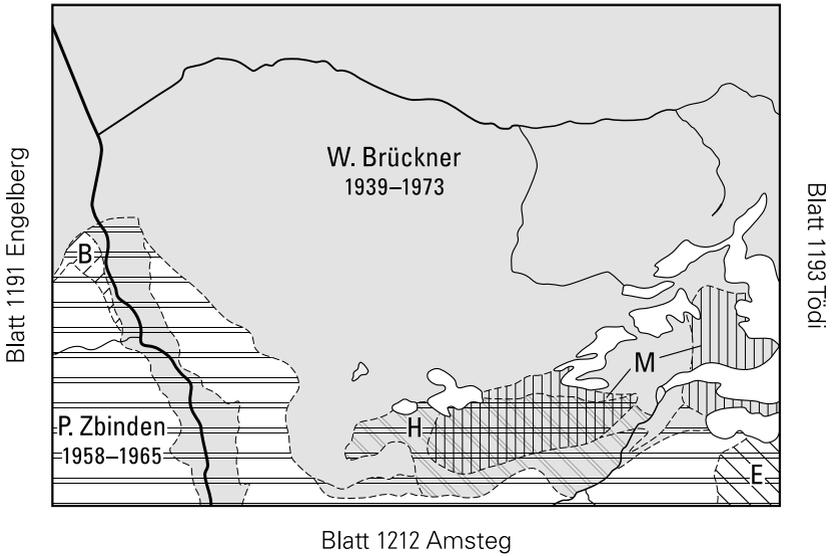


Fig. 15: Publierte geologische Karten mit topografischer Grundlage.

## Blatt 1172 Muotathal



## Zusätzliche Kartierungsinformationen von:

B = R. Bächlin (1941), E = H.P. Eugster (1947–1950),  
 H = H. Huber (1945), M = H. Muheim (1942–1946)

## sowie weiteren Unterlagen von:

R. Hantke (1958), F. Keller (1984), F. Schenker (1980, 1986)  
 und C. Schindler (1969, 1972)

Fig. 16: Aufnahmegebiete der Autoren von Blatt 1192 Schächental.

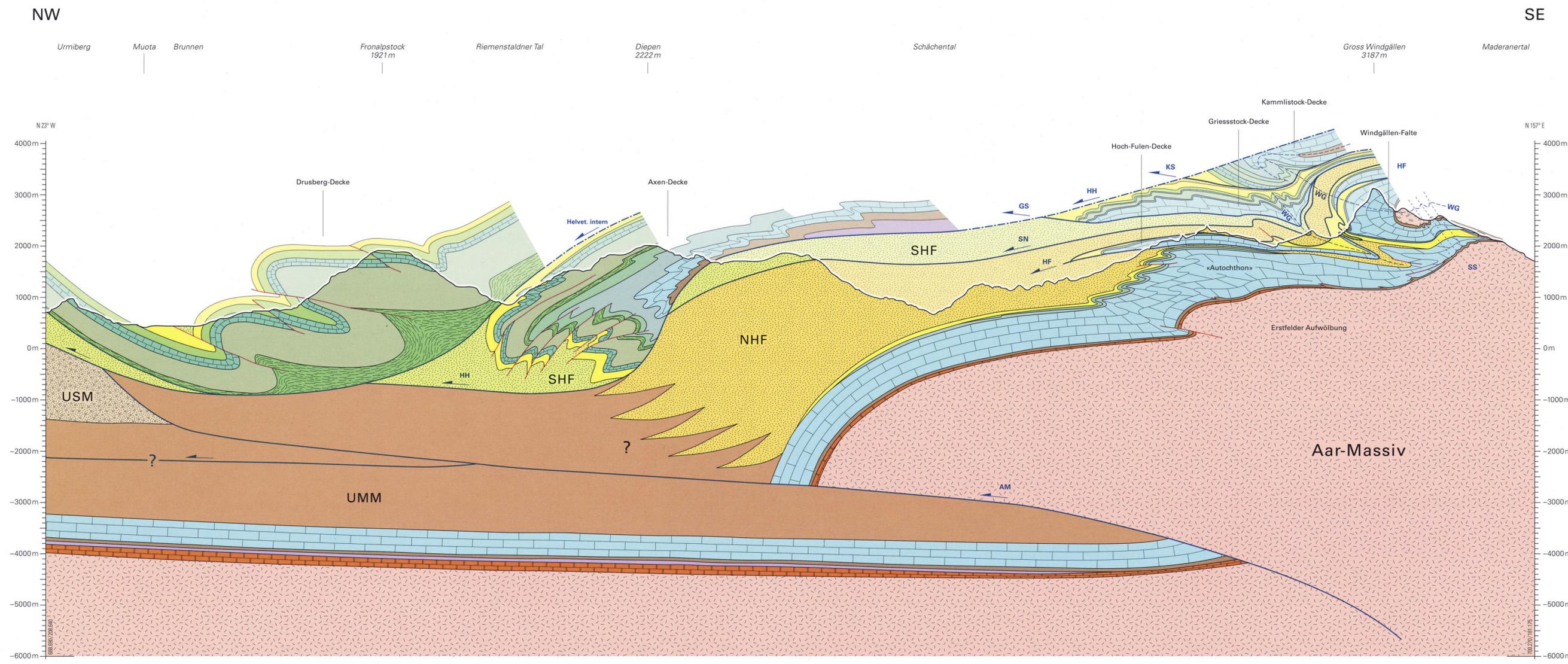
BEILAGEN

- Tafel I: Strukturgeologisches Übersichtsprofil durch das Gebiet der Atlasblätter Muotathal und Schächental
- Tafel II: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Schächental
- Tafel III: Quartärgeologische Profile durch das Urner Reusstal (Altdorf – Erstfeld)

### Strukturgeologisches Übersichtsprofil durch das Gebiet der Atlasblätter Muotathal und Schächental

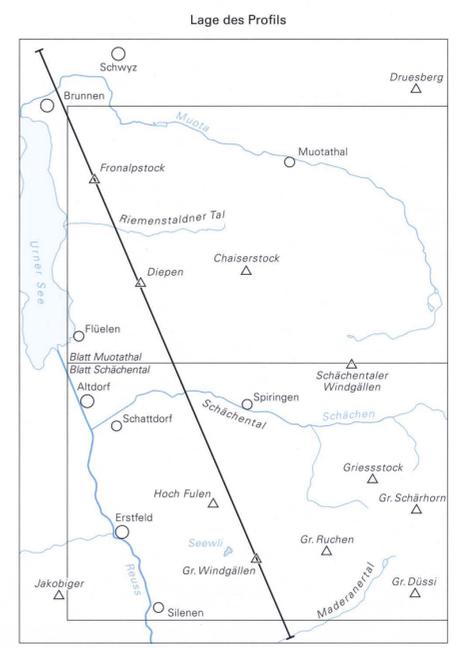
von **Guido Schreurs**

unter Berücksichtigung der Daten von BRÜCKNER (1943, 1956a), FUNK et al. (1983), EISENLOHR (1990), RÖTHLISBERGER (1990) und PRIFNER (1993)



- Deformationsabfolge**
- AM Basale Überschiebung des Aar-Massivs
  - SS Schwarzstöckli-Phase
  - WG Windgällen-Phase
  - HF Hoch-Fulen-Phase
  - HH Helvetische Hauptüberschiebung
  - KS/GS Bildung von Kammlistock-Decke und Griessstock-Decke
  - SN Überschiebung von SHF auf NHF
- Tektonische Elemente**
- Runzelschieferung (Schwarzstöckli-Phase)
  - - - Faltenachse (v. a. Windgällen-Phase)
  - Bruch i. Allg.
  - Deckengrenze (gesichert – vermutet)

- Stratigraphische Abfolge**
- Tertiär
    - Untere Süsswassermolasse (USM)
    - Untere Meeresmolasse (UMM)
    - Nordhelvetischer Flysch (NHF)
    - Südhelvetischer Flysch (SHF)
    - Tertiär, undiff. (Eozän)
  - Kreide
    - Späte Kreide, undiff. (Garschella- und Seewen-Formation)
    - Schrattenkalk-Formation
    - Frühe Kreide, undiff. (Vitznau-Mergel, Bettis-Kalk, Helvetischer Kieselkalk, Tierwis-Formation)
    - Palfris-Formation
    - Öhrli-Formation (Öhrli-Kalk)
    - Zementstein- und Öhrli-Formation (undiff.)
    - Zementstein-Formation
  - Jura
    - Malm (Schilt- und Quinten-Formation)
    - Dogger
    - Lias
  - Trias
    - Trias, undiff.
    - «Windgällen-Porphyr»
    - Kristallin i. Allg.



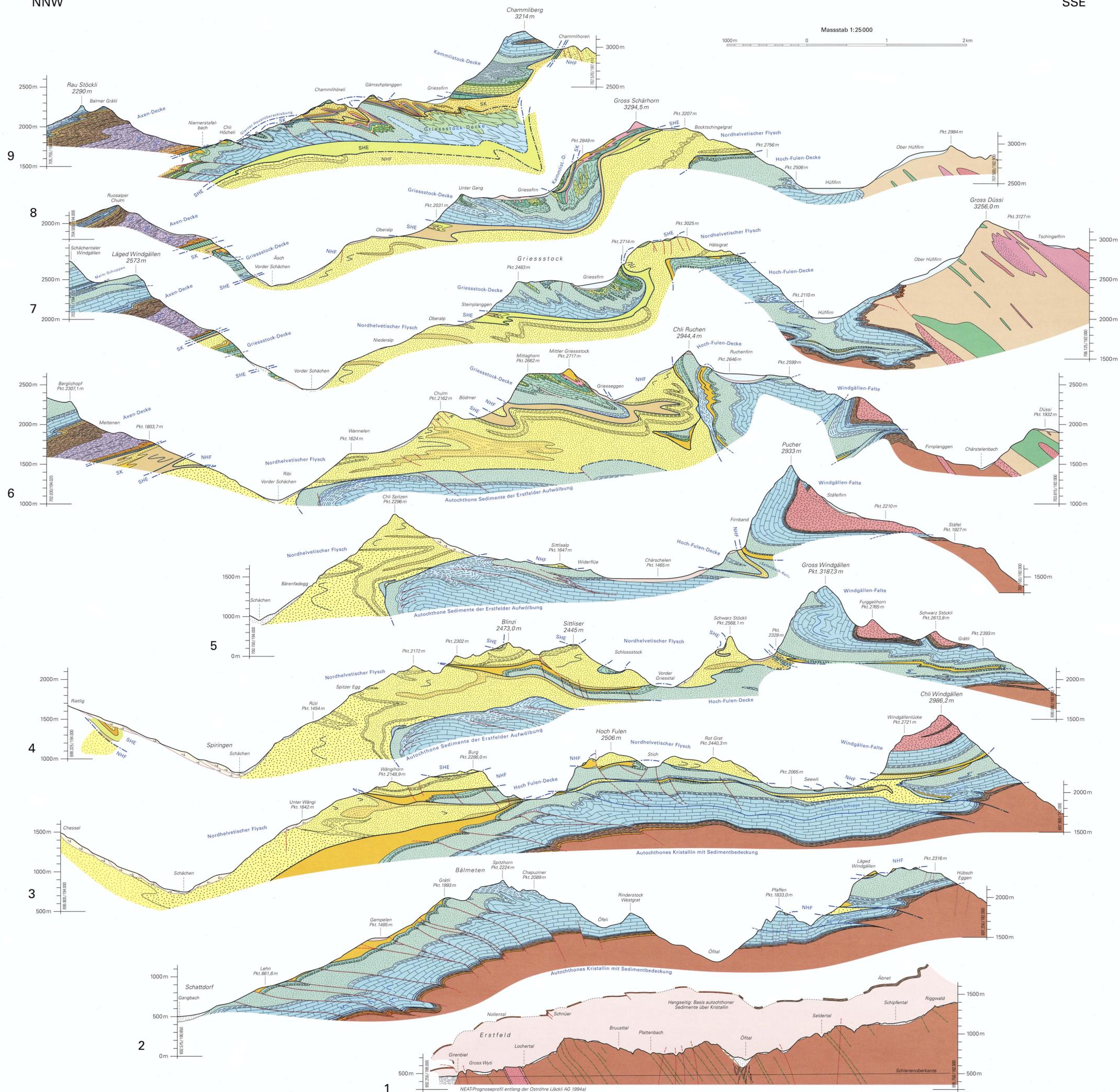
NNW

SSE

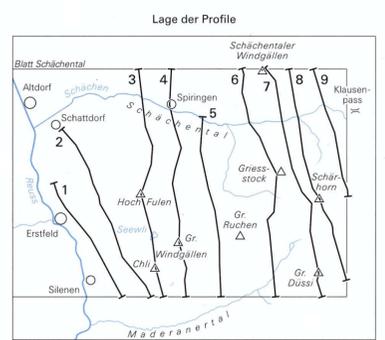
### Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Schächental

von Peter Haldemann (Profil 1) und René Hantke (Profile 2–9)

Massstab 1:25000



- Quartär**
- Gletscher
  - Lokalmoräne (undiff.)
  - Sackungsmasse (undiff.)
  - Bach- und Hangschutt i. Allg.
  - Reuss-Schotter
- Paläogen (Frühes Tertiär)**
- «Wildflysch», «Hergen-Schiefer»
  - Matt-Formation («Oberer Altdorfer Sandstein»)
  - Elm-Formation («Unterer Altdorfer Sandstein»)
  - Taveyannaz-Formation: Sandstein mit «Dachschiefer» bzw. vorherrschend «Dachschiefer»
  - Stad-Mergel (Globigerinmergel)
  - Klimsenhorn- und Wildstrubel-Formation (Autochthon)
  - Bürgen-Formation (Helvetische Decken)
  - Einsiedeln-Formation (Profil 4)
  - Siderolithikum
  - «Blattgrat-Komplex» (inkl. Späte Kreide?)
- Kreide**
- «Lochseiten-Kalk» (Ohri-Formation und Vitznau-Mergel)
  - Garschella- und Seewen-Formation
  - Schratte-Kalk-Formation
  - Tierwis-Formation
  - Helvetischer Kieselkalk
  - Bettis-Formation, lokal auch Vitznau-Mergel
  - Ohri-Formation
  - Zementstein-Formation
  - Kreide (undiff., Profil 9)
- Jura**
- Oberer Quintner Kalk und Trossi-Kalk-Member
  - «Mergelbands-Member»
  - Unterer Quintner Kalk
  - Schilt-Formation
  - Später Jura (undiff., Profil 9)
  - Reischiben-Formation und Blegi-Eisenoolith
  - Mittlerer Jura (undiff.) bzw. Bommerstein-Formation
  - Früher Jura, undifferenziert
- Trias**
- Quarten-Formation
  - Röti-Formation (Dolomit und Rauwacke)
  - Trias (undiff.) bzw. Mels-Formation
- Grundgebirge**
- «Windgällen-Porphyr» (Profil 1: Quarzporphyri i. Allg.)
  - Tonschiefer
  - Porphyrischer Granit, z. T. pegmatitisch (Öfital)
  - Diorit, teilweise mit apatitischen Randfazies
  - Serizitschiefer, Serizit-Chloritschiefer
  - Amphibolit-Komplex
  - Migmatischer Gneis («Gneiszone von Erstfeld»)
- Legende für Profile:**
- NHF Nordhelvetischer Flysch
  - SHE «Eingewickelte» Elemente südhelvetischer Herkunft
  - SK Schuppenzone des Klausenpasses



### Quartärgeologische Profile durch das Urner Reusstal (Altdorf–Erstfeld)

von Peter Haldimann

#### Quartär

-  Künstliche Aufschüttung
-  Überschwemmungssedimente (tonig-sandig), rezent und subrezent
-  Verlandungssedimente, z.T. mit Torf
-  Seeablagerungen, vorwiegend siltig (bis feinsandig)
-  Seeablagerungen, vorwiegend sandig; z.T. Stillwassersedimente
-  Deltaschotter (bei Moosbad, Profil 1)
-  Reuss-Schotter
-  Bachschutt des Schächen (in Profil 1 mit Reuss-Schotter verzahnt)
-  Hangschutt (in Profil 2 mit Seeablagerungen verzahnt)
-  Moräne

#### Felsuntergrund

-  Kristallin des Aar-Massivs (Erstfeld-Gneis), massiger Kalk der Quinten-Formation, Sandstein der Matt-Formation

 Sondierbohrung (mit Angabe der Endtiefe); Profile basieren auf Berichten zum AlpTransit (Jackli AG 1994a, c (Profil 1), 1995 (Profil 2))

356,5 mü.M.

