

Geologie der Iberger Klippen und ihrer Flysch-Unterlage

Autor(en): **Trümpy, Rudolf**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **99 (2006)**

Heft 1

PDF erstellt am: **24.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-169227>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Geologie der Iberger Klippen und ihrer Flysch-Unterlage

RUDOLF TRÜMPY

Key words: Alps, Wildflysch, Schlieren flysch, Klippen nappe, Arosa zone, Northern Calcareous Alps, Iberg Klippen, Schwyz

ZUSAMMENFASSUNG

Die Deckenreste bei Iberg (Kt. Schwyz) umfassen sieben Einheiten, von unten nach oben: 1) Iberg-Wildflysch, ein tektonisches Mélange, in welches aber auch olisthstromale Mélanges inkorporiert sind; 2) eocaener Schlieren-Flysch; 3) kretazischer Schlieren-Flysch; 4) Klippen-Decke; 5) Arosa-Zone mit Ophiolithen; 6) Ober-Ostalpine Einheiten (Nördliche Kalkalpen), bestehend aus einer unteren Schuppe (Ober Roggen) und einer oberen Haupteinheit, mit Raibler Schichten und Hauptdolomit. In der Diskussion werden Argumente angeführt, welche eine nordpenninische Herkunft des Schlieren-Flyschs wahrscheinlich machen. Der von M. Caron verfasste Annex beschreibt die Mikrofauna der Couches Rouges, zwei begleitende Artikel von Dietrich (2006, dieser Band), sowie Hochuli & Frank (2006, dieser Band) behandeln spezielle Aspekte der Iberger Klippen.

EXTENDED ABSTRACT

Near Oberiberg, to the NE of Lake Lucerne (about N 47° 01' E 8° 47'), three small peaks (1577–1778 m) are formed by klippen (outliers) of Penninic and Austroalpine nappes on top of the Helvetic Drusberg nappe (Figs. 1 & 2, Plate 1). Their allochthonous character was first recognized by Edmund C. Quereau (1892, 1893), from Aurora (Ill.). They provide a glimpse at the tectonic units once overlying the Helvetic nappes. These sheets are severely thinned out. Over a vertical distance of some 300 m, units derived from the European margin, from the Valais basin, from the Briançonnais rise, from the Piemont-Liguria ocean and from the Apulian (more or less African) margin can be found. Their emplacement occurred during various events, from mid-Cretaceous to Late Miocene time.

In most places, the youngest formations of the underlying **Drusberg nappe** are Upper Cretaceous shales. Most of the still younger sediments, of terminal Cretaceous to early Late Eocene age, have been stripped off and are now found in the Einsiedeln slices, located at the front of the Alps. These youngest sediments are only preserved on top of the Drusberg nappe where they have been downthrown by Late Eocene faults, before the décollement of the Einsiedeln slices and the associated arrival of the flysch nappes, which probably occurred near the Eocene-Oligocene boundary.

The **Iberg Wildflysch** (also referred to as Iberg Mélange), found at the base of the flysch nappes, is a remarkable feature. For its description and interpretation, I have heavily relied on the unpublished Ph. D. thesis of Andreas Bayer (1982). Its origin is complex. It may be considered as a tectonic mélange, incorporating Upper Cretaceous variegated shales, with boulders and finer detritus from a source consisting mainly of basement rocks (Isentobel assemblage), and a Middle Eocene shale-dominated flysch (Surbrunnen flysch of Bayer), with boulders, up to house size, and conglomerates derived from Triassic to Paleocene sediments. These exotic blocks can be reconstructed into one stratigraphic sequence (Roggenegg assemblage, presented in fig. 6). They have probably tumbled and slid from the advancing front edge of

the Middle Penninic Klippen nappe (see cartoon of fig. 8). Slices of Schlieren flysch from the hanging wall also occur within the Iberg Wildflysch.

The overlying **Schlieren flysch** consists of two tectonic slices. The lower one (**Eocene Schlieren flysch**) is formed by Lower and Middle Eocene shales and coarse sandstones with nummulites. It is tectonically overlain by an Upper Cretaceous (Campanian – Maastrichtian) flysch (**Cretaceous Schlieren flysch**), with micaceous sandstones, micritic Alberese limestones and polygenic conglomerates. The Schlieren flysch slices of the Iberg region represent the easternmost outliers of a much thicker flysch nappe further to the W.

The paleogeographical origin of the Schlieren flysch is open to discussion. In western Switzerland, the closely related Gurnigel flysch lies at the external margin of the Prealps; it dips southwards underneath the Klippen nappe. Ch. Caron and other Fribourg geologists have found an Upper Cretaceous to Paleocene flysch on top of the Klippen nappe and have correlated it with the age-equivalent formations of the Gurnigel flysch. Therefore, most Swiss geologists (excluding Ken J. Hsü) have accepted the idea of a south-Penninic (Piemont-Liguria) origin of the Gurnigel-Schlieren flysch. In our area, however, a north-Penninic (Valais) origin of this nappe seems to be more probable. Arguments for this hypothesis include the close association of the Schlieren flysch with the Iberg Wildflysch, the absence of south-Penninic flysch between the middle Penninic Klippen nappe and the Arosa nappe as well as analogies between the Schlieren flysch and the (certainly north-Penninic) Rheno-Danubic flysch of the Eastern Alps. The solution of this dilemma has consequences for the reconstruction of Alpine sedimentary realms in Late Cretaceous and Early Paleogene times, and also for the kinematics of the Alpine orogeny.

The lowest unit of the Iberg klippen proper is the Middle Penninic **Klippen nappe** (or Nappe of the Préalpes Médiannes). This tectonic unit is still well developed a few km to the W of our area, in the Mythen mountains, often regarded as the archetype of klippen. In the Iberg area it is strongly sliced and sheared, and not more than 120 m thick. This change of tectonic style may be due to the westward thinning of the Austroalpine overburden. The stratigraphic column of the Iberg Klippen (Upper Triassic to Eocene) is shown in fig. 10. Most widespread formations are the massive Upper Jurassic limestones and the marly limestones of the Couches Rouges (mainly Upper Cretaceous). The Albian to Eocene microfauna of the Klippen Nappe is described in Appendix 1 by Michèle Caron.

The South-Penninic **Arosa zone** is characterized by ophiolites (mainly metabasalts, often with pillow structures and associated with volcanic breccias). There is one outcrop of gabbro and one of badly sheared serpentinites. The petrology and geochemistry of the MORB-type Iberg ophiolites are described in a companion paper (Dietrich 2006, this volume). The sediments range from (presumably late Middle Jurassic) radiolarian cherts into a mid(?) -Cretaceous flysch (see fig. 15). The sequence of ophiolites and post-ophiolitic, partly oceanic sediments (Arosa zone s. str.) is imbricated within itself and with slices of Triassic shales and dolomites from the overlying Austroalpine nappes, thus forming a sort of tectonic mélange (Arosa nappe s. l.).

The two highest tectonic units preserved in the Iberg klippen are the westernmost occurrences of the **Northern Calcareous Alps** (Upper Austroalpine

nappes). A tiny lower slice contains Rhetian and Early Jurassic limestones. The upper and main sheet is formed by Carnian Raibl Beds and Norian Hauptdolomit (see fig. 18). The fairly rich palynoflora from the Raibl Beds is described in a companion paper by Hochuli & Frank (2006, this volume). Facies relations exist with the internal parts of the western Northern Calcareous Alps, and also with the «Central Austroalpine» cover of the Sesvenna and Silvretta basement nappes. No rocks comparable to those of the Lower Austroalpine nappes have been found at Iberg.

The Iberg klippen lie about 65 km to the W of the westernmost tip, located in the Principality of Liechtenstein, of the Northern Calcareous Alps. This im-

plies that the Upper Austroalpine décollement nappes extended as contiguous thrust sheets westwards to the meridian of Lake Lucerne, though probably not much further. On the other hand, the South-Penninic flysch nappes of the Western Alps (Simme nappe in the broadest sense) did not reach into our area, nor into areas further E.

We suspect, in accordance with Schmid et al. (2004), that the Dent-blanche-Sesia (-Magna?) Nappe, which for example forms the summit of Matterhorn, represents an isolated fragment (or «terrane»), detached from the Apulian margin, but without direct geometrical or paleogeographical links to the «true» Austroalpine nappes of the Eastern Alps.

1. Einleitung

1.1. Vorbemerkungen

Mitten in den Schwyzer Voralpen, zwischen dem Muotatal im Süden, den Tälern der Minster und der Waag im Norden (Fig. 1 & 2; Tafel 1), erheben sich einige sehr bescheidene, aber fremdartige Berge. Es sind, von W nach E, die drei Schijen (1557, 1590, 1572 m), nahe der Ibergeregge, die Platte der Mördergruebi (1690 m) und des Laucherenstöckli (1753 m) sowie der isolierte Roggenstock (1778 m). Im W beherrschen die berühmten Klippen der Mythen (1899 m), im E der helvetische Gipfel des Drusberg (2282 m) die Landschaft.

Die Klippen von Iberg (auf Ybrig) bestehen aus Resten mehrerer penninischer und ostalpinen Decken über der helve-

tischen Drusberg-Decke. Andernorts sind die obersten dieser tektonischen Einheiten schon längst, d. h. seit dem Oligocaen, der Erosion zum Opfer gefallen. Ihre Analoga müssen wir weit im E (Graubünden, Liechtenstein, Vorarlberg) oder im W (Préalpes Romandes) suchen (Fig. 1).

1953, bei seinem Rücktritt vom Lehramt an der ETH, übergab mir mein Vorgänger, Alphonse Jeannet (1883–1962) seine Notizen und seine ausgezeichnete Karte 1:25.000 des gesamten Blatts Ibergeregge (Blatt 1152 der Landeskarte). Er hatte während vieler Jahre, seit 1913, in diesem Gebiet gearbeitet, aber, mit Ausnahme der kurzen Schrift von 1941, wenig darüber publiziert. Schon Jeannet's Vorgänger seinerseits, Louis Rollier (1859–1931) hatte die Iberger Klippen oft besucht.

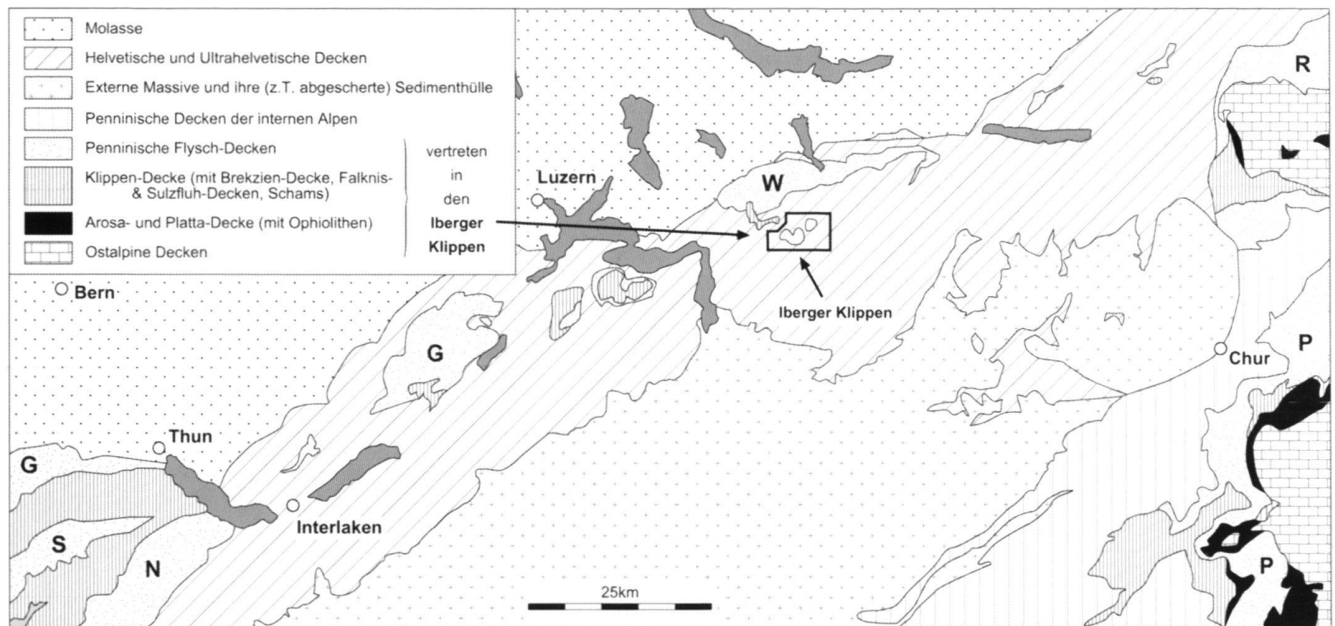


Fig. 1. Geologische Situation der Iberger Klippen. Penninische Flysch-Decken: G = Gurnigel-Schlieren; N = Niesen; P = Prättigau-Arblatsch; R = Rheno-Danubischer F.; S = Simmen-Decke s.l.; W = Wägital.

Fig. 1. Geological setting of the Iberg Klippen (Schlieren flysch, Klippen nappe, Arosa Zone, Austroalpine). Crosses stand for the External basement massifs and other units below the main thrust of the Helvetic nappes. G – W: Penninic flysch nappes (see German caption).

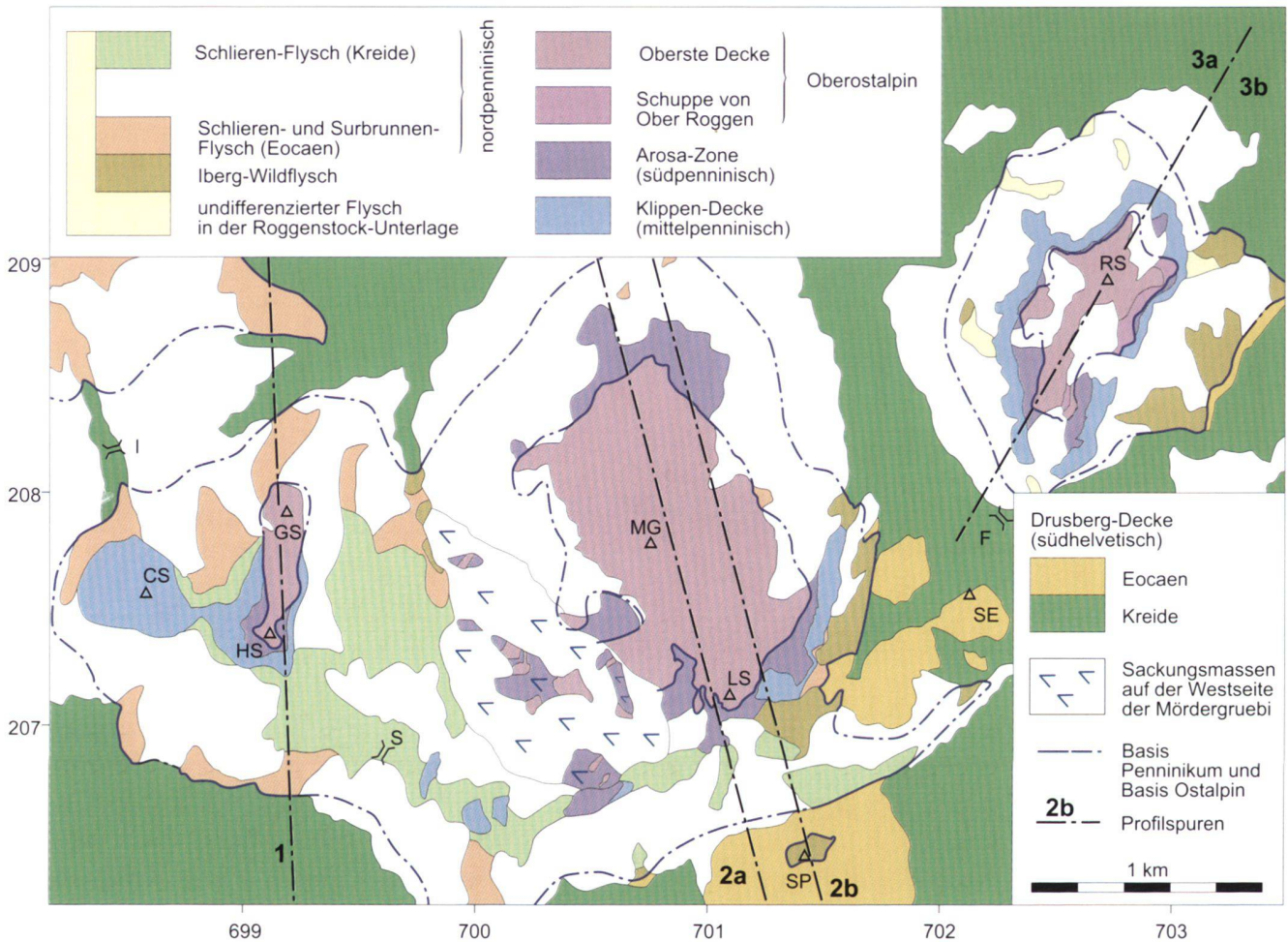


Fig. 2. Tektonisches Kärtchen der Iberger Klippen. Helvetische Unterlage grossenteils nach R. Hantke (pers. Mitt.). Gipfel: CS = Chli Schijen; GS = Gross Schijen; HS = Hudelschijen; LS = Laucherenstöckli; MG = Mördergruebi; RS = Roggenstock; SE = Seeblistöckli; SP = Spirstock. Pässe: I = Ibergeregg; F = Fue-deregg; S = Sternenegg.

Fig. 2. Tectonic sketch map of the Iberg Klippen. Helvetic substratum mainly after R. Hantke (pers. comm.). See German caption for summits (CS to SP) and cols (I to S).

Von 1955 bis 1958 war ich häufig in «meinem» Ybriger Terrain; die meisten der hier aufgeführten Beobachtungen stammen aus jener fernen Zeit. Dann glaubte ich, natürlich fälschlicherweise, die Probleme einigermaßen verstanden zu haben. Andere Verpflichtungen führten dazu, dass ich nur noch sporadisch dort arbeitete. Erst in den Jahren kurz vor und nach meiner Pensionierung (1986), als mir höhere Berge zu steil geworden waren, schloss ich die Kartierung, meist im Masstab 1:5000, ab. Die Iberger Klippen sind von Zürich aus sehr bequem erreichbar, durch Strassen und Seilbahnen gut erschlossen. Die Höhenunterschiede sind für alpine Verhältnisse höchst bescheiden. Die Aufschlüsse sind oft unzusammenhängend; Sackungen und Rutschungen sind verbreitet, namentlich auf der Westseite der Mördergruebi. Andererseits ist die Geologie ausserordentlich kompliziert; Gesteine verschiedenen

Alters, verschiedener Entstehungsweise und verschiedener Herkunft liegen neben- und übereinander. Eine gewisse Erfahrung aus anderen Gebieten der Alpen ist für die Interpretation der Zusammenhänge nützlich. Mit anderen Worten: es handelt sich um ein typisches Altmänner-Terrain.

Da das Hoch Ybrig ein stark frequentiertes Wandergebiet ist, wurde diese Arbeit auf Deutsch verfasst. Die hier präsentierten Detailbeobachtungen mögen manchem Leser etwas gar ausführlich oder altmodisch erscheinen. Angesichts der grossen Bedeutung dieses Schlüsselgebiets der alpinen Geologie, insbesondere bezüglich des Zusammenhangs zwischen Westalpen und Ostalpen, erhalten dieses Details doch eine Bedeutung. Insbesondere ergeben sich interessante Vergleichsmöglichkeiten mit anderen Teilen der Alpen, welche ausführlich diskutiert werden.

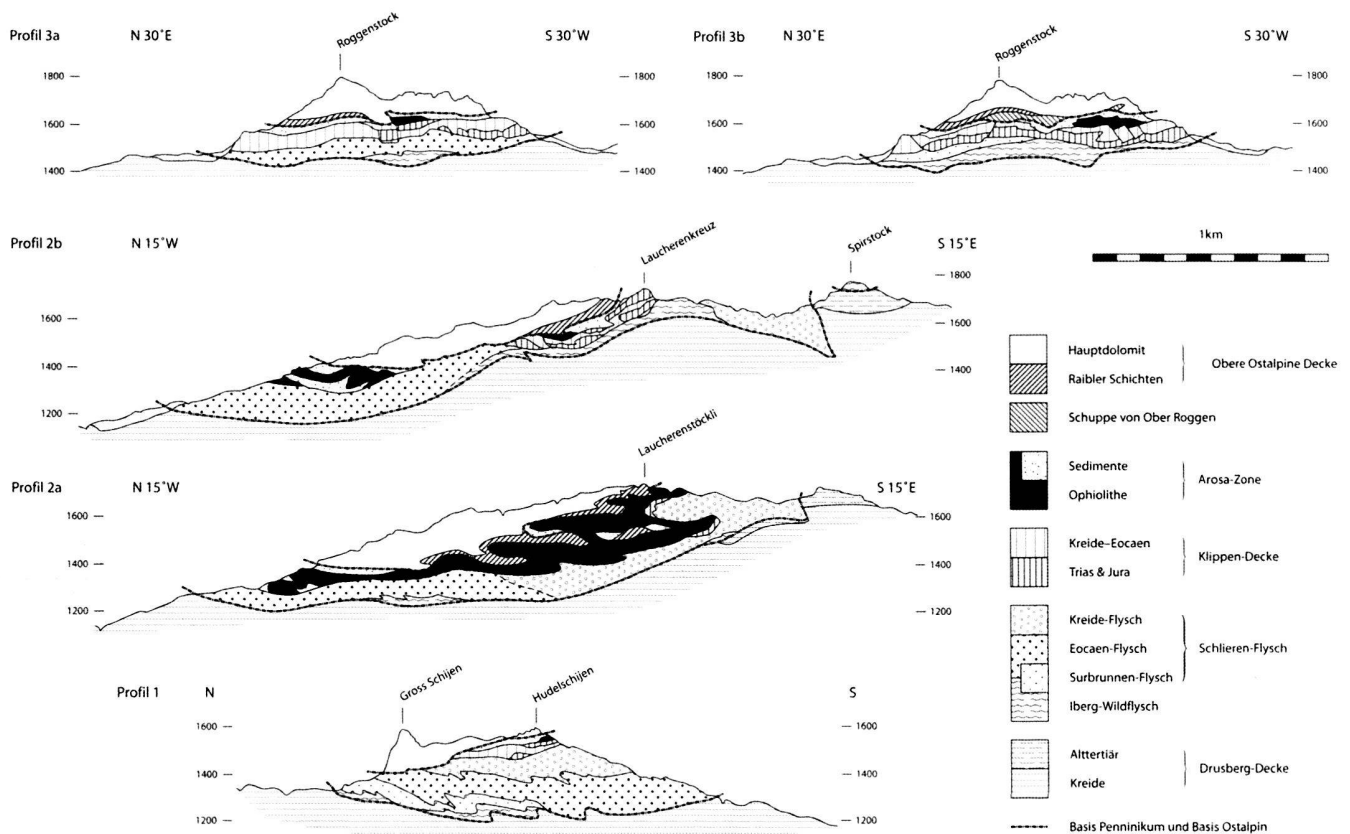


Fig. 3. Profile durch die Iberger Klippen. 2a und 3a: Projektionen der Westflanke in die Profilebene; 2b und 3b: Projektionen der Ostflanke in die Profilebene. Profilsuren in Fig. 2.

Fig. 3. Cross sections through the Iberg Klippen. 2a and 3a: projections of the western side into the plane of the section; 2b and 3b: projections of the eastern side into the plane of the section. See Fig. 2 for profile traces.

1.2. Übersicht der tektonischen Einheiten (siehe Fig. 1, 2 & 3)

Die Flysche und die höheren Einheiten der Iberger Klippen sind zweifellos nur Überreste von ehemals viel ausgedehnteren und mächtigeren Decken. Der Metamorphose-Grad und der Deformations-Stil der inneralpiner Zonen (auch der proximalen Teile der helvetischen Decken), die bekannten Hebungsraten sowie der Schutt im Molasse-Becken beweisen dies zur Genüge. Die Gründe, welche Hantke (2003; siehe auch Hantke & Kuriger 2003) bewogen haben, jede der Innerschweizer Klippen als ein von Anbeginn isoliertes Häufchen zu betrachten, sind mir unbekannt.

Von unten nach oben sind folgende Einheiten vertreten:

I. Drusberg-Decke: Unterlage der Iberger Klippen und ihres Flysch-Kissens ist die südhelvetische Drusberg-Decke. Die südöstlicheren Klippen, Roggenstock und Mördergruebi, überlagern die zweitvorderste Antiklinal-Falte dieser Decke (Fallenflue-, d. h. Niederbauen – Frohnalpstock-Falte; Hantke 1961). Die westlicheren Klippen liegen auf der tiefsten Stirnfalte (Gibel-, d. h. Seelisberg – Morschach-Falte). Noch externer Stellung, auf die helvetische Unterlage bezogen, sind die

Mythen und die Hauptmasse der Flysch-Decken; sie haben die Drusberg-Decke überholt und finden sich heute vor deren Stirn. Die Iberger Klippen blieben dank einer markanten Achsen-Depression (Bisistaler Quersenke) erhalten.

Bei der Platznahme der Flysch-Decken wurden die jüngsten Formationen der Drusberg-Decke (oberer Teil der Am-dener Mergel, Wang-Schichten, Tertiär-Sedimente) zum grössten Teil abgeschert. Sie liegen heute vor der Stirn der Drusberg-Decke (Innere Einsiedler Schuppenzone) und am Alpenrand (Äussere Einsiedler Schuppenzone). Auf dem Rücken der Drusberg-Decke blieben jüngste Kreide- und Tertiär-Formationen nur dort verankert, wo sie vorgängig durch die von Jeannet erkannten spät-eocaenen Brüche abgesenkt worden waren.

II. Flysch-Komplex: Zwischen der Drusberg-Decke und der mittelpenninischen Klippen-Decke gelegen, lässt sich der Flysch-Komplex in drei Einheiten unterteilen.

An der Basis findet sich der **Iberg-Wildflysch (II a)**, ein komplexes, teils tektonisches, teils olisthstromales Mélange. Er führt die altberühmten exotischen Blöcke, welche zwei verschiedenen Quellgebieten zugeordnet werden können: erstens

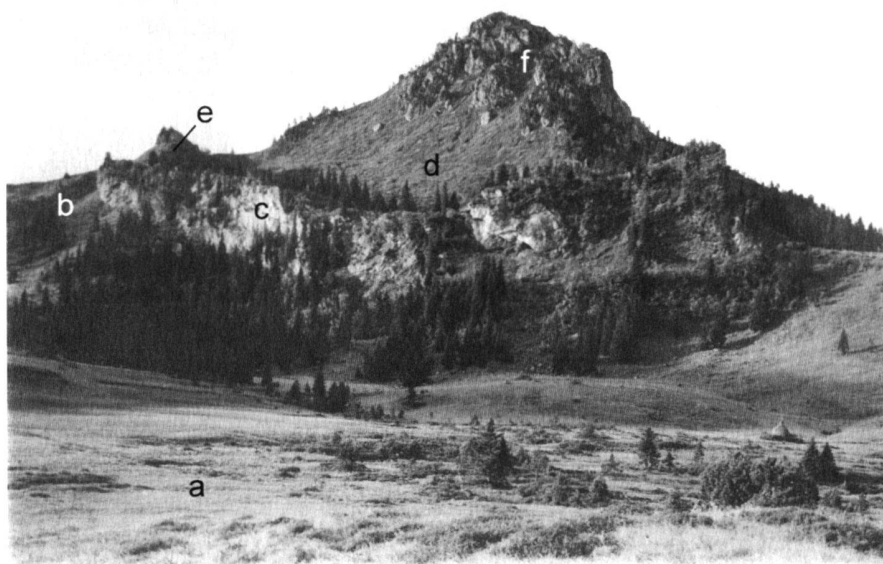


Fig. 4. Roggenstock von NE; Foto von Arnold Heim 1919. Heutige Interpretation: Im Vordergrund (a) Helvetikum; (b) Penninische Flysch am Grat ganz links, sonst unter Schutt bedeckt; (c) Oberjura-Kalke und Couches Rouges der Klippen-Decke; (d) Schiefer der Arosa-Zone und ost-alpine Raibler Schichten auf der Terasse; (e) Rhät-Kalke der Schuppe von Ober Roggen am Felszacken; (f) Hauptdolomit des Gipfels. Interpretation von Kaufmann 1877: spätkretazische bis altertäre «Iberg-Schichten», stratigraphisch über den Kreide-Formationen der Drusberg-Decke liegend.

Fig. 4. Roggenstock seen from the NE; photograph by Arnold Heim taken in 1919. Present-day interpretation: in the foreground (a) Cretaceous of the Helvetic Drusberg nappe; (b) Penninic flysch covered by scree, except on the far left; (c) Upper Jurassic and Upper Cretaceous limestones of the Klippen nappe forming the rocky cliff; (d) shales of the Arosa Zone and Austroalpine Raibl beds on the terrace; the little peak on the crest (e) is formed by Rhetian limestone of the Ober Roggen slice; (f) Norian Hauptdolomit of the summit. Kaufmann's interpretation of 1877: Late Cretaceous to Early Tertiary «Iberg beds», stratigraphically overlying the Cretaceous formations of the Drusberg nappe.

der Kristallin-reichen Isentobel-Assoziation und zweitens der aus Sedimentgesteinen von Trias- bis Paleocaen-Alter bestehenden Roggenegg-Assoziation. Erstere ist mit den spätkretazisch-frühtertiären Rinderbach-Schichten eng verbunden, letztere hingegen mit einem distalen mitteleocaenen Flysch, dem Surbrunnen-Flysch von Bayer (1982).

Darüber folgt der **tertiäre Schlieren-Flysch (II b)**. Er besteht aus groben Kalksandsteinen und Schiefermergeln früh- und mitteleocaenen Alters. Es handelt sich um das östlichste Vorkommen von tertiärem Schlieren-Flysch.

Der tektonisch höhere, **oberkretazische Schlieren-Flysch (II c)**, mit Alberese-Kalken und polygenen Konglomeraten, kann problemlos mit den Kreide-Anteilen anderer Vorkommen, namentlich in der Unterlage der Nidwaldner Klippen, korreliert werden. Das nomen nudum «Windegg-Flysch» (Hantke & Trümpy 1965) ist hinfällig.

Die bedeutende Masse des Wägitaler Flyschs, welcher eine ähnliche tektonische Stellung wie der Schlieren-Flysch einnimmt, bleibt nördlich ausserhalb unseres Untersuchungsgebiets.

III. Klippen-Decke: Die Iberger Vorkommen dieser Einheit verbinden sich mit denjenigen der Mythen und der übrigen Innerschweizer Klippen; sie sind freilich viel stärker ausgewalzt und z. T. verschuppt. Diese Einheit umfasst bunte Schiefertone und Dolomite der Obertrias, fraglichen Mitteljura, massige Oberjura-Kalke, silixführende Plattenkalke des «Neocom», Couches de l'Intyamon, Couches Rouges und wenig Flysch. Die am weitesten verbreiteten Formationen sind die «Malm-Kalke» und die Couches Rouges. Die Mikrofauna der Couches de l'Intyamon und der Couches Rouges wird in Appendix 1 von Michèle Caron beschrieben.

IV. Arosa-Zone: Charakteristisch für diese Zone sind die Ophiolithe (weit vorwiegend Metabasalte, selten Gabbro und Serpentin). Ihr Charakter ist recht speziell, aber im Wesentlichen von MORB-Charakter (siehe begleitenden Artikel von Dietrich 2006, dieser Band). Die post-ophiolithischen Sedimente reichen von Radiolarit (oberer Mitteljura) bis zu schiefrig-sandigen Kreide-Folgen, lokal zu einem Kreide-Flysch. Die Ophiolithe und Sedimente der hochpenninischen Arosa-Zone (im engeren Sinn) sind tektonisch vermengt mit Scherben von oberostalpinen Trias-Gesteinen aus der Einheit V b, und bilden so eine Arosa-Zone (oder ein Arosa-Mélange) im weiteren Sinn.

V. Oberostalpine Decken: Diese westlichsten Erosionsrelikte der Nördlichen Kalkalpen sind durch zwei tektonische Einheiten vertreten. Die winzige Schuppe von Ober Roggen (V a), aus Obertrias- und Unterjura-Kalken, ist nur ganz lokal vorhanden. Die höchste Decke (V b) besteht aus Raibler Schichten (mit Mollusken, Landpflanzen und einer von Hochuli & Frank 2006 in einem Begleitartikel dieses Bandes beschriebenen Palynoflora) und Hauptdolomit. Hauptdolomit ist das Gipfelgestein sämtlicher Ybriger Berge, mit Ausnahme des Chli Schijen.

Die tektonischen Einheiten II bis Va sind z. T. extrem ausgewalzt und können stellenweise ganz fehlen. Zwischen dem Eseltritt (1310 m) und dem Hudelschijen (1590 m), oder zwischen der Roggenhütte (1533 m) und dem Roggenstock (1778 m) gelangt der Wanderer von Europa (Einheit I), durch zwei Ozeane (Einheiten II und IV) und über eine intra-ozeanische Plattform (Einheit III), nach Afrika – oder zumindest nach Apulien (Einheit V).

1.3. Frühere Forschungen

Drei Geologen haben die Iberger Klippen besonders eingehend untersucht: Franz Josef Kaufmann (1877), Edmund C. Quereau (1893) und Alphonse Jeannet (1941). Die drei Publikationsjahre stehen für die Zeiten vor, während und nach dem Durchbruch der Deckenlehre.

Schon um 1845 erforschte Arnold Escher die Schwyzer Klippen. Verständlicherweise versuchte er, die Schichtreihe der umliegenden helvetischen Berge auch auf die Mythen zu übertragen, so dass er den massigen Oberjura-Kalk als Schratzenkalk, die Couches Rouges als Seewerkalk ansprach – freilich mit einigen Bedenken. Escher's Beobachtungen wurden von Studer in seiner grossartigen «Geologie der Schweiz» (1853) verwendet. Escher signalisierte Spilit und Variolith in den Iberger Klippen und später sogar den winzigen Aufschluss von Gabbro auf Laucheren: «On ne peu[t] guère se refuser à admettre que [ces roches] ont surgi de l' intérieur de la terre pendant le dépôt du flysch» (Escher 1868).

1863 publizierte Isidor Bachmann, aus Bern, eine gut dokumentierte Arbeit über die exotischen Blöcke von jurassischen Gesteinen im Wildflysch (Bachmann 1863). Sie deuteten für ihn auf «Überreste von Jurainseln im Kreidemeere».

1868 besuchte Eugène Renevier, aus Lausanne, die Mythen. Renevier (1868) kam zur Überzeugung, dass die massigen Kalke nicht mit Schratzenkalk zu vergleichen seien, sondern vielmehr mit dem «Châtelkalk» Studer's [Oberjura der Préalpes Médiannes und der Préalpes Externes]. Bachmann (1869) widersprach heftig; er verstand die Mythen einfach als östliche Verlängerung «der Hochfluh, des Pilatus und der Schratzenfluh», d. h. der helvetischen Rand-Kette im heutigen Sinn.

Franz Josef Kaufmann (1876), aus Luzern, erbrachte in seiner berühmten Arbeit über die fünf neuen Jurassier (Kaufmann 1876), endgültig den Nachweis, dass in der Innerschweiz Jura-Formationen inmitten der Kreide-Berge existierten. Er deutete sie als Klippen (im wörtlichen, topographischen Sinn), als Überreste von Inseln, welche aus dem Kreide-See emporgeragt hatten.

Viel eingehender setzte sich Kaufmann (1877) in seiner Monographie mit den Mythen und den Ybriger Gipfelchen auseinander. An den Mythen konnte er Trias, Mitteljura und Oberjura paläontologisch belegen. Zum Oberjura rechnete er nicht nur die hellen, massigen Kalke («schrattenartige Abänderung»), sondern auch die Couches Rouges («seewenartige Abänderung»). Fast möchte man Kaufmann verdächtigen, dass er auf seiner Jura-Insel keine Kreide-Gesteine dulden mochte. Selbstverständlich sah er die Mythen als autochthon, als eingewurzelt an.

Schwieriger wurde es weiter östlich. Hier war es doch offensichtlich, dass die fremdartigen Gesteine über den oberkreidatischen «Seewerschiefern» und, stellenweise, über Flysch lagen. Kaufmann's Ansichtzeichnungen vom Roggenstock (vgl. seine Tafel 3 und unsere Fig. 4) sind überaus klar. Er behalf sich schliesslich damit, dass er eine neue Formation, die

Iberg-Schichten, einführte, welche stratigraphisch über Kreide-Serien und über Flysch lagern sollte. Kaufmann's «Iberg-Schichten» entsprechen, nach heutiger Auffassung, der Klippen-Decke, der Arosa-Zone und den beiden ostalpinen Decken. Sehr vielfältig sind denn auch die Gesteine dieser «Iberg-Schichten». Erwähnt werden (S. 98) «a) Kalkstein, theils schratzenartig [Oberjura der Klippen-Decke], theils seewenartig, am Roggenstock auch rother Farbe [Couches Rouges], theils dolomitisch [Hauptdolomit]; b) Wechsel von Mergelschiefer und Sandstein [Flysch, Kreide-Schiefer der Arosa-Zone, ostalpine Raibler Schichten]». Unter c), Rauh- wacke, vermittelt Kaufmann eine ausgezeichnete Beschreibung der «Stinkbrekzien» an der Basis des Hauptdolomits. Seine Gruppe d) umfasst «Spilit und Gabbro vom Roggenstock; ob auch die übrigen Spilitlager hierher, oder aber zum Eocaen gehören, bleibt zweifelhaft». Überhaupt gaben die Iberger Ophiolithe Kaufmann viele Rätsel auf; er sieht bald (S. 85) einen «klassischen Spilitdurchbruch», bald (S. 92) eine «Metamorphose neptunischer Sedimente an Ort und Stelle der Ablagerung». Altersmäßig müssten die Iberg-Schichten «an die oberste Grenze der Kreidezeit oder, was nahezu dasselbe ist, das älteste Eocaen» gehören.

Kaufmann hat hervorragende Beobachtungen gemacht, daraus aber nicht die (für uns) nahe liegenden Konsequenzen gezogen. Auch die Identität eines Teils der «Ibergkalke» mit den Formationen der Mythen konnte seine autochthonistische Denkweise nicht erschüttern.

Die Arbeit von Casimir Moesch (1881) enthält eine paläontologisch gut belegte Liste der exotischen Blöcke im Wildflysch. Moesch erkannte, dass die innerschweizerischen Klippen in einer Synform, seiner «Riffdurchbruchmulde», lagen. Die erste petrographische Beschreibung der Iberger Ophiolithe stammt von Carl Schmidt (1887) aus Basel.

Unterdessen war die bahnbrechende Notiz von Marcel Bertrand (1884) erschienen, in welcher nachgewiesen wurde, dass in den Glarner Alpen eine einzige, von S gegen N gerichtete Überschiebung wesentlich plausibler war als die von Arnold Escher (spätestens ab 1866) und von Albert Heim propagierte absurde Doppelfalte. In seiner Kartenskizze (kopiert in Trümpy & Lemoine 1998) rechnet Bertrand auch die Préalpes zu den Decken (lambeaux de recouvrement) – eine zutreffende Einsicht, die er später widerrief -, die Innerschweizer Klippen dagegen zu den «Blocs exotiques».

In der deutschsprachigen Schweiz wurde Bertrand's These weitgehend ignoriert, so namentlich von Albert Heim (1891). In der Westschweiz dagegen fiel sie auf fruchtbaren Boden, und die kurze Arbeit von Hans Schardt (1893) kündigte den Durchbruch der Deckenlehre, zu Beginn des folgenden Jahrhunderts, an.

Im selben Jahr, 1893, erschien die hervorragende Monographie von Edmund C. Quereau über die Klippenregion von Iberg, mit einer guten Karte 1:25.000 (Quereau 1893; siehe auch Quereau 1892 und 1895 betreffend eine vorläufige Mitteilung respektive englische Kurzfassung). In seinem Vorwort erwähnt er, dass Steinmann schon 1889 und 1890 diese Gegend

«durchforscht» und dabei den roten Radiolarien-Hornstein, den Hauptdolomit und das «klippenartige Auftreten» dieser Schichten erkannt habe.

Quereau stammte aus Aurora (Illinois). Sein Vater leitete zuerst zwei Schulen, dann eine Silberwaren-Fabrik; diese drei Institutionen waren hoch verschuldet und wurden dank George W. Quereau in kurzer Zeit finanziell saniert. Edmund Quereau studierte zuerst in Göttingen, dann wahrscheinlich in Freiburg i. Br.; jedenfalls war er stark durch Gustav Steinmann beeinflusst. Briefe an seine Schwester (1890) zeugen von seiner Begeisterung für Deutschland, welche vor dem ersten Weltkrieg von vielen Amerikanern, namentlich aus dem Mittleren Westen, geteilt wurde. Ich danke der Aurora Historical Society (Ms. Barbara Peck) für interessante Hinweise.

Quereau konnte nun eindeutig nachweisen, dass die fremdartigen Gesteine nicht eine Formation der helvetischen Schichtreihe, im Sinn von Kaufmann's «Iberg-Schichten» waren, sondern der Überrest einer höheren, vorwiegend aus älteren Gesteinen aufgebauten Decke. «Klippe» bedeutet nun nicht mehr, wie zu Bachmann's und Kaufmann's Zeiten, ein Palimpsest einer ehemaligen Insel, sondern, seit Schardt (1893) und Quereau (1893), eine durch Erosion isolierte, ortsfremde Deckscholle (tectonic outlier). Quereau, vielleicht auf Anregung von Steinmann, sieht die Iberger Klippen als Teil eines Klippengürtels, der «von Genf bis nach Kronstadt [Braşov, Rumänien] reicht». Die savoyischen und westschweizerischen Préalpes wären ein «stehen gebliebener» Teil dieses Gürtels.

Bei der eingehenden Beschreibung der «exotischen Gesteinsmassen» werden sowohl Gesteine aus den obersten drei oder vier Iberger Decken als auch solche aus den exotischen Blöcken im Wildflysch aufgeführt. Die Angaben über Formationen des unteren und des mittleren Jura beziehen sich ausschliesslich auf solche Blöcke. Zum oberen Jura werden verschiedene Folgen gerechnet: massige, helle Kalke [Malm-Kalke der Klippen-Decke], Aptychenkalke [aus exotischen Blöcken], aber auch «graue bis rote, meist flaserige Mergelkalke (Aptychenkalk der Ostalpen, Couches rouges)». Wie Kaufmann stellt also auch Quereau die Couches Rouges des Grossen Mythen in den (oberen) Oberjura; anders als Kaufmann erkennt er, dass diese Formation auch auf Ybrig vorhanden ist.

Die basischen Vulkanite gehören ebenfalls der Iberger Decke an. Sehr klar ist Quereau's Aussage (S. 99 in Quereau 1893): «... dass die basischen Eruptivmassen zusammen mit den exotischen Gesteinsmassen an ihre jetzige Stelle gebracht wurden, also zur Oligocaenzeit bereits (aber ausserhalb der helvetischen Region) vorhanden gewesen sind».

Das tektonische Verhältnis der «hochgradig zerquetschten» Klippenmassen zu ihrer helvetischen Unterlage wird in überzeugender Weise dargelegt; eine Herkunft aus der Tiefe kann Quereau ausschliessen. Er weist auch auf die Unterschiede der Fazies-Entwicklung in den Klippen und den exotischen Blöcken einerseits, in der helvetischen Region andererseits hin. Auf S. 138 (Quereau 1893) schreibt er, dass die Klippen «in oder dicht neben der tief gelegenen Flyschmulde Habkernthal – Toggenburg» auftreten, und dass die Iberger Klippen im speziellen ihre Erhaltung «dem lokalen Niedertauchen der Kreideketten [Bisistaler Quersenne] verdanken».

Die Iberger Klippen sind also ortsfremde Deckschollen. Woher aber stammte diese Decke? Quereau dachte zunächst, wie Schardt zur selben Zeit, an eine Herkunft aus S. Dann aber schien ihm, wie damals noch seinem Lehrer Steinmann, eine Herleitung aus N, welche viel geringere Schubweiten impliziert hätte, wahrscheinlicher. Die Iberger Decke wurde so von einem versunkenen «Vindelizischen Gebirge» (Gümbel 1861) her bezogen. Das Konzept eines verschwundenen Gebirges am Nordrand der Alpen, welches auch die Gerölle der Molasse-Konglomerate geliefert hätte, war an sich nicht neu; schon Studer (1853; s. Diskussion in Franks et al. 2001) hatte ähnliche Ansichten. Ein letztes Mal wurde die Ableitung der Klippen-Decke aus N durch Hugi (1900) für die Obwaldner Klippen postuliert.

Hätte Quereau nicht, vielleicht auf Anregung Steinmann's hin, die Iberger Decke aus N bezogen, so müssten wir ihn, zusammen mit Hans Schardt, als einen der Pioniere der Deckenlehre in den Alpen ehren. Allenfalls kann man ihm vorwerfen, dass er sich bei der Begründung des Schubs von N nach S auf die vermeintliche Glarner «Nordfalte» Heim's (1891) berief, ohne die Arbeit von Marcel Bertrand (1884) zu berücksichtigen.

Dank Bertrand (1884) und Schardt (1893) war nun der Weg frei für die Umdeutung der alpinen Geologie. Im Exkursionsführer zum Internationalen Geologen-Kongress zeichnet C. Schmidt (1894) die Mythen als von N überschobene Klippe, hält aber für die helvetischen Ketten noch an der autochthonistischen Deutung fest. Hans Schardt's eingehende Arbeit (1898) brachte auch in den Innerschweizer Klippen endgültig die Wende. Der Artikel von Tobler (1899) steht schon ganz auf dem Boden der neuen Lehre.

Nun begann die systematische Erforschung der Klippen. Es entstanden Monographien über einzelne Berge oder Berggruppen sowie stratigraphische Bearbeitungen. Tektonische und paläogeographische Zusammenhänge wurden immer wieder diskutiert. Wir beschränken uns hier auf die wenigen Arbeiten, welche speziell die Iberger Klippen betreffen, und verweisen für die übrigen auf das historische Kapitel in Felber (1984, S. 5–15).

Wenig Beachtung bei den Schweizer Geologen fand die kluge Mitteilung von Henry Hoek (1906a), welcher wie Quereau auch ein Schüler Steinmann's war. Dabei ist dies die allererste Arbeit, in welcher die Tektonik der Iberger Klippen im «modernen» Sinn gedeutet wird. Ausgehend von Steinmann (1905) und seinen eigenen Beobachtungen (Hoek 1906b) in Graubünden, erkannte Hoek, dass Quereau's exotische Schubmasse aus drei Decken bestand, von unten nach oben charakterisiert durch Tithonkalk, Diabas und Hauptdolomit. So wurde er «zur Vermutung gedrängt, dass hier über der helvetischen Serie zunächst die Klippendecke läge, darauf die rhätische Decke [= Arosa-Zone] und darauf die ostalpine Decke». Genau so sehen wir es auch heute, hundert Jahre später. Hoek ist der Entdecker der Iberger Decken-Trilogie; er war übrigens auch der erste, welcher den Terminus «Unterostalpin» verwendete.

Hoek (1906a) korrelierte die Iberger Einheiten mit bündnerischen Analoga, im Osten. Jeannet (1922) kam dagegen aus Westen, aus den Préalpes, die er wie kaum ein Anderer kannte. So lag es nahe, dass er die Einheit(en) über der Klippen-Decke mit der Simmen-Decke jener Berge verglich. Allerdings räumte er ein, dass die «oberste triasische Schichtreihe» eine höhere Schuppe dieser Decke sein könne. Ganz ähnlich spricht er sich 1934 und 1935 aus. In Jeannet (1935) heisst es: «le lambeau triasique Roggenstock – Mördergrube [n'a] pas d'analogue dans les Préalpes romandes, mais des affinités avec les Grisons» (s. auch Gagnebin 1934).

Schliesslich vermittelte Jeannet (1941) eine klare, wenn auch eher knapp gefasste Übersicht. Er muss das Gebiet sehr eingehend untersucht haben. Seine Figuren und seine Manuskript-Karte leiteten mich oft zu wichtigen, unter Baumwurzeln versteckten Aufschlüssen. Seine profunden Kenntnisse der alpinen Stratigraphie erlaubten ihm auch eine logische Interpretation der Zusammenhänge.

Neu und bedeutend war der Nachweis von eocaener Bruchtektonik in der Drusberg-Decke (s. auch Jeannet 1939). Den Flysch unter den Iberger Klippen bezeichnete der Autor als (ultrahelvetischen) «Wildflysch». Unter den «exotischen Blöcken» beschreibt er, wie seine Vorgänger Bertrand, Schardt und Quereau, auch abgerutschte oder eingeschuppte Pakete von Gesteinen der Klippen-Decke.

In der Klippen-Decke selbst konnte Jeannet die Existenz von gebankten, mikritischen Kalken mit Silexknollen der Unterkreide («Neocom») nachweisen. Sein «Flysch der Klippen-Decke» umfasst verschiedene schiefrig-sandige Formationen.

Zwei wichtige neuere Arbeiten sind den Flyschen der Klippen-Unterlage gewidmet. Rudolf Frei (1963), ein Schüler Wolfgang Leupold's, erkannte, dass der Grossteil dieser Flysche dem Schlieren-Flysch entspricht, was schon Jean Tercier (fide Jeannet 1941, S. 10) vermutet hatte. Frei (1963) konnte auch den Tertiär-Anteil des Schlieren-Flyschs vom tektonisch höheren Kreide-Flysch abgrenzen.

Die Dissertation von Andreas Bayer (1982) wurde leider nicht publiziert, obschon sie grundlegende Beobachtungen und Überlegungen über die Wildflysch-Mélanges enthält und zu Recht mit der Medaille der ETH ausgezeichnet wurde. Die Beschreibung des Iberg-Wildflyschs und unsere Diskussion über seine Genese beruhen grossenteils auf den Ergebnissen von Bayer (1982).

2. Die Flysche

Bei der Verfassung dieses Kapitels wurden weitgehend die Angaben von Bayer (1982) verwendet.

2.1. Allgemeine Situation

An der Basis des Flysch-Komplexes liegt der Iberg-Wildflysch (oder das Iberg-Mélange). Für die Beschreibung der Vorkommen und für die Analyse der komplexen Entstehungsgeschich-

te bin ich weitgehend den Angaben von Andreas Bayer (heute in Calgary) gefolgt. Seine Dissertation von 1982 und seine späteren Briefe aus Calgary waren mir eine unentbehrliche Stütze, namentlich betreffend die Wildflysche. Dies bedeutet nicht, dass er mit allen hier geäusserten Folgerungen unbedingt einverstanden ist.

Die darüber folgenden Flysch-Serien hat Frei (1963) dem Schlieren-Flysch zugeordnet. Alle späteren Beobachter haben diese Korrelation bestätigt. Frei (1963) hat auch bereits den Tertiär-Anteil dieser Folgen von einem tektonisch höheren Oberkreide-Anteil abgegrenzt.

Da die Freiburger Geologen (seit Caron 1976) proximale Analoga des Gurnigel-Flyschs im Hangenden der Klippen-Decke geltend gemacht hatten, haben die meisten Schweizer Autoren, mit Ausnahme von Hsü (1994), explizit oder stillschweigend die These akzeptiert, dass der Gurnigel-, und somit auch der Schlieren-Flysch, südpeninischer (piemontesischer) Herkunft sei. Diese Deutung wurde auch in vielen zusammenfassenden Publikationen (Spicher 1976; Trümpy 1980; Schmid et al. 2004) übernommen. Wir werden Argumente diskutieren, welche eine nordpeninische Stellung des Schlieren-Flyschs als mindestens ebenso plausibel erscheinen lassen.

2.2. Iberg-Wildflysch und Surbrunnen-Flysch

2.2.1. Zur Nomenklatur

Sie sprach zu ihm, sie sang zu ihm;
Da war's um ihn geschehn:
Halb zog sie ihn, halb sank er hin,
Und ward nicht mehr gesehn.

Knapper als Goethe (1787, Bd. 8, S. 156) kann man die Entstehung von Wildflysch und von Wildflysch-artigen Mélanges nicht charakterisieren: «halb zog sie ihn» – tektonische Deformation im distalen Bereich einer Subduktions-Zone; «halb sank er hin» – gravitative Massenbewegungen; «und ward nicht mehr gesehn» – im Nachhinein ist es oft schwierig, zu entscheiden, welcher bei konkreten Vorkommen der dominierende Mechanismus war. Ohnehin sind beide Prozesse miteinander verbunden.

Bayer (1982) hat den Wildflysch unseres Gebiets als «Iberg-Mélange» bezeichnet. Wir ziehen trotzdem den altväterlichen Begriff «Wildflysch» (Kaufmann 1886) vor. «Mélange» bezog sich nämlich ursprünglich auf chaotisch strukturierte Tektonite (Greenly 1919; Bailey & McCallien 1950). Später wurde der Begriff ausgedehnt und popularisiert. Hsü (1974) hat zwar innerhalb der Mélanges (sensu lato) tektonische und sedimentäre Typen unterschieden. Trotzdem wurden die Mélanges weiterhin in erster Linie als Tektonite verstanden (siehe insbesondere Şengör 2003). Dem Begriff haftet somit, gewollt oder ungewollt, eine genetische Implikation im Sinne einer rein tektonischen Durchmischung an.

«Wildflysch» ist dagegen ein beschreibender Terminus. Gerade in unserem Gebiet ist der Wildflysch mit einem (sedimentologisch) «echten» Flysch eng verbunden und vielfältig

verschuppt, so dass die zweite Silbe des Namens nicht irreführend ist.

Natürlich sind «Wildflysch» und «Mélange» in den Alpen auch für Folgen angewendet worden, welche diese Bezeichnungen nicht verdienen. So hat Jakob Oberholzer (1933) in den Glarner Alpen den Flysch der Sardona-Decke «Wildflysch» genannt, und Hsü (1995) ist ihm darin gefolgt, unter Umbenennung zu «Sardona-Mélange»; dies obschon mittlerweile Wolfgang Leupold und seine Schüler (Rüefli 1959) gezeigt hatten, dass es sich um eine verfaltete Schichtfolge von Oberkreide- bis Mitteleocaen-Formationen handle (siehe auch Lihou 1996). Jeannet (1941) verstand unter «Wildflysch» sämtliche Flysche unseres Gebiets.

Charakteristisch für den Iberger Wildflysch, in unserem Gebiet namentlich auf der Roggenalp, sind die exotischen Blöcke. Die meisten von ihnen lassen sich zu einer «virtuellen Schichtreihe» von triadischen bis untereocaenen Sedimentgesteinen verbinden. Bayer (1982, S. 77) nannte diese hypothetische Abfolge «Roggenegg-Serie». Wir ziehen den Terminus «Roggenegg-Assoziation» vor, weil es sich ja um eine deduzierte und nicht um eine konkret beobachtete Folge handelt.

Eine weitere Bemerkung betrifft die hemipelagischen, grauen oder grünlichen, seltener roten Schiefermergel und Mergelkalke von jung-kretazischem bis früh-eocaenem Alter, welche oft Pakete oder Schollen in den Wildflyschen bilden. Sie werden allgemein als Leimeren-Schichten bezeichnet. Bayer (1982) hat gezeigt, dass die Leimeren-Schichten der Typuslokalität, bei Beatenberg am Thunersee, gut mit den Couches Rouges der proximalen Klippen-Decke und der Brekzien-Decke verglichen werden können. Dies trifft aber wohl kaum auf andere Vorkommen, z. B. im Iberger Wildflysch oder in der Liebensteiner Decke Vorarlbergs, zu. Wo wir im Folgenden diesen Begriff verwenden, handelt es sich immer um Leimeren-Schichten sensu lato.

Eng verknüpft mit dem Iberger Wildflysch ist ein banaler pelitreicher Flysch, meist von früh-mitteleocaenem Alter. Bayer (1982, S. 76) hat ihn vom hangenden Schlieren-Flysch unterschieden und «Surbrunnen-Flysch» genannt. Wegen der unzusammenhängenden Aufschlüsse und der komplexen Detail-Tektonik lässt sich kein Typusprofil angeben. Als Typlokalität kann der von Bayer (1982, Anhang S. 305, Profilnummern 4-5, Koord. 700.560/212.290/1145) beschriebene Aufschluss im Surbrunnentobel, westlich von Unteriberg, dienen.

Auffallende Gesteine im Iberger-Wildflysch sind im Weiteren rote und grüne Tone, welche oft mit «Ölquarziten» (meist diagenetisch entkalkten Feinsandsteinen; siehe Winkler 1983, S. 53) vergesellschaftet sind. Bayer (1982, S. 79) hat sie den Rinderbach-Schichten (Herb 1962, S. 76) gleichgesetzt und ihr Alter mittels Nannofloren als späteste Kreide (Campanian – Maastrichtian) und frühes Tertiär (Paleocaen – frühes Eocaen) bestimmt.

Bayer (briefliche Mitteilung) vermutet, dass die Rinderbach-Schichten in sehr tiefem Wasser abgelagert wurden, was durchaus plausibel ist. Sie führen Detritus, in Feinsand- bis Block-Grösse, aus einem Liefergebiet, welches hauptsächlich aus Kri-

stallin, ferner aus gelben Dolomiten und grauen Kalken bestand. Es ist dies eine Geröllgesellschaft, welche wir als «Isentobel-Assoziation» bezeichnen wollen. Meist, aber nicht ganz ausschliesslich ist diese Kristallin-führende Isentobel-Assoziation mit den spät-kretazisch-früh-tertiären Rinderbach-Schichten verbunden. Die Roggenegg-Assoziation exotischer Gerölle ist hingegen systematisch mit Surbrunnen-Flysch verknüpft.

2.2.2. Wildflysch und Surbrunnen-Flysch im Isentobel

Das beste und leicht zugängliche Profil findet sich im Isentobel, oberhalb der Strassenbrücke bei P. 1282 (Koord. 699.700/208.100). Die nachstehende Beschreibung beruht auf der Aufnahme durch Andreas Bayer (1982, Anhang S. 309–314 sowie 318, seine Figur 19) und auf eigenen Beobachtungen. Die Schichten fallen mit 20–50° gegen S ein; einigermassen zusammenhängende Sandsteinbänke zeigen fast ausnahmslos normale Lagerung an. Die Aufschlussverhältnisse können sich nach jedem Hochwasser ändern. Man findet, von unten nach oben (siehe Fig. 5 betreffend Schichten 9–20):

- 1: Graue Amdener Mergel (Alter nach Bayer, 1982: spätes Santonian bis frühes Maastrichtian) stehen an der Strasse östlich der Brücke an. In diesem heute stark überwachsenen Hügel fand mein Vater Daniel Trümpy ca. 1912 einen Seeigel (*Micraster* sp.). Der Kontakt zum Hangenden ist nicht sichtbar.
 - 2: (linkes Ufer) ca. 8 m stark zerscherte grauschwarze Schiefertone; unten auch weiche Schiefermergel und fahlgrüne Tone. Eingeschaltet sind bis 30 cm dicke Bänke von feinkörnigem Kalksandstein.
 - 3: Stärker deformierte Sandsteine und Schiefertone, mit Schollen von Brekzien (Komponenten: Kristallin, Quarzit, graue Kalke) und Scherben von mikritischem Kalk.
 - 4: Unzusammenhängende Aufschlüsse von mässig deformiertem Flysch: dunkelgraue Schiefermergel mit dm-dicken Bänken von Kalksandstein, in denen Bouma-Zyklen mehr oder weniger vollständig ausgebildet sind. Gesamtmächtigkeit der «Schichten» 2, 3 und 4: ca. 30 m.
 - 5: ca. 1 m grünlichgrauer, körniger Kalk, stark calcitisiert.
 - 6: 1.0–1.2 m extrem deformierte Partie von Schiefermergeln, zerrissenen Sandstein-Bänken und grünen Tonen.
 - 7: ca. 3 m Schiefer und zerrissene, bis 30 cm dicke Bänke von laminiertem, kalkarmem Sandstein, z. T. Ölquarzit-artig. Tektonischer Kontakt zu
 - 8: links 3 m, rechts 1 m relativ grossradig verfaltete feinkörnige Sandsteine, mausgraue Siltschiefer und wenig grüne Tone. Rechts an der Basis 40 cm rote Gneis-Arkose, Tektonischer Kontakt zu
 - 9: 1,2 m stark deformierte Schiefermergel und Sandsteine.
 - 10: 0,8 m Kristallin-Brekzie.
 - 11: 3 m knorrige Schiefermergel mit relativ intakten Lagen von laminierten Feinsandsteinen.
 - 12: 1 m grüne, schwach kalkhaltige Tone.
- Ab hier auf der rechten Bachseite:
- 13: Linse von grobem Konglomerat. Mässig gerundete Komponenten von Gneisen, Graniten, feinkörnigen Sandsteinen und grauen Kalken.
 - 14: graue, stark deformierte, siltige Schiefertone.
 - 15: 4 m graue, grüne und rote Tonsteine bis Schiefertone. Viele der Lagen von rotem Ton («Blutwurst-Ton») haben eine grüne Aussenzone. Man könnte vermuten, dass die ursprünglich roten Tone bei der Wildflysch-Bildung in ein reduzierendes Milieu geraten sind.
 - 16: 2 m stark deformierte Schiefertone, mit einer zerrissenen Sandstein-Bank.
 - 17: 2 m wie 14.
 - 18: 3 m Schiefertone-Sandstein-Gemenge, mit Fetzen von grünen Tonen.
 - 19: 2 m rote Tone, mit einer dünnen Bank von Arkose. In der entsprechenden Lage am linken Bachufer stecken grosse Blöcke von Konglomeraten, mit unterschiedlich gerundeten Komponenten von grünen, flaserigen

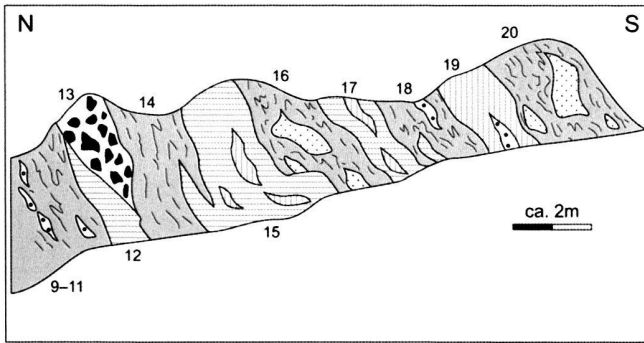


Fig. 5. Detailprofil im Wildflysch des Isentobels. Die Zahlen beziehen sich auf die Beschreibung des Isentobel-Profiles im Text. Senkrechte Schraffen: rote Rinderbach-Tone; waagrechte Schraffen: grüne Rinderbach-Tone.

Fig. 5. Detailed profile in the Iberg Wildflysch on the right bank of the Isentobel creek. Numbers correspond to those of the profile description in the text. Vertical hatching: red Rinderbach claystones; horizontal hatching: green Rinderbach claystones.

Muskovit- und Zweiglimmergneisen, Phylliten, geplätteten Biotit-Graniten, Gangquarz und einem feinkörnigen grünen Gestein (Vulkanit?). Ähnliche Blöcke beschreiben schon Quereau (1893, S. 22–24, seine Fig. 3) und Bayer (1982) von der rechten Talseite, unweit der Strassenbrücke. Sie führen dort auch Gerölle von Sandstein und von verschiedenen Kalken. Falls sie wirklich anstehen, müssten sie in ein relativ tiefes Niveau (z. B. Schicht 3) gehören; ich vermute aber, dass sie etwas versackt sind und eher mit den Schichten 13 oder 19 verbunden werden können.

- 20: 6–8 m siltige Schiefermergel mit Linsen von feinkörnigem Sandstein.
 - 21: ca. 5 m (kleiner Wasserfall) Wechsel von 20–70 cm dicken Bänken von fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen mit grauen Schiefermergeln. Die Sandsteine zeigen meist unvollständige Bouma-Zyklen; die laminierten und die «convolute»-Anteile sind gut entwickelt. Nur die Schieferlagen sind noch etwas «Wildflysch-artig» zerknittert.
 - 22: ca. 15 m sandsteinärmere Folge, ähnlich 19.
- Von hier ab fehlen Aufschlüsse im Bachbett selbst (Fig. 5).
- 23: (am linken Hang) schwarze, intensiv verscherte Schiefertone, in welche bis 50 cm mächtige Sandsteinbänke eingelagert sind. «Die pelitreichen Lagen bestehen aus einer Vielzahl von turbiditischen Kleinzyklen, was einen bemerkenswerten Gegensatz zu [den weiter unten angetroffenen] Flyschen darstellt» (A. Bayer pers. Mitt.). Von der nach W konvexen bis zur nach E konvexen Biegung des Baches waren die Serien bei unseren Besuchen schlecht aufgeschlossen. Bayer fand auf der linken Talseite:
 - 24: «hellbraune, stark sandige, kalkreiche Schiefermergel».
 - 25: «schlecht aufgeschlossene Sandsteine, wie 22».

Die Schichten 24 und 25 queren hier, im Streichen der erwähnten Aufschlüsse, nochmals den Bach.

- 26: Bei der gegen E gerichteten Bachbiegung: verscherte Schiefer und Sandsteine, mit Scherben von roten Tonen. Ein Block von grünlichweissem, mikritischem Kalk (Aptychenkalk).
- 27: schlecht aufgeschlossene, graue Schiefermergel, mit Bänken und Phakoiden von kalkreichen Sandsteinen.
- 28: bei der Einmündung des ersten Seitenbaches von W: Stark deformierte Schiefertone und Sandsteine, mit zerrissenen Lagen von fahlgrünen Leimeren-Kalken. Diese führen wenig Quarz und Glaukonit, Globorotalien, grosse Globigerinen, seltener Radiolarien und Echiniden-Stacheln, Alter: Paleocœa – frühes Eocœaen.
- 29: Fortsetzung des Profils im Seitenbach. Über etwas Schutt folgen Schiefertone und gradierte Sandsteine mit Chondriten.
- 30: Bei Koord. 699.680/207.850/1330: grobkörnige bis mikrobrekziöse, gradierte Sandsteine mit gut erhaltenen kleinen Nummuliten auf den Schichtunterseiten. Die Fundstelle war schon R. Frei (1963, S. 90) bekannt; s. Abschnitt 2.3.1.

Dieses Profil im Isentobel lässt sich folgendermassen interpretieren und altersmässig einstufen (im wesentlichen nach A. Bayer):

Schicht 1 repräsentiert das Helvetikum der Drusberg-Decke und wird gefolgt von einem tektonischen Mélange (Schichten 2 & 3), welches hauptsächlich, aber nicht ausschliesslich aus Surbrunnen-Flysch (Schicht 4) besteht.

Schichten 5–20 dokumentieren eine intensive tektonische Durchmischung von zerbrochenem Surbrunnen-Flysch mit den bunten Tonen der Rinderbach-Schichten, denen besonders die Schichten 8, 10, sowie 12–19 zugeordnet werden können (siehe auch Fig. 5). Die Rinderbach-Schichten konnten hier durch A. Bayer als oberes Campanian bis unteres Maastrichtian datiert werden. Signifikanterweise sind die Rinderbach-Schichten mit den Kristallin-reichen Konglomeraten und Arkosen der Isentobel Assoziation eng verbunden. Dagegen sind die exotischen Blöcke der mit dem Surbrunnen-Flysch verbundenen Roggenegg-Assoziation im Isentobel eher selten (nur in den Schichten 3, 5, 22, 26 gefunden).

Die Schichten 21–23 können wieder dem Surbrunnen-Flysch zugeordnet werden. Dessen Alter kann gemäss Bayer (1982) ins (frühe) Mittel-Eocœaen (NP 15) gestellt werden. Nach Katharina von Salis (schriftliche Mitteilung) ist er etwas jünger, (NP 16, also bis ins frühe Jung-Eocœaen reichend), mit vielen aufgearbeiteten Elementen, u. a. *Nannoconus* aus der Unterkreide.

Es folgt in Form der Schichten 23–27 gemäss Bayer (1982) eine Verschuppung von Surbrunnen-Flysch (Schichten 24, 27), Schlieren-Flysch (Schichten 23, 25) und Iberg-Wildflysch (Schicht 26). Der Altersunterschied zwischen dem Surbrunnen-Flysch und dem hangenden Schlieren-Flysch ist allerdings bescheiden.

Abgeschlossen wird das Profil durch Iberg-Wildflysch (Schicht 28), welcher sich an der Basis der zusammenhängenden Masse von tertiärem Schlieren-Flysch (Schichten 29–30) befindet.

Höher aufwärts im Isentobel sind zunächst noch Sandsteine des tertiären Schlieren-Flyschs lückenhaft aufgeschlossen. Auf 1335 m Höhe (Koord. 699.840/207.600) steht ferner nochmals typischer Wildflysch an, mit Fasern von rotem Rinderbach-Ton sowie Brocken von Gneisen und Phylliten der Isentobel-Assoziation (analog den Schichten 12–13 und 19 des detailliert beschriebenen Bachprofils). Dieser Wildflysch trennt hier den normal liegenden eocœaenen Schlieren-Flysch vom hangenden, grossenteils invers gelagerten Kreide-Flysch.

Surbrunnen-Flysch wurde auch durch die Bäche am Fuss des Grossen Schijen angerissen. Er enthält hier auch grössere Mergel-Partien ohne Sandstein-Einschaltungen, die man im Bach E des Schnabels, auf ca. 1340 m, sieht. Die Schichten fallen gegen SE ein und liegen aufrecht. Einzelne Aufschlüsse ähnlicher Flysche finden sich in der Umgebung der Ibergeregge, stets über helvetischen Amdener Mergeln und unter Schlieren-Flysch. Wildflysch habe ich dort nicht gefunden.

2.2.3. Wildflysch auf Laucheren

Auf der NW- und der NE-Seite der Mördergruebi-Laucherenstöckli-Klippe ist der Wildflysch nicht sichtbar. Dagegen steht auf der SE-Seite, im mittleren und oberen Lauchertobel, stellenweise Iberg-Wildflysch an. Es sind schwarze, zerknitterte Schiefertone und Schiefermergel, mit dünnen Bänken von Kalksandstein und «Ölquarzit». Grüne und rote Schiefertone der Rinderbach-Schichten kommen vor allem im oberen Teil des Tobels, W von P. 1611, vor. Im Bach NE Steinboden ist Wildflysch mit grauen, siltreichen Schiefermergeln und wenigen Sandstein-Bänken, vom Habitus des Surbrunnen-Flyschs, verbunden. Exotische Blöcke, meist von Aptychenkalk, sind nicht sehr häufig; ein grösserer steckt bei der Bachbiegung unmittelbar W der Hinteren Fuederegg (P. 1509). Hingegen finden sich viele Scherben von grünlichen Leimeren-Kalkmergeln (grossteils Paleocaen – Untereocaen).

Der Wildflysch überlagert im N, unter dem Steinboden, mit tektonischem Kontakt direkt Amdener Mergel oder Wangschichten der Drusberg-Decke. Im Grossteil des Fuederegg-Gebietes ist dagegen Eocaen der Drusberg-Decke noch erhalten, da die Tertiär-Formationen hier durch frühe Verwerfungen, welche der Überschiebung durch die Flyschbasis vorausgehen, herabgesetzt wurden (Jeannet 1939, 1941). Diese Bruchbewegungen sind wohl schon im frühen Ober-Eocaen erfolgt (Blockmergel am Spirstock, mit helvetischen Geröllen: Jeannet 1941; Frei 1963), sind jedoch älter als die Platznahme der Flysch-Decken (Ende Eocaen bis Anfang Oligocaen).

Der Iberg-Wildflysch wird mit scharfer Grenze von einem «normalen» Flysch (wahrscheinlich Surbrunnen-Flysch) überfahren (z. Zt. durch einen Skiweg, Koord. 701.400/206.850/1640 gut angeschnitten), weiter N aber unmittelbar durch die Klippen-Decke.

Auf der Südseite der Laucherenstöckli-Klippe ist der Wildflysch (schwarze, knorrige Schiefertone mit Sandstein-Phakoiden, grünen Tonen und Linsen von Leimeren-Kalk) nur in einem Bach E des Oberen Chruthüttli aufgeschlossen (Koord. 700.700/206.350/1600). Er liegt dort über Plattensandsteinen des helvetischen Eocaen und unter einem wenig charakteristischen Flysch. Ferner kommt Wildflysch auch im Küpferentobel vor, zwischen helvetischen Tertiär-Formationen und Kreide-Flysch (Frei 1963).

2.2.4. Wildflysch unter dem Roggenstock

Der Wildflysch am Roggenstock ist vor allem im Bereich der Roggenalp ausgebildet, welche nach Auskunft des hiesigen Sennen wegen ihres kurzen, kräftigen Grases weitherum als die Beste gilt. Zusammenhängende Profile unter dem Eluvialboden sind hier aber sehr selten.

Der Kontakt mit dem liegenden Helvetikum ist nur in einem Bach W der Waldhütte P. 1432 sichtbar (Koord. 703.150/208.450/1450), wo Bayer (1982, Anhang S. 315–317) folgendes Profil (von unten nach oben) aufnahm (ergänzt durch eigene Beobachtungen):

- 1: flach liegende, gebankte Kalksandsteine (helvetisches Eocaen).
- 2: 1 m sandig-glaukonitischer Kalk mit Tonfetzen (helvetisches Eocaen).
- 3: ca. 3 m stark tektonisierte Schiefertone mit Linsen und Phakoiden von Kalksandstein und «Ölquarzit». Nach Bayer (1982) frühes Mittel-Eocaen, entsprechend dem Surbrunnen-Flysch, und auch ein kleines Stück Aptychenkalk enthaltend.
- 4: Grosse Scholle von hellem Aptychenkalk, mit zahlreichen und grossen *Lamellaptychus*, deren Innenstruktur sehr gut erhalten ist. An der Basis findet sich eine Brekzienlage. In der nördlichen Fortsetzung dieser Linse zeigt der Kalk ausgeprägte Drucklösung.

Die exotischen Blöcke der Roggenalp waren schon den Geognosten des frühen 19. Jahrhunderts bekannt. Am bequemsten sieht man sie NE der Roggenegg-Hütte. Der grösste, wohl über 500 m³ messende Block besteht aus roten Knollenkalken, vom Typ des «Argovien noduleux», welche gegen unten (wohl stratigraphisch oben) in weisse Aptychenkalke übergehen (Jeannet 1941). Die bunteste Gesellschaft liegt im Bacheinschnitt S P. 1567, auf 1495–1525 m Höhe. Dort fanden wir auch ein Mikrokonglomerat, mit gut gerundeten Komponenten von Quarz, Feldspat, Quarzit, Dolomit und Kalken; letztere führen z. T. reichlich Calpionellen. Dieses unzweifelhaft sedimentäre Gestein enthält somit die selben Komponenten, welche unter den exotischen Blöcken (s. Abschnitt 2.2.5.) vertreten sind, was nahe legt, dass diese Exoten zumindest hier in den Wildflysch einsedimentiert worden sind (Olisthostrom-Mélange) und nicht tektonischen Ursprungs sind.

Im topographisch oberen Teil des Wildflyschs, z. B. NE der Roggenhütte (P. 1533) sind grössere Pakete von Leimeren-Mergelkalken eingelagert. Unter den übrigen Exoten sind hier namentlich Quarzite (wohl der unteren Trias) auffallend. Die bunten Tone der Rinderbach-Schichten habe ich auf der Roggenalp nicht gefunden. Auch Kristallin-Exoten der Isentobel-Assoziation sind dort sehr selten; ein einziges Stück von Muskovit-Gneis steckt im Eluvialboden bei P. 1567, E der Roggenegg.

Die scharfe Hangendgrenze des Wildflyschs zum dünnen Band von Schlieren- oder Surbrunnen-Flysch ist in den Anrissen N der Roggenegg sichtbar. Auf der Westseite des Roggenstocks ist der Wildflysch nur durch das Strässchen Fuederegg – Mooseggen (Koord. 702.100/208.800/1500) angeschnitten worden.

2.2.5. Die exotischen Blöcke

Im Untersuchungsgebiet kommen zwei ganz unterschiedliche Populationen von exotischen Blöcken vor, die wir Isentobel-Assoziation und Roggenegg-Assoziation genannt haben.

Die **Isentobel-Assoziation** wird durch Grundgebirgs-Gesteine beherrscht: weisse und grüne, oft flaserige Granite und Granodiorite, gebänderte oder knotige Muskovit- und Zweiglimmergneise, grüne Quarzphyllite, Hellglimmer-Quarzite. Einige sehr feinkörnige grüne Gesteine könnten Meta-Vulkanite sein. Sediment-Komponenten (Sandsteine, gelbe Dolomite und graue Kalke) sind untergeordnet. Typische Habkern-Granite (mit roten K-Feldspäten und grünlichgrauem Quarz), welche von früheren Beobachtern signalisiert wur-

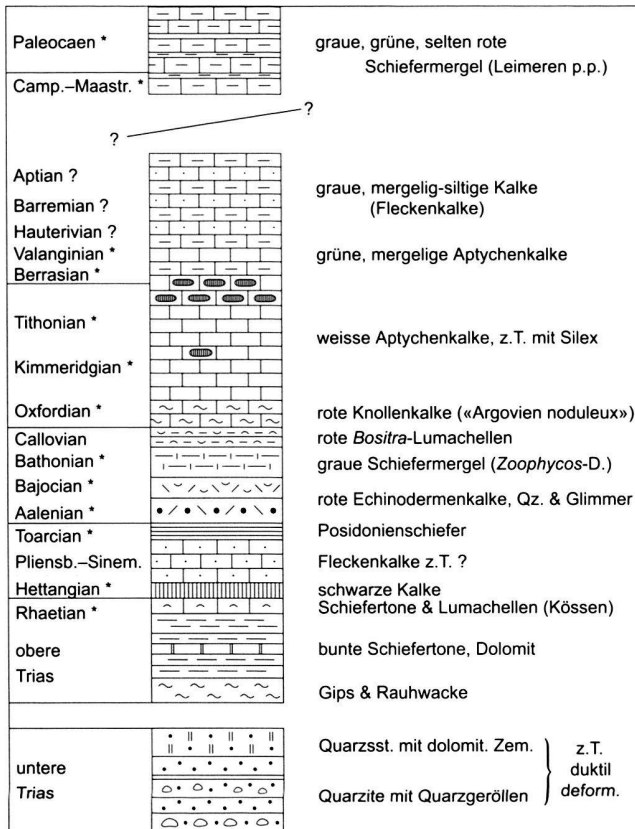


Fig. 6. Hypothetische Schichtreihe der «Roggenegg-Assoziation», aus Blöcken von Iberg-Wildflysch abgeleitet. Nach Bachmann (1863), Moesch (1881), Quereau (1893), Jeannot (1941), Bayer (1982) und eigenen Beobachtungen. Die relativen Mächtigkeiten der Formationen beziehen sich auf die Häufigkeit der entsprechenden Lithologien. Durch Fossilien datierte Stufen sind mit einem Sternchen (*) bezeichnet.

Fig. 6. Hypothetical succession of the «Roggenegg assemblage», as derived from boulders in the Iberg-Wildflysch. Partly according to previous accounts (references see above). The relative thickness of the formations is proportional to the frequency of the corresponding rock types. Stages documented by fossils are marked with an asterisk (*).

den, habe ich nicht gesehen. Ferner haben wir betont, dass diese Kristallin-Komponenten im Isentobel mit den hier als jungkretazisch eingestufteten Rinderbach-Schichten verbunden und sedimentär in diese eingelagert sind. Solche Kristallinreiche Konglomerate, Brekzien und Arkosen sind fast durchwegs mit bunten Schiefertönen, namentlich mit den charakteristischen «Blutwurst-Tönen», verknüpft.

Die zweite Population von Exoten, die wir als **Roggenegg-Assoziation** bezeichnet haben, ist mit dem mittel-eocaenen Surbrunnen-Flysch verbunden und umfasst ausschliesslich triadische bis unter-eocaene Sedimentgesteine. Innerhalb unseres Gebiets ist diese Block-Assoziation vor allem auf der Roggenalp reich vertreten. Blöcke von Aptychenkalk und Pakete von Leimeren-Schichten kommen auch auf Laucheren und im Isentobel vor. In der Nachbarschaft ist namentlich das Surbrunnentobel, W von Unteriberg, aufschlussreich (Bayer

1982). Andere Vorkommen finden sich weiter im NE, im Iberg-Wildflysch unter dem Wägital-Flysch oder dem verwandten Trepsen-Flysch (Kuhn 1972; Ochsner 1975). Exotische Blöcke der Roggenegg-Assoziation zeigen oft Drucklösungs-Erscheinungen, Calcit-Adern und Rutschharnische, welche wohl während der Mélange-Bildung oder bei der späteren Überschiebung der Klippen-Decke entstanden sind. Dagegen fehlen alle Anzeichen einer Metamorphose oder penetrativen Verformung vor ihrer Platznahme im Wildflysch. Dies erkennt man besonders deutlich an den undeformierten Fossilien (s. z. B. die Figuren in Trümpy 1956). Einzig die (wohl untertriadischen) Quarzite sind oft geplättet und gestreckt, was vermuten lässt, dass sie ursprünglich einer anderen tektonischen Einheit angehörten als die übrigen Exoten dieser Roggenegg-Assoziation.

Bayer (1982, S. 77 ff.) hat bereits eine zuverlässige Tabelle der Komponenten der Roggenegg-Assoziation vermittelt, die wir verwenden, um eine «virtuelle Schichtreihe» des Herkunftsbereiches dieser Assoziation zu rekonstruieren. Eine solche Rekonstruktion ist unter anderem deshalb sinnvoll, da keine bedeutenden Unterschiede jeweils gleichaltriger Formationen (also z. B. keine oberjurassischen Seichtwasser-Kalke neben den sehr häufigen Aptychenkalken) gefunden werden.

Die folgende **virtuelle Schichtreihe der Roggenegg-Assoziation** ist in Figur 6 dargestellt (die nachstehenden Nummern beziehen sich auf Fig. 6). Die Frage nach der möglichen Herkunft dieser Roggenegg-Exoten wird im Abschnitt 2.4.1. diskutiert. Diese folgende Schichtreihe muss natürlich mit der gebotenen Skepsis betrachtet werden, die darin eingezeichneten «Mächtigkeiten» entsprechen ungefähr der Häufigkeit der entsprechenden Lithologien:

- 1: Grobkörnige, weisse oder grünliche Quarzite, z. T. mit rosafarbenen Quarz-Körnern. Einige zeigen quarzitisches Gefüge, andere haben ein dolomitisch – ankeritisches, an der Oberfläche oft verrostetes Bindemittel. Manche Blöcke tragen Spuren duktiler Verformung, Plättung, Streckung und Rekristallisation, welche, wie oben betont, bei den übrigen Exoten nicht vorkommt. Alter: sehr wahrscheinlich untere Trias.
- 2: Evaporite (Gips und Rohwacken), lokal grössere Schollen. Einige roh-wackenartige, mürbe Scherben sind vielleicht Lösungsrückstände von Gips. Sulfatreiche Quellwässer finden sich in vielen Wildflysch-Gebieten, so auch in der «Mineralquelle» des Laucherentobels.
- 3: Dolomite, meist feinkörnig, gelb anwitternd; selten monogene Dolomitbrekzien.
- 4: Grüne Sandsteine; rote und grüne, z. T. knollige Schiefertone mit Dolomit-Lagen. Diese können, zusammen mit 2) und 3), dem «Karpathischen Keuper» zugeordnet werden.
- 5: Echinodermenspätige Lumachellenkalke und schwarze Schiefermergel. Ein altbekannter Block liegt auf der Roggenegg. Quereau (1893, S. 62) fand u. a. *Rhaetavicula contorta* (Lk.). Es handelt sich also um Kössener Schichten des Rhaetian.
- 6: Blauschwarze, mikritische und oomikritische Kalke des Hettangian, mit Ammoniten und grossen Muscheln (*Chlamys*, *Plagiostoma*); s. auch Trümpy (1956).
- 7: Graue Kieselkalke mit Schwammnadeln; vielleicht auch ein Teil der «Fleckenkalke» (s. Nr. 15).
- 8: Posidonienschiefer des unteren Toarcian (fide Moesch 1881).
- 9: Rote Echinodermkalke, deren Alter unbestimmt ist, das aber in Fig. 6 als oberes Toarcian und Aalenian interpretiert wird.
- 10: Dunkelrote, z. T. Chamosit führende, spätige Kalke, eng verbunden mit roten Glimmersandsteinen, welche gerundete, bis 4 mm grosse Quarz-

körner enthalten. Ebenfalls beobachtet wurden Brekzien, mit Komponenten von Echinodermenkalk in mikritischer Grundmasse. Hämatit-Spiegel sind häufig. Crinoiden, Schnecken, Muscheln, Brachiopoden, Belemniten. Ammoniten sind verbreitet, das Alter wird ins späte Aalenian bis frühe Bajocian eingestuft. Diese sehr auffälligen Blöcke treten stellenweise gehäuft auf. Paul Felber (schriftliche Mitteilung) bemerkt hierzu: «Die Schichtfolge 8–11 erinnert teilweise an die Abfolge am Buchserhorn-Westhang mit geringmächtigem Posidonienschiefer (Unter-Toarcien), rotem hämatitischem Spis-Kalk (Mittel-Toarcien?, Aalenian), geringmächtigen Zoophycus-Schichten (Bajocian). Der Vergleich zwischen Spis-Kalk und den Rotkalken (oberer Lias bis unterer Dogger) von Ybrig wurde erstmals von August Tobler (1899, S. 10) gemacht (vgl. auch stratigraphische Profile Bu 3 & Bu 4 in Felber, 1984, S. 59–63).»

- 11: Graue Schiefermergel mit flachgedrückten Ammoniten (u. a. *Parkinsonia*), vergleichbar dem Zoophycos-Dogger (Stanserhorn-Formation) der Médianes Plastiques.
- 12: Graue und rote Mergelkalke, voll von feinen Muschelschälchen (Typ *Bositra*), wohl oberer Mitteljura bis unterster Oberjura.
- 13: Rote Knollenkalke, mit flaserigen Tonhäuten, zusammen mit Belemniten, Aptychen und Ammoniten-Querschnitten, und sehr ähnlich dem «Argovien noduleux» (Marbres de la Vernaz) der Médianes Plastiques. Hierzu gehört der bereits erwähnte grosse Block auf der Roggenegg (Koord. 703.260/209.020/1550).
- 14: Aptychenkalke sind am häufigsten unter den exotischen Blöcken. Es sind dies weisse oder leicht grünliche, mikritische Kalke, oft mit Silex-Knollen. Verkalkte Radiolarien, pelagische Crinoiden, in einigen Schlifflinien Calpionelliden. Aptychen sind viel reichlicher als in den meisten «Aptychenkalken» der Alpen. Unter den Ammoniten findet man Aspidoceratiden, OPELLIEN, Phylloceratiden, aber relativ wenig Perisphinctiden. Felber (1984, S. 36) bestimmte *Aspidoceras subbinodiferum* Canav. aus der Geologischen Sammlung der ETH (coll. Rollier). Grünliche, etwas mergeligere Typen führen Aptychen der *angulicostatus*-Gruppe (unterste Kreide).
- 15: «Fleckenkalke», d.h. mikritische, oft kieselige, braungraue Mergelkalke. Verkalkte Radiolarien kommen häufig, Cadosinen seltener vor. Frühere Autoren haben diese verbreiteten Blöcke meist als Lias-Fleckenmergel (Allgäu-Schichten) angesehen, doch scheint uns ein Unterkreide-Alter plausibler.
- 16: Graue und grünliche, selten auch rote Schiefermergel und Mergelkalke. Meist Paleocæn bis Untereocæn, seltener Campanian – Maastrichtian. Es handelt sich um «Leimeren-Schichten» im weiteren Sinn (s. 2.2.1.), die sich aber von den Couches Rouges der Klippen-Decke deutlich unterscheiden. Sehr häufig, auch als grössere Pakete, im Laucherentobel und im oberen Teil der Roggenalp.

Ob die Leimeren-Schichten wirklich das jüngste Glied der Roggenegg-Assoziation sind, oder ob sie davon abgetrennt werden sollten, bleibt ungewiss. Im Gegensatz zu Bayer (1982, S. 79) betrachte ich aber die kristallinführenden Rinderbach-Schichten nicht als zur Roggenegg-Assoziation gehörig, sondern rechne sie dem anders gearteten Herkunftsgebiet der Isentobel-Assoziation zu.

2.3. Der Schlieren-Flysch

Frei (1963), der einen Teil der Flysche unter den Iberger Klippen zu Recht mit dem Schlieren-Flysch korrelierte und auch zwei Digitationen im Schlieren-Flysch nachwies (eine tiefere mit untereocænem und eine höhere mit oberkretazischem Flysch), hat auch den vorwiegend pelitischen, mit Wildflysch verzahnten Flysch an der Basis dieser beiden Digitationen, unter Nummuliten-führenden Sandsteinen liegend, zum Schlieren-Flysch geschlagen. Trümpy (1967), sowie Hantke & Trüm-

py (1965) sind ihm dabei gefolgt. Nun hat Bayer (1982) jedoch gezeigt, dass dieser Wildflysch etwas jünger (Mittel-Eocæn) ist als der Schlieren-Flysch im Hangenden, und hat ihn deshalb als Surbrunnen-Flysch vom tektonisch höheren und etwas älteren Schlieren-Flysch abgetrennt. Somit überlagert der Schlieren-Flysch den Surbrunnen-Flysch, wie auch den übrigen Iberg-Wildflysch, als selbständige höhere tektonische Einheit.

2.3.1. Der tertiäre Schlieren-Flysch des unteren Divertikels

Dieser Flysch liegt zumeist (Isentobel, unter den Schijen und auf der Südseite der Sterneneegg) über Iberg-Wildflysch und Surbrunnen-Flysch, andernorts aber auch unmittelbar über den Amdener Mergeln der Drusberg-Decke. Isolierte Aufschlüsse finden sich auf der NW- und der NE-Seite der Mördergruebli, wenig unter der Arosa-Zone oder gar der Ostalpinen Decke. Im Gebiet von Laucheren und unter dem Roggenstock fehlt der tertiäre Schlieren-Flysch. Seine «Mächtigkeit» ist bescheiden, maximal ca. 150 m im Isentobel und unter den Schijen. Wesentlich grösser ist sie N der Ibergeregg, ausserhalb des kartierten Gebiets. Unter den Schijen fallen die Bänke mit 20–70° gegen SE ein. An den Stellen, wo ich Schichtungskriterien notieren konnte, fand ich durchwegs aufrechte Lagerung.

Die pelitischen Lagen sind, mit Ausnahme des Aufschlusses im unteren Isentobel (siehe Schicht Nr. 22 im Profil von Kapitel 2.2.2) selten sichtbar. Meist findet man nur grobkörnige Sandsteine (Komponenten 0.2–4.0 mm). Die Sortierung ist meist schlecht; spartitischer Calcit-Zement wurde z. T. weg gelöst. Neben Quarz sind Feldspäte mit 5–50 % der Körner reichlich vertreten; Na-reicher Plagioklas ist häufiger als K-Feldspat. Glimmer und Glaukonit fehlen oder sind untergeordnet. Lithoklasten sind Dolomite, seltener Kalke und dacitische Vulkanite. Fast in jedem Schliff sieht man kleine Nummuliten und Discocyclinen, seltener Operculinen. Auch im Feld kann man die 1–4 mm grossen Foraminiferen, spätestens nach viertelstündlichem Suchen, fast überall an der Basis gradierter Sandstein-Bänke entdecken.

Die von Frei gesammelten und nach H. Schaub (1951) bestimmten Nummuliten, *N. deserti* de la Harpe, *N. pernotus* Schaub, *N. praecursor* (de la Harpe) und *N. silvanus* Schaub, stammen vorwiegend aus dem untersten linken Seitenbach des Isentobels (Schicht Nr. 29 im Profil von Kapitel 2.2.2). Diese Fauna deutet auf früh-untereocænes (Ilerdian-) Alter und entspricht derjenigen des Schoni-Sandsteins in der Typus-Gegend. Dagegen lieferten die von Bayer (1982) untersuchten Nannofloren anderer, tektonisch tieferer Vorkommen jüngere Alter (spätes Untereocæn bis Grenze Unter-/Mittel-Eocæn, entsprechend dem Oberen Schlieren-Sandstein).

Bei der Feldkartierung habe ich die tektonische Grenze zum hangenden Kreide-Flysch nach folgendem Prinzip gezeichnet: Sandsteine mit Nummuliten wurden zum Eocæn, Glimmersandsteine und Alberese-Kalke zur Kreide geschlagen. Diese Methode genügt wohl kaum den Ansprüchen an eine exakte (?) Wissenschaft, und bestimmt sind mir dabei Fehler unterlaufen. So vermelden Winkler et al. (1985, S. 15)

zum Beispiel früheocaene Nannofloren aus dem oberen Isentobel, aus einem Gebiet, welches ich als Kreide-Flysch kartiert habe. Vielleicht liegen hier Verschuppungen von kretazischen und tertiären Anteilen des Schlieren-Flyschs vor.

2.3.2. Der kretazische Schlieren-Flysch des oberen Divertikels

Diesen Flysch, früher auch mit dem obsoleten Namen «Windegg-Flysch» bezeichnet (Hantke & Trümpy 1965; Hantke 1967), haben Frei (1963) sowie Winkler et al. (1985) mit dem so genannten «Basalen Schlieren-Flysch» (Schaub 1951), namentlich mit dessen unterem Teil, korreliert. Wilfried Winkler hat diese Interpretation nach der Durchsicht meiner Handstücke und Dünnschliffe bestätigt.

Überall dort, wo der alt-tertiäre Schlieren-Flysch erhalten ist, liegt der Kreide-Flysch eindeutig tektonisch darüber. Isolierte Vorkommen finden sich im Chüpfentobel. Unter einem grossen Teil der Mördergruebi scheint der kretazische Schlieren-Flysch zu fehlen.

Sein Hangendes ist die Klippen-Decke, stellenweise auch die Arosa-Zone. Die maximale «Mächtigkeit», zwischen dem Isentobel und P. 1756 bei der Laucherenkappelen, beträgt um die 400 m. Die Schichten liegen flach oder fallen gegen S ein. Namentlich im tektonisch unteren Teil ist inverse Lagerung häufiger als normale; doch sind Faltungen und andere tektonische Störungen häufig. Eine einzige Faltenachse, am Weg Sterneneegg – Laucheren auf 1705 m, konnte eingemessen werden; sie fällt flach N 355° E, mit scheinbarer Vergenz gegen W.

Bei der Kartierung habe ich versucht, zwei lithostratigraphische, völlig informelle «Members» zu unterscheiden. Die Hauptmasse des Kreide-Flyschs besteht aus einer pelitreichen Folge mit glimmerreichen Sandsteinen und gelblich anwitternden, sehr feinkörnigen Kalken («Flysch mit Alberese-Kalken»). Im Bereich der Windegg findet sich dagegen ein Flysch mit grobklastischen Bänken («Flysch mit polygenen Brekzien»). Auf dem Windegg-Grat, bei P. 1545, liegt dieser Flysch über dem Alberese-Flysch. Die spärliche Fauna deutet für beide «Members» auf Maastrichtian, eventuell spätes Campanian. Jedenfalls gehören sie zusammen, denn Lagen von polygenen Grobsandsteinen finden sich auch im «Flysch mit Alberese-Kalken», Einschaltungen von Alberese-Kalken auch im «Flysch mit polygenen Brekzien».

Im «Flysch mit Alberese-Kalken» machen graue, siltige Schiefermergel den grössten Anteil aus. Chondriten und andere Lebensspuren sind häufig; Helminthoiden habe ich nicht gefunden. Darin eingeschaltet sind meist 10–30 cm dicke Bänke von feinkörnigen, glimmerreichen Sandsteinen, oft mit Pflanzenhäcksel auf den Schichtflächen. Die Korngrössenverteilung ist häufig bimodal; die meisten Quarz- und die viel selteneren Feldspat-Körner messen ca. 0.1 mm, einige sind wesentlich grösser. Neben Hellglimmer tritt auch reichlich Biotit auf (bis 50 % des Glimmer-Anteils). Glaukonit fehlt selten. Die Sandsteine zeigen unvollständige Bouma-Zyklen.

Charakteristisch sind die hell gelbbraun anwitternden Calcilutite (Alberese oder Hellstätter Kalke). Sie finden sich, in

meist 5–25 cm dicken Lagen, entweder innerhalb der Schiefermergel oder im Dach eines Turbidit-Zyklothems. Die Entstehungsweise dieser Kalke, welche oft mit Turbidit-Zyklothemen verbunden sind, bleibt problematisch. Man könnte an eine Resedimentation von feinstem Kalkschlamm denken; doch kennen wir in den Zentralalpen überhaupt keine spät-kretazischen Flachwasser-Karbonatplattformen.

Untergeordnet sind fahlgrüne Tonmergel mit Phakoiden von «Ölquarzit» sowie grobkörnige polygene Sandsteine, ununterscheidbar von denjenigen im «Flysch mit polygenen Brekzien». In unseren Schliffen sahen wir nur kleine Globigeriniden und unbestimmbare Globotruncanen. Frei (1963, S. 82) zitiert *Globotruncana cf. arca*, *Gl. stuarti* und *Gl. lapparenti*.

Der «Flysch mit polygenen Brekzien» ist lithologisch vielfältiger. Allerdings sind die Aufschlüsse auf der Windegg unzusammenhängend und teilweise versackt. Neben Schiefermergeln, quarzreichen Sandsteinen (z. T. «Ölquarziten») und auch Alberese-Kalken fallen namentlich die polygenen Brekzien bis Konglomerate auf. Ihre Struktur ist chaotisch; die calcarenitische Grundmasse ist teils erhalten, teils auch früh- oder spätdiagenetisch weggelöst. Die meisten Mineral-Komponenten sind «granitische» Quarze, grünliche Plagioklase und weisse K-Feldspäte, sowie grosse («pegmatitische») Biotit- und Muskovit-Blätter. An Gesteinsfragmenten finden sich Granite, Mikropegmatit, Glimmerquarzit, Dolomite (häufig bis dominant), feinkörnige Kalke und ältere Sandsteine. Sandkalke sind ebenfalls verbreitet: Calcarenite mit 10–20 % mm-grossen Quarz- und Feldspat-Körnern. Diese zeigen, dank sekundären Anwachsrandern um ein detritisches Korn, fast idiomorphe Form (Fig. 7). Diese Gesteine sind ziemlich reich an benthonischen Organismen, vor allem Bryozoen und Echinodermen, aber auch Foraminiferen (Orbitoiden, *Siderolites*). In westalpinen Flysch-Folgen sind solche Sandkalke eher seltene Gesteine. Franz Allemann (schriftliche Mitteilung) weist jedoch darauf hin, dass Sandkalke des Campanian-Maastrichtian, mit Bryozoen und benthonischen Foraminiferen, auch im Prättigau-, im Triesen- und im Rheno-Danubischen Flysch vorkommen. Ein loser Block im Isentobel, der sehr wahrscheinlich aus diesen Schichten stammt, enthielt agglutinierende Foraminiferen der Gattung *Navarella*.

2.4. Diskussion der Stellung der Iberger Flysch-Decken

Diese Diskussion überschreitet die engen Grenzen des Untersuchungsgebiets. Ich werde im Folgenden die subversive These vertreten, dass eine nordpenninische Herkunft des Schlieren-Flyschs mindestens ebenso wahrscheinlich sei als eine südpeninische, wie bisher generell angenommen (siehe z.B. Caron et al. 1989).

2.4.1. Der Iberg-Wildflysch

Material der Isentobel-Assoziation, deren exotische Blöcke und deren feinerer Detritus vor allem Kristallin-Gesteine wie Granite, Gneise, Phyllite, Glimmerquarzite umfassen, neben

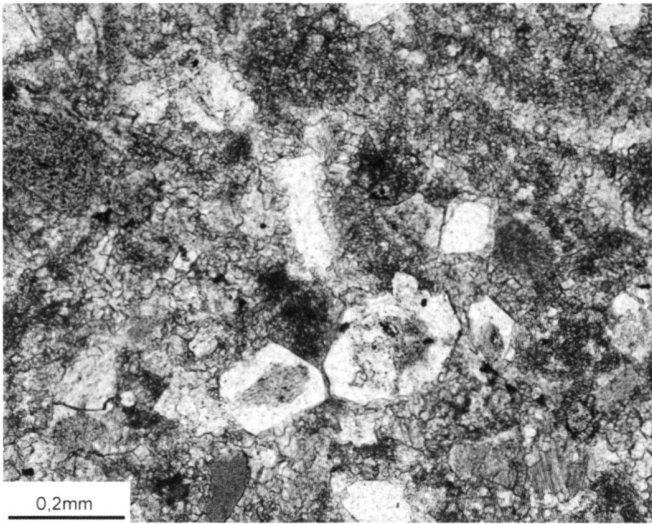


Fig. 7. Autigene Feldspat-Kristalle um detritische Körner. Sandkalk im oberkretazischen Schlieren-Flysch («Flysch mit polygenen Konglomeraten»), Windegg.

Fig. 7. Feldspar crystals grown around detrital grains. Calcareous sandstone in the Cretaceous Schlieren Flysch, Windegg.

Dolomiten, Sandsteinen und feinkörnige Kalken, ist meist eindeutig sedimentär in die (hier) jungkretazischen Tone der Rinderbach-Schichten eingelagert. Die Geröll-Assoziation erinnert, wie schon Bayer (1982) bemerkt und Rudolf Oberhauser bestätigt hat, an diejenige im Bolgen-Konglomerat der Feuerstätter Decke. Auch ein Vergleich mit den Konglomeraten in der nordpenninischen Niesen-Decke ist nahe liegend.

Spätkretazische bis frühtertiäre tektonische Aktivität ist aus dem Bereich des Walliser Troges bekannt. Dies gilt namentlich für eine Kristallin-Schwelle an deren externem Rand (marginal basement high von Homewood 1977). Die geotektonische Natur dieser und anderer, internerer Hochzonen ist unklar. Hsü & Schlanger (1971) haben eine nordgerichtete Subduktion vermutet. Auch wenn ihre Argumente nur zum Teil überprüfbar sind, kann diese Hypothese nicht ganz ausgeschlossen werden. Andererseits muss in diesem Bereich und zu dieser Zeit auch mit transpressiven Phänomenen im Gefolge von bedeutenden Lateralverschiebungen gerechnet werden (Schmid et al. 1990).

Die virtuelle Schichtreihe der Roggenegg-Assoziation (Fig. 6) ist wohl noch aussagekräftiger. Es ist aber zu beachten, dass die weissen oder grünen, wohl untertriadischen Quarzite Spuren einer duktilen Verformung aufweisen und vielleicht einer anderen tektonischen Einheit entstammen als die übrigen Glieder dieser Assoziation. Diagnostisch ist namentlich die vermutlich auf Gips abgescherte Folge von karpathischem Keuper mit Kössener Schichten, gefolgt von vorwiegend kalkigem Unter- und Mittellias, Posidonienschiefern, eisenschüssigem oberstem Unter- und unterem Mitteljura mit Quarz- und Glimmer-Detritus, Zoophycos-Dogger und einer pelagischen bis hemipelagischen Serie von spät-mitteljurassischem bis

frühkretazischem Alter (Bositra-Mergelkalke, rote Knollenkalke, mächtige Aptychenkalke, Fleckenkalke). Ebenfalls zur Roggenegg-Assoziation rechnen wir, wenn auch mit einigen Vorbehalten, die oberkretazischen bis untereocänen Mergel und Mergelkalke der Leimeren-Schichten (sensu lato).

Wo können nun derartige Abfolgen gefunden werden? Schon die frühen Beobachter, seit Bertrand (1884), Quereau (1893), Schardt (1898), Tobler (1899) und Jeannot (1941), haben auf die Verwandtschaft der exotischen Gesteine mit denjenigen der Klippen-Decke hingewiesen. Analogien der Roggenegg-Assoziation mit dem externen Teil der Klippen-Decke (Préalpes Médianes Plastiques) bestehen zweifellos. So finden sich auch dort karpathischer Keuper, Kössener Lumaellen, Posidonienschiefer, Spiskalk, Zoophycos-Dogger und rote Knollenkalke des oberen Oxfordian («Argovien noduleux»). Dagegen sind oberstes Oxfordian bis unterste Kreide in den Préalpes Médianes oft in Plattform-Kalkfazies entwickelt (Weiss 1949; Isenschmid 1983), bei Iberg dagegen in der pelagischen Ausbildung der Aptychenkalke. Auch der Unterkreide-Anteil ist recht verschieden. Die Iberger Leimeren-Mergel sind kalkärmer als die Couches Rouges der Klippen-Decke; rote Lagen fehlen nicht ganz, sind aber selten.

Der Fazies-Gürtel des «Préalpes-Subbriançonnais», wie er in den Médianes Plastiques entwickelt ist, keilt in Nidwalden offenbar gegen E aus, zwischen dem Briançonnais s. str. im S und einer nördlichen Schwelle, welche heute an den Mythen und in den Iberger Klippen erhalten ist. Ein allfälliges, namentlich zur Zeit des späten Jura stärker pelagisch geprägtes «Roggenegg-Subbriançonnais» könnte allenfalls noch nördlich der Mythen-Schwelle gesucht werden, in einem frontalen, heute verschwundenen Teil einer ursprünglich viel grösseren Klippen-Decke s. l. Diese Hypothese habe ich in Figur 8 angedeutet.

Bayer (1982, S. 84) hat als weitere Alternative eine «Schwellenzone innerhalb des nordpenninischen Raumes» vorgeschlagen, was sicher nicht abwegig ist. Jedenfalls nimmt Oberhauser (1995) eine Hochzone zwischen dem Bereich der Prättigau-Schiefer im N und dem Rheno-Danubischen Bereich im S an. Der Walliser Trog war wohl, zumindest im E, komplexer, breiter und älter als dies zumeist angenommen wird.

Die exotischen Blöcke im Wildflysch der Préalpes Externes (Tercier 1928; van Stuijvenberg 1979; Morel 1980) sind, zumindest in ihren allgemeinen Zügen, mit jenen der Roggenegg-Assoziation vergleichbar. Dagegen waren wir eigentlich erstaunt, wenig Gemeinsames zwischen den Komponenten im Mélange der Zone Submédiane (Weidmann et al. 1976) und den Iberger Exoten zu finden.

Eine Herleitung der Roggenegg-Assoziation aus dem Ultrahelvetikum ist dagegen eher unwahrscheinlich; es fehlt ihr der Lias in gotthardmassivischer Ausbildung. Ebenso fehlen die vorwiegend turonen Liebensteiner Kalke (= «seewerartigen Kalke» der Sardona-Decke).

Beziehungen der Roggenegg-Assoziation zu den Serien der Falknis-Decke, des Briançonnais s. str., des Grenzbereichs Briançonnais-Piemontais (z. B. Brekzien-Decke), des piemont-

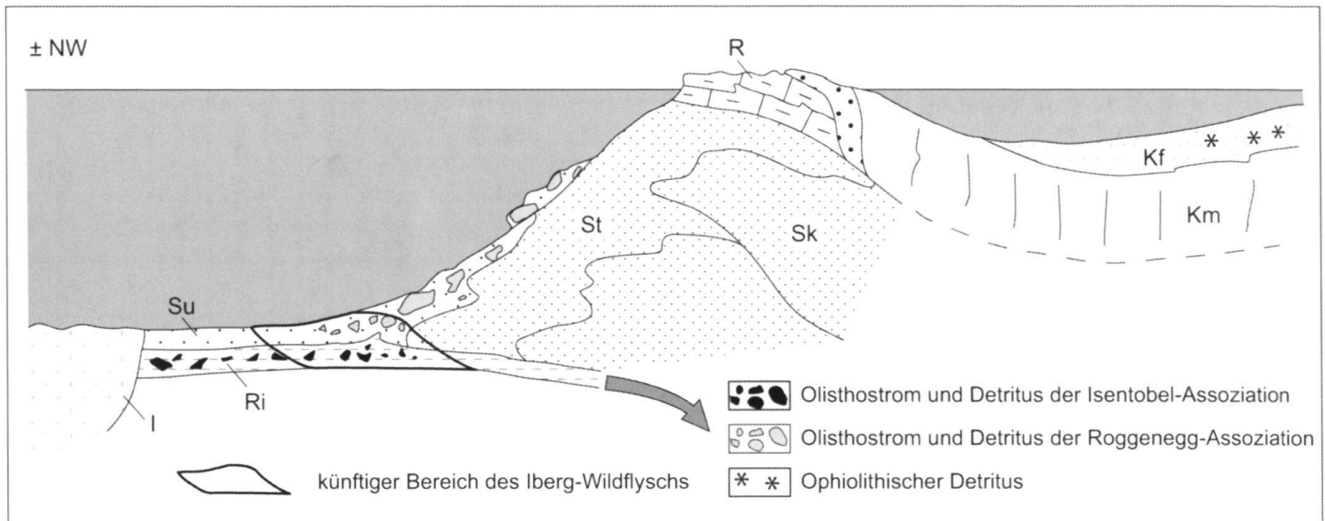


Fig. 8. Eine mögliche Situation des Iberger Wildflyschs gegen Ende des Mittel-Eocaens, d.h. vor seiner Einbeziehung in das Subduktions-Mélange; **sehr** hypothetisch. I = Liefergebiet der Isentobel-Assoziation; Su = Surbrunnen-Flysch; Ri = Rinderbach-Schichten; St = Tertiärer Schlieren-Flysch, hier Unteres bis Mittleres Eocaen; Sk = kretazischer Schlieren-Flysch; R = Liefergebiet der Roggenegg-Assoziation; Km = Mesozoikum der künftigen Klippen-Decke; Kf = Klippen-Flysch (Mittleres Eocaen).

Fig. 8. A possible situation of the Iberg Wildflysch at the end of the Middle Eocene, i.e. before its incorporation into the subduction mélange; **very** hypothetical. I = origin of Isentobel assemblage (mainly basement rocks); Su = Surbrunnen flysch (Middle Eocene), with Roggenegg detritus; Ri = Rinderbach beds (Late Cretaceous-Paleocene), with Isentobel detritus; St = Tertiary Schlieren flysch, here of Lower to Middle Eocene age; Sk = Upper Cretaceous Schlieren flysch; R = origin of Roggenegg assemblage (sediments only); Km = Mesozoic of future Klippen nappe; Kf = Klippen flysch (Middle Eocene), with detritus from an ophiolite-bearing source.

tesischen sowie des unterostalpinen Bereichs konnten wir nicht erkennen. Gegenüber den Schamser Decken (siehe Schmid et al. 1990) bestehen einzelne Konvergenzen, aber auch bedeutende Unterschiede; so fehlen Brekzien vom Vizian-Typus unter den exotischen Blöcken.

Zusammenfassend kommen wir also zur Vermutung, dass die Rinderbach-Schichten mit ihren Kristallin-Geröllen irgendetem Teil des Walliser Troges entstammen. Die virtuelle Schichtreihe der Roggenegg-Assoziation (Fig. 6) gehört vermutlich einem externen Teil des Subbriançonnais oder einer verschwundenen nordpenninischen Schwellenzone an.

2.4.2. Stellung des Surbrunnen-Flyschs

Die mögliche Stellung des mitteleocaenen Surbrunnen-Flyschs, welcher eng mit den Blöcken der Roggenegg-Assoziation verbunden ist, wird später diskutiert. Figur 8, welche selbstverständlich mit einem sehr grossen Salzkörnchen zusammen genossen werden muss, zeigt eine mögliche Konfiguration unmittelbar vor der Bildung des Iberger Wildflyschs. Sie beruht auf mehreren Hypothesen, u. a. auf der nachfolgend noch zu diskutierenden Annahme einer nordpenninischen Stellung des Schlieren-Flyschs. Meine früheren Versuche, eine ähnliche Skizze mit einem südpenninischen Schlieren-Flysch zu zeichnen, sind kläglich gescheitert. In Figur 8 haben wir die Schwelle, welche den Detritus der Isentobel-Assoziation in die Rinderbach-Schichten lieferte, N des «Wildflysch-Areals» ein-

gezeichnet. Eine Stellung S dieses Areals, unter den vorrückenden Flysch-Decken, ist aber ebenso gut möglich.

Das Alter der tektonischen Prägung des Iberger Wildflyschs, im Sinne einer tektonischen Vermengung von Rinderbach-Schichten, Surbrunnen-Flysch und Schlieren-Flysch, muss selbstverständlich jünger sein als die jüngsten der im Wildflysch enthaltenen Elemente. Meist ist dies der mitteleocaene Surbrunnen-Flysch, wobei aber Bayer (1982, Anhang S. 318) von der Roggenalp auch eine spät-eocaene Nannoflora erwähnt, und Katharina von Salis (schriftliche Mitteilung) fand in einer Probe aus dem Laucherentobel eine noch jüngere, vielleicht sogar oligocaene Gemeinschaft. Mélange-Bildung an der Eocaen-Oligocaen-Wende ist am wahrscheinlichsten.

2.4.3. Stellung des Schlieren-Flyschs: nord- oder südpenninisch?

Die Korrelation des tektonisch unteren, im Wesentlichen untereocaenen Grobsandstein-Flyschs mit gleichaltrigen Formationen des Schlieren- und Gurnigel-Flyschs kann als gesichert gelten.

Den tektonisch höheren Kreide-Flysch ordnen alle Sachkundigen (i.e. Frei 1963; Caron et al. 1989, Winkler et al. 1985) dem unteren Teil des «Basalen Schlieren-Flyschs» zu, wobei die Hellstätter oder Alberese-Kalke charakteristisch sind. Die grobklastischen Bänke auf der Windegg enthalten als auffallendste Komponenten Pegmatite. Der Reichtum an Biotit,

auch in den feinkörnigen Sandsteinen, weist darauf hin, dass das Liefergebiet unverwittert war und dass der Transport rasch erfolgte.

Die engsten Beziehungen bestehen zu den Kreide-Flysch in der Unterlage der Nidwaldner Klippen (Geiger 1956). Auch von dort werden «grosse Muskovitschuppen» vermeldet. Noch bemerkenswerter ist das Vorkommen von Sandkalken mit benthonischer Fauna (v. a. Bryozoen) in beiden Arealen.

Woher aber stammt nun der Schlieren-Flysch insgesamt? Bis im Mai 2004, als ich die erste Version dieses Kapitels niederschrieb, vertrat ich die «offizielle» Deutung im Sinne einer südpenninischen Herkunft, geriet dann aber beim Versuch, ein vernünftiges Szenario zu entwerfen, in wachsende Schwierigkeiten. Unter anderem störte mich, dass zwischen der mittelpenninischen Klippen-Decke und der hochpenninischen Arosa-Zone auf Ybrig auch nie die geringste Spur von südpenninischen Flysch erhalten geblieben war, worauf später noch hinzuweisen sein wird. Im August desselben Jahres begriff ich, dass alle lokalen Phänomene mit einer nordpenninischen (Citra-Briançonnais) Herleitung des Schlieren-Flyschs kompatibel waren. Dabei sollen die Probleme, welche diese Lösung in der westlichen Schweiz aufwirft, nicht bagatelisiert werden.

Der Kontakt zwischen Iberg-Mélange (mit Surbrunnen-Flysch) und Schlieren-Flysch ist im Isentobel sehr unspektakulär. Der jüngste, tektonisch unterste Schlieren-Flysch (nach Bayer Grenze Unter/Mittel-Eocaen) lässt sich nicht leicht vom ähnlichen, früh-mittleocaenen Surbrunnen-Flysch abgrenzen. Falls erster südpenninisch, zweiter aber nordpenninisch wäre, müsste man an einen «böartigen Zufall» glauben. Vor allem ist schwer verständlich, wie Blöcke der Roggenegg-Assoziation, aus dem externen Mittel-Penninikum oder aus dem Nord-Penninikum stammend, auf sedimentärem Weg in Wildflysch gelangen sollen, der angeblich die Unterlage eines südpenninischen Flyschs darstellt.

Es scheint mir hingegen nicht undenkbar, dass der Surbrunnen-Flysch einfach eine jüngste Formation der Schlieren-Schichtfolge darstellt. Auch im Gurnigel-Flysch der Préalpes Externes sind die mittel-eocaenen Flysch-Anteile vorwiegend pelitisch entwickelt (van Stuijvenberg 1979). Allerdings entstammen Detritus von Schlieren- und Surbrunnen-Flysch verschiedenen Liefergebieten (Bayer 1982), was aber einen ursprünglichen stratigraphischen Zusammenhang nicht von vorneherein ausschliesst (Andreas Bayer, briefliche Mitteilung).

Winkler et al. (1985) haben auf Analogien der oberkretazischen Schichtreihe von Schlieren-, Wägital- und Rheno-Danubischem Flysch hingewiesen. Dies kam, als der Schlieren-Flysch ja allgemein als südpenninisch taxiert wurde, doch recht überraschend. Bei einer Herkunft des Schlieren-Flyschs aus dem Walliser Trog fiel dieser Widerspruch weg. Der Rheno-Danubische Flysch ist ja sicher nordpenninisch, nicht nur auf Grund seiner Stellung, sondern auch wegen seiner Verbindung mit Falknis-nahen Serien, Tristel-Schichten und «Flysch-Gault» (Hesse 1973). Ich vermute deshalb, dass der Rheno-

Danubische Flysch aus einem internen und südlichen Teil des Walliser Troges stammt.

Gegen eine südpenninische Stellung von Rheno-Danubischem Flysch und Schlieren-Flysch der Iberger Klippen spricht auch die tektonische Position beider Komplexe im Liegenden von Arosa-Zone und Ostalpinen Decken. Die Suturierung des Südpenninikums mit den überliegenden Einheiten erfolgte bereits während der kretazischen Orogenese (Froitzheim et al. 1994), die Suturierung mit dem Mittel-Penninikum im Paleocaen (Schmid et al. 1996), was die Ablagerung eocaener Sedimente im südpenninischen Trog sehr unwahrscheinlich macht, jedenfalls im Gebiet der Ostschweiz und Österreichs, also den Gebieten, welche durch einen mit den Iberger Klippen identischen Deckenstapel charakterisiert sind. Der Spinell-Gehalt von mitteleocaenen Flysch im Briançonnais-Bereich (Flück 1973) unterstützt diesen tektonischen Befund. Dieser stammt wohl aus südpenninischen Ophiolith-Decken, welche zu dieser Zeit offenbar schon in Nähe des Mittelpenninikums gelangt waren. Wie der Chromit dabei den angeblich südpenninischen und chromitfreien Schlieren-Gurnigel-Streifen, in welchem ja auch Mittel-Eocaen vertreten ist, hätte überqueren können, ist jedenfalls schwer verständlich.

Der Wägital-Flysch (siehe Kuhn 1972) bleibt nördlich ausserhalb unseres Untersuchungsgebiets. Seine tektonische und paläogeographische Beziehung zum Schlieren-Flysch ist vorderhand ungewiss. Ziemlich sicher sind die beiden Folgen jedoch einander verwandt und entstammen dem gleichen Becken. A. Baumeler und W. Winkler haben 2005 den Schwere-mineral-Gehalt von Schlieren-Flysch, Surbrunnen-Flysch und Wägital-Flysch in der näheren Umgebung der Ibergeregge eingehend untersucht. Dabei ergab sich, dass diese drei Flysch-Folgen fast identische Spektren aufwiesen (Wilfried Winkler, mündl. Mitt).

Die charakteristischen Habkern-Granite sind in inneren Bereichen der Alpen oft, aber vergeblich gesucht worden. Dabei kommen sie ganz im Norden der Alpen, im Helvetikum, vor: Arnold Heim (1908) signalisiert ein Geröll im mitteleocaenen Glaukonit-Sandstein der Randkette, und Walter Ryf (1965) Gerölle im permischen Glarner «Verrucano». Heim's Stück habe ich nicht gesehen; bei Ryf's Gesteinen handelt es sich bestimmt um Habkern-Granit und nicht um «irgendeinen rosafarbenen Granit».

Wir kommen so zum Schluss, dass im Querschnitt der Schwyzer Alpen eine nordpenninische Herkunft des Schlieren-Flyschs plausibler ist als eine südpenninische. Dies bringt uns natürlich in Widerspruch mit den Verhältnissen (oder den Interpretationen) im Querschnitt der Préalpes.

Caron (1976; siehe auch Caron et al. 1980) hat gezeigt, dass über der Klippen-Decke der Préalpes zunächst eine Einheit von jungkretazischem und paleocaenem Flysch liegt, die Nappe de la Sarine. Identische Flysche finden sich nun einerseits am proximalen Rand der Médiannes Plastiques und tektonisch in deren Liegendem (in Form des mit der Nappe de la Sarine korrelierten Gurnigel-Flysch), andererseits in einer Synform der Plastiques bei Estavannens (Gruyère), weshalb Ch.

Caron und seine Mitarbeiter die Nappe de la Sarine mit der Gurnigel-Flyschdecke verbunden haben. Dies würde natürlich die Herkunft des Gurnigel-, und damit auch des Schlieren-Flyschs, aus einem Bereich jenseits der Briançonnais-Schwelle implizieren, nämlich aus dem süd penninischen (piemontesischen) Raum. Verschiedene Geologen (z. B. Winkler 1983 & 1984; Caron et al. 1989; Gasinski et al. 1997) haben sehr gründliche sedimentologische Synthesen des Gurnigel- und Schlieren-Flyschs vorgelegt, immer unter dem Gesichtspunkt einer Ultra-Briançonnais-Herkunft dieser Komplexe.

In Anbetracht der gesicherten Korrelation zwischen Schlieren- und Gurnigel-Flysch hängt das Dilemma also eindeutig von der Korrelation der Nappe de la Sarine mit der Gurnigel-Decke ab. Zweifellos bestehen Analogien für den (in der Nappe de la Sarine allein vertretenen) Abschnitt nahe der Kreide-Tertiär-Grenze, doch gibt es auch Unterschiede. So stellt im Schwermineral-Spektrum des Gurnigel-Flyschs der Granat einen bedeutenden Anteil, während er in der Nappe de la Sarine nur spärlich vorhanden ist (Wildi 1985).

Ein besonderes Problem bietet auch das Leimeren-Mélange am Thunersee. Bayer (1982) hat es mit dem «Flysch à lentilles de Couches Rouges» im Dach der proximalen Klippen-Decke verglichen. Diese Korrelation wird auch dadurch gestützt, dass der mitteleocaene Leimeren-Flysch, wie der Flysch der Klippen-Decke (Flück 1973), Chromspinell führt. Eine Herleitung des Leimeren-Mélange aus dem unmittelbaren Hangenden der Klippen-Decke ist somit sehr wahrscheinlich. Falls das Leimeren-Mélange in der Tat an der Basis des Schlieren-Flyschs liegt, liefert dies ein gewichtiges Argument für eine süd penninische Herkunft der Schlieren-Decke. Allerdings ist das Verhältnis des Leimeren-Mélange zum Schlieren-Flysch nach Bayer (briefliche Mitteilung) nicht eindeutig.

In der Innerschweiz gibt es ein einziges Profil, wo man die Auflagerung von Schlieren-Flysch auf der Klippen-Decke vermuten kann, nämlich die Nordseite des Rotspitz, in den Obwaldner Klippen (Mohler 1966; Bayer 1982). Dort findet man, von oben nach unten: eine verkehrt liegende mesozoische Schichtfolge der Klippen-Decke, «Wildflysch» s. l., und verkehrt liegenden Oberen Schlieren-Sandstein. Macht man die späte Rotation der Rotspitz-Schuppe rückgängig, so ergäbe dies eine Stellung des Schlieren-Flysch über der Klippen-Decke. Allenfalls könnte man dies durch eine Rück-Überschiebung des Flyschs erklären, oder, wie Andreas Bayer in einem Brief anregte, mit einem Einbohren der Klippen-Decke in den Flysch. Konkrete Anhaltspunkte dafür gibt es nicht. In Graubünden existiert jedenfalls eine sehr bedeutende Rück-Überschiebung, welche den nord penninischen Arblatsch-Flysch südwärts weit über die Schamser Decken (aus dem Briançonnais sensu lato) verfrachtet hat (Schmid et al. 1990). Südvergente Falten sind auch in der Falknis-Decke oberhalb Parpan, namentlich am Malakoff, deutlich sichtbar (Hinweis von Franz Allemann).

Zusammenfassend halten wir fest, dass die Hypothese einer nord penninischen Herkunft von Schlieren- und Gurnigel-Flysch zumindest Einiges sehr vereinfachen würde. Sie würde auch im Grossen und Ganzen die These von Ken Hsü (1994)

bestätigen, wonach süd penninische Flysche chromitführend, nord penninische chromitfrei seien – allerdings mit einigen Ausnahmen. Auch in kinematischer Hinsicht würde Manches verständlicher werden (siehe Fig. 9 und spätere Diskussion).

Damit allerdings haben wir uns weit von den Sumpfwiesen zwischen Hudelschijen und Mördergruebi entfernt. Ich wollte mit diesen Ausführungen keinesfalls «beweisen», dass der Schlieren-Flysch nord penninisch sei, auch wenn ich dies als recht wahrscheinlich ansehe. Vielmehr wollte ich eine Diskussion über das Thema anregen, in welche Tektoniker und Sedimentologen gleichermaßen ihre Gesichtspunkte einzubringen haben.

3. Die Klippen-Decke

Die Klippen-Decke (im W: Nappe des Préalpes Médiannes; im E: Sulzfluh-Decke) baut in unserem Gebiet eine wandbildende Stufe auf. Am Roggenstock bedingt sie den Absatz des «Unteren Roggenbandes». Stellenweise kann sie auch extrem reduziert sein oder ganz fehlen. Die beiden dominierenden Formationen sind die massigen Oberjura-Kalke («Malm-Kalke») und die oberkretazischen bis unter-eocaenen Couches Rouges. Weniger verbreitet sind Formationen der Obertrias, des Mitteljura, der Unterkreide sowie ein geringmächtiger Flysch.

Die Mikrofauna der Couches de l'Intyamon und der Couches Rouges wird von M. Caron in Appendix 1 beschrieben.

Überall sind die Gesteine der Klippen-Decke stark tektonisiert, verschuppt und vor allem ausgewalzt. Es war deshalb kaum möglich, zusammenhängende Profile aufzunehmen. Figur 10 soll nur einen allgemeinen Überblick vermitteln.

3.1. Die Formationen der Klippen-Decke

3.1.1. Trias

An der Basis der Klippen-Decke finden sich gelegentlich Rauhwacken, namentlich bei den Vorkommen am Grat Sternenegg – Windegg und auch am Pässchen zwischen dem Chli Schijen und dem Hudelschijen. Es sind in erster Linie Tektonite, die aber oft von anderen Gesteinen, vor allem gelben Dolomiten, begleitet werden.

An zwei Orten gibt es charakteristischere Aufschlüsse von Trias-Gesteinen. W des Chli Schijen hat ein neuer, auf der LK noch nicht eingezeichneter Weg weinrote und dunkelgrüne Schiefertone mit Bänkchen von gelbem Dolomit angeschnitten (Koord. 698.300/207.500/1400). Wenig S davon stehen gebankte, feinkörnige gelbe Dolomite an. Das zweite, grössere Vorkommen liegt auf der S- und E-Seite des Laucherenkreuzes (Felskanzel östlich des Laucherenstöckli, Koord. 701.250/207.175/1715). Es besteht aus grauen, giftgrünen und roten Schiefertonen, grünen Sandsteinen, Dolomitmergeln, dünnplattigen gelben Dolomiten und Rauhwacken.

Auch auf Grund der Analogie zu den, durch Landpflanzen datierten, Vorkommen von Zwüschet Mythen (Kaufmann 1876; Stutz 1890; Smit Sibinga 1921; Lienert 1957 & 1958) können diese Serien der Iberger Klippen-Decke zur Obertrias (Carnian – Norian) gestellt werden.

3.1.2. Jura (Gibel-Formation [?] und «Malm-Kalke»)

Ablagerungen des Unteren Jura und des unteren Mitteljura wurden auf Ybrig nicht gefunden; sie fehlen ja auch an den Mythen. In der steilen Osthalde des Laucherenkreuzes liegen, zwischen Obertrias- und Oberjura-Formationen, einige Meter von Gesteinen, welche sich mit der Gibel-Formation des Bathonian (Felber 1984) vergleichen lassen. Es sind gelbgraue Echinodermenkalke und Sandkalke mit Quarz- und Dolomit-Detritus. Besonders auffallend sind Brekzien, mit kalkig-quarzsandiger Grundmasse. Ihre teils kantigen, teils abgerundeten Komponenten sind vorwiegend gelbe und graue, feinkörnige Dolomite, seltener graue Kalke. Das Gestein gleicht der Rämisi-Brekzie am Kleinen Mythen (Faziestyp B von Felber 1984; siehe auch Vogel 1978).

Überall, wo die Klippen-Decke vorhanden ist, fallen die massigen, hellgrau anwitternden Kalke des Oberjura («Malm-Kalke» oder Sulzfluh-Kalke) auf. Am Chli Schijen, wo sie den bekannten Klettergarten bilden, sind sie mindestens 60 m mächtig – wahrscheinlich um die 100 m, wenn man die verstorzten Türme auf der NW-Seite mitberücksichtigt. Am Roggenstock werden sie maximal 40 m dick. Nur am Chli Schijen finden sich im unteren Teil der Formation dunklere, mikritische Kalke. In der Hauptmasse der Kalke ist die Schichtung meist kaum erkennbar. Biosparitische und oosparitische Kalke sind am häufigsten; eigentliche Korallenkalke habe ich nicht gesehen. WNW des Farenstöckli (am Roggenstock) führen onkolithische Kalke grosse Crinoiden-Stielglieder, vom Typ *Apiocrinus*. Dort kommen auch Einschaltungen von deutlicher gebankten biomikritischen Kalken mit Schweb-Crinoiden (Typ *Saccocoma*) vor. Wenige Proben, leider oft aus unklarer Stellung, zeigen oomikritische Kalke mit Calpionelliden.

3.1.3. Untere Kreide («Neocom» und Intyamou-Formation)

Jeannet (1941) erwähnt «Neocom»-Kalke am Roggenstock. Bereits Quereau (1893) waren die entsprechenden Schichten am Grat zwischen dem Chli Schijen und dem «Hohen Schijen» (= Hudelschijen) aufgefallen. Ihre Verbreitung ist unregelmässig.

Die Gesteine sind vorwiegend im dm-Bereich gebankte, mikritische Kalke, weisslichgrau anwitternd, im Bruch braungrau, mit dunkleren Flecken. Im Dünnschliff beobachtet man oft kleinste Kriställchen von autigenem Quarz und Feldspat (Albit?). Knauer und Lagen von dunklem, schaligem Silex (Chert) sind häufig. Seltener Einschaltungen sind grünliche Schiefermergel. Die Mikrofauna ist eher spärlich: Schweb-Crinoiden, Ostracoden, Foraminiferen, «späte» Calpionelliden (wohl *Tintinnopsella*). Das grösste, wenn auch z. T. versackte Areal der Neocom-Kalke findet sich auf der Süd- und Ostseite des Chli Schijen sowie bei Altberg. Am Ostgrat des Chli Schijen ist auch der Kontakt zur Intyamou-Formation im Hangenden aufgeschlossen.

Am Laucherenwändli scheint das «Neocom» hingegen zu fehlen. Doch es tritt am Laucherenkreuz, in einer tektonisch vielleicht höheren Scholle, auf. Im unteren Roggenband ist die

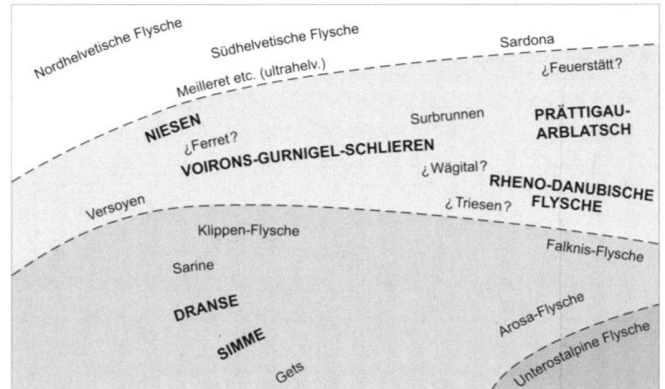


Fig. 9. Hypothetische Skizze zur räumlichen Lage der Ablagerungsgebiete der Flysche der Zentralalpen (bedeutendere Flysch-Komplexe in Grossbuchstaben). Die Raster bezeichnen, von NW gegen SE: Helvetischer Bereich s.l.; Nordpenninischer (Walliser) Bereich; Mittel- und Südpenninische (Briançonnais- und Piemont-) Bereiche; Ostalpine Bereiche. N.B.: Dies ist **keine** palin-spastische Karte; die verschiedenen Flysche haben ganz verschiedene Alter (Cenomanian bis frühes Oligocaen).

Fig. 9. Hypothetical location of the flysch basins of the Central Alps (major flysch complexes in uppercase). The shadings denote, from NW to SE: Helvetic realm s.l.; North-Penninic (Valais) realm; Middle- and South-Penninic (Briançonnais and Piemont) realms; Austroalpine realms. N.B.: This cartoon is **not** a palin-spastic map; the different flysch basins have quite different ages (Cenomanian to Early Oligocene).

Formation oft erkennbar, allerdings meist nur in geringer Mächtigkeit (einige Meter). Wo sie fehlt, können Anhäufungen von Silex-Knollen an der Basis der Couches Rouges als Lösungsrückstände interpretiert werden. Eine Gesetzmässigkeit im Auftreten bzw. Fehlen der «Neocom»-Kalke lässt sich nur schwer ausmachen. In den Felsköpfen W der Roggenhütte sieht man im N einen stratigraphischen Kontakt von Malm-Kalken und Couches Rouges, während sich nur 15 m S davon 1–2 m Fleckenkalke dazwischen einschalten. Ähnliche Verhältnisse wurden von Mohler (1966) in der SE-Abdachung des Obwaldner Rotspitz gefunden.

Die Intyamou-Formation (Python-Dupasquier 1990), früher als «Complexe schisteux intermédiaire» (Schwartz-Chenevart 1949; Klaus 1959) bezeichnet, ist am Ostgrat des Chli Schijen, ca. 120 m E von P. 1557, am besten erhalten. Über den gebankten «Neocom»-Kalken, mit Silex-Knollen, liegt zunächst ein dünnes, zurückwitterndes Bändchen von dunkelgrünlich-beigen mergeligen Kalken mit grossen dunklen Flecken (Handstück K 136, bezüglich dieser und aller folgenden Handstücknummern vergl. Appendix 1 von M. Caron). Diese gehen über in grünliche Foraminiferen-Wackestones (K 137, Z 22). Den oberen Teil der insgesamt etwa 5 m mächtigen Folge bilden dunkelgraue Kalkmergel mit grüngrauen Kalken, welche ausser planktonischen Foraminiferen auch Radiolarien und kleine, zweiklappig erhaltene Muscheln führen (K 138). Die reichliche Foraminiferen-Fauna dieser Schichten erlaubt eine Datierung als oberes Albien, eventuell unteres Cenomanian (siehe Appendix 1).

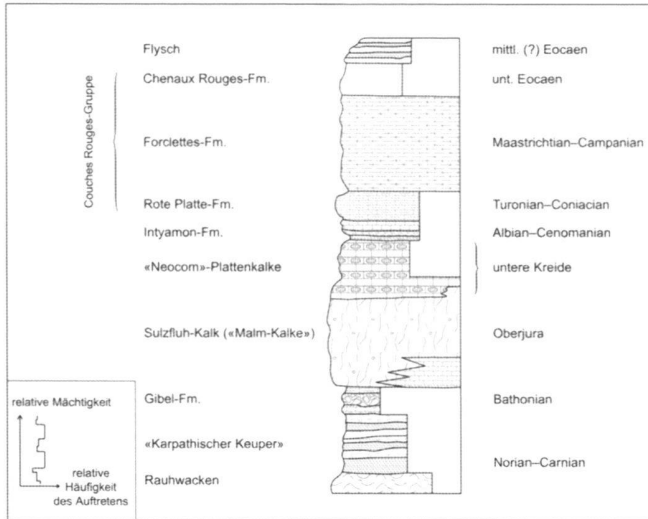


Fig. 10. Schichtreihe der Iberger Klippen-Decke; kumulierte Mächtigkeit ca. 300m. Die auf der rechten Seite angezeigte Abnahme der relativen Häufigkeit des Auftretens ist zum Teil primär stratigraphisch (Schichtlücken), zum Teil durch tektonische Ausdünnung bedingt. So sind in manchen Aufschlüssen nur die «Malm-Kalke» und ein Teil der Couches Rouges vertreten. Gliederung der Couches Rouges nach M. Caron (siehe Appendix 1).
 Fig. 10. Stratigraphy of the Iberger Klippen nappe; aggregate thickness ca. 300m. The relative frequency of occurrence given at the right hand side is partly due to stratigraphical gaps, partly to tectonic thinning. In many outcrops only the Upper Jurassic limestones and part of the Couches Rouges Group are represented. Sub-division of the Couches Rouges according to M. Caron (see appendix 1).

Dünne Lagen von grauen Mergelkalken unter den Couches Rouges finden sich auch in den versackten Paketen bei Ober Altberg. Am Roggenstock können die untersten Aufschlüsse am WNW-Grat, auf 1500 m Höhe, den Couches de l'Intyamou zugeordnet werden.

3.1.4. Oberkreide bis Eocaen (Couches Rouges und Flysch)

Die Couches Rouges sind die verbreitetste Gesteinsgruppe in der Iberger Klippen-Decke. Zusammen mit den massigen Oberjura-Kalken machen sie über 90 % der Aufschlüsse aus. Es sind, wie andernorts, dünnbankige mergelige Kalke, von roter, graugrüner oder hellgrauer Farbe. Sie überlagern die unterkretazischen Plattenkalke oder, wo diese fehlen, auch unmittelbar die «Malm-Kalke». Oft, aber nicht überall, ist der Kontakt tektonisch überprägt. Auch die Couches Rouges selbst sind stark tektonisch deformiert; interne Überschiebungen und Abschiebungen sind häufig. Es konnten deshalb keine zuverlässige Profile aufgenommen werden, und auch eine systematische Kartierung von Formationen innerhalb der Couches Rouges-Gruppe (Guillaume 1986; Hable 1997) war nicht möglich.

Die untersten Couches Rouges sind weisse oder graue, gutgebantke mikritische Kalke mit dünnen Mergel-Zwischenlagen. Am Ostgrat des Chli Schijen folgen sie nordwärts, scheinbar konkordant, über der Intyamou-Formation. Ihre Forami-

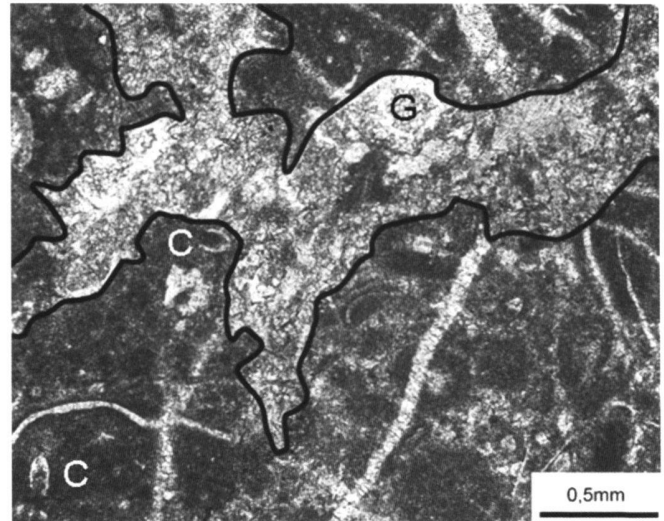


Fig. 11. Dünnschliff einer Brekzie an der Basis der Couches Rouges: SW des Farenstöckli (Handstück X 17, Appendix 1). Fragmente von mikritischem Kalk des Tithonian oder Berriasian mit Calpionelliden (C) in einem Calcarenit des Turonian bis Santonian (nach M. Caron) mit Globotruncaniden (G). Bemerkenswerter Weise durchschlagen die Calcit-Adern nur die Mikrit-Komponenten.
 Fig. 11. Thin section of a sedimentary breccia at the base of the Couches Rouges Group, Roggenstock. Fragments of Tithonian or Berriasian micritic limestone with Calpionellids (C) in a Turonian to Santonian calcarenite with Globotruncanids (G) dated by M. Caron. Note that the calcite veins are restricted to the micritic components.

niferen-Fauna (Handstück K 139) impliziert ein Alter von Spät-Turonian bis Coniacian, eventuell auch Santonian (siehe auch Appendix 1). Ob die Schichtlücke an ihrer Basis primär oder tektonisch bedingt sei, lässt sich hier nicht entscheiden. Auch auf Laucheren und am Roggenstock finden sich stellenweise einige Meter analoger Kalke im unteren Teil der Couches Rouges. Sie können mit der Rote Platte-Formation der Préalpes verglichen werden.

Der weitaus überwiegende Anteil der Couches Rouges-Gruppe in den Iberger Klippen ist von jüngerem, spät-oberkretazischem (Campanian – Maastrichtian) Alter und entspricht der Forciettes-Formation der Préalpes. Kalkreiche und tonreiche Lagen sind nicht deutlich getrennt; auch die Kalke sind ziemlich reich an toniger Substanz. In der mächtigsten, ca. 100 m dicken Abfolge am NNW-Sporn des Roggenstocks liegen unten graue, dann rote und zuoberst wieder grüngraue oberkretazische Couches Rouges. Calcarenitische Bänke, mit Quarz- und Glaukonit-Körnern, sind nicht selten eingeschaltet. Hardground-Bildungen habe ich nicht bemerkt. Neben pelagischen Foraminiferen (Globotruncaniden, *Hedbergella*, *Heterohelix*) sind Echinodermen- und Muschelreste oft vorhanden.

NW des Farenstöckli (Koord. 702.290/208.550/1565) schlug der «Feldknecht» ein Handstück (X 17), welches ich zunächst als «Neocom oder Couches Rouges?» etikettierte. Pikanterweise enthielt der Dünnschliff sowohl Calpionelliden als auch

Globotruncaniden (Fig. 11). Dies beweist, dass hier oberkretazische Couches Rouges Kalke des Tithonian direkt überlagern.

Tertiäre Couches Rouges, vergleichbar der Chaux Rouges-Formation, konnten an wenigen Stellen, auf der Windegg und auf der Nordseite des Roggenstocks, nachgewiesen werden. Es sind rote oder braungraue, oft etwas sandige Mergelkalke. Sie zeigen eine extrem dichte Packung von Globigerinen und Globorotalien (*Gl. aragonensis* Nuttall oder *Gl. formosa* Bolli, Unter-Eocaen, M. Caron pers. Mitt.). Daneben kommen benthonische Foraminiferen, Muscheln, Echinodermen-Reste und phosphatische Fisch-Schuppen vor. Die wenigen Globotruncaniden haben Kammerfüllungen aus mikritischem Kalk und sind bestimmt umgelagert. Die Mächtigkeit der tertiären Couches Rouges ist bescheiden, maximal 15 m. Auch sie stossen z. T. an Oberjura-Kalke, wobei die stratigraphische Natur des Kontaktes allerdings nicht beweisbar ist.

Über den Oberjura- und Unterkreide-Kalken liegen also selbst im sehr kleinen Gebiet der Iberger Klippen Formationen ganz unterschiedlichen Alters: spätes Albian, spätes Turonian, Campanian-Maastrichtian (in den meisten Profilen) sowie, wahrscheinlich, frühes Eocaen. Jungkretazische tektonische Deformationen im Briançonnais-Bereich können nicht ausgeschlossen werden. Die post-tithonen, aber prä-turonen Calcit-Adern im Handstück X17 (s. Figur 11) könnten eventuell als Hinweis auf Kreide-Tektonik gedeutet werden.

Lokal (Laucheren und an der Ostflanke des Roggenstocks) folgen noch einige Meter eines recht banalen Flyschs. Er besteht aus dunklen, seltener auch weinroten Schiefertönen und braungrauen, feinkörnigen Kalksandsteinen, welche neben Quarz auch zersetzte Feldspäte und kaum eingeregelt Glimmerblättchen enthalten. Fossilien habe ich in meinen wenigen Schriffen nicht gefunden. Weil das Untereocaen noch als Couches Rouges ausgebildet ist, kann spät-untereocaenes bis mitteleocaenes Alter angenommen werden.

3.2. Tektonik der Klippen-Decke

3.2.1. Allgemeine Charakterisierung

An den Mythen ist die Klippen-Decke mindestens 750 m dick, in den Iberger Klippen wesentlich schwächtiger. Zwar misst sie am Chli Schijen, wo ihr Hangendes nicht mehr erhalten ist, noch mindestens 160 m, doch schon am Hudelschijen und am Gross Schijen ist sie auf wenige Meter oder Dekameter reduziert. Auf der SW- und NW-Seite der Mördergruebi-Klippe ist sie nicht aufgeschlossen und, falls überhaupt vorhanden, jedenfalls sehr dünn. Auf der NE-Seite dieser Klippe bestehen das Laucherenwändli und das Laucherenkreuz aus zwei maximal 70 m dicken «Mega-Boudins». Gleichmässiger ist die «Mächtigkeit» der Klippen-Decke im Unteren Roggenband des Roggenstocks, mit 40–120 m.

Wie bereits angedeutet, sind die Gesteine der Klippen-Decke, namentlich die Couches Rouges, oft stark tektonisiert.

Eine grobe Drucklösungs-Schieferung liegt meist flach. Duktill deformierte Fossilien oder Ooide sind nur ausnahmsweise erkennbar. Ausser feinsten Hellglimmer-Blättchen sowie autogenen Kriställchen von Quarz und Feldspat, in Kalken, gibt es kaum neu gebildete Mineralien. Scherflächen und Calcit-Adern sind teils älter, teils jünger als die Druckschieferung. Die massigen «Malm-Kalke» sind spröde zerbrochen. Besonders stark deformierte Partien liegen an der Basis, seltener im Dach, aber auch an Scherflächen innerhalb der Klippen-Decke. Dazwischen kommen auch weniger beanspruchte Folgen vor, namentlich am Chli Schijen und am Roggenstock. Steilstehende Brüche sind häufig; sie versetzen auch den Hangend-Kontakt zur Arosa-Zone und (eher seltener) den Liegend-Kontakt zu den Flyschen. Eine gegen NW geöffnete liegende Synklinale in Couches Rouges und Klippen-Flysch, W der Roggenegg, kann als Schleppfalte unter der Überschiebung der höheren Decken gedeutet werden.

Die Basis der Klippen-Decke liegt meist ziemlich flach (0–30°). Nur auf der Südseite des Laucherenkreuzes ist sie steilgestellt. Problematisch sind die fünf kleinen Klippen-Reste zwischen der Sterneneegg und der Windegg (siehe unten). Hier scheint eine sekundäre Verschuppung von kretazischem Schlieren-Flysch mit Klippen-Gesteinen vorzuliegen.

Wo der Dachkontakt der Klippen-Decke aufgeschlossen ist, zeigt er wenig Besonderheiten. Jedenfalls fanden sich nirgends Relikte höherer Einheiten, z. B. südpenninischer Flysche, zwischen Klippen-Decke und Arosa-Zone.

3.2.2. Detail-Tektonik

Die massigen «Malm-Kalke», welche die Klettertürme des Chli Schijen aufbauen, werden von mehreren Brüchen zerhackt (Streichen N 25° E und N 85° E). Am Ostgrat ist eine relativ vollständige Kreide-Abfolge an diese Kalke angelehnt (M. Caron, Appendix 1). Die Klippen-Decke erreicht hier ihre grösste Mächtigkeit innerhalb der Ybriger Berge. Aber schon am Sattel zwischen dem Chli Schijen und dem Hudelschijen treten die Couches Rouges in Kontakt mit dem liegenden Schlieren-Flysch (Fig. 12). Sie stehen auch auf der Westseite des Hudelschijen an. Auf seiner Ostseite und am Gross Schijen ist die Klippen-Decke extrem ausgewalzt. Eine winzige Linse von Couches Rouges liegt am Rücken zwischen dem Hudelschijen und der Sterneneegg, ein schon von Jeannet auf seiner Karte eingezeichneter Aufschluss von «Neocom»-Kalken SSE des Gross Schijen (Koord. 699.275/207.650/1485).

Am Grat Sterneneegg – Windegg sind fünf kleine Scherben von Klippen-Gesteinen (Rauhwacken, «Malm-Kalke», Couches Rouges) scheinbar in den kretazischen Schlieren-Flysch eingeschaltet. Eine Interpretation als «exotische Blöcke im Wildflysch» (Quereau 1893; Jeannet 1941) kann ausgeschlossen werden. Auch eine Deutung als Überreste einer alten Sackungsmasse ist unwahrscheinlich, da eindeutige tektonische Kontakte zwischen den Klippen-Serien und dem Flysch gesehen werden können; einzig die beiden Pakete an der Strasse der Oberallmeind-Korporation sind wohl verrutscht. Die drei

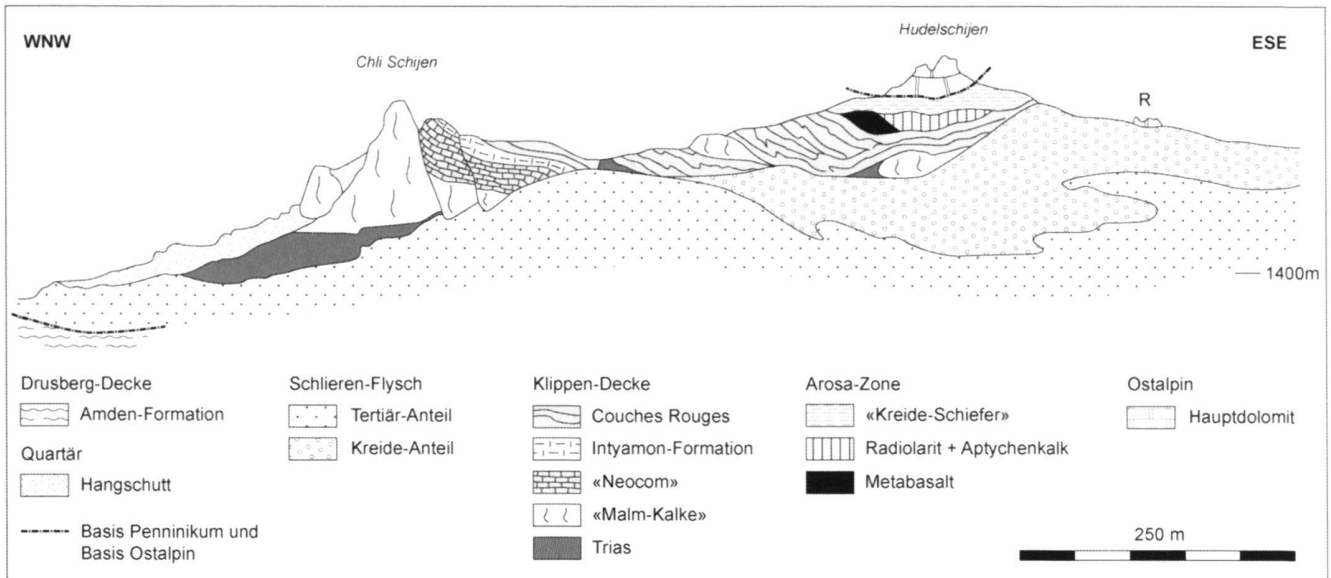


Fig. 12. Längsprofil durch Chli Schijen und Hudelschijen. R: Reliktische Blöcke von Hauptdolomit.
 Fig. 12. Along-strike cross section through Chli Schijen and Hudelschijen. R: residual boulders of Triassic Hauptdolomit.

Vorkommen am Grat selbst, auf 1510, 1540 und 1570 m, scheinen mehr oder weniger anstehend zu sein. Dies impliziert, dass die basale Überschiebung der Klippen-Decke innerhalb unseres Gebiets hier, und nur hier, nachträglich verschuppt wurde. Mohler (1966) und Felber (1984) beobachteten auch in der Unterlage der Giswiler Klippen Verschuppungen, fanden sie doch innerhalb der «Habkern-Zone» Scherben von Trias- bis Mitteljura-Formationen aus der Klippen-Decke.

Höher oben am Windegg-Grat, auf 1705 m, liegt eine Linse von kretazischen und tertiären Couches Rouges an der «richtigen» Stelle, zwischen dem Schlieren-Flysch und den Ophiolithen der Arosa-Zone. Relikt-Blöcke von Oberjura-Kalken bei P. 1756 zeigen, dass auch dort noch eine extrem reduzierte Klippen-Decke vorhanden war. Sonst fehlt sie unter einem grossen Teil der Mördergruebi-Klippe.

Das Laucherenwändli, westlich des Laucherenentobels, zwischen den Koord. 701.550/207.850/1460 und 701.450/207.250/1570, zeigt extreme interne Verscherungen auf kleinstem Raum, an welchen nur «Malm-Kalke», Couches Rouges und Flysch beteiligt sind. Auch der Felskopf des Laucherenkreuzes ist tektonisch komplex. Eine untere, östliche Scholle von «Malm-Kalken» wird von Couches Rouges unter- und überlagert; an ihrem Fuss entspringt eine schöne Quelle. Die höhere Schuppe umfasst Obertrias, vermuteten Dogger, «Malm-Kalke», «Neocom» und Couches Rouges. Hier liegt also eine Scholle «mit Neocom» (wie an der Rotenflue) über einer solchen «ohne Neocom» (wie an den Mythen).

Für die Klippen-Decke des Unteren Roggenbandes am Roggenstock verweisen wir auf Tafel 1, sowie Fig. 2, 3 und 13, und wir beschränken uns auf wenige Bemerkungen, wobei wir im S beginnen und die Klippe im Uhrzeigersinn umkreisen.

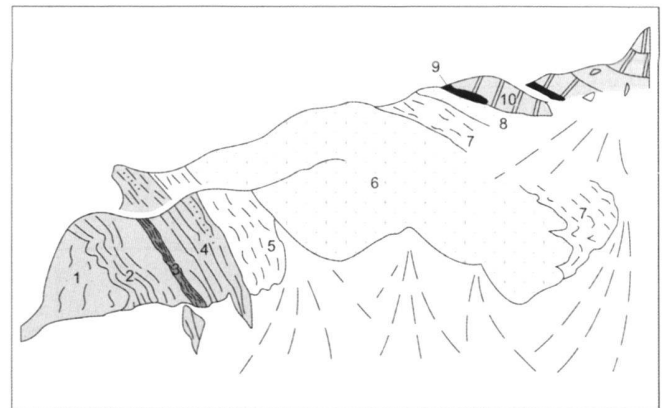


Fig. 13. Ansicht der Kante S von Ober Roggen. 1 = Oberjura-Kalk; 2 & 4 = Couches Rouges; 3 = graue und rote Schiefertone, Flysch der Klippen-Decke (?); 5 & 7 = Lavagna-Schiefer der Arosa-Zone; 6 & 8 = Metabasalt; 9 = rote Kalke, wohl Lias; 10 = Hauptdolomit.

Fig. 13. View from Ober Roggen towards the S. 1-4: formations of the Klippen nappe; 5-8: formations of the Arosa zone; 9 & 10: Austroalpine nappes.

Die kleinen Flöhe im Wald W des Farenstöckli (Umgänder auf älteren Karten) bestehen aus Malm, Neocom und Couches Rouges. Eine Überschiebung von Malm-Kalken auf Couches Rouges ist deutlich sichtbar; die Couches Rouges unter der Malm-Platte sind stark, diejenigen darüber weniger tektonisiert.

Auf der NW-Seite des Roggenstocks, besonders am Jäntli- und am Moosegen-Grat, sind die Couches Rouges zu ihrer grössten Mächtigkeit angehäuft. Auch hier liegt ein dünner Span von «Malm-Kalken» darüber. Dieser schwillt in der

Wand NE des Roggenstocks stark an und wird von mehreren, W-E und SSW-NNE streichenden Verwerfungen zerhackt; bei der lieblichen Wiese des Roggenlochs (E von P. 1577) sieht man, dass diese Brüche auch die Basis der Arosa-Zone verstellen.

Auf der Roggenegg ist die Klippen-Decke stark reduziert. Die «Malm-Kalke» werden durch eine vertikale, N-S orientierte Verwerfung abgeschnitten. Auf die Synklinale von Couches Rouges und Flysch, welche am Übergang von der Roggenegg ins Roggenloch gut aufgeschlossen ist, wurde schon hingewiesen.

Der Osthang des Farenstöckli, über der Roggenhütte (Schilter's Plangg bei Quereau 1893) bietet ausnahmsweise ein vollständiges, kaum versacktes Profil durch die Iberger Klippen-Decke (s. Fig. 13). Eine tiefste Scholle von Malm und Couches Rouges sieht man am und unter dem Weg von der Roggenhütte nach Ober Roggen. Darüber liegt eine im Wesentlichen normale Abfolge von «Malm-Kalken», «Neocom» (stellenweise fehlend), Couches Rouges und etwas Klippen-Flysch. Die WNW – ESE streichenden Brüche versetzen Ober- und Unterkante der Klippen-Decke.

3.3. Zur paläogeographischen und tektonischen Stellung der Iberger Klippen-Decke

Es ist nahe liegend, die Klippen-Decke der Ybriger Gegend in erster Linie mit derjenigen der westlichen Schwyzer Klippen, Mythen und Rotenflue, zu vergleichen. Die Obertrias-Sedimente am Chli Schijen und am Laucherenkreuz entsprechen durchaus denjenigen von Zwüschet Mythen; nur die pflanzenführenden Schiefertone (Heer 1877) wurden auf Iberg nicht gefunden. Sie gehören zum Fazies-Bereich des «Karpathischen Keupers», der zwischen demjenigen des Germanischen Keupers im NW und dem Hauptdolomit-Bereich im SE einen breiten Streifen einnimmt.

Wie an den Mythen fehlen auf Iberg Ablagerungen des Lias und des frühen Mitteljura. Mögliche Äquivalente der spät-mitteljurassischen Gibel-Formation wurden nur an einer Stelle gefunden. Die massigen Oberjura-Kalke sind auch in den Iberger Klippen vorwiegend Bildungen einer Flachwasser-Plattform.

Gebankte, silixführende Fleckenkalke der Unterkreide («Neocom») fehlen an den Mythen, stellen sich aber an der Rotenflue, in gegen SE zunehmender Mächtigkeit, ein (s. Bolter 1963, S. 79–80). Die Intyamon-Formation ist auch an der Rotenflue und in den Nidwaldner Klippen (Klewenalp, Buochserhorn) ausgebildet. Am Grossen Mythen finden sich Radiolarite des Albien (Smit Sibinga 1921). Lienert (1958) hat sehr schön gezeigt, dass selbst im kleinen Gebiet um den Gipfel des Grossen Mythen herum die Couches Rouges (sensu lato) mit Sedimenten verschiedenen Alters (Albien bis Turonian) einsetzen. Tertiäre Couches Rouges blieben an den Mythen nicht erhalten, wohl aber an der Rotenflue.

Gegen Osten bestehen auch deutliche Analogien zur Sulzfluh-Decke des Rätikon. Ihre mitteljurassischen Formatio-

nen gleichen auffallend denjenigen der Mythen (Felber 1984, S. 223). Hier wie dort finden sich dieselben massigen Oberjura-Kalke, sowie die oberkretazischen und alttertiären Couches Rouges. Eine Merkwürdigkeit der Sulzfluh-Decke ist das systematische Vorkommen eines 1–5 m dicken Spans von Granodiorit an ihrer Basis (sogar noch beim isolierten Felsen von Tgavrouls, oberhalb von Tiefencastel). Ich vermute, dass die Einheit längs der Grenzfläche zwischen prä-jurassisch verwittertem, wasserdurchlässigem und «gesundem» Granit abgesichert wurde.

Weit, weit im fernen Osten, zeigt die Czorstyn-Einheit der karpathischen Klippen eine praktisch identische Schichtreihe. Ob dies nur eine Konvergenz-Erscheinung ist, oder ob sich die Briançonnais-Schwelle bzw. Briançonnais-artige Schwellen effektiv so weit verfolgen lassen, bleibe dahingestellt.

In Bezug auf den tektonischen Charakter der Klippen-Decke zeichnet sich von W nach E eine bedeutende Änderung des Stils ab. Beim «Médianes-Plastiques-Stil» sind Antiklinalen und Synklinalen ausgebildet. Die Achsenebenen stehen steil oder fallen nach S bzw. SE ein. Übergänge zum «Médianes-Rigides-Stil» existieren, z. B. in der Gastlosen-Kette oder am Mont Chauffé (Chablais). Beim «Innerschweizer Stil» (Alpoglerberg und Rotspitz in den Obwaldner Klippen; Nidwaldner Klippen, Mythen) sind die Synklinalen erhalten, die Antiklinalen zerschert; die Achsenebenen fallen flach nach S ein. Der «Rätikon-Stil» ist durch flach liegende, intern verschuppte und boudinierte Bretter unter dem Traîneau écreaseur der Ostalpinen Decken (samt ihrem tektonischen Kissen, dem Arosa-Mélange) charakterisiert.

An den Mythen ist die Klippen-Decke noch verfaltet (Diplomarbeit Vogel 1978; in Felber 1984), wenn auch in weit weniger «plastischer» Weise als dies etwa Albert Heim (1922) zeichnet. Problematisch ist die Stellung der synformen Haggenspitz-Scholle. Rein geometrisch gesehen, könnte sie zu einem distalen Teil der Gross-Mythen-Scholle gehören, welcher unter die Klein-Mythen-Scholle eingewickelt wurde. Heim gibt für die ab-erodierte tektonische Überlast an den Mythen 1500–3500 m an. Dieser Wert ist plausibel, auch in Anbetracht der Drucklösungs-Schieferung in den Couches Rouges des Grossen Mythen. In den Iberger Klippen war er wohl noch etwas höher. Die Rotenflue und der Chli Schijen könnten den Übergang vom «Innerschweizer Stil» zum «Rätikon-Stil» markieren (siehe auch Fig. 12). Die Iberger Klippen-Decke kann also ohne Bedenken mit der selben Einheit an den Mythen und an der Rotenflue verbunden werden kann.

Die tektonische und paläogeographische Stellung der Mythen innerhalb der Klippen-Decke war zunächst umstritten. Die älteren Bearbeiter (Tobler 1899; Smit Sibinga 1921; Heim 1922) nahmen an, dass die Mythen (ohne «Neocom», und daher dem internen Bereich zugeordnet) über die Rotenflue (mit «Neocom») geschoben worden seien. Staub (1917), der als getreuer Anhänger von Argand's Embryonaltektonik eine «Geantiklinale» an der Stirn seiner (damals «unterostalpinen») Klippen-Decke benötigte, schloss die Mythen dagegen nördlich an die Rotenflue an. Diese Auffassung hat sich heute,

wenn auch aus anderen Gründen, durchgesetzt. Felber (1984, S. 34–36) konnte nachweisen, dass die vermeintlichen «Lias-Blöcke» über der (unteren) Rotenflue-Schuppe zur Langelserie (U. Furrer 1979) gehörten, einer sehr «südlichen» Ausbildung des Callovian und unteren Oxfordian. Zusammen mit den reliktschen Blöcken von fossilreichen Mitteltrias-Kalken und -Dolomiten auf der Zwäckenalp (Jeannet 1941) könnte diese «obere Rotenflue-Schuppe» einen Rest der Préalpes Médiannes Rigides (Briançonnais s. str.) repräsentieren, analog zur Mitteltrias der Giswiler Stöcke in den Obwaldner Klippen. Bei P. 1565 auf der Rotenflue sahen wir zudem im Eluvialschutt Stücke von Radiolarit aus der Arosa-Zone.

Es gibt also, am distalen Rand der erhaltenen Innerschweizer Klippen-Decke, eine frühjurassische bis frühkretazische Mythen-Schwelle. Wie setzt sich diese aber gegen W fort?

Die nördlichste Einheit der Obwaldner Klippen, der Rotspitz (Mohler 1966) zeigt, wie die Mythen, eine bedeutende Schichtlücke zwischen dem «karpathischen Keuper» und dem oberen Mitteljura. Dagegen sind die Oberjura-Kalke ganz anders ausgebildet, viel weniger mächtig, durchwegs mikritisch und mit zwei Einschaltungen von weissen und roten Knollenkalken. Auch die Silex-führenden Kalke der Unterkreide finden sich am Rotspitz. Hier gab es somit eine Hochzone im frühen Jura und im frühen Mitteljura, nicht aber im späten Jura und in der frühen Kreide.

Auch in den westschweizerischen Préalpes gibt es Anzeichen für Hochzonen im N bzw. W der heute erhaltenen Médiannes-Decke. Im mittleren Jura lieferten sie siliziklastischen Schutt, darunter gut gerundete Gerölle von Rhyoliten gegen S (U. Furrer 1979). Rhyolitischer Detritus kommt auch am Rotspitz (Vonderschmitt 1923), am Stanserhorn (Tobler 1899), an den Mythen (Vogel 1978) und in der Sulzfluh-Decke (Felber 1984) vor, ferner im Wildflysch der Préalpes Externes. In der späten Jura- und der frühen Kreide-Zeit wurden ebenfalls Calciturbidite gegen S bzw. E geschüttet. Boller (1963) hat die Existenz einer kontinuierlichen Mythen – Moléson – Môle-Schwelle (MMM-Schwelle) in Betracht gezogen; daran bin ich, als damaliger Doktorvater, gewiss mitschuldig. Vielleicht entspringt dies einer allzu zylindristischen Konzeption der alpinen Paläogeographie. Die Verhältnisse am Rotspitz gemahnen zur Vorsicht.

Doch zurück zu den Innerschweizer Klippen. Hier stützen wir uns vor allem auf die sehr gründliche Dissertation von Felber (1984). Südlich der Mythen- (? Rotspitz) – Hochzone lag ein Streifen mit mehr oder weniger kontinuierlicher Sedimentation während des Jura und der Kreide. Namentlich in den westlichen Klippen (Alpoglerberg, Stanserhorn, Buochserhorn) lassen sich die Formationen mit jenen der Préalpes Médiannes Plastiques (Subbriançonnais) korrelieren. Es zeigt sich jedoch, dass dieser Gürtel von W nach E immer schmaler, jünger und atypischer wird. Die unterjurassischen Formationen sind wesentlich geringmächtiger als in den Préalpes; den Schwyzer Klippen fehlen sie ganz. Die Stanserhorn-Formation, mit ihren charakteristischen Cancellophycus-Schichten des Aalenian – Bajocian, misst an der Typlokalität noch fast

500 m; aber wenig weiter östlich, auf der Klewenalp, wird sie dünn und undeutlich. Hier beklagt schon Märki (1926) das «Überkreuzen der Isopen», welches einen Vergleich mit den Faziesgürteln der Préalpes erschwert. In den Schwyzer Klippen fehlt auch die Stanserhorn-Formation. Einzig die gebankten Unterkreide-Kalke mit Silex-Knollen, zwischen der Rotenflue und dem Roggenstock, dokumentieren einen letzten, bescheidenen Rest des Beckens zwischen dem Briançonnais s. str. und der Mythen-Plattform.

Der Gürtel des «Médiannes-Plastiques-Subbriançonnais» keilt also offenbar gegen E aus. Wenig östlich unseres Gebiets werden sich wohl Briançonnais- und Mythen-Schwelle zu einer einzigen (Sulzfluh-) Plattform vereinigen. In Graubünden kennt man keine Abfolgen, welche an das Subbriançonnais der Westalpen und der Préalpes erinnern. Die Serien der Gelbhorn-Decke sind viel stärker detritisch geprägt; dasselbe gilt für die Falknis-Decke, vom Südrand des Walliser Trogos.

Aber gab es nördlich der Mythen-Schwelle noch einen zweiten Gürtel mit vollständiger und stärker pelagisch entwickelten Sedimenten, ein «Roggenegg-Subbriançonnais» (s. 2.2.5. und 2.4.1.), welches bei der Wildflysch-Bildung durch Erosion und Subduktion zerstört worden ist? Wir haben die Frage bereits aufgeworfen, ohne sie schlüssig beantworten zu können. Die sehr spezielle, hemipelagische Entwicklung des Oberjura am Obwaldner Rotspitz könnte vielleicht einen Hinweis liefern.

4. Die Arosa-Zone

4.1. Allgemeine Charakterisierung

Die basischen Vulkanite (Meta-Basalte, «Diabase», «Spilite») sind die auffallendsten Glieder dieser Einheit. Jeannet (1941) hat sie mit der «Simmen-Decke» der Préalpes korreliert. Die Verbindung zu den Vorkommen am Westrand der Ostalpen ist jedoch viel enger, so dass man sie als Arosa-Zone bezeichnen darf.

Die Arosa-Zone fehlt unter dem Grossen Schijen; am Chli Schijen blieb sie nicht erhalten. Auf der Nordseite der Mördergruebi ist sie ca. 110 m «mächtig». Noch etwas dicker muss sie auf der Westseite dieser Klippe gewesen sein, wo allerdings die meisten Vorkommen versackt sind. Unter dem Roggenstock misst sie 5–60 m.

Innerhalb der Decke beobachtet man eine Verschuppung von drei Gesteinskomplexen: a) Ophiolithen, weit vorwiegend Basalten; b) post-ophiolithischen Sedimenten (Radiolarit, Aptychenkalk, «Kreide-Schiefern»); c) Scherben von Trias-Gesteinen (vorwiegend aus den Raibler Schichten, etwas Hauptdolomit). Letztere betrachten wir als tektonisch eingewalzte Späne aus der hangenden oberostalpinen Decke. Man könnte somit die Arosa-Zone (im weiteren Sinn) als ein tektonisches Mélange von Hochpenninikum (Arosa-Zone im engeren Sinn) und Oberostalpin bezeichnen (siehe Fig. 16).

Die Untergrenze zeigt dort, wo sie aufgeschlossen ist, keine besonderen Komplikationen. Ganz anders ist die Obergrenze

der Arosa-Zone beschaffen. Hier greifen Späne von ostalpinen Trias-Gesteinen, namentlich Dolomiten der (oberen) Raibler Schichten, tief in die Ophiolithe und Sedimente der Arosa-Zone s. str. hinein, so dass eine «tektonische Wechselagerung» von penninischen und ostalpinen Folgen entsteht.

4.2. Die Gesteine und ihre Vorkommen

4.2.1. Die Ophiolithe

Wir vermitteln hier nur makroskopische Beobachtungen. Für die petrologische Analyse und genetische Deutung verweisen wir auf den Artikel von Dietrich (2006).

Weit vorherrschend sind basaltische Gesteine («Diabase», am besten als Meta-Basalte zu klassifizieren, Dietrich 2006). Ihre Farbe ist meist rotbraun bis düster weinrot, seltener grün. Einsprenglinge von Plagioklas (Albit) sind meist sichtbar; die dunklen Gemengteile sind oft zersetzt, doch können Relikte von Pyroxen und Olivin im Schliff identifiziert werden. Es kommen sowohl sehr feinkörnige als auch gröbere, doleritische Typen vor. Oft sind die Gesteine tektonisch zerbrochen und zeigen schöne Hämatit-Spiegel.

Pillow-Strukturen sind verbreitet. Der grösste zusammenhängende Aufschluss, die Kante zwischen der Alpstrasse und P. 1367 im Schneitwald (Koord. ca. 700.500/208.700/1320-1367) besteht fast durchwegs aus ca. 60 cm grossen, gegen NW einfallenden, aufrecht gelagerten Pillows. Im oberen Teil, nahe zum Kontakt mit Radiolarit, sind die Meta-Basalte deutlich grobkörniger, mit bis zu 6 mm langen Leisten von grünlich-weissem Plagioklas.

Ungefähr auf derselben Höhe finden sich Pillow-Laven W des Bueffengadens (P. 1334). Hier sind die Pillows im Inneren doleritisch, während der Aussenrand feinkörnig und stellenweise variolitisch ausgebildet ist.

Grössere und lithologisch vielfältigere, allerdings versackte Ophiolith-Komplexe bietet das Bachtobel S der Isentobel-Hütte, zwischen 1510 und 1560 m Höhe. Neben kompakten Meta-Basalten («Diabasen») und Pillows, mit variolitischem Rand, finden sich hier auch Brekzien, vor allem Hyaloklastite. Häufig sind in diesen Brekzien Spaltenfüllungen eines rosafarbenen, mikritischen, fossilleeren Kalks. Frühe Beobachter haben solche Verhältnisse als Beweise für eine Kontaktmetamorphose der Diabase an «Tithon-Kalken» bewertet.

Am Roggenstock erreichen die Meta-Basalte nur S von Ober Roggen eine Dicke von ca. 50 m (siehe Fig. 13). Sie sind hier meist feinkörnig ausgebildet. An einigen Stellen, namentlich bei P. 1367 im Schneitwald sowie östlich und südlich davon, werden die Meta-Basalte offenbar normal von Radiolariten, des oberen Mitteljura oder des unteren Oberjura, bedeckt. Die Kontakte mit anderen Formationen der Arosa-Zone s. str. oder mit den Trias-Scherben dürften dagegen tektonischer Natur sein.

Ein einziger, schon Arnold Escher bekannter Aufschluss von sehr grobkörnigem Diallag-reichem Gabbro findet sich nördlich der Laucherenchappelen (Koord. 701.130/205.920/1720). Der Gabbro liegt hier unter Meta-Basalten und wenig

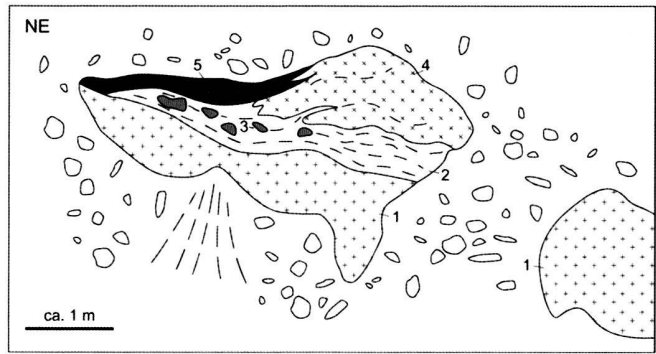


Fig. 14. Seitliche Ansicht eines temporären Ophiolith-Aufschlusses an der Isentobel-Strasse. 1 = kompakter, braunvioletter Metabasalt, mit Hämatit-Spiegeln und Karbonat-Fetzen; 2 = stark verschiefter, scherbiger Serpentin; 3 = wie 2, mit 10–15cm grossen schaligen Knollen von grünem, chloritreichem Gestein; 4 = grüner, bröckeliger Metabasalt, mit grünen Schieferlagen; 5 = weinrote, sehr weiche Schieferstone («roter Tiefseeton»?).

Fig. 14. Lateral view of a temporary ophiolite outcrop along the Isentobel road, with metabasalts (1 & 4), strongly sheared serpentinite (2 & 3) and red clay shales (5).

über Flysch. Der Leser wird dringend ersucht, dieses kleine Vorkommen zu schonen; es ist das einzige dieser Art in der Innerschweiz. Gabbro muss auch auf der Westseite der Laucherenstöckli-Mördergruebi-Klippe vorhanden sein, ist dort aber nirgends anstehend. Vom verstorbenen Dr. Hans-J. Meyer-Marsilius erhielt ich ein sehr schönes, frisches Stück aus dem Schutt an der Strasse der Oberallmeind-Korporation.

Auch von Serpentiniten fand ich nur ein einziges, nicht sehr typisches Vorkommen. Es liegt in einer Art Kiesgrube, wo offenbar dolomitische Bergsturz-Material für den Strassenbau gewonnen wurde, an der Strasse der Oberallmeind-Korporation (Koord. 700.460/208.650/1325). Da der Aufschluss wohl vergänglich ist, wird er, trotz den unklaren Lagerungsverhältnissen, in der Figur 14 dargestellt.

4.2.2. Die post-ophiolithischen Sedimente

Auch wenn die Aufschlüsse oft unzusammenhängend sind, lässt sich doch eine piemontesisch-ligurische Schichtreihe (vgl. Lüdín 1987) rekonstruieren (Fig. 15).

Radiolarite, ziegelrote bis blutrote, selten dunkelgrüne, kalkfreie Gesteine in 10–20 cm dicken Bänken, sind ebenfalls schon früh erkannt worden. Sie führen reichlich teils gut erhaltene, teils tektonisch deformierte Radiolarien, weit vorwiegend Spumellarien. In einigen Schlifften sieht man, dass die Radiolarien-Skelette durch Bodenströmungen, vielleicht distale Trübeströmungen, zusammen geschwemmt worden sind. Adern und Aggregate bestehen innen aus Quarz, aussen aus Chalcedonit. Die Mächtigkeit erreicht etwa 5 m.

Wie bereits erwähnt, treten die Radiolarite oft in Kontakt mit basaltischen Ophiolithen, ohne dass Anzeichen für eine tektonische Natur der Schichtgrenze bestünden. Bei P. 1367 sind die untersten 20 cm des Radiolarits Kalk führend. Die be-

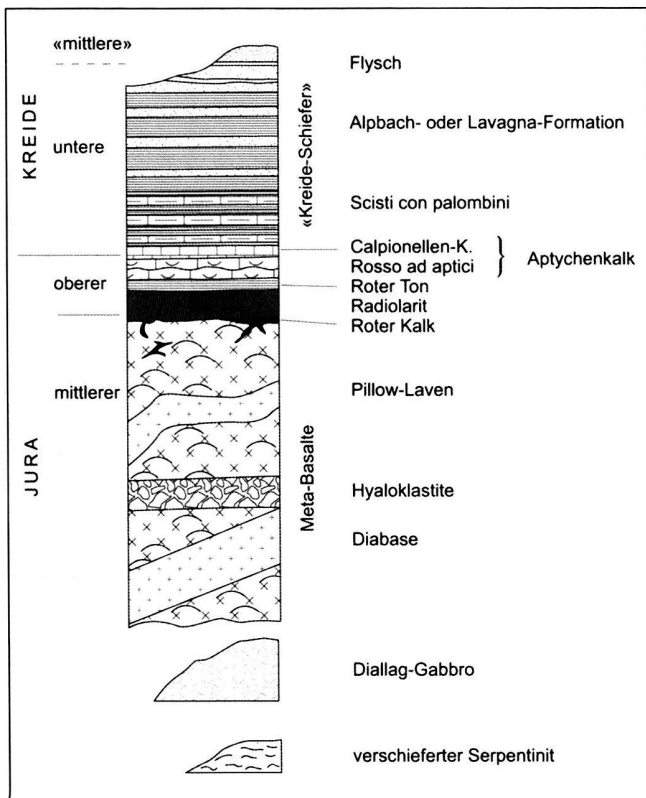


Fig. 15. Schichtreihe (Ophiolithe und post-ophiolithische Sedimente) der Arosa-Zone s.str. auf Iberg. Kumulierte Mächtigkeit maximal ca. 250m, starke tektonische Ausdünnung.

Fig. 15. Succession of ophiolites, thin deep-sea formations and «Cretaceous shales» in the Arosa zone of Iberg. Maximum aggregate thickness is about 250m, strong tectonic lamination.

sten Aufschlüsse finden sich im Schneitwald, im Bueffenwald und SW des Bueffengadens (Tafel 1). Auch beim Altstafel und auf der Windegg sind die Radiolarite mit Ophiolithen vergesellschaftet.

Mit den Radiolariten sind, z. B. bei P. 1367 im Schneitwald, intensiv rote, kieselige Schiefertone verbunden. Steinmann (1890) hat sie als «Rote Tiefsee-Tone» angesprochen. Wo der stratigraphische Zusammenhang einigermaßen gewahrt blieb, schalten sich die maximal 2 m dicken roten Tone zwischen Radiolarit und Aptychenkalk ein.

Aptychenkalke sind weniger verbreitet als die Radiolarite. Folgendes Profil am Waldrand, 300 m W des Bueffengadens, kann das Verhältnis zum Radiolarit illustrieren:

(unten: Lokalmoräne).

- 1: ca. 2 m feinkörniger Meta-Basalt.
 - 2: ca. 4 m Radiolarit.
 - 3: 1.5 m rote Schiefertone mit Kieselknollen.
 - 4: ca. 1.5 m dünnbankige, hell rosa anwitternde, im Bruch weinrote mikritische Kalke mit schwarzen Tönhäuten und Lagen von knorrigem Chert.
 - 5: ca. 1 m weisse, mikritische, radiolarienreiche Kalke.
 - 6: 10–15 m doleritischer Meta-Basalt.
- (oben: Dolomit-Schutt).

Eine Wechsellagerung von roten Kalken und gelblich-weissen, Aptychen führenden Kalken ist auch SW des Bueffengadens gut sichtbar. Eingeschaltet sind Knollen und Lagen von Silex. Im Schliff erkennt man in der extrem feinkörnigen Grundmasse flachgedrückte «Calcisphaeren» und verkalkte Radiolarien, aber keine Calpionelliden. Ähnliche rote Kalke stehen auch NW unter den Hütten von Altstafel (P. 1608) an, ebenfalls über Radiolariten. Die roten Kalke erinnern an den oberjurassischen «Rosso ad aptici» des Apennin und der Südalpen.

Radiolarit, roter Ton und Aptychenkalk (später Mitteljura bis früheste Kreide) sind als «leptogeosynklinale», ozeanische Mangersedimente zusammen nur einige m dick. Viel mächtiger und auch verbreiteter sind dunkle, vorwiegend schiefrige Folgen, die sich nur stellenweise differenzieren lassen. Bei der Kartierung habe ich mangels Publikation des dafür vorgesehenen Formationsnamens («Emmat-Serie», Nold 1972) den Begriff «Kreide-Schiefer» verwendet.

Die «Schiefer mit Palombini-Kalken» bestehen aus grauen Tonschiefern und splittrigen Kalkschiefern, mit 10–15 cm dicken Bänken von gelbbraun anwitternden, im Bruch grünlich-grauen, extrem feinkörnigen Kalken. Tönhäute sind verbreitet; Quarzkörner in Silt-Grösse sind regelmässig verteilt, möglicherweise autogen. Ein (abgesehen von Brenn-Nesseln) leicht zugänglicher Aufschluss befindet sich am Alpsträsschen S der Isentobel-Hütte (Koord. 700.170/207.280/1490). Wo die Palombini stark verwittert sind, bilden sie rostige Scherben, welche, laut einer Feldbuchnotiz, «zerfallen, wenn man sie anschaut». Relativ wenig gestörte Abfolgen im Bueffenwald zeigen, dass die «schisti con palombini» wohl stratigraphisch über Radiolariten, mit Spuren von Aptychenkalk, liegen.

Die meisten Vorkommen von «Kreide-Schiefern» können den Lavagna-Schiefern (Alpbach-Schiefer nach Haldimann 1975) zugerechnet werden. Es sind dunkelgraue, siltig-feinsandige, kalkarme Schiefertone. Charakteristisch ist ihr zerknitterter Habitus, der wahrscheinlich im Gefolge mehrphasiger tektonischer Deformation entstanden ist. Glimmerführende, graugrüne, meist feinkörnige quarzreiche Sandsteine (darunter auch «Ölquarzite») bilden zerbrochene, 10–80 cm dicke Bänke. Seltener kommen auch feinkörnige Kalksandsteine dazu. An manchen Stellen wird die Arosa-Zone nur durch «Kreide-Schiefer» und durch Meta-Basalte vertreten.

Durch Zunahme des Sandstein-Anteils gehen die Lavagna-Schiefer in eine Art von Flysch über, das heisst in eine Wechsellagerung von Schiefertönen und Sandsteinbänken. Allerdings fehlen die für Flysch charakteristischen Sediment-Strukturen. Die Sandsteine sind zunächst quarzitisch. Die vermutlich jüngsten Gesteine der Arosa-Zone sind grobe, polygene, chaotisch strukturierte Sandsteine, welche neben Quarz und Feldspäten auch Brocken von grünen, sehr feinkörnigen Gesteinen (möglicherweise Vulkaniten) führen. Ihre Verbindung mit den liegenden Lavagna-Schiefern ist in einem Bachgraben N des Laucherenkreuzes (Koord. 701.300/207.300/1630) erkennbar. Auch im Roggenloch, NW der Roggenegg, stehen polygene Grobsandsteine an.

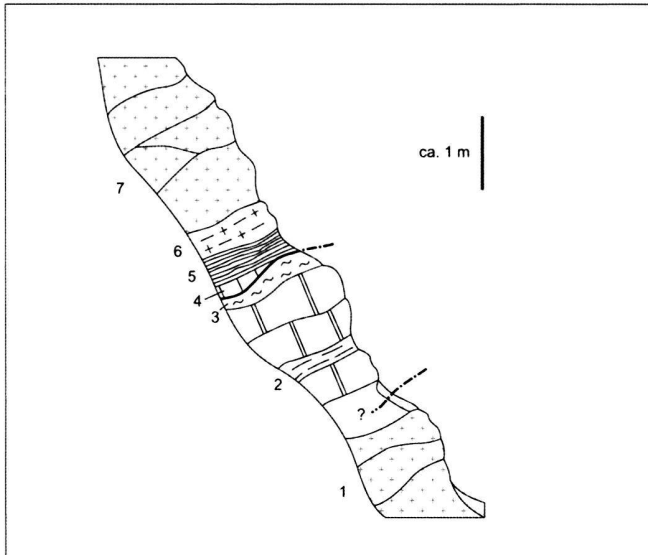


Fig. 16. Profil am linken (südlichen) Hang des Altstafelbachs; Koord. 699 950/207 700/1390m. Zusammenhängende Scholle in der Wandli-Sackung. 7 = Metabasit; 6 = grünes, sehr feinkörniges Gestein, reich an Epidot; 5 = rote Schiefertone; 4 = Linse von grün-weissem marmorisiertem Kalk; 3 = krümelige gelbe Rauhwaacke und hellgrüne Schiefertone; 2 = blonde Dolomite mit grünen Dolomit-Mergeln; 1 = Metabasalt.

Fig. 16. Section on the left bank of Altstafel creek, showing the tectonic imbrication of Arosa ophiolites (1, 6–7) and sediments (4–5) with Austroalpine Triassic rocks (2–3).

4.2.3. Scherben von Trias-Gesteinen

In der Westflanke der Mördergruebi und des Laucherenstöckli stecken gelbe Dolomite und graue Schiefertone mitten in den Meta-Basalten und Sedimenten der Arosa-Zone s. str.. Allerdings liegen viele dieser Vorkommen in einer Sackungsmasse. Trotzdem besteht kein Zweifel, dass diese «fremden» Gesteine effektiv tektonisch in die Arosa-Zone s. l. (oder das Arosa-Mélange) eingeschaltet sind. Ein Detailprofil am Altstafelbach (Koord. 699.950/207.300/1390) mag dies belegen (Fig. 16).

Auch im Bachtobel S der Isentobelhütte, unterhalb (heute teilweise verschüttet) und oberhalb der Sternenegg-Strasse, ist die Verknüpfung von Trias-Dolomiten mit «normalen» Arosa-Formationen gut sichtbar, allerdings in einer komplizierten Abfolge (siehe Photographie in Quereau 1893, Tafel V, Fig. 2, für den Zustand dieses Aufschlusses vor mehr als 100 Jahren).

Die meisten dieser «Trias-Scherben» bestehen aus gelben, eher feinkörnigen, gut gebankten Dolomiten und aus dunkelgrauen Schiefertonen. Sie können ohne weiteres mit den Raibler-Schichten, namentlich mit deren oberer Abteilung, aus der hangenden oberostalpinen Serie verglichen werden (siehe unten). Seltener kommt auch Hauptdolomit vor, samt den bituminösen «Stinkbrekzien», welche den untersten Teil dieser Formation charakterisieren.

Diese Vergesellschaftung von Seichtwasser-Karbonaten mit Ophiolithen und Tiefsee-Sedimenten war für die frühen

Beobachter, einschliesslich des (damals) jungen Rudolf Trümpy, zunächst schwer verständlich.

Heute interpretiere ich die Trias-Späne als tektonisch eingewalzte, mehr oder weniger synforme Anhängsel der unmittelbar hangenden ostalpinen Decken. Diese These wird namentlich durch die Verhältnisse im Gebiet zwischen dem Altstafel und dem Laucherenstöckli gestützt (Fig. 17). Hier sind die Formationen «fast anstehend», oder höchstens unter Wahrung des Schichtverbandes leicht versackt. Die tektonische Verfingerung von penninischen und ostalpinen Decken lässt sich sogar aus der Ferne erkennen, indem die Basalte mit Fichten, die Dolomite mit Föhren bewachsen sind.

Wahrscheinlich gibt es solche Deckenverschuppungen auch am Roggenstock. Ein Klotz von Hauptdolomit, inmitten der «Arosen Terrasse» auf der Westseite des Berges (ca. Koord. 702.400/208.800/1650) sieht auf den ersten Blick wie ein versacktes Stück aus dem Südgrat des Roggenstocks aus. Der Kontakt zu den liegenden Lavagna-Schiefern ist aber eindeutig tektonisch. Auch dieser Hügel kann als ostalpine Scherbe innerhalb der Arosa-Zone (im weiteren Sinn) gedeutet werden.

4.3. Zur Stellung der Iberger Arosa-Zone

Sieht man von den Scherben ostalpiner Trias-Formationen ab, so besteht die Arosa-Zone s. str. der Iberger Klippen aus einer zwar in sich verschuppten, aber doch kohärenten Folge von Ophiolithen (vor allem Meta-Basalten) und ozeanischen Sedimenten von mitteljurassischem bis «mittel»-kretazischem Alter. Sie kann problemlos mit der Platta-Decke s. l. (Dietrich 1969 & 1970) verglichen werden, sowie mit den penninischen Anteilen der Arosa-Zone s. l. in Mittelbünden, Liechtenstein und Vorarlberg (Weissert & Bernoulli 1985). Diese entsprechen der Rhätischen Decke von Steinmann (1905), der Arosa-Zone s. str. von Trümpy (1975), zu der auch die Gotschnagratschuppe (Weissert 1975) gehört, sowie dem Ophiolithen enthaltenden Arosa-Unterbau von Allemann (2002).

Im Oberhalbstein, besonders auf der Alp Flix, finden sich im oberen Teil der Platta-Decke s. l. neben Ophiolithen und post-ophiolithischen Sedimenten auch Schollen von älteren Formationen unterostalpinen Affinität. Manatschal & Nievergelt (1997) sowie Manatschal (2004) haben diese Pakete, auf Grund von überzeugenden Argumenten, als Kippschollen über flachen Abschiebungen jurassischen Alters interpretiert. Der Iberger Arosa-Zone fehlen derartige Schollen. Hier zeigen die «Trias-Scherben» eine ganz andere Stellung und sind zudem eindeutig oberostalpinen, nicht unterostalpinen Herkunft. Frisch et al. (1994) haben den oberen Teil der Platta-Decke s. l., mit Schollen älterer Gesteine, als «Arosa-Zone» von der «Platta-Decke s. str.» im Liegenden, ohne solche Schollen, tektonisch abgetrennt. Die Iberger Arosa-Zone steht demnach der Oberhalbsteiner Platta-Decke s. str. eventuell näher als der Oberhalbsteiner Arosa-Zone. Dies könnte bedeuten, dass die Iberger Ophiolith-Decke aus einem, in Bezug auf den Apulischen (unterostalpinen) Kontinentalrand distale-

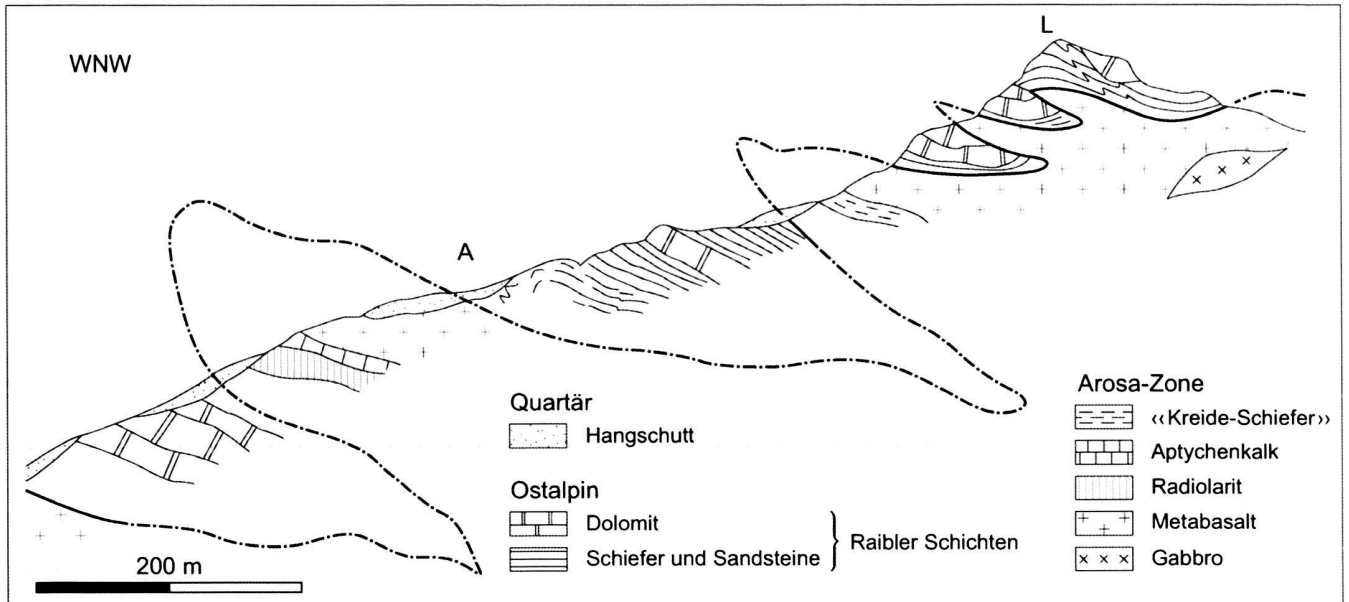


Fig. 17. Profil zwischen Altstafel (A) und Laucherenstöckli (L).
Fig. 17. Cross section between Altstafel (A) and Laucherenstöckli (L).

ren Bereich des südenninischen, piemontesisch-ligurischen Ozeans stammt. Jedenfalls haben die Basalte MORB-Charakter (Dietrich 2006), wobei der geringe Differentiationsgrad der grobkörnigen «Diabase», welche vielleicht Lagergänge (Sills) bilden, bemerkenswert ist.

Die Gesteine der Iberger Arosa-Zone sind schwach metamorph; in den Basalten tritt z. B. Pumpellyit auf (Dietrich 2006). Ferner zeigen sie Merkmale duktiler Deformation, was sich u. a. an der Plättung und Streckung von Radiolarien-Skeletten erkennen lässt. Da die Metamorphose und die duktile Verformung in der darunter liegenden, erst im Tertiär bewegten Klippen-Decke fehlen, kann man vermuten, dass sie während einer frühen, spätkretazischen Phase entstanden sind, das heisst vor der Überschiebung der ostalpinen Decken auf die Arosa-Zone, wie dies in analogen tektonischen Einheiten Graubündens klar nachgewiesen wurde (Froitzheim et al. 1994). Die Tatsache, dass die hangenden ostalpinen Decken auf Ybrig kaum metamorph geprägt worden sind (Hochuli & Frank 2006) ist durch eine spätkretazische Extensionsphase erklärbar («Ducan-Ela-Phase» von Froitzheim et al. 1994; pers. Mitt. S. Schmid).

Es fällt in der Iberger Gegend die Abwesenheit von unterostalpinen Einheiten auf. Diese sind weiter im Osten gelegentlich, aber nicht immer (so fehlen sie im Unterengadiner Fenster gänzlich) reichlich vertreten. Sie entsprechen dort z.B. der Brekzien-Decke im Sinne von Steinmann, der Grünhorn- und der Casanna-Schuppe von Weissert, dem Arosa-Oberbau von Allemann und wohl auch grossen Teilen der Walsertalzone von Winkler (1988). Dabei müssten die spektakulären Jura- und Kreide-Brekzien des Unterostalpins doch auffallen. Aller-

dings vermeldet Tobler (1899) «grosse Blöcke von Lias-Brekzien» aus dem südlichen Teil der Iberger Klippen. Ich fand nichts derartiges, nur ein einzelnes Stück einer Kalk-Dolomit-Brekzie im Sumpfboden des Schijenlochs. Es könnte sich auch um Rämisi-Brekzie aus der Klippen-Decke (s. Abschnitt 3.1.2.) handeln.

Dieses Fehlen unterostalpinen Elemente kann implizieren, dass die Iberger Arosa-Zone, wie bereits angedeutet, aus einem randfernen Teil des Piemont-Liguria Ozeans herzuleiten ist, oder dass die unterostalpinen Decken der Grisoniden (Err, Bernina etc.) gegen N und W tektonisch auskeilen infolge tertiärer «out-of-Sequence-Überschiebungen» (wie von Froitzheim et al. 1994 vorgeschlagen, pers. Mitt. S. Schmid), das heisst W den Meridian von Iberg gar nicht mehr erreicht haben.

Eingewickelte Scherben von oberostalpinen (kalkalpinen) Trias-Formationen sind bei Iberg, namentlich am Westhang der Mördergruebi, auffallende Komponenten des Arosa-Mélangé s. l. (s. Abschnitt 4.2.3.). Ganz analoge Erscheinungen haben Bertle (1972) aus dem Fenster von Gargellen, Burger (1978) aus dem östlichen Rätikon und Allemann (2002) aus dem Fürstentum Liechtenstein beschrieben.

Zweifelloso gibt es also gewichtige Analogien zwischen der Iberger Arosa-Zone und den Vorkommen am Westrand der Ostalpen. Wie in Mittelbünden und im Rätikon liegt diese Einheit zwischen der Klippen-Decke (bzw. der Sulzfluh-Decke) und den ostalpinen Decken.

Wesentlich problematischer ist die Korrelation gegen Westen. Zwar sind Folgen von Ophiolithen, Meta-Radiolariten und «Kreide-Schiefern» (p. p. Schistes lustrés), welche

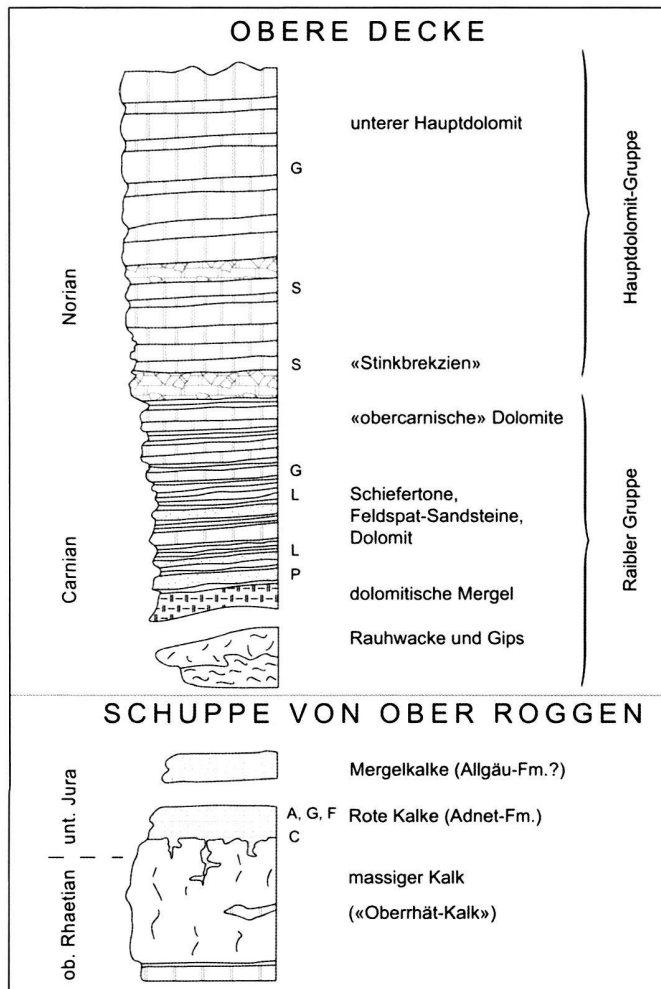


Fig. 18. Schichtreihen der beiden Ostalpinen Decken von Iberg. Die maximalen Mächtigkeiten sind: ca. 170m Hauptdolomit (nur unterer Teil erhalten); ca. 75m Raibler Schichten; ca. 30m Schuppe von Ober Roggen. Fossilien: A = Ammoniten; C = Crinoiden und Echiniden; F = Foraminiferen; G = Gastropoden; L = Lamellibranchiaten; P = Landpflanzen; S = Stromatolithen.

Fig. 18. Stratigraphy of the two Austroalpine nappes in the Iberg Klippen. Maximum thicknesses and fossil symbols; see German caption. The «Stinkbrekzien» are strongly bituminous dolomite breccias with sparry calcite.

den internen Teilen des piemontesisch-ligurischen Ozeans entstammen, in proximaler Stellung, in den Penninischen Alpen und in den italienisch-französischen Westalpen weit verbreitet. In distaler Stellung, in den Préalpes, kommt für den Vergleich mit der Arosa-Zone nur die höchste der dortigen Einheiten, die Nappe des Gets, in Frage (Caron & Weidmann 1967; Caron 1972; de Lepiney 1981).

Eine Verbindung zwischen der Ophiolithe führenden Nappe des Gets (früher Teil einer Simmen-Decke s. l.) und der Arosa-Zone der Schwyzer und Bündner Alpen ist zwar schon oft in Betracht gezogen worden (Steinmann 1905; Jeannet 1941; Jaffé 1955; Trümpy 1955). Dabei darf aber nicht übersehen werden, dass die Lagerungsverhältnisse völlig ver-

schieden sind. Bei Iberg finden wir eine zusammenhängende Ophiolith-Sediment-Abfolge, im Chablais dagegen verstreute oder schwarmweise angehäuften Blöcke (tektonische Schüfflinge und/oder Olistolithe) in einem Mélange mit Flysch- oder flyschartiger Matrix. Granitische Komponenten sind in der Nappe des Gets häufig, fehlen aber in den östlichen Vorkommen. Des Weiteren liegt die Arosa-Zone in den Iberger Klippen unmittelbar auf der Klippen-Decke, die Nappe des Gets dagegen auf einem mächtigen Kissen von südpenninischen und vielleicht ultrapenninischen Flyschen. Trotz einigen Gemeinsamkeiten, etwa im Charakter der basaltischen und gabbroiden Ophiolithe oder im Grad der schwachen Metamorphose, überwiegen die Unterschiede zwischen unserer Arosa-Zone und der Nappe des Gets.

Fast alle Autoren (z. B. Bill et al. 1997) beziehen die Nappe des Gets aus einem südlichen Teil des Piemont-Liguria Ozeans, der aber immer noch nördlich des Dentblanche-Sesia-Mikrokontinents gelegen sein soll. Dabei ergibt sich jedoch das Problem, dass die Nappe des Gets im Chablais über der Simmen-Decke s. str. zu liegen kommt, die eine «lombardische», an die Südalpen erinnernde Fazies-Entwicklung zeigt. Eine Herleitung der Nappe des Gets aus einem Bereich südlich von Dentblanche und Sesia, wie sie Argand (1909) vorgeschlagen hatte ist eher plausibler. Dafür spricht auch, dass die Schichtfolge der Canavese-Zone (Ferrando et al. 2006) deutliche Analogien zu derjenigen im Unterostalpin Graubündens aufweist.

5. Die Ober-Ostalpinen Decken (nördliche Kalkalpen)

5.1. Allgemeine Situation

Die Platte der Mördergruebi und des Laucherenstöckli, sowie die Gipfel des Grossen Schijen, des Hudelschijen und des Roggenstocks bestehen aus ostalpinem Hauptdolomit. Er bildet innerhalb der Schwyzer Voralpen eine merkwürdig fremde Kleinlandschaft, mit einer besonderen Flora, von Föhren (einschliesslich Legföhren, *baiuvarice*: Latschen) und Steinrosen. Selbst die Fauna wirkt exotisch: auf dem Roggenband findet Birkwild (*baiuvarice*: Spielhähne und insbesondere deren Hennen) seinen Einstand. Auf der Mördergruebi fallen NW-SE streichende Spaltentäler und zahlreiche Versickerungstrichter («Dolinen») auf.

Nach freundlicher Mitteilung von Dr. Victor Weibel-Reichmuth (Schwyz) bezeichnet die Gruebi «einen Unterstand, wo man sich ausruhen, mundartlich gruebe, kann». Auf älteren Karten heisst das Gebiet «Mördergrueb»; Grueb (Grube) wäre angesichts der Versickerungstrichter ebenfalls denkbar. Wer die Mörder waren, die sich in den Gruebinnen ausruhten oder in den Grueben verbargen, weiss niemand mehr. Dass Rinder gelegentlich in eines der Löcher stürzten und sich dabei ein Bein brachen, könnte eine weniger romantische Erklärung des Namens liefern.

Unter dem norischen Hauptdolomit sieht man am Roggenstock und der Mördergruebi recht typische Raibler Schichten. Die Verschuppungen von ostalpinen Formationen (namentlich Raibler Schichten) mit denjenigen der liegenden Arosa-Zone haben wir bereits erwähnt.

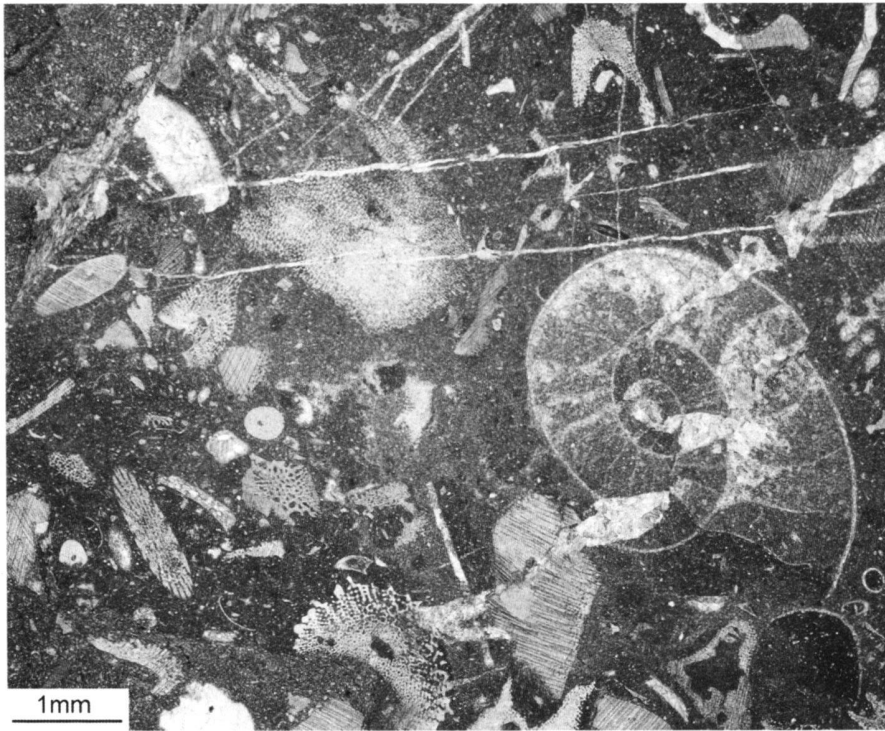


Fig. 19. Dünnschliff-Foto eines roten Kalkes mit Echinodermen und Ammoniten, wahrscheinlich liasischer Adnet-Kalk. Schuppe von Ober Roggen, NE der Alphütten.

Fig. 19. Red limestone with echinoderms and ammonites, probably Lower Jurassic Adnet limestone. Ober Roggen slice, NE of P. 1614.

Auf der Ostseite des Roggenstocks liegt unter Raibler Schichten und Hauptdolomit die winzige Schuppe von Ober Roggen, aus Formationen der obersten Trias und des unteren Jura. Die Figur 18 vermittelt einen Überblick der Schichttreihen der beiden ostalpinen Einheiten.

5.2. Die untere Schuppe vom Ober Roggen

Am Ostgrat des Roggenstocks (Koord. 703.000/208.950/1638), 200 m W der gastlichen Hütte von Roggenegg, fällt ein Felsen von weissem Kalk auf (siehe auch Fig. 4). Er liegt unter Raibler Schichten der obersten Decke, über Lavagna-Schiefern der Arosa-Zone oder auch unmittelbar über Couches Rouges der Klippen-Decke. Es sind kaum geschichtete, sparitische, gelegentlich oolithische Kalke, mit Körnchen, Fetzen und Adern von gelb anwitterndem Dolomit. Namentlich an ihrer Basis kommen auch gelbe, gebankte Dolomite vor. Zerbrochene Fossilien, besonders dickschalige Muscheln, sind häufig. Es handelt sich sehr wahrscheinlich um «Oberrhät-Kalk» («Rhätolias-Kalk»). Er gleicht eher dem massigen Geiselstein-Kalk der Lechtaler Alpen als dem geschichteten Zirmenkopf-Kalk (H. Furrer 1993) der Scesaplana-Gruppe. Im Zweifelsfall behalten wir die illegale Bezeichnung «Oberrhät-Kalk» bei.

Diese stratigraphische Zuordnung wird durch mehrphasige Spaltenfüllungen («neptunian dykes») von roten Kalken im obersten Teil der massigen weissen Kalke gestützt. Eine erste Generation dieser Spaltenfüllungen besteht aus echinoder-

menspätigen Kalken (Typ Hierlatz), eine zweite aus mikritischen Kalken (Typ Adnet).

Die im Bruch ziegelroten bis tiefroten, in der Anwitterung grauen Kalke sind namentlich neben den hübschen Firnfleck-Moränen von Ober Roggen aufgeschlossen (Koord. 702.790/208.700/1640). Es sind biomikritische Wackestones, mit Crinoiden, Echiniden, Ammoniten, dünnchaligen Lamelli-branchiaten und Gastropoden, Brachiopoden und *Nodosaria*-ähnlichen Foraminiferen (Fig. 19). Leider liessen sich die Fossilien nicht herauspräparieren. Die Ammoniten-Querschnitte zeigen durchwegs einen gerundeten Bauch (vorwiegend Phylloceratiden?). Es ist wahrscheinlich, dass es sich um liasische Adnet-Kalke handelt.

Wenig südlich dieses Aufschlusses, über der Wand von «Malm-Kalken», stehen braungraue, gebankte, mergelige Kalke mit dunklen Flecken an. Sie könnten die dritte der kalkalpinen Lias-Ausbildungen, die Allgäu-Schichten oder «Fleckenmergel», vertreten.

Die vorwiegend normal gelagerten Obertrias- und Unterjura-Formationen von Ober Roggen kommen fast ausschliesslich in diesem ca. 400 m langen und maximal 30 m dicken Streifen vor. Spuren von roten Lias-Kalken finden sich noch am Ostsporn des Farenstöckli (Tafel 1). Vereinzelt Blöcke im Sackungsschutt W des Laucherenstöckli lassen vermuten, dass die Schuppe auch dort noch vorhanden war. Dank ihrer äusserst bescheidenen Kubatur könnte die Schuppe von Ober Roggen vielleicht den Titel als «Kleinste Decke der Welt» beanspruchen.

5.3. Die obere Einheit (Oberostalpine Decke der Nördlichen Kalkalpen)

5.3.1. Die Raibler Schichten

Raibler Schichten bilden am Laucherenstöckli und am Roggenstock das Abscherungs-Niveau dieser oberostalpinen Decke. Ihre grösste erhaltene Mächtigkeit beträgt ca. 75 m.

Gips führende Rauhacken an der Basis wurden nur im Gipfelgebiet des Laucherenstöckli beobachtet. Die Hauptmasse der unteren Raibler Schichten besteht aus dunkelgrauen bis schwarzen, gelegentlich auch graugrünen, siltig-feinsandigen Schiefertonen. Die Schiefer zeigen ebenflächigen oder muscheligen Bruch; dies unterscheidet sie von den knorrigten Lavagna-Schiefern der Arosa-Zone, mit denen sie sonst leicht verwechselt werden können. Darin eingeschaltet sind dm- bis m-dicke Bänke von grüngrauen, feinkörnigen Sandsteinen, welche oft Pflanzenhäcksel führen. Unter den grössenmässig gut sortierten Körnern dieser Sandsteine dominieren bemerkenswerterweise Feldspäte (sowohl K-Feldspat als auch Plagioklas) über Quarz. Andere, gegen oben häufigere Einschaltungen sind dünne Bänke von feinkörnigen, gelb anwitternden Dolomiten und, seltener, grauen Kalken, u. a. Lumachellenkalken mit Muscheln und kleinen Turmschnecken.

Das längste zusammenhängende, wenn auch tektonisch gestörte Profil bietet der Bacheinschnitt NE des Laucherenstöckli, zwischen 1560 und 1660 m. Ein Detailprofil aus dem untern Teil dieses Profils findet sich im begleitenden Artikel von Hochuli & Frank (2006, dieser Band). Es kann insofern ergänzt werden, als die Pflanzen führenden Schieferlagen in Schicht 2 (Handstücke K 215 der Belegsammlung) auch Phyllopoden, vom Typ *Estheria*, enthalten, die darüber folgenden Sandsteine grössere Muscheln (*Anodontophora?*). 1958 untersuchte Dr. W. Klaus (Wien) eine Probe aus dieser Schicht palynologisch und datierte sie als «unteres Carn, eventuell Ladin». Dies stimmt gut mit den Ergebnissen von Hochuli & Frank (2006) überein, besonders wenn man berücksichtigt, dass die Cassianer Schichten der Südalpen damals ja meist ins Ladinian gestellt wurden. Ein weiteres Profil findet sich im Bach S der Hütte von Altstafel, auf der Westseite der Mördergruebi. Für die Schichtfolge, das Alter und die ziemlich reiche Palynoflora verweisen wir wiederum auf Hochuli & Frank (2006).

Der obere Teil der Raibler Schichten, namentlich am Laucherenstöckli und N davon, wird durch dicke Bänke von gelbgrau anwitternden Dolomiten charakterisiert («obercarnische Dolomite» auct.). Diese Schichten konnten, zumindest stellenweise, kartographisch ausgeschieden werden. Meist sind die Dolomite feinkörnig und deutlich geschichtet. Gelegentlich kommen auch bunte Dolomit-Brekzien vor, ähnlich den Valbella-Brekzien (Frank 1986) in der Fanez-Formation der S-charl-Decke. Die obersten Dolomite dagegen sind knorrig und im Handstück kaum vom Hauptdolomit zu unterscheiden. Wir rechnen sie trotzdem noch zur Raibler-Gruppe, da immer

wieder Schiefertone zwischen den 5–15m dicken Dolomit-Komplexen auftreten und da sie unter den «Stinkbrekzien» des basalen Hauptdolomits liegen.

Am Roggenstock bedingen die Raibler Schichten, zusammen mit den Lavagna-Schiefern der Arosa-Zone, die Verflachung zwischen den Kalkwändchen der Klippen-Decke und dem Hauptdolomit der Gipfelfelsen. Sie sind hier geringmächtiger und weniger gut aufgeschlossen als in der Mördergruebi-Klippe. Am SE-Sporn des Gipfels (Koord. 702.775/208.800/1690) finden sich kirschrote, feldspatreiche Sandsteine.

5.3.2. Der Hauptdolomit

Der norische Hauptdolomit krönt alle Gipfelchen der Iberger Klippen, mit Ausnahme des Chli Schijen. Sein Kontakt zu den Raibler Schichten ist konkordant, am Laucherenstöckli vielleicht sogar normal-stratigraphisch. Die Mächtigkeit beträgt mindestens 170 m; sehr wahrscheinlich blieb nur der untere Teil der Gruppe erhalten.

Braungraue, zuckerkörnige, bituminöse Dolomite, in dicken Bänken, sind vorherrschend. Im unteren Teil kommen noch Lagen von feinkörnigeren, weissgelb anwitternden Dolomiten sowie von verkieselten Dolomiten vor, z. B. am Wandfuss W von P. 1568 (Tannboden auf der Mördergruebi). Primärbrekzien sind häufig, stromatolithische Lagen nicht selten. Die meisten Dolomite enthalten etwas Calcit. Pseudomorphosen von Dolomit nach einem orthorhombischen Mineral wurden in einigen Schliffen beobachtet.

Erkennbare Fossilien, abgesehen von Stromatolithen-Rasen, sind selten. Am ehesten erkennt man Gastropoden, z. B. auf der Nordseite der Mördergruebi (Koord. 700.650/208.400/1460). Neben Turmschnecken sieht man dort auch Querschnitte von relativ grossen Worthenien, aus der Gruppe der *W. songavatii* Stopp. («*W. solitaria*» auct.).

An der Basis des Hauptdolomits finden sich oft merkwürdige, dunkelgraue Dolomitbrekzien. Sie zeigen ein sehr inhomogenes Gefüge, mit plattigen Fetzen von meist eher feinkörnigen, oft stromatolithischen Dolomiten, Nestern von grobkristallinem Calcit und reichlich organischer Substanz auf stylolithischen Häuten. Der bituminöse Geruch des «normalen» Hauptdolomits steigert sich in diesen «Stinkbrekzien» ins Penetrante. Man kann sie längs der Weglein, welche vom Altstafel auf das Plateau der Mördergruebi führen, gut betrachten und beschnupern.

Am Roggenstock liegt der Hauptdolomit fast horizontal, auf der Mördergruebi fällt er flach gegen N ein. Am Hudel-schijen, am Grossen Schijen und unter dem nördlichsten Teil der Mördergruebi fehlen die Raibler Schichten und auch der basale Hauptdolomit samt seinen bituminösen Brekzien. Besonders am markanten Felszapfen des Grossen Schijen sieht man gut, dass die Dolomit-Bänke mit etwa 35° gegen NNW abtauchen, und dass sie unten diskordant an die Überschiebungsfäche der ostalpinen Decken stossen («truncature basale»). Vielleicht lag die Front dieser Decken nicht allzu weit im N und W.

5.4. Zur Stellung der ostalpinen Deckenreste bei Iberg

Obwohl es vermessen wäre, diesen winzigen Relikten eine genau bestimmte Herkunft aus Elementen des bekannten ostalpinen Deckenkomplexes Graubündens und Österreichs zuschreiben zu wollen, sind doch einige Aussagen möglich.

Die Schichtreihe der Schuppe von Ober Roggen beschränkt sich auf massige «Oberhaet-Kalke» sowie auf Lias-Kalke in Adneter- und, wahrscheinlich, Allgäu-Ausbildung. Charakteristisch sind namentlich die Spaltenfüllungen von roten Kalken im Dach der «Oberhaet-Kalke». Ähnliche Folgen kommen in der Lechtaler Decke der Nördlichen Kalkalpen vor (z. B. Stengel-Rutkowski 1961; Helmcke 1969), doch macht der geringe stratigraphische Umfang der Schuppe jeden Versuch einer genauen Zuordnung zweifelhaft.

In den unteren Raibler Schichten der oberen Decke sind siliziklastische Anteile (Schiefertone, Sandsteine) stark entwickelt. Auf die Vorarlberger Kalkalpen bezogen, erinnert dies an den «Horizont 1a» von Harsch (1970). Rote Sandsteine, wie wir sie am Roggenstock gesehen haben, kommen offenbar nur in der Vorarlberger «Südfazies», in der Scesaplana-Gruppe (Lechtal-Decke), vor. Harsch vermutet, auf Grund der systematischen Abnahme der Mächtigkeit und der marinen Einflüsse, dass sich das Raibler-Becken schon am heutigen Westrand der Kalkalpen schloss. Die Vorkommen bei Iberg zeigen, dass es sich doch noch mindestens 70 km weit gegen W fortsetzte.

Mindestens eben so eng sind die Beziehungen der Iberger Raibler Schichten zu den ungefähr gleichaltrigen Formationen in den zentralostalpinen Decken (S-charl-Decke, Silvretta-Decke) Graubündens (Hochuli & Frank 2006), namentlich zum Cluozza-Member an der Basis der Fanez-Formation.

Auffallend ist der hohe Feldspat-Gehalt der granulometrisch homogenen Raibler-Sandsteine bei Iberg. Dieser ist aber durchaus nicht auf unser Gebiet beschränkt; er findet sich auch in den Nördlichen Kalkalpen (Jerz 1966; Schuler 1968), im Zentralostalpin von Graubünden (Frank 1986) und selbst in den fernen Gailtaler Alpen (Geyer 1897; Bechstädt 1978). Wo die Quelle für diesen feldspatreichen Detritus lag, wissen wir nicht; Frank (1986) sucht sie in einer Hochzone zwischen dem kalkalpinen Bereich im NE und dem zentralostalpinen Bereich im SW.

Der untere Hauptdolomit des Roggenstocks und der Mördergruebi ist dickbankig, braungrau, zuckerkörnig und bituminös; wie anderswo enthält er Stromatolith- und Brekzien-Lagen. Charakteristisch sind die dunkelgrauen, stark bituminösen Brekzien an seiner Basis. Brekzien in analoger Stellung werden von vielen Stellen erwähnt, namentlich aus der zentralostalpinen S-charl-Decke (Kellerhals 1966), aber auch aus den Nördlichen Kalkalpen, besonders aus deren südlichen Unterheiten. Allerdings konnte ich in der Literatur keine Hinweise darauf finden, dass diese Brekzien einen markant erhöhten Bitumen-Gehalt aufwiesen; auch Rudolf Oberhauser (Wien, für Vorarlberg) und Rainer Brandner (Innsbruck, für Tirol) war, auf Anfrage hin, nichts Derartiges bekannt. Unsere

«Stinkbrekzien» sind offenbar eine besondere Entwicklung im fernen Westen der oberostalpinen Decken.

Die Obertrias-Formationen der höchsten Decke in den Iberger Decke zeigen also gewisse Analogien zu den entsprechenden Bildungen in den Nördlichen Kalkalpen von Vorarlberg und Westtirol, namentlich zu deren internen (südlichen) Anteilen, andererseits aber auch zu denjenigen im Bündner Zentralostalpin. Eine weiter gehende Präzisierung ist unmöglich.

Eine unterostalpine Herkunft dieser Deckenreste ist sehr unwahrscheinlich. Im Oberengadin und im Oberhalbstein ist die unterostalpine Obertrias ganz anders ausgebildet (Naef 1987): die Raibler Schichten sind dort geringmächtig und fast ausschliesslich karbonatisch-evaporitisch, der Hauptdolomit ist deutlich geschichtet, feinkörnig, hell gelb anwitternd und enthält Einschaltungen von bunten Schiefermergeln.

6. Diskussion und Ausblicke

6.1 Zur Kinematik

Innerhalb unseres Gebiets kann man, auf rein «makroskopischem» Weg, verschiedene Deformations-Phasen unterscheiden. Selbstverständlich repräsentieren sie nur Ausschnitte aus der alpinen Entwicklungsgeschichte.

Der nachfolgende Versuch basiert auf der Hypothese einer nordpenninischen Herkunft des Schlieren-Flysch. Im Falle einer südpenninischen Herleitung dieser Flysch-Decke wäre eine Interpretation noch schwieriger, und ich muss es Anderen überlassen, diesbezüglich eine plausible Abfolge zu entwerfen.

Der Bewegungsablauf könnte etwa so ausgesehen haben:

I. (späte Kreide, ab Turonian, mehrphasig): Strukturierung der ostalpinen Decken und ihrer unmittelbaren, hochpenninischen Unterlage. Schwache Metamorphose der Arosa-Zone; Überschiebung der (kaum metamorphen) oberostalpinen Decken auf die Arosa-Zone; tektonische Verzahnung von oberostalpinen und hochpenninischen Elementen zum Arosa-Mélange sensu lato (vergleichbar der Trupchun-Phase von Froitzheim et al. 1994).

II. (späteste Kreide bis Paleocaen): Deformation unbekannter Natur im nordpenninischen Bereich; Schüttung von Blöcken und feinerem Detritus der Kristallin-dominierten Isentobel-Assoziation in die Tiefsee(?)-Tone der Rinderbach-Schichten (Fig. 8). Die Phasen I und II, welche ja ganz verschiedene Teile der zukünftigen Alpen betreffen, können sich zeitlich überlappen.

III. (mittleres Eocaen): Erste Überschiebung der Klippen-Decke. Distale Teile dieser Decke (oder einer externeren, nordpenninischen Einheit) bröckeln ab und gelangen, als Konglomerat-Komponenten und/oder exotische Blöcke (Roggenegg-Assoziation), in das Becken eines distalen nordpenninischen Flyschs (Surbrunnen-Flysch). Südpenninische Einheiten, mit Ophiolithen, gelangen schon in die Nähe der Klippen-Decke.

IV. (nach dem frühen Jung-Eocaen): Bruchtektonik (wohl normale Verwerfungen) im Bereich der zukünftigen Drusberg-Decke. Eocaene Brüche sind auch aus anderen Teilen

der helvetischen Zone bekannt. Die geotektonische Bedeutung dieser Distensions-Phase ist ungewiss. Zur selben Zeit erfolgten Subduktions-Prozesse in internen Teilen der Alpen, aber auch die erste Öffnung des Rheintal-Grabens.

V. (spätes Jung-Eocaen bis frühes Oligocaen): Subduktions-Vorgänge im nordpenninischen Bereich bewirken, dass die Massen von Schlieren- und Wägital-Flysch, wohl ein Akkretions-Prisma aus relativ internen Teilen des Troges, auf das zukünftige Helvetikum fahren. An ihrer Basis entsteht der Iberg-Wildflysch, ein tektonisches Mélange aus Rinderbach-Schichten (mit den exotischen Blöcken der Isentobel-Assoziation), Surbrunnen-Flysch (mit den exotischen Blöcken der Roggenegg-Assoziation) und Scherben von Schlieren- bzw. Wägital-Flysch. Im Gefolge dieser Bewegungen wurden die jüngsten Formationen (Campanian bis unteres Ober-Eocaen) der liegenden Einheit abgesichert, soweit sie nicht in Bruchgräben der Phase IV erhalten blieben, und um einige km, vielleicht durch gravity spreading, in die Einsiedler Schuppenzonen verfrachtet. Phase V mag der Pizol-Phase der Glarner Alpen (Pfiffner 1978) ungefähr entsprechen.

VI. (Oligocaen): Schon früher (Phasen III und/oder V?) haben die ostalpinen Decken, mit dem Arosa-Mélange an ihrer Basis, die Klippen-Sulzfluh-Decke überfahren. Nun gelangt der tektonische Komplex Klippen-Decke/Arosa-Zone/Ostalpin über die helvetischen Decken sowie über die Flysch-Decken.

VII. (spätes Oligocaen bis spätes Miocaen): Mehrphasige Deformation der helvetischen Decken (Calanda- und Ruchi-Phasen; Pfiffner 1978); passiver Weitertransport der hangenden, penninischen und ostalpinen Einheiten.

6.2. Was bedeutet das winzige Gebiet der Iberger Klippen für die alpine Geologie?

Die Iberger Klippen gewähren einen kleinen Einblick in die penninischen und ostalpinen Abscherungs-Decken, welche einst über dem Helvetikum lagen. Dass diese höheren Einheiten vor der Erosion, die namentlich um die Mitte der Oligocaen-Zeit einsetzte, in grosser Ausdehnung und in einer Dicke von mehreren km vorhanden waren, zeigen u. a. die Metamorphose von grossen Teilen der helvetischen Decken (z. B. Breitschmid 1982; Frey 1986; Frey et al. 1980 & 1999), sowie der Detritus in den oligocaenen und miocaenen Molasse-Ablagerungen. Diese erreichen am Alpenrand eine Mächtigkeit von gegen 6 km. Infolge der besonderen Situation (Synklinorium und Achsen-Depression in der Drusberg-Decke) blieben distale Teile der höheren Decken hier erhalten. Die Iberger Klippen liegen 65 km W des im Fürstentum Liechtenstein gelegenen Westendes der zusammenhängenden ostalpinen Decken, respektive 90 km ENE des Ostendes der zusammenhängenden Préalpes-Decken, am Thunersee (Fig. 1).

In unserem Gebiet befindet sich das östlichste Vorkommen von Gurnigel-Schlieren-Flysch. Ein unteres Divertikel von tertiärem Flysch wird durch ein höheres überlagert, welches gut mit dem Kreide-Flysch in der Unterlage der Nidwaldner Klip-

pen verglichen werden kann. Der liegende Iberg-Wildflysch kann als tektonisches Mélange verstanden werden, in welches drei Vergesellschaftungen einbezogen sind: 1) oberkretazische Rinderbach-Schichten mit exotischen Blöcken und Detritus der Isentobel-Assoziation; 2) mitteleocaener Surbrunnen-Flysch, mit exotischen Blöcken und Detritus der Roggenegg-Assoziation; 3) Schollen von unter- und mitteleocaenem Schlieren-Flysch. Die Blöcke der Roggenegg-Assoziation (Sedimente von Trias- bis Paleocaen-Alter) stammen am ehesten aus distalen, heute nicht mehr erhaltenen Teilen der Klippen-Decke. Somit kann für den Surbrunnen-Flysch nordpenninische Herkunft angenommen werden. Andererseits sind Surbrunnen- und Schlieren-Flysch eng miteinander verbunden. Es kann nicht einmal ausgeschlossen werden, dass der Surbrunnen-Flysch lediglich die jüngste, Pelit-reiche Formation des Schlieren-Flyschs sei.

Nur unter Annahme einer Herkunft des Schlieren-Flyschs aus dem nordpenninischen Trog, am ehesten aus dessen relativ internen (südlichen) Teilen, scheint es möglich, ein plausibles Szenario für die Entstehung des Wildflyschs zu entwerfen. Andere Gründe für eine solche Annahme sind die Analogien des Kreide-Anteils im Schlieren-Flysch mit entsprechenden Formationen im Wägitaler und im nordpenninischen Rheno-Danubischen Flysch, sowie das Fehlen von Spuren südpeninischer Flysche zwischen der mittelpenninischen Klippen-Decke und der hochpenninischen Arosa-Zone in den Iberger Klippen.

Die Argumente, welche für eine südpeninische Herkunft des Schlieren-Gurnigel-Flyschs sprechen, sollten neu diskutiert werden; vor allem die Korrelation der Nappe de la Sarine mit der Gurnigel-Decke, aber auch das Verhältnis zwischen dem Leimeren-Mélange und dem Schlieren-Flysch nördlich des Thunersees. Bayer (1982) hat ja gewichtige Gründe vorgelegt, die auf eine Herleitung des Leimeren-Mélange aus dem Dach der Klippen- und eventuell der Brekzien-Decke hindeuten.

Wären Schlieren- und Gurnigel-Flysch nordpenninischer Herkunft, so würde dies die Interpretation der alpinen Kinetik wesentlich vereinfachen. Auch wären dann die jeweils jüngsten Sedimente in den verschiedenen tektonisch-paläogeographischen Zonen systematisch jünger von S nach N, respektive von E nach W:

- im Unterostalpin und angrenzenden Hochpenninikum: Turonian.
- im Piemont-Trog: späteste Kreide in der Ostschweiz; im externsten Bereich der Westschweiz (Nappe de la Sarine): Paleocaen.
- im Briançonnais s. l.: mittleres Eocaen. Zu dieser Zeit müssten südpeninische Ophiolith-Decken schon in die Nähe gerückt sein.
- im Walliser Trog: frühes Eocaen im Querschnitt von Graubünden (Prättigau – Arblatsch); mittleres Eocaen im Querschnitt der Zentral- und Westschweiz (Schlieren – Gurnigel); frühes Spät-Eocaen im Querschnitt von Savoyen (Voirons).
- im Ultrahelvetikum: spätes Eocaen.
- im Helvetikum: frühes Oligocaen.

Diese Liste vermittelt nur die Daten des frühest möglichen, nicht des effektiven Zuschubs. Andererseits muss die Subduktion, namentlich in den internen Teilen der betreffenden Zonen, schon früher eingesetzt haben, da die Flysche ja synogene Sedimente darstellen.

Die Klippen-Decke von Iberg lässt sich, in Bezug auf die Schichtreihe und die tektonische Stellung, problemlos mit derjenigen der Mythen verbinden. Wir haben jedoch betont, dass sich innerhalb der Schwyzer Klippen ein Wandel im tektonischen Charakter vollzieht: vom «Innerschweizer Stil» im W (mit Falten-Strukturen, namentlich Synformen) zum «Rätikon-Stil» im E (Schubbretter reduzierter Mächtigkeit). Die Rotenflue und der Chli Schijen vermitteln den Übergang zwischen den beiden Baustilen. Vielleicht bedeutet dies, dass der Traîneau écraseur der ostalpinen Schubmassen wenig westlich der Iberger Klippen (in ihrer damaligen, weit S der heutigen gelegenen Situation) gegen W auskeilte. Wir werden auf diese Frage noch zurückkommen.

Als Arosa-Zone haben wir in den Iberger Klippen die Einheit mit Ophiolithen und post-ophiolithischen, teilweise ozeanischen Sedimenten bezeichnet. Die Analogien zu den hochpenninischen Anteilen der Arosa-Zone und zur Platta-Decke, am Westrand der Ostalpen, sind unübersehbar. Allerdings fehlen auf Ybrig Elemente unterostalpinen Affinität (distensive Kippschollen wie im Oberhalbstein oder tektonische Scherben wie zwischen Mittelbünden und Vorarlberg), was bedeuten könnte, dass die Iberger Arosa-Zone aus einem randfernen Teil des piemontesisch-ligurischen Ozeans stammt. Auch der geochemische Charakter der Iberger Ophiolithe ist von demjenigen der bündnerischen Vorkommen etwas verschieden (Dietrich 2006). Die Verschuppung von penninischen Ophiolith-Sediment-Folgen (der Arosa-Zone s. str.) mit oberostalpinen Trias-Formationen, wie wir sie an der Mördergruebi beschrieben haben, findet sich in Nordbünden und in Vorarlberg wieder.

Jeannot (1941) hat die höheren Iberger Decken mit der Simmen-Decke korreliert; allerdings äusserte er Zweifel bezüglich der Vergleichbarkeit der ostalpinen, aus Raibler Schichten und Hauptdolomit bestehenden Einheit mit Elementen der Préalpes. Obwohl diese Sicht verständlich ist, kann sie kaum aufrechterhalten werden. Im Gegenteil: bei Iberg fehlt sowohl der Helminthoiden-Flysch der Nappe de la Dranse als auch der Flysch der Simmen-Decke s. str., mit seinen Paketen älterer Gesteine südalpiner (lombardischer) Affinität. Die Ähnlichkeiten der Iberger Ophiolith-Decke mit der Nappe des Gets der Préalpes sind weit geringer als diejenigen mit den östlichen Analoga.

Die Kreide-Flysche der Dranse-Decke und der Simmen-Decke sind in den Préalpes weit verbreitet und müssen ehemals, vor der hauptsächlich spät-oligozänen bis miozänen Erosion, eine Mächtigkeit von einigen km aufgewiesen haben. Dies zeigt auch der grosse Anteil von Geröllen aus diesen Einheiten in der Molasse. In den innerschweizerischen Klippen sind sie nicht erhalten. Sie haben sich jedoch noch mindestens 75 km weit über das Ostende der Préalpes hinaus gegen E aus-

gedehnt. Dies bezeugen die Gerölle in der Subalpinen Molasse; die Leitgesteine der Simmen-Decke s. str., die Mocausa-Konglomerate, sind Horace Bénédict de Saussure schon 1796 bei Vitznau aufgefallen. Umso bemerkenswerter ist ihr Fehlen in den Iberger Klippen.

Die ostalpinen Decken, deren Reste unsere kleinen Berge krönen, zeigen hingegen enge Beziehungen zu den oberostalpinen Decken der Nördlichen Kalkalpen und zu den Bedeckungen der Sesvenna- und Silvretta-Decke. Abscherungs-Decken aus diesem Raum gelangten westwärts somit mindestens bis zum Meridian von Schwyz. Wir haben bereits angedeutet, dass die Nord- und Westfront dieser Decken vielleicht nicht sehr weit über die Iberger Klippen hinaus reichten. Speck (1953) fand in der oberoligozänen Molasse der Rigi noch Gerölle wahrscheinlich ostalpiner Provenienz; weiter westlich scheinen sie nicht mehr vorzukommen.

Die Grundgebirgs-Gesteine der Silvretta-Decke keilen gegen WNW auf einer Linie Tiefencastel – Bludenz aus, zwischen ihrer Sediment-Hülle im Hangenden und den im S unterostalpinen (Ela), im N vorwiegend penninischen (Arosa) Einheiten im Liegenden. Die Front der unterostalpinen Kristallin-Decken streicht zwar am Albula-Pass E – W, doch lassen westvergente Strukturen vermuten, dass auch diese Decken sich nicht sehr weit gegen W fortsetzten.

Der Fazies-Bereich des Bündner Zentralostalpins erscheint wieder in parautochthoner Stellung in den lombardischen und Tessiner Südalpen, derjenige des Engadiner Unterostalpins (Grisoniden) in den piemontesischen Südalpen (Canavese; vgl. Trümpy 1992 und namentlich Ferrando et al. 2006). Auch dies bedeutet, dass die ostalpinen Decken der Ostalpen, als allochthone Deckenkörper, nicht sehr weit gegen W gereicht haben, es sei denn, man nehme sehr bedeutende sinistrale Translationen kretazischen Alters an (Laubscher 1991). Dies ist durchaus möglich, aber schwer beweisbar.

Hier kommen wir nun wieder auf die Frage nach der Stellung der Dentblanche – Sesia – Decke zurück. Argand (1909 & 1911) hatte ja die Dentblanche-Decke als oberste Einheit der penninischen Decken definiert, und Rudolf Staub (1917) hatte sie mit der Margna-Decke der Bernina-Gruppe korreliert. In der Tat spricht manches für eine solche Verbindung. Die z. T. prä-alpin hoch-metamorphen Kristallin-Serien sind mit Mantel-Derivaten (Seconda Zona dioritico-kinzigitica, Malenco-Serpentinite) eng verknüpft und enthalten grosse permische Gabbro-Körper (Mont Collon, Val Fedoz). Noch auffallender sind die Ähnlichkeiten im tektonischen Stil. Hier wie dort finden sich liegende Grossfalten, mit schmalen «synklinalen» Zügen von mesozoischen Sedimentgesteinen (hauptsächlich Trias-Dolomiten in der Margna-Decke, Kalkglimmerschiefern in der Dentblanche-Decke; Bucher et al. 2004). Granitoide wahrscheinlich jungpaläozoischen Alters sind in der Margna- wie in der Dentblanche-Decke duktil deformiert, wogegen ihre ursprünglich Struktur in den unterostalpinen Decken Graubündens noch weitgehend erhalten ist. Schmid et al. (2004) sprechen von einem «Margna-Sesia fragment», was durchaus vertretbar ist.

Später (1938) änderte Staub seine Ansicht und verband nun die Dentblanche mit den unterostalpinen Err- und Bernina-Decken, mit dem Hinweis auf eine vermeintliche Gleitbretter-Tektonik ostalpinen Stils innerhalb der Dentblanche-Decke. Fast alle späteren Geologen sind ihm auf diesem Weg gefolgt. Sehr wahrscheinlich enden jedoch die eigentlichen ostalpinen Decken (der Ostalpen) schon im Querschnitt der Zentralschweiz gegen W, womit ihre Fortsetzung in die Dentblanche-Sesia-Decke sehr fraglich ist.

Das Verhältnis der Simmen-Decke und der Nappe des Gets zu den Grundgebirgs-Decken des Margna-Sesia-Fragments («Ostalpin» der Westalpen) wird noch sehr zu diskutieren sein. Bezeichnenderweise fehlt die Simmen-Decke s.l. in der östlichen Schweiz, so auch bei Iberg.

Zweifellos ist auch das Dentblanche-Sesia-Margna-Fragment eine Abspaltung der Apulischen Platte. Trotzdem kann dieses Fragment mit den ostalpinen Decken der Ostalpen weder geometrisch noch paläogeographisch direkt zusammengehangen haben. Es stellt sich also die Frage, wie afrikanisch das Matterhorn wirklich ist. Auf das Titelblatt von Michel Marthaler's schöner Arbeit (2001) hätte ich, statt einer Giraffe, wohl eher einen Berberlöwen versetzt. Aber schliesslich gehört auch der Maghreb zu Afrika.

Mit diesen Überlegungen sind wir freilich wieder sehr weit von «unserer» Mördergrube abgekommen.

Verdankungen

Alphonse Jeannot danke ich dafür, dass er mir dieses interessante Gebiet zur Bearbeitung übergeben hat. Die Zusammenarbeit mit Andreas Bayer war ein besonderes Vergnügen; das Flysch-Kapitel beruht zu einem grossen Teil auf seinen Beobachtungen und Interpretationen. Michèle Caron, welche den Appendix 1 beigezeichnet hat, bin ich zu Dank verpflichtet. Volker Dietrich sowie Peter Hochuli und Stefan Frank haben spezielle Probleme der Iberger Klippen studiert (siehe die entsprechenden Artikel dieses Bandes). Aus Diskussionen mit Franz Allemann, Paul Felber, Helmut Weissert, Wilfried Winkler und anderen habe ich viel gelernt. Gerne erinnere ich mich an Terraintage mit Geologie-Studenten, namentlich Andreas Baumeler, Regina Hürimann und Patrick Wurster, die als Feldknechte oder Feldmägde dienten. Zu den Äplern und Wirtsleuten rund um den Roggenstock und die Mördergrube ergab sich eine freundliche Beziehung. Die ehrwürdige Oberallmeind-Korporation Schwyz erlaubte mir, ihre Alpstrassen zu befahren. Vom Geologischen Institut der ETH erhielt ich volle Unterstützung. Speziell erwähnt seien der Photograph Urs Gerber und die Damen der Instituts-Bibliothek.

Die Schweizerische Geologische Kommission und, später, das Bundesamt für Wasser und Geologie zeigten viel Geduld mit einem langjährigen und zeitweise wenig aktiven Mitarbeiter. Bei der Fertigstellung von Text und Figuren leistete Daniel Kälin unentbehrliche und unverzagte Hilfe. Auch die Berner Studenten Sandro Coray und Sybille Fenner besorgten einen Teil der Zeichnungen. Paul Felber und Stefan Schmid danke ich für ihre sorgfältigen Reviews. Stefan Schmid war es auch, der wichtige redaktionelle Gesichtspunkte einbrachte und der anregte, dass dieser Arbeit, trotz ihrer Länge, in den *Eclogae* erscheinen durfte.

LITERATUR

- ALLEMANN, F. 2002: Erläuterungen zur geologischen Karte des Fürstentums Liechtenstein. Vaduz, Reg. Fürstent. Liechtenstein, 129 pp.
- ARGAND, E. 1909: Sur la racine de la nappe rhétique. *Mitt. schweiz. geol. Komm.* 1. Jg., 7 pp.
- ARGAND, E. 1911: Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. *Beitr. geol. Karte Schweiz NF 31*, 1–26.
- BACHMANN, I. 1863: Über petrefactenreiche exotische Jurablöcke im Flysch des Sihlthals und Toggenburgs. *Vjschr. natf. Ges. Zürich*, 8. Jg. 5–34.
- BACHMANN, I. 1869: Quelques remarques sur une note de M. Renevier, intitulée [s. Renevier 1868]: *Mitt. naturf. Ges. Bern* 705, 161–174.
- BAILEY, E. B. & MCCALLIEN, W.J. 1950: The Ankara Mélange and the Anatolian Thrust. *Nature* 166, 938.
- BAYER, A. 1982: Untersuchungen im Habkern-Mélange («Wildflysch») zwischen Aare und Rhein. *Diss. ETH*, 184 + 170 pp.
- BECHSTÄDT T. 1978: Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzugs als Hinweis auf grossräumige Lateralverschiebungen innerhalb des Ostalpins. *Jb. Geol. Bundesanstalt (Wien)* 121/1, 1–121.
- BERTLE, H. 1972: Zur Geologie des Fensters von Gargellen und seines Kristallinen Rahmens. *Mitt. Ges. Geol.- & Bergbaustud.* 22, 1–59.
- BERTRAND, M. 1884: Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord. *Bull. Soc. géol. France* (3)12, 318–330.
- BILL, M., BUSSY, F., MASSON, H. & HUNZIKER, J. 1997: High-precision U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of an Alpine ophiolite (Gets nappe, French Alps). *Eclogae geol. Helv.* 90/1, 43–54.
- BOLLER, K. 1963: Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen im Neocom der Klippendecke (östlich der Rhone). *Eclogae geol. Helv.* 56/1, 15–102.
- BREITSCHMID, A. 1982: Diagenese und schwache Metamorphose in den sedimentären Abfolgen der Zentralschweizer Alpen (Vierwaldstättersee, Urirotstock). *Eclogae geol. Helv.* 75/2, 331–380.
- BUCHER, K., DAL PIAZ, G. V., OBERHÄNSLI, R., GOUFFON, Y., MARTINOTTI, G. & POLINO, R. 2004: Matterhorn (LK 1347), mit Erläuterungen. *Geol. Atlas Schweiz* 1:25.000, 107.
- BURGER, H. 1978: Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen dem Schollberg und der Verspala (Osträtikon). *Eclogae geol. Helv.* 71/2, 255–266.
- CARON, C. 1972: La Nappe Supérieure des Préalpes: subdivision et principaux caractères du sommet de l'édifice préalpin. *Eclogae geol. Helv.* 65/1, 57–78.
- CARON, C. 1976: La nappe du Gurnigel dans les Préalpes. *Eclogae Geol. Helv.* 69/2, 297–308.
- CARON, C. & WEIDMANN, M. 1967: Sur les flysch de la région des Gets (Haute-Savoie). *Eclogae geol. Helv.* 60/2, 357–398.
- CARON, C., HOMEWOOD, P., MOREL, R. & VAN STULENBERG, J. 1980: Témoins de la nappe du Gurnigel dans les Préalpes Médiannes; confirmation de son origine ultrabriançonnaise. *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 69/1, 64–79.
- CARON, C., HOMEWOOD, P. & WILDI, W. 1989: The Original Swiss Flysch: a Reappraisal of the Type Deposits in the Swiss Prealps. *Earth Sci. Reviews* 26, 1–45.
- DE LEPINAY, B. 1981: Etude géologique de la région des Gets et de Samoëns. *Thèse Univ. P. & M. Curie, Paris*, 203 pp.
- DE SAUSSURE, H. B. 1796: *Voyages dans les Alpes*, vol. 4. Neuchâtel, Fauche-Borel, 593 pp.
- DIETRICH, V. 1969: Die Ophiolite des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasse, ein petrographischer Vergleich. *Europ. Hochschulschriften, Reihe 17*, 1, 179 pp.
- DIETRICH, V. 1970: Die Stratigraphie der Platta-Decke. Fazielle Zusammenhänge zwischen Oberpenninikum und Unterostalpin. *Eclogae geol. Helv.* 63/2, 631–671.
- DIETRICH, V. 2006: Die Meta-Basalte der Iberger Klippen. *Eclogae geol. Helv.* 99, 123–129.
- ESCHER, A. 1866: [Sur la géologie du Canton de Glaris]. *Actes Soc. Helv. Sci. nat, session à Neuchâtel*, 71–75.
- ESCHER, A. 1868: [Profil zwischen dem Pragel-Pass und Iberg]. *Verh. Schweiz. Naturf. Ges. in Einsiedeln*, 61.
- FELBER, P. J. 1984: Der Dogger der Zentralschweizer Klippen. *Diss. ETH Nr. 7506*, 156 pp.

- FERRANDO, S., BERNOULLI, D. & COMPAGNONI, R. 2006: The Canavese Zone (Internal Western Alps): a distal margin of Adria. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 84, 237–256.
- FLÜCK, W. 1973: Die Flysche der praealpinen Decken im Simmental und Saanenland. *Beitr. Geol. Karte d. Schweiz*, NF 146, 87 pp.
- FRANK, S.M. 1986: Die Raibl-Gruppe und ihr Liegendes im Oberostalpin Graubündens. *Diss. ETH Nr. 8085*, 240 pp.
- FRANKS, S., TRÜMPY, R. & AUF DER MAUR, J. 2001: Aus der Frühzeit der alpinen Geologie: Johann Gottfried Ebels Versuch einer Synthese. *Neujahrsblatt Naturf. Ges. Zürich* XX, 61 pp.
- FREI, R. 1963: Die Flyschbildungen in der Unterlage der Iberger Klippen und Mythen. *Zürich, Schmidberger & Müller*, 175pp.
- FREY, M. 1986: Very low-grade metamorphism of the Alps – an introduction. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 66, 13–27.
- FREY, M., TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R., MULLIS, J., KÜNZI, B., BREIT-SCHMID, A., GRÜNER, U. & SCHWIZER, B. 1980: Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. *Eclogae geol. Helv.* 73/1, 173–203.
- FREY, M., DESMONS, J. & NEUBAUER, F. 1999: The new metamorphic map of the Alps: introduction. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 79, 1–4.
- FRISCH, W., RING, U., BORCHERT, S. & BIEHLER, D. 1994: The Arosa and Platta Nappe Ophiolites: Geochemical Characteristics and their Meaning for the Evolution of the Penninic Ocean. *Jb. Geol. Bundesanstalt* 137/1, 19–33.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S.M. & CONTI, P., 1994: Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. *Eclogae geol. Helv.* 87, 559–612.
- FURRER, H. 1993: Stratigraphie und Facies der Trias/Jura-Grenzschichten in den oberostalpinen Decken Graubündens. *Diss. Univ. Zürich*, 98 pp.
- FURRER, U. 1979: Stratigraphie des Doggers in den östlichen Préalpes médianes. *Eclogae geol. Helv.* 72/3, 623–672.
- GAGNEBIN, E. 1934: Les Préalpes et les «klippes». In: *Geol. Führer d. Schweiz (Wepf, Basel)*, 2, 79–95.
- GASINSKI, A., SLACZKA, A. & WINKLER, W. 1997: Tectono-sedimentary evolution of the Upper Prealpine nappe: nappe formation by Late Cretaceous-Paleogene accretion. *Geodinamica Acta* 10/4, 137–167.
- GEIGER, M. 1956: Die Unterlage der zentralschweizerischen Klippengruppe Stanserhorn-Arvisgrat, Buochserhorn-Musenalp und Klewenalp. *Eclogae geol. Helv.* 47/2, 407–452.
- GEYER, G. 1897: Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailtaler Alpen in Kärnten. *Jb. k. k. Reichsanstalt* 47/2, 298–364.
- GOETHE, J. W. 1787: *Goethe's Schriften*. Leipzig, Göschen; 8 Bde.
- GREENLY, E. 1919: The Geology of Anglesey. *Mem. Geol. Survey*, 2 vols., 388 & 590 pp.
- GUILLAUME, M. 1986: Révision stratigraphique des Couches Rouges de la Nappe des Préalpes Médiannes romandes. *Fribourg, Quick-Print (Thèse Univ. Fribourg)*, 154 pp.
- GÜMBEL, C. W. 1861: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. *Gotha, Perthes*, 950pp.
- HABLE, R. 1997: Biostratigraphie, Sedimentologie und paläogeographische Entwicklung der Préalpes Médiannes des Chablais vom Apt bis Unter-Eozän. *Fribourg, Multiprint (Diss. Univ. Freiburg)*, 324 pp.
- HALDIMANN, P. A. 1975: Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen Klostern und dem Gafiental. *Eclogae geol. Helv.* 68/2, 301–310.
- HANTKE, R. 1961: Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal. *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 106, 210 pp.
- HANTKE, R. 1967: Exkursion 32: Vierwaldstättersee. In: *Geol. Führer der Schweiz*, 2. Aufl. (Basel, Wepf), fasc. 7.
- HANTKE, R. 2003: Zur Landschaftsgeschichte der Zentralschweiz und des östlichen Berner Oberlandes. In: *Geologie & Geotope im Kt. Schwyz* (S. Lienert, ed.), *Ber. Schwyz. Natf. Ges.* 14, 110–130.
- HANTKE, R. & TRÜMPY, R. 1965: Bericht über die Exkursion A der Schweiz. *Geol. Ges. in die Schwyzer Alpen. Eclogae geol. Helv.* 57/2, 609–618.
- HANTKE, R. & KURIGER, E. 2003: Überblick über die Geologie des Kantons Schwyz und seiner Nachbargebiete. In: *Geologie und Geotope im Kt. Schwyz* (S. Lienert, ed.), *Ber. Schwyz. Natf. Ges.* 14, 9–34.
- HARSCH, W. 1970: Zur Sedimentologie und Paläogeographie der Raibler Schichten im Westteil der Nördlichen Kalkalpen. *Zeitschr. Deutsch. geol. Ges.* 121, (1069), 253–272.
- HEER, O. 1883: *Flora fossilis Helvetiae. Die vorweltliche Flora der Schweiz*. Wurster, Zürich, 182pp.
- HEIM, ALBERT 1891: Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. *Beitr. Geol. Karte Schweiz* 25; 2 Bde, 503 & 76 pp.
- HEIM, ALBERT 1922: Die Mythen. *Neujahrsbl. Natf. Ges. Zürich* 124, 28 pp.
- HEIM, ARNOLD 1908: Ueber das Profil von Seewen-Schwyz und den Fund von Habkerngranit im Nummultengrünsand. *Vjschr. natf. Ges. Zürich*, Jg. 53, 377–386.
- HELMCKE, D. 1969: Die Geologie der Spuller-See-Mulde zwischen Wildgruben-Roggaspitz-Gruppe und dem Formarin-See in den Voralberger Kalkalpen. *München. Fotodruck-Mikrokopie (Diss. Univ. Marburg)*, 220 pp.
- HERB, R. 1962: Geologie von Amden, mit besonderer Berücksichtigung der Flyschbildungen. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N.F. 114, 130 pp.
- HESSE, R. 1973: Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault: Kontinuierlicher Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trogebene der Alpen. *Geologica et Palaeontologica*, SB 2, 53 pp.
- HOCHULI, P. A. & FRANK, S. 2006: Palynomorphe und organisches Material aus den Raibler Schichten einer oberostalpinen Schuppe der Iberger Klippen (Kanton Schwyz, Schweiz). *Eclogae geol. Helv.* 99, 131–136.
- HOEK, H. 1906 a: Ueber den Deckenbau der Iberger Klippen. *Centralbl. F. Min., Geol.* XX, 461–465.
- HOEK, H. 1906 b: Das zentrale Plessurgebirge. *Ber. Natf. Ges. Freiburg* 16, xx
- HOMEWOOD, P. 1977: Ultrahelvetic and North-Penninic Flysch of the Prealps: A general account. *Eclogae geol. Helv.* 70/3, 627–641.
- HSÜ, K. J. 1974: Principles of melanges and their distinction from olistostromes. In: *Dott & Shaver (eds.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation*, *SEPM Spec. Publ.* 19, 321–333.
- HSÜ, K. J. 1994: *The Geology of Switzerland – an introduction to tectonic facies*. Princeton Univ. Press, 250 pp.
- HSÜ, K. J. & SCHLANGER, S.O. 1971: Ultrahelvetic Flysch Sedimentation and Deformation related to Plate Tectonics. *Geol. Soc. America Bull.* 82, 1207–1218.
- HUGI, E. 1900: Die Klippenregion von Giswyl. *N. Denkschr. allg. Schweiz. Ges. f. d. gesammten Naturwiss.* 36, 75 pp.
- ISENSCHMID, CH. 1983: Der Malm im Mittelabschnitt der Préalpes Médiannes zwischen Thiner- und Genfersee. *Dissertation Univ. Bern*, 127pp.
- JAFFÉ, F. G. 1955: Les ophiolites et les roches connexes de la région du Col des Gets. *Bull. Suisse Minéral. et Pétrogr.* 35/1, 1–150.
- JEANNET, A. 1922: Das romanische Deckengebirge, Préalpes und Klippen. In: *Albert Heim, Geologie der Schweiz (Leipzig, Tauchnitz)*, Bd. II/2, 589–676.
- JEANNET, A. 1934: Einsiedeln – Iberg – Mythen. In: *Geol. Führer d. Schweiz*, 2. Aufl. (Basel, Wepf), 10, 750–755.
- JEANNET, A. 1935: Excursion de la Société géologique suisse dans les Alpes de Schwyz (Mythen, Iberg, Sihltal). *Eclogae geol. Helv.* 28/2, 627–640.
- JEANNET, A. 1939: Sur des cassures nummulitiques dans les Alpes de Schwyz. *Soc. géol. France, C.R. sommaires*, 6.
- JEANNET, A. 1941: Geologie der oberen Sihltaler-Alpen. *Ber. Schwyz. Naturf. Ges.* 3 (1938–41), 3–24.
- JERZ, H. 1966: Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Salzach und Inn. *Geologica Bavarica* 56, 3–102.
- KAUFMANN, F. J. 1876: Zur Geologie des Clubgebietes. Fünf neue Jurassier: Mythen, Buochser- und Stanzerhorn, Enzimattberg und Rothspitz. *Jahrbuch S.A.C.*, Jahrg. 11, 32 pp.
- KAUFMANN, F. J. 1877: Kalkstein- und Schiefergebiete der Kantone Schwyz und Zug und des Bürgenstocks bei Stanz. *Beitr. geol. Karte Schweiz* 14/2, 180 pp.
- KAUFMANN, F. J. 1886: Emmen- und Schlierengegenden. *Beitr. geol. Karte Schweiz* 24/1, 608 pp.
- KELLERHALS, P. 1966: Geologie der nordöstlichen Engadinerdolomiten zwischen Piz San Jon, S-charl und Piz Sesvenna. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N.F. 126, 54 pp.

- KLAUS, J. 1959: Le «Complexe schisteux intermédiaire» dans le synclinal de la Gruyère. *Eclogae geol. Helv.* 52/2, 753–851.
- KUHN, J. A. 1972: Stratigraphisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Äusseren Einsiedler Schuppenzone und im Wägitaler Flysch E und W des Sihlsees (Kt. Schwyz). *Eclogae geol. Helv.* 65/3 (1972), 485–553.
- LAUBSCHER, H. 1991: The arc of the Western Alps today. *Eclogae geol. Helv.* 84/3, 631–659.
- LIENERT, O. 1957: Geologie des grossen Mythen unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofauna der Couches Rouges. Unpubl. Diplomarbeit Geol. Inst. ETH, 71pp.
- LIENERT, O. 1958: Neue geologische Untersuchungen am Grossen Mythen unter spezieller Berücksichtigung der Couches Rouges Mikrofauna. *Eclogae geol. Helv.* 51/2, 391–394.
- LIHOU, J. C. 1996: Stratigraphy and sedimentology of the Sardona unit, Glarus Alps: Upper Cretaceous/Middle Eocene deep-marine flysch Sediments from the Ultrahelvetic realm. *Eclogae geol. Helv.* 89/2, 721–752.
- LÜDIN, P. 1987: Flysch und Mélangebildungen in der unterostalpin/penninischen Arosa-Zone. Diss. Univ. Basel, 167 pp.
- MANATSCHAL, G. 2004: New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps. *Int. J. Earth Sci.* 93, 432–466.
- MANATSCHAL, G. & NIEVERGELT, P. 1997: A continent-ocean transition in the Err and Platta nappes. *Eclogae geol. Helv.* 90/1, 3–27.
- MÄRKLI, R. 1926: Geologische Untersuchungen im Gebiet der Klewenklippe. Zürich, zur Alten Universität (Diss. Univ. Zürich), 54 pp.
- MARTHALER, M. 2001: Le Cervin – est-il africain? Lausanne, Ed. Loisirs et Pédagogie, 96 pp.
- MOESCH, C. 1881: Geologische Beschreibung der Kalkstein- und Schiefergebilde der Kantone Appenzell, St. Gallen, Glarus und Schwyz. *Beitr. geol. Karte Schweiz* 14/3, 336 pp.
- MOHLER, H. 1966: Stratigraphische Untersuchungen in den Giswiler Klippen (Préalpes Médiannes) und ihrer helvetisch-ultrahelvetischen Unterlage. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* 129, 84 pp.
- MOREL, R. 1980: Géologie du massif de Niremont et de ses abords. *Bull. Soc. fribourgeoise de Sc. Nat.* 69, 99–207.
- NAEF, M. H. 1987: Ein Beitrag zur Stratigraphie der Trias-Serien im Unterostalpin Graubündens. Diss. ETH Nr. 8236, 266 pp.
- NOLD, M. 1972: Geologie des Grevasalvasgebiets am Julierpass. Diplomarb. ETH, dep. Geol. Inst. ETH.
- OBERHAUSER, R. 1995: Zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie des Ostalpenraumes zur Kreide-, Paleozän- und Eozänzeit. *Jb. Geol. Bundesanstalt* 138/2, 369–432.
- OBERHOLZER, J. 1933: Geologie der Glarneralpen. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* 28, 626 pp.
- OCHSNER, A. 1975: Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz 1:25.000, Bl. 1133 Linthebene (Nr. 53). *Schweiz. Geol. Komm.* 140p.
- PIFFNER, O.A. 1978: Der Falten- und Kleindeckenbau im Infrahelvetikum der Ostschweiz. *Eclogae geol. Helv.* 71/1, 61–84.
- PYTHON-DUPASQUIER, C. 1990: La Formation de l'Intyamon («Crétacé Moyen») des Préalpes Médiannes Romandes. Fribourg, Multiprint/Thèse Univ. Fribourg, 197 pp.
- QUEREAU, E. C. 1892: [über die Ergebnisse seiner Forschungen in der Iberger Klippen-Region]. *Zeitschr. Deutsche Geol. Ges.* 44/3 (Sitzung vom 11. August 1892 in Strassburg), 552–557.
- QUEREAU, E. C. 1893: Die Klippenregion von Iberg (Sihltal). *Beitr. geol. Karte Schweiz* 33, 158 pp.
- QUEREAU, E. C. 1895: The Cliffs and Exotic Blocks of North Switzerland. *Journal of Geology* 3/7, 723–739.
- RENEVIER, E. 1868: Observations géologiques sur les Alpes de la Suisse centrale, comparées aux Alpes vaudoises. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 10, 18 pp.
- RÜEFLI, W. 1959: Stratigraphie und Tektonik des Eingeschlossenen Glarner Flysches im Weisstannental (St. Galler Oberland). Zürich, Schmidberger & Müller (Diss. ETH), 194 pp.
- RYF, W. H. 1965: Zur Stratigraphie des Verrucano im Murgtal. *Eclogae geol. Helv.* 57/2 (1964), 599–603.
- SCHARDT, H. 1893: Sur l'origine des Préalpes romandes. *Eclogae geol. Helv.* 9, 129–142.
- SCHARDT, H. 1898: Les régions exotiques du versant nord des Alpes suisses (Préalpes du Chablais et du Stockhorn et les Klippes), leurs relations avec l'origine des blocs et brèches exotiques et la formation du Flysch. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 34, 114–219.
- SCHAUB, H. 1951: Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches mit besonderer Berücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten und Assilinen. *Schweiz. paläont. Abh.* 68, 222 pp.
- SCHMID, S. M., RÜCK, PH. & SCHREURS, G. 1990: The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Pennine zone along the NFP 20 East traverse (Grisons, eastern Switzerland). *Mém. soc. géol. France* 156; *Mém. Soc. géol. suisse* 1; *Vol. spec. Soc. Geol. It.* 1, 263–287.
- 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, 1036–1064.
- SCHMID, S. M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. 2004: Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae geol. Helv.* 97/1, 93–117.
- SCHMIDT, C. 1887: Diabasporphyrite und Melaphyre vom Nordabhang der Schweizer Alpen. *Jb. f. Min.*, Jg. 1887, 58–69.
- SCHMIDT, C. 1894: Bericht über die Excursion VIII durch die Centralen Schweizeralpen. In: *Livret-guide géologique dans le Jura et les Alpes de la Suisse, Congrès géol. Internat., 6ième session; Paris, Alcan & Lausanne, Payot*, 306 pp.
- SCHULER, G. 1968: Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Salzach. *Erlanger geol. Abh.* 71.
- SCHWARTZ-CHENEVART, C. 1949: Les nappes des Préalpes médianes et de la Simme dans la région de la Hochmatt (Préalpes fribourgeoises). Thèse Univ. Fribourg, 213 pp.
- ŞENGÖR, A.M.C. 2003: The repeated rediscovery of mélanges and its implications for the possibility of objective evidence in the scientific enterprise. *Geol. Soc. America, Special Paper* 373, 385–445.
- SMIT SIBINGA, G. L. 1921: Die Klippen der Mythen und Rothenfluh. Hannover, Jänecke, 58 pp.
- SPECK, J. 1953: Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee. *Eberhard Kalt-Zehnder, Zug*, 175pp.
- SPICHER, A. 1976: Tektonische Karte der Schweiz 1:500000. Schweizerische Geologische Kommission, Bern.
- STAUB, R. 1917: Ueber Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* 46/3, 165–198.
- STAUB, R. 1938: Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden. *Eclogae geol. Helv.* 31/2, 345–353.
- STEINMANN, G. 1890: Ueber die Natur der Hornsteine in den mesozoischen Schichten der lombardischen Alpen. *Eclogae geol. Helv.* 2/1 (1890–92), 69–73.
- STEINMANN, G. 1905: Geologische Beobachtungen in den Alpen. II: Die Schardt'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabätze und der ophiolithischen Massengesteine. *Ber. Natf. Ges. Freiburg* 16, 18–67.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W. 1961: Der Bau des Gebirges um Lech (Vorarlberg). *Zeitschr. Deutsch. geol. Ges.* 113, 535–556.
- STUDER, B. 1851–53: *Geologie der Schweiz*. Bern, Stämpfli & Zürich, Schulthess; 2 Bde. 485 & 487 pp.
- STUTZ, U. 1890: Das Keuperbecken am Vierwaldstätter See. *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont.* 1890/II, 99–140.
- TERCIER, J. 1928: Géologie de la Berra. *Mat. Carte géol. Suisse, N.S.* 60, 111 pp.
- TOBLER, A. 1899: Vorläufige Mitteilung über die Geologie der Klippen am Vierwaldstätter See. *Eclogae geol. Helv.* 6/1, 7–14.
- TRÜMPY, R. (1955): Wechselbeziehungen zwischen Paläogeographie und Deckenbau. *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 100/4, 218–231.
- TRÜMPY, R. 1956: Notizen zur mesozoischen Fauna der innerschweizer Klippen. *Eclogae geol. Helv.* 49/2, 573–591.
- TRÜMPY, R. 1967: Teilstrecke III: Oberiberg-Schwyz. In: R. Hantke et al., *Exkursion* 31, *Geol. Führer der Schweiz* 7, 558–563.

- TRÜMPY, R. 1975: Penninic-Austroalpine Boundary in the Swiss Alps: A presumed former Continental Margin and its Problems. *American J. of Science* 275-A, 209–238.
- TRÜMPY, R. 1980: Part A: An outline of the Geology of Switzerland. In: *Geology of Switzerland. A guide book*; Basel & New York, Wepf, 104 pp.
- TRÜMPY, R. 1992: Ostalpen und Westalpen – Verbindendes und Trennendes. *Jb. Geol. B.-A.* 135/4, 875–882.
- TRÜMPY, R. & LEMOINE, M. 1998: Marcel Bertrand (1847–1907): les nappes de charriage et le cycle orogénique. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sci. de la Terre* 327, 211–224.
- VAN STUIJENBERG, J. 1979: Geology of the Gurnigel area (Prealps, Switzerland). *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* 151, 111 pp.
- VOGEL, A. 1978: Geologie des Kleinen Mythen. *Diplomarb. Univ. Zürich, dep. Geol. Inst. ETH.*
- VONDERSCHMITT, L. (1923): Die Giswiler Klippen und ihre Unterlage. *Beitr. Geol. Karte Schweiz* 50, 38pp.
- WEIDMANN, M., HOMEWOOD, P., CARON, C. & BAUD, A. 1976: Réhabilitation de la «Zone Submédiane» des Préalpes. *Eclogae geol. Helv.* 69/2, 265–277.
- WEISS, H. (1949): Stratigraphie und Mikrofauna des Klippenmalm. *Dissertation ETH Zürich. Buchdruckerei Dr. J. Weiss, Affoltern a. A.*, 306pp.
- WEISSERT, H. 1975: Zur Geologie der Casanna bei Klosters. *Eclogae geol. Helv.* 68/1, 222–229.
- WEISSERT, H. & BERNOULLI, D. 1985: A transform margin in the Mesozoic Tethys. *Geol. Rundschau* 74, 665–679.
- WILDI, W. 1985: Heavy mineral distribution and dispersal pattern in penninic and ligurian flysch basins. *Giorn. di Geol. (Bologna), ser. 3a* 47/1-2, 77–99.
- WINKLER, W. 1983: Stratigraphie, Sedimentologie und Sedimentpetrographie des Schlieren-Flysches (Zentralschweiz). *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F.* 158, 105 pp.
- WINKLER, W. 1984: Paleocurrents and Petrography of the Gurnigel-Schlieren Flysch: a basin analysis. *Sedimentary Geol.* 40, 169–189.
- WINKLER, W. 1988: Mid- to Early Late Cretaceous Flysch and Melange Formations in the Western Part of the Eastern Alps – Paleotectonic Implications. *Jb. Geol. Bundesanstalt* 131/2, 341–389.
- WINKLER, W., WILDI, W., VAN STUIJENBERG, J. & CARON, C. 1985: Wägital-Flysch et autres flyschs penniques en Suisse Centrale. *Stratigraphie, sédimentologie et comparaisons. Eclogae geol. Helv.* 78/1, 1–22.

Manuskript eingegangen: 10. Januar 2006
Revidierte Fassung angenommen: 10. März 2006

Appendice 1: Commentaire stratigraphique sur le Crétacé-Eocène de la «Klippen Decke» par Michèle Caron (Université de Fribourg)

La datation de la série Crétacé-Tertiaire est basée sur une sélection de lames minces riches en foraminifères planctoniques. Au microscope, les microfaciès et les associations de foraminifères planctoniques ont permis de repérer les équivalents (pars) des formations définies dans la Nappe principale des Préalpes Médiannes. Dans l'ordre stratigraphique, soit du plus ancien au plus récent, on a identifié (voir Tableau A1 de l'appendice pour les numéros des échantillons datés et leur âge):

La Formation de l'Intyamon (Python-Dupasquier 1990) (voir planche A1, F-J)

La Zone à *Rotalipora ticinensis* (Z 22), avec *R. subticinensis*, *R. ticinensis*, nombreuses *Hedbergella* ssp.: gros Radiolaria.

La Zone à *Rotalipora appenninica* (K 136-137-138), avec *R. appenninica*, *R. te-hamaensis*, *Planomalina buxtorfi*, *Praeglobotruncana stephani*, *Favusella w-shitensis*, *Hedbergella* ssp.

âge: Ces deux associations indiquent l'Albien supérieur, ce qui correspond à un équivalent partiel de la Formation de l'Intyamon.

La Formation de Rote Platte (Guillaume 1986) (voir Planche A1, A-E)

La Zone à *Marginotruncana schneegansi* (K 139-140; Z 27), avec *Marginotruncana schneegansi*, *M. sigali*, *M. pseudolinneiana*, *Dicarinella imbricata*, *Hedbergella flandrini*, *Hedbergella* ssp.

La Zone à *Dicarinella concavata* (K 141), avec *Dicarinella concavata*, *Marginotruncana pseudolinneiana*.

La Zone à *Dicarinella asymetrica* (Z 28; K 89), avec *D. asymetrica*, *Marginotruncana pseudolinneiana* et prismes d'*Inoceramus* non dissociés.

âge: ces trois associations indiquent le Turonien supérieur à Santonien, ce qui correspond à un équivalent presque complet de la Formation de Rote Platte.

L'échantillon X17 (âge s.l. de Turonien à Santonien.) montre de nombreux spécimens de *Marginotruncana pseudolinneiana* associés à des paquets de prismes d'*Inoceramus* dans une micrite remplissant les fissures d'un packstone (âge: Malm ?) à petits péloïdes, nuclei d'ammonites et lithoclastes à *Calpionella alpina*.

La Formation des Forclettes (Guillaume 1986) (voir Planche A2, D-I)

Les espèces identifiées dans les lames (K 32, 63, 69, 70, 71, 272, 236, 248) donnent une association très riche à *Globotruncana* et *Globotruncanita* qui indiquent le Campanien-Maastrichtien s.l.

âge: La présence d'espèces repères (*Abathomphalus mayaroensis*, *Globotruncana falsostuarti*, *Globotruncanita stuarti*, *Gta. subspinosa*, *Gta. angulata*; *Rosita walfischensis*; *Racemiguembelina* sp.) a permis de préciser la Zone à *A. mayaroensis* du Maastrichtien terminal ce qui correspond à un équivalent partiel de la Formation des Forclettes.

La Formation des Chenaux Rouges (Guillaume 1986) (voir Planche A2, A à C)

Les échantillons K 117, K 119 contenant les espèces *Parasubbotina* cf. *pseudobulloides*; *Morozovella* cf. *caucasica*; *Globigerinatheca* sp. ont donné un âge Eocène inférieur s.l. (détermination Dr. Silvia Spezzaferri).

Le microfaciès est une micrite sombre (poussière de pyrite) à nombreux foraminifères planctoniques, souvent brisés. Ce faciès correspond à la fin du dépôt de la Formation des Chenaux Rouges. Sur le secteur étudié, on n'a retrouvé ni le hard-ground minéralisé de la limite Crétacé-Tertiaire sous la base de la Formation des Chenaux Rouges, ni le Flysch des Médiannes qui coiffe son sommet.

Tableau A1: datation des échantillons et corrélation avec les formations du Crétacé-Tertiaire des Préalpes Médiannes

Formations	sample reference	age
Chenaux Rouges Fm (pars)	K 117; K 119	Early Eocene
Forclettes Fm (pars)	K 69; K 70; K 71; K 272; K 236; X 248 K 32; K 63	Late Maastrichtian
Rote Platte Fm	K 139; K 140; K 141; K 89	Santonian Coniacian
	Z 27; Z 28; X 17	Late Turonian
Intyamon Fm (pars)	K 136; K 137; K 138 Z 22	Late Alpien

Planche AI

Le Crétacé moyen et les Couches Rouges du Crétacé supérieur; sous chaque photo la barre d'échelle indique 250 microns.

A-E = Formation de Rote Platte; âge Turonien à Santonien.

A *Marginotruncana schneegansi* – lame Z 27;

B *Dicarinella concavata* – lame K 141;

C *Dicarinella imbricata* – lame K 140;

D *Marginotruncana pseudolinneiana* – lame K 140;

E *Marginotruncana sigali* – lame K 139.

F-J = Formation de l'Intyamon (pro parte); âge Albien supérieur.

F *Rotalipora ticinensis* – lame Z 22;

G *Rotalipora subticinensis* – lame Z 22;

H *Praeglobotruncana gibba* – lame K 138;

I *Planomalina buxtorfi* – lame K 137;

J *Favusella washitensis* – lame K 136.

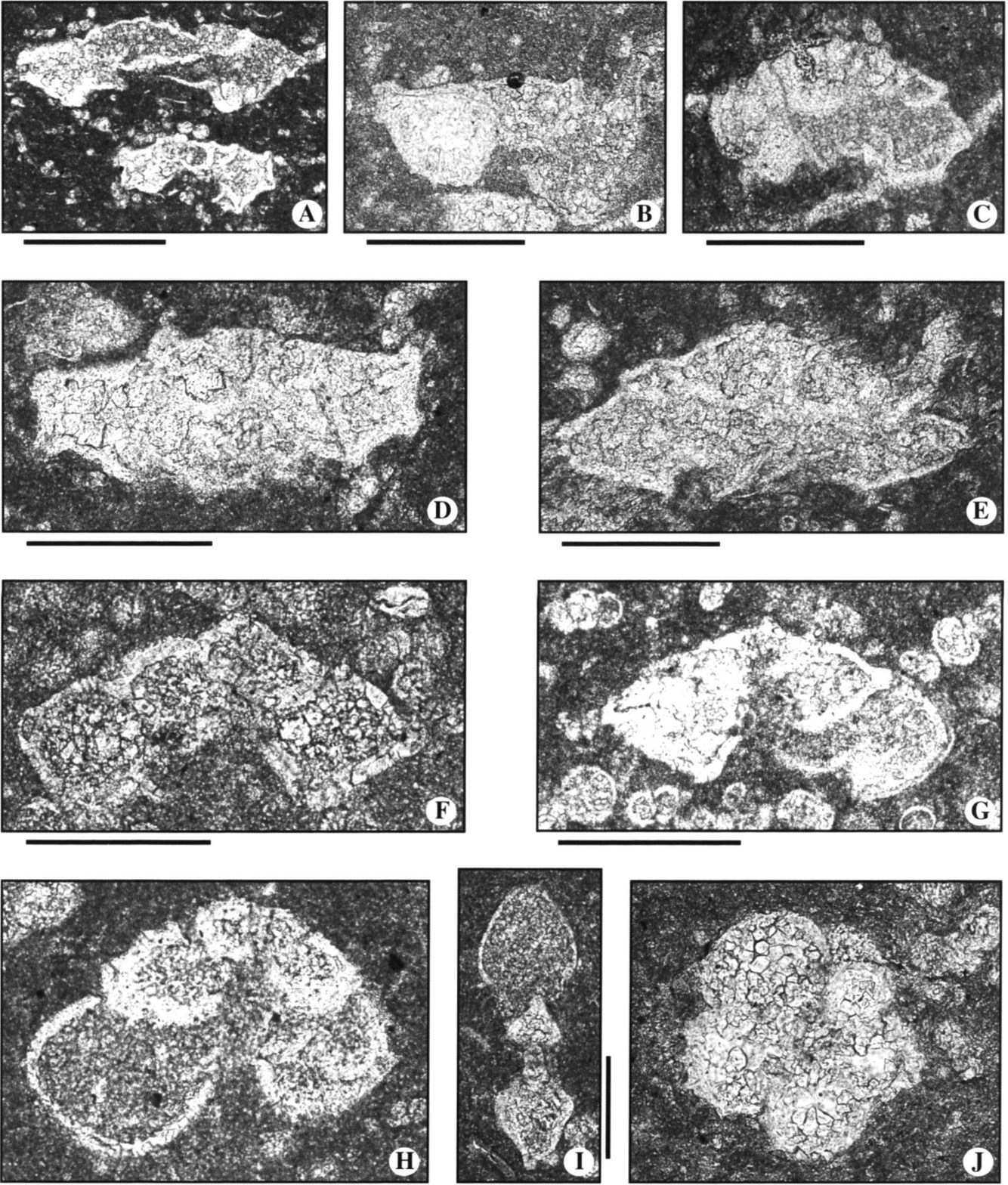


Planche AII

Planche A2: Les Couches Rouges (suite) du Crétacé supérieur à l'Eocène; sous chaque photo la barre d'échelle représente 250 microns.

A-C = Formation des Chenaux Rouges; âge Eocène inférieur.

A *Parasubbotina* cf. *pseudobulloides* – lame K 119;

B *Globigerinatheca* sp. – lame K 117;

C *Morozovella* cf. *caucasica* – lame K 117.

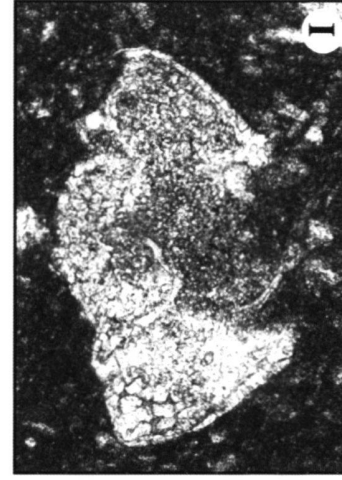
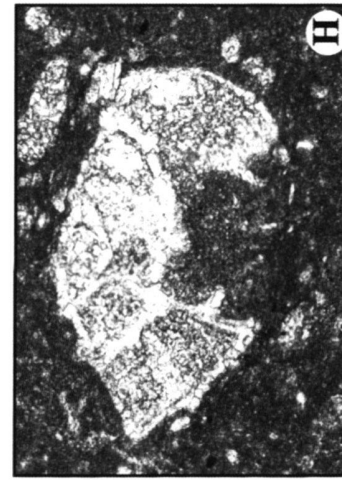
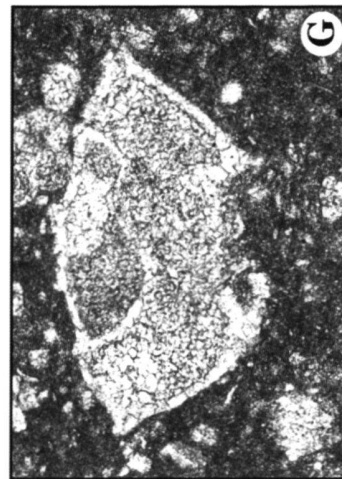
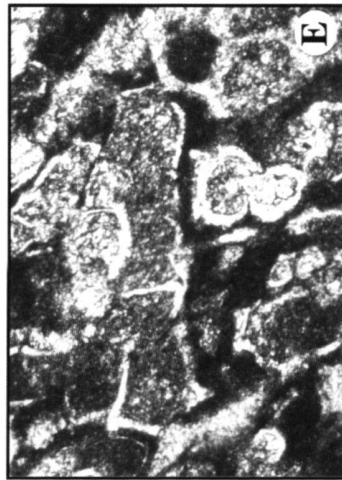
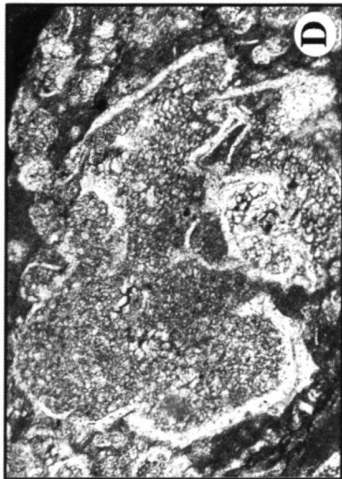
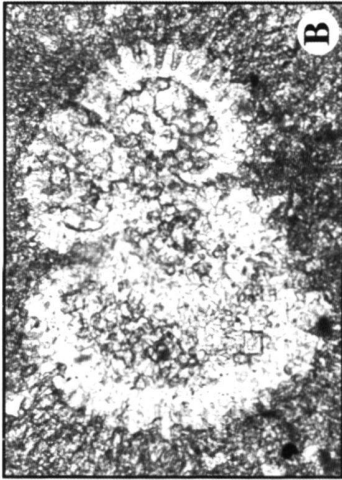
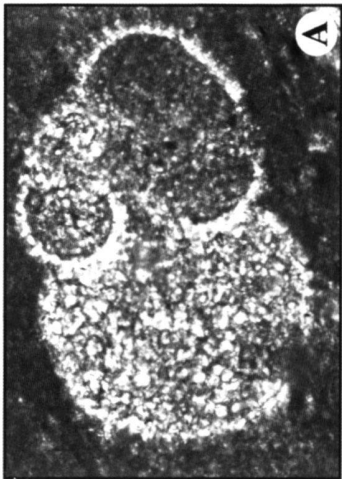
D-I = Formation des Forcettes; âge Maastrichtien supérieur.

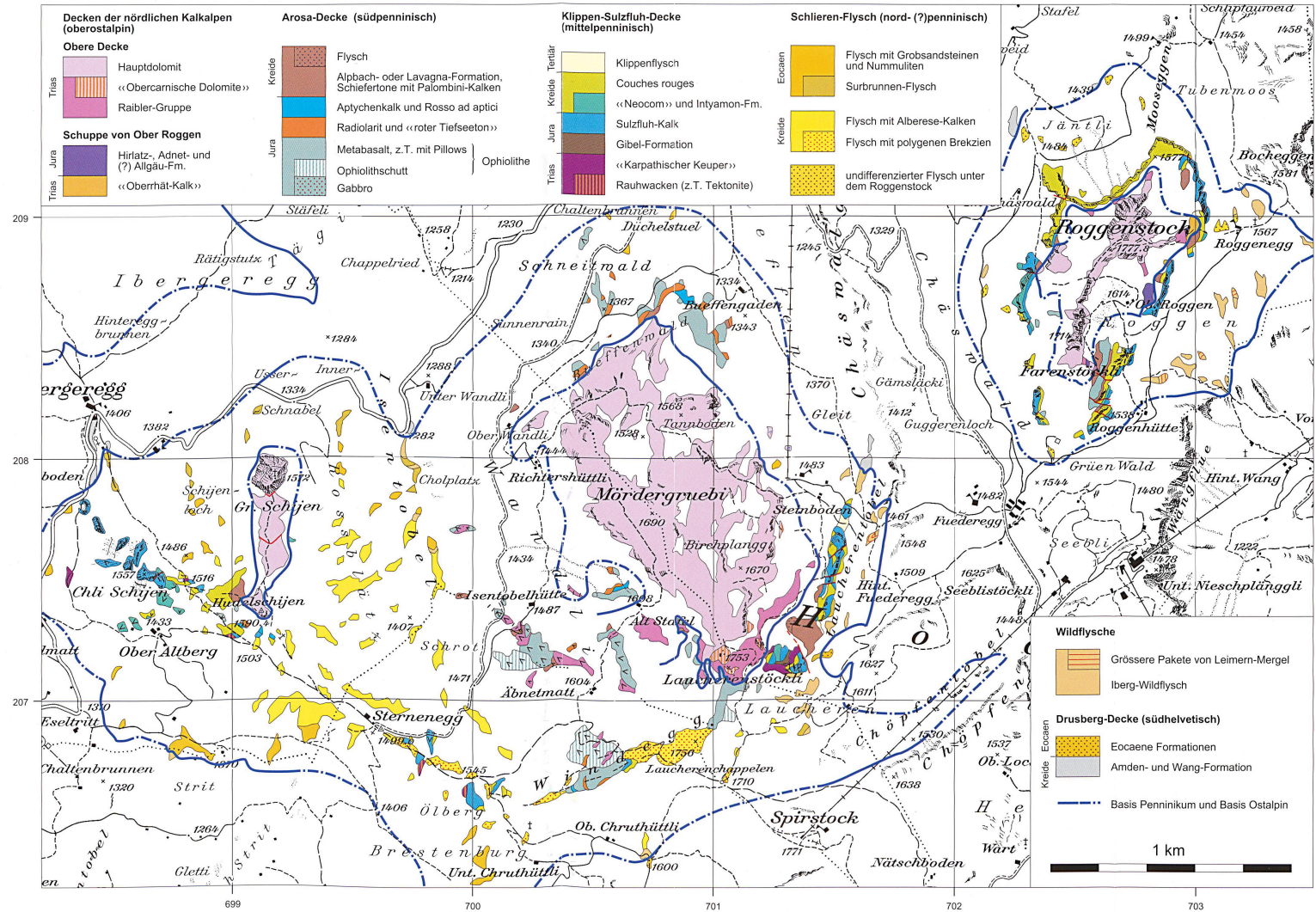
D *Rosita walfischensis* – lame K 71; E *Abathomphalus mayaroensis* – lame K 272;

F *Globotruncana falsostuarti* – lame K 272;

G *Globotruncanita angulata* – lame K 236; H *Globotruncanita stuarti* – lame K 236;

I *Globotruncanita subspinosa* – lame K 236.





Tafel 1. Geologische Kartierung der Iberger Klippen (ohne helvetische Unterlage). © Geologischer Atlas der Schweiz, Landesgeologie, Kartengrundlagen: Bundesamt für Landestopographie (BA067659)
 Table 1. Geological map of the Iberg Klippen (without underlying Helvetic units).

1 km = 6.666 cm
 Masstab 1:15 000

