

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 126	Heft 1	S. 95-127	Wien, Juli 1983
-----------------	----------------	----------	--------	-----------	-----------------

Das Ultrahelvetikum-Fenster des Gschliefgrabens südsüdöstlich von Gmunden (Oberösterreich)

Von SIEGMUND PREY*)

Mit 4 Abbildungen und 1 Tafel (Beilage)

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 66, 67

Oberösterreich
Nördliche Kalkalpen
Nordultrahelvetikum
Südultrahelvetikum
Klippenzone
Flyschdecke
Megafossilien
Mikrofaunen
Nannofloren
Dünnschliffbefunde
Traunseestörung
Rutschungen

Inhalt

Zusammenfassung, Summary	96
1. Einleitung	96
2. Allgemeines über das Gschliefgrabengebiet	97
3. Zur Erforschungsgeschichte	98
4. Die Schichtfolgen des Nordultrahelvetikums	98
4. 1. Die Unterkreide	98
4. 2. Das Cenoman-Unterturon	99
4. 3. Das Oberturon-Untercampan	99
4. 4. Das höhere Campan	100
4. 5. Das Maastricht	102
4. 6. Weiße und rote Globigerinenmergel	103
4. 7. Das Paleozän-Eozän	103
4. 7.1. Paleozän-Untereozän in mergelig-sandig-glaukonitischer Fazies	105
4. 7.2. Paleozän-Sandstein	106
4. 8. Nummulitenschichten in Adelholzener Fazies	106
4. 9. <i>Clavulinoides szaboi</i> -Schichten	107
4.10. Der Stockletten	107
4.11. Lithothamnienkalk	108
4.12. Blöcke alttertiärer Gesteine ohne Gesteinsverband	108
5. Das Südultrahelvetikum bzw. die Klippenzone	109
5.1. Die Klippenhülle	109
5.2. Der Jura der Grestener Klippenzone	110
5.2.1. Grestener Schichten	110
5.2.2. Radiolarit, Hornstein- und Aptychenkalke	112
5.3. Tief-kalkalpine Klippen (Kalkofen-Klippenzone)	112
5.3.1. Kalke	112
5.3.2. Fleckenmergel, Kieselkalke, Brekzien	113
6. Der Flysch als Rahmen des Gschliefgrabenfensters	113
6.1. Neokomflysch	113
6.2. Gaultflysch	114
6.3. Serie mit Reiselberger Sandstein	114
6.4. Obere Bunte Schiefer	114
6.5. Zementmergelserie	114
6.6. Mürlsandsteinführende Oberkreide	115
7. Lose Blöcke im Gschliefgraben-Lidringgrabengebiet	116

*) Anschrift des Verfassers: Dr. SIEGMUND PREY, Eckpergasse 38, A-1180 Wien.

8. Zum Bau des Gschliefgrabens und seiner Umgebung	116
8.1. Das Ultrahelvetikum des Gschliefgrabengebietes	117
8.2. Die Klippenzone im Gschliefgrabengebiet	120
8.3. Die Flyschdecke als Rahmen des Gschliefgrabenfensters	121
8.4. Der Kalkalpenrand	123
8.5. Störungen (Verwerfungen, Querstörungen)	123
9. Notizen zur Paläogeographie und Großtektonik	124
10. Bemerkungen zur jüngsten Entwicklung	126
Literatur	127

Zusammenfassung

Die im Jahre 1945 begonnenen, später mehrfach ergänzten und schließlich auf neuen Karten festgehaltenen Untersuchungen des Ultrahelvetikum-Fensters des Gschliefgrabens bei Gmunden sollen hier veröffentlicht und zahlreiche Befunde über das Nordultrahelvetikum (Buntmergelserie), die südultrahelvetische Klippenzone und den umgebenden Flysch dokumentiert werden. Die Eigenart dieser fast reinen Mergellandschaft liegt in der großen Rutschfreudigkeit. Wiederholt sind katastrophale Muren bis zum Traunsee niedergebrochen.

Im Mittelpunkt stehen die Schichtfolgen des Nord- und Südultrahelvetikums. Die Schichtfolge des Nordultrahelvetikums hat einen Umfang von Albien bis ins Obereozän. Die fast durchwegs mergeligen Schichten haben immer gute, oft sogar sehr reiche pelagische Faunen geliefert, die in neuer Zeit auch durch einige Nannofloren ergänzt werden konnten. Während bis zum Maastricht hinauf eine einheitliche Folge im ganzen Fenster verbreitet ist, beginnt im Alttertiär eine gewisse Differenzierung, die ihren Höhepunkt im Eozän erreicht. Während im Südtail (Rote Kirche) eine untereozäne sandige Glaukonitmergelfolge der Roterzschichten von einem noch untereozänen Nummulitenkalk oben abgeschlossen wird, beherrschen paleozän-untereozäne Glaukonitmergel und Nummuliten-Assilinenkalle in Adelholzer Fazies die nördlicheren Tertiärzüge. In Spuren gibt es mitteleozäne *Clavulinoides szaboi*-Schichten und als nur in wenigen Blöcken bekanntes Unikum einen Paleozänsandstein mit *Cucullaea crassatina*. Stockletten mit seltenen Linsen von Lithothamnien-Schuttkalk ist wieder überall gleich vorhanden und reicht vom Mittel- ins Obereozän.

Die südlich anschließende südultrahelvetische Klippenzone besteht aus Klippen von liassischen Grestener Schichten, viel seltener Oberjura- und Neocomkalken und Radiolariten mit einer teils senonen, teils alttertiären Hülle aus roten mergeligen Schiefertönen. Im Senon begegnen uns charakteristische Sandschalerfaunen mit *Reussella szajnochae* und meist einigen Kalkschalern, während im alttertiären Anteil Globigerinenfaunen gefunden werden. Ein sicher tektonisch eingeschaltetes und als tief kalkalpin aufzufassendes Element ist hier die Kalkofenscholle, die aus dunklen Rhätoliaskalken, Liasfleckenmergeln, Kieselkalken und crinoidenführenden Breccien aufgebaut wird.

Neben Faunen und eventuell Floren werden auch Dünn- und Schliffbefunde von Sandsteinen und Kalken des Alttertiärs, der Grestener Schichten, von Flyschgesteinen u. ä. mitgeteilt.

Mit verwickelter Interntektonik taucht dieses Fenster von Ultrahelvetikum unter die Flyschdecke unter, doch so, daß der Südflügel drastisch reduziert oder weggeschert ist, während im Norden das Helvetikum unter die gefaltete Flyschdecke untertaucht, die meist mit etwas Gaultflysch, Serie mit Reiselberger Sandstein und Oberen bunten Schiefern beginnt und darüber hauptsächlich aus Zementmergelserie und Mühsandsteinführender Oberkreide (Grünberg-Gipfel) besteht. Auch die Flyschgesteine werden beschrieben. Im Osten dürfte das Fenster im Gebiet der Schratzenau kurz untertauchen, um dann auf der Seite des Almtales wieder zum Vorschein zu kommen.

Im Süden sind die nördlichen Kalkalpen an- und aufgeschoben. Mit eindrucksvollen Felsfluchten strebt die tiefere Zirler Scholle und der zur Staufen-Höllengebirgsdecke gehörende Traunstein auf.

Eine Anzahl von Querstörungen kleineren Ausmaßes läßt sich in den Bauplan der Traunseestörung einfügen. Diese schneidet zwar südlich Hohn die Klippenzone ab, hat aber die Kalkofenscholle nur mehr wenig verschoben.

Summary

For some reasons the Gschliefgraben Area near Gmunden is one of the most interesting objects in the Flysch Zone of

Upper Austria: cretaceous and eocene fossils have been known since long ago; on the other hand marly rocks are causing many powerful landslides.

A tectonic window of ultrahelvetic rocks overthrust by the Flysch Nappe is situated immediately in front of the border of the Limestone Alps.

Many samples have been investigated: micro- and megafauna (sometimes also nannofloras) in soft rocks and thin sections of hard rocks. Stratigraphical schemes have been examined. The well known great difference between the facies of Rhénodanubian Flysch and Ultrahelvetic is newly proved. There are also differences between Northern and Southern Ultrahelvetic, the latter deposited in deeper sea water.

The Northern Ultrahelvetic consists of light to dark grey, partly variegated albian to maastrichtian marls and few lower tertiary rocks (paleocene to lower eocene glauconitic, sometimes sandy marls and nummulitic limestones, in northern regions middle eocene nummulitic limestones in Adelholzer Facies of Bavaria, in the south lower eocene nummulitic layer [Rote Kirche]). Seldom Sandstones with *Cucullaea crassatina* (paleocene) or middle eocene *Clavulinoides szaboi* beds have been found. Therefore we can speak about two a little different facies of lower tertiary rocks in a narrow space as a sign for most intensive tectonics and shortening.

The Southern Ultrahelvetic Klippen Zone, more southerly situated, is composed of jurassic to neocomian Klippen (liassic Gresten Formation, upper jurassic limestone and radiolarite, neocomian limestones) covered by senonian and lower tertiary red shales. Exclusively tectonically incorporated is the Kalkofenzug as a deep unit of the Limestone Alps, built of dark reitian limestone, liassic spotted marls, cherty limestones and breccias.

Gault Flysch, Series with Reiselberg Sandstone, Upper Variegated Shales, Zementmergel Member and maastrichtian Friable Sandstone Member are components of the Flysch Nappe which is spread north of the Gschliefgraben Region and thrust over the Gschliefgraben Tectonic Window. South of the window the flysch is tectonically nearly entirely removed by overthrusting Limestone Alps.

South of the Gschliefgraben the Limestone Alps are culminating in the impressive Traunstein Mountain, consisting of two tectonic units (mostly triassic). A significant transversal fault effects a several kilometers wide push forward of the Calcareous Alps east of the Traun Lake. Only small transversal faults in the Gschliefgraben Region are in connection with the big Traunsee Fault.

1. Einleitung

Das Ziel dieser Publikation, die ja schon über zwei Jahrzehnte auf Vollendung und Veröffentlichung wartet, ist die Dokumentation der in den Jahren nach dem Kriege gesammelten und seither öfter überprüften und bisweilen auch revidierten Beobachtungen im Gebiet des Gschliefgrabens. Einiges, das vorgesehen war, wie etwa eine Neubestimmung der Großforaminiferen, ist nicht zustande gekommen. Jetzt wurde darauf verzichtet, zumal ihr Aussagewert heutzutage durch Foraminiferenfaunen und Nannofloren leicht ersetzt werden kann. Bezüglich der Mikropaläontologie mußte aus Zeitmangel oft auf eine subtilere Bestimmung verzichtet werden. Auch möge man einem Geologen, der nicht reiner Foraminiferen-Fachpaläontologe ist, verzeihen, wenn manche Namen nicht am neuesten Stand sind.

Wer mit der Materie vertraut ist, kann auch so erkennen, was gemeint ist. Nannobefunde gab es in der Zeit der früheren Bearbeitung noch nicht. Einige neuere Ergänzungen konnten aber berücksichtigt werden.

Megafossilien wurden vorwiegend nach M. SCHOSSER (1925) und F. TRAUB (1938) bestimmt und von Herrn Prof. R. SIEBER zumindest teilweise überprüft.

Dieses Manuskript ersetzt ein ausführlicheres aus den Fünfzigerjahren und ist anders, etwas straffer gegliedert als jenes, wodurch, wie der Autor hofft, die Lesbarkeit verbessert wurde.

Das Pendant dazu am Nordrand der Flyschzone, das Ultrahelvetikum-Fenster von Ohlsdorf–Oberweis soll gesondert beschrieben werden.

Nachdem die alten Aufnahmen nur im Westteil (Blatt 66 Gmunden) auf einer damals modernen Karte 1 : 25.000, aber im Ostteil (Blatt 67 Grünau im Almtal) auf einem völlig unbrauchbaren Meßtischblatt vorgenommen werden mußten (von der erstgenannten Karte konnte später eine gedruckte Vergrößerung auf 1 : 10.000 verwendet werden), mußten die alten Aufnahmen auf neuen auf 1 : 10.000 vergrößerten topographischen Karten 1 : 25.000 gänzlich reambuliert werden.

Der hochentwickelten Technik und dem Verständnis der Belegschaft des Zeichensaales der Geologischen Bundesanstalt, allen voran Herrn O. BINDER und Frau I. ZAK verdanke ich es, daß meine Karte mit der modernen topographischen Unterlage gedruckt werden kann und ihnen, sowie der Redaktion danke ich herzlich für die Bewilligung der Farben, die ja der Lesbarkeit der Karte sehr zugutekommen. Doch auch für diese Karte mußte die sehr diffizile Gliederung des Geländes in die eher generalisierte Topographie mühsam eingepaßt werden. Weiters muß ich bei den Lesern um Verständnis werben, daß so manche kleine Ausscheidung, allen voran z. B. die Nummuliten- und Lithothamnienkalke, weit übertrieben gezeichnet werden mußte, um überhaupt dargestellt werden zu können. Ab und zu wurden auch mehrere kleinere Schollen zusammengefaßt und gelegentlich Konturen vereinfacht. Im Ultrahelvetikum ist zur Kartendarstellung noch zu sagen, daß ein Großteil der als anstehend eingezeichneten Gesteinspartien allenfalls als abgesackt oder gar als verrutscht zu betrachten sind, etwas, das im Gelände oft gar nicht stichhaltig entschieden werden kann.

Ferner gilt mein Dank auch den Zeichnern für die Zeichnung der Profile.

Es wird darauf hingewiesen, daß zur besseren Orientierung einige Karten und Namen verwendet werden, die meist älteren Karten entnommen sind, aber in der verwendeten neuen topographischen Unterlage nicht enthalten sind. Abb. 1 soll die Orientierung erleichtern.

2. Allgemeines über das Gschlifegrabengebiet

Der Gschlifegraben, sowie der nördlich unmittelbar benachbarte Lidringgaben liegen am Nordfuß des 1691 m hohen, schroff aufragenden Traunsteins und werden im Norden vom Bergzug des Grünberges begrenzt. Das rund 3 km lange Gebiet ist sehr unwegsam und morphologisch interessant, weil auf dem undurchlässigen Mergel, der überall ansteht, zahlreiche Rutschungen und echte Schlammströme in Bewegung sind, die seit der Eiszeit wiederholt bis zum Traunsee vorgedrungen sind, wie Funde von überflossenen Bö-

den mit Blattmull und Holzresten bei Brunnengrabungen beweisen. Aber auch die nördlich anschließenden mittel- bis tiefoberkretazischen Flyschschichten der Basis der Flyschdecke sind von häufigen Rutschungen und Sackungen betroffen. Der Höhenunterschied zwischen den Abrissen der Rutschungen am oberen und dem unteren Ende beim Traunsee beträgt etwa 500 m.

Auf diese Weise hat das Netz der Schlammströme und Rutschungen einige kleine Änderungen seit den ersten Begehungen in den Jahren ab 1946 erfahren. Damals war übrigens eine Periode erhöhter Beweglichkeit der Schlammströme, die zu überschreiten öfter ein Problem war. Viele derselben waren von gestriemten Abrissen beiderseits begleitet, an denen überdies öfter Schlamm aus der Tiefe aufgepreßt wurde. In dem kleinen ebenen Boden, den heute ein neuer Forstweg benützt, befand sich damals ein schlammiger Sumpf, in dem der Schlammstrom langsam zum Stillstand gelangte. Im oberen Teil waren die Holzteile einer Brücke eines im Kriege gebauten Holzweges im Jahre 1946 bereits gut 50 m zu Tal gewandert. Heute ist eine gewisse Beruhigung zu bemerken. Vermutlich bedarf es aber nur einer sowieso in Gang befindlichen Bereitstellung neuen Rutschmaterials durch Aufweichen der Mergel, um das Fließen neuerlich in Gang zu setzen. Unvernünftige Abholzungen des oft etwas kümmerlichen und ohnehin kämpfenden Waldes könnten diese Entwicklung kräftig beschleunigen. Mein Rat wäre daher: Keine Kahlschläge und das Gebiet unter Naturschutz lassen (bzw. wirklich schützen)! In unberührtem Zustand wäre es in Österreich sicherlich einmalig. Von der forstlichen Nutzbarkeit halte ich wenig; Versuchsversuche sind auf die Dauer sicher sehr kostspielig und letzten Endes zwecklos!

Die kleinliche morphologische Gestaltung aus oft ein wenig karatigen Nischen und daraus entspringenden Schlammströmen, die sich zu einem Hauptstrom vereinigen, erschwert die Orientierung sehr wesentlich. Dazu kommt Waldbedeckung und feuchtigkeitsbegünstigte, oft dichte Bodenvegetation. Freiere Flächen überzieht ein Erlenbestand mit Gras-, Kraut- und Staudenflora, oft schief stehenden Bäumen und Baumleichen. In den Bloßlegungen des Gesteins, das in den Riedeln zwischen den Furchen öfter, meist stark aufgeweicht, zutage tritt, beleben die hell- bis dunkelgrauen, grünlichgrauen oder lebhaft roten Gesteinsfarben das Bild. Auch einige felsige Aufragungen gibt es; die größte hat irgendwoher den Namen „Rote Kirche“ erhalten.

Im Hintergrund wird der Gschlifegraben von dem gelbbraunen Absturz der interglazialen Schuttbreccien der „Reißeten Schütt“ mit einer wilden Trümmerhalde am Fuß abgeschlossen, während im Süden das Kalkmassiv des Traunsteins das wuchtige Bild begrenzt.

Dieser Südrand gegen die Kalkalpen ist tektonisch kompliziert, kommt doch hier die Grestener Klippenzone hinzu. Das Traunsteinmassiv besteht aus der tieferen Zirlerscholle, die eine Fortsetzung der hochbajuvarischen Langbathzone ist, und dem Gipfelmassiv, das der Stauf-Höllengebirgsdecke angehört.

Zwischen dem Lidringgaben und dem Grünberg strebt noch der Jochamgraben dem Traunsee zu, der – ungefähr am Nordrand der tieferen Flyschschichten bzw. an der Basis der Zementmergelserie gelegen – eine viel geringere Rutschfreudigkeit aufweist, wie überhaupt der Flysch, der hier häufig steilere, wenn auch oft von Sackungen betroffene Hänge bildet.

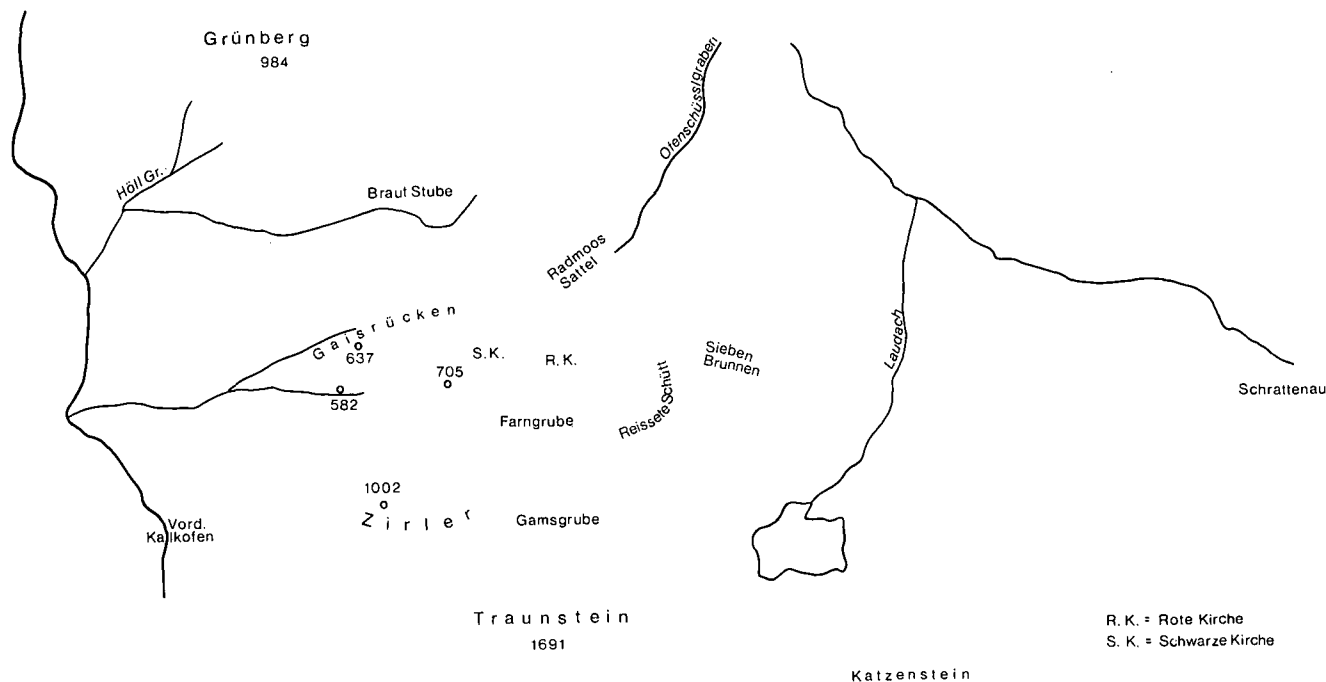


Abb. 1: Im Text verwendete Koten und Namen aus meist älteren Karten, die in der topographischen Unterlage der geologischen Karte nicht enthalten sind.

3. Zur Erforschungsgeschichte

Erste Angaben über Eozän und Kreide im Gschliefgraben fand ich bei Fr. v. HAUER (1858). E. v. MOJSISOVICS (1891) betont das Vorkommen von Eozän in Gesteinsarten ohne Flyschcharakter und als Hangendes der „Nierentaler Schichten“, die hier das hangendste Glied des „Muntigler Flysches“ bilden. E. FUGGER (1903) bringt einige Einzelheiten in Form eines Überblickes, ähnlich G. GEYER (1911, 1917), der aber das Kalkalpin in den Vordergrund stellt. Beide nahmen eine stratigraphische Folge von Flysch – Nierentaler Schichten – Eozän an. Die Grestener Schichten, die schon MOJSISOVICS & SCHLÖNBACH (1868), sowie D. STUR bekannt waren, wurden von F. TRAUTH (1909) nebst ihren Fossilien beschrieben. Dagegen ist den Aufnahmsberichten von O. ABEL (1908, 1909) nur wenig zu entnehmen.

Die Vorstellung, daß Oberkreide und Eozän auf Flysch übergreifen, bzw. daß sich Helvetikum und Ultrahelvetikum (Flysch) verzahnen, hat E. KRAUS noch 1944 vertreten. In Bayern waren die tektonischen Verhältnisse von Flysch und Helvetikum leicht zu deuten und dort wurde die Fensteratur des Helvetikums schon längere Zeit verfochten. Diese Deutung haben dann M. RICHTER & G. MÜLLER-DEILE (1944) auf die Flyschzone bis zur Enns in verdienstvoller Weise übertragen und dadurch die österreichische Forschung kräftig angeregt. Sie sahen auch im Gschliefgraben ein tektonisches Fenster von Helvetikum unter dem Flysch, was selbstverständlich große Überschiebungsweiten erforderte, die sich E. KRAUS aber nicht vorstellen konnte, weil er von der Vorstellung ausging, daß „die tektonischen Einheiten von Norden nach Süden unter die Alpen hineingezogen“ worden wären. Später sagte mir KRAUS einmal, daß er sich von der Fensteratur des Helvetikums, nicht nur vom Gschliefgraben, habe überzeugen lassen. Nicht zu vergessen sind die Vergleiche, die 1937 K. GÖTZINGER zwischen dem Eozän im österreichischen Helvetikum und dem der Schweiz angestellt hatte (z. B. Nummulitenkalke im Gschliefgraben sind direkt vergleichbar den BÜRGENSCHICHTEN der Schweiz).

tenkalke im Gschliefgraben sind direkt vergleichbar den BÜRGENSCHICHTEN der Schweiz).

Einer der überzeugendsten Beweise für die Fensteratur des Helvetikums (bzw. des Ultrahelvetikums) in der rhodanubischen Flyschdecke liegt, abgesehen von dem Untertauchen in Vorarlberg und Allgäu, in der nach dem Krieg erarbeiteten genaueren Gliederung des Ultrahelvetikums in unserem Raume (S. PREY, 1952; 1968), die zeigte, daß im Ultrahelvetikum, sowie in der Flyschzone vollständige Schichtfolgen zumindest von der hohen Unterkreide bis oft ins Alttertiär vorliegen, sodaß eine stratigraphische Verzahnung oder Überlagerung ausgeschlossen werden kann.

4. Die Schichtfolgen des Nordultrahelvetikums

Es geht hier um die Schichtfolgen des Nordultrahelvetikums, von denen gesondert diejenigen des Südultrahelvetikums mit den Klippen behandelt werden sollen. Der Schichtumfang reicht von der hohen Unterkreide bis ins Eozän.

4.1. Die Unterkreide

Aus schmalen und unterbrochenen Zügen, die sichtlich oft an tektonischen Grenzzonen liegen, gibt es eine Anzahl von Proben.

Es sind dunkelgraue bis schwärzliche tonige Mergelschiefer und dunkle Fleckenmergel, in manchen Teilen (einem mittleren Niveau besonders?) feinsandig und feinglimmerig. Sie sind häufig stärker verruscht und infolge des höheren Tongehaltes ziemlich rutschfreudig. Ausscheidungen von etwas Kluftkalzit sind selten. Nur ab und zu wurden etwas kalkreichere, z. T. geschichtete kompaktere Lagen, oder kleine glaukonitführende Schlieren beobachtet.

Durch zunehmendes Hellerwerden gehen sie im Hangenden in die hellen Fleckenmergel des Cenomans über.

In schwarzen Schieferlagen in dunklen Fleckenmergeln wurden am Nordfuß des Rückens westlich P. 705 m und nahe dem P. 582 m (der älteren Karte 1:10.000) schlecht erhaltene Ammoniten gefunden, die aber genau dieselben sind, wie sie aus dem Greisenbachtal nördlich Viechtwang von O. KÜHN und F. TRAUTH bestimmt worden sind: *Phylloceras thelys* d'ORB., *Desmoceras difficile* (d'ORB.), *Hamulina subcylindrica* d'ORB. und *Desmoceras* sp. (S. PREY, 1950). Zur Problematik der als Barrême bestimmten Ammoniten ist anzumerken, daß die Foraminiferenfaunen für Alb, vielleicht noch Apt sprechen. Die mehrmals angeregte Revision der nach Angaben polnischer Geologen seinerzeit aus sehr verschiedenen Unterkreideniveaus zusammengestellten Ammoniten, die von V. UHLIG (1883) beschrieben wurden, nach modernerer Literatur, ist bisher nicht zustandegekommen. Auch sind die von uns gesammelten Stücke im nachgelassenen Material O. KÜHN's offenbar schwer zugänglich. Daher muß das Problem noch weiter ungelöst bleiben.

Die Mikrofaunen bestehen in charakteristischer Weise zum größten Teil aus Hedbergellen und Radiolarien, denen sich in häufig nicht sehr großer Anzahl andere Formen zugesellen. Mit Ausnahme vielleicht von wenigen Lenticulinen pflegen die Faunen kleinwüchsig zu sein. Von den Faunen deuten solche mit *Anomalina lorneiana* GANDOLFI ein typisches Alb und solche mit selten *Ticinella roberti* (GAND.) oder gar *Thalmaninella ticinensis* (GAND.) oberes Alb an.

Zu den häufiger vorkommenden Begleitformen gehören Lenticulinen und Cristellarien, Nodosarien und Dentalinen (*Dentalina oligostegia* REUSS, *Nodosaria humilis* ROEMER), ferner *Lagena apiculata* REUSS, *Pleurostomella* sp., *Pleurostomelloides barroisi* BERTHELIN, *Clarella articulata* (BROTZEN), *Globorotalites michelinianus* (d'ORB.), *Gavellinella intermedia* (BERTH.), *Planulina schloenbachi* BERTH., *Epistomina colomi* DUBORD. & SIGAL, *Tristix excavata* (REUSS), *Bigennerina complanata* (REUSS), *Clavulinoides gaultina* (MOROSOWA), *Gaudryina spissa* BERTH., *Dorothia trochus* (d'ORB.), *Reophax minuta* TAPPAN und 6-spitzige Gebilde. Dazu kommen Seeigelstacheln, Inoceramenreste und vereinzelt Ostracoden. Unter die runden Radiolarien mischen sich öfters auch hütchenförmige. Pyritisiert sind die Radiolarien nur sehr selten.

Eine reichere kleinwüchsige Fauna mit viel *Hedbergella infracretacea* (GLÄSSNER), *H. planispira* (TAPPAN), ferner Lenticulinen (u. a. *L. (Vaginulinopsis) bronni* (ROEMER), Dentalinen (u. a. *D. oligostegia* REUSS), *Lagena apiculata* REUSS, *Gavellinella intermedia* (BERTH.), *Tristix excavata* (REUSS), *Reophax minuta* TAPPAN, *Gaudryina spissa* BERTH., *Dorothia trochus* (d'ORB.), *Verneuilina variabilis* BRADY, *Clavulinoides gaultina* MOROSOWA), *Saccamina* cf. *scruposa* (BERTH.), die sechs-spitzigen Gebilde, Radiolarien, Seeigelstacheln, Inoceramenreste u. e. a., lieferte eine Probe von dem Holzweg im oberen Gschliefgraben (dem Vorgänger des heutigen Forstweges), dort, wo er das damals aktive Rutschgebiet des Grabens südlich der Roten Kirche überquerte. Sogar eine spärliche Nannoflora (det. H. STRADNER) war vorhanden: häufig *Watznaueria barnesae* (BLACK), dazu *Zygodolithus erectus* (DEFL.), *Parhabdolithus* cf. *embergeri* (NOEL) und ? *Polypodorhabdus* sp. (Bruchstück). Sie weist auf Oberjura–Unterkreide hin.

Genauer auf obere Unterkreide weisen zwei Nannofloren, die eine vom Südhang des Gaisrückens östlich des westlichen Nummulitenkalkzuges, die andere vom Hangfuß nördlich des alten Punktes 705 m (wo

auch Ammoniten gefunden worden sind), mit *Watznaueria barnesae* (BLACK) und *Lithastrinus floralis* STRADNER und in ersterer auch *Parhabdolithus embergeri* (NOEL).

4.2. Das Cenoman–Unterturon

Wie schon erwähnt, geht das Alb im Hangenden in das Cenoman–Unterturon über. Dieser Übergang vollzieht sich dadurch, daß die Mergel heller werden, bzw. daß die Lagen dunkler Mergel und Fleckenmergel nach oben verschwinden. Andererseits beginnen sich fleckige Kalkbänke einzuschalten.

Diese Kalkbänke, die einige Dezimeter mächtig werden können und durch hellgraue Fleckenmergellagen getrennt werden, bilden das eigentliche Schichtglied. Wo die Gesteine weniger gestört sind, kann man sehen, daß die charakteristischen tintigen Flecken, die fast immer eine Unterscheidung von den viel blässeren Flecken obersenoner Mergelkalke ermöglichen, nach oben allmählich verschwinden und weiße Kalke mit Mergellagen bleiben. Auch hier besteht wiederum ein allmählicher Übergang in das hangende Turon. Die Mächtigkeit läßt sich in diesen tektonisch stark gestörten Gebieten schwer abschätzen, doch dürfte sie eher unter 20 bleiben.

Leider liegen nur wenige Schlammproben vor. Dünn-schliffe der Kalke wurden bisher nicht untersucht.

Faunen, die vor allem durch *Rotalipora appenninica* RENZ charakterisiert werden und deren Begleitfauna aus Hedbergellen, Lenticulinen, Nodosarien, Dentalinen, Gavellinellen, *Clavulinoides gaultina* (MOROSOWA), ferner Radiolarien u. a. besteht, belegen das tiefere Cenoman. Eine solche Fauna wurde übrigens im Hangenden der Unterkreide mit dem Ammonitenfundpunkt am Nordwestende des Rückens mit P. 705 m gewonnen. Ein höheres Niveau wird dokumentiert durch Faunen, in denen neben *Rotalipora appenninica* RENZ auch *R. reicheli* MORNOD auftritt. Eine Probe enthielt auch *Schackoina cenomana* (SCHACKO), ferner Hedbergellen, *Gavellinella* sp., *Bulimina* cf. *evexa* LOEBLICH & TAPPAN, *Patellina subcretacea* CUSHM. & ALEXANDER, *Dorothia filiformis* (BERTH.) nebst anderen Formen, Radiolarien und Inoceramenstäbchen. Eine dritte Fauna mit *Globotruncana stephani* GAND. und *Globotruncana* ex gr. *lapparenti* BOLLI, Hedbergellen u. a. kann ins Unterturon eingestuft werden. Leider ist diese Fauna schlecht erhalten und einige Formen sind nicht sicher agnostifizierbar, eine Tendenz, die auch sonst im Turon zu bemerken ist.

Die Kalkbänke verhelfen dem Gestein zu einer größeren Widerstandskraft gegenüber der Erosion und einer geringeren Rutschfreudigkeit. Daher kann es bei einiger Mächtigkeit kleine Rücken bilden, deren Verstellungen an der Morphologie erkennbar sind. Beispiele dafür sind einige Teilstücke des Gaisrückens. Oft auch treten sie als tektonisch mehr oder minder aus dem Zusammenhang gerissene Linsen auf.

4.3. Das Oberturon bis Untercampan

Die Sedimente dieses Zeitabschnittes werden durch überwiegend bis ausschließlich rote Mergel vertreten. Bei den oft schlechten Aufschlußverhältnissen sind die Unterscheidungsmerkmale häufig nicht mit Sicherheit zu erkennen, jedoch lassen die Faunen oft eine Unterscheidung zu, wenn auch im Falle der Spanne Coniac–Santon eine sehr unscharfe. Die Faunen werden durch ein Vorherrschen der zweikieligen Globotruncana-

nen gekennzeichnet. Ihre Erhaltung ist in den roten Gesteinen keine sehr gute, was vielleicht mit einer beginnenden Auflösung des Kalkes im Tiefwasser des Meeres zusammenhängen mag.

Es steht aber fest, daß die Gliederung dieses Schichtpaketes dieselbe ist, wie in benachbarten Teilen dieses Ultrahelvetikums.

Demnach besteht das Oberturon aus roten Mergeln mit meist nur 1–2 m mächtigen Bänken weißer, mitunter auch grünlichweißer, sowie blaßroter, bzw. mitunter grünlich und blaßrot gefleckter Mergelkalke, wie sie besser als im Gschlifgraben im Rehkogelgraben bei Kirchham oder im Greisenbachtal bei Viechtwang beschrieben worden sind (S. PREY, 1950; 1962). Die Faunen sind eher artenarme Faunen mit vielen zweikieligen Globotruncanen, wie *Globotruncana lapparenti* BOLLI, *Gl. lapparenti coronata* BOLLI, ferner selten einmal *Globotruncana cf. helvetica* BOLLI, dazu häufiger *Hedbergella infracretacea* (GLÄSSNER), auch *Globigerinella aequilata* (BRADY), Gümbelinen, vereinzelt größere Globigeriniden, *Pseudotextularia elegans* RZEHAKE und gelegentlich sehr selten Dentalinen, Lenticulinen, rotalide Formen, *Marssonella oxycona* (MARSSON), *Ammodiscus* sp., sowie Inoceramen-Splitter. Ferner wurde einmal auch *Globotruncana globigerinoides* BROTZEN und *Schackoina cenomana* (SCHACKO) gefunden. In etwas reicheren Proben gab es auch *Clavulinoides* sp., *Gaudryina alexanderi* CUSHM. und *Globorotalites michelinianus* (d'ORB.), sowie Seeigelstacheln.

Die meisten Proben stammen aus dem Hangenden der Unterkreide und des Cenomans im Rücken von P. 705 m der älteren Karten und aus dem oberen Ofenschüßlgraben.

Durch Verschwinden der Kalkbänke entsteht im Hangenden ein Schichtstoß braunroter bis ziegelroter etwas schieferiger Mergel mit ein wenig kompakteren Lagen, in den bisweilen auch grünlichweiße Lagen eingeschaltet sind. Diesen Mergeln, die die Hauptmasse der roten Schichten des Nordultrahelvetikums ausmachen, muß eine Mächtigkeit von einigen Zehnermetern zugebilligt werden. Fast kennzeichnend ist das nicht allzu seltene Vorkommen von Bruchstücken von Inoceramenschalen.

Sie repräsentieren den coniac-santonen Abschnitt des Profils.

Im Lidringgraben wurde als loses Stück ein Rudist gefunden, den R. KÜHN als *Durania* sp. bestimmte und mit einiger Bestimmtheit als eine mittelkretazische Form bezeichnete. Dem steht gegenüber, daß anhaftendes weißliches kalkreicheres Sediment eine Globotruncanenfauna lieferte, die zwar schlecht erhalten ist, aber am besten mit solchen des Coniac-Santons, allenfalls auch der einer Kalkbank aus dem Campan zu vergleichen ist. Sie besteht aus Globotruncanen ex gr. *lapparenti* und einer Begleitfauna aus Hedbergellen, Globigerinellen, verschiedenen Gümbelinen, *Clavulinoides amorphus* (CUSHM.), seltenen kaum bestimmbar rotaliden Formen und einem Fischrest. Sicherlich war zuwenig schlammiges Sediment zu gewinnen, sodaß die Fauna nicht ganz repräsentativ sein dürfte. Nur Mittelkreide ist es nicht, sondern Oberkreide.

Was die Foraminiferenfaunen betrifft, so ist eine gewisse Zunahme sowohl des Individuen-, als auch des Artenreichtums festzustellen, wobei aber der Charakter der Faunen sehr ähnlich bleibt. Wiederum dominieren die zweikieligen Globotruncanen (*Gl. lapparenti coronata* BOLLI, *Gl. lapparenti angusticarinata* BOLLI, *Gl. lapparenti lapparenti*); nur in einer Probe wurde sehr selten *Globotruncana*

schneggansi SIGAL angetroffen. Begleitet werden sie von *Hedbergella infracretacea* (GLÄSSNER), *Globigerinella aequilata* (BRADY) und Gümbelinen, sowie ziemlich selten *Pseudotextularia elegans* RZEHAKE, einmal auch *Hastigerinella cf. moremani* CUSHM. Ferner kann man finden: *Nodosari* und Dentalinen, *Nodosarella cf. gracillima* CUSHM., Lenticulinen und Cristellarien, rotalide Formen (u. a. glatte Eponiden), *Clavulinoides amorphus* (CUSHM.), *Cl. trilatara* (CUSHM.), *Gaudryina alexanderi* (CUSHM.), *Marssonella oxycona* (MARSSON), *Verneuilina bronni* REUSS und einige andere. Außerdem sind fast immer vereinzelt Ostracoden, Inoceramensplitter, Seeigelstacheln und Fischzähne vorhanden.

An der Wende Santon – Unter campan treten zuerst noch rote Mergel auf, dann verblassen die Farben ein wenig und ein Übergang durch zunehmende Wechsellagerung führt zu den hellgrauen Campanmergeln. Damit endet der rote Anteil der Schichtfolge.

Diese noch roten santon-untercampanen Mergel sind im Gelände nicht als solche zu erkennen, wohl aber an der Foraminiferenfauna, die sichtlich aus jenen der vorher beschriebenen Mergel hervorgeht. Die zweikieligen Globotruncanen dominieren weiterhin (*Globotruncana lapparenti coronata* BOLLI, *Gl. lapparenti angusticarinata* BOLLI, *Gl. lapparenti lapparenti* (BOLLI) auch Formen wie *Gl. lapparenti tricarinata* (QUEREAU) oder *Gl. conica* WHITE kommen vor), aber es mischen sich unter sie auch einkielige Globotruncanen aus dem Formenkreis der *Globotruncana elevata elevata* (BROTZEN) und *Gl. elevata stuartiformis* DALBIEZ. Vereinzelt wurde auch *Globotruncana globigerinoides* BROTZEN und *Gl. fornicata* PLUMMER oder *Gl. andori* DE KLASZ angetroffen. Dazu kommen wieder ziemlich häufig *Hedbergella infracretacea* (GLÄSSNER), *Globigerinella aequilata* (BRADY), Gümbelinen und selten *Pseudotextularia elegans* RZEHAKE, die alle, mit Ausnahme der letzteren, sehr kleinwüchsig sind. Die schon ein wenig reichere Begleitfauna besteht wiederum aus Dentalinen und Nodosarien, glatten Lenticulinen, *Gyroldina mendezensis* WHITE, rotaliden Formen, *Allomorphina allomorphinoides* REUSS, *Neoflabellina interpunctata* (v. d. MARCK), ferner Sandschalen wie *Marssonella oxycona* (MARSSON), *Clavulinoiden*, *Verneuilina bronni* REUSS, *Dorothia pupoides* (d'ORB.), *Gaudryina tenuis* (GRZYB), *Ammodiscus* u. ä., jeweils selten. In einer Probe wurde eine große Globigerinide (*Gl. cf. saratogaensis* ? APPLIN) und *Stensioina exculpta* (REUSS) festgestellt. Auch hier fallen gelegentlich Seeigelstacheln oder vereinzelt Ostracoden auf.

Die hellroten Mergel von der Stichstraße der Dürrenbergstraße in den Lidringgraben, die von der unteren Serpentine ausgeht, haben neben einer Fauna von der Art der eben beschriebenen auch eine Nannoflora des Campans (det. H. STRADNER) geliefert: *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Broinsonia parca* (STRAD.), *Micula staurophora* (GARD.), *Cretarhabdus crenulatus* BRAML. & MART., *Eiffelithus eximius* (STOVER).

4.4. Das höhere Campan

Dieser Teil der Schichtfolge besteht aus recht eintönigen, hellgrauen, z. T. auch blaßgrünlichgrauen Mergeln und Fleckenmergeln. Sie sind häufig mehr oder minder schieferig, selten kompakter und dann in Ansätzen muschelartig brechend. Aber es gibt auch Teile, in denen in den Mergelschiefern einige Bänke heller, öfter auch blaßfleckiger Mergelkalke (ca. 10–20 cm) liegen. Die fast immer spürbare, oft aber stark gesteigerte tektonische Beanspruchung führte zur Bildung meist fase-

riger Kalzitplättchen, die gegen Verwitterung sehr widerstandsfähig sind und auch dann oft noch gefunden werden können, wenn der eigentliche Mergel längst verwittert ist (das gilt übrigens auch für die anderen kalkreicheren Mergel des Ultrahelvetikums).

Als einem ziemlich verbreiteten und charakteristischen Schichtglied muß man ihm eine ursprüngliche Mächtigkeit von wenigen Zehnermetern zubilligen wie schon K. GÖTZINGER (1937) feststellte. Gelegentlich isoliert auftretende Schmitzen roter Mergel müssen als tektonische Einschaltungen gelten, sofern sie nicht dem erwähnten liegenden Übergangsbereich zugehören.

Bei schlechten Aufschlußverhältnissen – was häufig der Fall ist – können diese Mergel, wenn man die Fauna nicht kennt, mit cenomanen Mergeln, aber auch Mergeln des eozänen Stocklittens verwechselt werden, ein Umstand, der durch die kräftige tektonische Durchmischung begünstigt wird. Wenn nur Kalkstücke vorliegen, so sind diejenigen mit kräftigeren, oft tintenartigen Flecken eher Cenoman, die blassen eher Campan.

Auch die Campanmergel zeigen eine beträchtliche Rutschneigung, insbesondere, wenn sie stärker tektonisch beansprucht sind; sie ist aber geringer als etwa die der tonreicheren dunklen Maastrichtmergel.

Einige der zahlreichen Vorkommen: Lidringgraben, mittlerer Gaisrücken bis in den obersten Ofenschüßlgraben, oder auch nördlich der Roten Kirche, an der Straße zum Laudachsee bei den Sieben Brunnen, andeutungsweise an der Forststraße im Südtail des Gschlietgrabens bei der Abzweigung der Straße zum Gaisrücken u. a. a. O.

Was die Fossilführung betrifft ist zunächst zu vermelden, daß Inoceramenreste ziemlich häufig beobachtet wurden, meist nur Splitter, aber auch größere Schalenfragmente, die zu *Inoceramus salisburgensis* FUGGER & KASTNER zu stellen sind. Auch bis brotlaibgroße, freigespülte Steinkerne sind gefunden worden. In einem Abbruch am Gaisrückenteig etwa in der Mitte des Gaisrückens wurden in Mergeln mit Kalkbänken Inoceramen, *Ananchytes ovata* LAM. und ein Ammonitenrest (*Scaphites*?) gefunden (1946), doch ist das Fundgestein seither längst abgerutscht und verschwunden. Nach E. FUGGER (1903, zitiert von K. GÖTZINGER, 1937) wurde auch *Baculites* sp. und *Belemnitella mucronata* SCHLOENB. gefunden. Ein aus Rutschmasse geborgenes großes Bruchstück von *Pachydiscus neubergicus* HAUER stammt sicher auch aus diesen Schichten. Ähnlich waren die Fundumstände eines ca. 40 cm großen Steinkernes von *Inoceramus salisburgensis*.

Für die meist reichen Mikrofaunen sind die in wechselnden Mengen vorhandenen Globotruncanen kennzeichnend. In der Regel überwiegen die zweikieligen Formen der *lapparenti*-Gruppe, darunter auch gewölbtere (*Globotruncana arca* CUSHM.) oder die als *Gl. lapparenti tricarinata* (QUEREAU) bezeichneten Formen. Auch *Gl. fornicata* PLUMMER kommt, allerdings selten, vor. Umgekehrt sind in Proben mit Vormacht zweikieliger Globotruncanen die einkieligen, wie *Gl. elevata stuartiformis* DALBIEZ oder *Gl. stuarti* (LAPP.) selten, anderenfalls überwiegen diese nebst der seltenen *Gl. rosetta* (CARSEY). In ganz wenigen Proben gab es auch *Gl. calcarata* CUSHMAN die als leitend für Obercampan gilt. Im Sinne einer fortlaufenden Faunenentwicklung muß man die Faunen mit vorherrschend zweikieligen Globotruncanen, weil sie an die vorhergehenden Schichten anschließen, in den

tiefen und diejenigen mit vorherrschend einkieligen in den höheren Teil dieses Schichtgliedes einordnen.

Zum üblichen Faunenbestand gehören wiederum *Hedbergella infracretacea* (GLÄSSNER), *Globigerina aequilateralis* (BRADY), selten *Rugoglobigerina beldingi* GANDOLFI oder *R. petaloidea* GAND., Gümbelinen und *Pseudotextularia elegans* RZEHA. Fast immer vorhanden sind Lenticulinen und Cristellarien, Dentalinen und Nodosarien. In wenigen Exemplaren häufiger anzutreffen sind *Bolivinoidea decorata* (JONES), *Bolivina incrassata* REUSS, *Pleurostomella wadowicensis* GRZYB., *Gyroldina mendezensis* WHITE, *Stensiöina pommerana* BROTZEN, *Globorotalites michelinianus* (d'ORB.), Neoflabellinen, wie *N. interpunctata* (v. d. MARCK) [gelegentlich auch *N. aff. reticulata* (REUSS)], *N. rugosa* (WEDEKIND) oder *N. rugosa leptodisca* WED. Bei vielen Schlammproben besteht die Feinfraktion fast nur aus Foraminiferen.

Die meisten Formen hat seinerzeit R. NOTH (1951) beschrieben. Weitere Formen: *Anomalina ammonoides* REUSS, *Planulina velascoensis* (WHITE), *Pulvinulinella navarroensis* CUSHM., *Parrella velascoensis* (CUSHM.), *Pullenia spaeroides* (d'ORB.), *Allomorphina allomorphinoides* REUSS, *Pseudofrondicularia* sp., *Nodosarella gracillima* CUSHM., *Pseudoglandulina multabilis* (REUSS), *Ellipsoglandulina manifesta* (REUSS), *Lagena apiculata* REUSS, *Entosolenia orbignyana* SEQUENZA, *Guttulina* sp. und selten nur *Reussella szajnochae* (GRZYBOWSKI). Auch pflegen nicht wenige Sandschaler vorhanden zu sein, die Arten jedoch in sehr geringer Anzahl: *Marssonella oxycona* (MARSSON), *Dorothia bulleta* (CARSEY) und Vertreter von Clavulinoiden, Gaudryinen, *Ammodiscus*, auch *Sacamina*, *Placentamina*, *Reophax*, *Psammisiphonella* u. a. Bemerkenswert sind einzelne auffallend große Sandschaler.

Die Fauna wird schließlich vervollständigt durch wenige Ostracoden, Radiolarien, Schwammnadeln und Fischzähne, sowie häufig Inoceramenreste.

Die Fossilliste zeigt, daß die Faunen im Durchschnitt sehr reich sind. Nur wo das Sediment stärker kalkig ist oder gar Kalkbänke enthält, begegnet man ärmeren und schlechter erhaltenen Faunen.

Genauso, wie die Faunen an die der nächst-älteren anschließen, so schließen auch die Maastrichtfaunen an die eben beschriebenen an.

Die Campanmergel haben öfters Nannofloren erbracht (det. H. STRADNER). Ein Beispiel vom Südhang des Gaisrückens bei ca. 780 m Höhe (ca. 70 m E Blattrand); der Punkt ist auch megafossilführend: *Broinsonia parca* (STRAD.), *Gartnerago enormis* (SHUMENKO), *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANG.) und *Micula staurophora* (GARD.). Etwas reicher war ein etwa 100 m weiter östlich gelegener Probenpunkt mit *Broinsonia parca* (STRAD.), *Cretarhabdus crenulatus* BRAML. & MART., *Lucianorhabdus cayeuxi* DEFL., *Cretarhabdus anthophorus* (DEFL. & FERT.), *Micula staurophora* (GARD.), *Caratolithoides aculeus* (STRADNER), *Phanulithus obscurus* (DEFL.) und *Eiffelithus eximius* (STOVER). Speziell als Obercampan eingestuft wurde eine Probe vom Südhang des Rückens E–ESE Rote Kirche östlich vom Forstweg: *Broinsonia parca constricta* (STRADNER), *Phanulithus obscurus* (DEFL.), *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANG.), *Cretarhabdus anthophorus* (DEFL. & FERT.), *Cr. crenulatus* BRAML. & MART., *Eiffelithus turrisseiffeli* (DEFL.), *Microrhabdulus stradneri* BRAML. & MART., *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Lucianorhabdus cayeuxi* DEFL., *Micula staurophora* (GARD.) und *Eiffelithus eximius* (STOVER).

Infolge einer Verwechslung im Gelände mit sandig-glaukonitischen Gesteinen des Paleozän-Untereozäns konnte die Entdeckung gemacht werden, daß es auch

an der Wende Campan–Maastricht einen feinsandig-glaukonitischen Horizont gibt, der offenbar einen Anklang an die Fazies der Wangschichten, bzw. einen „Grünsand“-Horizont des westlichen Helvetikums andeutet. Den Altershinweis geben viele zweikielige Globotruncanen, ferner selten *Globotruncana calcarata* CUSHM. und *Gl. elevata* (BROTZEN) nebst reicherer Begleitfauna.

Die grauen, mitunter etwas gefleckten Mergel sind durchaus mit den Pattenauer Mergeln des ostbayerisch-salzburgischen Helvetikums vergleichbar. Man kann sie auch hier, wie auch schon zum letzteren F. ABERER & E. BRAUMÜLLER (1958) bemerkten, nicht exakt von den jüngeren dunkleren Mergeln von der Art der Gerhardsreuter Schichten abgrenzen, sodaß die Einstufung als höheres Campan vielleicht nicht ganz genau ist. Leider wird man ungestörte Profile, an denen man eine genauere Festlegung der Grenze versuchen könnte, im Gschlifgraben nur sehr schwer finden.

4.5. Das Maastricht

Ein allmählicher, bisweilen auch mit einer schmalen Wechsellagerung dunklerer und hellerer Lagen verbundener Übergang leitet zu den Gesteinen des Maastrichts über. Diese sind, im Verhältnis zum Campan tonreichere dunkelgraue, bisweilen auch schwärzliche oder dunkler gefleckte schieferige Tonmergel. Weniger widerstandsfähig gegen Verwitterung verursachen sie morphologische Mulden, nicht zuletzt auch wegen ihrer größeren Rutschfreudigkeit. Sie zeigen eine sandige Beschaffenheit, die allerdings durch die Foraminiferen zustandekommt, unter denen sich mitunter große Sandschaler befinden; auch wurde öfter ein Gehalt an feinschuppigem Glimmer festgestellt. Hartgesteinsbänke kommen kaum vor, mit Ausnahme eines vermutlich dazugehörigen Sandsteins, der aber nur eine Linse bildet. Auch die tektonisch bedingten Kalzitbildungen sind wegen des verringerten Kalkgehaltes weniger häufig.

Die Mächtigkeit ist wiederum wegen der Intensität der Tektonik kaum abschätzbar; sie dürfte aber 20 m kaum wesentlich überschreiten. Auch ist der Hangendteil des Maastrichts durch die Transgression des Alttertiärs gekappt.

Den Vergleich mit den Gerhardsreuter Schichten des ostbayerisch-salzburgischen Helvetikums hat schon K. GÖTZINGER (1937) gezogen.

Eine beträchtliche Rutschneigung zeichnet die Maastrichtmergel aus. Bei neu auftretenden, besser gesagt bei neubelebten Rutschungen liegt häufig der Beginn im Bereich der Maastrichtmergel, auch wenn die Rutschungen dann auf andere Mergel übergreifen.

Wichtigere Vorkommen liegen nördlich der Roten Kirche und deren Westfortsetzung, die K. GÖTZINGER (1937) Schwarze Kirche getauft hat, sowie in einigen kleinen Vorkommen noch weiter westlich, bzw. südlich des Hauptrutschstromes. Weitere Vorkommen gibt es im Bereich und nördlich des Eozänzuges im Südhang des Gaisrückens, im Lidringgraben, wo sie aber wenig aufgeschlossen sind, sowie im Quellgraben des Ofenschüßlgrabens ESE Radmoos Sattel.

Was die Fossilführung betrifft, sind Megafossilien recht selten. Am häufigsten sind Bruchstücke dünner Inoceramenschalen. In der Nähe unterhalb des (alten) Punktes 705 m wurden zerbrochene Inoceramenschalen mit Durchmessern von 25–40 cm beobachtet, die

zu *Inoceramus salisburgensis* F. & K. gehören. Mikrofaunen sind hingegen fast immer reich und charakteristisch.

Die Mikrofaunen bestehen auch hier aus einem wechselnd großen Anteil an Globotruncanen. Die zweikieligen werden vertreten durch teilweise gewölbtere *lapparenti*-Formen und *Globotruncana arca* (CUSHM.), *Gl. fornicata* PLUMMER und, für die meisten Proben charakteristisch, *Gl. contusa* (CUSHM.); eine Anzahl von Proben führt auch *Abatomphalus mayaroensis* (BOLLI), der auf ein mittleres Niveau des Maastrichts hinweisen dürfte. Die einkieligen Globotruncanen sind durch *Globotruncana stuarti* (LAPP.), *Gl. elevata stuartiformis* DALBIEZ und *Gl. rosetta* (CARSEY) vertreten. Ein tiefes Niveau wiederum ist angezeigt durch *Globotruncana caliciformis* (LAPP.), aber auch seltene Exemplare von *Gl. concavata* (BROTZEN).

Zur „Grundausrüstung“ der Faunen gehören ferner *Hedbergella infracretacea* (GLÄSSNER), die auch in größeren Exemplaren vorkommt, *Globigerinella aequilateralis* (BRADY) und (nicht immer) *Rugoglobigerina petaloidea* GAND., dazu kleine Gümbelinen und – nur selten häufiger – *Pseudotextularia elegans* RZEHA, *Ps. varians* RZEHA, *Ventilabrella egeri* CUSHM., *Planoglobulina acervulinoides* (EGGER) und sehr selten *Gublerina acuta* DE KLASZ. *Ps. varians* tritt erstmals in diesen dunklen Mergeln auf. Ferner gehören zumeist dazu: *Bolivina draco draco* (MARSSON), *Bolivina incrassata* REUSS (z. T. auch in großen Exemplaren – *B. incrassata gigantea*), *Stensiöina pommerana* BROTZEN, *Gyroidina mendezensis* WHITE, *Globorotalites conicus* (CARSEY), *Pullenia cretacea* CUSHM., oder *P. sphaeroides* (d'ORB.), sowie *Eouvigerina cretacea* HERON-ALLEN & ERLAND. Öfter in wenigen Exemplaren treten Neoflabellinen ex gr. *N. interpunctata* WEDEKIND (darunter solche mit feiner und dichter „Punktierung“) und ganz selten *N. reticulata* WEDEKIND auf.

Die weitere Begleitfauna besteht aus Dentalinen und Nodosarien, Lenticulinen, *Marginulinopsis hemicylindrica* NOTH, *Nodosarella gracillima* CUSHM., *Pseudoglandulina strobilus* (REUSS), *Pleurostomella wadowicensis* GRZYB., *Planulina velascoensis* WHITE, *Anomalina ammonoides* REUSS, *Parrella velascoensis* (CUSHM.), *Allomorphina allomorphinoides* REUSS, *Entosolenia orbignyana* SEQUENZA, *Lagena apiculata* REUSS, *Colomia orthostoma* DE KLASZ und anderen. Kurzum viele Formen, die R. NOTH (1951) im Helvetikum bestimmt hat.

Nicht zu übersehen sind ferner die Sandschaler, wie *Ammodiscus*, selten *Glomospira*, *Dendrophrya* bzw. *Psammosiphonella*, *Reophaciden*. Unter den häufigeren befinden sich Formen wie *Spiroplectamina dentata* (ALTH.), *Dorothia bulleta* (CARSEY), *Marssonella oxycona* (MARSSON), *Dorothia plummerae* LALICKER und *Clavulinoides trilatara* CUSHM. Weiters wurden beobachtet *Haplophragmiden* und *Recurvoiden*, *Hormosina ovulum* GRZYB., *Saccamina* cf. *sphaerica* M. SARS, *Placentamina placenta* (GRZYB.), *Gaudryina navarroana* CUSHM., *G. alexanderi* CUSHM., *Rzehakina epigona* (RZEHA) und einige andere. Es gibt auch einige Proben, wo besonders große (bis 4 mm) Sandschaler auffallen, die wenig Gliederung zeigen und am ehesten zur Gattung *Haplophragmium* gehören dürften.

Fast immer enthalten die Proben auch noch wenige Ostracoden, Seeigelstacheln und häufig Inoceramenstäbchen und -splitter. Auch Schwammnadeln und sogar (vereinzelt) pyritisierte Gastropodensteinkerne kommen vor.

Zum Glück wurde in einer wenig nördlich des auf etwa 800 m Höhe gelegenen Adelholzener Nummulitenkalkes gesammelten Maastrichtprobe auch eine reiche Nannoflora von H. STRADNER bestimmt: *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, *Micula staurophora* (GARD.), *Predisco-*

sphaera cretacea (ARKHANGELSKY), *Eiffelithus turriseiffeli* (DEFL.), *Zygodiscus spiralis* BRAML. & MART., *Chiastozygus literarius* (GORKA), *Microrhabdulus stradneri* BRAML. & MART. und *Cribrosphaerella numerosa* (GORKA).

Es gibt Fälle, wo man im Gelände diese Maasrichtmergel nicht oder schwer von denen der hohen Unterkreide unterscheiden kann, außer mittels der Faunen. Aber auch die dunkleren feinsandigen Mergel des Paläozän-Untereozäns, die zudem oft auf denen des Maasrichts draufliegen, können im Gelände mit denen des Maasrichts verwechselt werden.

Wie schon erwähnt, wird die Oberkreidefolge im Hangenden von einer Schichtlücke begrenzt, über der das Alttertiär folgt.

Der anfangs erwähnte Sandstein steht etwa 200 m NW der Roten Kirche wenige Meter südlich der dort anstehenden Adelholzer Schichten als einige Meter große Linse an. Es ist ein kalkreicher grauer, bräunlich verwitternder Quarzsandstein von ziemlich feinem Korn mit etwas Glimmer, Glaukonit und feinverteilter opaker, meist kohliger Substanz. Er wird undeutlich gegliedert durch schwärzliche wellige, tonige Bestege und zeigt Grabgänge. Teilweise ist er mehr mürb und enthält einige rundliche verfestigte Körper. Eine solche Kugel enthielt in einer tonigen Flaser kleine Rasen von Serpuliden und spärlich Reste von Ostreen. Im mürben Sandstein sind diese Fossilien anscheinend durch Auflösung vernichtet worden.

Das Alter ist nur aus dem Umstand abgeleitet, daß der Sandstein in Maasrichtmergeln zu liegen scheint. Eine Probe, die etwa 3 m südwestlich vom Nummulitenkalk, also unterhalb des Sandsteins, entnommen wurde, hat ein höheres Maasrichtalter ergeben.

4.6. Weiße und rote Globigerinenmergel

Dieses innerhalb von schwärzlichen Kreidemergeln zwar auffallende, in der allgemein bunten Umgebung jedoch unauffällige Gestein ist bis jetzt nur in kleinen verquetschten Schmitzen in Maasrichtmergeln am Nordfuß der Roten und der Schwarzen Kirche (der Name stammt von K. GÖTZINGER, 1937) und in einem isolierten Vorkommen im nördlicheren Maasrichtzug mit Eozän etwa nördlich P. 705 m gefunden worden, etliche ohne Probennahme. Es handelt sich um weiße bis grünlichweiße und ziegelrote weiche Mergel in einer Position ungefähr im Grenzbereich von Maasricht und Alttertiär. In dem letztgenannten Vorkommen wurden außerdem wenige, bis 10 cm dicke Linsen eines blaßgrauen, etwas Glaukonit führenden Mergelkalkes beobachtet, der nach dem Dünnschliffbefund zu den Mergeln gehört. Das Maasrichtalter der umgebenden schwärzlichen Mergel ist in allen Fällen durch Mikrofaunen belegt.

In den sehr charakteristischen Mikrofaunen geben zahlreiche, oft ziemlich große Globigerinen (*Globigerina trilocolinoides* PLUMMER, *Gl. pseudoecaena* SUBBOTINA) den Ton an, während Globorotalien (*Globorotalia soldadoensis* HILLEBRANDT, *Gl. aequa* CUSHM. & RENZ, *Gl. aragonensis* (NUTTALL) sehr zurücktreten. Die ebenfalls zurücktretende Begleitfauna besteht meist aus rotaliden Formen, darunter – nicht immer vorhanden – z. B. *Anomalinoidea calymene* (GÜMBEL), *Vaginulinopsis decorata* (REUSS), Lenticulinen, Nodosarien, Dentalinen, ferner Vulvulinen, Spiroplectamminen, *Marssonella oxycona* (MARSSON), *Clavulinoides* sp., *Haplophragmoides*, *Trochamminoides*, *Psammosiphonella cylindrica* (GLÄSSNER), *Placentamina*, *Sacc-*

amminoides carpathicus GEROCH?, ganz vereinzelt *Nodeulum velascoense* CUSHM., *Trochammina globigeriniiformis* JONES & PARKER u. e. a.. Die Probe von dem Vorkommen nördlich P. 705 m enthielt sogar ein schlecht erhaltenes Exemplar von *Hantkenina mexicana* CUSHM.; Radiolarien sind in dieser Probe ziemlich häufig. Dazu kommen Ostracoden und Fischzähne in allen, Seeigelstacheln in einigen Proben. In den Kalklinsen des Vorkommens nördlich P. 705 m, die aus mikritischem Mergelkalk mit wenig Quarzsplitterchen und Glimmerfitterchen, sowie etwas Glaukonit bestehen, fanden sich neben Lenticulinen und hauptsächlich erkennbaren rotaliden Formen, Echinodermenresten, Ostracoden und Schälchenbruchstücken auch Tertiär-Globigerinen.

Die Faunen haben auf den ersten Blick eher mitteleozänen Charakter, doch kann man sie, vor allem auf Grund von *Globorotalia aragonensis* (NUTTALL) besser ins Untereozän einstufen. Dafür spricht auch ein bisher nur auf einer Probe beruhender Nannobefund H. STRADNERS, der dominierend *Discoaster lodoensis* BRAML. & RIEDEL und untergeordnet daneben *D. barbadiensis* TAN SIN HOK und *Sphenolithus radians* DEFL. bestimmte und die Probe in die NP 13 einordnete. Daher die Einstufung ins Untereozän.

Wie schon erwähnt, wurden diese Mergel nicht nur im Bereich der Schwarzen und Roten Kirche, sondern auch im nördlicheren, mit einem faziell verschiedenen Alttertiär ausgestatteten Zug in gleicher Position gefunden, während sie sonst im Gschliefgraben nirgends aufgetaucht sind. Die wenigen Proben des Alttertiärs des Südultrahelvetikums sehen etwas anders aus. Bei den ersteren Lokalitäten liegen darüber nur Äquivalente der untereozänen Roterzschichten, wogegen im nördlicheren Zug die Adelholzer Schichten charakteristisch sind. Trotzdem besteht das Problem, daß die darüberliegenden Schichten z. T. älter eingestuft wurden, als sie selbst. Eine tektonische Platznahme scheint wegen der großen, über zwei Faziesgebiete des Alttertiärs nachgewiesenen, aber streng horizontgebundenen Verbreitung jedoch ausgeschlossen. Eher muß man an eine kurzfristige Ingression aus dem südultrahelvetischen in den nordultrahelvetischen Raum denken. Eine Fortsetzung der Diskussion folgt nach der Dokumentation der Schichtfolge der Roten und Schwarzen Kirche.

4.7. Das Paleozän–Eozän

Wie schon gesagt, liegen diese Gesteine mit einer Schichtlücke auf der Oberkreide, meist Maasricht.

Eines der Hauptgesteine dieser Gruppe ist ein dunkelgrauer, oft bräunlich oder ockerbraun verwitternder, mehr oder minder feinsandiger glaukonitführender Tonmergel. Verstreute farblose oder braune Quarzkörner sind kennzeichnend. Fossilreste sind nicht sehr selten. Während in den nördlicheren kleinen Vorkommen im Verband mit den Adelholzer Schichten (siehe später) der schlechten Aufschlüsse wegen keine Untergliederung und kaum ein Sandstein zu erkennen ist, wechsel-lagern die glaukonitischen Sandmergel im mächtigeren Verband der Roten Kirche mit stärker sandigen, oft auch ein wenig besser verfestigten Lagen und Bänken, von denen einige Erscheinungen von Boudinage, wahrscheinlich besser von Gleitung zeigen. Nicht selten sind konkretionär verfestigte Knöllchen und sandige Grabgänge. Diese Bänke sind meist mergelreiche Quarzsandsteine mit etwas Glaukonit, gelegentlich aber auch Eisenoolith. Phosphorit ist bekannt. Es gibt aber auch

Gesteinstypen, die sich einigermaßen mit typischem Roterz vergleichen lassen. Die ockerbraune Verwitterungsfarbe ist für die 15–20 Meter hohe Felsgruppe der Roten Kirche sehr kennzeichnend (Abb. 2).

Wenige Meter unter der hangendsten Nummulitenbank der Roten Kirche wurde seinerzeit eine ca. 25 cm dicke bohnerreiche Nummulitenkalkbank festgestellt, die nach Norden und Osten auskeilte. In neuerer Zeit konnte ich sie nicht mehr wiederfinden; vermutlich ist sie inzwischen der rasch fortschreitenden Abtragung zum Opfer gefallen.

Das graue, reichlich Bohnerze und mehr oder minder vererzte Fossilien, u. a. bis ca. 2 cm große Nummuliten, enthaltende Gestein besteht u. d. M. aus einem mikritischen Kalk mit gerundeten, z. T. auch eckigen, oft stark verzahnten und undulösen Quarzkörnern (im Extremfall feinkörniges undulöses rekristallisiertes Zerreibsel), einigen Mikroklinkörnern (mit etwas Limonit in den Rissen), vereinzelt Plagioklas (?), auch Körner aus Mikroklin und Quarz, und Pyrit. Frischer Glaukonit und Brauneisenerz kommen unmittelbar nebeneinander vor, aber auch in braune übergehende Glaukonite. Alle sind sehr ähnlich, auch was die Einschlüsse, wie Quarzsplitter, Kalzit, oder kleine Foraminiferenschälchen betrifft. Glaukonit als Einschuß in Bohnerz wurde ebenfalls beobachtet. Abweichend sind nur schalige Brauneisensteinkörnchen, die auch als Einschlüsse in strukturlosen Brauneisensteinkörnern vorkommen. Daraus ist zu schließen, daß Brauneisenstein und Glaukonit durch vielleicht nur geringfügig geänderte Bildungsbedingungen am selben Ort entstanden sein müssen. Fossilien: Nummuliten, häufig mit Brauneisen, selten mit trübem Glaukonit, sonst mit Kalzitkörnern gefüllt, Globigerinen, „Textularien“, Milioliden u. a. Foraminiferen, Seeigelstacheln, Lithothamnienreste und Bryozoen.

Die sandigen Tonmergel und Sandsteine haben öfter Fossilien: z. B. *Terebratula aequivalvis* SCHAFF., *Pycnodonta frauscheri* TRAUB (nach F. TRAUB, 1938), Bruchstücke von *Pecten* und *Serpula*. Die Gryphaeen sind vor allem im oberen Teil häufiger. Von dort sind ferner bekannt: Einzelkorallen, *Exogyra eversa* MELLEVILLE, *Dentalium* sp., vereinzelt *Nautilus* sp., Crinoidenstielglieder und Seeigelsta-

cheln, Krabben (*Ranina marestiana* KÖNIG), *Maexura* sp. (Langschwanzkrebs) und Haifischzähne. Manche davon befanden sich in der Sammlung von Herrn Ing. SCHAUBERGER, Gmunden, die eine nähere Bearbeitung wert wäre. Die Sammlung dürfte sich heute in Linz befinden. Im oberen Teil der Schichten fanden wir mit F. TRAUB gemeinsam *Linthia insignis* MERIAN, die nach seiner Meinung den Beginn der Roterzäquivalente anzeigen könnte.

K. GÖTZINGER (1937) erwähnt ferner aus dem unteren Teil u. a. *Gryphaea pseudovesicularis* GÜMBEL (= *Pycnodonta frauscheri* TRAUB), *Gryphaea escheri* MAYER (als Thanet-Form), Brachiopoden und *Xanthopsis bruckmanni* v. MEYER (= nach R. VOGELTANZ, 1972 *Zanthopsis*); aus dem oberen Teil *Tubulostium spirulaeum* (GOLDF.), *Conoclypeus anachoreta* AGASSIZ, *Terebratula aequivalvis* SCHAFF. und *Ranina marestiana* KÖNIG.

Zur Fauna ist weiters zu bemerken, daß hier sehr gut erhaltene Exemplare der Krabben vorkommen. Fischschuppen und Haifischzähne können erwähnt werden.

Die Mikrofaunen sind ein wenig unterschiedlich; in einem Falle hat man den Eindruck, daß die Foraminiferen zumindest zum Teil mit dem Sand sortiert sind.

Eine Probe von der Basis der Sandmergelfolge der Roten Kirche ergab eine ziemlich reiche Fauna, in der Globigerinen (*Gl. ex gr. triloculinoide* PLUMMER, *Gl. pseudobulloide* PL., *Gl. sp.*) zurücktreten und Globorotalien, wie *Gl. angulata* (WHITE), *Gl. aequa* CUSHM. & RENZ, *Gl. acuta* TOLMIN, *Gl. cf. convexa* SUBBOTINA, *Gl. acarinata* (SUBB.), *Gl. soldadoensis* HILLEBRANDT und *Acarina* sp. selten sind. Die Begleitfauna besteht vorwiegend aus Lenticulinen, *Vaginulinopsis decorata* (REUSS), rotaliden Formen (u. a. *Anomalinoide calymene* (GÜMBEL), einigen Dentalinen und Nodosarien, sowie oft großwüchsigen Sand-schalern, unter denen Clavulinoiden, Spiroplectamminen und Vulvulinen, neben *Marssonella oxycona* MARSSON, *Textularia plummerae* LALICKER, *Saccaminoides carpathicus* GE-

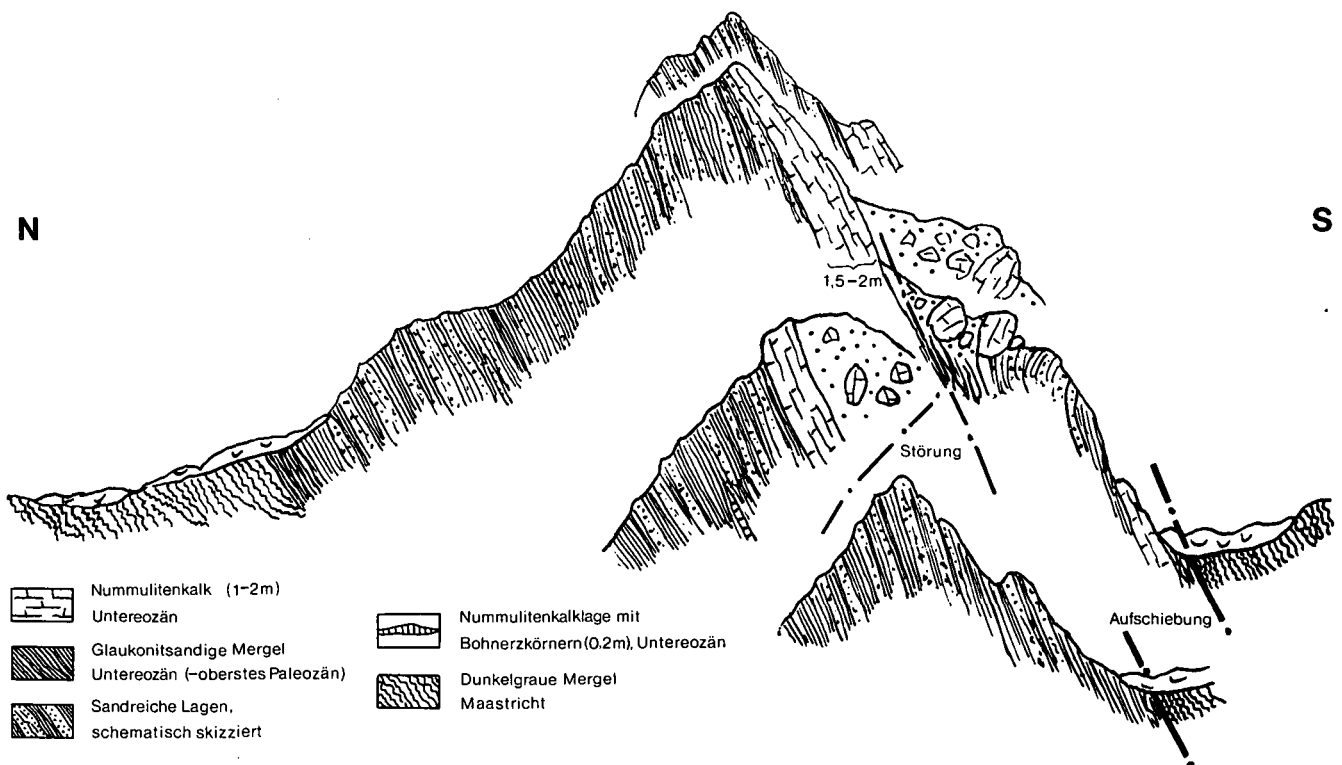


Abb. 2: Profile durch die Rote Kirche.

ROCH, einem großen *Ammobaculites* (?) sp., wenige Milioliden und landläufige Formen erwähnt werden können. Flach gewundene Gastropoden liegen als Glaukonitsteinkerne vor; Seeigelstacheln.

Höhere Teile der Schichtfolge zeigen ähnliche, aber offenbar etwas ärmere Faunen mit *Globigerina pseudoecaena* SUBB. neben Formen, wie sie vorhin erwähnt wurden. Fischzähne scheinen nie zu fehlen.

Von hier nennt K. GÖTZINGER (1937) *Nummulina laevigata* BRUG., *N. atacica* LEYM. (vermutlich auch aus dem hangenden Nummulitenkalk?).

Selbst beobachtet wurden im höheren Teil kleine Nummuliten und seltene Operculinen, wogegen Globigerinen und Globorotalien nicht immer vorhanden sind. Von ihnen wurden *Globorotalia crassata* CUSHM., *Gl. cf. aequa* CUSHM. & RENZ und *Gl. cf. soldadoensis* HILLEBRANDT beobachtet. Diverse rotalide Formen, Lenticulinen und wenige Nodosarien und Dentalinen, *Cassidulina globosa* HANTKEN, *Bulimina truncana* GÜMB. und in verschiedener Menge auftretende Sandschalen (in einer Probe derselbe *Ammobaculites* (?) sp. wie vorhin) bestimmen das Faunenbild. Ausnahmsweise war eine Probe von der Schwarzen Kirche durch *Rzehakina epigona* (RZEHAK) bereichert. Radiolarien gibt es öfter. Eine Probe von glaukonitischen Sandmergeln vom Westende der Schwarzen Kirche enthielt Globigerinen, *Globorotalia aequa* CUSHM. & RENZ, *Anomalina grosserugosa* GÜMBEL u. e. a., sowie kleine Nummuliten und Operculinen, ist also paläozän-untäreozän.

Somit ergibt die Einstufung nach Foraminiferen Oberpaläozän bis Untäreozän. F. TRAUB meinte, daß die Fundstelle von *Linthia insignis* die Stelle bezeichnen könnte, wo die Äquivalente des bayerischen Roterzes beginnen und die ist auch hier auf jeden Fall Untäreozän. Sie liegt knapp über der erwähnten auskeilenden dünnen bohnerreichen Nummulitenkalkbank, die ja Roterzmerkmale deutlich zeigt. Während aber F. TRAUB *Exogyra eversa* MELV. früher ins Thanet gestellt hatte, plädierte er 1953 für wahrscheinlich Cuisien, was viel besser zu den Befunden paßt, die gleich mitgeteilt werden sollen.

Doch zuerst soll noch der Rest der Schichtfolge dargestellt werden.

Der obere Abschluß der Schichtfolge ist eine festere Bank von Nummulitenkalk, die kaum mehr als 1 m Mächtigkeit erreicht und z. T. den Kamm des Felsgebildes der Roten Kirche bildet (Abb. 2). An der Schwarzen Kirche ist er nur in spärlichen Resten erhalten.

In einer grauen kalkigen Bindemasse, in der man u. d. M. kleine undulöse Quarzsplitter und Kleinforaminiferen sieht, liegen braune Eisenstein-Ooide, ein wenig Glaukonit und zahlreiche 1–2 cm große Nummuliten, die oft von braunem limonitischem Material erfüllt sind. Eine wenige Dezimeter mächtige Hangendlage ist reicher an Nummuliten, hat daher eine stärker blätterige Textur. Hier überwiegt Glaukonit weitaus, Brauneisensteinkörner sind selten. Es ist aber sicher kein abtrennbares Schichtglied wie etwa das Schwarzerz im Hangenden der bayerisch-salzburgischen Roterzvorkommen.

An Fossilien wurden nämlich außer den zahlreichen Nummuliten gefunden: *Tubulostium spirulaeum* GOLDT., *Terebratula aequivalvis* SCHAFF., *Pectines* (meist Bruchstücke), Seeigel, darunter *Prenaster alpinus* DESH, eine große Ostrea, Lithothamnien, Bryozoen und Echinodermereste. *Prenaster alpinus* ist deshalb wichtig, weil er als Charakter-

form der Roterzschichten gilt (F. TRAUB, 1938), weshalb wir uns also noch in untäreozänen Roterzschichten befinden müssen.

Spuren einer tektonischen Beanspruchung sind häufig zu finden, doch hauptsächlich in Form kalziterfüllter Klüfte, die auch Verstellungen bewirken. Verschuppungen sind jedoch nicht zu erkennen.

Im Jahre 1978 wurden im Rahmen einer Exkursion, an der u. a. H. HAGN, K. GOHRBANDT und H. STRADNER unter Führung des Verfassers teilnahmen, einige Proben an der Roten Kirche gesammelt und von H. STRADNER untersucht. Die Nannofloren bestätigen die Einstufung ins Untäreozän.

Von Bedeutung ist die Probe, die im obersten Teil der Schichtfolge knapp unter dem Nummulitenkalk genommen wurde. Mit *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), *C. formosus* KAMOTNER, *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD), *Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK, *D. lodoensis* BRAML. & RIEDEL, *Marthasterites tribrachiatus* (BRAML. & RIEDEL), *Discoaster binodosus* MART., *Sphenolithus radians* DEFL. und *Zygrrhablithus bijugatus* (DEFL.) wird die Probe in die untäreozäne Nannoplanktonzone NP 12 eingestuft.

Eine zweite Probe, die sicherlich aus einem tieferen Teil der Schichtfolge stammt, wurde mittels *Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK, *Coccolithus eopelagicus* (BRAML. & RIEDEL), *Discolithina pulchra* (DEFL.), *Marthasterites tribrachiatus* (BRAML. & RIEDEL), *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD), *Discoaster binodosus* MART., *Thoracosphaera operculata* BRAML. & MART. und *Chiasmolithus consuetus* BRAML. & SULL. in die untäreozäne NP 11 eingeordnet.

Die Einstufung der gesamten Schichtfolge der Roten Kirche ins Untäreozän wird damit untermauert.

Leider darf man sich über die zusammenpassenden paläontologischen Ergebnisse bezüglich der Schichtfolge der Roten Kirche nicht zu früh freuen, weil das Problem der weißen und roten Mergel an der Maastricht-Paläogengrenze noch nicht befriedigend gelöst ist. Die wichtigsten Gesichtspunkte zu dieser Diskussion wurden bereits vorher dargelegt (siehe Kap. 4.6.).

Nach dem derzeitigen Wissenstand kommt man nicht leicht darum herum, daß insbesondere nach Nannobefunden, die recht präzise sind, jüngere Gesteine der NP 13 unter Gesteinen der NP 11 und 12 liegen. Wie oben dargestellt, gibt es meiner Meinung nach gewichtige Argumente, die eine tektonische Lösung praktisch ausschließen. Auch innerhalb der Schichtfolge der Roten Kirche sind keine Schuppenbildungen zu erkennen, die für eine tektonische Deutung sprechen würden, mit Ausnahme des Felsens am Nordrand des Rutschgebietes am Nordfuß, was aber das Problem nicht tangiert. Die betreffenden Alttertiärvorkommen sehen auch keineswegs so aus, als wären sie etwas große Olistholithe (die aus nördlichen Richtungen gekommen sein müßten).

Die einzige Lösung, die sich derzeit anbietet, ist die, daß die bunten Mergel doch das älteste Untäreozän des hiesigen Paläogens sein könnten, aber die Nannofloren der höheren Schichten als umgelagert zu betrachten wären, was bei dem Flachmeercharakter der Schichten der Roten Kirche nicht so unwahrscheinlich wäre. Eine eingehende Neuuntersuchung mit besonders genauer Bestimmung aller Fossilien könnte hier wohl Klarheit schaffen.

4.7.1. Paläozän–Eozän in mergelig-sandig-glaukonitischer Fazies

Die allerdings nur durch wenige Proben erfaßten

dunklen feinsandigen glaukonitführenden Tonmergel, die zumeist in den auch durch Adelholzener Nummulitenkalke gekennzeichneten Zonen im Gebiet des Gaisrückens und Lidringgrabens vorkommen, unterscheiden sich meist wenig von denen der Roten Kirche.

Eine aus dem Ofenschüßlgraben stammende Probe, die neben Globigerinen ex gr. *triloculinoides* PLUMMER häufiger auch *Gl. pseudobulloides* PLUMMER, aber keine Globorotalien führt, scheint ein tieferes Niveau des Paleozäns anzuzeigen. Man kann übrigens öfters einige umgelagerte Kreideformen finden, wobei nicht klar ist, ob die Umlagerung eine fossile oder – eher – rezente ist.

Aus dem Lidringgraben, und zwar vom Westende des beim oberen Ende des Gaisrückens beginnenden Rückens, stammt eine Fauna, die aus reichlich Globigerinen, wenigen Acarininen, einigen Kalk- und vielen Sandschalern besteht. Die Nannoflora (det. H. STRADNER) mit *Discoaster binodosus* MART., *Prinsius bisulcus* (STRADNER), *Fasciculithus tympaniformis* HAY & MOHLER, *Chiasmolithus consuetus* BR. & SULL., *Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK, *Heliolithus kleinPELLI* SULLIVAN weist auf Untereozän hin.

Aus dem nördlicheren Teil des oberen Lidringgrabens stammt eine reichere Fauna mit Globigerinen ex gr. *triloculinoides* PLUMMER, einigen Globorotalien (*Gl. aequa* CUSHM. & RENZ, *Gl. soldadoensis* HILLEBRANDT, *Gl. aragonensis* NUTTALL, *Gl. bullbrookii* BOLLI), Lenticulinen, rotaliden Formen, gerippten Nodosarien, *Vaginulinopsis decorata* (REUSS), Vulvulinen u. a.. In einer anderen Probe aus dem gleichen Bereich kam häufig *Plectofrondicularia* cf. *striata* (HANTKEN), dazu *Cassidulina globosa* HANTKEN und *Bulimina truncana* GÜMBEL vor. Die reichere mitteleozäne Nannoflora (det. H. STRADNER) ist gekennzeichnet durch *Nannotetrina cristata* (MARTINI), *Pemina rotunda* KLUMPP, *Reticulofenestra dictyoda* (DEFL. & FERT.), *Chiasmolithus solitus* (DEFL.). Eine wenig östlich der in 710 m Höhe gelegenen Bachgabel des Lidringbaches genommene Probe mit *Globorotalia crassata* (CUSHM.) und *Gl. centralis* CUSHM. & BERM. mit nicht sehr reicher Begleitfauna und eine reiche Globigerinenfauna mit ebenfalls *Globorotalia crassata* (CUSHM.) sind mitteleozän, wie auch Nannofloren mit *Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK, *D. binodosus* MART., *D. lodoensis* BRAML. & RIEDEL u. e. a. bestätigen.

Aus dem nördlichsten Ast des Lidringgrabens stammt eine Nannoflora mit *Discoaster binodosus* MART., *D. lodoensis* BRAML. & RIEDEL, *Discolithina pulchra* (DEFL.), *Chiasmolithus solitus* (BRAML. & SULL.), *Sphenolithus radians* (DEFL.), *Blackites gladius* (LOCKER), *Coccolithus eopelagicus* (BRAML. & RIEDEL), *Trochaster simplex* KLUMPP und *Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK (Mitteleozän; bleigraue Mergel neben dunklem Glaukonitmergel).

4.7.2. Paleozänsandstein

Dieses interessante Gestein wird sozusagen im Anfang beschrieben, denn sein typisches Vorkommen beschränkt sich auf eine Gruppe von Blöcken – die übrigens in letzter Zeit nicht mehr wiedergefunden werden konnten – in einer Rutschmulde wenig südlich des Ostendes des westlichen Nummulitenkalkzuges vom unteren Südhang des Gaisrückens. Heute mag die dichte Verwachsung des Kahlschlages, vielleicht auch eine Abwanderung der Blöcke durch die Rutschungen der Grund für das Nichtwiederfinden sein.

Dieser grünlichgraue kalkige glaukonitführende Sandstein enthält vereinzelt oder lagenweise angehäuft bis 5 mm große farblose bis graue gerundete Quarzkörner,

ein wenig Hellglimmer und gelegentlich etwas Kohlehäckschen. Feinsandig-tonige Flasern und feinsandige Tongallen, die braun bis rotbraun verwittern, sind stellenweise häufig. Braune Flecken mit reichlich Glaukonit und einigen Lithothamnienstengelchen sind etwas mürber. Grabgänge und Fischzähne wurden beobachtet. In einigen Blöcken, die von einer fossilreicheren Lage zu stammen scheinen, kommen Megafossilien vorwiegend in Form von Steinkernen vor: *Cucullaea crassatina* LAMK., *Pectunculus* cf. *tenuis* DESH., *Cardita* sp., *Dentalium* sp. und Echinodermerreste. *Cucullaea crassatina* gilt als Leitform der Thanet-Stufe des Paleozäns (F. TRAUB, 1938).

Ein anschauliches Bild der tektonischen Komplikationen dieser Zone – die Blöcke könnten freilich auch von weiter her verrutscht sein – gibt die Beobachtung, daß zwischen diesen Blöcken und den mitteleozänen Nummulitenkalen graue Mergel sich als hochmittel- bis obereozäne Stockletten erwiesen haben.

Es ist hinzuzufügen, daß ein diesem außerordentlich ähnlicher Sandstein, der aber keine Fossilien enthielt, im mittleren Teil des nördlichen Quellastes des Lidringgrabens bei ca. 750 m Höhe beobachtet wurde.

4.8. Nummulitenschichten in Adelholzener Fazies

Diese Gesteine, deren Mächtigkeit höchstens einige wenige Meter erreicht, kommen vor allem in einem Zug im tieferen Südhang des Gaisrückens vor und wurden sporadisch auch im Lidringgraben, dort aber bisher noch nicht anstehend, beobachtet. Ganz selten wurden auch dunkle glaukonitreiche Tonmergel mit sehr kleinen Nummuliten in der Begleitung der Nummuliten-Assilinenkalke festgestellt. Die letzteren sind schon altbekannt und – wie auch von H. HAGN bestätigt – in typischer Adelholzener Fazies entwickelt, eine Feststellung, die schon K. GÖTZINGER (1937) publiziert und deren Identität mit den bayerischen Vorkommen er bekräftigt hat.

Es handelt sich um ein blättrig aussehendes Gestein, das fast nur aus großen (bis 4, mitunter bis 7 cm) Nummuliten und Assilinen in einem glaukonitführenden sandig-mergeligen Bindemittel besteht.

An Megafossilien kommen gelegentlich vor: Terebrateln, Bruchstücke von Pecten oder *Tubulostium spirulaeum* (LAM.), *Cyclostreon parvulum* GÜMBEL, ferner Bryozoen, Lithothamnien und Echinodermerreste.

Was die Fauna betrifft erwähnt K. GÖTZINGER (1937) *Nummulina complanata* LAM., *N. helvetica* KAUFMANN, *Assilina exponens* SOW. und *A. mamillata* d'ARCH. Neben diesen vielen Nummuliten und Assilinen ist die übrige Foraminiferenfauna recht spärlich. Das mergelige Bindemittel verwittert ziemlich leicht und es entsteht ein Schutt, der fast nur aus Nummuliten und Assilinen besteht, die wie Münzen herumliegen, was zu der volkstümlichen Bezeichnung „Bergmannsdreuzer“ Anlaß gab.

Neben den von den Großforaminiferen dominierten Gesteinspartien gibt es auch solche, wo diese zugunsten der Matrix etwas zurücktreten. Das in etwa 800 m Höhe im nördlichen Teil des Gschliefgrabens gelegene Vorkommen dieses Zuges zeigt eine Gliederung in eine basale Lage von braungrauer Farbe mit meist kleinen Nummuliten, die häufig mit Brauneisen erfüllt oder überhaupt braun verfärbt sind, und fleckig verteiltem Glaukonit. Darüber folgt eine ca. 2,5 dm dicke Lage mit etwa bis zu 2 cm großen Nummuliten und die Hauptmasse mit ganz großen Nummuliten und Assilinen. Doch auch hier gibt es Durchdringungen, sodaß man

dieses Modell nicht ohne weiteres auf andere Vorkommen übertragen kann, weil sich darin die rasch wechselnden Turbulenzen beim Zusammenschwimmen der Fossilien widerspiegeln.

An eben diesem Vorkommen haben aber kräftige Aburschungen der letzten Jahre noch ein Begleitgestein im Liegenden freigegeben, das mit Übergängen mit dem Kalk verbunden ist. H. HAGN hat es auch mit seinen Adelholzener Schichten verglichen, doch ist die Mikrofauna merkbar anders, als jene der in Betracht gezogenen Oberen Adelholzener Schichten. Die Foraminiferenfauna ist nämlich hier viel ärmer und besteht in erster Linie aus sehr kleinen Nummuliten und wenigen Operculinen, ferner rotaliden Formen, gelegentlich *Vaginulinopsis decorata* (REUSS), aber nur wenigen Globigerinen und Globorotalien (u. a. *Globorotalia* ex gr. *centralis* CUSHM. & BERMUDEZ), Ostracoden, Seeigelstacheln, aber vereinzelt auch Muschelbruchstücken und kleinsten Gastropoden. Einige Formen liegen als Glaukonitsteinkerne vor.

Interessant ist, daß in der schlämbaren Matrix der mergeligen Kalke auch eine Nannoflora vorhanden ist (det. H. STRADNER): *Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK, *D. binodosus* MART., *D. gemmifer* STRADNER, *Cyclococcolithus formosus* KAMOTNER, *Discolithina* sp., *Chiasmolithus grandis* (BRAML. & RIEDEL), *Ch. consuetus* BRAML. & SULL.; eine zweite Probe enthielt schlecht erhaltene Exemplare von *Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK und *Coccolithus crassus* BRAML. & SULL. Beide sind Eozän.

Zwei von H. STRADNER genommene und untersuchte Proben aus den Glaukonitmergeln im Liegenden des Nummulitenkalkes enthielten fast die gleiche Flora, ergänzt durch *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD), *Chiasmolithus gigas* (BRAML. & SULL.), *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), *Nannotetrina cristata* (MARTINI), *Neococcolithus dubius* (DEFL.) und *Reticulofenestra hillae* BUKRY & PERCIVAL. Mitteleozän.

Das Hauptvorkommen liegt in einem Zug, der etwa dort beginnt, wo der neue Forstweg bei etwa 580 m SH. den Hauptstrom überquert, und mit teilweise größeren Unterbrechungen den tieferen Südhang des Gaisrückens bis etwa südlich vom Radmoossattel durchzieht. Mag sein, daß er öfter unter Rutschmassen nicht sichtbar ist. Außerdem ist er öfter an kleinen Querstörungen verstellt. Im Kleinbereich sind manche Vorkommen quer geklüftet (Kalzitklüfte).

Neben diesen ist ein von diesen Gesteinen ein wenig abweichender dunkel bräunlichgrauer kalkiger glaukonitführender Sandstein zu erwähnen, der rostige Flecken zeigte und kleine Nummuliten und einige Bivalvenreste führte. In Form von Blöcken lag er in derselben Mulde am Südhang des Gaisrückens, wie der Paleozänsandstein mit *Cucullaea crassatina*, wenige Meter von diesem und dem Nummulitenkalk entfernt und dürfte einst in den Verband der Nummulitenkalke gehört haben.

Wie schon eingangs erwähnt, war es nicht möglich die als Blöcke im Lidringgraben gefundenen Adelholzener Nummulitenkalke genauer anstehend zu lokalisieren. Anhäufungen im Hauptbach bei etwa 720 und 740 m Höhe, sowie wenig nordöstlich der Mündung des bei 580 m sowie des bei 710 m mündenden Seitenbächleins sind aber sicherlich nicht weit verrutscht.

Die Gesteine der beiden zuerst genannten Vorkommen bestehen aus zahlreichen Nummuliten und Assilinen, wenigen Kleinforaminiferen, Echinodermen-, Bryo-

zoen- und Lithothamnienresten, Spongiennadeln und einigen Schalenrümern in einer kalkigen Masse mit kleinsten Quarzsplitterchen, gerundeten Quarzgeröllen, Körnern von Mikroklin und sauerem Plagioklas und Glaukonit, der öfter auch in Fossilien vorkommt. Im Kalk des letztgenannten Vorkommens wurde *Tubulostium spirulaeum* (LAM.), *Terebratula aequivalvis* SCHAFFH. und *Ranina* sp. beobachtet.

Mit diesen Gesteinen einst verbunden gedacht werden kann ein kalkiger glaukonitreicherer Sandstein, der ebenfalls als Block im Lidringgraben gefunden wurde.

Andere Blöcke werden im Anhang behandelt werden.

4.9. *Clavulinoides szaboi*-Schichten

Von Interesse dürfte es sein, daß dieses in der Gegend von Ohlsdorf und Reinthal in größerer Verbreitung vorkommende Gestein, auch im Gschliefgraben gefunden werden konnte.

Am Südhang des Gaisrückens, unmittelbar südlich des unten besprochenen Vorkommens von Stockletten (ESE P. 637 m der älteren Karte) gibt es einen grauen, mürben, glaukonitisch-sandigen Mergel mit Fischschuppen.

Die Mikrofauna fiel einerseits auf durch die Abwesenheit von Globigerinen und Globorotalien, andererseits durch die Anwesenheit von *Clavulinoides szaboi* (HANTKEN) und kleinen Nummuliten (in der Probe bis 0,5 cm). Dazu kommen Eponiden, *Marginulinopsis decorata* (REUSS), wenige Lenticulinen, Vulvulinen, *Spiroplectamina* cf. *costidorsata* GRZYB., und ganz wenige andere Formen. Die Fauna unterscheidet sich allerdings in ihrer Zusammensetzung sehr von denen des Fensters von Ohlsdorf, die viel reicher sind. Seeigelstacheln und Fischzähne sind kennzeichnend.

H. HAGN (1960) faßt diese Gesteine, nämlich die nach dem namengebenden Fossil zuerst von R. NOTH (in S. PREY, 1952; 1958; 1962) als obereozän-unteroliogozän, später noch als obereozän eingestuft, Schichten als mitteleozän und als eine fazielle Vertretung der Adelholzener Schichten auf. Seine Argumentation scheint mir in Hinblick auf die anderen Formen dieser Fauna und die Art des Gesteins durchaus plausibel und die Auffassung als Begleiter der Adelholzener Nummulitenkalke wahrscheinlich. Auch neuere Nannobefunde aus dem Helvetikum von Ohlsdorf – Oberweis bestätigen diese Einstufung. Aus dem Gschliefgrabengebiet liegen noch keine Floren vor.

4.10. Der Stockletten

Auch der Stockletten des bayerischen Helvetikums ist im Gschliefgrabengebiet vertreten, obwohl manche Linse sicherlich übersehen worden sein mag, weil er sich von den Mergeln der Umgebung mit freiem Auge zu schwer unterscheiden läßt.

Etwa 200 m ost-südöstlich von dem Punkt 637 m (der älteren Karte), also im Südhang des Gaisrückens wurden hellgraue Mergel beprobt, die sich nach der Mikrofauna als Stockletten entpuppt haben:

Die Mikrofauna: Viele Globigerinen (*Globigerina eozaena* GÜMB., *Gl. yeguaensis* WEINZIERL & APPLIN, *Gl. ex gr. triloculinoides* PLUMMER), selten *Globorotalia centralis* (CUSHM. & BERM.), nicht selten *Globigerinoides index* FINLAY; dazu kommen Lenticulinen, Nodosarien, Dentalinen, *Marginulina behmi* (REUSS), *Lagena mississippiensis* CUSHM. & TODD, *Entosolenia orbignyana* (SEGU.), *Gavellinella illingi* (NUTTALL),

Anomalinoides calymene (GÜMB.), *Cassidulina inexculta* FRANZENAU, Eponiden, Uvigerinen, *Angulogerina* sp., *Vulvulina flabelliformis* (GÜMB.) und wenige Sandschaler, Ostracoden, Seeigelstacheln und Fischreste (meist Zähne). Gegenüber den Globigerinen treten die anderen Formen stark zurück. Die Fauna zeigt Spuren tektonischer Beanspruchung. Sie ist wahrscheinlich bereits obereozän.

Eine zweite Probe aus z. T. großen Globigerinen, *Globorotalia centralis* (CUSHM. & BERM.), *Globigerinoides index* FINLAY und *Globigerinatheca* sp. (die letzteren selten) mit Begleitfauna wurde den Stockletten um den Lithothamnienkalkblock neben dem Gaisrückenweg in 840 m Höhe entnommen. Eine Nannoflora bestimmte H. STRADNER: *Reticulofenestra umbilicus* (LEVIN), *R. dictyoda* (DEFL. & FERT.), *Discoaster saipanensis* BRAML., *D. barbadiensis* TAN SIN HOK, *D. tani* BR. & R., *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD), *Sphenolithus pseudoradians* BRAML. & WILCOXON; sie wird ins Obereozän NP 20 eingestuft. Übrigens waren auch kleine Nummuliten, Discocyclinen, Asterocyclinen und Operculinen, ferner Lithothamnien, Bryozoen, Seeigelstacheln und Fischreste vorhanden.

Zufällig entdeckt wurde ein Vorkommen am markierten Weg vom Hoisn zum Laudachsee, kurz nach Beginn des Anstieges zum Dürrenberg. Die an Globigerinen und Acarininen reiche Fauna enthielt auch einige schlecht erhaltene Hantkeninen (*H. cf. liebusi* SHOKHINA ?). Das Gestein sieht aus wie Stockletten, aber vor allem die Nannoflora (H. STRADNER) mit *Nannotetrina cristata* (MART.), *Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK und *D. saipanensis* BRAML. verweisen die Probe ins wahrscheinlich höchste Mitteleozän. Damit ist vermutlich auch der mitteleozäne Anteil des Stocklettens erfaßt worden.

Von den Blöcken von Lithothamnienkalken, die auch im eigentlichen Lidringgraben vorkommen, kann ebenfalls auf das Vorhandensein von Stockletten geschlossen werden, obwohl uns der Zufall noch keine Proben davon in die Hände gespielt hat.

4.11. Lithothamnienkalk

Außer einigen losen Blöcken ist vor allem ein mindestens ca. 3 mal 5 mal 2 Meter großer Block, der einige Meter nördlich vom Gaisrückensteig in 840 m Höhe ansteht, ein repräsentatives Vorkommen. Derzeit ist er dicht bewachsen und schwer zu erkennen. Aus seiner Umgebung stammt die zuerst beschriebene Stocklettenprobe.

Der blaßgraue Lithothamnienkalk, dessen detritäre Natur durch die Lithothamnienknöllchen, Quarz- und Glaukonitkörner dokumentiert wird und der Nummuliten enthält, entspricht sehr gut den gleichalten Lithothamnienkalken Bayerns, die auch unter der Steinmetzbezeichnung „Granitmarmor“ bekannt sind.

U. d. M.: In einer mikritischen kalkigen Grundmasse liegen zahlreiche Fossilien und Fossiltrümmer, Quarzkörner, wenig Mikrokin, vereinzelt Helglimmer und Glaukonitkörner. Die teilweise eckigen, teilweise gerundeten Quarzkörner sind meist stark verzahnt und löschen stark undulös aus. Sogar rekristallisiertes Quarzzerreißel ist nicht selten. Ab und zu findet man darin Serizitfitterchen. Mikrokin ist meist nur wenig zersetzt. Neben der Grundmasse machen die Fossilien (Lithothamnien, Bryozoen, Nummuliten, einige Kleinforminiferen, Echinodermenreste) die Hauptmasse des Gesteins aus. Die häufigen Glaukonitkörner sind kennzeichnend.

Das grobkörnige Gestein geht häufig in feinere Varietäten über. Kleine Einsprengungen von grünlichem Letten deuten die Verbindung zum Stockletten an, der frü-

her in der Umgebung auch sichtbar war. Das Gestein ist massig, wenn auch gut geschichtet und geklüftet. Es scheint steil gegen Süden einzufallen. Etwa 100 m westlich dieses Vorkommens und ca. 20 m südlich vom Gaisrückenweg wurde in einem Hangvorsprung am Rande des Rutschgebietes ein weiterer Block gefunden, der ebenfalls geschichtet und von dünnen Stocklettenlagen durchzogen ist. Von hier liegt der Nannobefund (STRADNER) für Obereozän NP 20 vor.

In der Fortsetzung nach WSW wurde seinerzeit noch bei 810 m Höhe ein weiterer Block gefunden mit einer Lettenschicht und einem Kohleinschub.

Vornehmlich im oberen Teil des Lidringgrabens kommen ebenfalls Blöcke eines derartigen Lithothamnienkalkes vor.

Ein loser Block aus dem Bachschutt des Lidringgrabens ist im Erscheinungsbild ähnlich, doch unterscheidet er sich von dem ersteren dadurch, daß die Nummuliten selten und sehr klein und kleine Discocyclinen häufiger sind.

U. d. M.: Auch hier gibt es sehr spärlich Quarzgeröllchen, häufiger rundliche kleine Glaukonitkörner und etwas Pyrit. An Fossilien sind zu erwähnen: z. T. zerbrochene Discocyclinen, seltene kleine Nummuliten, häufiger Kleinforminiferen (rotalide Formen, nur wenige Globigerinen und „Textularien“), Lithothamnien, oft in Form von Überkrustungen, Wurmröhren, Bryozoen und einige andere Fossiltrümmer. In der mikritischen Grundmasse gibt es vereinzelt winzige Quarzsplinterchen und unscharfe tonreichere Flecken. Gelegentlich treten, u. zw. häufig in Fossilien, kleine begrenzte Verkieselungserscheinungen auf. Wenige Fossilien enthalten im Inneren Glaukonit.

Dieser Lithothamnienkalk könnte vielleicht eher mit dem untereozänen Lithothamnienkalk der Kressenberger Fazies Bayerns und Salzburgs zu vergleichen sein.

4.12. Blöcke alttertiärer Gesteine ohne Gesteinsverband

Während im Gschliefgraben solche Blöcke doch meist besser in die alttertiäre Gesteinsfolge eingeordnet werden können, gibt es im Lidringgraben solche Blöcke, deren genauere Zuordnung ein wenig unsicher bleibt. Wenige davon, die z. T. auch im Dünnschliff angesehen wurden, sollen Erwähnung finden.

Eine dunkelgrüne Nummulitenbreccie besteht aus grün-grauen tonigen Flasern, hellgrün-grauen Tonmergel- und weissen Mergelfragmenten, seltenen undulösen Quarzkörnern, ganz selten Mikrokin, etwas Erz und Glaukonit in kalkigem Bindemittel. An organischen Resten sind kleine, teils mit Glaukonit, teils mit Limonit erfüllte Nummuliten, Discocyclinen und Echinodermenreste, sowie Kleinforminiferen, Lithothamnien und Bryozoen erwähnenswert. Die Komponenten erreichen bis etwa 1 cm Größe.

Bräunlichgraue Kalksandsteine bestehen aus einer kalkigen Matrix meist mikritischer Natur mit farblosen oder rauch-grauen (häufig stark verzahnten und undulösen bis mylonitischen) Quarzkörnern, spärlich wenig zersetztem Mikrokin, fast keinem Muskovit, Zirkon und Erz. Auch Glaukonit spielt nur eine geringe Rolle. An Fossilien sind einige (oder auch viele) kleine Nummuliten (bis ca. 5 mm), Discocyclinen, Asterocyclinen, viele Lithothamnien, Bryozoen, Seeigelstacheln, einige Kleinforminiferen und ein paar Bivalvenbruchstücke anzuführen. Einmal wurden auch Geröllchen aus einem Aggregat von Quarz, Mikrokin und Plagioklas festgestellt, die von einem vergneisten granitoiden Gestein stammen müssen, das auch als Ursprung der anderen Mineralkörner in Frage kommt. Es gibt auch an Mineralkörnern reiche Varianten.

Zu dieser Gesteinsfamilie dürften auch Nummulitenkalke gehören, die nur wenig Quarz- und Quarz-Feldspatgeröllchen, dafür aber viele kleine Nummuliten, Discocyclinen, dazu meist rotalide Kleinforminiferen, vereinzelt Globigerinen, Echinodermenreste, Bryozoen, einige Schalenrümmer u. ä. enthalten. Ziemlich viel feinkörniger Glaukonit verdeutlicht die Schichtung.

Insbesondere in höheren Teilen des Lindringgrabens; wurden (z. B. bei 785 m Höhe) lebhaft grüne glaukonitreiche Nummulitensandsteine gefunden.

In viel kalkiger Matrix liegen lappige Körner, sowie Körnerhaufen von Glaukonit neben ganz wenigen Quarzsplitterchen, bis 1 mm große Körnchen aus verzahntem und undulosem Quarz, ferner auch Ansammlungen von schwarzem Pyritstaub. Es gibt reichlich bis ca. 4 mm große Nummuliten und Discocyclinen, einige Kleinforaminiferen, Lithothamnien, Bryozoen und Seeigelstacheln. In dem vorliegenden Dünnschliff waren Zeichen stärkerer Beanspruchung unverkennbar.

Ein grünlicher, etwas bunt angehauchter Quarzsandstein (Quarkörner farblos, bräunlich, grau) mit Glaukonit und kleinen mitunter rötlich verfärbten Nummuliten umschloß eine Austernschale von etwa 15 cm Durchmesser.

Im Schliff sieht man ziemlich viele vorwiegend gerundete Quarkörner (undulös, z. T. mylonitische Aggregate), einige gegitterte Mikrokline, etwas Glaukonit, dazu Nummuliten, Discocyclinen, Kleinforaminiferen, abgerollte Lithothamnien-, Bryozoen- und Echinodermereste.

Damit dürfte die Schichtfolge des Nordultrahelvetikums einigermaßen komplett sein. Man erkennt eine Gliederung, die der bayerischen weitgehend ähnlich ist, sich jedoch in einigen Dingen, besonders aber in den Mächtigkeiten, die hier viel geringer sind, unterscheiden. Die Adelholzer Assilinschichten entsprechen ganz denen des bayerischen Helvetikums, ebenso Stockletten und Lithothamnienkalke.

Aus der Verteilung der alttertiären Schichten ergibt sich eine beträchtliche tektonische Raumverkürzung, auch dann, wenn man die Verbreitung der verschiedenen Schichtglieder auf ein Wechselspiel von Transgression und Abtragsphasen zurückführt, wie vom Verfasser bereits dargelegt wurde (S. PREY, 1975a). Dabei konnte klastisches Material in den Seichtwassergebieten weit verfrachtet werden; in unser Gebiet allerdings ziemlich wenig, wenn man von einzelnen Anhäufungen in Sandsteinen absieht. Es scheint aber bemerkenswert, daß der Sand hauptsächlich von meist tektonisch beanspruchten Granitoiden stammt, wobei sogar rekristallisierte feinkörnige Quarzmylonite nicht selten sind. Sedimentdetritus scheint aber, wohl wegen der geringeren Widerstandskraft gegen Abrieb, nicht mehr bis in unsere Ablagerungsräume gelangt zu sein. Der angelieferte Sand ist jedoch während des ganzen Alttertiärs etwa gleich geblieben.

5. Das Südultrahelvetikum bzw. die Klippenzone

Das Südultrahelvetikum schließt im Süden an das Nordultrahelvetikum mit Übergängen an und wird hier durch die Klippenzone vertreten. Es ist altbekannt, daß dieses das westlichste Vorkommen von Klippenzone am Südrand der Flyschzone ist. Nur das in neuerer Zeit im Fenster am Wolfgangsee innerhalb der Kalkalpen entdeckte liegt noch ein wenig weiter westlich (B. PLÖCHINGER, 1973).

In dem oft zu sehr kleinen Körpern aufbereiteten Klippenmesozoikum wurden hier folgende Schichten festgestellt: Grestener Schichten (die hier die größten Klippen bilden), Radiolarite und Aptychenkalke. Aus den Grestener Schichten dürften die schon altbekannten verstreuten meist gerundeten und geglätteten Granitblöcke herzuleiten sein. Die Klippen werden von einer Hülle aus roten, untergeordnet grünen, meist etwas

mergeligen Schiefertönen etwa campanen bis alttertiären Alters umgeben, die aber kein Flysch sind, weshalb der früher gebrauchte Name „Klippenhüllflysch“ im Sinne der heutigen Definition des Begriffes „Flysch“ irreführend ist. Das Wesentliche über die Klippenzone wurde in der östlichen Fortsetzung bereits beschrieben (S. PREY, 1953).

Aber auch eine andere Klippenserie ist in die Klippenzone des Gschlifgrabens einbezogen, die zwar einen tektonisch stärker gestörten, aber doch einheitlicher dahinstreichenden Klippenzug bildet. Er besteht aus dunklen teils massigen, meist gebankten Kalken wahrscheinlich rhätisch-unterliassischen Alters, und liassischen Fleckenmergeln mit Kieselmergeln und Breccien. Diese Serien scheinen wiederum tief-kalkalpinen Elementen nahestehen und könnten als Schollen aufgefaßt werden, die als Fremdkörper in die Klippenzone einverleibt wurden.

Maßgebend für die Zuordnung der Klippenzone zum Ultrahelvetikum sind gewisse Affinitäten der Klippenhülle zum Nordultrahelvetikum neben charakteristischen Verschiedenheiten, vor allem aber die Durchdringung von Sedimenten süd- und nordultrahelvetischen Charakters, wie sie ein wenig östlicher (S. PREY, 1953), aber auch im Gebiete von Rogatsboden (S. PREY, 1957) vom Verfasser beschrieben worden ist. Um diesen Aspekt besser herausarbeiten zu können, soll die Klippenhülle vor den Klippenkernen behandelt werden.

5.1. Die Klippenhülle

Es sind braunrote, untergeordnet auch graugrüne meist etwas mergelige Schiefertöne ohne Sandsteine. Sie sind also auffallend kalkärmer als die nordultrahelvetischen Mergel. Man muß daher eine größere Bildungstiefe – in der Nähe der Kalk-Kompensationszone – voraussetzen. Auch die Faunen sprechen dafür. Transgressionskontakte, wie sie weiter östlich einmal beobachtet werden konnten (S. PREY, 1953), wurden nicht gesehen, was aber auch mit den schon damals (1947) schlechten und heute noch schlechteren Aufschlußverhältnissen erklärt werden kann. Allerdings hat man öfter den Eindruck, daß Fragmente von Grestener Schichten in ihnen aufbereitet sein könnten – tektonisch oder gar sedimentär?

Nach den Faunen kann man zwei Gruppen unterscheiden, eine mit obersönen Faunen und eine mit alttertiärer Fauna, die aber nur durch eine oder zwei Proben belegt wird.

● Die obersöne Gruppe

Die Hauptmasse der Fauna besteht bemerkenswerter Weise aus agglutinierenden Foraminiferen, wie Dendrophryen und Psamosiphonellen, Ammodiscen, Glomospiren, Hormosinen, Clavulinoiden, Spiroplectamminen, z. B. *Sp. dentata* (ALTH.), *Arenobulmina preslii* (REUSS), *Recurvoiden*, *Trochamminoiden* u. a. ferner *Reussella szajnochae* (GRZYB.), *Textularia excolata* CUSHM., *Nodellum velascoense* (CUSHM.), *Marssonella crassa* (MARSSON), *Gaudryina tenuis* GRZYB., und ab und zu *Rzehakina epigona* (RZEHA). Dazu kommen Kalkschaler, vor allem rotalide Formen und (meist charakteristisch) *Osangularia florealis* (WHITE), *Gyroidina men-dezensis* WHITE, *Pullenia cretacea* CUSHM., gelegentlich wenige Globotruncanen ex gr. *lapparenti* BOLLI und/oder *Hedbergella infracretacea* (GLÄSSNER). Fischzähne fehlen selten.

Aber von diesem Fundpunkt (Forstweg SSW Kaltenbachwildnis = SE Hoisn) gibt es auch eine Nannoflora, die auf Coniac-Campan hinweist (det. H. STRADNER): *Broinsonia parca* (STRAD.), *Micula staurophora* (GARD.), *Eiffelithus turriseiffeli* (DEFL.), *Cribrosphaerella ehrenbergi* (ARKHANGELSKY), *Cretarhabdus crenulatus* BRAML. & MART., *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANG.), *Tetralithus cf. gothicus* DEFL., *Watznaueria barnesae* (BLACK).

Eine Probe aus dem Bereich der Grestener Schichten im oberen Gschliefgraben westlich vom Forstweg war außerdem noch bereichert durch *Globotruncana arca* CUSHM., *Globigerinella aequilateralis* (BRADY), *Globorotalia membranacea* EHRENBURG, Globigerinen, Gümbelinen und *Nuttallites trümpii* (NUTTALL).

Trotz der Beimengung tertiärer Foraminiferen ist die Nannoflora obercampan (det. H. STRADNER): *Tetralithus gothicus* DEFL., *T. trifidus* (STRAD.), *Eiffelithus eximius* (STOVER), *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Micula staurophora* (GARD.), *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANG.).

Eine ähnliche Fauna und Nannoflora wurde an der Straße NE Laudachsee nicht weit südlich der Abzweigung zur Schrattenau gewonnen.

Südöstlich vom Gasthaus Hoisn wurde außerdem eine Fauna ausgelesen, die zwar eine ziemlich reiche Sandschalerfauna mit *Rzehakina epigona* (RZEHAKE) und *Nodellum velascoense* (CUSHM.), aber ohne *Reussella szajnochae*, *Textularia excolata* und die Kalkschaler ist.

● Die alttertiäre Gruppe

Die Probe stammt vom südlichen Abrißrand des Gschliefgrabens unterhalb der Lokalmoräne der Gamsgrube. Die Fauna setzt sich aus Sand- und Kalkschalern zusammen, wobei Globigerinen (*Gl. ex gr. triloculinoide* PLUMMER, *Gl. pseudoeocaena* SUBBOTINA) häufig sind; selten sind Acarininen (*A. soldadoensis* ?), rotalide Formen und *Rzehakina epigona* (RZEHAKE). Die der erwähnten Probe bei den Grestener Schichten beigemischten Tertiär-Formen deuten auch dort einen alttertiären Anteil an.

Die erstere Faunengruppe wurde in unserem Gebiet auch weiter östlich in der Grestener Klippenzone und im Südultrahelvetikum bis in den Wienerwald immer wieder gefunden (S. PREY, 1975b), aber auch in den nordwestlichen Karpaten (Wadowice). Die reine Sandschalerfauna, aber auch Alttertiärfolgen dieser Art sind bis in den Wienerwald bekannt.

Im Anhang soll noch auf Blockanhäufungen (Blockschichten) in Rutschgebieten des Ultrahelvetikums hingewiesen werden.

In dem nordöstlich vom Laudachsee or. rechts zum Laudach-Bach hinabreichenden Rutschgebiet, das von der Forststraße Laudachsee–Schrattenau gequert wird, wurde in einer Höhe von ca. 850–870 m etwa rechts der Mittellinie eine Anhäufung von Blöcken registriert, von der verstreute Blöcke bis weit hinunter verschleppt sind. Die Gesteinsgesellschaft der bis etwa kopfgroßen Gerölle ist eher ärmlich. Am häufigsten sind hellgraue, meist grünliche, nur selten auch rötliche hornsteinführende Fleckenkalke, Sandsteine von Grestener Habitus und glimmerige Quarzsandsteine. Auch größere Granitblöcke sind nicht selten. Das Material stammt sichtlich aus der Klippenzone. Wie aber das Sediment aussieht, in das die Gerölle gebettet waren, konnte nicht festgestellt werden. Ein eher weiter Rutschtransport ist wahrscheinlich.

Etwas ähnliches könnte das kaum aufgeschlossen gewesene „grüne“ Grobkonglomerat gewesen sein, das

im oberen Gschliefgraben südlich der Grestener Schichten etwa 35 m NW des Forstweges zutage trat, u. zw. im Bereich der braunroten Schiefer des Südultrahelvetikums. Komponenten waren vor allem bis kopfgroße, teilweise auch tektonisch zertrümmerte Gerölle von Mergeln und Kalken (wohl Aptychenkalke), Quarz, braunem Glimmerquarzit und bräunlichem Marmor. Granitblöcke sind hier in der Klippenzone nicht selten. Leider konnte auch dieses Vorkommen in letzter Zeit nicht mehr wiedergefunden werden.

Möglicherweise sind Spuren einer solchen Bildung auch südöstlich vom Kalkofen östlich vom Forstweg in dem kaum aufgeschlossenen Streifen zwischen den Grestener Schichten und dem Kalkalpin darin zu erblicken, daß hier z. B. zwei etwa faustgroße Gerölle von grünem und rotem Hornstein gefunden wurden, während große Quarz- und Granitgerölle auch zu den Grestener Schichten gehören können.

Genetisch drängt sich ein Vergleich mit den Blockmergeln der basalen Buntmergelserie im Matzinggraben auf (S. PREY, 1953).

5.2. Der Jura der Grestener Klippenzone

5.2.1. Grestener Schichten

Die Grestener Schichten sind auch hier das verbreitetste und augenfälligste Schichtglied. In der östlichen Fortsetzung wurden sie ebenfalls bereits beschrieben (S. PREY, 1953), wobei auf die oft grobklastische bis zu Blockschichten gehende Beschaffenheit hingewiesen wurde. Die ganz groben Blockschichten wurden im Gschliefgraben aber noch nicht gefunden.

Die Grestener Schichten liegen im südöstlichen Winkel des Gschliefgrabens und werden von dem in 875–880 m Höhe angelegten Forstweg gequert. Ferner sind sie um den Laudachsee zwischen den Moränen verbreitet, jedoch oft schlecht aufgeschlossen. Eine weitere Klippe liegt an dem Forstweg ENE Laudachsee, etwa 700 m ENE See-Ende.

Das Vorkommen von Grestener Schichten im Gschliefgraben ist schon altbekannt und wurde auch von F. TRAUTH (1909) berücksichtigt.

Die Hauptmasse der Gschliefgrabenklippen besteht aus verschiedenen grauen, oft glimmerigen Arkose-Sandsteinen (Grestener Arkosen), die reich an Pflanzenhäckseln, bisweilen auch an Kohleschmitzen zu sein pflegen. Sie gehen in dunkelgraue glimmerige tonige Sandsteine über oder enthalten dunkelgraue tonige Flaser. Ab und zu findet man auch die braunrindigen Toneisensteinklumpen, wie sie von den Bergbauern auf Grestener Kohlen wiederholt erwähnt wurden. Andererseits gehen die Sandsteine öfter in grobe kalkige Sandsteine über, die Körner und Gerölle von Quarz, Feldspäten (vorwiegend Mikroklin), grauen und grüngrauen Serizitphylliten, Biotitphylliten bis Glimmerschiefern, sowie Glimmerblättchen und selten hellere Kalkbrocken enthalten. Sie werden bisweilen durch Zwischenlagen von dunklen mürben Sandsteinen unterteilt. Nicht allzu selten wurden unbestimmbare Bivalvenreste und auch Belemnitenreste beobachtet. Andere Sandsteine können ein entfernt granitähnliches Aussehen haben und Komponenten von Quarz, Feldspat, sowie dunkle Phyllitscherben und graue, etwas glimmerige Tonflaser enthalten.

Es kann hinzugefügt werden, daß an Grestener Sandsteinen im Bereich des oberen Forstweges im Gschlief-

graben auch das Vorkommen von Lebensspuren und Strömungsmarken festgestellt wurde.

Ein Beispiel eines solchen Sandsteines u. d. M.:

In kalkigem Bindemittel liegen undulös auslöschende und öfter stärker verzahnte Quarzkörner, perthitische Mikrokline mit Plagioklaseinschlüssen, saure Plagioklase (beide wenig zersetzt), granitische Fragmente, ein Schriftgranit, ferner Muskovit- und Biotitphyllite bis -Glimmerschiefer, Serpentin (?), bräunliche mikritische Kalke, ferner Muskovit, Biotit, Chlorit, Granat, vereinzelt Reste grüner Hornblende, Pyrit und spärlich Fossilreste.

In anderen wurden makroskopisch neben den vom Dünnschliff erwähnten Komponenten noch rötlicher Granit, grünlicher Gneis, grüner Serizitquarzit und grauer bis bräunlicher Kalk festgestellt.

Anscheinend mehr in der Nähe der Basis gibt es in dunklen glimmerigen Sandschiefern *Gryphaea arcuata* LAM. und *Gr. cymbium* LAM. (det. F. TRAUTH). Außerdem wurden ab und zu neben Bruchstücken anderer Bivalven auch Bruchstücke von Belemniten, Pentacrinen und Cidarid-Stacheln gefunden. G. GEYER (1977) erwähnt aus den Vorkommen beim Oberen Forstweg Funde von *Arietites obolus* SOW. und *Gryphaea arcuata* SOW. und verweist auch auf Bestimmungen von F. TRAUTH (1909). Es sind Hinweise aus Lias α und β .

Schieferreiche Schichten sind auch an der Basis des nördlichen Grestener Zuges am Forstweg im oberen Gschlifgraben ziemlich gut aufgeschlossen. In den sandigen Schieferen liegen auch Sandsteinlagen und gelegentlich Toneisensteinkonkretionen.

In manchen Gesteinen sind ferner Kohlestückchen angereichert; in der Nähe kommen meist auch Toneisensteinkonkretionen vor. In einem Abhang aus Grestener Schichten oberhalb des Forstweges, und zwar im südlichen unter Schutt auftauchenden Zug, wurde in einer etwa 2 m mächtigen Schichte mit angereicherten eingeschwemmten Kohlebrocken (mitunter 15–25 cm groß) im Jahre 1947 ein 1 m langes und 0,25 m dickes Kohletrum freigelegt, das in den damaligen Notzeiten sogar zum Heizen taugte.

Im Gebiet des Laudachsees setzen diese Grestener Schichten fort. Auf der Geologischen Karte 1 : 75.000, Blatt Kirchdorf/Krems sind dort „Konglomerate der Flyschbasis“ eingetragen, doch kann davon keine Rede sein. Ein Felsbuckel am nördlichen Westufer des Sees, der auch vom Forstweg angeschnitten ist, besteht aus einem braungrauen, oft grünlichen fein- oder grobkörnigen Arkosesandstein mit kalkigem Bindemittel. Er geht wechsellagernd in ein kalkiges grobsandiges Konglomerat mit Quarz, Feldspat und Glimmer, sowie Geröllen von Quarz (farblos, weiß, grau), Gneisen, Glimmerschiefern, rötlichem Gneisgranit, Pegmatit, Schriftgranit, Amphibolit, Lydit und gelegentlich auch Kalk über. Aus der Umgebung sedimentär aufbereitete Schollen dunkelgrauer glimmerig-feinsandiger Schiefer enthielten winzige Astarten und *Turbo*-Schälchen. Auch hier konnten *Gryphaea cymbium* LAM., *Pecten* cf. *priscus* SCHLOTH., *Pecten hehlii* d'ORB., häufig gewölbte *Gryphaea*-reste (*Gr. arcuata*?) und ganz selten faserige Schalen- und Echinodermereste gefunden werden. Ein schwach deformierter, ehemals in Pyrit erhaltener *Arietites* sp. spricht besonders deutlich für das liassische Alter. Nachdem es sich um ein ziemlich charakteristisches Gestein handelt, habe ich gerne von „Laudachkonglomerat“ gesprochen.

U. d. M.: Quarzkörner (eckig bis gut gerundet, undulös auslöschend, oft stark verzahnt), größere Mikrokline, saure Plagioklase, Biotit, Muskovit, Chlorit, Titanit, Pyrit, Turmalin, Zir-

kon, vereinzelt grüne Hornblende, ein Pyroxen?, Granat (Granaten sind meist Skelettgranaten mit si). Gerölle: Granitgneis, Phyllit, Serizitquarzit, Serizitphyllit (z. T. mit kohligem Pigment), ein Gneis aus Quarzpflaster mit etwas Feldspat und scharf begrenzten frischen Granaten, Amphibolit, Serpentin, Ophicalcit, eisenhaltiges Karbonat mit Quarz, Chlorit, Erz und Albit, sowie trübe mikritische, z. T. gebänderte Kalke und schließlich Fossilreste.

Ein besonders untersuchtes Gerölle von rötlichem Gneisgranit besteht aus großen perthitischen und meist gegitterten Mikroklinen mit eingeschlossenen mehr oder minder kristallographisch begrenzten Plagioklas- und Biotiteinschlüssen, lamelliertem saurem Plagioklas mit normaler, durch leichte Trübung und einige Glimmerschüppchen im Kern verdeutlichter Zonarstruktur, undulösem und verzahntem Quarz, oft vergrünem Biotit, von dem auch Rutil und Titanit stammen, Apatit, Zirkon und Erz. Zertrümmerungen, Verbiegungen und Mörtelstreifen sind deutliche Zeichen tektonischer Beanspruchung. Die kleinen Hellglimmerschüppchen in den Plagioklasen sind offenbar Neubildungen.

Ein Gerölle von Biotitphyllit besteht aus Serizit-Biotit-Flasern, verzahntem und undulösem Quarz, vermengt mit getrübttem Feldspat. Einige Lagen sind reicher an wahrscheinlich sekundärem Kalzit. Ferner finden sich Apatit, Zirkon, Rutil und Titanit. Quarzklüfte sind sicher älter als die sicherlich alpidisch-tektonisch entstandenen Kalkklüfte.

Soviel geht aus dieser Beschreibung hervor, daß das Herkunftsgebiet des Sedimentmaterials ein Grundgebirge aus Granitoiden und kristallinen Schieferen mit deutlich dynamometamorpher Beanspruchung war. Dieser Aufschluß am Laudachsee wurde auch von P. FAUPL (1975) bearbeitet. Die Kalkfreiheit der Sandsteine halte ich aber für eine sekundäre Entkalkung, wie sie auch am Aufschluß am Seeufer deutlich zu beobachten war.

FAUPL weist auch auf das granatreiche Schwermineralspektrum hin, das den publizierten (S. PREY, 1953) Befund von G. WOLETZ bestätigt und mit denen des Matzinggrabens übereinstimmt. Die Beziehung des Granats zu den Glimmerschieferkomponenten liegt auf der Hand. Bei FAUPL sind weitere mineralogische und sedimentologische Daten über die Grestener Arkosen angeführt.

Grestener Schichten sind auch sonst zwischen den Moränen des Laudachgletschers verbreitet, aber kaum gut aufgeschlossen. Die hier und im Gschlifgraben nicht selten herumliegenden wohlgerundeten Granitblöcke stammen sicherlich aus den Grestener Schichten. Das Vorkommen an der Straße zur Schrattenau ist dem vom Laudachsee sehr ähnlich.

An dem aus dem Laudachtal zum Laudachsee markierten Weg, etwa 450 m nördlich vom Seeausfluß war seinerzeit ein Zufallsaufschluß offen, in dem braune feinkörnige glimmerige etwas schieferige Sandsteine mit limonitisch verwitterten Konkretionen zu sehen waren, die die gleichen winzigen Schälchen von *Astarte* und *Turbo* enthielten wie die erwähnte Komponente im Konglomerat, und beim Schlämmen eine kleine Fauna mit *Involutina liasina* (JONES) lieferte.

Weiters wurden in nächster Nähe südlich von den Grestener Schichten des Gschlifgrabens oberhalb des Forstweges tonig-glimmerige Schiefer gesammelt, die eine ärmliche Fauna enthielten, die in erster Linie aus meist glatten Lenticulinen, Psammosiphonellen, Ostracoden und Seeigelstacheln, dazu wenigen Nodosarien, *Dentalina*, *Vaginulina*, *Ammodiscus* und Fischzähnnchen besteht, und sicherlich auch zum Lias gehören.

Das westlichste Vorkommen befindet sich in der Mulde südöstlich vom ehemaligen Vorderen Kalkofen, östlich vom dortigen Forstweg. Es stehen braungraue, mürb verwitternde glimmerführende Grestener Arkosen an, die partienweise glatte Quarzgerölle (bis nußgroß),

aber nur ganz selten Glimmerschiefer- und Kalkgerölle führen und andeutungsweise auch dunkle Schieferlagen enthalten. Vereinzelt kommen größere Gerölle von Quarz, Glimmerschiefer und Granit vor. Unklar ist übrigens die Bedeutung rötlicher Quarzgerölle, die vereinzelt vorkommen (nur Verfärbung, oder Keuper-Hinweis?). Wie auch sonst wurden Reste von Bivalven, Belemniten, sowie Kohlebröckchen beobachtet.

Die angeführten und von F. TRAUTH (1909) publizierten Fossilien aus dem Gschlifgraben, bestätigen das Liasalter dieser westlichsten bekannten Vorkommen von Grestener Schichten. Die grobklastischen Einschaltungen, sowie die hier nirgends mehr flözförmig auftretenden Kohlen lassen auf ein sehr küstennahes, vorwiegend marines Flachwasser-Ablagerungsmilieu schließen.

P. FAUPL (1975) spricht ebenfalls vom marinen Ablagerungsmilieu der hiesigen Grestener Schichten, doch könnten granulometrische Argumente auch einen fluvialen Transport andeuten.

Bezüglich der Herkunft des klastischen Materials zieht FAUPL Vergleiche und kommt zu dem Schluß, daß es ein Grundgebirge ist, das dem Moravikum zu vergleichen oder anzuschließen ist, wobei auch auf die aus unseren Beschreibungen ersichtliche dynamometamorphe Beanspruchung hingewiesen wird. Hingegen kommt der „Ultrapienidische Rücken“ als Liefergebiet der Klastika nicht in Betracht.

Die Verhältnisse im oberen Gschlifgraben, aber auch die schlecht erkennbare Verteilung der Gesteine nördlich vom Laudachsee deuten darauf hin, daß Grestener Schichten hier mit einem schieferreicheren Komplex beginnen, über dem dann die Sandsteine und Konglomerate liegen. Von dem Material des einen Aufschlusses beim Schwarzlmoos wurde überdies ein Stück aufgearbeitet im Laudachkonglomerat entdeckt.

5.2.2. Radiolarit, Hornstein- und Aptychenkalke

Von Radiolarit ist mir nur ein sehr kleines Vorkommen nördlich der Grestener Schichten westnordwestlich unterhalb des oberen Forstweges bekannt. Die Klippe besteht aus grünen bis braunroten bankigen Kieselmergeln und Hornsteinen mit dünnen Bestegen aus braunroten Schiefern. Bei letzten Begehungen wurde allerdings außer ganz seltenen Lesesteinen nichts mehr davon gefunden.

Etwa vier bis fünf kleine Klippen von Aptychenkalken und Hornsteinkalken konnte ich seinerzeit im oberen Gschlifgraben auffinden, auch Aptychen wurden gelegentlich beobachtet.

Meist sind es hellgraue bis grünlichgraue dichte, meist dunkler gefleckte hornsteinführende Mergelkalke. Bisweilen ist auch eine Wechsellagerung von meist dünnen Kalkbänken mit grauen Mergelschieferlagen zu erkennen. Die tektonische Beanspruchung der Gesteine ist aber in der Regel bedeutend. In einem Klippenblock oberhalb des oberen Forstweges wurde ein *Lamellaptychus* sp. gefunden. Ergiebiger war die Klippe in der Mulde südöstlich vom ehemaligen Vorderen Kalkofen, knapp am Forstweg südlich vom Gschlifgraben gelegen, wo seinerzeit Funde von *Lamellaptychus angulocostatus* (PET.), *L. didayi* (COQU.) und *Belemnites (Pseudobelus) bipartitus* (BLV.) gemacht wurden. F. TRAUTH hatte die Liebesswürdigkeit die Bestimmungen zu bestätigen. Es handelt sich also um Neocom.

In den hier angesprochenen Gesteinsverband gehört eine Klippe, etwa 100 m ESE ob. Forstweg gelegen,

die aus hellgrünen, z. T. weinrot bis violettgrau gefleckten, partienweise knolligen oder flaserigen hornsteinführenden Mergelkalken, z. T. auch aus blaßgrünen bis braunroten Mergelkalken besteht, deren Bänke zerschert und in braunroten mergeligen Schiefern verflößt sind. Seinerzeit beobachtete Reste von Aptychen bestätigen das Alter. Einzelblöcke, die von zerfallenen oder nicht sichtbaren Klippen herzuleiten sind, findet man öfters. Solche schienen auch eine Ostfortsetzung der östlichsten Klippe im Gschlifgraben anzudeuten. Doch heute ist auch von den anderen Klippen kaum mehr etwas zu finden. Ob sie nur von Rutschmaterial zugedeckt wurden, oder weggerutscht sind, ist nicht klar.

5.3. Tief-kalkalpine Klippen (Kalkofen-Klippenzug)

Der Name Kalkofen-Klippenzug bzw. besser Kalkofenscholle ist praktisch und sollte beibehalten werden, obwohl heute außer dem Steinbruch nichts mehr von den beiden Kalköfen erhalten ist und die Areale verbaut sind. Der Steinbruch gehörte zum Vorderen Kalkofen.

Der Gesteinszug beginnt am Ostufer des Traunsees südlich vom Hoisn-Wirt und zieht, nur wenig unterbrochen, rund 1 ½ km nach ENE, meist am Nordfuß des Zirler Berges. Am Westende bis östlich der Kaltenbachwildnis liegt südlich von ihm südultrahelvetische Klippenzone, im oberen Gschlifgraben aber liegt die Klippenzone nördlich von ihm. Dazwischen lagert er auf Nordultrahelvetikum und wird überlagert von steil aufstrebenden Kalkalpen. Die Umkehrung der Reihenfolge der Klippenzüge spricht für eine Fremdeinschaltung dieses Zuges, was unseres Erachtens plausibler ist, als ein bloßer Zusammenhang mit der Traunseestörung (G. GEYER, 1917).

Der Kalkofen-Klippenzug bzw. die Kalkofenscholle besteht aus linsenförmigen Kalkkörpern, die von Liasfleckenmergeln, Kieselkalken, Kalksandsteinen und Breccienlagen überlagert werden.

5.3.1. Kalke

Es handelt sich um dunkelgraue bis schwärzliche dichte, etwas bituminöse, weißgeaderte Kalke. Im Steinbruch des ehemaligen Kalkofens sind sie stark geklüftet; an Klüften tritt Gips auf. Die meisten Vorkommen sind massig, aber einige auch gut gebankt, anscheinend vor allem die höheren Teile. Hier kommen auch Mergelbestege vor. In der geologischen Karte Blatt Gmunden sind sie als Gutensteiner Kalke ausgeschieden.

Fossilien aus diesen Kalken sind bisher nicht bekannt gewesen. Kein Wunder, wenn sie früher als Gutensteiner Kalke angesprochen wurden. Die Höflichkeit für Mikrofossilien scheint sehr gering zu sein. Es ist nur auffallend, daß die hangenden Liasschichten die Kalke oft konkordant, allerdings in einigen Fällen auch mit tektonisch überarbeitetem Kontakt überlagern, ohne daß andere Gesteine am Kontakt zu finden wären.

Bei intensiver Suche konnten jedoch in den Felsen SSW des alten Punktes 705 m, wo der Gesteinszug plötzlich nach Osten abbricht, bzw. nach Süden zurückspringt, in den hangendsten Bänken dieser Kalke neben Bivalven (eine Auster) und Echinodermerresten einige Exemplare einer *Pholadomya* mit charakteristischer Skulptur gesammelt werden, die mit *Pholadomya glabra* (QUENST.) gut übereinstimmt. Sie weist auf Unter-

lias hin. Somit kann man mit guten Gründen vermuten, daß der obere Teil der Kalke in den Unterlias, der tiefere Teil aber wahrscheinlich noch in das Rhät gehört. Das paßt ausgezeichnet zu dem geologischen Befund, denn es wäre sehr merkwürdig, wenn über echtem Gutensteiner Kalk unmittelbar nur der Lias folgen, aber die gesamte übrige Trias fehlen würde.

5.3.2. Fleckenmergel, Kieselkalke, Breccien

Die Fleckenmergel sind grau, meist bräunlich- oder gelblichgrau, sehr feinsandig. Schieferige Lagen wechseln mit kompakteren ab. In der Schichtfolge wiederum wechseln Fleckenmergel mit Bänken oder Bankgruppen von sandigen Kalken bis kalkreichen Sandsteinen, sowie in frischem Zustand blaugrauen, ab und zu crinoidenführenden Kalkbänken. Das Bindemittel ist häufig etwas kieselig, und zwar ist entweder die ganze Bank, oder nur Teile davon (hornsteinartig) kieselig. Man kann daher von mehr oder minder sandigen Kieselkalken sprechen, die in angewittertem Zustand gerne ein rissiges Aussehen annehmen. Es wurden Wechsellagerungen von kieseligen und nicht kieseligen Bänken, abgesehen von Hornsteinbildungen beobachtet. Eine feine Schichtung kann vorhanden sein und wird öfters durch die Verkieselung deutlicher gemacht. Gelegentlich wurden auch die für die Liasfleckenmergel charakteristischen Pyritkonkretionen und selten pyriterfüllte Grabgäugchen gesehen.

Anscheinend meist linsenförmige Einlagerungen von Breccien und Konglomeratischen Sandsteinen sind kennzeichnend. Diese kalkreichen Gesteine sind in frischem Zustand dunkelgrau und enthalten Komponenten aus dunkel- bis hellgrauen Kalken, von denen die kleineren häufiger gerundet, die größeren aber häufiger wenig gerundet sind, sowie von Quarzkörnern, bis ca. 0,5 cm großen Quarzgeröllchen, gelegentlich auch reichlich Echinodermenspat und hin und wieder Fossilreste, wie Brachiopoden, glatte oder gerippte Bivalvensowie vereinzelt Belemnitenreste. Obzwar meist kompakt, wurden auch selten mehr schieferige Breccien wahrgenommen.

Eine solche Breccie wurde auch u. d. M. untersucht:

Das Gestein erwies sich als reich an Kalkooiden in kalkiger Matrix und ist verbunden mit Breccienkomponenten, die aus Brocken und Geröll von mikritischen bis feinkristallinen, bisweilen auch dunkel pigmentierten Kalken, Quarzkörnern und etwas Pyrit bestehen. Die Kalke zeigen oft Fossilspuren (Radiolarien, Schwammnadeln). Fossilbruchstücke fehlen auch nicht, insbesondere Echinodermenspat. Kleine Nester von Chalcedon sind eingestreut.

Ein Geröll aus einer Kalkbreccie besteht aus zahlreichen, meist nur dünn umkrusteten Onkoiden mit Kernen aus Schalenbruchstücken, Gastropoden und Kalken, die meist umkristallisiert und in eine feinsparitische Matrix gebettet sind.

Nicht selten wurden Gesteine dieser Schichtfolge tektonisch verschleift und verschiefert, die Fleckenmergel im Extremfall zu einem schwarzen Schiefer deformiert, die Hartgesteinsbänke zertrümmert und sind daher reich an Kalzitadern, bzw. boudiniert. Das geht öfter so weit, daß eine tektonische Breccie aus Trümmern des Hartgesteins in sekundärem Kalzit entstand.

Ein gutes Profil wurde seinerzeit in einer markanteren Rinne genau NW der Kote 1002 m der älteren Karten untersucht.

Was das Alter betrifft, geben einige Fossilfunde Aufschluß. Aus der eben erwähnten Rinne stammen einige schlecht erhaltene Harpoceren, u. a. *Harpoceras burrianum* OPP., sowie Belemnitenreste. In den Sammlungen der

GBA fanden sich aus diesem Gesteinszug einige Fossilien: *Amaltheus margaritatus* MONTF., *Harpoceras* aff. *boscense* REYN., *?Dumortiera jamesoni* SOW., *Acanthoceras* cf. *mangensi* d'ORB., *Nautilus* sp., *Phylloceras* sp., Belemniten- und auch Inoceramenreste. Die Fauna wird in den Mittellias einzustufen sein.

F. TRAUTH (1909) hat versucht, diese Liasfleckenmergel mit den Grestener Schichten zu einer Folge zu vereinigen. Das ist aber nicht möglich, denn einerseits sind Kalke und Fleckenmergel, sowie Grestener Schichten ungefähr gleich alt und andererseits sind, wo man es sieht, beide Folgen durch südultrahelvetische Buntmergelserie getrennt. Die Schichtfolge mit den Fleckenmergeln erinnert zwar an kalkalpine Folgen, doch ist sie stärker sandig und breccienhaltig, als die Allgäuschichten i. A. Der dunkle Kalk nimmt eine Position ein, die in den Kalkalpen die hellen oberrhätischen Kalke innehaben. Mir scheint ein Element vorzuliegen, das aus einem Raum nördlich des Bajuvarikums stammt und irgendwie zu den Tatriden der Westkarpaten zu tendieren scheint, das also tektonisch in die südultrahelvetische Klippenzone eingewalzt ist. Vielleicht sollte man nachzusehen versuchen, ob nicht der begleitende – im Ostteil auch unter diesem Zug sichtbar gewesene – Gips auch als Keuper gedeutet werden könnte. Versuche, palynologisch etwas über das Alter zu erfahren, sind bisher leider fehlgeschlagen.

6. Der Flysch als Rahmen des Gschlifgrabenfensters

Der Flysch des nördlich vom Gschlifgraben gelegenen Grünberges und bis zur Schratzenau nach Osten unterscheidet sich nicht von dem der übrigen benachbarten Flyschzone, so daß es möglich ist, diesbezüglich auf frühere Publikationen hinzuweisen (S. PREY, 1950; 1951a; 1953; 1962; 1980a; 1980b). In den jüngeren Publikationen wurde auch immer wieder darauf hingewiesen, daß die Tiefseefazies des Flysches mit den Turbiditen und den armen Sandschalerfaunen sehr wesentlich von der etwas seichter anzunehmenden Fazies des Ultrahelvetikums verschieden ist. Die epikontinental abgelagerte Fazies des Nordultrahelvetikums ist dem heutigen Globigerinenschlamm vergleichbar, während die südultrahelvetische Klippenhülle eine in der Ablagerungstiefe zum Flysch vermittelnde Zwischenstellung einnimmt. In den älteren Publikationen wurde allgemein die große fazielle Verschiedenheit herausgearbeitet.

Auch hier im Flysch waren die Aufschlußverhältnisse schon damals miserabel und sind es heute noch. Außerdem sind die Gesteine einerseits durch Schuppungen, andererseits durch Zergleitionen, Sackungen und Rutschungen so sehr gestört, daß man nur ein sehr ungenaues Bild erhält.

Trotzdem sollen die Gesteine kurz charakterisiert und einige Beobachtungen darüber mitgeteilt werden.

6.1. Neocomflysch

Neocomflysch wurde hier nirgends anstehend gefunden und es bestehen auch keine Anzeichen für ein nennenswerteres Vorkommen. Wohl aber gibt es im Raume des Helvetikums Blöcke von wahrscheinlich hierher gehörigen Breccien und feinspätigen Sandkalken. Sie könnten sowohl aus sehr kleinen tektonischen Ein-

schuppungen, als auch aus einem einst darübergegangenen Gekriech kommen.

Blöcke siehe auch Kapitel 7.

6.2. Gaultflysch

Wie üblich besteht er aus schwarzen und grünen Schiefertönen mit Bänken von schwarzgrünen glasigen Glaukonitquarziten, dunklen Sandkalken und Kalksandsteinen, deren Basallagen fein- bis gröber brecciös werden können. Proben liegen fast keine vor, doch diese enthalten, wie auch sonst, z. T. pyritisierte Radiolarien; den Spumellarien sind meist nur wenige Nesselarien zugesellt. An Foraminiferen findet man meist glasierte, weißliche oder auch grünliche Sandschaler, vorwiegend Recurvöiden, Ammodiscen, Glomospiren u. a., manchmal auch *Plectorecurvöides alternans* NOTH.

Spuren von Gaultflysch wurden am Nordsaum der im untersten Gaisrücken anstehenden Flyschscholle, ferner S und SE Dürrenberg und zwischen dem obersten Jochamgraben und dem obersten Ofenschüßlgraben, dann auch im Winkel hinter dem Laudachsee und im Rutschgebiet südlich oberhalb der Schrattenuastraße gefunden.

Die Mächtigkeit kann in den tektonisch stark gequetschten und reduzierten Vorkommen nirgends abgeschätzt werden.

Blöcke siehe auch Kapitel 7.

6.3. Serie mit Reiselsberger Sandstein

Die Bezeichnung wurde von W. JANOSCHEK (1964) übernommen, weil hier zu wenig Daten über die gesamte Serie zu bekommen sind.

Am auffallendsten sind grobblockig zerfallende Linsen des fein- bis mittel-, gelegentlich auch grobkörnigen glimmerreichen mergelig gebundenen Reiselsberger Sandsteins. Wenn solche Sandsteine ein festes kalkiges bis schwach kieseliges Bindemittel haben, handelt es sich um (weniger mächtige) Bänke dieser Serie. Die Sandsteine wechsellagern mit grüngrauen Schiefertönen und grauen Mergeln, sowie meist dünnen Kalksandsteinbänken, die mitunter denen der bunten Schiefer gleichen. Wenn bunte Lagen vorkommen, ist hier nicht sicher zu entscheiden, ob nicht Einfaltungen bunter Schiefer vorliegen.

Die Faunen aus den Peliten pflegen sehr arm und nichtssagend zu sein; meist findet man nur wenige Sandschaler und einige Radiolarien. Graue sandig-glimmerige Mergel, die in diese Serie passen, lieferten eine praktisch nur aus *Hedbergella infracretacea* (GLÄSSNER) und Radiolarien bestehende Fauna. In anderen Proben (z. B. ebenfalls S Dürrenbergwiese) wurden Hedbergellen und kleine Pyritstengel gefunden. Oder man findet letztere, oft zu Limonit zersetzt allein in den Proben.

Die Serie tritt auf: W–SE Dürrenberg, stärker im Kamm E Dürrenberg bis in den obersten Ofenschüßlgraben. Die wahre Mächtigkeit der verfalteten und verquetschten Serie, die stellenweise auch auf ca. 200 m anschwellen kann, entzieht sich einer Abschätzung.

6.4. Obere bunte Schiefer

Sie sind unter den tiefsten Flyschschichten diejenigen, die wegen der Farbe und der rissigen Platten am besten zu agnoszieren und im unteren Jochamgraben auch brauchbar aufgeschlossen waren und sind.

Diese charakteristische dünnbankige Flyschserie besteht aus grau-grünen bis grüngrauen oder kirschroten, braun- oder ziegelroten, mitunter auch violett getönten bunt geschichteten Schiefertönen mit mehr oder minder dicht eingeschalteten meist 5–10 cm mächtigen, selten dickeren, siltigen Kalksandstein- und Sandkalkbänken, die auch schwach kieselig werden können. Schichtung und Laminierung, selten schwache Wulstschichtung, sowie kleine Sohlmarken (meist Lebensspuren) kennzeichnen sie.

U. d. M.: Man sieht ein feinkörniges Gemenge von Kalk- und wenig Quarzkörnchen, Muskovit und seltenen Chlorit-Biotit-Flitterchen, etwas Pyrit und Glaukonit, der im feinkörnigen Teil sehr spärlich, im gröberen aber viel häufiger ist. In letzterem sind auch Foraminiferen häufiger, insbesondere Hedbergellen. Eine parallele oder leichte Schrägschichtung wird durch tonreichere Lagen hervorgehoben.

Aus diesen Schichten stammen Funde von Fährten vom Typus „*Subphyllochora*“ (G. GÖTZINGER & H. BECKER, 1932) und Mergelbänken mit Fucoiden.

Faunen aus diesen Schichten bestehen meist aus kleinwüchsigen Sandschalern, vor allem Dendrophryen nebst einigen Glomospiren, Reophaciden, Recurvöiden und/oder kleinen Trochamminoiden. Bemerkenswert ist das ganz seltene Vorkommen von *Dorothyia filiformis* (BERTH.) und kennzeichnend für einen Teil der Proben das Auftreten weniger häufig honigfarbener zweikieliger Globotruncanen. Die Faunen hangender Schichten schließen lückenlos an diese an. Auch einige Radiolarien pflegen da zu sein.

Das Alter ist ungefähr Coniac. Die Mächtigkeit ist zwar schwer abzuschätzen, könnte aber 50–100 m etwa betragen.

Die Oberen bunten Schiefer sind ein wesentlicher Baubestandteil des Dürrenberges, insbesondere um die Dürrenbergwiese, zwischen den Linsen von Reiselsberger Sandstein östlich davon und am Rande des Flysches vom unteren Jochamgraben bis in den obersten Ofenschüßlgraben.

6.5. Zementmergelserie

Die Dünnbankigen Basisschichten gehen aus den Oberen bunten Schiefen durch Übergänge hervor, indem der Mergelreichtum (Mergelbänke) zunimmt, die roten Schiefertönlagen zuerst verschwinden und die grüngrauen bis auf dünne Zwischenlagen schrumpfen. Die Serie besteht demnach aus zahlreichen dünnen (meist nur bis 10 cm) Mergelbänken, dünnen grauen Mergel- und grau-grünen Schiefertönlagen und eingestreuten dünnen Siltsteinbänken. Fucoiden und Chondriten sind häufig und grünlich gefärbt, wie die Tonmergellagen.

Eine Kalksandsteinbank zeigt u. d. M. in feinkristallinem Bindemittel teils stark undulöse, teils aber auch nicht undulöse und dann meist sehr gut gerundete Quarzkörner, seltener Kalifeldspäte und Plagioklase, Muskovit-, seltener Biotitblättchen und als weitere Komponenten Quarzit, Serizitschiefer, gneisartige Stücke, Quarzporphyr, Kalke und Tonschmitzen. Ferner wurden festgestellt: Zirkon, Apatit, Rutil, Staurolith, Turmalin, Pyrit und häufiger Glaukonit. Foraminiferen sind häufig: Haplophragmiden, rotalide Formen, „Textularien“, Gümbelinen, Hedbergellen u. a. Außerdem gibt es Bryozoen, Schwammnadeln, Seeigelstacheln und Schalenreste. Die Laminierung ist durch ton- und glimmerreichere Lagen markiert.

Die Faunen sind denjenigen der Bunten Schiefer durchaus ähnlich, auch was die seltenen honigfarbenen zweikieligen Globotruncanen betrifft. Meist bestehen sie fast nur aus Dendrophryen und ein paar Radiolarien.

Eine Probe etwa vom Übergang zwischen Oberen bunten Schiefern und dünnbankigen Zementmergel-Basisschichten oder den höchsten Teilen der Oberen bunten Schiefer lieferte am Dürrenberg-Forstweg hinter dem Vorsprung E vom Westende eine schlecht erhaltene Nannoflora des Turon-Coniac, wobei die Probe sicherlich an das obere Ende dieser Zeitspanne zu stellen sein wird: *Arkhangelskiella* sp. (Kleinform), *Cretarhabdus crenulatus* BRAML. & MART., *Cretarhabdus* cf. *anthophorus* (DEFL.), *Cribrosphaerella ehrenbergi* (ARKHANG.), *Eiffelithus turrisiiffeli* (DEFL.), *Lucianorhabdus maleformis* REINHARDT, *Lithastrinus grilli* STRAD., *Nannoconus* sp., *Micula staurophora* (GARDET), *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANG.), *Watznaueria barnesae* (BLACK) und *Ahmuellerella octoradiata* (GORKA) (det. H. STRADNER).

Aus den Basisschichten geht die Zementmergelserie durch Übergänge hervor, die in dem SW vom Grünberggipfel herabkommenden Höllgraben einst gut aufgeschlossen war. Sie besteht aus grauen, weißlich anwitternden Mergelschiefern und grauen Mergel- und Sandkalkbänken, sowie dünnen grünlichen Tonmergellagen. Überwiegen im unteren Teil die Mergelschiefer oft sehr stark, so rücken die Sandkalkbänke höher oben immer stärker zusammen bis die auch mächtiger und ein wenig gröber werdenden und charakteristische basale Feinbreccienlagen aufweisenden Kalksandsteinbänke über die nun mehr grauen Mergel- und Tonmergellagen weitaus überwiegen. In ganz frischem Zustand, wie z. B. in Bohrkernen, sind alle diese Gesteine ähnlich dunkelgrau, höchstens die Tonmergellagen grünlich-dunkelgrau.

Das entspricht etwa der bayerischen Gliederung in Piesenkopfschichten, Zementmergelserie und Hällritzer Serie.

Anhand von Dünnschliffen sollen die Psammite charakterisiert werden, die alle aus dem schon erwähnten Höllgraben stammen. Sandkalk der mergelreichen Zementmergelserie:

In der feinkristallinen kalkigen Einbettungsmasse erkennt man Klümpchen von mikritischen Kalken, sehr wenige Quarz- und vereinzelte Plagioklassplitterchen, Muskovit, sehr selten Biotit, sowie Glaukonit und Pyrit; dazu Turmalin, Rutil und Zirkon. Foraminiferen sind ziemlich häufig, wenn auch meist schlecht erhalten: Sandschaler, rotalide Formen, Hedbergellen und Gümbelinen, auch einige (?) Radiolarien. In tonreichen linsenförmigen Schmitzen, die vermutlich Chondriten sind, befinden sich zahlreiche Spongiennadeln.

Eine andere Bank ähnelt im Schliiff dem gröberen Typ aus den Basisschichten; die Anwesenheit von Porphy Quarzen, an denen öfter noch Reste der Grundmasse haften und die auch Korrosionserscheinungen zeigen, ist hervorzuheben. Es besteht eine gewisse Wahrscheinlichkeit, daß die Feldspäte, insbesondere die lamellierten Plagioklase, ebenfalls aus Quarzporphyren herzuleiten sind. Komponenten: ziemlich häufig mikritische Kalke, in denen gelegentlich Schwamnnadeln und Radiolarien, aber auch zweikielige Globotruncanen vorkommen; diese sind also auch Komponenten, die aber nur unwesentlich älter zu sein brauchen. Weiters Tonschmitzen, Staurolith und rotbrauner Biotit, manchmal auch Granat. Der feinkörnige Bankteil ist ein mikritischer Mergel, durchspickt mit kalkigen Spongiennadeln, sowie einigen Radiolarien. Diese Spongiolithen kann man in anderen Flyschsandsteinen als Komponenten wiederfinden. Eingestreut sind kohlige Pflanzenpartikelchen, oder kleine Glaukonitkörnchen, ein paar Quarzkörnchen und Glimmerflitterchen. Aufgearbeitete Flysch-Pelite kommen vor. In solchen Gesteinen gibt es auch Fragmente von Bryozoen und Lithothamnien.

Diesen eher kalkreichen Typen stehen auch quarzreichere in hohen Teilen der Zementmergelserie gegenüber, in denen viel Quarzsand, selten Feldspat und etwas Glaukonit, ferner Muskovit, rotbrauner, selten grünbrauner Biotit, Granat, Staurolith,

Zirkon, Turmalin, Pyrit und ein eisenhaltiges Karbonat, oft in Rhomboederform, beobachtet werden konnte. Aber auch Quarzporphyrrfragmente, Tonbröckchen, Flyschmergel und Kalke wurden festgestellt. Foraminiferen („*Spiroplectammina*“, *Robulus*, *Eponides* u. a.) sind seltener, ebenso Echinodermereste, Bryozoen u. ä. Die größten Körner sind hier wenige Zehntel Millimeter groß. Im feineren Bankteil nimmt der Kalkanteil etwas zu, Foraminiferen, darunter Hedbergellen und Gümbelinen, Radiolarien und Spongiennadeln treten auf.

Bezüglich der Faunen ist darauf hinzuweisen, daß die turbiditischen Pelite zumeist keine oder kaum Faunen liefern. Die Faunen finden sich in der Regel in den nicht-turbiditischen Tonmergellagen. Die Größe der Formen nimmt gegen das Hangende auffallend zu und kann als Hinweis verwendet werden, in welcher Höhe des Profils ein Gestein liegen dürfte. In den armen Sandschalerfaunen sind Dendrophryen zumeist häufig, dazu kommen Ammodiscen, Glomospiren, Placentamina, in reicheren Proben Recurvolden, nach oben immer größere Trochamminoiden und große Exemplare von *Hormosina ovulum* GRZYB. Nicht allzu selten sind wiederum Globotruncanen ex gr. *lapparenti* BOLLI. Radiolarien und Pyrit-Limonitstengel kann man fast immer finden (in manchen Proben sogar reichlich) und ausnahmsweise Prismen von Inoceramen.

Der Schichtumfang ist ungefähr Santon-Campan, was an anderen Orten auch durch Nannofloren bestätigt wird. Eine Probe aus dem Laudachtaal südlich der Einmündung des Schrattenbaches, am rechten Hangfuß enthielt eine schlecht erhaltene Nannoflora mit *Watznaueria barnesae* (BLACK) und *Micula staurophora* (GARDET). Eine Probe aus einem mittleren Niveau der Zementmergelserie am Weg südlich Mitterberg, 1 km NE Grünberggipfel ergab folgende Flora (det. H. STRADNER): *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, *A. parca* STRAD., *Lucianorhabdus cayeuxi* DEFL., *Micula staurophora* (GARDET), *Eiffelithus turrisiiffeli* (DEFL.), *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANG.), *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Watznaueria britannica* (STRAD.) und *Zygothothus diplogrammus* DEFL. (Höhere Oberkreide).

Die gesamte Zementmergelserie erreicht im Höllgrabenprofil etwas über 300 m.

In unserem Gebiet wird der Sockel von Grünberg und Hochgschirr und über den Schrattenbach hinweg der Hochriedel aus Zementmergelserie aufgebaut.

Es soll noch erwähnt werden, daß in der Zementmergelserie an zwei Stellen Strömungsrichtungen gemessen werden konnten. Die Stellen befinden sich an dem höheren Forstweg am Südwesthang des Kammes westlich Hochriedel in 880 m und an einem nördlichen Stichweg in 860 m Höhe. Im ersteren Fall kam die Strömung aus WSW, im zweiten aus WNW (in der Mürbsandsteinführenden Oberkreide wurden häufiger Strömungen aus östlichen Richtungen festgestellt). In diesem Gebiet ist die verbreitet überkippte Lagerung für derartige Beobachtungen günstig, im Gegensatz zum Grünberggebiet, wo das nicht so oft der Fall ist.

6.6. Mürbsandsteinführende Oberkreide

Abgesehen vom Gipfelgebiet des Grünberges, wo die Mürbsandsteinführende Oberkreide eine umfangreichere Mulde bildet, wurde auch ein Span im Nordhang des Jochamgrabens südlich vom Hochgschirr gefunden.

Der Gesteinbestand ist der übliche: verschiedene Kalksandsteine, Mergelschiefer, geringmächtige, in manchen Paketen allerdings auch mächtige, Tonmer-

gel- und Schiefertonglagen und die charakteristischen Mürbsandsteinbänke.

An der 450 m westlich Radmoos gelegenen Forstwegkehre befindet sich ein guter Aufschluß. Kalksandstein- und Sandkalkbänke und Mergelsteinlagen werden durch Lagen grauer Mergelschiefer und dünne graue, mitunter auch grünlichgraue Tonmergellagen getrennt. Eine wenig mächtige braun angewitterte Mürbsandsteinbank des feinkörnigen Typus, die ein wenig boudiniert ist, weist die Schichten dem Grenzbereich zwischen Zementmergelserie und Mürbsandsteinführender Oberkreide zu. Hier im südlichsten Teil der Flyschzone pflegen ja die Obersten bunten Schiefer zu fehlen.

Die hier gewonnene Sandschalerfauna mit häufigen Dendrophryen, ferner Ammodiscen, Glomospiren, *Hormosina ovulum* GRZYB., kleinen seltenen Recurvöiden, aber z. T. großen Trochaminoiden, sowie selten *Globotruncana* ex gr. *lapparenti* BOLL und *Hedbergella infracretacea* (GLÄSSNER) spricht für die oben gegebene Einordnung und schließt eine Deutung etwa als Serie mit Reiselsberger Sandstein aus. Leider war die Probe nannostertil.

Dennoch, oder gerade deshalb, wird die tektonische Stellung dieses Vorkommens schwierig zu deuten sein.

An der Rippe NE Brautstube wurde hingegen eine viel weniger brauchbare, nur aus Dendrophryen bestehende Fauna gewonnen, die aber dennoch gut in die Basis der Mürbsandsteinführenden Oberkreide paßt.

Von einem Punkt W Grünberggipfel liegt nur eine fossilere Probe vor. In den anderen nördlicheren Mulden gibt es aber etliche charakteristische Faunen, z. T. mit *Rzehakina epigona* (RZEHAK).

7. Lose Blöcke im Gschlifgraben-Lidringgrabengebiet

Serpentin

Im Hauptast des Lidringgrabens bei ca. 650 m Höhe wurde ein Block eines Opicalcites beobachtet.

Das schmutzig dunkelgraugrüne Gestein besteht aus einem Gemenge von feinkörnigem Kalzit, Schüppchen von Chlorit (Pennin) und sehr selten Leuchtenbergit, wolkig getrübt durch opaken Erzstaub. Darin liegen einige größere Putzen aus großblättrigem farblosem Chlorit und zwischen den Blättern etwas Serpentinfilz. Titanit kommt vor. Auch manche Klüftfüllungen sind reichlich schwarz durchstäubt. Die Gesteinsmasse ist in Fragmente zertrümmert, die in Kalzit eingebettet und von Kalkklüften durchsetzt sind.

Neocombreccie (Flysch)

Es handelt sich um lose Blöcke, die vom überschobenen Flysch herzuleiten sind.

Ein Beispiel aus dem nördlichen Hauptast des Lidringgrabens bei 765 m Höhe u. d. M.:

In einer kalkigen Matrix mit einigen sandigen, etwas Glimmer führenden Schmitzen liegen kaum bis stark undulöse, meist wenig, nur gelegentlich gut gerundete Quarzkörner, Kalifeldspäte, Plagioklase, selten Muskovit, Biotit (Chlorit), Pyrit, Glaukonit, ferner Quarzgerölle, Gerölle von Gneisen, Serizitphyllit, Diabas, Tonschiefer, mikritische Kalke (ab und zu mit Fossilresten, u. a. mit *Calpionella alpina* LOR., Spongiennadeln u. ä.), Dolomit und Porphyryquarze; ferner Echinodermenreste, *Lamellaptychus* sp., ein Muschelbruchstück u. a.

Gaultbreccie (Flysch)

Das hier beschriebene Beispiel stammt aus dem Lidringgraben bei ca. 600 m Höhe. Das dunkelgrünliche Gestein mit Kalzitklüften u. d. M.:

Körner und Gerölle von Quarz (meist stark undulös bis zu einem rekristallisiertem Zerreibsel), Gneis (Quarz, Plagioklas, Chlorit mit Sagenit aus Biotit, Serizit, kalzitisierten Kalifeldspat), Serizitphyllit bis Glimmerschiefer, Chloritschiefer, Diabas,

Quarzporphyr (Quarz, Plagioklas, kalzitisierten Kalifeldspat, selten Biotit-Chlorit in einer feinstkörnigen, meist Mikrolithen führenden Grundmasse), Tonschiefer, mikritischen Kalken, Sandkalken, ferner Glaukonit, Karbonat-Rhomboederchen, Granat, Apatit, Zirkon, Baryt. Dazu kommen wenige Foraminiferen, darunter auch Hedbergellen. Das braune trübe Bindemittel ist kieselig. Die Komponenten sind zwar vorwiegend eher eckig, mitunter aber auch gut gerundet.

Crinoidensandstein (wahrscheinlich Flysch)

Ein Block wurde an der Südseite des Gaisrückens gefunden, etwas oberhalb des bei ca. 670 m gelegenen Zwiesels des Gschlifgrabens.

Das dunkelgraue, sehr harte Gestein besteht u. d. M. aus einem Kalzit-Bindemittel und darin gerundeten bis eckigen Körnern von Quarz, selten Feldspat, Muskovit, Chlorit, Schiefertonschmitzen und häufig tiefgrünem Glaukonit. Häufige Fossilien sind Crinoidenreste, kalkige Schwammnadeln, Bivalvenbruchstücke und Foraminiferen (oft texturierte Sand- und rotalide Kalkschaler). Flyschneocom ist wahrscheinlich.

Feinkristalline kalkige Sandsteine (Flyschneocom?)

Die Funde stammen aus dem Gebiet W-WNW P. 582 m der alten Karten.

U. d. M.: In Kalkspatmasse liegen Splitter bis gerundete Körner von nur z. T. undulösem, aber auch verzahntem bis mylonitischem Quarz, selten Kalifeldspat und Plagioklas, Muskovit, Biotit, Glaukonit und Pyrit, ferner Muskovitschiefer, Serizitphyllite, feinkörnige Kalke mit organischen Resten, oder dunkel durchstäubt. Dazu Crinoiden, Lithothamnien, Spongiennadeln, Bryozoen, Foraminiferen (rotalide und texturierte Formen), Miloliden, Muschelbrut und Fischzähnen.

Oberkretazische Kalksandsteine und Sandkalke (Flysch)

Als Beispiel der ansonsten ziemlich zahlreichen Blöcke möge einer vom Grünbergweg W Radmoos dienen.

U. d. M.: In feinkörniger Kalkmatrix liegen gerundete bis eckige Komponenten: Quarz (oft stark tektonisch beansprucht), etwas Mikroklin, Plagioklas, Muskovit, brauner bis rotbrauner Biotit, Quarzporphyre (z. T. Porphyroid), Gneis, Glimmerschiefer, Phyllit, sandiger Kalk, Glaukonit, Erz und auch Granat. Fossilien: Inoceramensplitter, Bryozoen, Echinodermensplitter, kalkige Schwammnadeln, Schalenrümmer, Ostracoden, ferner Foraminiferen, darunter auch *Hedbergella infracretacea* (GLÄSSNER).

8. Zum Bau des Gschlifgrabens und seiner Umgebung

Im Bauplan des Gebietes liegen einige tektonische Einheiten übereinander, bzw. auch nebeneinander. Dadurch kommen stellenweise sehr komplizierte Strukturen zustande. Wenn dem Geologen nicht zahlreiche und oft auch gute Foraminiferenfaunen und teilweise auch Nannoplankton zuhelfekämen, wäre vieles nur schwer zu enträtseln – ein Zustand, wie er den Alten Geologen vorgelegen ist, die versuchen mußten, aus wenigen Fossilfunden eine Stratigraphie aufzustellen. Im Gschlifgraben selbst ist wegen der tektonisch bedingten Wirrnisse der Gesteine eine feinstratigraphisch gegliederte Karte kaum zu machen, würde aber auch nicht allzuviel bringen und damit den allzu großen Aufwand keineswegs rechtfertigen.

Das tiefste tektonische Element, das hier an die Oberfläche kommt, ist das Ultrahelvetikum des Gschlifgrabens, dessen nordultrahelvetische Serien im Süden an die südultrahelvetischen der Grestener Klippenzone stoßen. In der letzteren jedoch liegt ein tektonisch eingeschalteter Fremdkörper, den man als randkalkalpines Element ansehen muß.

Es kann kein Zweifel bestehen, daß das Ultrahelvetikum als Fenster unter der nächst-höheren Flyschdecke

emportaucht, auch wenn im Gschlifgrabengebiet der südliche Flysch nur in Spuren erhalten ist. Schon beim Laudachsee ist dieser südliche Flysch deutlicher und wahrscheinlich schließt sich der Flyschrahmen nahe der Schrattenau. Erst östlich der Schrattenau kommt das Ultrahelvetikum wieder zum Vorschein (S. PREY, 1953). Die Flyschdecke entfaltet sich gegen Norden zu großer Breite. Darin sind auch weitere Fenster bekannt (z. B. Rehkogelgraben, Ohlsdorf–Oberweis; S. PREY, 1951a; 1951b; 1962; 1980). Daß unter Helvetikum und Flysch die Molasse noch unter die Alpen hineinzieht, ist durch mehrere Bohrungen bewiesen, z. B. die Bohrung Kirchham (R. JANOSCHEK, 1959).

Daß die nördlichen Kalkalpen grundsätzlich über diesen zwei Decken liegen, ist ebenfalls schon durch Bohrungen bewiesen. Die Strukturen lassen aber darauf schließen, daß die Kalkalpen insbesondere oberste Teile der Flyschdecke vor sich hergeschoben und zusammengestaucht haben. Wenig weiter östlich zeigt sich die Überschiebung der Kalkalpen sehr flach, aber darunter liegen nur die tieferen Schichtglieder des Flysches, während die Zementmergelserie und Mürlsandsteinführende Oberkreide nach Norden weggeschert sind.

Die Kalkalpen im Gebiet des Traunsteins, der den Gschlifgraben im Süden mächtig überragt, bestehen aus zwei Einheiten, der tieferen Zirler Scholle und der Staufen-Höllengebirgsdecke. Östlich vom Katzenstein liegt die letztere direkt auf dem Flysch und im Almtal schalten sich Neocomschollen als Elemente der kalkalpinen Randzone dazwischen, die etwas anders ausgebildet sind, als etwa die Klippen in der Klippenzone des Gschlifgrabens.

Einige genauere Angaben sollen nun folgen.

8.1. Das Ultrahelvetikum des Gschlifgrabengebietes

Der i. A. geringen Mächtigkeit der Schichtglieder des Ultrahelvetikums, der vorwiegend mergeligen Beschaffenheit mit fast keinen Hartgesteinen, der durch die Überschiebung durch die Flyschdecke gegebenen tektonischen Position, sowie dem hier kräftigeren Anschlag der kalkalpinen Decken entspricht auch die Kompliziertheit der tektonischen Strukturen. Die einzelnen Schichtglieder sind oft intensiv miteinander verschuppt und in Linsen aufgelöst. Das gilt vor allem für jene tektonisch interessanten Streifen, in denen Alttertiär mit der Basis der nächst höheren Schuppe in Kontakt kommt und eine Anzahl anderer, während dazwischen besser erhaltene Profilstücke gefunden werden können. Aber auch das Muster dieser stark gestörten Zone zeigt linsigen Bau größerer Einheiten an. Aus Interesse wurde zwar einmal versucht, Schichtglieder auszukartieren, doch ist das kaum gelungen, weil man dafür eine zu große Anzahl von Proben brauchen würde und die zahlreichen Rutschungen und Sackungen zu viel verschleiern. Die gewonnenen Details würden den Aufwand kaum lohnen.

Die stark gestörten tektonischen Zonen sind durch Furchen und sanfte Hanglagen in den Oberflächenformen gekennzeichnet, während die Mergel der Oberkreide, allen voran die auch etwas mächtigeren Campanmergel und in zweiter Linie die Mergel der tieferen Oberkreide – erstere auch weil sie öfter durch Mergelkalkbänke ein wenig stabilisiert sein können – häufiger am Aufbau der Rücken beteiligt sind. Die Maastrichtmergel muß man hingegen wegen ihrer durch höheren

Tongehalt größeren Rutschfreudigkeit in den Furchen suchen. Daher fallen die tektonischen Zonen oft durch die Häufigkeit dunkler Mergel (Albien, Maastricht, Paläozän–Untereozän) deutlich auf.

Es wurde versucht, die Grundlinien des tektonischen Musters zu skizzieren und dabei Detailangaben zu machen. Dabei soll etwa von Norden nach Süden vorgegangen werden. Die Profile Abb. 3 mögen dabei behilflich sein.

Eine stark verschuppte Zone begleitet naturgemäß den Nordrand des Fensters im Gebiet des Lidringgrabens in der Nähe der Überschiebung der Flyschdecke. Schon am markierten Weg am Fuße des Dürrenberges erkennt man sie: Zwischen Mergeln des Untersenons und Cenomans im Norden und Mergeln des Untersenons und Campans im Süden fand sich eine Einschupfung von eozänem Stockletten. Die Vorkommen werden gegen Osten durch eine Querstörung abgeschnitten. Fast ein Kilometer weiter ostnordöstlich erkennt man nach einer weiteren Querstörung die Schuppen in den oberen Rutschgebieten, wo u. a. ein mitteleozäner glaukonitführender Tonmergel nachgewiesen werden konnte. Im Gebiete der kurzen Stichstraße des Dürrenberg-Forstweges ist in der Abrutschung unterhalb in bunten Mergeln eine Scholle von Gaultflysch (grüngraue und schwarze Schiefertone mit Quarzitfragmenten) eingeschuppt. 80 m E–ESE davon steht etwas mitteleozäner Glaukonitmergel an, der sicherlich eine Fortsetzung nach Osten haben dürfte. Übrigens war früher einmal die Nordgrenze SW Jagdhaus Radmoos in einer kleinen Rinne zum Lidringgraben einigermaßen gut zu sehen. Heute steht dort Jungwald. Ferner war die nördliche randliche Schuppenzone seinerzeit im obersten Ofenschüßlgraben SE Radmoos aufgeschlossen. Sie bestand aus im Norden stark gestörten bunten Kreidemergeln, an die gegen Süden ein eozäner Glaukonitsandstein mit etwas Glaukonitmergel, dann dunkler Maastrichtmergel und schließlich wieder bunte Mergel des Coniac–Untercampanans anschlossen.

Eine weitere durch Tertiär markierte Zone scheint mehr oder weniger dem Hauptast des Lidringgrabens zu folgen. Häufigkeitsmaxima eozäner Gesteine, z. T. Glaukonitsandsteine, z. T. Nummulitenkalke (Blöcke) in Adelholzener Fazies u. ä. gab es bei ca. 630–650 m, dann bei 700–750 m Höhe, wobei natürlich oft nicht abgeschätzt werden kann, von wo und wie weit so ein Block transportiert worden ist.

Bei der Bachgabel in ca. 710 m Höhe wurden dunkler graue Mergel des Mitteleozäns mit Spuren von (Adelholzener) Nummulitenkalken beobachtet; dasselbe ein wenig höher. Auch im nördlicheren Bach gibt es bei 750 m Höhe stumpfgraue Mergel des Paläozäns und bei 720 m ähnliche Mergel, aber mit Blöcken von Nummulitenkalken in Adelholzener Fazies, sowie untereozäne Mergel, die von denen der Talgabel durch eine Schuppe von Kreidemergel getrennt sind. Möglicherweise sind Alttertiärgesteine wesentliche Ursachen der im Nordteil des Lidringgrabens sehr verbreiteten Rutschmassen.

Von den genannten Eozänvorkommen bietet die Morphologie als Fortsetzung eine Furche nach ESE an, die über eine seinerzeit registrierte Anhäufung von dunklen Mergeln und Blöcken von nummulitenführenden Glaukonitsandsteinen direkt zu dem Vorkommen von Lithothamnienkalk und Stockletten am Gaisrückenweg

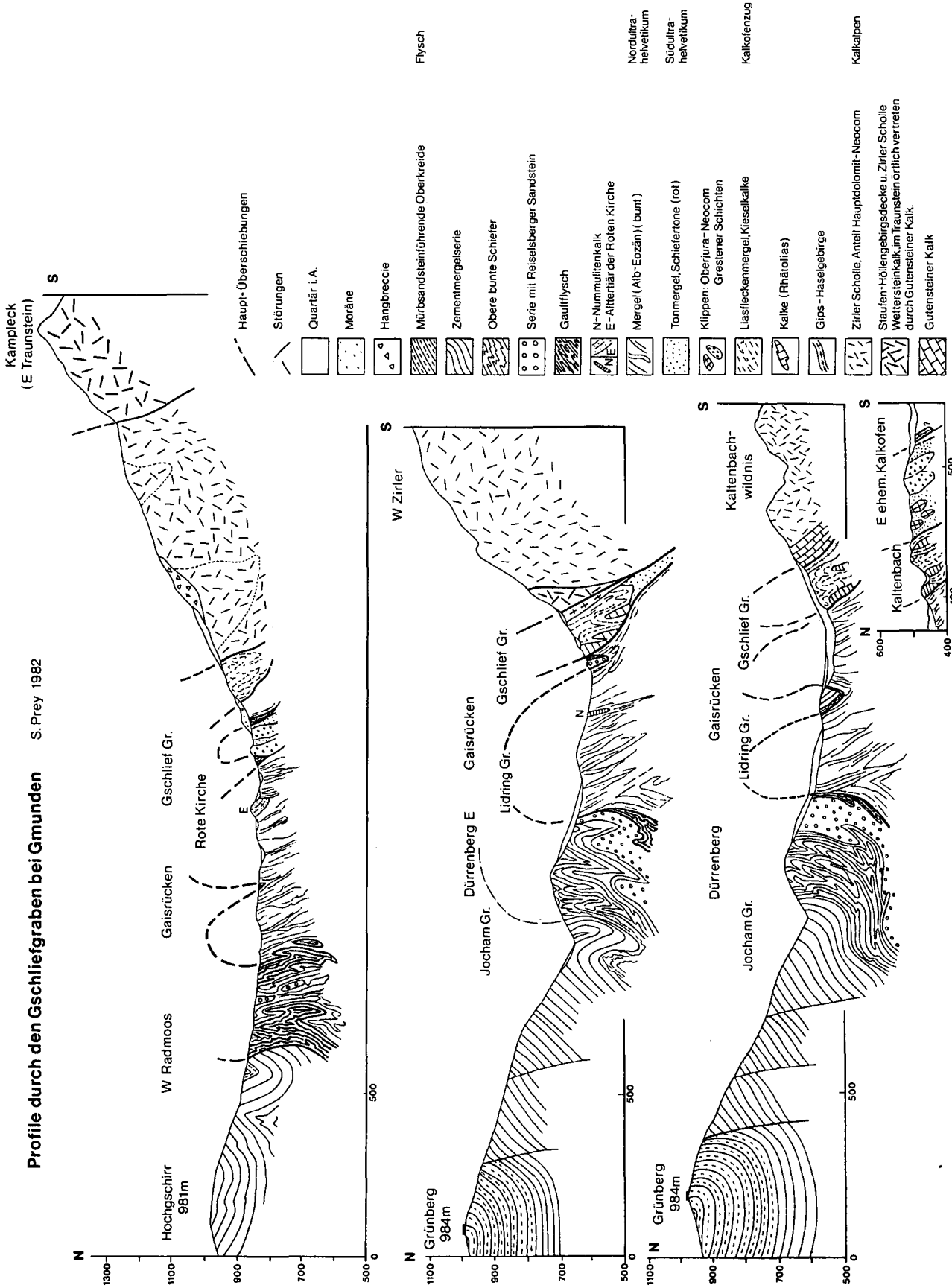


Abb. 3: Profile durch den Gschlifegraben bei Gmunden.

führt. Eine Zuschärung einer Störung von WSW wäre in Hinblick auf den Lithothamnienkalkblock südlich vom Gaisrückenweg denkbar. ESE vom ersten Lithothamnienkalk liegen im Bereich des Gerinnes südlich vom Steig auffallend viele Blöcke von Gaultflysch herum, die eine Einschuppung sehr wahrscheinlich machen. Als solche sind sie in der Karte eingetragen.

Südlich vom Lidringgraben bildet der Gaisrücken die Trennung zwischen Lidring- und Gschliefgraben. Sein Rückgrat besteht überwiegend aus hellen campanen Mergeln, die stellenweise Fossilien enthalten, darunter den großen *Inoceramus salisburgensis* F. & K. und Seeigel; Schalenbruchstücke sind sogar nicht selten. Doch wird der Gaisrücken im untersten Teil durch ein schmales Rutschgebiet längsgeteilt, an dessen Ostende am Forstweg graue Mergel aus einem kleinen Aufschluß eine Fauna des höheren Maastrichts geliefert haben. Sicherlich folgt die Rutschmulde diesem Mergelzug. Beim Ausgang der Mulde hingegen steht am Forstweg ein wenig Cenoman an. Am Nordrand des Gaisrückens kann man eine Störungszone daran erkennen, daß zwar ein Teil der im Lidringgraben mit den hellen Mergeln verbundenen dunkler grauen Mergel noch in den Übergang vom Campan ins Maastricht gehört, aber die schwarzen Tonmergel am Südende der Forstwegbrücke überraschend Albien sind. Sie streichen nach Osten in das Bachbett hinein.

Besser erkennbar, aber leider auch sehr stark von Rutschmaterial überdeckt, ist jene Störungszone, die am Südfuß des Gaisrückens wenig östlich der Querung des Forstweges beginnt und am Südhang langsam gegen ENE hinaufzieht. Was man leicht sehen kann sind die Nummulitenkalke in typischer Adelholzener Fazies, von denen einander fortsetzend zwei Rippen anstehen, die ein wenig gestört sind und steil südwärts einfallen. Umgeben werden sie von dunklen Mergeln des Paleozäns und Untereozäns, des Maastrichts und der Unterkreide. Heute in dem verwachsenen Schlag überhaupt nicht mehr zu finden sind die grünlichen paleozänen Sandsteine mit *Cucullaea crassatina*, die sowieso nur in wenigen Blöcken dalagen. Östlich vom Ostende der Nummulitengesteine wurden als Seltenheit *Clavulinoides szabo*-Schichten (Mitteleozän) beprobt, einmal auch mitteleozäner Stockletten.

Es scheint hier nun nicht so zu sein, daß die nächste Schuppe von Süden her mit Unterkreide an der Basis dem Alttertiär aufgeschoben ist, sondern die Unterkreide scheint zur hochgeschleppten Basis der nördlicheren Einheit zu gehören, denn die beiden Unterkreideproben stammen aus dem Streifen nördlich der Nummulitenkalke und die Eozänproben aus dem südlich von ihnen! Also scheint die z. T. überkippte Tertiärfolge der südlicheren Schuppe auf einen hochgeschleppten Mittelschenkel der tieferen nördlicheren Schuppe aufgeschoben zu sein. Nach etwa 300 m unterbrochener Aufschlüsse verschwindet der Gesteinszug unter Rutschmassen und nur im Abriß einer durch den Kahlschlag neu belebten Rutschung steht die Unterkreide an als Zeichen für eine Fortsetzung, die sicherlich weitgehend für die Rutschfähigkeit verantwortlich ist. Von hier könnte natürlich eine Verbindung zu den Lithothamnienkalken am Gaisrücken bestehen.

Nach den Erfahrungen ist es fast wahrscheinlicher, daß der ganz ähnlich gebaute Nummulitenkalkzug, der im Bereich des Haupt-Talzwiesels im Gschliefgraben beginnt und ebenfalls im tieferen Südhang des Gaisrück-

kens gelegen ist, eine eigene Schuppenzone darstellt. In einem niedrigen Rücken zwischen Rutschgebieten beginnt ein geringmächtiger Nummulitenkalkzug in Adelholzener Fazies, der mehrmals ein wenig geknickt ist. Nicht ganz 100 m östlich setzt er fort und bildet einen markanteren Felsen mit scharfem First. Es ist das das typischste und von oben her am besten erreichbare Vorkommen von Nummulitenkalk. Der Kalk scheint in beiden Fällen im Süden von einer Scherfläche begrenzt zu sein. Am Nordfuß ist ein normales Profilstück erhalten: unter dem Kalk liegen ca. 1,5 m schwarzgrüne Glaukonitmergel mit kleinen Nummuliten und etwas dunkelgrauer Mergel des Maastricht. Allerdings muß gleich N dahinter Unterkreide liegen, wie eine Probe beweist. Jenseits der Rutschung fallen hellrote untersezone Mergel auf und darüber die Campanmergel des Gaisrückenhanges.

Gleich südlich des Kalkes steht die Linse von grauem, meist braunem feinkörnigem Sandstein an, dessen Maastrichtalter im stratigraphischen Teil erörtert wurde. Beim westlicheren Kalk wurde übrigens ebenfalls eine ganz kleine Linse dieses Sandsteins registriert. Aus dem Rutschstrommuster und spärlichen Hinweisen kann man schließen, daß sich diese Zone, auch mit einverleibtem Alttertiär, Unterkreide und wahrscheinlich Cenoman weiter nach ENE fortsetzt. Dazu gehört auch ein Block von Lithothamnienkalk. Die letzten paleozän-untereozänen Glaukonitmergel wurden knapp unterhalb vom oberen Forstweg in der Mulde beobachtet. Höher oben verhindert dann Blockwerk aus Hangschuttbrecie, wie auch Grasbewuchs weitere Beobachtungen. Die tektonische Deutung dieses Streifens muß gleich lauten, wie die des westlicheren.

Eine nächst südlichere schmale Störungszone ist durch ein schmales Rutschgebiet gekennzeichnet, aus dessen Untergrund eine Probe von Albienmergel stammt. Beiderseits liegen obercretacische Mergel, deren jüngste die Maastrichtmergel weiter südlich am Nordfuß der Roten Kirche sind.

Etwa 50 m südlicher also liegt der markanteste Zug alttertiärer Gesteine im Gschliefgraben, die sogenannte Rote Kirche und ihre westliche Fortsetzung, die sogenannte Schwarze Kirche (Name von K. GÖTZINGER, 1937). Beide bilden etwa linsenförmige Körper, von denen man bezweifeln muß, daß heute eine direkte Verbindung besteht.

Die Rote Kirche besteht aus einer alttertiären Folge, die auf Maastrichtmergel mit *Globotruncana contusa* (CUSHM.) aufliegt. Auf ihrer Oberfläche gibt es zahlreiche meist kleine Schmitzen weißer bis grünlichweißer, oder ziegelroter Globigerinenmergel, die als Erosionsreste anzusehen sind. Tektonische Einschuppung ist kaum möglich, zumal diese Mergel außer an dieser Grenze auch bei Adelholzener Nummulitenkalken des Gaisrücken-Südhangs und sonst nirgends vorkommen. Darüber liegen die dunkelgrauen, z. T. glaukonitführenden Mergel des Untereozäns, die nach oben sandiger werden und durch eine Nummulitenkalklage ihren hangenden Abschluß finden. Trotz größerer Ähnlichkeiten mit der Adelholzener Fazies ist diese nach Fossilien noch untereozän und gehört somit zu den Roterzschichten. Der scharfkantige, von härteren Gesteinslagen gekrönte Kamm steigt von ca. 815 m am Westende bis 850 m an und endet ähnlich einem Schiffsbug zwischen verrutschtem Material. Die weicheren Gesteine des Nordhangs sind durch Erosion stark gefährdet und

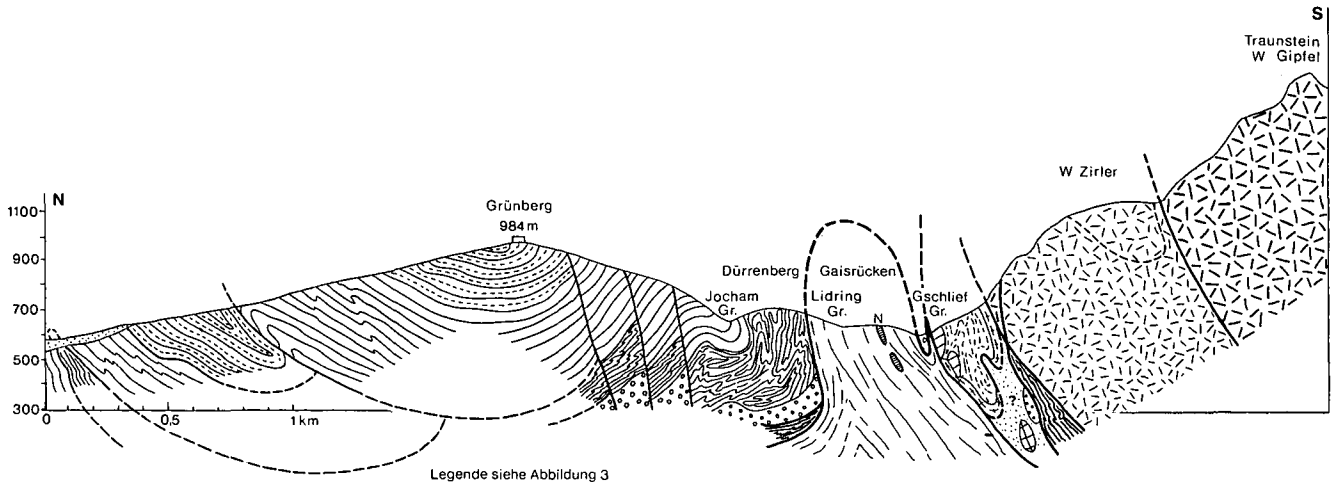


Abb. 4: Profil Grünberg–Gschlifgraben–Traunstein; Legende siehe Abb. 3.

verändern sich auch. Die störungsbedingte Übersteilung des Südhanges hat zum Abgleiten von Gesteinsmaterial, insbesondere der Nummulitenkalke geführt, die aber zumindest zum Teil noch dort liegen und dem Angriff der Erosion nicht stark ausgesetzt zu sein scheinen, bzw. noch nicht weggerutscht sind. Kleinere Querstörungen und einige Kalzitklüfte kommen vor. Im Süden war die Störung gelegentlich aufgeschlossen gewesen und dort stieß Maastricht an Eozän. Es könnte auch Eozän an der Störung verschleift sein (Abb. 2).

Aber auch nördlich der Roten Kirche ist das Gestein keineswegs so ungestört, wie es den Anschein hat. Denn am nördlichen Oberrand des auf Maastrichtmergeln gelegenen Rutschgebietes erwies sich ein Felsen aus grauen Mergeln mit hellen Mergelkalkbänken nicht, wie vermutet, als Campan, sondern als Cenoman!

Geht man von der Roten Kirche gegen Westen, so erreicht man nach ca. 150 m die Schwarze Kirche. Sie hat grundsätzlich den gleichen Bau, auch was die Unterlage des Untereozäns betrifft. Nur reicht die Schichtfolge nicht ganz so hoch hinauf. Reste der bohrerzreichen Lage scheinen das Hangendste zu sein. Der Kammverlauf verrät kleine Querstörungen. Mit einem wohl nur oberflächlich abgetrennten kleinen Stück am Westende erreicht sie ebenfalls über 100 m Länge. Nicht weit westlich kommt es zum Zusammenfluß zweier wichtiger Rutschströme.

Auch hier sind keine sicheren Fortsetzungen nach West und Ost bekannt. Vielleicht sind Spuren grauer Mergel (die eine Probe nicht gelohnt haben) südlich des Mergelrückens 30 m östlich vom Forstweg als solche zu werten. Sonst ist hier oben die ganze einst ziemlich aktive Rutschmasse dicht mit Blockwerk der im Hintergrund anstehenden Hangschuttbreccie bedeckt.

Die sicherlich starke Verschuppung am Südrand des Gschlifgrabens ist wegen Rutschungen und Schuttbedeckung fast nie sichtbar. Eine Ausnahme bildet die Rutschung beim Ende des südlichen Forstweges, die durch den Versuch eines Anschneidens neu belebt wurde und die die enge Verflöbung der meist bunten Mergel deutlich zeigt.

Nach Aufschlüssen an der Laudachseestraße bei den Sieben Brunnen und in dem großen Rutschgebiet etwa 1 km NE Laudachsee ist zu schließen, daß das Ultrahelvetikum des Gschlifgrabens mindestens bis dorthin reicht, zugedeckt vor allem durch die Hangschuttbreccien der Reisseten Schütt und die Moränen des

Laudachgletschers. Über tektonische Verhältnisse kann hier begreiflicherweise nichts ausgesagt werden. Nach allem Anschein ist mit einem Auskeilen, bzw. einem Untertauchen des Ultrahelvetikums gegen Osten unter die Flyschdecke zu rechnen, und zwar unter den Moränen des Schrattengletschers.

8.2. Die Klippenzone im Gschlifgrabengebiet

Die Grestener Klippenzone nimmt Teile des Südrandes des Gschlifgrabens ein und streicht über den Laudachsee nach E–ENE. Sie wird dem Südultrahelvetikum zugerechnet, weil die Klippenhülle anders ist als das Nordultrahelvetikum (Buntmergelserie). Während letzteres doch eine ziemlich kalkreiche Folge ist, besteht das erstere aus mergeligen roten Schiefer-tonen des Obersenons in einer Sandschalerfazies und meist roten Tonmergeln des Alttertiärs in Globigerinenschieferfazies, also Bildungen eines im Vergleich zur nordultrahelvetischen Buntmergelserie noch tieferen Meeres. Aber Erfahrungen aus unmittelbar östlich benachbarten Gebieten sprechen für Übergänge bzw. Verzahnungen der beiden. Daher gehört die Klippenzone als Teileinheit noch zum Fensterinhalt und hat daher auch klar eine Position noch unter der Flyschdecke. Sie ist auch in den Profilschnitten der Abb. 3 dargestellt.

Das weitaus interessanteste Element ist die am besten so zu nennende Kalkofenscholle, die im Westen eindeutig zwischen Nordultrahelvetikum und Grestener Klippenzone eingeschuppt ist, über 1 km lang zwischen Helvetikum und Kalkalpen liegt und schließlich sich im Schutt verliert und auskeilt. Unseres Erachtens muß diese Einheit als sehr randkalkalpine Deck-scholle aufgefaßt werden und soll daher bei den Kalkalpen noch einmal erwähnt werden.

Im Westen ist die Klippenzone östlich oberhalb des ehemaligen Kalkofens zu finden und verschwindet im Süden unter den Schuttmassen vom Traunstein, während östlich davon die Hauptdolomittfelsen der Kaltenbachwildnis aufsteigen. Wichtigstes Glied ist eine Klippe aus bisweilen auch konglomeratischen Grestener Sandsteinen und nördlich davon zwei Klippen von fossilbelegten Aptychenkalen, die Zeichen stärkerer Beanspruchung zeigen. Vereinzelt findet man Reste grüner Konglomerate oder von Geröllen daraus. Die Hülle der Klippen besteht aus roter toniger südultrahel-

vetischer Buntmergelserie des Campans, die Rutschungen verursacht.

Nach ungefähr 1 km langer Unterbrechung sind die ersten Spuren der Klippenzone wieder in den Rutschmassen zu finden, die vom Fuß der diluvialen Schutthäufungen unterhalb des Traunsteinkares (Gamsgrube) ausgehen. Es sind bunte Tonmergel des Obersejns und Alttertiärs, allenfalls auch einige Klippenblöcke.

Auch morphologisch in Erscheinung treten zwei Klippenzüge beiderseits des horizontalen Forstweges, insgesamt etwa 250 m lang. Sie bestehen aus Sandsteinen bis konglomeratischen Sandsteinen, weniger aus meist sandigen dunklen Schiefern, z. B. an ihrer Basis am Forstweg und haben gelegentlich auch typische Fossilien geliefert, die schon altbekannt sind (*Gryphaea arcuata* LAM., *Gr. cymbium* LAM. u. a.). Aus diesen Schichten stammen auch u. a. die bekannten wohlgerundeten Granitblöcke. An ihrem Nordrand waren früher östlich vom Forstweg etwa beim oberen Ende des nördlicheren Grestener Zuges hellgrünlichgraue bis blaßrote Malmkalke mit roten mergeligen Bestegen, aber tektonisch stark verknüpfet und etwa 60 m SE Forstweg Blöcke von hellgrauem Hornsteinfleckenkalk mit Lamellaptychen gefunden worden. Auch unterhalb des Forstweges an der Basis des nördlichen Zuges in der Rutschmulde waren ca. 2 m graue bis graugrüne z. T. kieselige Kalke und graue bis rote Hornsteine mit dünnen braunroten Schieferbestegen gefunden worden. Von allen findet man heute nur wenig oder nichts mehr.

Zwischen den Grestener Zügen – aber auch in Spuren südlich derselben – liegt rutschfreundige tonreiche Buntmergelserie. Seinerzeit, als die Rutschmasse noch stark in Bewegung war, wurden auch Blöcke von Breccien gefunden: eine lebhaft grüne Breccie enthielt Gerölle von Quarz, grünem Mergel, Granit, schieferigem grünem Granit u. a., eine andere grüne Breccie bis kindskopfgröße Gerölle von u. a. Serizitquarzit, Marmor, Quarz, Mergel. In der Umgebung waren rote Schiefertone zu spüren.

Im Zungenbecken des Traunsteinkares scheinen Grestener Sandsteine aus dem Schutt hervorzuliegen. Kein Wunder also, wenn in dem Schutt an der Basis des Diluviums Stücke von Grestener Sandsteinen, Granit und Spuren von Schiefern der Klippenhülle gefunden werden können.

Mehr oder minder deutliche Anzeichen einer Fortsetzung der Klippenzone gibt es im Gebiet um und ENE Laudachsee.

Der beste Aufschluß befindet sich etwa in der Mitte des Westufers des Laudachsees in Form eines Felsens aus teilweise Gerölle führenden kalkig zementierten Grestener Sandsteinen, der in Kap. 5.2.1. näher beschrieben ist. Gryphaeenreste und vor allem ein *Arietites* sp. beweisen das Liasalter. Das Einfallen ist gegen Süden gerichtet. Rundherum ist Schutt. Ferner scheint der Moränenrücken, der den See von dem dahinterliegenden Moor trennt, unter der Moränenbedeckung eine Verstärkung durch Rundbuckel aus Grestener Schichten zu besitzen, doch gelingt eine Abgrenzung kaum. Ob das seinerzeit vermutete Vorkommen von Grestener Schichten am Seeufer unterhalb der Laudachseealmhütte reell ist, konnte noch nicht entschieden werden.

Überhaupt wurden in den Laudachmoränen häufiger Grestener Arkosen gefunden und seinerzeit auch als anstehend in die Karte eingetragen. Da aber das Anste-

hen dieser Gesteine dort nicht bewiesen werden kann, wurden in diese Karte nur wenige aber wahrscheinlicher anstehende Vorkommen eingetragen. Das unterhalb vom Katzenstein eingetragene Vorkommen scheint zwar heute nicht sichtbar zu sein, müßte aber wirklich anstehen, weil die Möglichkeit glazialer Verschleppung wegfällt.

Beim Schwarzlmoos nördlich vom Laudachsee existiert vom südlichen Südostrand eine aus einer gestürzten Wurzel stammende Probe dunkler toniger Grestener Schiefer mit sehr kleinen Bivalven und Involutinen. Glimmerige Sandschiefer mit Limonitkonkretionen im nördlichen Gerinne des Schwarzlmooses am alten Laudachweg lieferten wiederum eine Fauna, die hauptsächlich aus Lenticulinen und Ostracoden besteht. Darüber hinaus aber gibt es im Geschiebe der Moränen Blöcke von Grestener Sandsteinen oder Konglomeraten, Gerölle aus solchen (Granit, Gneis, Quarz, Glimmerschiefer, z. T. phyllitisch, Muskovitquarzit u. a.), Spuren von roten und grünen Aptychenkalen, z. T. mit Hornstein, Fleckenmergel und sogar Spuren von einem Nummulitengestein (östlich Laudachsee), dessen Herkunft natürlich nicht zu orten ist.

Das letzte anstehende Klippenvorkommen liegt südlich der Forststraße zur Schrattenau nach der großen S-Schleife. Grestener Sandsteine und Konglomerate erheben sich als kleiner Rücken aus dem Rutschgelände. In dem hier gelegenen großen Rutschgebiet sind Gerölle aus Grestener Schichten sowie Spuren von Blockschichten (siehe Kap. 5.1.) oft mehrere hundert Meter vertragen worden. Die Tonmergel der Klippenhülle sind meist nur zu errahnen, haben aber sicherlich großen Anteil an dem rutschfreundigen Untergrund; doch gibt es im unteren Teil der Rutschung auch deutliche Anzeichen für Nordultrahelvetikum. Die Klippenzone ist hier sicherlich ziemlich breit.

Nach einer möglichen Unterbrechung durch Flysch und den weit vorgeschobenen Sporn der Kalkalpen in der Schrattenau setzt die Klippenzone im Bereich des Matzinggrabens fort, was schon publiziert ist (S. PREY, 1953).

8.3. Die Flyschdecke als Rahmen des Gschlifgrabenfensters

Das Gschlifgrabenfenster liegt ganz am Südrand der Flyschzone. Die Flyschdecke hat daher ihre Hauptverbreitung nördlich desselben, während sie südlich davon größtenteils abgeschert ist. Aber im Almtalgebiet (und bei Windischgarsten) sieht man, daß südlich dieser Struktur noch viel Flysch kommt. Die Abbildungen 3 und 4 sollen eine Vorstellung von dem Bau vermitteln.

Am Nordrand des Fensters ist die ursprüngliche Schichtfolge mit den älteren und leichter beweglichen Anteilen an der Basis und den stabileren höheren darüber gut zu erkennen und stellenweise sogar erhalten. In Einzelheiten jedoch herrscht an der Basis der Flyschdecke, ihrer Funktion als Gleithorizont entsprechend, eine beachtliche Komplikation, die optisch noch durch schwerkraftbedingte Sackungen, Zerfallerscheinungen und Rutschungen gesteigert wird. Hier kann man nur das vorwiegende Material kartieren und die Linsen von Reiselberger Sandstein, wo sie besser erhalten sind, andeuten.

Der Nordrahmen kann in mehrere Abschnitte gegliedert werden.

Ein westlicher Abschnitt erstreckt sich vom

Traunseeufer bis in die Gegend der Talweitung des Jochamgrabens bei der verfallenen Brautstube, wo eine Querstörung durchgeht.

Während in dem Bergpfiler SW Dürrenberg bis etwa 660 m Höhe hinauf die Serie mit Reiselsberger Sandstein vorherrscht, dominieren nördlich davon bis in den östlichen Dürrenberg die durch intensive Faltung mächtig angeschoppten Oberen bunten Schiefer, wobei der vorhandene Übergang in die hangende Zementmergelserie (Kap. 6.5.) infolge Mangels an Aufschlüssen nur selten zu verfolgen ist. Im Gebiet des Höllgrabens jedoch konnte man ihn seinerzeit befriedigend gut studieren und für die Flyschstratigraphie verwerten. In der Reiselsberger Serie gibt es Blockanhäufungen, die man als Sandsteinlinsen kartieren kann. Dazwischen liegen diverse, meist graue, grünlichgraue bis dunkelgraue vorwiegend tonige Schiefer, wenig Mergel, meist dünnbankige Kalksandsteine z. T. härter zementierte glimmerige Sandsteine u. a., die aber kaum einmal anstehend, geschweige denn in größeren Aufschlüssen gefunden wurden. Wegen des starken Versturzes sind eingewalzte Bunte Schiefer, oder Gaultflysch nicht genau lokalisierbar. Am tiefsten Hang SE Dürrenberg beginnt eine lockere Streuung von Blöcken von Reiselsberger Sandstein, von dem nur eine halbwegs anstehende Linse beim Forstweg ausgeschieden werden kann.

Im Westhang des Dürrenbergzuges östlich P. 424 m in der Ramsau befindet sich eine seichte westtauchende Synklinale von Zementmergel-Basis-schichten, doch gibt es auch hier in den Schichtverbänden Störungen, wie die nicht ins Profil passende Linse von Reiselsberger Sandstein am östlichen oberen Ende dieser Zementmergelserie anzeigt. Eine in einer Einsattelung unterbrochene Fortsetzung gibt es im Westhang des Gipfelzuges des Dürrenberges. Südlich davon ist noch ein ganz schmaler Rest basaler Zementmergelserie östlich einer Störung (alter Hohlweg) erhalten. Man wird nicht fehlgehen, wenn man diese und auch die noch zu besprechenden Störungen mit den Traunseestörungen in Beziehung bringt. Nördlich der Mulde sind die Oberen bunten Schiefer im Jochamgraben noch einmal hochgewölbt und tauchen im untersten Grünberg hang mit kaum wesentlich gestörtem Übergang unter die basale Zementmergelserie nach Norden ab. Im Gipfelgebiet des Grünberges geht die Zementmergelserie ohne Zwischenschaltung Oberster bunter Schiefer in Mürbsandsteinführender Oberkreide über.

Der Aufbruch wird aber im Jochamgraben NW Dürrenberg durch eine Verwerfung abgeschnitten und höhere Zementmergelserie verursacht ein öfter sogar ein wenig felsiges Bachbett. Wegen Fehlens von Aufschlüssen ist allerdings eine Abgrenzung dieser Zementmergelserie gegen die Bunte Schiefer in den Hängen zum Dürrenberg derzeit nicht möglich.

Die bei der Brautstube kartierbare Querstörung äußert sich auf zweierlei Weise: Einerseits beginnen östlich der Störung plötzlich reichlich Reiselsberger Sandsteine aufzutreten, die mit Oberen bunten Schiefen und untergeordnet (heute im Jungwald nicht mehr zu finden) Gaultflysch verschuppt sind, andererseits muß nördlich davon eine Störungszone angenommen werden, an der eine sehr schmale Auflage von Mürbsandsteinführender Oberkreide auf Zementmergelserie des Hochgschirrs eingeklemmt ist. Das Gebilde endet zwar soviel man sieht, etwa 400 m weiter östlich wieder und

gegen den Ofenschüßlgraben stellt sich allmählich ein z. T. durch Schuppung gestörtes Normalprofil zur Zementmergelserie ein. 200 m weiter ESE ist dieses gerade noch zu erkennen, dann verschwindet auch diese Zone unter den Moränen des Laudachgletschers und dem älteren Quartär am Fuß des Steineckzuges.

Der basale Gaultflysch ist am Dürrenberg – Forstweg westlich der untersten Kehre noch zu sehen. Eine Schuppe davon liegt im Rutschgebiet unterhalb der Stichstraße im Ultrahelvetikum.

Interessant, aber heutzutage schlecht aufgeschlossen ist die Flyschscholle am untersten Gaisrücken. Sie besteht hauptsächlich aus basaler Zementmergelserie mit Übergang in stark tektonisch reduzierte Bunte Schiefer und wird am Nordrand von einem Streifen von Gaultflysch begleitet, der dem überschobenen Ultrahelvetikum aufruht. Es handelt sich um eine echte Deckscholle der Flyschdecke. Im Osten scheint die aushebende Deckscholle überdies von einer Querstörung begrenzt zu werden, die in das häufig erkennbare NNE-System paßt.

Im Tal des Schrattenbaches kann man öfters sehen, daß die Zementmergelserie des Hochriedel durch Faltung angeschoppt ist. Eine schmale Auffaltung mit Oberen bunten Schiefen im Kern befindet sich knapp nördlich der Forststraße WSW der markanten, durch Gleitung verschleppten Scholle von Gutensteiner Kalk. Wie sie mit der Tektonik des Südrandes der Flyschdecke in Beziehung zu bringen ist, bleibt bei der geringen unbedeckten Fläche unklar. Die Konfiguration der Rutschgebiete gibt keine eindeutige Aussage. Eine andere, nach oben endende Auffaltung liegt in der Nordostseite des Schrattenbaches einige hundert Meter ESE P. 695 m. Daß in diesen Randzonen auch enggepreßte Falten vorkommen, sieht man östlich Radmoos, wo auf eine enggepreßte Antiklinale von Zementmergelserie unmittelbar im Norden eine ganz schmale Synklinale von Mürbsandsteinführender Oberkreide folgt.

Aber auch die mächtige Kappe aus Mürbsandsteinführender Oberkreide am Grünberg wird 300 m östlich der Gondelbahn-Bergstation durch eine Verwerfung abgeschnitten. Von hier ostwärts steht am Kamm nur mehr Zementmergelserie an. Die im Ofenschüßlgraben noch nahe dem Südrand gelegenen engen Mulden von Mürbsandsteinführender Oberkreide weichen in den Nordhängen gegen Nordwesten ab und verbreitern sich stark. Sie deuten dabei eine kleine Bogenstruktur an.

Ob die Verbindung zwischen dem Gschliefgraben-Ultrahelvetikum und dem der Schrattenau durchgeht, oder durch Flysch unterbrochen ist, kann man, wie schon angedeutet, nicht sicher sagen. Nach den neueren topographischen Karten, die das Gelände weniger verzerrt wiedergeben, könnte der Streifen auch durchgehen.

Der Südrand des Fensters ist, soweit Reste der Flyschdecke vorhanden sind, allerdings nur sehr spärlich aufgeschlossen und oft nur an Blöcken zu erkennen. Ähnlich, wie im Almtal, bestehen diese Deckenreste hauptsächlich aus Gaultflysch. So deuten einige seinerzeit gefundene Gaultblöcke am Ostrand des Klippenzonenstückes östlich vom Kalkofen in diese Richtung. Blöcke von Flysch, vor allem Gaultquarzite und dunkle Sandkalke, aber gelegentlich auch rissige Sandkalkplatten aus bunten Schiefen an der Basis des quartären Traunsteinschuttes bis ins Hangende der

Grestener Klippen beweisen südliche Flyschreste. Unter dem Quartär und Hangschutt im Winkel hinter dem Laudachsee tauchen Gaultgesteine nebst Neocombreccie, schlecht sichtbar und offenbar mit Grestener Klippengesteinen verschuppt, auf und in der großen Rutschung nördlich des Katzensteins findet man ähnliches ca. 200 m SSE Forstweg. Beide Vorkommen, aber noch mehr das östliche, waren seinerzeit in größerer Fläche und deutlicher sichtbar als heute.

Zu den Flyschschollen, die im Bereich des Südrandes des Fensters ins Ultrahelvetikum eingefaltet sind, gehört die Flyschscholle am südlichen Forstweg im Gschlifgraben in etwa 600 m Höhe. Dort besteht ein deutlicher etwa 100 m langer Rücken aus glimmerigen Mühsandsteinen, aber auch einigen feinkörnigeren und besser zementierten dünnen Sandsteinbänken und wenig sichtbaren grauen Schiefertönen, die bisher keine Faunen geliefert haben. Sie passen demnach am besten zum Reislberger Sandstein, zumal seinerzeit am Nordrand auch Reste von Gaultflysch registriert wurden. Grestener Schichten, wie F. WEBER (1960) meinte, sind es sicher nicht. In der schmalen schutterfüllten Furche südlich des Rückens wurde zwar mit viel Mühe zwischen dem Schutt eine Probe eines schwarzen Schiefers gewonnen, doch scheint die spärliche Fauna eine Mischung aus Gaultflysch und ultrahelvetischem Alttertiär zu sein. Immerhin ein Hinweis auf Ultrahelvetikum.

Eine ähnliche Lage hat ein kleines Gaultflyschvorkommen unmittelbar nördlich des nördlichen Grestener Klippenzuges, und zwar zwischen diesem und dem Ultrahelvetikum, 50 m westlich vom oberen Forstweg im Gschlifgraben. Es besteht aus Glaukonitquarziten, grauen Sandkalken und rissigen Kalksandsteinen, scheint aber bereits in Schutt aufgelöst zu sein. Am Forstweg selbst wurde einst auch eine winzige Flyschscholle notiert, die aber jetzt nicht mehr wiedergefunden werden konnte.

8.4. Der Kalkalpenrand

Der kalkalpine Südrahmen des Gschlifgrabens erfordert keine genaue Beschreibung. Einerseits ist er nicht direkt Thema dieser Publikation, andererseits wurde er in neuerer Zeit bereits bearbeitet (F. WEBER, 1960).

Über dem verschleiften, hauptsächlich aus Liasfleckenmergeln, Kieselkalken u. ä. bestehenden kalkalpinen Gesteinszug in der ultrahelvetischen Klippenzone liegt auf einem Polster aus Gips und Haselgebirge die hochbajuvarische Einheit der Zirler Schneid, die westlich vom Traunsee der Langbathscholle entspricht. Sie selbst ist von der Tirolischen oder Staufener-Höllengebirgsdecke steil überschoben.

Der Gips streicht in einer schuttbedeckten Rampe aus, kommt aber nachweislich auch in Klüften des Kalkes beim Kalkofen und spurenweise auch im Liegenden dieses kalkalpinen Klippenzuges vor. Er wurde seinerzeit auch gewonnen und in zwei Gipsmühlen am Traunsee beim Hoisn verarbeitet. Auf die Loslösung des Klippenzuges vom Kalkalpenrand im Westen und seine dortige tektonische Position zwischen Nord- und Südultrahelvetikum (Klippenzone) und andererseits im Osten südlich der Klippenzone wurde schon hingewiesen, was die eigenartige tektonische Lage erst recht beleuchtet. Der Kalkofenzug ist deutlich stark gestört. Die verschiedene Lage der Kalklinsen deutet auf Verfaltung und Verschuppung und eine Art Boudinage an

W–NW ausstreichenden, mehr oder minder schuttverhüllten Störungstreifen hin.

Die eigentliche Kalkalpenfront ist ein über tausend Meter mächtiger Deckenkörper. Am Westfuß bewirken Störungen der Traunsee-Störungszone ein rechtwinkliges Abknicken des Felsfußes nach Süden. Zu diesem System gehören auch die in der Kaltenbachwildnis häufig sichtbaren und oft mit Mylonitisierung verbundenen Störungen, die sich mit Schuppungen vergittern. So kommt das heftig gestörte Mosaik von Gutensteiner Kalk und Wettersteinkalk, sowie Hauptdolomit beim Adlerhorst zustande.

Über der erwähnten Rampe erhebt sich eine glatte Steilwand aus grauem Kalk, der von älteren Geologen als Wettersteinkalk, von F. WEBER (1960) jedoch als Opponitzer Kalk angesprochen wurde. Obwohl die letztere Ansicht manches für sich hat, neige ich doch eher zur ersteren Deutung, wenn dieser Wettersteinkalk auch nicht besonders charakteristisch ist. Am Ostende der Wand wurde auch eine Lamelle von Gutensteiner Kalk beobachtet. Am Bergfuß südwestlich vom Laudachsee steht allerdings in analoger Position typischer Wettersteinkalk an.

Darüber liegt Hauptdolomit, darüber Plattenkalk mit häufigen etwas splittrigen Dolomitbänken, Kössener Schichten, Hornstein- und Tithon-Neocomkalke. Die querverbogene Mulde kommt in WEBERS Karte gut zum Ausdruck. Am Zirler Berg bildet zertrümmerter Hauptdolomit einen ausgedünnten Südflügel der Mulde und am Fuße der Traunsteinwand gibt es enorm verschleifte Reste von Lunzer Schichten. Diese Beobachtungen zeigen an, daß die tirolische Überschiebung aus einer zerrissenen Falte hervorgegangen ist. Das Ostende der Decke geht ja im östlichen Sengsengebirge aus einer Auffaltung innerhalb der Reichraminger Decke hervor.

Die Tirolische Überschiebung ist bis in den Wandfuß des aus Wettersteinkalk bestehenden Katzensteins zu verfolgen (die Deutung als Gutensteiner Kalk in der geologischen Karte Blatt Kirchdorf und bei WEBER, 1960 ist sicher falsch!), dann keilt die Zirler Scholle nach Osten aus. An der Basis der Wettersteinkalke des Steineckzuges erscheinen Gutensteiner Kalke und in der Schratzenau auch Werfener Schichten. An der Veränderung muß eine Querstörung östlich vom Katzenstein mitgewirkt haben. Im Westen streicht die Tirolische Überschiebung quer durch die Westabstürze des Traunsteins in Richtung Ansetz zum Traunsee hinab.

Es sei noch die Bemerkung hinzugefügt, daß die altbekannten Züge von meist dünnbankigen Gutensteiner Kalken im Traunstein doch nicht die Basis von Schuppen im Wettersteinkalk sein dürften, sondern seitliche fazielle Vertretungen. In der nördlichen Gipfelwand scheinen sie sich gegen Osten zu verlieren und bei der Ansetz wurden Übergänge, aber keine tektonischen Schnitte festgestellt.

8.5. Störungen (Verwerfungen, Querstörungen)

Gemeint sind Störungen, die den Falten- und Deckenbau durchschneiden.

Das markanteste Störungssystem des Gebietes ist die Traunseestörung. Sie ist schon früher den Geologen aufgefallen, z. B. G. GEYER (1917) (Literatur bei F. WEBER, 1960). Ihr auffallendster Effekt ist das Vorspringen des Kalkalpen-Nordrandes am Ostufer des Traunsees um etwa 3 Kilometer. Aber noch größer ist

der Verschiebungsbetrag des Überschiebungsrandes der Staufen-Höllengebirgsdecke, nämlich ca. 5,5–6 km. Am Sonnstein ist die Traunseestörung als steile WNW-gerichtete Aufschiebung aufgeschlossen; eine Faltung des grobgebankten Wettersteinkalkes des Sonnsteins deutet Kompression an. Weiter alpenwärts folgt der Traunseestörung das Trauntal bis mindestens Ischl; ein Teil ist eine Aufschiebung in der Ostflanke des Höllengebirges, wo am Gosoll auch Gosau eingeklemmt ist.

Daß diese Störung neben der aufschiebenden auch eine wesentliche horizontale Komponente hat, beweisen die öfter beobachteten etwa waagrechten Striemen. Striemen gestatten auch die Ablesung von Ausgleichsbewegungen an dieses System querenden Klüften.

Daraus geht hervor, daß die Traunseestörung eine Art durchgerissene Bogenstruktur ist, wie sie am Nordrand der Kalkalpen häufiger auftritt. Ihren kantigen Zugschnitt am Traunstein verdankt sie vermutlich der großen Mächtigkeit des starren Wettersteinkalkes und Hauptdolomites. Der Wettersteinkalk ist in der Störung zwischen dem Höllengebirge und dem Traunstein enorm ausgedünnt, wie man am Sonnstein sieht, denn der ebenfalls aufgeschobene Hauptdolomit in der SE-Flanke desselben gehört zum Ostflügel des Systems.

Am Ostufer des Traunsees taucht die Störung, oder ein Ast derselben – am Fuße der Wände, zwar auf größere Strecken noch von Schutthalden verhüllt – aus dem See und streicht in etwa nördlicher Richtung bis zum Adlerhorst, wo sie sich mit mehr E-streichenden sehr steilen Aufschiebungen vergittert, was sich in der pittoresken Morphologie der Kaltenbachwildnis abbildet. In den Abstürzen beim Miesweg und dem Forstwegtunnel sind mehrere subparallele Blätter zu bemerken. Die Kalkofenscholle jedoch ist westlich dieser Störung zwar geschleppt bzw. gegen Süden gebogen und schließt in einem dreieckigen Feld bis zum Hauptdolomit Klippenzone ein, ist aber nicht wesentlich verworfen, nur merklich boudiniert. Die Hauptstörung ist daher im Traunsee zu suchen und ist in erster Linie eine Erscheinung der Kalkalpen.

Einige Störungen im Gschlifgraben – Grünberggebiet können diesem Störungsbündel zugeschrieben werden. Eine davon ist jene Störung, die den Aufbruch bunter Schiefer im Jochamgraben im Osten begrenzt, doch ist ihr Verlauf wegen des verbreiteten Versturzes nicht genau festzulegen, ein NNE-Verlauf nur zu vermuten. Genauer erfaßbar ist die Störung, an der westlich des markierten Weges SSW Dürrenberg das Helvetikum an Flysch im Westen grenzt. Die Form der Rutschgebiete spricht für einen Ast, der westlich und einen der östlich P. 687 m den Dürrenberg überquert und der über den Sattel W Hochgschirr nach NNE verfolgt werden kann, dann in den auffallend breit ausgeräumten Moosgraben zielt und Anschluß an eine Störung SSW Flachberg bei Haselberg findet.

Eine ähnlich gerichtete dritte Störung trennt am untersten Gaisrücken die Flyschdeckscholle vom Helvetikum im Osten ab. Man kann sie zwanglos über die (verfallene) Brautstube im Jochamgraben in das Grabensystem SSW Hochgschirr weiterziehen, östlich welcher der schmale Rest von Mürbsandsteinführender Oberkreide, der der Zementmergelserie stratigraphisch aufliegt, einsetzt. Von hier bietet sich freilich keine ganz befriedigende Fortsetzung an, es sei denn, man denkt an eine Versetzung der Störung in nordwestlicher Richtung.

Alle diese, sicherlich aus vertikalen und horizontalen Komponenten zusammengesetzten Störungen müssen zwar als durch die Traunseestörung beeinflusst angesehen werden, doch ist ihre Bedeutung im Vergleich zu jener recht geringfügig.

Verwerfungen kleinen bis kleinsten Ausmaßes sind sicherlich in großer Zahl vorhanden, nur sind sie sehr selten zu sehen. Oft sind sie im Ultrahelvetikum mit Kalzit gefüllt. Am besten sieht man sie noch an den Nummulitenkalken, sowie an der Roten und Schwarzen Kirche, wobei fast immer der Ostflügel etwas nach NE verschoben ist. Im Mergelgebiet müßte man sie dort suchen, wo z. B. am Gaisrücken Knicke in Verlauf oder Neigung des Kammes auftreten, oder wo lange schmale Rutschgräben oben abrupt enden und eine Gabelung des Kammes verursachen. Sie werden durch Sackungen und Abrisse einerseits oft etwas hervorgehoben, andererseits aber auch verschleiert.

An der Scharfen südlich Laudachsee bilden einige Kamine jene Störung ab, die an der Bildung des einspringenden Winkels der Kalkalpenfront mitbeteiligt ist.

9. Notizen zur Paläogeographie und Großtektonik

Weil die wichtigsten Punkte schon mehrmals gesagt wurden (S. PREY, 1951; 1953; 1962; 1975; 1980a; 1980b), kann diese Betrachtung ziemlich kurz gefaßt werden.

Es wurde (Kap. 8.1.) versucht, den verwickelten und linsigen Bau des Nordultrahelvetikums darzustellen. Infolge heftiger Tektonik kam es zu einer Anschoppung auf 400–600 m Breite. Man muß dabei im Auge behalten, daß manche Schichtglieder, wie etwa Alb, Cenoman, Turon jeweils nur einige bis etliche Meter Mächtigkeit erreichen und die gesamte Mächtigkeit 100 m kaum übersteigen dürfte. Daraus erhellt allein schon die Größenordnung des Zusammenschubes bzw. der Raumverkürzung, die in diesem Gesteinspaket stecken muß. Und es braucht niemanden wundern, daß, wie schon öfter gesagt wurde, zwei verschiedene Fazies des Alttertiärs einverleibt sind. Dazu sollen später noch ein paar Worte gesagt werden.

Zunächst die Kreide. Die teils bunte, teils hell- bis dunkelgraue Mergelfolge als Ablagerung mäßig tiefen Wassers, dem heutigen Globigerinenschlamm vergleichbar, ist zweifellos über große Flächen, also auch in den Fenstern von Salzburg bis Steyr praktisch völlig gleich. Deshalb sind sie für subtilere tektonische Unterscheidungen nicht brauchbar. Es handelt sich um die Hauptmasse der als Buntmergelserie angesprochenen Bildungen.

Anders hingegen das Alttertiär (S. PREY, 1975; 1980a). Da sind die nördlicheren Vorkommen im Gschlifgrabengebiet deutlich durch Adelholzener Fazies gekennzeichnet, die allerdings auch von Resten paleozän-untereozyäner Glaukonitmergel, mitteleozäner grauer Mergel, Spuren von *Clavulinoides szaboi*-Schichten und diversen, sowohl örtlich, als auch stratigraphisch schwer lokalisierbaren Eozänsandsteinen (Blöcke) begleitet werden. Der Sandstein mit *Cucullaea crassatina* scheint überhaupt ein Unicum zu sein. Die alttertiären Schichten liegen, soweit man das beobachten kann, dem Maastricht auf.

Im Süden liegt etwa 20 m mächtiges mergeliges glaukonit-sandiges Untereozän auf dem Maastricht.

Den hangenden Abschluß der Schichtfolge bildet eine untereozäne Nummulitenkalklage, die zwar noch zu den Roterzschichten zu rechnen ist, aber doch beträchtliche Ähnlichkeiten zur Adelholzer Fazies aufweist.

In diesem Zusammenhang wurde auch immer wieder darauf hingewiesen (S. PREY, 1975), daß in dem am Nordrand der Flyschzone gelegenen Helvetikum-Fenster von Ohlsdorf–Oberweis zweifellos im Süden eine Schuppe mit Adelholzer Fazies einer Serie mit typischem Roterz und *Clavulinoides szaboi*-Schichten im Norden gegenübersteht, also umgekehrt, wie in Bayern.

Eine, wie ich glaube, plausible Erklärungsmöglichkeit, die auch schon mehrfach Zustimmung erfahren hat, wurde bereits angeboten (S. PREY, 1975). Sie rechnet mit unruhiger Sedimentation in extremem Flachmeermilieu, Ineinandergreifen von Sedimentation und Abtragung und schließlich einer weiter ausgreifenden seichten Transgression von Schwarzerz, bzw. Adelholzer Schichten und *Clavulinoides szaboi*-Schichten. Eine tektonische Deutung, die für die Erklärung der Abweichungen vom bayerischen Schema herangezogen werden könnte, ist für die österreichische Flyschzone strikt abzulehnen.

Ein besonderes Problem ist die Herleitung der bunten Globigerinenmergel, die an der Grenze Maastricht–Untereozän in kleinen Schmitzen vor allem an der Roten und Schwarzen Kirche verbreitet sind. Wenn sie jünger sind, als das Untereozän darüber, dann könnte man eine tektonische Herleitung versuchen. Weil aber dieselbe Erscheinung auch weiter nördlich beim Maastricht unter Adelholzer Schichten festgestellt wurde, andererseits keinerlei vergleichbare Vorkommen an anderen Stellen und in anderer Umgebung im Gschliefgraben gefunden werden konnten und überdies die Vorstellung, daß etwa das Alteriär eine eigene Decke wäre, als direkt abwegig bezeichnet werden muß, kann das Alter bestenfalls untereozän sein. Auch die Annahme großer Olistholithe bringt Schwierigkeiten. Es wurde auch angedeutet, daß eine Umlagerung der Nannofossilien in der Basis der Roten Kirche erwägenswert ist. Die Globigerinenmergel selbst dürften eine kurzfristige Ingression aus dem südultrahelvetischen Raum sein, die die engere Beziehung zwischen den beiden Meeresräumen unterstreicht.

Auf die Vertiefung des Meeres im hohen Mitteleozän, sowie die Eingleitung bzw. turbiditische Einschüttung der Lithothamnien-schuttkalke wurde auch schon öfter hingewiesen. Diese Sedimente wiederum tieferen Wassers wurden neuerlich weiträumig über den so unruhigen mitteleozänen Bildungen ausgebreitet, bis die Sedimentation im tieferen Obereozän endete.

Was das Südultrahelvetikum betrifft wurde ebenfalls schon darauf aufmerksam gemacht (S. PREY, 1968; 1980a,b), daß es sich um Sedimente mehr toniger Beschaffenheit und tieferen Meeres handelt, mit sandschalerreichen Faunen, denen sich Globigerinenschiefer im Alttertiär hinzugesellen. Sicherlich ist hier ein Trogrand anzunehmen, von dem die Klippen stammen. Ihre Schichtfolge besteht aus einem tieferen Teil mit epikontinentaler Grestener Fazies und in Oberjura–Unterkreide aus pelagischen Bildungen (Radiolarite, Hornsteinkalke, Aptychenschichten). Die ab und zu gefundenen Ultrabasite können auch von dort hergeleitet werden.

Nach wie vor halte ich es für das Wahrscheinlichste, daß der rhenodanubische Flyschtrogl an den südultra-

helvetischen Raum im Süden anschloß, als tiefster Teil eines sich nach Süden vertiefenden Meeres. Die Reste kontinentaler Kruste im südlichsten Teil (St. Veiter Klippenzone, S. PREY, 1975; 1980 und Ybbsitzer Klippenzone, W. SCHNABEL, 1979) sind mit den ultrahelvetischen Klippen sicherlich eng verwandt. Ultrabasite gibt es hier häufiger, bei St. Veit auch in Form von Tuffen im Mittelkreideflysch. Ob und wie viel vom Untergrund des Flysches auch ozeanische Kruste gewesen sein mag, ist noch unbekannt. Wenn man die Öffnung des Flyschtroges etwa in der Unterkreide annimmt, könnte man erklären, warum einst näher gelegene Krustenteile nunmehr in entfernteren Gebieten gefunden werden.

Die Flyschdecke hat, jedenfalls nach dem Obereozän wahrscheinlich im Oligozän, das Ultrahelvetikum überwältigt und örtlich am Nordrand Teile davon aufgestaut (z. B. N Salzburg). Abbröckelnde Stirnteile der Decken finden sich in Breccien und als Olistholithe in der Molasse. Dabei kam es im Gschliefgraben sehr selten auch zu Einklemmungen von Flyschschollen zwischen nordultrahelvetischer Buntmergelserie und südultrahelvetischer Klippenzone, eine Erscheinung, die in vergleichbarer Form auch bei Rogatsboden (S. PREY, 1957) vorkommt, wo die Reste der Flyschdecke vorwiegend auch südlich der Klippenzone liegen. Allerdings gehört dort die ganze Buntmergelserie schon zum Südultrahelvetikum oder zumindest zu einem Übergangsgebiet zwischen Nord- und Südultrahelvetikum.

Über der Flyschdecke muß der größte tektonische Schnitt der Ostalpen existieren, gleichgültig ob man den Flyschtrogl so wie hier etwa im Nordpenninikum, oder weiter südlich im Südpenninikum beheimatet sieht, denn die Kalkalpen kommen von allen Einheiten am weitesten aus dem Süden (E. CLAR, 1965; A. TOLLMANN, 1962; S. PREY, 1976; 1980b). Ihr Bildungsraum liegt noch südlich vom penninischen Ozean und vom Mittelostalpin. Sie sind also in zwei Gebirgsbildungsperioden über eine enorme Distanz gewandert. Das wird ja heute weitgehend anerkannt. Aus einem Zwischenstück im Nordrandgebiet der Kalkalpen, wahrscheinlich anschließend an den Ablagerungsraum der Ternberger-Frankfurter Decke, dürfte die Kalkofenscholle herzu-leiten sein. Die Öffnung des penninischen Ozeans mag die Bildungsräume des Helvetikums und der Nördlichen Kalkalpen noch viel weiter voneinander entfernt haben, als sie ohnedies schon waren.

Daß die Zirler Scholle, wie auch die äquivalente Langbathzone westlich vom Traunsee, zur hochbajuvarischen Reichraminger Decke gehören muß, wurde schon von S. PREY (1951) und F. WEBER (1960) ausgesprochen. Die durch den rudimentären Mittelschenkel angezeigte Verbindung mit der Staufen-Höllengebirgsdecke spiegelt nur die Entstehung dieser Decke wider, die bekanntlich am Ostende als Abspaltung aus der Reichraminger-Lunzer Decke hervorgeht. Ihre Überschiebungsweite ist daher nicht als besonders groß zu werten. Im Zuge des Vorschubes der Kalkalpen ist auch das System der Traunsee-Störung entstanden.

Die Deckenbewegungen dieses Raumes könnten mit der Überschiebung der Flyschdecke auf das Helvetikum frühestens im obersten Eozän begonnen haben. Die Überschiebung beider auf die Molasse des Alpenvorlandes ist später und mit Höhepunkt im Oberoligozän (Eger) erfolgt. Zu dieser Zeit kamen auch die Kalkalpen heran, deren Anschlag dem Weitertransport der Flysch-

decke weitere Impulse gegeben haben dürfte. Entsprechend jung muß auch die Einspießung der Kalkofenscholle eingeschätzt werden, die, vermutlich von der Hauptdeckenfront der Kalkalpen mitgeschoben, beim Aufstau der Klippenzone in diese einverleibt worden ist.

10. Bemerkungen zur jüngsten Entwicklung

Die quartären Befunde wurden bereits einmal dargestellt (S. PREY, 1956). Daher genügen wenige Feststellungen.

Das auffallendste der quartären Gesteine ist zweifellos die Hangschuttbreccie der Reißeten Schütt, die im Hintergrund des Gschlifgrabens in einer Mächtigkeit bis etwa 60 m ansteht. Sie kann, wie viele andere Hangschuttbreccien der Kalkalpen, in das Mindel-Riß-Interglazial gestellt werden. Infolge der Unterlagerung durch weiche rutschfreundige Mergel brechen oft ganze Gesteinsschollen und viel Schutt ab. Blöcke und viel Schutt, auch Haldenschutt vom Traunstein, wandern mit den Rutschmassen zutal und haben in größerer Zahl sogar das Traunseeufer erreicht. Einen weiteren größeren Rest solcher Hangschuttbreccien gibt es etwa 1 km NW Steineck, der ebenfalls von Rutschgebieten angenagt und durch Absackungen zerlegt wird. Aus diesem Verband stammt auch die Breccie mit dem großen Gutensteinerkalkblock an der Forststraße S Schrattenbach.

Im oberen Südteil des Gschlifgrabens richtet sich der Angriff der Erosion weiters gegen Schutt der Lokalmoränen, Haldenschutt und auch den Rand der Kalkalpen. Die beiden letzteren liefern auch weiter unten viel Schutt. Dieses Material wurde ebenfalls z. T. bis zum Traunseeufer verfrachtet.

Die größten Lokalmoränen stammen vom Laudachgletscher, dem Schrattengletscher und dem Farngrubengletscher vom Traunstein. Genauer es l. c. Sie sind größtenteils Würmmoränen.

Aus dem Lidringgraben hingegen kommt nur Material aus Helvetikum und Flysch. Vereinzelt vorkommende Blöcke von Hangschuttbreccien können nur aus einer losen Blockstreuung im Einzugsgebiet hergeleitet werden, denn die heute noch anstehenden Breccien reichen heute nicht soweit gegen Norden.

Die Transportkraft der Rutschmassen ist erstaunlich groß, denn sonst könnten nicht mehrere Kubikmeter große Blöcke aus dem hinteren Gschlifgrabengebiet bis auf die untersten Murkegel gelangt sein. Das sollte man im Auge behalten, wenn man Pläne hegt, den Gschlifgraben zu verbauen. Daß die Rutschmassen in historischer Zeit mehrmals bis zum See vorgestoßen sind, wurde schon eingangs erwähnt. G. A. KOCH (1898) weiß zu berichten, daß in früheren Jahrhunderten die weit vordringenden Rutschungen des Gschlifgrabens von großen Katastrophen begleitet waren. Zur Illustration: der mindestens 10 m³ große Block von Rhätkalk, der neben dem Lidringbach am markierten Weg zum Laudachsee im Rutschstrom liegt, kann nur aus der Stufe unter dem Traunsteinkar herkommen! Die noch nicht verwischte Buckeloberfläche auch der seennahen Rutschmassen ist Zeugnis dafür, daß auch diese Teile noch nicht ganz zur Ruhe gekommen sind.

In letzter Zeit war der Gschlifgraben hinsichtlich seiner Rutscherscheinungen Gegenstand von speziellen Untersuchungen (P. BAUMGARTNER, 1981).

Im Zuge meiner Kartierung wurde am Gaisrücken eine Streuung von Flyschblöcken registriert, die größ-

tenteils offenbar nicht, wie einmal auch vermutet, aus Einschuppungen stammen, sondern vielmehr aus einem Gekriech, das zu einer Zeit vor der morphologischen Ausgestaltung des engeren Gaisrückens gebildet worden war. Daß solche Oberflächenreste am Dürrenbergkamm vorhanden sind, zeigen die kleinen Reste von Moränenschutt, deren Alter fraglich ist.

In dieselbe Richtung führt auch eine Beobachtung, die zwar schon ausführlicher publiziert ist (S. PREY, 1956) aber hier doch noch einmal Platz finden soll. Die bereits erwähnten Moränen vom Traunstein bilden am Rande des Gschlifgrabens einen ca. 20 m hohen Abbruch in rund 800 m Höhe, der durch den Angriff der Rutschungen entstanden ist. Darin waren am Ende der Vierzigerjahre oberhalb von rund 15 m Moräne die Sedimente eines Tümpels aufgeschlossen, in den zweifellos nur aus dem Raume des heutigen Gschlifgrabens zahlreiche Foraminiferen eingeschwemmt worden waren. Das nördlich oder nordöstlich vorgelagerte Gelände muß damals also mindestens 20 m höher gewesen sein, damit ein Bach in das verlassene Zungenbecken gelangen konnte. Für die Haupttalung des Gschlifgrabens bedeutet das eine Tieferlegung in der Größenordnung von ca. 50 Metern. Also auch ein Hinweis auf eine gewaltige Ausräumung nach der Würmeiszeit!

Ferner ist die Tatsache festzustellen, daß die Rutschmassen des Gschlifgrabens bis in das Bett des würmeiszeitlichen Traungletschers vorgedrungen sind und einen ansehnlichen Murkegel an einer Stelle aufgebaut haben, wo auch mit großem seitlichem Schurf des Gletschers gerechnet werden muß. Auch das bekräftigt, daß der ganze, in mehreren Generationen aufgebaute Murkegel erst nach dem Zurückweichen des Würmeises entstanden sein muß. Den Anfang haben vielleicht schon am Eisrand angestaute Rutschmassen gemacht.

Die zu Tal strömenden Rutschmassen bilden wahrscheinlich das größte aktive Rutschareal der österreichischen Flyschzone. Eines geht aus der nun 36-jährigen Beobachtung dieses Gebietes hervor, nämlich das vermutlich periodische Schwanken der Aktivität. In den Jahren 1940–50 war die Aktivität der Rutschungen weitaus höher als heute, andererseits wieder sind Rutschgebiete, die damals weniger aktiv waren, heute größer und in kräftiger Bewegung (z. B. Südhang des Gaisrückens). Es ist sicherlich so, daß wenn Rutschmaterial in langsam wachsender Menge bereitgestellt ist, heute ruhige Rutschgebiete wieder in Gang kommen werden. Bei den Forstwegen könnte das zu Schwierigkeiten führen. In der Einleitung wird ja auf den damaligen Zustand der Rutschaktivitäten hingewiesen. An mehreren Stellen hat die Rutschaktivität innerhalb weniger Jahre merklich zugenommen, u. zw. in den Kahlschlägen am Südhang des westlichen Gaisrückens und an den Enden des südlichen Forstweges im Gschlifgraben und des Forstweges im Lidringgraben, wo der Wegbau durch diese Rutschungen gestoppt wurde. Weitere Reaktivierungen von Rutschungen durch menschliche Eingriffe (in ein Naturschutz- und Bannwaldgebiet!) kann man erwarten.

Wer glaubt, ein derartiges geologisches Phänomen technisch bändigen zu können, der irrt meiner Meinung nach. Oder es entstehen enorme Kosten, die aber hier nicht gerechtfertigt sein dürften. Daher wäre es besser, nicht mehr weiter abzuholzen, sondern dem Gebiet einen erhöhten Naturschutz angedeihen zu lassen. Denn daß es sich hier um ein in Österreich einzigartiges Gebiet handelt, das unbedingt erhaltungswürdig ist, daran

kann kein Zweifel bestehen. Vielmehr sollte man das Gebiet technischen Geologen als Objekt für einen Anschauungsunterricht belassen, vielleicht sogar in Form eines Lehrpfades interessierten Menschen zugänglich machen.

Wie die Situation jetzt ist, fürchte ich allerdings, daß es bereits zu spät ist. Die Folgen unsachgemäßer Bewirtschaftung werden aber leider unsere Nachfolger zu tragen haben. Jammerschade!

Literatur

- ABEL, O.: Aufnahmsberichte. – Verh. Geol. R.-A., Wien 1908, 1909.
- ABERER, F. & BRAUMÜLLER, E.: Über Helvetikum und Flysch im Raum nördlich Salzburg. – Mitt. Geol. Ges., **49**, 1–40, Wien 1958.
- BAUMGARTNER, P. & MOSTLER, H.: Zur Entstehung von Erd- und Schuttströmen am Beispiel des Gschlifgrabens bei Gmunden (Oberösterreich). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **8**, Festschrift Heissel, 113–122, Innsbruck 1978.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaus der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., Sonderheft G, 11–35, Wien 1965.
- FAUPL, P.: Kristallinvorkommen und terrigene Sedimentgesteine in der Grestener Klippenzone (Lias – Neokom) von Ober- und Niederösterreich. – Jb. Geol. B.-A., **118**, 1–74, Wien 1975.
- FUGGER, E.: Die oberösterreichischen Voralpen zwischen Irrsee und Traunsee. – Jb. Geol. R.-A., **53**, 295–350, Wien 1903.
- GEYER, G.: Über die Kalkalpen zwischen dem Almtal und dem Traungebiet. – Verh. Geol. R.-A., 67–86, Wien 1911.
- GEYER, G.: Über die Querverschiebung am Traunsee. – Verh. Geol. R.-A., 67–99, Wien 1917.
- GÖTZINGER, G. & BECKER, H.: Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches (Neue Fossilienfunde). – Jb. Geol. B.-A., **82**, 343–396, Wien 1932.
- GÖTZINGER, K.: Zur Kenntnis der helvetischen Zone zwischen Salzach und Alm (Vorläufiger Bericht). – Verh. Geol. B.-A., 230–235, Wien 1937.
- HAGN, H.: Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. – Geol. Bavar. Nr. 44, 208 S., München 1960.
- HAUER, F. v.: Über die Eozängebilde im Erz. Österreich und in Salzburg. – Jb. Geol. R.-A., **9**, 103–137, Wien 1858.
- JANOSCHEK, R.: Oil Exploration in the Molasse Basin of Western Austria. – Proc. 5th Wld. Petrol. Cong., Sect. I, Pap. 47, 848–864, New York 1959.
- JANOSCHEK, W.: Geologie der Flyschzone und der helvetischen Zone zwischen Attersee und Traunsee. – Jb. Geol. B.-A., **107**, 161–214, Wien 1964.
- KOCH, G. A.: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Gmunden. – KRAKOWITZER: Geschichte der Stadt Gmunden, 26 S., Gmunden 1898.
- KRAUS, E.: Über den Flysch und den Kalkalpenbau von Oberdonau. – Jb. Oberöst. Musealver., **91**, 179–254, Linz 1944.
- MOJSISOVICS, E. v.: Aufnahmsbericht aus der Flysch-Zone. – Verh. Geol. R.-A., 3, Wien 1891.
- MOJSISOVICS, E. v. & SCHLOENBACH, U.: Das Verhalten der Flyschzone zum Nordrand der Kalkalpen bei Gmunden. – Verh. Geol. R.-A., 212–216, Wien 1868.
- NOTH, R.: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. – Jb. Geol. B.-A., Sonderbd. 3, 91 S., 9 Taf., Wien 1951.
- PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wolfgangseegebietes (Salzburg, Oberösterreich) 1 : 25.000. – Geol. B.-A., 92 S., Wien 1973.
- PREY, S.: Aufnahmsberichte 1946 und 1947. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1947, 1948.
- PREY, S.: Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a. d. Krems (Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **94**, 93–165, Wien 1950.
- PREY, S.: Der Gschlifgraben in der Flyschzone bei Gmunden (Vortrag). – Mitt. Geol. Ges., **44**, 263–265, Wien 1951a.
- PREY, S.: Helvetikum und Flysch. – In: Geologischer Führer zu den Exkursionen, Geol. B.-A., Sonderh. A, 38–48, Wien 1951b.
- PREY, S.: Helvetikum in der oberösterreichischen Flyschzone. – Verh. Geol. B.-A., Sonderh. C, 1–4, Wien 1952.
- PREY, S.: Flysch, Klippenzone und Kalkalpenrand im Almtal bei Scharnstein und Grönuau (O.Ö.). – Jb. Geol. B.-A., **96**, 301–343, Wien 1953.
- PREY, S.: Die eiszeitlichen Gletscher im Traunstein-Zwillingskogelklamm bei Gmunden, Oberösterreich. – Zeitschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol., **3**, 213–233, 1 Geol. Karte, Innsbruck 1956.
- PREY, S.: Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden. – Jb. Geol. B.-A., **100**, 299–358, Wien 1957.
- PREY, S.: Tertiär im Nordteil der Alpen und im Alpenvorland Österreichs. – Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., **109**, 624–637, Hannover 1958.
- PREY, S.: Flysch und Helvetikum in Salzburg und Oberösterreich. – Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., **113**, 282–291, Hannover 1962.
- PREY, S.: Probleme im Flysch der Ostalpen. – Jb. geol. B.-A., **111**, 147–174, Wien 1968.
- PREY, S.: Bemerkung zur Paläogeographie des Eozäns im Helvetikum-Ultrahelvetikum in Ostbayern, Salzburg und Oberösterreich. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **184**, 1–7, Wien 1975a.
- PREY, S.: Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Klippenzone des Lainzer Tiergartens in Wien (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., 1–25, Wien 1975b.
- PREY, S.: Rekonstruktionsversuche der alpidischen Entwicklung der Ostalpen. – Mitt. Geol. Ges., **69**, 1–25, Wien 1978.
- PREY, S.: Ultrahelvetikum und Flysch in Upper Austria near Gmunden (Excursion description). – In: Outline of the Geology of Austria and selected excursions. – (Intern. Geol. Congr.), Abh. Geol. B.-A., **34**, 210–214, Wien 1980a.
- PREY, S.: Helvetikum, Flysche und Klippenzone von Salzburg bis Wien. – In: Der geologische Aufbau Österreichs, 189–217, Wien-New York (Springer) 1980b.
- RICHTER, M. & MÜLLER-DEILE, G.: Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (OBB.) und der Enns (Oberdonau). – Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., **92**, 416–430, Berlin 1940.
- SCHLOSSER, M.: Die Eozänfaunen der bayerischen Alpen. I. Teil: Die Faunen des Unter- und Mitteleozäns. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Abt., **30**, 1–207, München 1925.
- SCHNABEL, W.: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt in Lunz/See. Exkursionsführer. – Geol. B.-A., 82 S., Wien 1979.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – 256 S., Wien (Deuticke) 1962.
- TRAUB, F.: Geologische und paläontologische Bearbeitung der Kreide und des Tertiärs im östlichen Rupertiwinkel, nördlich Salzburg. – Palaeontographica, **88**, Abt. A, 114 S., Stuttgart 1938.
- TRAUB, F.: Die Schuppenzone im Helvetikum von St. Pankraz am Haunsberg nördlich Salzburg. – Geologica bavarica Nr. 15, 1–38, München 1953.
- TRAUTH, F.: Die Grestener Schichten der österreichischen Voralpen und ihre Fauna. – Beitr. Pal. u. Geol. Österr.-Ungarns etc., **22**, 1–142, Wien 1909.
- UHLIG, V.: Die Cephalopodenfauna der Wernsdorfer Schichten. – Denkschr. Akad. Wiss., **86**, Wien 1883.
- VOGELTANZ, R.: Die Crustacea Decapoda aus der „Fossil-schicht“ von Salzburg. – Ber. Haus d. Natur in Salzburg, **3**, 29–45, Salzburg 1972.
- WEBER, F.: Zur Geologie der Kalkalpen zwischen Traunsee und Almtal. – Mitt. Geol. Ges., **51**, 295–352, Wien 1960.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 21.12.1982.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1983

Band/Volume: [126](#)

Autor(en)/Author(s): Prey Siegmund

Artikel/Article: [Das Ultrahelvetikum-Fenster des Gschliefgrabens südöstlich von Gmunden \(Oberösterreich\) 95-127](#)