

## Das Flyschfenster von Windischgarsten und seine Umgebung – Eine Dokumentation über Schichtfolgen und Tektonik

Von SIEGMUND PREY†

Mit 9 Abbildungen, 2 Tabellen und 2 Tafeln (Beilagen)

*Oberösterreich*  
*Nördliche Kalkalpen*  
*Flyschzone*  
*Flyschfenster von Windischgarsten*  
*Ternberger Decke*  
*Frankenfelser Decke*  
*Reichraminger Decke*  
*Staufen-Höllengebirgsdecke*  
*Ötscherdecke*  
*Decke der Hallermauern*  
*Warscheneckdecke*  
*Bosruckscholle*  
*Windischgarstener Gosaubecken*  
*Störungszone von Grünau – Windischgarsten*  
*Salztektonik*

Österreichische Karte 1 : 50.000  
Blätter 68, 98, 99

### Inhalt

Zusammenfassung .....	514
Abstract .....	515
1. Einleitung .....	516
2. Die Schichtfolgen .....	517
2.1. Der Flysch .....	517
2.1.1. Gaultflysch .....	517
2.1.2. Reiselsberger Sandstein .....	518
2.1.3. Bunte Schiefer i.a. ....	519
2.1.4. Zementmergelserie .....	520
2.2. Deckenreste im Fensterrahmen, die dem Ternberger-Frankenfelser Deckensystem zugeordnet werden können ..	521
2.2.1. Die Scholle nördlich Bauer am Berg (Gunst) .....	521
2.2.2. Die Teilschollen des Prieler Steinbruches und des Gunst-Westrandes .....	522
2.2.3. Mittelkreide der südlichen Gunstschollen .....	524
2.2.4. Die Neokomklippe des Kalvarienberges sowie Neokom und Mittelkreide im Osthang des Gunst .....	525
2.3. Deckenreste teilweise unbestimmter Stellung am Rande des Flyschfensters .....	526
2.3.1. Die Tithon-Mittelkreidescholle 300 m nördlich vom Wasserreservoir am Kühberg bei Windischgarsten ...	526
2.3.2. Die Scholle vom Horner im Südostende des Wuhrbauer Kogels .....	527
2.3.3. Die Mittelkreidescholle in der Bohrung Windischgarsten 1 .....	529
2.3.4. Kleine Neokomschollen N Badhaus und SSW Hinter Puchriegl .....	529
2.3.5. Oberjura-Neokom-Cenomanschollen am Dambach östlich vom Fraitgraben und bei der Fraitgrabenmündung .....	530
2.3.6. Weitere isolierte Schollen .....	530
2.3.7. Der rotgrüne Geröllsandstein SW Groß Kleiner .....	530
2.3.8. Die tiefste Einheit in der Bohrung Windischgarsten 1 .....	531
3. Der Rahmen des Flysch- und Doppelfensters von Windischgarsten .....	531
3.1. Die Schichtfolge der Staufen-Höllengebirgsdecke und der Reichraminger Decke .....	532
3.1.1. Gutensteiner und Reiflinger Kalke (Anis-Ladin) .....	532
3.1.2. Wettersteinkalk und -dolomit (Ladin) .....	532
3.1.3. Lunzer Schichten (Unterkarn) .....	533
3.1.4. Opponitzer Kalk (Oberkarn) .....	533
3.1.5. Hauptdolomit (Nor) .....	534
3.1.6. Kössener Schichten und Plattenkalk (Rhät und Obernor) .....	534
3.1.7. Rhätkalke i.a. bzw. vorwiegend Oberrhätkalke .....	535
3.1.8. Liaskalke .....	535
3.1.9. Die Gosau der Staufen-Höllengebirgsdecke und der Reichraminger Decke .....	536
3.1.9.1. Ältere Gosau .....	536
3.1.9.1.1. Basalbildungen .....	536
3.1.9.1.2. Übergangsbildungen aus der basalen Gosau .....	538
3.1.9.1.3. Ältere Gosau speziell .....	538

3.1.9.2. Gosau in der Fazies der Nierentaler Schichten (Obersanton–Eozän) .....	539
3.1.9.2.1. Pelagische Mergel des Obersanton–Untercampan .....	539
3.1.9.2.2. Nierentaler Schichten des Obersenons .....	540
3.1.9.2.3. Schichten des Alttertiärs in der Fazies der Nierentaler Schichten .....	541
3.2. Die Schichtfolge der Decken der Haller Mauern, des Warschenecks, des Toten Gebirges (Ötscherdecke s.l.) und der Bosrucksholle .....	543
3.2. 1. Die Präbichlschichten (Perm) .....	543
3.2. 2. Grüne Werfener Schichten (Perm) .....	544
3.2. 3. Werfener Schichten (Skyth) .....	544
3.2. 4. Rauhacken, Rauhackenbreccien, Haselgebirge (Oberskyth bis unterstes Anis), Reichenhaller Schichten .....	544
3.2.4.1. Fremdgesteine im Salinarkomplex .....	547
3.2.4.1.1. Kössener Schichten bei St. Leonhard .....	547
3.2.4.1.2. Rhätische Tonmergelschiefer an der Imitzbergstraße .....	547
3.2.4.1.3. Schollen südlich Rosenau .....	547
3.2.4.1.4. Hallstätter Kalke der Gammeringalm südlich Wurzner Kampl .....	547
3.2.4.1.5. Basische Eruptivgesteine im Salinar .....	548
3.2. 5. Gutensteiner Kalk und Dolomit (Anis) .....	548
3.2. 6. Äquivalente des Schreyeralkalkes bzw. Lercheckalkes (Hallstätter Kalke, Anis) .....	549
3.2. 7. Bosruckkalk (Oberanis–Unterkarn), Tisovec-Kalk .....	549
3.2. 8. Ramsaudolomit (Wettersteindolomit, hauptsächlich Ladin) .....	550
3.2. 9. Raibler Horizont (Karn) .....	550
3.2.10. Dachsteinkalk (Nor–Rhät) .....	550
3.2.11. Spitaler Marmor, Basalbreccien des Lias .....	551
3.2.12. Hierlatzkalk, Manganknollenhorizont (Unterlias) .....	551
3.2.13. Fleckenmergel, Kiesel- und Radiolaritschichten (Lias–Untermalm) .....	552
3.2.14. Malmkalke .....	553
3.2.15. Gosauschichten der südlichsten Decken – Ötscherdecke i.w.S. (Gosau des Windischgarstener Beckens zwischen Rosenau, Hinterstoder und dem Pyhrnpaß) .....	554
3.2.15.1. Basalbildungen .....	554
3.2.15.2. Ältere Gosau i.a. ....	556
4. Geologische Entwicklung und Gebirgsbau .....	558
4.1. Für diesen Gebirgsbau wichtige Ereignisse der Erdgeschichte .....	558
4.2. Grundzüge des tektonischen Baues .....	559
4.2.1. Das Flyschfenster und sein unmittelbarer Rahmen .....	561
4.2.1.1. Das Flyschfenster als Diapir? .....	563
4.2.1.2. Die heute bekannte Ausdehnung des Flyschfensters .....	564
4.2.2. Die Schollen des Ternberger–Frankenfelder-Deckensystems .....	564
4.2.3. Das Reichraminger Deckensystem und die Staufen–Höllengebirgsdecke .....	564
4.2.4. Die Decke der Haller Mauern, des Warschenecks und des Toten Gebirges (Ötscherdecke s.l.) .....	566
4.2.5. Zur Nordgrenze der Totengebirgsdecke aus meiner Sicht .....	571
4.2.6. Überlegungen zur Frage von Horizontalbewegungen an der Windischgarstener Störungszone .....	572
4.2.7. Bemerkungen zu den Fortsetzungen der Windischgarstener Störung .....	573
4.2.8. Regionale Nebenbemerkung zur Frage der Verbindung von Grauwacken- und Kalkalpendecken .....	574
5. Die Bohrung Windischgarsten 1 .....	574
Literatur .....	576

## Zusammenfassung

Ziel dieser zusammenfassenden Darstellung des Gebiets um Windischgarsten und Spital am Pyhrn ist es, einen möglichst großen Teil der in jahrelanger Kartierung gesammelten Beobachtungen, Begründungen und Gedanken mitzuteilen und zu dokumentieren. Das betrifft in erster Linie den Rhenodanubischen Flysch des „Flyschfensters von Windischgarsten“, seinen Rahmen mit Deckentrümmern der Ternberger–Frankenfelder Einheiten, von denen die beim Horner sogar unterostalpine Züge trägt, sowie den eigentlichen Rahmen mit der Reichraminger Decke (mehr im Norden) und der Ötscherdecke s. l. (meist im Süden). Sie unterscheiden sich durch die Gesteinsfolgen, sowie einzelne Charaktergesteine.

Der Rhenodanubische Flysch läßt sich ganz analog zur eigentlichen Flyschzone gliedern, wobei auch die Mikrofaunen übereinstimmen. Die Folge umfaßt Neocomflysch bis hohe Zementmergelserie. Die Ternberger–Frankenfelder Schollen haben Schichtfolgen vom Hauptdolomit bis ins Neocom, die überlagert werden von mergeligem Albi und (mit Diskordanz!) einer flyschartigen Mittelkreide (meist Albi–Unterturon). Leitgesteine der mindestens zwei Schichtfolgen sind der altbekannte Vilsener Kalk, aber auch ein roter Tithonflaserkalk. Die Mittelkreide hier ist kein Gaultflysch! Die unterostalpinen Züge der Schichtfolge beim Horner sind kristallführende Breccien in Tithon–Neocomkalken sowie Sandsteine in Tristelfazies. Wenn Flysch und kalkalpine Mittelkreide kleinräumig verschuppt sind, ergeben sich naturgemäß Unterscheidungs- und Kartierungsprobleme.

Den eigentlichen Rahmen bildet die Reichraminger Decke (Staufen–Höllengebirgsdecke) im Norden und vom Tamberg westwärts auch südlich der Windischgarstener Störung und südlich davon die Ötscherdecke s. l. (Decken der Haller Mauern und des Warschenecks, Bosruck). Sie unterscheiden sich ebenfalls durch die Schichtfolgen und gewisse Charaktergesteine. So ist die Reichraminger Decke durch Gutensteiner und Reiflinger Kalke, Wettersteinkalk (bes. in der Staufen–Höllengebirgsdecke), Lunzer Fazies und Hauptdolomit gekennzeichnet, während die Ötscherdecke s. l. durch Werfener Schichten und verbreitet Gips- und Salzgebirge, Ramsaudolomit, z. T. fehlendes karnisches Band und mächtigen Dachsteinkalk charakterisiert wird. Im Süden sind sogar Übergänge in Hallstätter Fazies bekannt. Sehr auffallend sind auch die im Salinar verbreiteten Schollen von Kalken von Gutensteiner Typus, Serpentiniten und feinkörnigen Basiten, sowie Hallstätter Schollen (Gammering) und Schollen mit für die umgebende Einheit fremder Fazies, wie z. B. Rhät in germanischer Fazies im Salinar bei Spital/Pyhrn inmitten von Dachsteinkalkfazies. Das Salinar ist zwar teilweise permisch, aber in größeren Massen skythisch und im obersten Teil in oft mächtige Reichenhaller Rauhacken umgewandelt.

Eine nicht unbedeutende Rolle spielt die Salztektonik und an vielen Bewegungsflächen ist Gips-Haselgebirge zu finden, wie etwa an der Basis des mittel- bis obertriadischen Stockwerks an der Basis bis hinunter zur Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch und zwischen den Rahmeneinheiten. Auch für die tiefmalmischen salinar-beeinflußten Vorgänge sind Beispiele vorhanden, z. B. die synsedimentären Eingleitungen in den tiefen Malm (Gammering, Wurzner Kamp). Aber auch Anzeichen für Etappen des Haselgebirgsaufstiegs in früheren Salzstöcken sind deutlich erkennbar: zuerst Reste einer Bedeckung durch kieselige Schichten des Lias–Dogger, dann durch Plassenkalke, die durch Salzaufstieg z. T. noch durchbrochen wurden. Schließlich ist das Haselgebirge im Windischgarstener Becken bis in die tiefste Gosau aufgestiegen. Stratigraphisch interessant ist die Entdeckung eines Eisen-Mangankrusten- und -Knollenhorizonts an der Basis des liassischen Hierlatzkalkes.

In der älteren Gosau stehen den mächtigeren sandigen Mergeln (über Haselgebirge!) im Süden dolomitreiche Basalbildungen im Norden gegenüber, die allmählich aus dem Hauptdolomit hervorgehen. Darüber vermittelt mit unauffälligen Grenzen ein hellgrauer Mergelkomplex (Obersanton–Untercampan) zu den Nierentaler Schichten und dem Alttertiär.

Östlich Rosenau und örtlich bei Pießling stehen Nierentaler Schichten südlich der Windischgarstener Störung, dazwischen nur nördlich derselben an.

Die Tektonik wird von Stockwerksbewegungen der Dachsteinkalkdecken über einer Basis aus Werfener Schichten, Haselgebirge und Gutensteiner Kalk beherrscht, während die Reichraminger Decke z.T. schöne Falten zeigt, wie etwa die Stirn des Sengsengebirges.

Das wesentlichste tektonische Element ist hier die Grünau–Windischgarstener Störungszone, an der vor allem das Flyschfenster von Windischgarsten aufbricht. Während im Westteil innerhalb der starren Triasplatten eine eher schmale Struktur entwickelt ist, beginnen – z.B. verursacht durch weichere Schichten wie Lunzer Schichten und Gosau – Nebenstörungen aufzutreten. Nördlich vom Wuhrbauer Kogel ist Gosau bis Eozän unmittelbar nördlich vom Flysch in die oftmals aufgespaltene Störungszone eingeschichtet, der auch noch im Randgebiet des Sengsengebirges einige markante Störungen zugehören. Weiter ostwärts gibt es noch einige Fenster des Ternberger–Frankenfelder Deckensystems, ehe die Störung in der „Reiflinger Scholle“ bei St. Gallen endet.

Eine zweite markante Zone ist die Pyhrnfurche, von der mehrere nordgerichtete Störungen ausgehen, von denen eine die Gosau des Beckens im Osten gegen Untertrias abschneidet. Die Pyhrnfurche zeigt ebenfalls Merkmale eines ehemaligen Salz- oder Gipsstockes, der sich sicherlich mit dem Salinar unter der Gosau verbindet. Randstrukturen begleiten auch den Ostfuß des Warscheneckstockes.

Schließlich soll auf die Ähnlichkeit eines dem Warscheneck wie auch den Hallermauern vorgelagerten Zuges hingewiesen werden, der Spekulationen über Drehungen der Triasplatten möglich macht. In diesem Zusammenhang wird auch die Frage nach Horizontalverschiebungen an der Windischgarstener Störungszone angeschnitten.

Den größeren Teil der Darstellung nehmen stratigraphische Angaben und Begründungen ein, von denen einige auch im tektonischen Teil dargestellt werden könnten. So manche davon können nach dem Inhaltsverzeichnis gefunden und aufgesucht werden.

Am Schluß befaßt sich ein kurzes Kapitel mit der Bohrung Windischgarsten 1 und dabei sich ergebenden Dokumentationen.

## **The Flysch Window of Windischgarsten and its Surroundings – A Documentation on Stratigraphy and Tectonics**

### **Abstract**

The documentation of many observations, arguments and ideas collected during many years of geological working in the surroundings of Windischgarsten and Spital/Pyhrn in Upper Austria is the purpose of this paper. Central object is the window of Rhenodanubian Flysch nearby Windischgarsten and its frame of salinar rocks (mostly gypsum) and slices of low units of the Calcareous Alps below the Reichraming Nappe in the north and the Ötscher Nappe s. l. in the south. Referring to fragments of the Ternberg–Frankenfels Nappe System we can distinguish two a little different series: one (in the west of the Gunst Mountain) consisting of Liassic spotted marls, Klaus Limestone, Vils Crinoidal Limestone, Mühlberg Limestone, lower Malmian Limestones, red "Tithonflaserkalk" and variegated Tithonian to Neocomian limestones; the other one, chiefly in the central mountain, contains Hauptdolomite, traces of Kössen Formation, Liassic spotted marls, Vils Limestone, red Radiolarite, variegated plotted cherty limestone and Neocomian limestones. One of these fragments shows a tendency to characteristics of lower Austroalpine series because there are exotica bearing limestones and sandstones with microfossils and crinoidal detritus. Very characteristic are small Albian marls and big Albian to Cenomanian flyschoid formations, peculiar for the Ternberg–Frankenfels System. Strictly spoken we can also speak about a double window.

North of this double window is situated the Staufen–Höllengebirge Nappe (a digitation of the Reichraming Nappe) built up by reef facies of Wetterstein Limestone, small Lunz Formation and Hauptdolomite. Southwards this configuration passes into a basin facies with Gutenstein and Reifling Limestones, thick Lunz Formation and big Hauptdolomite.

A slightly different composition has the Ötscher Nappe s. l., consisting of two tectonically separated parts, lying one upon the other. The socle, overlying Permian and Paleozoic rocks (on the southern border), consists of Werfen Formation, plenty of evaporites (mostly Haselgebirge with gypsum, of often lower Skythian to lowermost Anisian age), Reichenhall Formation and Gutenstein Limestone. The salinar rocks contain blocks of basic rocks, most of them in the overthrust zone upon the flysch. The higher part of the unit, especially the nappe-fragments of the Hallermauern, Bosruck, Warscheneck and Totes Gebirge, are built up by Ramsau Dolomite, Dachstein Limestone and relics of Jurassic cover.

After a period of big erosion follows the transgression of the Gosau Formation (Coniac–Eocene), which was again strongly folded and disturbed in the Tertiary time. A formation with younger members is mostly developed north of the flysch, whereas in the south (south of Windischgarsten) dominates a formation of older Gosau, which overlies a large salinar body.

A very interesting stratigraphical fact is the existence of a horizon with Fe-Mn-crusts and concretions in the lowermost Hierlatz Limestone (Liassic), which overlies a big Dachsteinkalk Formation (Warscheneck M.). Such formations are well known from present oceans as deepwater formations.

Another aspect is the role of the salinar rocks. They follow as ascending masses tectonical lines, like overthrusts and faults. Sometimes there appear structures, possible to interpret as marginal structures of salinar bodies. The largest mass of (mostly) gypsum lies south of the flysch, below the Gosau of the Windischgarsten basin up to the Pyhrn Pass.

The dominating tectonical structure ist the Grünau–Windischgarsten Fault, 60 km long, between Grünau (border of the calcareous Alps) and south St. Gallen. From here to near Pießling (W Windischgarsten), the southern boundary is identical with the northern boundary of the Ötscher Nappe s. l., but farther to the west the fault is cutting into the Reichraming Nappe system. The appearance of the tectonical window has been favoured by masses of evaporites and soft Gosau Formation. Maybe, the uplift of flysch had a trend to a diapiric mechanism. In any case, intense faulting is visible north of the flysch in a 1–2 km broad zone. The mechanism of the fault must be connected with the origin of the cross structure of the Weyer Arc. Possibilities of horizontal movements (vrenchfault) are discussed.

Many other faults and overthrust planes in the reach of the Ötscher Nappe s. l. are filled with mobile evaporites. One of the most important is the Pyhrn Structure, which probably is an old gypsum body. Other gypsum bearing structures are in the east and west of the Windischgarsten Gosau Basin against the Triassic frame. The massive of the Bosruck Mountain (middle Triassic with tendency to the Hallstatt Facies) is surrounded of gypsum rich Haselgebirge.

Finally some problems are discussed. Some words deal with the Drilling Windischgarsten 1.

## 1. Einleitung

Nach meinem Bekanntwerden mit der Flyschgeologie im Jahre 1945 erwachte auch das Interesse für das „Flyschfenster von Windischgarsten“, das bekanntlich damals sehr umstritten war. R. BRINKMANN (1936) sprach als erster davon, nachdem schon früher gelegentlich die Flyschähnlichkeit und bestimmte, in dieser Umgebung fremdartige Gesteine wie die Vilser Kalke (F. HAHN, 1913), aufgefallen waren. Allerdings stufte er den Flysch hauptsächlich in die Unterkreide ein. Zu den Zustimmenden gesellten sich z.B. M. RICHTER & G. MÜLLER-DEILE (1940) und auch E. SPENGLER (1959), zu den Ablehnenden u.a. O. KÜHN (1937, 1938) und E. KRAUS (1944).

Der Verfasser hat im Jahre 1950 eine günstige Gelegenheit ergriffen, erstmals den Wuhrbauer Kogel kurz zu besuchen. Dabei wurden erste gültige Beweise für die tatsächliche Existenz des Flyschfensters gewonnen. Ich erinnere mich noch gut, wie betroffen und ungläubig O. KÜHN war, als ich ihm vom Fund erster Globotruncanen in der Zementmergelserie berichtete (S. PREY, 1950/51).

Doch dieser Fund machte das Objekt interessant genug, sodaß 1958 mit Kartierungsarbeiten bei Windischgarsten durch die GBA von PREY und RUTTNER begonnen wurde. G. WOLETZ (1955) unterstützte die Forschung durch einschlägige Schwermineraluntersuchungen, die die Brauchbarkeit dieser Methode zur Unterscheidung von Flysch und Gosau bewiesen. Erste Ergebnisse wurden von S. PREY, A. RUTTNER & G. WOLETZ (1959) festgehalten. Leider konnte RUTTNER wegen anderweitiger Tätigkeiten nicht mehr weiter mitwirken, und ich führte die Arbeit allein weiter. Die Zusammenarbeit mit RUTTNER war für mich, der ich damals noch nicht allzu viele Erfahrungen in den Kalkalpen hatte, sehr wichtig, ist mir auch in bester Erinnerung und hat unsere Freundschaft sehr gefestigt.

Dankenswerterweise stellte das Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen ca. 1960 für uns nach Luftbildern eine eigene topographische Karte her – Grundlage 1 : 10.000 für eine Karte 1 : 25.000 – und lieferte auch entsprechende Luftbildkopien dazu, eine ausgezeichnete Kartengrundlage, die die lange Zeit bis zur Fertigstellung der amtlichen Karten 1 : 50.000, Blatt 98 Liezen und Blatt 99 Rottenmann in den Jahren 1973/74

vorzüglich überbrückt hat. Allerdings mußten die zum Gesamtverständnis notwendigen Kartierungen im Gebiet außerhalb dieser Sonderkarte immer noch auf den alten und stellenweise unzulänglichen Karten durchgeführt werden(!). Nicht immer ganz leichte Übertragungsarbeiten sind da unerlässlich.

Die geschlossenen Arbeiten dauerten bis ca. 1973. Es folgten noch kleine Ergänzungen und kleine Arbeiten für die Pyhrnautobahn, für die auch die Kartierungen des Verfassers für dieses Projekt aus dem Jahre 1941, wo er für diese Zwecke etwa ein Jahr freigestellt war, mitverwendet wurden. Alle diese Arbeiten konnten bis zu einem gewissen Ausmaß auch in der vorliegenden Arbeit berücksichtigt werden.

In der Zwischenzeit wurde auf Wunsch von Herrn Direktor KÜPPER eine zweite Zusammenfassung erarbeitet und unter dem Titel „Profile durch die Windischgarstener Störungszone im Raume Windischgarsten – St. Gallen“ (B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968) publiziert, wobei PLÖCHINGER das östliche Anschlußstück bearbeitete.

Von daneben ausgeführten und gute geologische Ortskenntnis erfordernden Arbeiten ist die Aufstellung des „Geologischen Lehrpfades“ in Windischgarsten Anfang der Siebzigerjahre zu erwähnen. In einem Naturpark wurden längs eines Weges vorwiegend große Blöcke von charakteristischen Gesteinen der Kalkalpen dieses Raumes in Form einer Art von Profil aufgestellt. Dazu wurde eine (von Herrn ZACEK mit größter Akribie ausgeführte) geologische Karte angebracht. Einige Flyschgesteine wurden erst später aufgestellt. Im Jahre 1974 wurde dann dazu ein kleines Erläuterungsheftchen herausgegeben, mit einem geologischen Blockdiagramm und einigen Skizzen und Photos, das als populäre Zusammenfassung der Geologie dieses Raumes gelten kann.

Für die Arbeiten wurde eine große Zahl von Schlammproben ausgesucht und bearbeitet. Nannoproben sind viel weniger zahlreich; dafür wurden die Untersuchungen zu früh begonnen. Betrübtlich ist die Lage nur bei den Megafossilien, wo zwar einiges von den Paläontologen bestimmt wurde; einiges habe ich selbst bestimmt, einiges wurde inzwischen in Kisten verpackt und im Keller gelagert. Der Versuch, neu auf-

zusammeln, scheiterte (im Prieler Steinbruch an der Gründlichkeit früherer Sammler), sodaß auf ältere Angaben zurückgegriffen werden mußte. Zahlreiche Dünnschliffe wurden untersucht.

Schließlich aber sind wieder andere Aufgaben in den Vordergrund gerückt, sodaß die Arbeiten in Windischgarsten weitgehend unterblieben. Daher ist der Verfas-

ser mit dieser notwendigen Dokumentation stark in Verzug geraten. Sie soll Begründungen und Beobachtungen für stratigraphische und tektonische Zuordnungen bringen, die schließlich zur guten Sicherung des Flyschfensters und seines Rahmens geführt haben, wenngleich immer noch genug für spätere Geologen übriggeblieben ist.

## 2. Die Schichtfolgen

Zur besseren Orientierung sei die Schichttabelle Tab. 1 dienlich.

### 2.1. Der Flysch

Die hierzulande tiefste aufgeschlossene tektonische Einheit ist der Rhenodanubische Flysch. Er ist ohne jede Spur seiner einstigen Unterlage. Auch echtes Nordultrahelvetikum ist sicher nicht, Südultrahelvetikum höchstwahrscheinlich nicht vorhanden (die Frage soll später noch erörtert werden), Molasse ebenfalls sicher nicht. Daher beginnen wir mit dem Flysch.

Der Flysch des Windischgarstener Fensters konnte sowohl lithologisch als auch nach Mikrofaunen sehr gut gegliedert werden, wobei weitgehende Übereinstimmung mit den Schichtfolgen des Rhenodanubischen Flysches am Nordrand der Alpen besteht. Allerdings sind die tieferen Teile des Flyschprofils im Fenster oft heftigst tektonisch beansprucht und miteinander verschuppt. Das kennzeichnendste Schichtglied davon ist der Gaultflysch, der so auffallend ist und so wenig in die Gosau paßt, als welche er ebenfalls einst angesehen wurde, daß er allein zur Begründung eines Flyschfensters ausreicht. Dieselbe Überlegung hat sich auch im Wolfgangseegebiet bewahrheitet, als es B. PLÖCHINGER (1964) tatsächlich gelang, das von mir vermutete Flyschfenster nachzuweisen.

#### 2.1.1. Gaultflysch

Wie auch sonst besteht der Gaultflysch aus schwarzen und grünen Schiefertonen mit Bänken dunkler Sandkalke und schwarzgrüner Glaukonitquarzite, wobei in gradierten Bänken auch feinere Breccien mit bunten Komponenten vorkommen. Sehr häufig sind die Schiefer zu einer teigartigen Paste mit großer Gleitfähigkeit geworden, in der die boudinierten Fragmente der einstigen Bänke stecken. Meist ist die Oberfläche, oder Teile davon, mit gestriemten Harnischen bedeckt, wobei die Striemen sich oft auch kreuzen können und damit chaotische tektonische Bewegungen dokumentieren. Stellenweise gibt es auch rote Schmitzen oder Partien, die nach der Fauna ebenfalls in die Mittelkreide gehören und irgendwie zu den „Unteren bunten Schiefen“ gehören. Mergel oder Mergelkalke sind selten.

Was die Faunen betrifft, so sind es selten solche mit einem größeren Kalkschaleranteil, meist sind es arme Sandschalerfaunen, aber mit vielen Radiolarien.

Die vorherrschenden Sandschalerfaunen bestehen in der Regel aus Glomospiren, seltener Ammodiscen, Placentamminen, sehr kleinen Trochamminoiden, Recurvoiden und meist auch einigen Psamosiphonellen. Nicht so selten sind Formen, die sich kaum bestimmen lassen. Die Farben der Sandschaler sind weiß bis glas hell, grünlich oder blaßgrau. Die Kammerfüllungen scheinen oft aus Glaukonit, bisweilen auch aus Pyrit zu bestehen. An bemerkenswerten Formen, die nicht in allen Proben vorkommen, seien genannt: *Reophax minuta* TAPPAN, *Dorothia filiformis* (BERTH.) (meist nur Bruchstücke), verdrückte Exemplare von *Trochammina globigeriniformis* J. u. P., sowie *Plectorecurvoides alternans* NOTH. Ganz selten konnte *Haplophragmoides gigas minor* NAUSS, *Textularia chapmani* LALICKER und *Recurvoides imperfectus* (HANZL.) gefunden werden. Reichlich vorhanden zu sein pflegen größtenteils pyritisierte Radiolarien, meist Spumellarien, dabei aber immer einige hütchenförmige Nasselarien. Schwammnadeln und Fischreste findet man kaum.

Die schönste Albfauna wurde am linken Dam bach-Ufer gegenüber der (ehemaligen) Windhager Säge gewonnen: Neben häufig *Hedbergella infracretacea* GLÄSSNER und selten *Anomalina lorneiana* d'ORB. gibt es wenige Kalkschaler (Rotalide Formen, *Gavelinella* sp., *Dentalina* sp.), daneben *Tristix excavata* (REUSS), *Gaudryina* cf. *spissa* BERTH., *Clavulinoides gaultina* (MOROSOWA), *Dorothia filiformis* (BERTH.), *Trochammina globigeriniformis* J. u. P. und *Plectorecurvoides alternans* NOTH. Die vielen Radiolarien wie sonst.

Eine Abart dieser Fauna, jedoch viel ärmer an Foraminiferen, stammt aus der Mulde nördlich der Villa Nemetz. Eine noch ärmere Version leitet zu den obigen Faunen über.

Interessant sind die sporadisch beprobten roten Schiefertone, die eng mit dem Gaultflysch verbunden sind. Die kennzeichnendste Probe stammt von der Güterwegkehre 350 m ENE Windhag. Leider war das Probenmaterial Rutschmaterial, weshalb nicht gesagt werden kann, ob in den grüngrauen und roten Schiefertonen auch klastische Lagen vorkommen (z.B. rissige Sandkalkplatten).

Die Sandschalerfauna von ärmlichem Charakter mit Psamosiphonellen, Ammodiscen, Glomospiren, Placentamminen, sehr kleinen Trochamminoiden und Recurvoiden ist gekennzeichnet durch *Plectorecurvoides alternans* NOTH, *Trochammina globigeriniformis* J. u. P. (verdrückt) und *Haplophragmoides gigas minor* NAUSS, während Radiolarien kaum vorhanden sind.

Elemente dieser Fauna sind auch in einer Gaultflyschfauna enthalten, die unweit der ersten im östlichen Brückenfundament für den Güterweg Weißsteiner (N Windhager Säge) gesammelt wurde.

Tabelle 1.  
Stratigraphische Übersicht (nach PLÖCHINGER & PREY, 1968).  
Schichtglieder in abweichendem Schrifttyp sind Ergänzungen im Zuge der vorliegenden Arbeit.

	Haller Mauern und ihr nördliches Vorland	Warscheneckgruppe und ihr nördliches Vorland	Reichraminger Decke am Tamberg	Reichraminger Decke
Alttertiär				Graue Mergel
Maastricht-Campan				Nierentaler Schichten
Santon-Coniac	Gosauschichten der Mulde Spital a.P. - Windischgarsten - Vorderstoder (Sandige Mergel, Sandsteinbänke, Sandsteinkomplexe mit Porphyrogeröllern, örtlich Actaeonellen-, Rudistenkalke, Spuren von Kohle), Basale Konglomerate u. Breccien)			Helle Globotruncanen-Mergel Sandige Gosaumergel. Dolomitsandsteine u. -Kongl. Wenig Kongl., Rudistenkalke
Turon-Cenoman-Alb				
Neocom				
Malm	Einzelvorkommen verschiedener Jurakalke	Plassenkalk Oberalmerschichten mit Einsch.v. Fressensteinkalk Radiolarite und		Hellgraue bis gelbliche Kalke, hellrote crinoiden- führende Kalke?
Dogger		Kieselschichten		
Lias		Liasfleckenmergel Hierlatzkalk		
Rhät		Dachstein-	Dachstein-	Kössener Schichten Plattenkalk
Nor	kalk (z.T. Riffkalk) z.T. Dachsteindolomit	kalk (z.T. Riffkalk) z.T. Dachsteindolomit	Hauptdolomit (hier sonst nichts auf- geschlossen)	Hauptdolomit
Karn	Cardita-Band	Cardita-Band	Bosruck- Kalk	Opponitzer Kalk Lunzer Schichten
Ladin	Ramsau- dolomit (z.T. Kalke, Bosruck)	Ramsau- dolomit	Hallstätter Kalk	Wettersteinkalk (örtlich auch Dolomit) Reiflinger Kalk
Anis	Steinalmkalk Gutensteinerkalk Basisschichten	Steinalmkalk Gutensteinerkalk Basisschichten		Gutensteiner Kalk
Skyth	Haselgebirge mit Rauhacker, Kalcken u. Dolomiten Werfener Schichten	Haselgebirge mit Rauhacker, Kalcken u. Dolomiten Werfener Schichten		
Perm	Prebichlkonglomerat	Prebichlkonglomerat		

Wer also Gesteine und Faunen mit denen des Rhenodanubischen Flysches vergleicht, wird unschwer die sehr weitgehende Übereinstimmung feststellen können. Das geht soweit, daß auch hier rote Mittelkreideschiefer-tone vorkommen, wie sie auch in südlichsten Teilen der Flyschzone auftreten, z.B. im südlichsten Mondseegebiet oder in der St. Veiter Klippenzone, Satzberg-zug und Kahlenberger Decke.

### 2.1.2. Reiselsberger Sandstein

Ebenso wie im österreichischen Teil der Rhenodanubischen Flyschzone spielt dieses an sich charakteristische Gestein nur eine geringe Rolle. Es konnte aber im Flyschbereich des Fensters eine Anzahl kleiner und selten größerer Vorkommen kartiert werden, die meist

höchstens etwa 20 m lang und wenige bis einige Meter mächtig sind. Nur NE Trojer und SW Gr. Kleiner zeichnen sich etwas längere, aber ebenfalls nur um zehn Meter mächtige, Züge ab.

Diese ziemlich bis mäßig feinkörnigen, seltener grobkörnigen, oft deutlich ungleichkörnigen mergelig gebundenen Sandsteine sind in frischem Zustand grau und ziemlich hart, verwittern hingegen graubraun und oft mürb („Mürbsandstein“). Sie bestehen hauptsächlich aus Quarz, Feldspat und reichlich Glimmer (Muskowit, Biotit, gelegentlich Chlorit), sowie etwas Pflanzenhäcksel und Pyrit. Die Blöcke sind in der Regel massig, doch läßt die bevorzugte Lage der Glimmer eine Schichtung erkennen, die gelegentlich auch durch größeren Glimmerreichtum in Lagen bis zu Dünnschichtigkeit zum Ausdruck kommt. Auch Bankung zeigt sich bisweilen. Der Entstehung nach kann man sie als Flu-

Ternberger-Frankenfölscher Deckengruppe Serie 1 am Gunst      Serie 2 am Gunst		Tiefbajuvaricum oder Unterostalpin	Flyschfenster
			Zementmergel-
			serie
			Bunte
			Schiefer mit
			Linsen von
			Reiselsberger Sandst.
			Gaultflysch
"Cenomanschiefer" Selten sand.Mergel m.Rotaliporen und Orbitolinen Alb-Schiefer		"Cenomanschiefer"	
Weiße und rötliche Aptychenkalke Roter Tithonflaserkalk Rote, örtlich crinoi- denführende Kalke Vilser Kalk Klauskalk	Weiße und rötliche Aptychenkalke Roter Hornstein- plattenkalk Radiolarit	Echinodermenbreccien und -Sandsteine (Tristelsch.?) Helle, etwas Hornstein führende merg.Plattenkalke mit Einschaltungen v. Sand- steinen u. Breccien mit exo- tischem Material.	
Liasfleckenmergel	Fleckenmergel ?		
	Kössener Schichten ?		
	Hauptdolomit mit Mergellagen		

xoturbidite definieren. Die Unterschiede der Körnigkeit lassen auf eine verwischte Gradierung schließen. Klüfte sind durch Kalzit verheilt.

Schon im Zuge der ersten Arbeiten wurden von G. WOLETZ (S. PREY et al., 1959) Schwermineralanalysen durchgeführt, um Gewißheit zu erlangen, ob es sich wirklich um echten Reiselsberger Sandstein handelt. Die Schwermineralspektren ergaben eine Vormacht von Granat und Apatit, neben Biotit-Chlorit, während Rutil, Anatas, Zirkon und Turmalin zurückertraten. Der vermutlich in ganz geringen Mengen vorhandene Chromit wurde damals noch nicht so sehr beachtet. Durch die Eigenart des Spektrums aber wurde damals bewiesen, daß es sich, zum Unterschied von Gosausandstein, um echten Reiselsberger Sandstein handelt.

Nicht beobachtet wurden Schiefertonglagen, wie sie sonst gelegentlich zwischen den Sandsteinbänken vorkommen können. Daher ist über eventuelle Mikrofaunen keine Aussage zu machen.

### 2.1.3. Bunte Schiefer i.a.

Nach Durchsicht von mehr als einem Dutzend Proben scheint es besser zu sein, von „Bunten Schiefen i.a.“ zu reden, weil es sich herausgestellt hat, daß viele Faunen deutlich zur „Flysch-Mittelkreide“ tendieren. Daraus ergibt sich die Erfahrung, daß offenbar Untere und Obere bunte Schiefer hier kaum zu trennen sind. Das erinnert stark an die Verhältnisse am Ostrand des Flysch-Wienerwaldes, wo sich beide Schichtglieder ebenfalls nicht nach der Gesteinsausbildung trennen

lassen. Nachdem diese Schichten in dieser Art jedenfalls den südlichsten Teilen des Flysch-Ablagerungsraumes zugeschrieben werden müssen, könnte das auch für das am weitesten südlich gelegene Flyschfenster der Kalkalpen gelten. Gesteinsmäßig jedoch ist weitgehende Übereinstimmung der Gesteine des Flyschfensters von Windischgarsten mit entsprechenden Gesteinen des Rhenodanubischen Flysches gegeben (vergl. S. PREY, 1950).

Soweit die häufig schlechten bis sehr schlechten Aufschlüsse erkennen lassen, besteht dieses Schichtglied aus grünen bis graugrünen, bisweilen auch grauen, ferner braun- bis violettroten Schiefertönen, die in Lagen oder Paketen wechsellagern, mit zwischengeschalteten dünnen grauen Sand- oder Siltsteinbänken, die oft grüne Überzüge und nicht selten die bekannten kleinen Hieroglyphen an den Unterseiten aufweisen. Bei Auswittern von Kalzitklüften erhalten sie ihr charakteristisches rissiges Aussehen. In seltenen Fällen wurden Fe-Mn-Beläge an den Klüften beobachtet (z.B. Mulde W Horner).

Durch die tektonische Position begründet sind die Gesteine, ebenso wie der Gaultflysch, heftigst gestört, manchmal zu einer teigartigen Masse geworden, die Hartgesteinsbänken häufig zerrissen und als Brocken oder Linsen im Gestein aufbereitet. Wenn nur Schiefersplitterchen oder Rotfärbungen des Bodens zu sehen sind, kann man eine Zuordnung nach den dabei liegenden rissigen Platten vornehmen.

Durch diese Umstände ist begründet, daß ich eigentlich kein genügend gut aufgeschlossenes Profil kenne, das deutlich genug beweisen würde, daß die Reiselberger Sandsteinlinsen an der Grenze zwischen Gaultflysch und bunten Schiefern beheimatet sind, sondern häufig entsteht eher der Eindruck, daß sie tatsächlich meist in den bunten Schiefern stecken, wie es die Deutung der bunten Schiefer als eine Kombination aus Unteren und Oberen bunten Schiefern verlangt. So viel also zur Begründung der Kapitelüberschrift.

Und nun zu den Faunen.

Für die Oberen bunten Schiefer charakteristische Faunen sind leider selten. Die typischsten Faunen wären jene, die aus Sandschalern mit Dominanz von Dendrophryen und wenigen honigfarbenen Exemplaren von zweikieligen Globotruncanen bestehen. Solche Globotruncanen wurden hier überhaupt nicht gefunden, höchstens einmal eine *Hedbergella*. Jedoch gibt es einige Faunen, die wenigstens eine Dominanz oder stärkeres Hervortreten von Dendrophryen neben anderen Sandschalern zeigen, unter denen primitivere Gattungen vorherrschen: u.a. Ammodiscen, Glomospiren, Placentamminen, Proteoninen, kleine Hormosinen, aber auch Recurviten und kleine Trochaminoiden. Fast immer aber sind auch gewisse Mittelkreideelemente anwesend, wie *Reophax minuta* TAPPAN und *Trochammina globigeriniformis* J. u. P. (oft bis fast zur Unkenntlichkeit verdrückt). Einmal wurden in einer solchen Probe auch wenige Exemplare von *Uvigerinammina jankoi* MAJZON registriert.

Abnahme der Dendrophryen leitet zu jenen Faunen, die man lieber als Faunen der Flysch-Mittelkreide deuten möchte. Neben diversen Sandschalern enthalten sie öfter *Reophax minuta* TAPPAN, *Trochammina globigeriniformis* J. & P., *Dorothia filiformis* (BERTH.) und teilweise pyritisierte Radiolarien. Wer mit meinen Beschreibungen von Mittelkreidefaunen aus dem Wienerwald vergleicht,

wird die Ähnlichkeit sehen. Eine Ausnahme bildet eine besonders arme Sandschalerfauna mit etwas häufiger Dendrophryen, aber kombiniert mit häufig Hedbergellen, die im ganzen Profil auftreten könnten.

Es besteht also eine Verbindung zu den schon im Rahmen des Gaultflysches dargestellten Faunen aus bunten Schiefern – eine weitere Stütze der oben erläuterten These. Wie in der eigentlichen Kahlenberger Decke des Wienerwaldes dürfte hier der Gaultflysch den tieferen und die rote Flysch-Mittelkreide mit den Reiselberger Sandsteinen den höheren Teil dieses Profils einnehmen. Die obere Grenze ist allerdings nicht mit Sicherheit zu ermitteln. Es muß also damit gerechnet werden, daß diese bunten Schiefer in Profilen ohne tektonische Kontakte bis ins Coniac reichen können.

#### 2.1.4. Zementmergelserie

Die hiesige Zementmergelserie besteht, genauso wie im Rhenodanubischen Flysch, aus Mergelschiefern mit mehr minder deutlich gradierten Sandkalk- und Mergelsteinbänken. Letztere sind in basisnahen Profilteilen am häufigsten. Die Basis der Bänke wird häufig durch eine Lage grüngrauer Tonmergelschiefer unterlagert. In der Zementmergelserie gibt es hier ebenfalls sehr mergelreiche, meist tiefe Komplexe, aber auch Komplexe, in denen die gradierten Sandkalkbänke ziemlich eng liegen, was wiederum dem Charakter der höheren Zementmergelserie entspricht. Fucoiden und Helminthoideen sind, vor allem für die mergelreicheren Komplexe, charakteristisch. Ein wenig gröbere Sandsteinstücke stammen von basalen Bankteilen, die auch hier in höheren Profilteilen ausnahmsweise bis ca. 10 cm Mächtigkeit erreichen. Die Bankunterflächen besitzen häufig einen grünen Tonüberzug, der recht kennzeichnend ist. Bei Auswittern von Kalzitklüften können sie eine rissige Oberfläche erhalten. Sohlmarken wurden beobachtet, ebenso Flyschschichtungen wie Schräg- und Kreuzschichtungen oder Wulstschichtung und Glimmerstreuung auf den Schichtflächen, natürlich verschieden deutlich, sowie Übergänge in die hangenden Mergel. Es gibt gelegentlich schwache Verkieselungen. Helle Anwitterung und heller Gesteinseindruck sind auch hier charakteristisch. Es kann hinzugefügt werden, daß die sicherlich höchsten Anteile des Schichtstoßes eine Vermehrung und auch Vergrößerung des Sandanteiles zeigen, was auch sonst schon oft in der Zementmergelserie beobachtet wurde.

Die sehr oft heftige tektonische Beanspruchung erfaßt in erster Linie die Tonmergelschiefer und Mergelschiefer. Sie werden im Extremfall zu dunklen blättrigen Schiefern. Wenn die Beanspruchung das gesamte Gestein erfaßt, wie man an der Überschiebung im Hangenden des Flysches öfter beobachten konnte, werden die Mergelschiefer stark ausgequetscht und nehmen dunkle Farbe an, die Sandsteine werden zu stark kalzitgeaderten Linsen und Knollen deformiert, sowie dunkle tonige Überzüge eingeknetet. Geringere Beanspruchung äußert sich bei den Sandkalken im Grad der Kalzitaderung.

Infolge der besseren Versteifung durch die Hartgesteinsbänke treten die aus Zementmergelserie bestehenden tektonischen Körper morphologisch hervor und zeigen dementsprechend auch vorwiegend geringe Rutsch tendenz. Nicht umsonst besteht der Gipfel des



Wurbauer Kogels und etliche andere Kuppen und Rippen aus Zementmergelserie.

Von großzügigen Dünnschliffuntersuchungen der Sandkalke wurde abgesehen. Lediglich für eine erste Beweissicherung (1950) wurden einige Stücke im Dünnschliff untersucht.

Nach Dünnschliffbefunden sind die in einem feinkristallinen Kalkbindemittel liegenden wichtigsten Komponenten der Kalksandsteine und Sandkalke Quarz, schlecht kenntlicher Kalifeldspat, öfter zwillingslamellierter Plagioklas, diverse meist mikritische Kalke, Ton- und Schiefertonfragmente, Muskowit, mehr minder gebleichter Biotit, vereinzelt Staurolithe, nicht selten grüner Glaukonit, Pyrit und kohliges Pflanzenhäcksel. Interessant sind Fragmente höchstwahrscheinlich von Quarzporphyrgrundmasse, was eine Erklärung bietet für das Vorkommen nicht undulöser Quarzkörner neben undulösen.

An organischen Komponenten gibt es zwar umkristallisierte Splitter von Echinodermen und Bivalven, Inoceramensplitter u. ä., wichtig aber sind Foraminiferen: *Globotruncana ex gr. lapparenti* BOLLI, *Hedbergella infracretacea* (GLÄSSNER) und Gumbelinen-Formen, die schon 1950 erste untrügliche Beweise für das Oberkreidealter geliefert haben. Dazu kommen Rotalide Formen (z.B. „Eponiden“, ?Gyroidina, ?Globorotalites), Textularia-artige Formen u. e. a.

Die Foraminiferen sind, wie auch sonst im Flysch, mit gradiert, weshalb Globotruncanen eher in größeren, Hedbergellen aber eher in feinkörnigen Bankteilen zu finden sind.

In den feinkörnigsten Teilen der Bänke sind die Kalke oft reich an kalkigen Schwammnadeln, begleitet von wenig Kohlehäcksel, Quarzkörnchen, Glaukonit und Glimmer – Befunde, die auch aus der Zementmergelserie des Flysches gut bekannt sind.

Schliffe zeigen auch, daß die Schichtungen der BOUMA-Zyklen durch dünne tonreichere Lagen verdeutlicht werden, die reicher an Heliglimmer (auch größeren Schüppchen) und kohligem Pflanzenhäcksel zu sein pflegen.

G. WOLETZ (in S. PREY et al., 1959) charakterisiert die Kalksandsteine nach Schwermineralien als reich an Zirkon, weniger reich an Granat nebst wenig Turmalin, Rutil und Apatit – wie in der Zementmergelserie. Zum Vergleich mit der Zementmergelserie des Rhenodanubischen Flysches siehe S. PREY (1980a, S. 284).

Auch die Faunen aus den schlämbaren Anteilen der Zementmergelserie brachten keine Überraschungen. In S. PREY (1959) wurde schon einiges gesagt. Typische Faunen sehen etwa folgendermaßen aus: Sie pflegen kleinwüchsig zu sein und aus einem Anteil an Dendrophryen-Psammosiphonellen zu bestehen, dazu, wenn auch nicht überall, primitiven Sandschalern (z.B. Ammodiscen, Glomospiren, Placentamina, Proteonina, vereinzelt kleine Hormosinen sowie meist einige Recurvoiden und sehr kleine Trochaminoiden). In typischen Proben konnte man ganz wenige zweikielige Globotruncanen, meist auch Hedbergellen registrieren. Einmal wurden auch vereinzelt winzige Eponiden, oder ein anderes Mal *Marssonella oxycona* (MARSSON), schließlich auch einmal eine kleine *Rzehakina* sp. gefunden. Die *Rzehakina* weist auf höhere, etwa tiefer campane Anteile der Schichtfolge hin. Mehr minder häufig sind teil-

weise pyritisierte Radiolarien und Limonit-(Pyrit-)Stengel; ein Fischrest wurde beobachtet.

Die typischsten Proben stammen von der Südseite des Wurbauer\*) Kogels, aus dem selben Komplex wie das Dünnschliffgestein. Eine Probe, deren Formen durch ein wenig größeren Wuchs ausgezeichnet sind, wurde bei der obersten Stütze des Wurbauerkogel-Sesselliftes gesammelt, in einer an Sandkalen und Kalksandsteinen reicheren Folge, was für höhere Teile des Profils der Zementmergelserie spricht.

Andere Faunen-Versionen zeigen die Foraminiferen auf wenige Sandschaler reduziert, oder überhaupt so gut wie verschwindend, während Limonitstengel und Radiolarien übrigbleiben. Eine Probe wiederum lieferte nicht pyritisierte Radiolarien, darunter selten auch hütchenförmige.

Wer sich die Mühe nimmt, diese Angaben mit denen aus früheren Arbeiten von mir (S. PREY et al., 1959; PREY, 1980a, 1980b, 1983) zu vergleichen, wird auch hier die Übereinstimmung erkennen.

Wie in der eigentlichen Rhenodanubischen Flyschzone kommt ein santon-campanes Alter in Frage. Jüngere Schichtglieder der Rhenodanubischen Flysch-Schichtfolge wurden nicht gefunden und sind mit einiger Sicherheit hier auch nicht mehr erhalten, wahrscheinlich abgeschert.

#### **Bemerkung zu den Sohlmarken**

Sohlmarken wurden öfter beobachtet, wie meist in der Flyschzone im Gaultflysch und der Zementmergelserie. Es konnten sogar repräsentative Stücke im Lehrpfad ausgestellt werden. Leider konnte trotz vieljähriger Untersuchungen kein Aufschluß gefunden werden, der die Einmessung von Strömungsrichtungen gestattet hätte. Die Lagerungsverhältnisse sind zu chaotisch.

## **2.2. Deckenreste im Fensterrahmen, die dem Ternberger-Frankenfelder Deckensystem zugeordnet werden können**

Mit der Zeit zeigte es sich, daß im Gunst mindestens zwei ein wenig verschiedene Serien vorliegen, die jedoch gemeinsam von Mittelkreide bedeckt sind. Deshalb kann man hier deutliche Anzeichen einer vor-mittelcretazischen Tektonik sehen. Die Serien selbst sind aber oft so stark gestört, daß man ihre Zusammensetzung aus verschiedenen Profilstücken rekonstruieren muß.

### **2.2.1. Die Scholle nördlich Bauer am Berg (Gunst)**

Diese Einheit ist etwa 600 m lang und 200 m breit, allerdings ohne die Mittelkreide. Ihre Westgrenze ist durch eine Störung markiert, die fast genau nördlich P. 588 m (Bahnhof Roßleiten) gelegen ist und etwa S-N verläuft.

Tiefstes Schichtglied ist Hauptdolomit. Einen guten Aufschluß bot der später besiedelte kleine Steinbruch NNE Bauer a. Berg. Trotz enormer Zertrüm-

\*) Das Wort „Wurbauer“ findet man in Karten sowohl mit als auch ohne „h“ geschrieben.

merung konnte man sehen, daß der graue bis braungraue grusig zerfallende Dolomit einige bis 20 cm mächtige Lagen von grünlichgrauem Schieferthon enthält, wie sie für den Hauptdolomit vor allem der Frankenfelsecke als charakteristisch angesehen werden (Keuper-Anklang). Mylonitisierung kann häufig sein.

In einer Rinne, die N Bauer am Berg von der Grenze Hauptdolomit-Radiolarit herabkommt, wurden im Jahre 1960 (ca. 300 m N vom Bauernhof) einige Stücke von Kössener Schichten gesichtet, und zwar dunkle Kalke mit Lumachelle und Lithodendronkalk, die leider später nicht mehr wiedergefunden werden konnten.

Ähnlich steht es mit einigen Stücken von Liasfleckenmergeln. Sie sind also hier genauso tektonisch unterdrückt wie die Rhätgesteine. Weiters fiel auf, daß hier nirgends Stücke des wenig westlicher massiv anstehenden Vilser Kalkes vorkommen, dem man auch bei starker tektonischer Beanspruchung viel größere Erhaltungschancen zubilligen muß. Es bestehen zwei Möglichkeiten: entweder der Vilser Kalk fehlt ursprünglich, oder die Scholle des Prieler Steinbruches ist aus dem Profil tektonisch (seitlich) ausgequetscht, was bei dem tektonischen Stil hier auch nicht zu verwundern braucht. Daher erfolgt die Beschreibung unter den westlichen Gunstschollen.

Im Gegensatz zu diesen stark angeschopt und gefaltet sind die Radiolarite. In kleinen Partien nur sind sie grün, doch erhalten sie durch Eisen-Mangan-Klüfte ein eher dunkelgraues Aussehen. Die Hauptmasse ist rotbraun, gebankt; die durch tonige Bestege getrennten Bänke sind zwischen 2–12 cm dick. Die kieseligen Splitterchen im Boden verraten sie überall, wenn sie anstehen. Das Vorkommen erreicht 50–100 m Breite.

Die Radiolarite gehen im Hangenden in einen roten bis grünen plattigen Hornsteinkalk über. Die aus wenige Zentimeter dicken Platten mit tonigen Lagen dazwischen bestehenden Kalke sind grün und rot, wobei die roten Hornsteine auch in grünen Partien anzeigen, daß auch diese einst rot waren und Reduktionsprozessen während der Diagenese die grüne Farbe verdanken. Während ich in den Radiolariten keine Megafossilien finden konnte, sind solche in den plattigen Hornsteinkalken ziemlich häufig. Es sind Aptychen und Belemniten. R. SIEBER bestimmte *Lamellaptychus lamellosus* PARKINSON und *Hibolites hastatus* BLAINV. (nach M. VACEK & G. GEYER, 1916, kommt auch *Punctaptychus punctatus* [VOLTZ] vor) und somit das Alter als Kimmeridge-Tithon! Die im Dünnschliff rötlichbraunen Mikrite sind reich an Radiolarien, zu denen wenige Foraminiferen u.a. kommen. Verkieselungen erfaßten vorwiegend Fossilien.

Leider lassen die roten Kieselsplitterchen im Verwitterungsmaterial keine Unterscheidung zwischen Radiolarit und Hornsteinkalk zu. Daher mußten in diesen Fällen letztere in die Radiolaritsignatur eingeschlossen werden, was besonders die Umgebung der Aptychenkalklinsen betrifft, wo sowohl Anzeichen für ein Vorhandensein als auch für ein Fehlen der Hornsteinkalke registriert wurden. Es herrscht hier sichtlich heftige Faltung.

Das eben erwähnte jüngste Schichtglied der vormitelcretazischen Serie ist Aptychenkalk. Es sind weiße bis blaßgraue, öfter graue Hornsteine führende dichte Kalke, sowie hellgraue Kalke und Fleckenkalke von tithon-neocomer Alter. Hier und da wurden

schlechte Aptychenreste gesichtet. Die Dünnschliffe ergaben u. a. *Calpionella alpina* LOR. In mehr mergeligen Kalken wurde *Lamellaptychus angulocostatus* (PET) gefunden. Es ist somit ein oberjurassischer und ein neocomer Anteil nachzuweisen. Diese Kalke kommen einerseits als oft kaum darstellbare Linsen im Radiolaritreal aber auch in gut kartierbaren Zügen im Westteil der Scholle vor.

Die Fleckenkalke wurden auch im Dünnschliff untersucht: Der eine ist ein Mikrit mit umkristallisierten Radiolarien und ?Spongienresten, sowie Fleckchen mit Pyritstaub (der hier rostig verwittert). Der andere, ein wenig dunklere, ist ein Mikrit mit seltenen Kalziffleckchen (Radiolarien), zarten Filamenten, wenig Foraminiferen (rotalide Formen, *Spirillina*), selten Echinodermenspat und ?Schwammresten, aber keine Calpionellen.

Darüber liegt im Norden, aber auch in einem kleineren Vorkommen im Südwestteil N-NNW Bahnhof Roßleiten Mittelkreide, die indessen beide Gunstschollen übergreift und daher im Anschluß an die westliche Scholle behandelt werden soll.

### 2.2.2. Die Teilschollen des Prieler Steinbruches und des Gunst-Westrandes

Diese Schollen stoßen an der vorhin erwähnten Störung an die östliche und nehmen den Westteil des Gunst ein. Der große aufgelassene Steinbruch und einige kleine Steinbrüche bieten gute Aufschlüsse. Älteres als Liasfleckenmergel steht nirgends an, doch ist ein Profil halbwegs bis in die Aptychenkalken erstellbar. Die tektonischen Störungen sind heftig und werden noch durch eingeklemmte Albienmergel unterstrichen.

Das älteste aufgeschlossene Gestein ist, wie erwähnt, Liasfleckenmergel (Allgäuschichten), der am besten in der westlichen nördlichen Steinbruchwand des Prieler Steinbruches aufgeschlossen ist. Es handelt sich um unverwittert graue, meist aber etwas verwittert hellbraune sandige Fleckenmergel. Mehr schiefrige, stärker sandige Mergel wechsellagern mit zumeist boudinierten kompakteren, mehr kalkigen Lagen (bis etwa 20 cm). Nicht sehr selten kommen limonitisch verwitterte Pyritkonkretionen oder ähnliche Ausfüllungen dünner Grabgänge vor. Nicht sehr selten, aber meist nicht gut erhalten, sind (schon altbekannt) Fossilien, meist Ammoniten. Von meinen und RUTTNER'S Aufsammlungen bestimmte R. SIEBER die Gattungen *Arnioceras*, *Arietites* und *Vermiceras*. Die Gesteine sind tektonisch stark beansprucht. Nach G. GEYER fand man dort *Arietites* ex gr. *bisulcatus* BRUG., *Harporoceras* cf. *algorianum* GEM., *H.* cf. *kurrianum* OPP., *Phylloceras* div. sp. und *Lytoceeras* sp. Eine Schlammprobe enthielt einige Lenticulinen, ss *Nodosaria* sp., *Ammodiscus* sp., Ostracoden, einen Fischzahn und Radiolarien.

Als nächst höheres Schichtglied kann man an der Grenze Liasfleckenmergel – Vilser Kalk eine sehr geringmächtige Gesteinsgruppe als Klausalk auffassen, auf den auch schon M. VACEK & G. GEYER (1916) hingewiesen haben. Es sind braunrote, mitunter auch graugrüne, selten ein wenig fleckige schwach knollige, mitunter auch grünliche und dunkelrötliche brecciöse Kalke. Schließlich wurde eine Wechsellagerung von hellbraunem Vilser Kalk mit dichten roten z.T. crino-

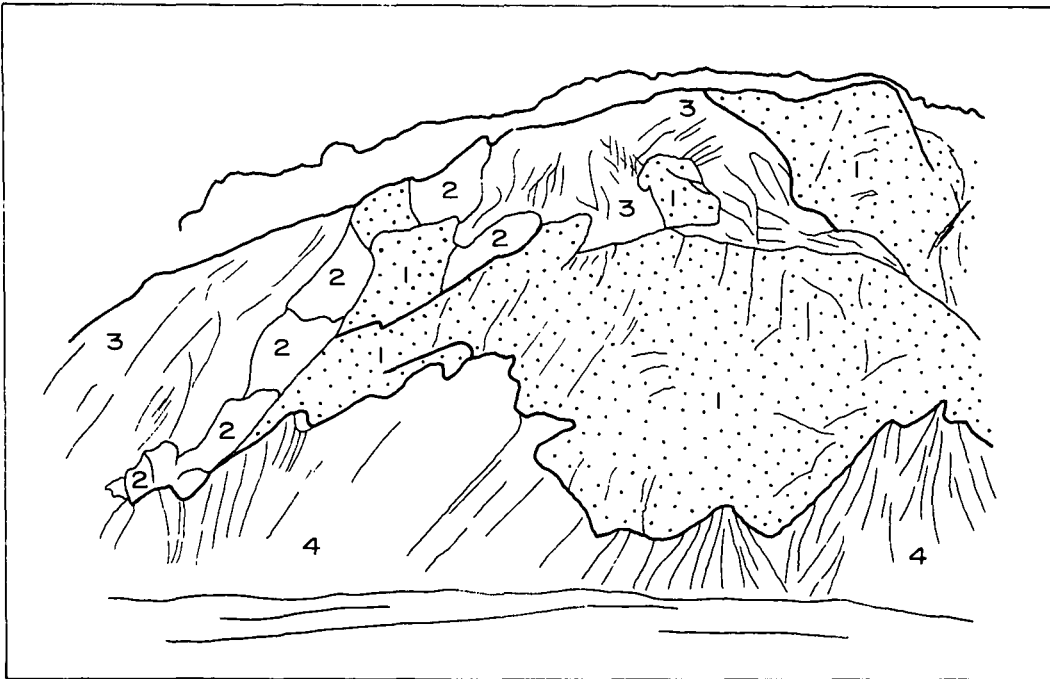


Abb. 1.  
Prieler Steinbruch, westliche Steinbruchwand.  
1 = Vilser Kalk; 2 = Klauskalk;  
3 = Liasfleckenmergel;  
4 = Schutt.

identifizierenden Kalken einmal beobachtet. Es gibt auch rote dichte Kalke mit streifig-schlierig verteiltem Crinoidenspat. Meist ist aber die Grenze der Liasfleckenmergel zum Vilser Kalk tektonisch.

Stratigraphisch überkippt liegt also darüber der Vilser Kalk (altbekannt z.B. durch G. GEYER, 1916; F. HAHN, 1913 u.a.), der in typischer Ausbildung ein hell- bis rostbrauner Crinoidenkalk mit gelegentlich auch dunkel- bis hellrotbrauner Farbe ist. Die braunen Crinoiden-Stielglieder kommen sowohl als einzelne, aber auch in geldrollenartigen Verbänden vor. Ganz selten konnten auch Mergel- oder Kalkbröckchen beobachtet werden. Das Bindemittel ist kalkig, braun. Altbekannt sind die häufigen, stellenweise sogar dicht gehäuften Brachiopoden. VACEK und GEYER (1916) führen von hier an: *Rhynchonella vilvensis* OPP., *Terebratula antiplecta* v. BUCH., *T. pala* v. BUCH., *Waldheimia inversa* QU., *Posidonomya* sp. aff. *alpina* (GRAS) und einen *Perisphinctes* ex gr. *procerus* SEEB. Bei G. GEYER (1913) ist außerdem nachzulesen: *Rhynchonella solitaria* OPP., *Rh. trigona* QUENST., *Rh. trigonella* ROTPL., *Terebratula margarita* OPP., *T. bifrons* OPP., *T. subcanaliculata* OPP., *T. ovalis* LAM. und *Waldheimia inversa* var. *vilvensis* OPP. Diese in den oberen Dogger gestellten Crinoidenkalken werden als sehr charakteristisch für den Ternberger-Frankenfelder Ablagerungsraum angesehen (z.B. F. HAHN, 1913; E. SPENGLER, 1951, 1959; G. ROSENBERG, 1964).

Zwei Skizzen von der Grenzregion zwischen Liasfleckenmergel und Vilser Kalk seien hier beigefügt mit der Anmerkung, daß es ein überkipptes Profil ist (Abb. 1 und 2).

Nordwestlich vom Prieler Steinbruch steht jenseits eines schmalen trennenden Streifens von Mittelkreidemergeln (siehe Kap. 2.2.3.) eine andere Felsgruppe am Westende des Gunst an, die immer schon am Westfuß gut aufgeschlossen war. Nach einer Straßenverbreiterung wurde das noch besser. Auch hier befinden sich Reste kleiner Steinbrüche.

An der Südostecke dieses Hügels steht wiederum Vilser Kalk an mit einer kleinen Einlagerung von rotem Kalk mit Streifen mit Crinoidenspat. Geht man weiter die Felsen entlang, so trifft man nordwestlich der

Mündung der Steinbruchstraße in z.T. neuen Felsaufschlüssen von Vilser Kalk hellrote braungeaderte, nach unten dunkler werdende feinspächtige Kalke oder Kalke mit schlierig verteiltem grobem oder feinem Crinoidengrus, die in dichte übergehen, doch ist das Paket wenig mächtig. Nördlich davon steht ein hellroter Kalk an mit kleinen, gelegentlich aber auch großen Crinoidenstielgliedern, aber auch kleinen Schälchen, Ap-

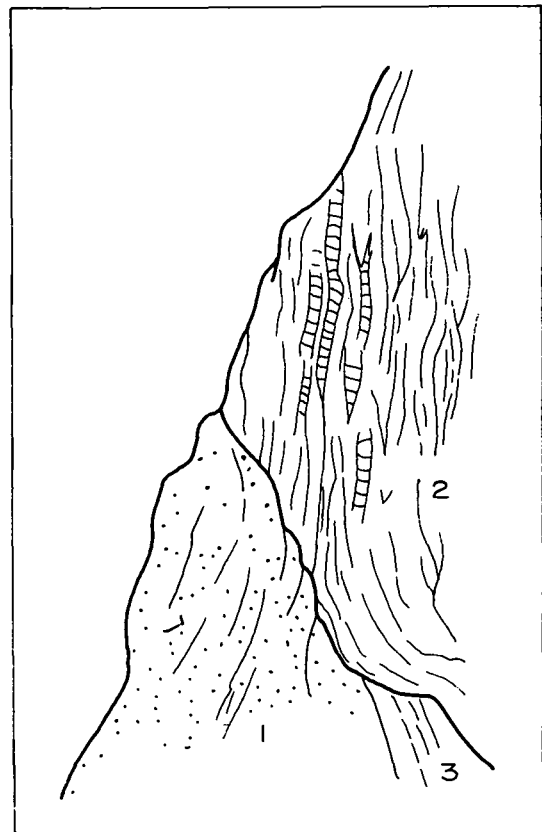


Abb. 2.  
Detail aus dem Prieler Steinbruch.  
Höhe ca. 6 m.  
1 = Vilser Kalk; 2 = Liasfleckenmergel; 3 = Klauskalk.

tychen und kleinen Belemnitenresten. Es folgt ein hellroter gelblich geadert oder gelbroter Kalk, dicht, etwa 10 m mächtig, in dem auch Belemniten vorkommen. Am Nordrand dieses Kalkes beginnen sich grünliche Suturen einzustellen, und es erfolgt ein Übergang in einen fleischroten Kalk mit grünlichen Suturen. Er führt ebenfalls feinen Crinoidengrus und geht in roten Kalk über, der knollige Beschaffenheit mit ein wenig dunklerem und tonigerem Zwischenmittel mit Crinoidenspat annimmt (ca. 3 m), wobei auch hier Belemnitenreste, auffallend größere Crinoiden und kleine Schälchen vorkommen. Man wird sie als Mühlbergkalk ansprechen können. Weiters geht das Gestein in typischen roten knollig-flaserigen Tithonflaserkalk mit Belemniten und in den Knollen schlecht erkennbaren Ammonitenresten über. Seine Mächtigkeit beträgt etwa 5 m. Auch er ist ein Charaktergestein des Ternberger–Frankenfelder Raumes.

Einige Typen dieses Profils wurden auch u.d.M. angesehen.

Die beiden Kalke bei der Abzweigung des Steinbruchweges sind Mikrite mit kleinen dunklen Fleckchen, teilweise stärker umkristallisiert, in denen zahlreiche umkristallisierte Schälchen, vorwiegend von Bivalven, etwas Echinodermenspat (u.a. „*Pentacrinus*“) und einige Foraminiferen (Ammodiscen, Glomospiren, „*Textularia*“ u.e.a.) liegen.

Der blaß gelbrote Kalk vom Südende des kleinen Steinbruches ist dem vorigen verwandt, ebenfalls mit vielen Schalenresten, ein wenig mehr Spongiennadeln und unter den seltenen Foraminiferen eine schlanke *Frondicularia* und eine ?*Nodosaria*.

Ein fleischroter dichter Kalk 15 m südlich einer Sitzbank ist ein Mikrit mit vielen schlecht erhaltenen, bzw. umkristallisierten Radiolarien, wenig Filamenten und Schälchenresten, Echinodermenspat, vereinzelt Foraminiferen (u.a. *Textularia* cf. *turris* d'ORB.) und ?*Cadosina semiradiata*.

Der fleischrote Crinoidenkalk oberhalb der Sitzbank ist ein Mikrit mit Crinoidenspat und mehrererlei Bivalvenschalen, die dem Gestein eine etwas flaserige Textur verleihen.

Der Tithonflaserkalk ist ein roter von tonreicheren Flasern durchzogener mikritischer Kalk. Er enthält Foraminiferen (*Cornuspira*, *Glomospirella*, *Lenticulina*, *Marginulina*, *Nodosarien-Dentalinen*, „*Textularia*“, 1 „*Globigerina*“), ferner Filamente, Radiolarien, Schälchenreste, Ammonitenbrut und Schwebcrinoiden (*Saccocoma*).

Die Aufschlüsse lassen keine Spur eines Radiolarites erkennen; die Kalke sind durch Übergänge miteinander verbunden. Vielleicht ist der an umkristallisierten Radiolarien reiche Kalk eine Vertretung dieses Horizontes? Nachdem der Radiolarit in der östlichen Scholle so auffallend verbreitet ist, scheint mir das Anlaß genug, von zwei verschiedenen Schichtfolgen in diesem Ternberger–Frankenfelder Komplex zu sprechen. Die Kalke über dem Vilser Kalk sind somit als Oberjurakalke (Mühlbergkalk) anzusprechen.

Nach einer Störung, die allerdings kaum bedeutend sein dürfte, setzt das Profil fort mit grauen bankigen, gelegentlich auch rötlichen dichten Kalken mit dunkelgrauen Hornsteinen, die sodann in weißliche Aptychenkalke übergehen. Auch rötliche oder violettrotgrünlich gefleckte Partien mit roten Hornsteinen kommen vor. Diese Aptychenkalke wurden zwar schon im vorhergehenden Kapitel angesprochen, doch hat es sich gezeigt, daß es günstiger ist, die Vorkommen am Gunst-Westende der hier beschriebenen Serie zuzuzählen. Im bunten Kalk gibt es häufig *Calpionella alpina* LOR., selten *Calpionellites neocomiensis* COLOM und *Lamellaptychus* sp., während im typischen Aptychenkalk *Calpionella alpina* LOR. selten, aber *Calpionellites darderi* (COLOM) und *C. neocomiensis* COLOM häufiger sind (det. R. SIEBER). In grauen Kalken wurden selten auch winzige Quarzkörn-

chen und Glimmerflitterchen, Schälchensplitterchen, sogar Filamente gesehen. Weiters wurden *Calpionella elliptica* und *C. undelloides* beobachtet. Diese Fossilien sprechen für Tithon–Neocom.

In diesem Zusammenhang kann erwähnt werden, daß in der Aufgrabung für eine Quelfassung am Nordrand des Aptychenkalkkrückens ca. 60 m südöstlich der Straße auch rote Mergel vorkommen. Die Fauna besteht hauptsächlich aus verschiedenen Lenticulinen und Dentalinen, Ostracoden, Crinoidenstielgliedern, einigen Seeigelstacheln und Schwammnadeln. Das Alter der Fauna ist unklar; es ist aber keinesfalls Gosau oder Buntmergelserie. Nebenbei wurde an der Fundstelle auch Hornstein und ein kleiner Belemnit beobachtet. R. SIEBER bestimmte *Nannobelus acutus* MILLER – sicher Unterlias. Ist es eine glaziale Mischung?

### 2.2.3. Mittelkreide der südlichen Gunstschollen

Zwischen den beiden Einheiten stehen, seinerzeit spärlich in der Wegböschung des Steinbruchweges aufgeschlossen, dunkelgraue, verwittert braunfleckige tonige Mergel an. Allerdings konnte nicht festgestellt werden, zu welcher der beiden Einheiten sie gehören. Sie scheinen die Senke zwischen den Kalkhügeln zu füllen, nämlich zwischen den Vilser Kalken im Westen und den Liasfleckenmergeln im Osten. Eine genauere Abgrenzung gelingt nicht.

Charakteristisch ist die Fauna: Reichlich Hedbergellen und selten *Anomalina lorneiana* d'ORB., begleitet von Lenticulinen, Dentalinen, *Nodosarien* (*Nodosaria* cf. *humilis* ROEMER), *Planulina schloenbachii* (REUSS), rotaliden Formen (*Gavelinella* sp., *Gyroidina globosa* [v. HAGENOW], *Pleurostomellina barroisi* BERTH., *Tristix excavata* (REUSS), *Allomorpha* aff. *trochoides* (REUSS), *Bigenerina complanata* (REUSS) (Bruchstück), *Clavulinooides gaultina* (MOROSOWA), *Textularia concinna* REUSS, *Verneuilina* sp. u. e. a. Ferner sind dabei Ostracoden, Seeigelstacheln und Inoceramensplitter. Nur selten sind Limonitstengel und Limonitkügelchen. Das Albienalter dürfte genügend dokumentiert sein.

Was nun das Cenoman betrifft, so ist hier eine abweichende Fazies festzustellen, die offenbar an den Nordrand der beiden Ternberger–Frankenfelder Einheiten gebunden ist.

Eine interessante Probe stammt vom Oberrand der Rutschgebiete im Südhang des Gunst-Kammes ca. 150 m ESE der Straße bei ca. 655 m Höhe. In einem sicherlich kurzlebigen Aufschluß wurden braune sandige Mergel von mehr mürben, an Pflanzenhäcksel reichen Sandsteinen begleitet. Die Fauna war überraschend reich: Nicht selten *Rotalipora appenninica* (RENZ), begleitet von u.a. *Lenticulina* (*Saracenaria*) *sulcifera* (REUSS), *Globorotalites micheliniana* (d'ORB.), *Gyroidina globosa* (v. HAG.), *Palmula lozoi* LOEBLICH & TAPPAN, *Epistomina colomi* DUBOURD. & SIGAL, *Gavelinella* sp., Lenticulinen, Dentalinen, *Textularia chapmani* LALICKER, *T. trochus* FRANCKE; ähnlich wichtig sind flach linsenförmige bis abgerundet konische Orbitolinen (bis 3 mm groß). Radiolarien, Seeigelstacheln, Kleingastropoden und Bivalvenschalensplitter ergänzen die Fauna.

Die zweite Probe wurde in einem heute stark verwachsenen Hohlweg im Südostsporn des Gunst gesammelt und befindet sich in einem schmalen Streifen zwischen Oberjura–Neocom im Süden und Rauh-

wacken und Haselgebirge im Norden. Es sind weiche, heller graue Mergel. Von der Fauna sind erwähnenswert viele Hedbergellen, *Rotalipora appenninica* (RENZ), *Globotruncana globigerinoides* BROTZEN, *Globotruncana stephani* GAND., Lenticulinen, Dentalinen, *Gavelinella cf. stelligera* (MARIE), *Nodosarella* sp., *Epistomina* ?, *Gyroidina globosa* (v. HAG.), ferner *Clavulinoides gaultina* (MOROSOWA), *Marssonella oxycona* (REUSS), *Textularia chapmani* LALICKER, *Spiroplectamina* sp. u. w. a. Dazu kommen noch Ostracoden, Seeigelstacheln und Bivalvenschalensplitter. Das Cenomanalter ist somit belegt.

Etwa 300 m WNW davon wurde eine Probe von olivgrünen bis grauen Mergeln im Rutschgebiet genommen, die allerdings von Gesteinsfragmenten begleitet war, wie sie in der Mittelkreide des Gunst-Osthanges vorkommen. Die Fauna ist arm und schlecht: Einige wenige Sandschaler, meist Psammosiphonellen und wenige sehr schlecht erhaltene Kalkschaler, unter denen eine *Rotalipora* sp. noch am besten zu erkennen ist. Häufig sind hingegen Radiolarien.

Eine Deutung dieser Probe ist schwierig. Vielleicht gehört das Gestein doch zum Verband des Cenomans und ist nur von den anderen Gesteinen überrollt. Es ist aber ein Hinweis, daß sich die Mittelkreide des Gunst-Osthanges noch weiter fortsetzt. Verschuppung ist nicht auszuschließen.

Der Charakter sowohl der Gesteine als auch der Faunen ist von denen des Gunst-Osthanges (siehe Kap. 2.2.4.) so verschieden, und die Beziehung zu den südwestlichen Gunstschollen so auffallend, daß man sie von denen des Osthanges abtrennen sollte, eine Trennung, die noch durch Rauhwacken und Haselgebirge unterstrichen wird. Die westliche der beschriebenen Gunstschollen wird von der östlichen durch Albmergel getrennt, was man als Zeichen für vorcenomane Bewegungen ansehen kann, während sich andererseits das Bild ergibt, daß beide gemeinsam von dem mergeligen Cenoman übergriffen werden. Also mehrere tektonische Begebenheiten auf engem Raum. Die Fauna mit den Orbitolinen erinnert an eine Äußerung von G. ROSENBERG (1964), daß das „Orbitolinen-Cenoman“ typisch sei für das Ternberger-Frankenfelder Deckensystem.

Vergleichbare Faunen werden übrigens vom Hang zum Dambach östlich vom Fraitgraben in Kap. 2.3.5. mitgeteilt. Weitreichende Konsequenzen kann man aber aus diesem Vorkommen nicht ableiten.

Diese Gunstschollen sind also die besonders charakteristischen Vorkommen randkalkalpiner Elemente, deren Ähnlichkeit mit solchen des Ternberger-Frankenfelder Deckensystems schon F. HAHN (1913) aufgefallen ist und ihn zur erstmaligen Vermutung eines Fensters geführt hat. M. VACEK & G. GEYER (1916) beschreiben das Profil vom Gunst. Zwar wird das Vorkommen von Vilser Kalk bei Windischgarsten immer wieder, gleichsam als Kuriosität, erwähnt (E. SPENGLER, 1951, 1959), doch rechnet sie SPENGLER (1959) zur Decke des Sengsengebirges. Die Meinung, die Flysch-Zementmergelerde und der Gaultflysch des Wuhrbauer Kogels seien Unterkreide der Kalkalpen, führte zur Ablehnung des von R. BRINKMANN (1936) entdeckten Flyschfensters, z.B. durch O. KÜHN (1937) und E. KRAUS (1944), während E. SPENGLER zwar das Flyschfenster als wahrscheinlich ansieht, ein Fenster einer tieferen kalkalpinen Decke aber ablehnt. Diesbezüglich hält auch R. BRINKMANN das Flyschfenster für nur ein-

fach gerahmt und meint, andere tektonische Theorien bedürften einer Überprüfung – was ja durch die dieser Schrift zugrundeliegenden Forschungen geschehen ist. G. ROSENBERG (1964) hat, u.a. auch nach gemeinsamen Exkursionen, dem doppelten Fenster bei Windischgarsten zugestimmt und bei Diskussionen selbst erarbeitete Gesichtspunkte in die Waagschale geworfen. Er war ja ein hervorragender Kenner des Ternberger-Frankenfelder Deckensystems.

Mit der genaueren Kenntnis der Profile, vor allem aber dem Nachweis der Mittelkreide (mit dem gelegentlichen Vorkommen als charakteristisch geltender exoticaführender klastischer Gesteine) dürften genug Beweise vorliegen, daß hier tatsächlich Deckenreste des Ternberger-Frankenfelder Deckensystems im Rahmen des Flyschfensters vorhanden sind.

#### 2.2.4. Die Neocomklippe des Kalvarienberges sowie Neocom und Mittelkreide im Osthang des Gunst

Abweichend von den eben beschriebenen Gesteinsserien ist das Neocom und die Mittelkreide im Osthang des Gunst und im Kalvarienberg.

Die schlecht aufgeschlossene Klippe des Kalvarienberges besteht, soweit man sieht, nur aus grauen, mitunter olivgrünlichen, teils kompakteren, teils stärker schieferigen Mergelsteinen, die stellenweise dunkler gefleckt sind. Kalzitklüfte sind sehr häufig. Die Lagerung ist kaum sicher einmeßbar, Klüfte schon eher. In der Längsrichtung des länglichen und beiderseits vom Gletschereis zugeschliffenen Hügels verlaufende Klüfte dürften den Zuschnitt der überall von Quartär umgebenen Klippe mitverursacht haben.

Nordwestlich gegenüber quert der markierte Weg auf den Gunst im untersten Teil ebenfalls Neocom-Mergelkalke, ähnlich denen des Kalvarienberges. Hier gibt es auch schwach kieselige Platten und dunkle Flecken, oft in der Art von Chondriten. Ob dieses Vorkommen eine direkte oder nur äquivalente Fortsetzung des Kalvarienberges ist, ist nicht zu entscheiden. Eine Trennung durch Haselgebirge ist aber fast vor auszusetzen. Diese Neocomscholle wird jedoch im Gunst von Mittelkreide stratigraphisch überlagert.

In der Ostflanke des Gunst findet man allerdings leider kaum einmal wirklich anstehendes Gestein, und Schutt von dem oben anstehenden Gutensteiner Kalk verdeckt außerdem viel.

Folgende Gesteine kann man sich zusammensuchen und zu einer Schichtfolge kompilieren: graue bis grünlichgraue, oft bräunlich verwitternde Schiefertone, häufig mit dünnen festeren Bänkchen, graue feinsandig-kalkige Gesteine, die öfter auch dünn geschichtet und deren Schichtflächen mit feinem Glimmer und Pflanzenhäcksel bestreut sein können; schwache Verkiesselung kommt vor (z.B. Kieselmergel). Manche der sandigen Bänkchen zeigen rissige Verwitterungsformen. Gelegentlich wurde der auch in den anderen Vorkommen bekannte echinodermenspätige Sandstein gefunden. Selten aber charakteristisch sind Breccien, einerseits bunte mit exotischem Material (mehr im Südtail), sowie andererseits reine Kalkbreccien mit Kalken und Dolomiten und wenig Hornstein, die nördlich der Gipfelscholle des Gunst einige Linsen bilden.

Was die Faunen betrifft, ist es möglich darauf hinzuweisen, daß die armen Sandschalerfaunen mit (in zwei Fällen) *Plectorecurvoides alternans* NOTH weitgehend mit solchen im Gebiet des Wuhrbauer Kogels übereinstimmen.

Auch die übrigen Einlagerungen in die Schiefer stimmen nach Dünnschliff mit solchen vom Horner weitgehend überein, so z.B. ein Mergelstein, ein feinkörniger Sandstein und eine Feinbreccie (vergl. Kap. 2.3.2.).

Das bunte Konglomerat vom Osthang des Gunst, südlich der ehemaligen Sprungschanze u.d.M.:

In einem häufig aus Kalzit bestehenden, mitunter aber auch stärker tonigen Bindemittel liegen Körner von häufiger undulösem und verzahntem Quarz, sehr selten Feldspäten und größere in der Mehrzahl gerundete Körner von mikritischen mehr minder trüben Kalken (z. T. mit Radiolarien, Schwammresten und Filamenten, einmal auch Echinodermenspat. In einem Fall zeigte sich eine fragliche Calpionellide), feinkristallinen Kalken. Auch Oolithkalk ist vertreten, Quarzporphyre zeigen verschiedene Ausbildung: Meist sind es Grundmassenstücke mit Helgimmlerfitterchen und viel Chlorit (Pennin) sowie daselbe mit schwarzstaubigen Mikrolithen; deutliche Einsprenglinge sind selten; einmal wurde eine Pseudomorphose aus Serizit beobachtet. Ein basisches Eruptivgestein mit ophitischer Textur (Grundmasse mit dunklen Mikrolithen, Chlorit, Feldspatleistchen), Quarzit, feinkörniger Phyllit, Schieferton und mergeliger Kieselson wurde registriert. Das Bindemittel ist meist Kalzit, doch sind die Komponenten oft so dicht gepackt, daß sie sich fast ohne Bindemittel berühren. Die Gerölle im Gestein messen häufig ca. 1 cm, aber auch bis mehrere Zentimeter.

Aus der selben Gegend stammt ein Sandstein mit ähnlichem Komponentenbestand. Hier sind kohlige Pflanzenreste in mehrere Millimeter langen dünnen Schmitzen, aber auch Kohlekörnchen ziemlich häufig. Eine größere Mergeltonschmitze scheint eher eine Sedimentlinse als ein Geröll zu sein.

Ein crinoidenführender Sandstein aus dem nördlichen Osthang des Gunst zeigt ebenfalls Beziehungen zu solchen etwa vom Horner Gebiet. Bemerkenswert ist hier die Häufigkeit von Ooiden und Onkoiden, manchmal mit Schalenresten, Echinodermenspat oder Bryozoen, oder auch nur klarem Kalzit im Kern. Selten aber gibt es auch Mikritkörner ohne erkennbare Struktur. An Fossilien waren zu erkennen: Zahlreiche Molluskenschalen (meist in Kalzit umgewandelt), Echinodermenspat, Schwammnadeln, Wurmröhrchen, Bryozoen, ein Inoceramensplitter, ferner einige Foraminiferen, u.a. *Textularia* aff. *chapmani* LAUCKER, *Haplophragmoides* sp. Quarz- und Feldspatkörnchen sind sehr selten. Ferner waren vorhanden: Spongienkieselkalk, Sandkalk und feinkristalliner Kalk. Ziemlich häufig sind Verkieiselungen, insbesondere in Fossilien.

Sehr unklar ist ein Vorkommen bei der Villa Rading (ca. 1,5 km NNW Windischgarsten).

Im Aushub eines Hausneubaues wurden aus der Baugrube stammende grüne, braun- bis violettrote Schiefertone beprobt, die vermischt sind mit etwas kieseligen splittrigen Kalksandsteinsplitterchen. Dabei waren auch spärliche Stücke von Ölquarziten. Die Sandschalerfauna mit Psammosiphonellen, Glomospiren, Haplophragmiden-Trochamminiden, Recurvoiden, sowie *Plectorecurvoides* sp., *Recurvoides imperfectus* (HANZL.), *Trochamina globigeriniformis* J. & P. und *?Dorothia filiformis* (BERTH.) gibt einen Hinweis, den man am besten als FLYSCHGault deutet, wenn auch kalkalpine Mittelkreide in Betracht kommen könnte.

Eine zweite Probe aus dem Aushub des dortigen Brunnens lieferte eine praktisch reine Psammosiphonellenfauna, die uncharakteristisch ist. Da helfen auch die begleitenden Blöcke wie Gutensteiner Kalk, ein Sandstein mit Glimmer und Pflanzenhäcksel und ein Neocommergel mit schwarzen tonigen Bestegen nicht weiter. Sicher ist nur, daß echtes Moränenmaterial nicht dabei ist. Lesesteinhaufen am Hügel bestehen hauptsächlich aus Gesteinen der FLYSCH-Zementmergelserie. Wenn man schließlich berücksichtigt, daß am Nordostfuß des Gunst bunte FLYSCHschiefer festgestellt

sind, dann spricht mehr dafür, daß hier vorwiegend FLYSCH ansteht.

### 2.3. Deckenreste teilweise unbestimmter Stellung am Rande des FLYSCHfensters

Im Rahmen des Fensters gibt es einige Schollen, die mit den normalen Serien des Ternberger-Frankenfelder Deckensystems, wie sie z.B. im Gunst vorhanden sind, nicht genau übereinstimmen und die u. U. auch benachbarten Ablagerungsräumen zugehören könnten. Abgesehen von ganz ausgefallenen Klippen liegen die Abweichungen vor allem in Oberjura und Unterkreide, während die Mittelkreide mit derjenigen der deutlichen Frankenfelder Elemente gut übereinstimmt.

Gemeint sind vor allem die klippenartigen Schüblinge an der Südseite des Wuhrbauer Kogels etwa nördlich vom Wasserreservoir und die wesentlich größere Scholle beim Horner am Südostende des Wuhrbauer Kogels, ferner die kleinen Neocomlinsen am Güterweg nördlich vom einstigen Gasthaus Badhaus und SSW Hinter Puchriegl, sowie der Mittelkreidespan in der Bohrung Windischgarsten 1. Angeschlossen werden isolierte Klippen östlich Fraitgrabemündung und am Wuhrbauer Kogel.

#### 2.3.1. Die Tithon-Mittelkreidescholle 300 m nördlich vom Wasserreservoir am Kühberg bei Windischgarsten

Man erreicht sie über einen vom Kühberg her erreichbaren markierten Weg, der einen steileren Bergvorsprung ziemlich genau 300 m nördlich vom Wasserbehälter in Serpentin überwindet. Heute gibt es einen guten Aufschluß am Forstweg östlich Sprengaus-Steinbruch.

Diese Rippe besteht aus vorwiegend hellgrauen, oft hornsteinführenden, heftig kalzitklüftigen Kalken, die gelegentlich auch eine schwache Rotfärbung zeigen. Am Nordrand häufen sich rote und grüne Hornsteine, die man gerne in den Übergang zu den Radiolarit-schichten stellen möchte. Am interessantesten sind, wenn auch spärliche, Lagen mit einer hauptsächlich kalksandigen Einstreuung, deren Komponenten bei Anwitterung eine gelbliche Farbe annehmen. Am besten sucht man sie am Fuße des Nordwesthanges im Schutt.

Das Gestein ist, wie man am Forstweg sieht, wild gefaltet und zertrümmert. Die dünnen Kalkplatten sind oft rissig, z.T. geschiefert und verschleift und zeigen häufig grüne oder rote tonige Bestege und dünne sandige Lagen. Dem vorwiegenden Streichen folgt der Berggrücken.

Der Aufschluß ist in Abb. 3 skizziert. Während im Osten die Mittelkreide liegt, sind ca. 25 m nordöstlich am selben Forstweg graue und gelbliche geschichtete Gipse eng gefaltet aufgeschlossen. Sie sind mit Dolomitasche durchsetzt und enthalten vorwiegend graugrüne Tonschiefersplitterchen.

Die gesamte Scholle ist in NE-Richtung ca. 300 m, quer dazu 150 m groß. Der größere Teil der Scholle, nordöstlich an die Kalke anschließend, besteht nämlich aus Mittelkreide („Mittelkreide“ wird hier gebraucht im

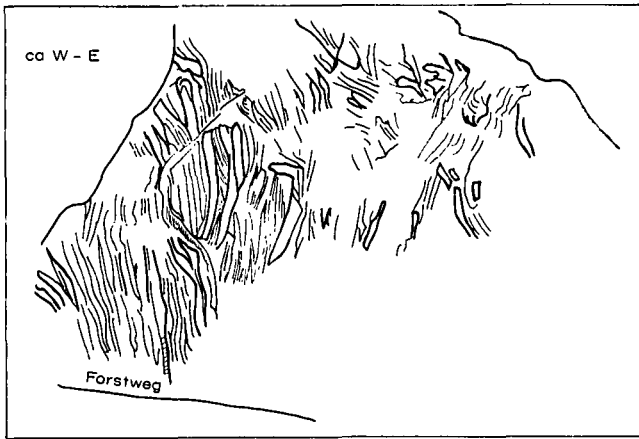


Abb. 3.  
Skizze des Juraaufschlusses am Forstweg E Spegaus.  
Das dünnplattige Gestein ist heftig gefaltet und tektonisiert.  
Aufschlußhöhe etwa 4 m.

Sinne Apt-Alb-Cenoman-Unterturon): grünliche und bräunliche Schiefertone mit kompakteren oder feinsandigen feinschichtigen Lagen und rissigen Kalksandsteinplatten. Nur selten bemerkt man auch rötliche und graugrüne Schiefertone.

In den stark gestörten Gesteinsverbänden wurden die Schiefer bisweilen teigartig. Neben den Kalksandsteinen mit braunen Verwitterungsrinden gibt es graue bis bräunliche feinspächtige kalkige Sandsteine und rissig verwitternde feinsandige Kieselkalke. Mit letzteren zusammen wurden auch grobsandige Lagen mit Kalken, Quarz, grünen Phylliten und größeren Mergelkalkbrocken beobachtet. Es gibt unter den dunklen Kieselkalcken Typen, die von ähnlichen des Gaultflysches schwer zu unterscheiden sind. Leider fehlen überhaupt zusammenhängende Profile, aus denen man die Position der einzelnen Schichtglieder ablesen könnte.

Ein Kalk der Klippe wurde auch im Dünnschliff untersucht:

Der mikritische Kalk enthält vereinzelt kleinste Glimmerfitterchen und etwas Pyrit. Häufig sind zu Kalzitflecken umkristallisierte Radiolarien, kalkige Spongiennadeln und selten *Stenosemellopsis hispanica* (COLOM), sodaß man als Alter Neocom annehmen können wird. Wenn die hornsteinreichen Teile etwa dem tieferen Oberjura zuzurechnen sind, wäre der Umfang ein wenig größer.

Ein sandiger Mergel zeigt u.d.M.:

Ein feinkörniges, undeutlich geschichtetes Gemenge von Kalk, Kalkkörnchen, Quarz, schwer kenntlichen Feldspäten, sehr kleinen Muskowiten, vereinzelt Glaukonit, Pyrit und kohligem Pflanzenhäcksel.

Der späthige Kalksandstein zeigt u.d.M. folgendes Bild:

In oft wucherndem kristallinem Kalzit liegen massenhaft Echinodermereste, oft etwas gerundete undulöse Quarzkörner, Feldspäte bzw. Quarz-Feldspatkörner, Splitter von Quarzporphyr, mikritische bis feinkristalline Kalke, selten Ooide und Glaukonit, ferner Molluskentrümmer, kleine kräftige Robuli und ?Bryozoen. Schichtung ist zu erkennen.

Schließlich wurde eine Feinbreccie aus dem Hornsteinkalk untersucht:

An Komponenten sind zu erkennen mikritische Kalke mit organischen Strukturen und Resten (Schwammreste, Radiolarien, selten Echinodermenspat) wobei es auch stärker pyritdurchstäubte bzw. limonitdurchsetzte und (mit Übergängen) feinkristalline Kalke gibt. Weiters sind vorhanden undulös auslöschende Quarze und Quarzaggregate, Gneise bis Phyllite (Quarz, Muskowit,  $\pm$ Chlorit oder gebleichter Biotit, öfter erkennbar Orthoklas und Plagioklas, stark tektonisiert und später kalzitdurchtrümmert) und sandiger Tonstein. Das mergelige Bindemittel enthält kleinste Quarzkörnchen, Serizitschüpp-

chen und kristallin wuchernden Kalzit, der auch in zahlreichen Klüften vorkommt. Unter den Komponenten gibt es sowohl  $\pm$ gerundete als auch eckige.

War in den eben beschriebenen Gesteinen die Ausbeute an stratigraphisch verwertbaren Fossilien sehr gering, so lieferten die – leider auch nur wenig zahlreichen – Schlammproben der Schiefer doch öfter brauchbare Resultate.

Wenige Proben aus Schiefertönen, wie sie vorhin beschrieben wurden, lieferten arme großteils primitive Sandschalerfaunen (meist Vertreter der Gattungen *Dendrophrya*, *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Placentamina*, *Psamosphaera*, dazu öfter wenige *Recurvoiden*) mit öfter *Plectorecurvoides alternans* NOTH, *Trochammina globigeriniformis* J. & P. (verdrückt) und größtenteils pyritisiereten Radiolarien. Übrigens gibt es natürlich auch Varianten. So wechselt der Anteil der Radiolarien bis fast zum Verschwinden. In einer Probe kamen *Marssonella oxycona* (MARSSON), in einer anderen schlecht erkennbare Formen (z. T. Bruchstücke) von wahrscheinlichen Mittelkreideformen vor.

*Plectorecurvoides alternans* belegt also die Mittelkreide. Schwierig ist es, diese Faunen von denen des Flyschgaults zu unterscheiden. Das Gestein und vor allem die Gesteinsgesellschaft ist entscheidend. Trotzdem könnte in diesen stark gestörten Bereichen auch gelegentlich echter Gaultflysch eingeschuppt sein, ohne daß man ihn wirklich erkennen kann.

### 2.3.2. Die Scholle vom Horner im Südostende des Wuhrbauer Kogels

Die wesentlich größere und durch mehr Dünnschliffe und Schlammproben belegte Scholle vom Horner ist auch durch bessere Aufschlüsse im Graben NNW Badhaus in der Mittelkreide besser belegbar.

Das Zentrum bildet ein etwa 700 m langer und bis 200 m breiter Körper aus hauptsächlich neocomen Kalken mit selten klastischen Lagen, begleitet von stark echinodermenspäthigen sandigen Kalken und einer Mittelkreide, die ungefähr derjenigen der unter 2.3.1. beschriebenen entspricht. Die Scholle ist dadurch im Osten noch wenige hundert Meter länger und insgesamt ca. 300 m breit.

Das Neocom: Graue mergelige Kalke, die manchmal ein wenig kieselig werden und öfter dunkle Flecken aufweisen, ferner grünliche Kieselmergel. Interessant sind Einschaltungen von Sandstein und Breccien mit Kalken und grünem exotischem Material. Hornsteine kommen vor. Am besten aufgeschlossen waren diese Gesteine an einem Viehweg E Horner, wo sie einen Rücken bilden. Hier waren in den grauen, mitunter schwach grünlichen Kalken und Fleckenkalken dünne feinsandige Lagen und konglomeratische Breccien mit bis ca. 10 cm großen, meist bis hasel- oder walnußgroßen Komponenten eingeschaltet, unter denen man Kalke, Phyllite bis Glimmerschiefer, auch Grüngesteine, sowie Quarzsand erkennen kann. Als Bindemittel fungiert der gleiche Kalk, in den die Lage eingebettet ist. Ein schlechter *Aptychus* muß fraglich bleiben. Man ist meist auf Lesesteine angewiesen.

Der Mergelkalk (ESE Horner und vom Viehweg E Trojer) u.d.M.:

Mikritischer Kalk mit kalzitgefüllten Radiolarien, die z.T. relativ gut erhalten sind, öfter mit Stacheln, auch hüthenförmigen Formen, vereinzelt kalkigen Schwammnadeln und dünnen Filamenten. Grab-

gänge, bzw. Flecken bestehen aus etwas tonreicherem Material. Der feine Pyritgehalt wechselt; auch feiner kohligter Pflanzenhäcksel kommt vor und scheint mit dem Ton der Grabgänge zusammenzuhängen, wie sie für die Fleckenkalke kennzeichnend sind. In einem Schliff gibt es auch später gesproßte schwach eisenhaltige Karbonat-Rhomboederchen. *Stenosemellopsis hispanica* (COLOM), hauptsächlich neocom.

Wenn Hornstein vorhanden ist – so wurde beobachtet – besteht er aus einem kompakten Randteil, der sich gegen innen immer mehr in kleine Kieselfleckchen im Kalk auflöst. Kalziterfüllte Radiolarien haben sich im Hornstein besser erhalten.

Gleich zur klastischen Lage u.d.M.:

Wichtigste Komponenten sind Quarz (nur ein Teil davon undulös auslöschend, meist Quarzpflaster bis zu rekristallisiertem Mylonit), selten gut erkennbare Feldspäte (meist ein wenig getrübt), Muskowit, selten Biotit (Chlorit), Phyllite (Quarz, Plagioklas, Muskowit, selten Biotit. Chlorit bzw. ehemals Biotit in wechselnden Mengen, meist stark postkristallin deformiert), Quarzporphyr (feinkörnige Grundmasse mit  $\pm$ viel Mikrolithen, mit Einsprenglingen von Quarz, Feldspat und Pseudomorphosen aus Serizit (nach ?Augit), mikritische bis feinkristalline Kalke (einer mit Hornstein) mit Echinodermerresten, sehr selten Ooide. Das Bindemittel ist dem umgebenden Kalk sehr ähnlich, nur sind winzige Glimmer und feinste Sandkörnchen etwas zahlreicher.

Die Ähnlichkeit mit den klastischen Einschaltungen der vorher beschriebenen Scholle ist nicht zu übersehen.

Diese Kalke liegen in einer Mittelkreide-Schichtfolge, die derjenigen der vorher beschriebenen Scholle ebenfalls sehr ähnlich ist.

Vorherrschendes Material sind oft ziemlich dunkle grünlichgraue, dunkelgraue, grüngraue und dunkel braunschwarze, gelegentlich etwas mergelige Schiefer-tone mit häufig kompakteren, nicht selten auch feinsandigen dünnen Lagen, sodaß eine dünnbankige Folge entsteht. Auch gibt es in den dunkelgrauen Schiefern geringmächtige bis ca. 35 cm mächtige Sandkalkbänke mit Flyschcharakter. Selten nur wurden bunte

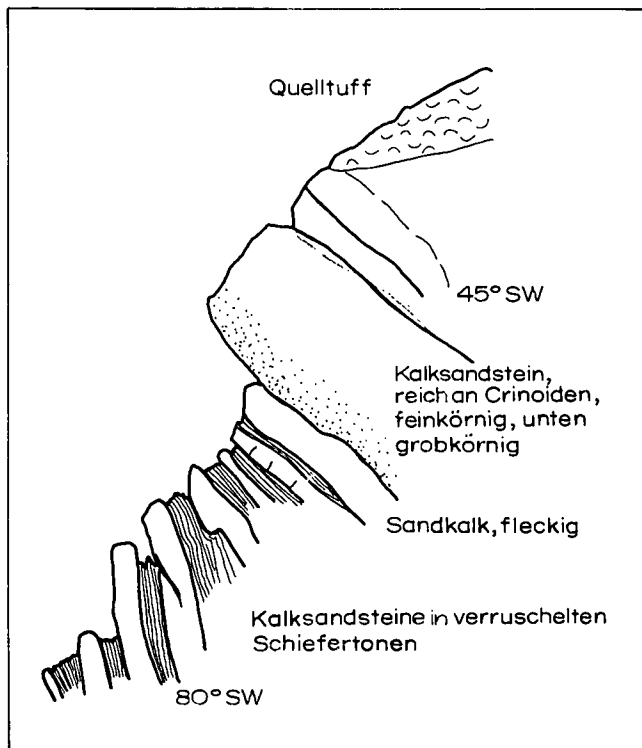


Abb. 4.  
Mittelkreide der Hornerscholle im Graben ESE Horner.  
Kleiner Aufschluß, ca. 4 m hoch.

Lagen aus grünen und violettbraunen Schiefertönen beobachtet, in die auch dünne Sandkalkbänkchen eingeschaltet sein können. In der Schichtfolge findet man ab und zu Bänke von charakteristischen echinodermenspätigen Kalksandsteinen, die auch gelegentlich kräftig gradiert sein können, Kalkbreccien oder bunte Grobsandsteine und Breccien, die meist auch Quarz- und Kristallinkomponenten enthalten und glimmerige Grobsandsteine. Eine der Kalkbreccien lieferte einen Belemniten und einen schlechten Aptychen.

Solche echinodermenspätige Kalksandsteine wurden auch als Blöcke in Gips beobachtet, die offenbar tektonisch darin stecken, z.B. in den Gipsen bei der Fraigrabenmündung.

Im südlichsten Mittelkreideaufschluß im Graben nördlich Badhaus sah man eine Verbindung der spätigen Sandsteine mit Kalksandsteinen und schwärzlichen verruschelten Schiefertönen, wie das Beispiel aus diesem Graben zeigen soll (Abb. 4).

Nicht unerwähnt bleiben soll der Fund eines ca. 1,2 x 0,5 x 0,5 m großen Blockes von hellem Granatglimmerschiefer im Badhausgraben im Bereich dieser Schichtfolge.

Bei manchen Partien könnte man auch hier im Zweifel sein, ob man es nicht mit Gaultflysch i. w. S. zu tun hat. Aber gerade dort fehlen die jenen kennzeichnenden dunklen Quarzite und Glaukonitquarzite. Im Badhausgraben sind an einer Stelle grüne und violettbraune Schiefertöne mit zerrissenen grüngrauen feinsandigen Mergelsteinbänkchen, die man auch als „Untere bunte Schiefer“ ansprechen könnte, mit einer groben – man könnte sagen flyschfremden – Breccie mit exotischem Material, sowie einem echinodermenspätigen schwärzlichen Kalksandstein in Verbindung, wie sie hier für die kalkalpine Mittelkreide charakteristisch sind, sowie mit dünnbankigen dunkelgrauen bis grau-grünen Schiefertönen mit schichtigen Sandkalkbänkchen, wie wir sie als Hauptbestandteil dieser „kalkalpinen“ Schichtfolge schon vorgestellt haben (siehe 2.2.4.). In einem anderen Falle war die Einschaltung violettbrauner Lagen in das graue und grünliche Material direkt zu sehen. Leider sagen in diesen Fällen die Faunen zu wenig aus. Übrigens kommen in der genannten bunten Breccie auch braunrote sandige Komponenten vor, die sicherlich permisch und für so manche Cenomanbreccien charakteristisch sind.

Nun zunächst die Faunen-Befunde der Schieferproben, die größtenteils aus dem Badhausgraben und zum geringen Teil aus der Umgebung vom Horner stammen.

Die aus den Schlammproben gewonnenen Faunen sind fast immer sehr arme Sandschalerfaunen mit wenigen Psammosiphonellen, Ammodiscen und/oder Glomospiren, *Placentamina*, *Proteonina* u. ä., wobei es auch Proben gibt, wo die Sandschaler fast verschwunden sind, oder nur mehr undefinierbare Reste vorhanden sind. Immerhin bemerkenswert ist in einigen Proben das Vorkommen von *Plectorecurvoides alternans* NOTH als Mittelkreideelement. Ferner gibt es einige Proben mit wenigen schlecht erhaltenen Kalkschalern, wie rotaliden Formen, in einer auch *Nodosaria-Dentalina*, *?Hedbergella* und *?Lenticulina*. Größtenteils pyritisierte Radiolarien (darunter auch hütchenförmige) pflegen oft häufig, pyritisierte Schwammnadeln und Fischzähne nur vereinzelt da zu sein. Limonitstengel kann man auch öfter finden.



Nur eine Probe – bezeichnenderweise bunte Schiefertone – aus der Mulde SE Horner lieferte eine ein wenig reichere Sandschalerfauna, in der noch zusätzlich neben *Plectorecurvoides alternans* NOTH noch *Marssonella crassa* (MARSSON), *Arenobulimina* sp., *?Lituotuba nothi* (MAJZON) und *Verneuilina* cf. *variabilis* BRADY halbwegs erkennbar waren. In einer Probe aus dem Badhausgraben nordwestlich vom eingespießten salinaren Dolomit, die aus feinsandigen Schiefertönen mit glimmerig-sandigen Bänkchen stammt, war die Sandschalerfauna durch *Reophax minuta* TAPPAN, *Trochammina depressa* LOZO und *Recurvoides imperfectus* (HANZL.) bereichert.

Eine Probe aus einer Baugrube am Nordrand der Gehöfte beim Horner enthielt eine arme Sandschalerfauna mit Radiolarien. Eine kleine *Hormosina ovulum* GRZYB. gleicht solchen, die G. GEROCH (1959) aus der Unterkreide beschreibt. Ferner erwähnenswert ist eine *Lenticulina* (*Astacolos*) *scitula* BERTH.

Die Mittelkreide-Hinweise sind also genügend deutlich, doch ist eine Feingliederung damit nicht zu bewerkstelligen.

Nun einige Details von den Gesteinen der Schichtfolge, insbesondere Dünnschliffbefunde.

Ein tonreicher Sandmergel aus den dünnbankigen Partien

enthält feinsten Sand mit winzigen Glimmerflitterchen, etwas Pyrit und feinsten kohligen Pflanzendetritus. Größere Schichten wechseln mit sehr feinkörnigen. Fossilien wurden keine beobachtet.

Zu den charakteristischsten Gesteinen gehören die grauen bis dunkelgrauen echinodermenspäätigen Sandsteine. Sie gehen in spätere Kalkbreccien über. Auch kieselige Typen kommen vor.

Ein Sandstein aus der Mulde SE Horner u.d.M.:

In kalkigem Bindemittel liegen kleine Quarzkörnchen und schwer erkennbare, meist feinglimmerig getrübe Feldspäte, wenig Glaukonit, Pyrit und (ein) Zirkon. Die übrigen Komponenten sind mikritische Kalke mit verschieden starker dunkler Durchstäubung – ein Mergel mit Spongiennadeln hat Ähnlichkeit mit den begleitenden Mergeln –, Echinodermenreste, Bryozoen, Foraminiferen (*Robulus*, *Eponides*, rotalide Formen, *Textularia*-artige Sandschaler), Schwammnadeln, Bivalvenbruchstücke und schwer definierbare organische Reste. Korngrößen im Schliff um 0,5 mm, Echinodermen 2–3 mm. An den Sandstein grenzt ein feinsandärmer, pyritdurchstäubter, örtlich leicht kieseliger toniger Mergel. Die Verkieselungserscheinungen häufen sich in den Echinodermenresten; Umkristallisationen sowie Kalzitklüfte sind nicht selten.

Eine Breccie aus dem Badhausgraben (in der ein Belemnit und ein schlechter *Aptychus* gefunden wurden) ist u.d.M. ähnlich:

Kalke sind häufiger, und zwar ±dunkel durchstäubte Mikrite, z.T. mit organischen Strukturen oder Spongiennadeln, einmal auch einem Echinodermenrest; sie gehen gelegentlich in feinkristalline Kalke über. Ferner wurden beobachtet: Ein mergeliger Feinsandstein, Hornstein, ein feingeschichteter Mergel, ein braunes Eruptivgestein mit kleinen Feldspatleistchen, vereinzelt Quarz, ein Phyllit, getrübe Ooide sowie Fossilreste, wie Seeigelstacheln, Bryozoen, *Inoceramus*splitters, Schalensplitters von Bivalven, eine *Dasycladacee* und Wurmröhren. Die bis einige Millimeter großen Gesteinskomponenten sind öfter gerundet. Das Bindemittel besteht aus fein- bis grobkristallinem Kalzit. Verkieselungen (*Chalcedon*) bilden kleine Fleckchen sowohl in Komponenten als auch im Bindemittel.

In einem Dünnschliff einer Breccie aus der Gegend SE Horner war eine große Ähnlichkeit zu dem vorigen festzustellen. Allerdings sind Ooide und Onkoide mit Kernen aus Mikrit, Gastropoden, Bryozoen, Echinodermenspat und Foraminiferen, sowie überhaupt Echinodermenreste, noch häufiger.

Nicht zu übersehen sind Anklänge an die Tristelfazies der westlichen Ostalpen, wengleich Orbitolinen in diesen Klippen bisher noch nicht festgestellt werden konnten. Geben könnte es sie. Am Gunst wurden sie, allerdings im Cenoman, gefunden. Es spricht nichts

dagegen anzunehmen, daß die fraglichen Schichten hier das Apt vertreten. Diese oft echinodermenreiche Fazies und die klastischen Einschaltungen im Neocombalk sind es, die an Beziehungen zum Unterostalpin denken lassen, insbesondere in Hinblick auf die Tristelschichten und die Falknisbreccien. Es ist gut möglich, daß hier Reste von Einheiten vorliegen, die einst noch nördlich der heutigen Kalkalpen beheimatet waren.

### 2.3.3. Die Mittelkreidescholle in der Bohrung Windischgarsten 1

Zwischen den Bohrmeter 215–216,4 wurde ein grauer, ziemlich feinkörniger kalkiger Quarzsandstein durchörtert. Darunter folgen bis 417 m dunkelgraue bis grünlichgraue Schiefertone mit dünnen feinsandigen Lagen, die mitunter ein wenig wellig oder gar linsenförmig sein können. Meist ist es ein etwas unregelmäßig feinstreifig aussehendes Gestein. Örtlich gibt es Zeichen stärkerer Turbulenz bei der Ablagerung. In den Cuttings wurden selten auch braun- oder violettrote Splitterchen bemerkt. Tektonische Zerbrechungen und Anzeichen von Faltung belegen die heftige tektonische Beanspruchung.

Sämtliche fünf Proben haben zwar Foraminiferen geliefert, doch immer sehr wenig. Meist sind es primitive Sandschaler (*Psammosiphonella*, *Placentamina*, *Reophax*, *Hormosina*) und höchstens wenige *Recurvoiden*. Ein *Plectorecurvoides* sp. ist unsicher. Sehr bemerkenswert ist aber in der bei ca. 328 m genommenen Probe ein Pyritsteinkern einer *Rotalipora* sp. In der Mehrzahl der Proben treten teils pyritisierte, teils nicht pyritisierte Radiolarien auf.

Ein konkreter Hinweis beweist also Cenoman. Die Faunen sind denen der bisher erwähnten Mittelkreidevorkommen sehr ähnlich.

### 2.3.4. Kleine Neocomschollen N Badhaus und SSW Hinter Puchriegl

Zwischen der Kurve des Kleiner-Güterweges N Badhaus und dem neueren Haus in der Mulde nördlich davon befinden sich drei unauffällige etwa NW-streichende Rücken, von denen zwei ein wenig angeschnitten wurden. Grünlichhellgraue und auch rot angehauchte stark zersicherte Mergel und Fleckenmergel haben eine arme Fauna geliefert: Sehr wenige Sandschaler (*Ammodiscus*, *Glomospira*, *Rhabdammina*, *Recurvoiden*) und eine sehr kleine *Marssonella oxycona* (MARSSON) und sehr wenige schlecht erhaltene Kalkschaler (*Nodosaria*-*Dentalina*, *Pseudoglandulina* ?), ferner viele Radiolarien, auch Schwammnadeln, selten Ostracoden und Fischzähne. Die uncharakteristische Fauna ist am ehesten in die Unter- oder Mittelkreide einzuordnen.

Rund 50 m nördlich des Rückens steht nördlich der Kleinerstraße ein altes, durch ein neues ersetztes Bauernhäuschen, das sich an eine Hauptdolomitklippe anlehnt. Auf dieser hat man offenbar Schutz wegen der Rutschgefahr gesucht (das neue Haus und vor allem eine Villa hat man wenig unterhalb bewußt unbekümmert in die Rutschmasse hineingebaut, die höchstwahrscheinlich auf Gips liegt!).

Über die eher hellgrauen mergeligen Kalke, die an dem alten Zufahrtsweg nach Hinter Puchriegl anzustehen scheinen, ist nicht viel zu sagen, denn sie

werden von Moränen und Staubeckensedimenten umgeben, die die Hülle der Kalke zudecken. Sie haben aber ausgesprochen neocomen Habitus, etwa vergleichbar dem vom Kalvarienberg. Klastische Einschaltungen wurden nicht beobachtet.

### 2.3.5. Oberjura–Neocom–Cenomanschollen am Dambach östlich vom Fraitgraben und bei der Fraitgrabenmündung

Im südlichen Hang zum Dambach steht bei der zweiten nördlichen Ausbiegung des Baches östlich vom Fraitgraben eine Rippe an, die aus bräunlich-grauen feinsandigen feinglimmerigen Tonmergeln besteht. Höher oben gibt es graue rissige, meist geschichtete, etwas glimmerige fein- oder gröberkörnige echinodermenspätige Kalksandsteine, ähnlich denen südlich vom Horner. Einige Stücke von Neocomkalktypus wird man zur Serie dazurechnen können.

Während die stark tektonisierten Gesteine zum Teil an Flysch (Bunte Schiefer, Gaultflysch) stoßen, sind oft auch mit Gips verknüpfet, zu dem sicher auch die west-südwestlich im Abfall zum Fraitgraben liegenden Kalkschollen von Gutensteiner Typus gehören.

Interessant sind die armen, schlecht erhaltenen Mikrofaunen zweier Proben der Tonmergel von der Hangrippe. Sie bestehen hauptsächlich aus Rotaliporen (*R. ex gr. appenninica* RENZ, *R. reicheli* MORNOD, die mitunter nur als Limonitsteinkerne mit anhaftenden Gesteinsresten erhalten sind, dazu wenige Psammosiphonellen, *Trocholina* sp., Pyrit-Limonitkugeln und -Stengel. Die reichere Probe enthält noch *Eponides* sp., eine große rotalide Form (schlecht erkennbarer Steinkern) und *Orbitolina* sp.

Das Cenoman-Alter ist hier also beweisbar!

Ziemlich genau westlich dieser Scholle im untersten Hang zum Schwemmland des Fraitgrabens liegt eine Klippe von weißem und rotem jurassischem Hornsteinkalk. Es handelt sich um braunrote bis grüne, grünlichweiße und blaßgraue, öfter etwas kieselige und oft hornsteinführende plattige Kalke (mit einem Belemnitenrest). Die Farben gehen bisweilen ineinander über, sodaß grünlichweiße Kalke mit rötlichen tonreicheren Flasern entstehen. Dabei lag ein Block eines Sandsteins, der an die Einlagerungen in den Kalk nördlich vom Wasserreservoir erinnert. Ein Belemnitenrest paßt zu dem wohl oberjurassischen Kalk.

Etwa 40 m nordwestlich vom oberen Ende der Cenomanrippe befindet sich am Oberrand des Rutschgebietes eine kleine Klippe von 10–15 cm gebanktem, hell- bis mittelgrauem, auch grünlichgrauem, häufig fleckigem, bräunlich anwitterndem Mergelkalk von Neocomcharakter. Am Rande war starke Zerschering zu beobachten. Und ein stark zerschertes Vorkommen ähnlicher Art befindet sich am Hangfuß zum Schwemmland des Fraitgrabens ca. 50 m nördlich der Juraklippe.

Auch hier kann man eine Beziehung zu den Klippen 2.3.1. und 2.3.2. des Abschnittes 2.3. erkennen.

### 2.3.6. Weitere isolierte Schollen

Hier sei vorausgeschickt, daß gelegentlich Schiefergesteine beprobt wurden, die aber nicht eindeutig der

kalkalpinen oder Flysch-Mittelkreide zugeordnet werden konnten.

Eine Ausnahme bilden zwei Vorkommen, die westlich des Gerinnes liegen, das 200 m nordöstlich der Straßenbrücke bei der Fraitgrabenmündung in den Dambach mündet, und zwar liegen sie 60–100 m bzw. 150 m nördlich der Straße.

Das südlichere Vorkommen ergab in einer Probe aus grünlichgrauen Schiefertönen mit härteren dünn-schichtigen Lagen (gelegentlich Spuren von zarten Chondriten) eine ärmliche Sandschalerfauna mit *Plectorecurvoides alternans* NOTH und *Trochammina globigeriniformis* J. & P., sowie wenig Radiolarien. Gestein und Fauna sind kalkalpine Mittelkreide.

Schließlich sind zwei kleine Klippen von braunrotem Radiolarit zu erwähnen. Eine liegt 400 m NW–NNW P. 858 m (Wuhrbauer Kogel), bzw. 40 m nördlich vom Steig am Kamm im Haselgebirge am Fensterrand, eine zweite 300 m N P. 858 m\*) am Westrand eines Rutschgebietes in etwa 785 m Höhe im Grenzbereich von Gaultflysch gegen Gosau. Die nächstliegende Vergleichsmöglichkeit wäre der Radiolarit oberhalb Bauer am Berg (Gunst).

### 2.3.7. Der rotgrüne Geröllsandstein südwestlich Groß Kleiner

Etwa W–WNW der Straßengabel südwestlich Gr. Kleiner (E. Wuhrbauer Kogel) befindet sich in der Wiese eine kleine stark verwachsene Grube mit steinigem Grund, heute hinter einer Heuhütte. Das Gestein ist ein hellroter quarzitischer Arkosesandstein, geschichtet, mit zahlreichen blaßgrauen, weißen, oft rötlichen, bisweilen auch grünlichen, bis nußgroßen Quarzgeröllen, ganz seltenen Tonschmitzen und kohligem Pflanzenresten. Das Bindemittel ist kieseltonig. Die Oberflächen erscheinen etwas porös. An Schichtflächen und Klüften findet man verbreitet grünlichweiße kaolinische Beläge.

Als wenig auffälliger Hügel ist das Vorkommen einige Zehnermeter nach Nordwesten sowie in südöstlicher Richtung über die Straße hinweg in die Nordecke der einstigen Baugrube des Hauses verfolgbar gewesen. Die sehr schmale Linse ist also immerhin etwa 100 m lang!

Dieses schon R. BRINKMANN (1936) bekannte (und von mir auch 1950 beobachtete) Gestein wurde von ihm als Buntsandstein angesprochen. Es ist möglich, daß die Diagnose richtig ist, doch gibt es im Umkreis nirgends echten Buntsandstein. Auch unter den Werfener Quarziten südlich des Fensters habe ich solche Gesteine nicht gesehen. Vielmehr erinnert unser Gestein mehr an nicht oder nur leicht metamorphen Verucano, oder an den Permoskythsandstein des Drauzuges, oder an „Konglomeratische Werfener Schichten“ aus dem Hochtatrikum der Karpaten. Auf jeden Fall wird man auch hier mit einem Rest aus tieferen Decken rechnen müssen, denn nach neueren Erfahrungen kommt auch ein Keuperquarzit in Frage, wie er immer wieder in den Klippenzonen, insbesondere der St. Veiter Klippenzone, zu finden ist.

\*) P. 858 auf Blatt 99, nicht auf der alten Sektion (1 : 25.000) 4953/1.

### 2.3.8. Die tiefste Einheit in der Bohrung Windischgarsten 1

Diese Einheit in der Bohrung Windischgarsten 1, die übrigens nicht mehr ganz durchhörert worden ist, weicht von allen bisher beschriebenen dadurch ab, daß sie sowohl Gosauschichten als auch Gesteine der höheren Unterkreide (Apt–Alb) enthält. Man weiß aber auch nicht, auf welchen Gesteinen sie abgelagert worden sind. Ähnliche Verhältnisse der Kreidegesteine gibt es aber ganz selten in der Reichraminger Decke im Laussagebiet.

Unterhalb der in Kap. 2.3.3. beschriebenen Mittelkreideschuppe liegen zunächst ca. 250 m Salzhasselgebirge und darunter bräunlich-schwarzgraue feinsandige und bisweilen feinglimmerige Mergel mit gelegentlich Fossilresten im obersten Teil. Bei 725 m Tiefe ist im Kern größerer Sandgehalt zu bemerken. Bei rund 759–763,5 m Tiefe werden die Mergel von Gosaubreccie unterlagert, die vor allem aus Komponenten von dunklen und hellen Kalken und wenig Sandstein in einer schwärzlichen, nur selten auch grünen tonmergeligen Matrix besteht. Ein brauner Kalk mit grünen Suturen und seltenen kieseligen Fleckchen ist ein großer Block in der Breccie. Die Mergel zeigen häufig Harnische und Kalkklüfte und auch die Breccie ist stark zertrümmert und kalzitgeadert.

Aus den Mergeln liegen sechs Schlammproben vor. Während die obersten Proben fast keine und keinesfalls brauchbare Faunen lieferten, folgt bei ca. 725 m die erste schlecht erhaltene Fauna mit wenig Kalk- und Sandschalern und *Globotruncana ex gr. lapparenti* BOLLI. Erst die gleich darunter genommene Probe bietet eine gute und typische Fauna: *Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLI, Hedbergellen, *Stensiöina exsculpta* (REUSS), *Vaginulinopsis gosae* (REUSS), *Marssonella oxycona* (MARSSON), ferner *Pseudoparrella cf. navarroana* (CUSHM.), *Gavelinella stelligera* (MARIE), *Gyroidina aff. sp.*, *Dorothia conulus* (REUSS), und *Verneuilina muensteri* REUSS. Darunter wurden die Proben

wieder schlechter, bei ca. 764 m noch mit *Globotruncana ex gr. lapparenti* BOLLI und *Stensiöina exsculpta* (REUSS) u.w.a.

Solche Faunen sind für die tieferen Teile der coniacantonen Gosauschichten charakteristisch. Die Breccie ist somit die Basalbildung von Gosauschichten. Allerdings muß es sich um herantransportierten Schutt handeln, denn unter ihr liegen wiederum eintönige Mergel.

Es folgen also darunter dunkel schieferige Tonmergel, die auf den ersten Blick sich von den Gosamer-geln wenig unterscheiden. Das Alter ist jedoch gut durch Faunen aus dem oberen Teil belegt. Drei Faunen aus dem Bereich zwischen ca. 792–797 m können zusammengefaßt werden: Neben häufigen Hedbergellen können *Globigerina subdigitata* CARMAN, *Gl. washitensis* CARSEY und, nicht ganz deutlich, *Anomalina lorneiana* GAND. vorangestellt werden. Dazu sind zu nennen Lenticulinen, *Nodosaria sp.*, *Lagena apiculata* (REUSS), *L. sulcata* WALKER & JAC., *Eponides sp.*, *Epistomina cf. colomi* DUBOURD. & SIGAL, *Gavelinella stelligera* (MARIE), *Gyroidina globosa* (v. HAG.), *Vaginulinopsis sp.*, *Allomorphina aff. trochoides* (REUSS), *Clarella articulata* (BROTZEN), *Textularia turris* d'ORB., *T. chapmani* LALICKER, *Marssonella oxycona* (MARSSON), *Verneuilinoides subfiliiformis* BARTENSTEIN, *Trocholina sp.*, dazu meist pyritisierte Radiolarien (auch hütchenförmige), selten Ostracoden, Inoceramenreste, Fischreste und Pyritstengel. Die Fauna paßt in die höhere Unterkreide.

Die Fauna des letzten Kerns bei ca. 900 m Tiefe ist arm, schlecht erhalten und besteht aus wenigen Sand- und Kalkschalern. Unter letzteren ist bloß eine *Gavelinella sp.* besser erkennbar. Sie widerspricht nicht einer Einreihung in die höhere Unterkreide.

Es liegt hier der etwas ungewöhnliche Fall vor, daß eine höhere Unterkreide von Gosauschichten überlagert wird. Vielleicht handelt es sich um den Rest eines Zwischenstückes, in dem die beiden Transgressionen übereinander erhalten geblieben sind.

## 3. Der Rahmen des Flysch- und Doppelfensters von Windischgarsten

Die Grundzüge des Baues wurden bereits erörtert (B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968). Während dort die Tektonik im Mittelpunkt stand, sollen hier stratigraphische Fragen eingehender zur Sprache kommen, und auf wichtige Details hingewiesen werden. Andererseits wird es sich, wenn man eine geschlossene Darstellung anstrebt, oft nicht vermeiden lassen, daß vieles dort schon beschriebene wiederholt werden muß.

Wie in der eben zitierten Arbeit zu lesen ist, grenzt das Fenster im Norden an die Staufeu-Höllengebirgsdecke mit einer randlich auflagernden Gosau, die aber westlich vom Windischgarstener Becken durch das System der Grünau-Windischgarstener Störungszone durchschnitten wird, denn der Tamberg bei Vorderstoder muß ihr noch zugezählt werden und damit auch das ganze Vorgelände der Decke des Toten Gebirges um Steyerling (entgegen den gängigen Deckenschemen!).

Ebenso ist dort zu lesen, daß im Süden die basalen Schichten der Haller Mauern und des Warschenecks bis in den Fensterbereich hineingreifen („Nordrandschuppen der Haller Mauern“ [B. PLÖCHINGER, 1968]). Sie haben infolge einer Stockwerkstektonik aber auch einer tiefgreifenden vorgosauischen Abtragung und Überlagerung durch Gosauschichten (Gosau von Windischgarsten) eine gewisse Selbständigkeit erlangt. Dabei spielt außerdem der Umstand eine wichtige Rolle, daß die höhere Teileinheit auf einem oft mächtigen Polster aus Haselgebirge aufruht. Im Süden liegen dann die hauptsächlich aus Trias bestehenden (Teil-)Decken der Haller Mauern, des Bosruck (mit deutlichem hallstätter Einschlag) und des Warschenecks, zu denen auch noch die Decke des Toten Gebirges gehört. Die Nordränder von Haller Mauern und Warscheneck sind so auffallend ähnlich, daß eine Trennung der beiden als verschiedene Decken

im Sinne von A. TOLLMANN (1976) höchst unwahrscheinlich wird. Es haben denn auch F. TRAUTH (1937), E. KRAUS (1944) und im Grunde genommen auch E. SPENGLER (1959) eine Zusammengehörigkeit angenommen. Die Aufnahmen von B. PLÖCHINGER (l. c.) zeigen, daß diese Nordrandschuppen nördlich der Haller Mauern und südlich bis südöstlich vom Hengstpaß besonders gut ausgebildet sind, dann aber an der Windischgarstener Störung fast völlig ausspitzen und eine nur schmale Verbindung zur Reiflinger Scholle überleitet.

Deshalb wird der fensternahe Teil der Umrahmung in Zusammenhang mit den Nordrandschuppen behandelt werden.

### **3.1. Die Schichtfolge der Staufen-Höllengebirgsdecke und der Reichraminger Decke**

#### **3.1.1. Gutensteiner und Reiflinger Kalke (Anis-Ladin)**

Die Gutensteiner Kalke sind wie üblich dunkelgraue bis schwarze oder braunschwarze weißgeaderte Kalke, in der Regel bankig, mitunter besonders dünnbankig, aber auch mit massigen Partien. Ein Übergang mit Wechsellagerungen vermittelt zu den hangenden Reiflinger Kalken, die meist graue bis braungraue höckerige 1–2 dm gebankte Hornsteinkalke zu sein pflegen. Die Hornsteinbildung kann man nach Erfahrungen in deutlich vulkanisch beeinflussten Gebieten mit dem bekannten Vulkanismus in Zusammenhang bringen.

Am Forstweg am Südhang des Zeitschenberges konnte man in der Nähe des Bergvorsprunges nördlich Zeitschen sehen, daß schon in normalen Gutensteiner Kalken Lagen von Reiflinger Typus mit kleinen Hornsteinen auftreten können. Im richtigen Reiflinger Kalk wurden öfter feinsandige Flasern gesehen, die vulkanische Einstreuungen sind. Die Hauptmasse der Reiflinger Kalke beginnt östlich des südlichen Bergvorsprunges. Dort wird z.B. eine Einlage von braunem blättrigem Tonstein (Tuffit) von sandigem Kalk mit einer klastischen Lage mit Fossilsplittern überlagert. Wenig östlich wurde eine Wechsellagerung von grünlichem Letten (Tuffit) mit dünnen (5–10 cm) sandigen Kalkbänken, die oft geschichtet sind, unter einem braungrauen dickbankigen Kalk beobachtet.

An tuffitischen Lagen wurden häufig geringe, selten aber auch größere Mächtigkeiten – bis mehrere Meter – festgestellt. Sie treten vorzugsweise im Grenzbereich von Gutensteiner und Reiflinger Kalken auf.

Nördlich vom Pietschstein spitzt der antiklinal gebaute Reiflinger Kalk gegen Westen aus; an einer Störungszone, die die Furche bei Bauernreut durchzieht, nach WNW in den Graben SW Stummerreut übertritt und südlich des Gehöftes rund hundert Meter versetzt ist. An der Störung ziehen die letzten Reste dieser Antiklinale in Form einiger Kalklinsen weiter, die von Lunzer Schichten umgeben sind. Es sind dichte, oft ein wenig fleckige grauweiße, auch grünliche oder gelbliche, nur selten dunkelgraue bankige, meist hornsteinführende Kalke oder selten hellbräunlichgraue Bankkalke ohne Hornsteine. Gelegentlich sieht man auch dunklere Suturen. Trotzdem keine Fossilien gefunden werden konnten, kann kein Zweifel bestehen,

daß es sich um allerdings ein wenig untypische Reiflinger Kalke handelt. Im Graben westlich Stummerreut steigert sich die Tektonisierung dieser Kalke bis zur Mylonitisation (bei ca. 785 m Höhe, wo ein alter Weg quert). Ein anderes Vorkommen von hauptsächlich Gutensteiner Kalken befindet sich im Hangfuß des Falkensteins bei Dirnbach. Man darf sie allerdings nicht mit den Opponitzer Kalken verwechseln, die nämlich an der Straße nach Pernkopf in ähnlicher Position anstehen.

Abgesehen von Gutensteiner Kalken an der Basis des Wettersteinkalkes vertreten Gutensteiner und Reiflinger Kalke die Beckenfazies, die die Riffazies des Wettersteinkalkes im Süden weitgehend ersetzt und zwar im Bergland um Steyrling.

#### **3.1.2. Wettersteinkalk und -dolomit (Ladin)**

Eine große Massenanhäufung bilden die Wettersteinkalke des Sengsengebirges. Es sind teils massige, teils großgebankte gelblich- bis bräunlichweiße Kalke. Die mehr massigen sind die eigentlichen Riffkalke, die gebankten gehören den rückwärtigen Teilen des Riffes an. Genauere Studien wurden nicht gemacht. Die größten weit über 500 m betragenden Mächtigkeiten liegen im zentralen Sengsengebirge und scheinen sowohl nach Osten (Krestenberg) als auch gegen Westen (Kremsmauer) abzunehmen.

Im westlicheren Gebiet, etwa zwischen der Gegend nördlich St. Pankraz und über das Durchbruchstal der Steyr hinaus sind die Wettersteinkalke im Süden z.T. dolomitisiert; es gibt Übergänge und auch nicht dolomitisierte Körper im Dolomit. Auf dem Blatt Kirchdorf (1 : 75.000) sind die Dolomite als Hauptdolomite fälschlich angesprochen und es ist anzunehmen, daß dasselbe auch für die Dolomite südlich der Kremsmauer gilt. Aber östlich der Gegend um die Einserhütte besteht der Hauptdolomit zurecht und grenzt dort an einer NE-verlaufenden Störung an den Wettersteindolomit. Von da ab weiter gegen Osten herrscht das Profil Wettersteinkalk – Lunzer Schichten – Opponitzer Kalk – Hauptdolomit.

Östlicher gibt es noch Wettersteindolomit in der Antiklinale ENE Patzlberg. Der Übergang in die Beckenfazies ist nirgends aufgeschlossen und sicher durch Störungen verschleiert, aber an der Zunahme der Mächtigkeit der Lunzer Schichten abzulesen. Einige Kilometer östlich tritt sie aber massiv in Erscheinung.

Westlich Steyrbrücke war an einem Forstweg ein interessantes Profil aufgeschlossen. Von Süden nach Norden kommt man aus dem großen Hauptdolomitgebiet um den Weißen Berg westlich der Steyr, das eine unmittelbare Fortsetzung des Tamberges ist, in eine Mulde, in der sichtlich Lunzer Schichten anstehen. Dann folgt ein markanterer Rücken, der auch östlich Steyrbrücke eine kurze Fortsetzung hat, ehe er nach Osten im Störungsbereich verschwindet. Er besteht aus einem gebankten dunkler braungrauen leicht bituminösen Dolomit, den man für Hauptdolomit halten könnte. Im Norden wird er dünnbankig und zunehmend dunkler und geht in dünnbankige Gutensteiner und Reiflinger Kalke über, die an der Bundesstraße anstehen. Nach diesem Befund vertritt er also das Niveau des Wettersteindolomites! Man muß daraus folgern,

daß dieser Dolomit in der Beckenfazies den normalen Wettersteindolomit vertritt. Man könnte also von einer Steyringer Fazies sprechen. Nach Aussage der geologischen Karte Blatt Kirchdorf streicht er offenbar weit ins Kasberggebiet hinüber.

### 3.1.3. Lunzer Schichten (Unterkarn)

Die Lunzer Schichten bestehen, grob gesprochen, aus den Reingrabener Schieferen als einem tieferen Niveau und den Lunzer Sandsteinen als einem i. A. höheren Schichtstoß. Deutlich gibt es Unterschiede zwischen den auf Hochgebieten, also Riffzonen, abgelagerten Schichten und denen in Räumen der ladinischen Beckenfazies, vor allem in der Mächtigkeit. Die ersteren sind geringmächtig, die letzteren aber ziemlich mächtig. Es ist allerdings schwer, hier genauere stratigraphische Studien zu betreiben, denn die Aufschlußverhältnisse sind ausgesprochen schlecht, wobei die große Rutschfreudigkeit sich sehr ungünstig auswirkt. Auch die starken Störungen sind mitschuldig. Die größten Mächtigkeiten wurden im Raume des östlichen Salztales und in den Talungen zwischen Augustinkogel, Wasserklotz und Zeitschenberg, die kleinsten über dem Riffgebiet des Sengsengebirges festgestellt.

Allgemein gesagt bestehen die Reingrabener Schiefer aus dunkelgrauen bis schwarzen, höchstens schwach mergeligen, Tonschiefern, die wegen ihres hohen Pyritgehaltes oft intensiv rostig verwittern. Daher sind sie oft braunschwarz bis rostbraun. Aber gelegentlich gibt es auch heller braungraue Abarten, die möglicherweise durch Verwitterung gebleicht sind. Bei tektonischer Beanspruchung nehmen sie öfter eine teigartige Beschaffenheit an. Die Lunzer Schichten liefern lebhaft braune Verwitterungslehme. Neben der Rutschfreudigkeit ist auch die starke Oberflächenver-nässung erwähnenswert, die oft zu Versumpfung und Moorbildungen (insbesondere bei Stummerreut) geführt hat.

Die frisch grünlichgrauen Lunzer Sandsteine verwittern ebenfalls meist rostig. Sie sind immer feinkörnig und nicht kalkig. Es gibt zwar kompaktere Sandsteinlagen und -komplexe, doch ist in guten Aufschlüssen immer wieder zu sehen, daß sowohl einzelne Sandsteinbänke in den Schieferen, aber auch enge Wechsellagerungen zwischen Tonschiefern oder schluffigen Bildungen mit Sandsteinlagen vorkommen. In seltenen Fällen wurden auch dünn-schichtige Sandsteine oder auch Schrägschichtung in Sandsteinen beobachtet.

Es scheint nun nicht so zu sein, daß in den mächtigen Lunzer Schichten zwei Sandsteinpakete oben und ein darunterliegendes Schieferpaket unterschieden werden müssen, sondern daß vermutlich in mehreren Stockwerken reichlich Sandsteinbänke in den dunklen Schieferen liegen. Doch scheint zu gelten, daß die Sandsteine oben häufiger sind als unten. Geschlossene Sandsteinpakete gibt es natürlich auch, z.B. im Graben nördlich Patzlberg, oder zwei im oberen Hanslgraben etwa SSW Langfirst (6 und 10 m). Ferner wurde im Graben südöstlich der Salzhütte etwa 15–20 m unterhalb der (hier tektonischen) Grenze zum Opponitzer Kalk eine geringe Kohleschmitze in

dunklem Schiefertone beobachtet, über der Lunzer Sandstein reichlicher auftritt. Jedoch sind mir keine Anzeichen oder Überlieferungen von Kohlevorkommen in diesem Raume bekanntgeworden. Ungeklärt ist die Frage, ob im Hauptbach nördlich Patzlberg oberhalb des Zwiesels lose herumliegende Stücke eines braunen bituminösen Mergels zu den Lunzer Schichten gehören – wie es den Eindruck macht – oder zu den Opponitzer Schichten zu zählen sind.

In der starken Störung dieser Gesteine mag auch der Grund für manche stratigraphische Unklarheiten liegen.

Die Lunzer Schichten des Sengsengebirges wurden zu wenig untersucht, um Details mitteilen zu können. Genaue Untersuchungen in dem östlich unmittelbar anschließenden Gebiet wurden von M. BEHRENS (1973) durchgeführt. Davon sei vor allem auf die Schwermminerale hingewiesen. Zu erwähnen sind (nach abnehmender Menge): Apatit, Turmalin, Zirkon, Granat, Rutil und Spinell. Er leitet sie von sauren und basischen Magmatiten aber auch von Metamorphiten her. Es ist möglich, eine Verbindung zum Schilfsandstein des germanischen Keupers herzustellen.

Es ist plausibel anzunehmen, daß in den tieferen Becken die Sandsteine in den Reingrabener Schieferen mehr aufgefingert sind, während sie in geringmächtigen Ablagerungen als geschlossener Komplexe auf-scheinen. Der sichtlich lebensfeindliche Charakter dieser Becken äußert sich nicht nur im beträchtlichen Pyritgehalt der Tonsteine, sondern auch in der Fossilarmut. So haben z.B. wenige Stichproben keine Foraminiferen enthalten. Auch Megafossilien wurden nicht gefunden, nicht einmal Pflanzenreste. Doch dafür sind die Schiefer in den Aufschlüssen wohl zu sehr verwittert.

### 3.1.4. Opponitzer Kalk (Oberkarn)

Opponitzer Kalke sind hier überall über den Lunzer Schichten vorhanden und charakteristisch. Nur in tektonisch stark gestörten Gebieten wie in der Windischgarstener Störungzone kann man bisweilen im Zweifel sein, ob nicht vielleicht Gutensteiner Kalk vorliegt. Während diese Kalke im Sengsengebirge ebenso wie die Lunzer Schichten geringmächtig sind, schwellen sie in den im Oberkarn immer noch wirksamen Bekkenregionen bis gegen hundert Meter an.

Die Kalke sind in der Hauptmasse graubraun bis braungrau gefärbt und mehr oder minder bituminös. Abarten sind auch dunkelgrau und wittern bläulichgrau an. Im Schichtstoß wechseln mehr massige oder dickbankige Komplexe mit plattigen, dünnbankigen oder sogar dünn-schichtigen ab, wobei hie und da auch höckerige Schichtflächen vorkommen. Ferner gibt es dolomitische Partien, dolomitische Platten, oder den für den Übergang in den hangenden Hauptdolomit charakteristischen „Streifendolomit“, der aus einer dünn-schichtigen Wechsellagerung von dunkleren dolomitisch-kalkigen und helleren Dolomitstreifen besteht. Im Grenzbereich zum Hauptdolomit wurden selten auch einige dünne Rauhwackenbänder beobachtet. In der Nähe vom Zistler wurde an der Grenze zum Hauptdolomit ein bräunlichgrauer oolithischer Kalk gesehen. Eine Grenzregion von Lunzer Schichten und Opponitzer Kalk war am Forstweg Langfirst aufgeschlossen: Dort lagen wenige dünne dunkle Kalkbänke in grün-

grauen Tonschiefern. Aber leider scheint diese Grenze fast immer tektonisch überarbeitet zu sein.

Örtlich, vorzugsweise in massigen Partien, treten Hornsteine auf, die meistens rundlich von Gestalt sind. An der Straße zum Haslersgatter waren sie besonders gut zu sehen; sie erinnern wegen der weißlichen Oberfläche an im Gestein steckende Tennisbälle.

Es ist auch wertvoll zu wissen, daß z.B. am Forstweg Langfirst in den Opponitzer Kalk zwei bis drei Lagen dunkler Reingrabener Schiefer eingeschaltet sind, die eine 0,3–0,5 m, die andere ca. 2 m mächtig. Die letztere liegt unter dickbankigem Kalk, der nach oben in dünnbankigen übergeht. Gleich beim Taleingang nördlich Patzlberg ist in einem verfallenen Steinbruch am rechten Bachufer in Opponitzer Kalk eine zu einer Synklinale zusammengebogene etwa 1,5–2 m mächtige Schicht von dünnschichtig spaltenden dunkelbraungrauen, braun anwitternden bituminösen Kalkschiefern an steilen Störungen mit besonders im Norden starker Mylonitisierung eingeklemmt.

Die Lage im Normalprofil zwischen Lunzer Schichten und Hauptdolomit (in den deutlich Übergänge stattfindend) ist für die Einordnung beweiskräftig genug. Allerdings können in tektonisch gestörten Gebieten, was hier oft genug der Fall ist, Zweifel aufkommen. Immerhin wurden an mehreren Stellen Fossilien gefunden: am Weg NE Zistler, am Weg zur Groissenalm nahe einer Quelle, am Forstweg SE Haslersgatter nahe 1200 m, im oberen Salzatal NNW Kleinerberg, am Südhang WSW Augustinkogel und an dem Sträßchen etwa N Bahnstation Hinterstoder, vor allem *Lopha montiscaprilis* (KLIPST.). Die Schalen kommen in etwa 2–4 cm dicken Kalkplatten vor neben vielen Bivalven und Gastropoden sowie ein wenig Echinodermenspat. Bei den dunkelgrauen Mikriten mit pyritstaubigen Fleckchen kann man von Schillbänken sprechen, die aber nicht häufig zu sein scheinen. Unklare Kalkvorkommen kann man – mit Glück – nach Dünnschliffen einstufen.

Es liegt eine kleine Zahl von Dünnschliffen vor.

Sie zeigen meist Mikrite, die öfter umzukristallisieren beginnen. Ab und zu durchziehen sie dünne braune gewundene Suturen. Der Mikrit ist erfüllt mit kleinen Intraklasten, die bisweilen als Ooide erkennbar sind. Dazu kommen kleine Bivalvenschälchen, Echinodermenspat und Foraminiferen (meist Glomospiren, selten *Cornuspira* und „Textularia“). In anderen findet man deutliche kleine Ooide und Onkoide; Foraminiferen sind wenige und uncharakteristisch. Zu diesem Kalk paßt der braune bituminöse Kalk im Teichtal bei Unterlainberg WSW Rohrau, der zahlreiche Ooide und Onkoide mit oft mehrfachen Krusten, aber auch einige Intraklaste, die dünne oder überhaupt keine Krusten haben, enthält. Foraminiferen sind sehr selten und schlecht kenntlich.

Wie die Gesteine der letzteren Dünnschliffe sind auch Proben aus der Umgebung vom Steinwändler im Veichtal gesammelt worden, um Altershinweise zu erhalten.

Hier gibt es neben den Ooiden und Onkoiden größere löcherige Algenknollen mit kalziterfüllten Lumina sowie häufig Foraminiferen, darunter viele Glomospiren, *Paratrocholina eomesozoica* OBERHAUSER, *Endothyra* sp. (aff. *E. kupperi* OBERH.), *Meandrospira*, *Bigenerina* ?, *Perroniscus* ?, *Variostoma* ?, „Textularia“, Echinodermenspat und kleine Gastropoden.

Somit kann man auch den helleren Kalk östlich Steinwändler ins Karn einstufen.

Schließlich wäre die Frage aufzuwerfen, ob es hier nicht auch Reste von Salinar der Opponitzer Schichten gibt. Zwischen 500 und 1200 m östlich Muttling und im Ostteil des vom Haslersgatter nach ESE herabkommenden Forstweges wurden Verwitterungsre-

ste von Haselgebirgscharakter, nämlich graue bis gelbbraune Lehme mit gelegentlich bunten Schmitzen und Stückchen gelber Rauhbacken, sowie gelbem und grauem Dolomitgrus beobachtet. Nachdem aber bisher kein wirklich brauchbarer Aufschluß gefunden werden konnte, muß die Frage offen bleiben. Dafür sprechen könnten die einmal beobachteten Rauhbackenlagen im Hauptdolomit an der Grenze zum Opponitzer Kalk oder die dünnen Rauhbackenlagen in dolomitischem dünnschichtigem plattigem Opponitzer Kalk an der Grenze zum Hauptdolomit in der Salzatalenge und auch die nicht allzu große Entfernung zu bekanntem Opponitzer Salinar (ca. 15 km). Weniger wahrscheinlich scheint mir zu sein, daß es mit den Salzgebirgen im Süden zusammenhängt.

### 3.1.5. Hauptdolomit (Nor)

Über den Hauptdolomit ist wenig zu berichten. Wie meistens ist er grau bis braungrau, gebankt, meist ein wenig bituminös und verwittert in der charakteristischen Art kleinstückig. Ton- oder Mergelzwischenlagen wurden hier nie beobachtet, auch nicht im westlichen Hintergebirge, wo ausgezeichnete Aufschlüsse an Forstwegen vorhanden sind. Das zum Unterschied vom Hauptdolomit der Ternberger Decke am Gunst (siehe 2.2.1.). Selbstverständlich ist die Bankung in den tektonisch stark beanspruchten Dolomiten der Steinwand oft gestört oder verlorengegangen. Eine zweite Form der Veränderung ergibt sich durch alte Verwitterung und Auflockerung zu Beginn der Gosautransgression (siehe 3.1.9.1.1.).

Mit einer Ausnahme wurden keine Fossilien gesehen, allerdings auch nicht gesucht, weil der Hauptdolomit als keineswegs fossilhöflich gelten muß. Die Ausnahme: In der Schottergrube beim Mitterhuber im östlichen Veichtal wurden im Hauptdolomit z.T. helle stengel- oder schlauchartige umkristallisierte Gebilde gefunden, die Korallen, Schwämme oder Kalkalgen zugeschrieben werden können. Keinerlei ursprüngliche Strukturen sind erhalten geblieben. Stücke davon sind im geologischen Lehrpfad in Windischgarsten ausgestellt (S. PREY, 1974).

Die Mächtigkeit des Hauptdolomits ist hier beträchtlich, jedenfalls über 500 m, doch ist sie schwer abzuschätzen, wenn man die häufig erkennbare Faltung und Störung in Rechnung stellt.

Über dem Hauptdolomit sollte Plattenkalk folgen. Vereinzelt Vorkommen davon sind aber nicht auskartierbar, sodaß er besser mit den Kössener Schichten gemeinsam besprochen werden soll.

### 3.1.6. Kössener Schichten und Plattenkalk (Rhät und Oberror)

Das größte Vorkommen liegt westlich Hinter Ramseben am Südwesthang des Tamberges und erstreckt sich bis zur Steyr zwischen Salmeranger und Roßbauer. Das meistens völlig zerfallene und verrutschte Vorkommen von Kössener Schichten und Plattenkalk hat etwa dreieckigen Umriß und ist rund 2,5 km lang und (im Westen) bis 1,2 km breit. Es ist vor

alles für die Tektonik von Bedeutung, denn es steht an einer im Steyrtal verlaufenden und durch ein kleines Gosauvorkommen markierten Störung, einer Deckengrenze, der reinen Dachsteinkalkfazies unmittelbar gegenüber. Es ist die Deckengrenze zwischen der Decke des Toten Gebirges und der Reichraminger Decke.

Man findet hier dunkelgraue bis dunkelbraungraue Kalke, die aus einer gebankten Schichtfolge stammen, öfter mit hell anwitternden Schmitzen und Lagen von Mergel, dann örtlich oolithische Kalke, sowie Spuren von weicheren graubraunen Mergeln. Auch knollige Kalke sind verbreitet, die aus grauen Kalkknollen in meist bräunlich anwitternden Mergeln bestehen (z.B. nahe Immerl NE Gausrab). Im Norden konnte man gelegentlich die Gesteinsgesellschaft des Plattenkalkes sehen, was dafür spricht, daß er auch ansteht. Das ganze Vorkommen wurde aber nur übersichtsmäßig begangen.

Für die Kössener Schichten charakteristisch sind manchmal festgestellte Lumachellen mit Brachiopoden und Bivalven, ferner Reste von „Lithodendron“ (z.B. W Hinter Ramseben). Im Dünnschliff zeigt ein mikritischer Kalk zahlreiche dunkel-trübe Intraklasten, aber auch *Triasina hantkeni* MAJZON, *Permodiscus* sp., einige andere Foraminiferen, etwas Echinodermenspat und Schälchensplitter. Daß rhätische Kössener Schichten vorliegen, ist damit hinreichend bestätigt.

500 m östlich Vorder Puchriegl gibt es in der östlichen Fortsetzung eines schmalen Hauptdolomit-zuges graubraune tektonisch oft stark zertrümmerte Kalke. Darin fanden sich öfter Lumachellen, gelegentlich auch Korallen, Bivalvenbruchstücke und etwas Crinoidenspat. Es kann wenig Zweifel geben, daß diese Gesteine auch zu den Kössener Schichten gehören.

### 3.1.7. Rhätkalke i.a. bzw. vorwiegend Oberrhätkalke

Die Kalke treten in schmalen oder nur sehr schmalen öfter unterbrochenen Zügen auf, die sich jedoch zumeist zu einer fortstreichenden Zone ordnen. Sie beginnen etwa 350 m E Bergerbauer, wo sie z.T. hellgelblich bis blaßbräunlich sind und in rote übergehen können (die denen N Kleiner gleichen), ziehen über Mutting in die Südhänge des Kleinerberges und enden im Graben 600 m östlich Planholzhütte. Ableger gibt es 4–500 m ENE Bergerbauer, NNE Hinter Puchriegl und, weit entfernt im Westen, sehr kleine, 300 m SW Gürrer. Die Kalke SW Kleinerberg liegen in einer engen grabenartigen tektonischen Struktur.

Die hierher gestellten Kalke sind entweder grau, meist aber hellbraun bis hellgelblichgrau, gelegentlich ein wenig bituminös. In den grauen zeigen sich im Dünnschliff häufig zarte dunkle Suturen. Am Weg nordöstlich Bergerbauer zeigt ein Profil im Süden über Hauptdolomit hellbraune Kalke, die nach Norden in hellgraue bis hell-bräunlichgraue übergehen. Diese erhalten allmählich eine wellige Schichtung und gehen in eine gebankte Partie über. Es darf hier erwähnt werden, daß eine Einfüllung von Gosaumaterial in Klüfte der Kalke stattgefunden hat. Gelegentlich lassen sich feine organische Strukturen erkennen, mitunter auch undeutliche Lumachelle-Linsen. Im Hügel selbst wurden außerdem noch schwach knollige oder brecciöse Strukturen beobachtet, ferner auch grünliche Bestege

auf Schichtflächen. Ähnlich sind auch die Kalke im Kalkzug nördlich Kleiner, wo wiederum Einfüllungen von roten Liaskalken mit ihnen tektonisch verfloßt sind. Die hellgelbgrauen Kalke stehen auch nördlich Hinter Puchriegl an. Südwestlich Gürrer steht unterhalb einer Hauptdolomitnase eine kleine Linse von hellbraunem bis hellgelblichbraunem feinkörnig aussehendem Kalk an, der sehr an die Rhätkalke erinnert. Allerdings erinnern, allgemein gesagt, nur im Schutt registrierte Vorkommen von solchen Kalken mit braunem Hornstein an die Kalke bei Klamm.

Nordwestlich Klamm gibt es nämlich graue Kalke mit dunklen Suturen und Schmitzen in Verbindung mit grauen oder braunen, sogar rötlichgrauen hornsteinführenden Kalken, deren Altersfrage z.B. in Hinblick auf Opponitzer Kalk noch zu erörtern wäre. Sie sind eher rhätisch als karnisch.

Zur Klärung des Alters der Hauptmasse dieser Kalke wurden einige Dünnschliffe untersucht. Die beste Probe aus dem Kalkzug ENE Kleiner führt *Triasina hantkeni* MAJZON, aff. *Permodiscus* und einige andere Foraminiferen, unter ihnen eine „Lingulina“ mit reitenden Kammern. Hier ist also das Rhätalter beweisbar. Brauchbar scheint auch die Probe vom Westende des Hügels N Bergerbauer, wo größere Exemplare von *Permodiscus pragsoides oscillans* (OBERH.) und (?) *Trocholina permodiscoides* OBERH. erkennbar sind. Meist sind aber die Foraminiferen so stark umkristallisiert, daß eine genauere Bestimmung nicht mehr möglich ist. Ein Gestein zeigte im Dünnschliff häufig Glomospiren und *Glomospirella* cf. *friedeli* KRISTAN. Ein anderer Fundpunkt von *Triasina hantkeni* MAJZON liegt in den Kalkschollen NE Mitter Puchriegl. Der Dünnschliff zeigt dieses Leitfossil der Obertrias in zahlreichen Exemplaren, begleitet von einer glatten *Trocholina* sp. Ein weiterer Fundpunkt von *Triasina* sp. liegt in den Kalken W Knirschenstein. In Fortsetzung des Kalkes vom Bergerbauern wurde im Hügel südöstlich Schwesternheim eine Kalkprobe untersucht, wo man nur mehr nach dem Umriß ?*Permodiscus pragsoides oscillans* (OBERH.) und *Trocholina* sp. erkennen kann. Dabei sind Textularia-artige Formen, *Glomospirella* sp., Schälchenreste von Mollusken, Brachiopoden, Ostracoden und einem Gastropoden.

Die Kalke selbst sind meist Mikrite, öfter mit kleinen dunkel-trüben Klümpchen und diversen Fossiltrümmern in oft nur geringen Mengen. Die dunkleren Kalke haben häufiger komplizierte dunkelbraune bis schwärzliche feine Suturen, oder Schwärme von solchen und verschiedene, gerade noch als organogen erkennbare Intraklasten. Manchmal kann der Mikrit zwischen den Klümpchen feinspartitisch werden. Bisweilen wurden Pseudomorphosen von Kalzit nach Permodiscen u. ä. gesichtet. Auch filamentartige Strukturen und Ostracodenschälchen kann man finden. Selten einmal wurden auch Formen von „Lingulina“-Gestalt mit stark reitenden Kammern und einmal eine *Ammobaculites*-ähnliche Form beobachtet. Glomospiren sind fast immer vorhanden.

Ein untersuchter Kalk (ENE Kleiner) von rötlichgelber Farbe war ohne Besonderheit: ein Mikrit mit einigen kleinen dunkleren Flecken und ziemlich häufig braunen Suturen. Fast keine Foraminiferen, einige Ostracoden.

### 3.1.8. Liaskalke

Teils rote, teils gelbe Kalke ENE Kleiner haben etwas fleckige Farben und feine braune gewundene und oft flaserartige Suturen. Einige Schälchenreste, Ostra-

coden; Radiolarien und Schwammnadeln sind alle stark umkristallisiert.

Es sind deutlicher erkennbar die blaßroten bis hellroten Hierlatzkalke des Unterlias, die ja sehr charakteristisch sind und nicht näher beschrieben werden müssen. Hier allerdings kommen sie zumeist als rote Einsprengungen in gelblichgrauen, nur örtlich rötlichen Oberrhätkalken vor.

Eine solche Einsprengung aus dem Kalkzug ENE Kleiner (vom nördlichen Felsen der westlichen Abbrüche zum Graben nördlich der Quellen an der Kleinerstraße) u.d.M.:

Roter Mikrit mit einer wohl auf Schichtung beruhenden helleren Streifung, gewundenen braunen Suturen und locker eingestreutem Fossilgrus. Dagegen deutlicher abgegrenzt ist dicht gepackter Crinoidengrus mit einigen Foraminiferen, der übrigens gegen tektonische Einwirkung empfindlicher ist als der Mikrit. Foraminiferen: *Involutina liassica* (JONES), etwas deformiert, Dentalinen, Nodosarien, Robulus, rotalide Formen, *Cornuspira*, *Pseudoglandulina*, *Lingulina* ?, *Marginulina* ?; Ostracoden sind mitunter zweiklappig. In einem anderen Dünnschliff könnte eine Form als *Neoangulodiscus leischneri* KRISTAN gedeutet werden.

Bei stärkerer tektonischer Beanspruchung können die Echinodermstrukturen durch Umkristallisation oft stark verwischt erscheinen.

Rhät- und Liaskalke sind oft eng verbunden, wobei die Tektonik den Eindruck der Verknetung verstärkt. Jedenfalls ist es sicher so, daß die Liaskalke oft nur als Schmitzen oder Gängchen im Oberrhätkalk eingelassen sind. Bei der starken Aderung mit Klufitkalzit werden die Beziehungen der beiden meist verschleiert.

Um Klarheit zu gewinnen, wurden die Oberrhät- und Liaskalke im Tal der Krümmen Steyring nördlich vom Kaltenbrunner Jagdhaus untersucht. Dort waren in einem Straßenanschnitt hellgraue bis hellgelbgraue Kalke anstehend zu sehen, die stellenweise reich sind an roten tonigen Schmitzen und Adern (an einer Stelle auch harte schwarze Schmitzen). Interessant sind mehrere gangförmige Einschaltungen von rotem Hierlatzkalk in den meist gelblichgrauen Kalken. Es kann kein Zweifel sein, daß die Liaskalke in Klüfte, Adern und sogar Äderchen des gelbgrauen Kalkes eingefüllt sind, wie man an so manchen Stellen anderswo auch sehen kann, z.B. auch an der Bundesstraße südlich Traunkirchen.

Ein grauer Kalk von dort erwies sich im Dünnschliff als Mikrit mit örtlich kleinen Pyritkörnchen und eigentümlichen Karbonatflecken mit stärkerem trüb-braungrauem Rand und einem trüben Hof, die übrigens auch im Zug N Kleiner – Bergerbauer gelegentlich gefunden wurden. Ein gelbgrauer Kalk ist ein Mikrit mit häufig organogenen Splitterchen. Fossilien: *Triasina hantkeni* MAJZON, *Trocholina* sp., *Permodiscus* cf. *pragsoides oscillans* (OBERH.), Schwammreste, Ostracoden, Filamente, selten Echinodermenspat, Gastropoden und Brachiopodenrümpfer.

Ein Schliff traf die im Mikrobereich tektonisch verstellte Grenze von Oberrhätkalk mit *Triasina hantkeni* MAJZON gegen roten Hierlatzkalk, der ein braunroter Mikrit mit Filamenten, Crinoiden und Brachiopodenresten ist. An der Grenze oft braune Suturen.

Der Beweis für die Oberrhätkalke dürfte ganz, der für die Hierlatzkalke genügend gelungen sein.

Hier sei eine Nebenbemerkung gestattet: An der Krümmen Steyring wurden rote Kalke untersucht, die als lose Blöcke zwischen den Hierlatzkalken lagen. Ihre Besonderheit war das Vorkommen von Jura-Globigerinen, die W. FUCHS geneigt war, nach seinen Erfahrungen als oberjurassisch einzustufen. Sie scheinen also Sturzblöcke zu sein, die offenbar nichts mit Rotkalk-einschaltungen im Hierlatzkalk (siehe 3.2.12.) zu tun haben.

Das Vorkommen der Rhät- und Liaskalke in der schon erwähnten beim Kleiner fast grabenartigen tektonisch gepreßten Struktur verursacht eine oft intensive Kalzitaderung und tektonische Zerstörung.

### **Etwas unklare Kalkvorkommen**

Zwischen 400 m WNW Klamm und 400 m E Muttling streicht ein schmaler, zeitweise unterbrochener Kalkzug durch, der aus bräunlichgrauen Kalken mit gelegentlich schwarzen Schmitzen und einigen Suturen, örtlich gelbgrauen bis dunkelgrauen oder hellgrauen Kalken, ferner aus ziemlich dunklen graubraunen bis rötlichgrauen Hornstein-führenden Kalken besteht. NNE Muttling befindet sich an der Straße ein kleiner verlassener Steinbruch in grauen bis bräunlichgrauen oder dunkelgrauen Kalken, in deren Mitte eine andeutungsweise gebankte, 2–3 m dicke flache Hornstein-führende Partie aufgeschlossen ist.

Dünnschliffe haben keine brauchbaren Altershinweise geliefert.

Es sind mikritische bis in Flecken feinspartitische Kalke mit trüben Intraklasten, aber auch dünn umrandeten Körperchen. Außer Glomospiren gibt es wenige Schälchentrümmer, selten Echinodermenspat. Ein anderer Typus zeigt viele Kalzitklümpchen und Intraklaste, mergelige Flasen und dunkle Suturen, aber kaum Fossilien, jedoch grünliche Karbonatflecken mit trüber Rinde und heller trübem Hof. Selten nur zeigten sich in geflecktem Mikrit Filamente, Ostracoden, kleine Permodiscen, Echinodermenspat und umkristallisierte ?Radiolarien. In einem Gestein NNW Klamm waren Intraklaste dünn dunkel umrandet, sodaß röhren-, sack- oder ringähnliche Figuren entstanden. In einem anderen braungrauen Kalk (nahe dem vorigen) fanden sich sehr kleine Glomospiren und wenige „Lingulinen“ mit reitenden Kammern.

Ohne Altershinweise kann man nur theoretisch erörtern, ob die Kalke nun Opponitzer Kalke (große Sturzblöcke?), Rhät- oder irgendwelche Jurakalke sind. Nachdem aber dieser Kalkzug in der genaueren Fortsetzung des Kalkzuges nördlich Kleiner gelegen ist, dürfte es wahrscheinlicher sein, daß sie – am ehesten – in den rhätischen Gesteinsverband (Kössener Schichten) gehören.

Damit schließt das Trias–Juraprofil dieses (engeren) Raumes. Nach einer starken mittelcretacischen tektonischen Phase transgredieren über Falten- und Deckenbau die Gosauschichten.

## **3.1.9. Die Gosau der Staufen-Höllengebirgs- und der Reichraminger Decke**

### **3.1.9.1. Ältere Gosau**

#### **3.1.9.1.1. Basalbildungen**

Im Gebiet der Reichraminger Decke des Sengsengebirges liegen die Basalbildungen der Gosau fast ausschließlich auf Hauptdolomit und werden durch ihn charakterisiert. Am Ostfuß des Tamburges hingegen reichen die bunten Gosaukonglomerate des Windischgarstener Beckens in den Raum der Reichraminger Decke herein.

An der vorgosauischen Oberfläche ist der Hauptdolomit meist deutlich aufgelockert und vergrust. Unauffällig stellen sich Umlagerungen ein, die entweder (in besseren Aufschlüssen) durch sedimentäre Schichtungen oder durch nach oben zunehmende Einstreuung von Dolomitgeröllchen erkennbar werden. Diese Sedimente gehen nach oben über in dolomitisch oder kalkig ge-



bundene Dolomitsandsteine. Die feinen bis groben Dolomitkomponenten sind in der Regel gut gerundet. Nicht selten sind größere (oft bis ca. 2 cm) Dolomitgerölle eingelagert, die sich öfter zu konglomeratischen Schlieren oder Linsen sammeln. Die grobsandigen bis feinkonglomeratischen Bildungen können mit unserem Arbeitsnamen „Erbsenstein“ vortrefflich charakterisiert werden. Diese groben Sedimente gehen häufig über in feinkörnige kalkige Dolomitsandsteine und sandige Kalke, die ebenfalls Grobsand- und Gerölllinsen umschließen und öfter Fossilreste enthalten, wie Inoceramensplitter, Bivalvenbruchstücke, nicht selten zusammengeschwemmte Rudistentrümmer („Rudistenkalke“), mitunter auch Seeigelstacheln und Pflanzenhäcksel. In den sandigen Bildungen kann der Kalkgehalt so groß werden, daß sie zu Karsterscheinungen (z.B. Karrenbildung) neigen. Am Hügel nördlich Bergerbauer gibt es in feinkörnigeren Dolomitsandsteinen mit Dolomitgeröllchen Inoceramensplitter; wo Hornsteinkalke in der Nähe sind, können in den Basalbildungen auch Hornsteinsplitter beobachtet werden.

Vor allem die mittelgroben Sandsteine waren wegen ihrer leichten Bearbeitbarkeit als Bausteine sehr beliebt. Zeugnis davon gibt eine Reihe von größtenteils verfallenen Steinbrüchen (Wandzug oberhalb Rieplsberg und andere kleine Steingewinnungen bis in die Gegend vom Weißensteiner). Die gute Rundung der Geröllchen spricht für eine Aufarbeitung des Dolomites durch die Brandung. Beispiele für die Verwendung sind z.B. die Kirche in Spital a. P. und Bauten der Pyhrnbahn.

Ausnahmen sind feinkörnige Bildungen, wie die besprochenen, mit eingestreutem eckigem Dolomitgrus, ja einmal sogar mit großen Dolomitblöcken, die Eingleitungen sein dürften (nordwestlich vom Steinbruch NE Rieplsberg). In der Vord. Tambergau nördlich Gehöft Hunger an einem Forstweg wurden schwemmfächerartige kleine Einstreuungen von Dolomitgrus in Gosauergeln mit Sandsteinbänkchen beobachtet.

Gelegentlich konnte man sehen, daß in der Nähe von Kalkvorkommen in den Basalbildungen auch solche Kalke als Komponenten vorkommen können. Es gibt aber auch Basalbreccien, die nur wenige Meter mächtig sind und aus lokalen Kalkkomponenten bestehen. Im Schalchgraben (WNW Gradau) sind sie nur wenige Meter mächtig aufgeschlossen und werden von grauen Gosauergeln überlagert, die übrigens der Fauna nach obersanton sind (vgl. 3.1.9.2.1.).

Die Mächtigkeit der Basalbildungen beträgt in der Regel einige Meter bis etliche Zehnermeter, ist aber wegen der häufigen tektonischen Störungen oft nicht genau bestimmbar.

Alles in allem wechseln die Sedimente sowohl vertikal als auch horizontal sehr rasch. Es gibt auch etwas weichere mergelige Lagen, die sogar geschlämmt werden konnten. Hinzu kommt, daß z.B. ENE Wartegg konglomeratische Dolomitsandsteine auch als Klufffüllungen in Hauptdolomit beobachtet werden konnten.

Was die Fossilführung betrifft, so ist zu sagen, daß die meisten Fossilreste, wie Bivalven, wenig über das Alter aussagen, die Inoceramenreste sind unbestimmbar, die in charakteristischer Weise oft zusammengeschwemmt sind. Am Weg nördlich Rieplsberg wurde ein schlecht erhaltener Ammonit gefunden (der abhandengekommen ist).

Die armen, mitunter sehr armen und kleinwüchsigen, schlecht erhaltenen Foraminiferenfaunen sind immerhin charakteristisch. Man kann sagen, man findet immer einige Exemplare von *Globotruncana ex gr. lapparenti* BOLLI, nur sehr wenige Hedbergellen und Gümbelinen, allenfalls Lenticulinen, rotalide Formen, nicht immer einige Sandschaler, wie *Marssonella oxycona* (MARSSON), *Dorothyia pupoides* (d'ORB.), dreikantige Sandschaler. Eine Probe (WSW Panholz) fiel durch häufigere Milioliden auf. Als charakteristisch anführen kann man ferner häufig Ostracoden und Limonitstengel und fast immer Gastropoden, Muschelbrut, Seeigelstacheln, Schwammreste, Inoceramensplitter, kohlige Pflanzenreste, Fischzähne und in einer Probe auch *Triceratium* sp. Die Proben stammen aus weicheren mergeligeren Lagen.

Interessant sind einige von H. STRADNER bestimmte Nannofloren, weil sie beweisen, daß Gestein aus älteren Formationen umgelagert worden ist.

So lieferte eine solche weichere Lage in „Gosaukalk“ NNE Mt. Puchriegl *Coccolithus barnesae* (BLACK), *Lithraphidites carniolensis* DEFL., *Parhabdololithus embergeri* (NOEL), *Calculites ovalis* (STRAD.), *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFL.), *Lucianorhabdus* sp. und *Nannoconus* sp., nach STRADNER Cenoman. Oder zwei andere Proben nahe der Panholzmauer, die eine mit *Nannoconus steinmanni* KAMPTNER, *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Zycolithus diplogrammus* DEFL., die andere mit *Braarudosphaera cf. africana* (STRAD.), *Parhabdololithus embergeri* (NOEL), *Chiastozygus litterarius* (GORKA) und *Zycolithus diplogrammus* DEFL. Beide sind nach STRADNER ?Unterkreide. Nachdem überall deutliche Foraminiferenfaunen des Coniac vorliegen, ist die Umlagerung beweisbar. Sedimente der Unter- und Mittelkreide sind also offensichtlich im Ablagerungsgebiet der hier besprochenen Gosauschichten vor und spätestens bei der Transgression praktisch restlos entfernt worden.

Aber es gibt auch Proben mit Nannofloren der Oberkreide (ab Oberturon), die allerdings auch schlecht erhalten sind (H. STRADNER): Aus dem Graben SW Panholz mit *Cretarhabdus anthophorus* DEFL. & FERT., *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFL.), *Lucianorhabdus cayeuxi* DEFL., *Micula stauropora* (GARD.), *Marthasterites furcatus* (DEFL.) und *Watznaueria barnesae* (BLACK). In einer anderen Probe aus einem Seitengraben E Panholz waren dazu noch *Cretarhabdus crenulatus* BRAML. & MART., *Prediscosphaera cretacea* (ARKH.) und *Zycolithus diplogrammus* DEFL. dabei.

Was die Kontakte zum Hangenden betrifft, so konnten kaum welche beobachtet werden. Sicherlich sind sie oft tektonisch überarbeitet und unkenntlich geworden. Nur einmal, und zwar nördlich Weißenstein, wurde im Hangenden von blaugrauem Kalksandstein ein Übergang in Mergel festgestellt.

Da die Basisbildungen der Gosau in einer Umgebung von Mergeln als Härtlinge auswittern, bieten sie gute Aufschlüsse. Eines der wichtigsten Vorkommen liegt in dem schmalen Rücken mit Wandzug, der etwa vom Kl. Kleiner über Muttling in die Umgebung des Bergerbauern und nördlich von Weißenstein vorbei nach Osten zieht. Vor allem südlich vom Bergerbauern gibt es gute Aufschlüsse. Die westliche Fortsetzung streicht ins Salzatal hinein bis in die Gegend von Panholz. So z.B. besteht der Gipfel des Hauptdolomitsfelsens der Panholzmauer aus solchen Dolomitsandsteinen der Gosau, am besten erkennbar, wenn man im Dolomitgrus ab und zu ein kleines Dolomitgerölle findet. Ein analoges sehr kleines Vorkommen liegt westlich vom Gipfel des Radingberges. Die

Vorkommen bei der Reitbrücke und im östlichsten Tamberg sind neben Breccien auch reicher an Konglomeraten, wie sie an den Rändern des Windischgarstener Beckens bekannt sind (siehe Kap. 3.1.9.1.). Auch am Lainberg (SE St. Pankraz) gibt es außer den Vorkommen am Ostende ein kleines von Gosaubreccien etwa westlich der Eisenbahnbrücke, erhalten an einer Störung.

### 3.1.9.1.2. Übergangsbildungen aus der basalen Gosau

Hierher zu stellen sind graue bis braungraue feinsandige Mergel, deren Faunen enge Beziehungen zu denen der basalen Gosau aufweisen. Schon hier beginnen aber die Faunen etwas reicher zu werden, eine Tendenz, die zunächst bis ins Obersanton anhält.

Es sind die armen Faunen der basalen Gosau ein wenig bereichert vor allem durch *Globotruncana lapparenti angusticarinata* BOLLi und eine kümmerliche *Stensiöina exsculpta* (Rss.). Ferner sind erwähnenswert stellenweise *Marginulina gosae* (Rss.), *Höglundina* sp., eine größere *Chilostomella* (Limonitsteinkerne) und *Spirophthalmidium cretaceum* (Rss.). Hedbergellen und Gumbelinen pflegen nur ganz spärlich vorhanden zu sein.

### 3.1.9.1.3. Ältere Gosau speziell

Der Hauptbestand sind graue, meist bräunlich oder braun verfärbte feinsandige Mergel, oft schieferig, manchmal auch dünn gebankt oder ein wenig knollig, oder es wechseln weichere und härtere Lagen. Gelegentlich findet man schlechte und meist sehr kleine Reste von Gastropoden und Bivalven. In den Mergeln kann man Sandsteinlagen finden: einerseits mürbe Lagen, die auch schieferig sein und kleine Fossilreste enthalten können, andererseits auch stärkere Lagen, die aber öfter in die Mergel übergehen. Eines der wenigen sandsteinreicheren Pakete liegt im Bereich der Straße NE Muttling und (andeutungsweise) westlich davon. In braungrauen feinsandigen Mergeln liegen dort bis 70 cm starke teils feinkörnige, teils gröberkörnige Sandsteinlagen, die oft keine Gradierung zeigen. In größeren Sandsteinen findet man öfter Fossilsplitter oder grünliches exotisches Material. Breccien mit Kalkkomponenten kommen vor. Als Seltenheit sind Konglomeratlagen zu nennen. Die einst guten Aufschlüsse sind heute wenig attraktiv.

Charakteristisch für die tiefere Gosau samt den Basalbildungen sind die von G. WOLETZ (in S. PREY et al., 1959) bestimmten Schwermineralspektren. Bezeichnend sind oft bedeutende Mengen von Chromit (Chromspinell) und Zirkon, wogegen Rutil und Turmalin, noch mehr Granat und Apatit stark zurücktreten. Aus diesen Untersuchungen geht auch der deutliche Unterschied zu den Spektren der Nierentaler Schichten hervor. Der Gehalt an Chromit (Chromspinell) ist schon Gegenstand plattentektonischer Überlegungen geworden.

Ab und zu wurden Rudisten gefunden, einerseits direkt in Mergeln, wie z.B. an dem Güterweg nach Rieplsberg, oder in Rudistenbänken; oft sind diese aber bereits in situ zerstört worden. Meine Rudistenfunde stammen aus Mergeln, sind aber oft mit konglomeratischen Gesteinen verbunden. Vorkommen konnten im Gebiet des Kleiner sogar innerhalb einer Strecke von 1–2 km beobachtet werden. R. SIEBER be-

stimmte (z.B. Güterweg Rieplsberg) *Radiolites styriacus*. Andere Rudisten bauen, oft in Form von Trümmerkalken, Rudistenkalke auf (H. ZAPFE, 1937). O. KÜHN (1965, 1967) gibt für den basalen Horizont der Gosau als charakteristisch an: *Hippurites gosaviensis* DOUVILLE, *H. exaratus* ZITTEL, *H. oppeli felixi* und *Radiolites styriacus*. Übrigens hält KÜHN die Rudisten unter bestimmten Umständen für brauchbare ökologische und stratigraphische Indikatoren. Jedoch hält er manche Einstufungen, insbesondere was höhere Rudistenhorizonte betrifft, für strittig. Beispiele von Rudistenkalcken gibt es im Graben ESE Patzl sowie im Zug basaler Bildungen bis E Kleiner.

Gelegentlich wurden auch Inoceramen gefunden, so z.B. im Graben N ehem. Windhager Säge, meist Bruchstücke. In kalkigen basalen Sandsteinen kann man öfter Inoceramensplitter sehen. NE Weißensteiner fanden sich neben Inoceramensplittern dünnschalige Bivalvenreste. Kleine Gastropoden und Bivalven findet man mitunter ebenfalls in Sandsteinen.

Die Foraminiferenfaunen sind charakteristisch. Von Globotruncanen sind tonangebend *Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLi, und *Gl. lapparenti angusticarinata* BOLLi, während Formen der *Gl. concavata* BROTZEN und *Gl. globigerinoides* BROTZEN eher als Seltenheiten anzuführen sind. Hedbergellen und Gumbelinen sind schon ein wenig zahlreicher geworden als früher. Begleiter sind u.a. *Globigerinella aspera* (EHRENB.), Lenticulinen, Dentalinen (z.B. *D. oligostegia* Rss., *D. calimorpha* GRZYB.), *Vaginulina gosae* (Rss.), Gavelinellen (*G. lorneiana* [d'ORB.], *G. stelligera* MARIE), *Stensiöina exsculpta* (Rss.), *Globorotalites micheliniana* (d'ORB.), Gyroidinen (*G. nitida* [Rss.], *G. globosa* [v. HAG.]), Höglundinen (*H. cf. colomi* [DUBORD. & SIGAL], *H. lavosoides* [EGGER]), *Triplasia purchisoni* Rss., ferner einige Sand-schaler wie *Marssonella oxycona* MARSSON und *Dorothia pupoides* (d'ORB.) sowie Dreikanter. Nur selten, bzw. nur in einer Probe ein wenig angereichert sind *Neoflabellina deltoidea* WEDEKIND, *Fronicularia cf. archiaciana* D'ORB., *Fr. watersi* CUSHM., *Fr. angusta* (NIELSSON), *Fr. cf. striata* Rss., *Fr. lanceola bidentata* CUSHM., *Palmula cf. decorata* LOEBL. & TAPPAN, vereinzelt *Citharina enigmata* BULLARD, *Neoflabellina delicatissima* (PLUMMER) und *N. suturalis* (CUSHM.).

An weiteren Formen, die meist allerdings nur einzeln gefunden wurden, können angeführt werden: *Globigerinella voluta* (WHITE), *Hastigerinella simplex* MORROW, *Chilostomella* sp. (groß), *Vaginulina ensis* (Rss.), *Planularia complanata* (Rss.), *Marginulina cf. bulleta* Rss., *Vagulinopsis* sp., *Astacolus crepidula* (FICHEL & MOLL), *Anomalina ammonoides* Rss., *Lenticulina velascoensis* WHITE, *Parrella velascoensis* (CUSHM.), *Gyroidina mendezensis* WHITE, *Ramulina laevis* JONES, *Triplasia laylorensis* (CUSHM. & WATERS), *Bulimina ovulum* Rss., sowie *Lituola irregularis* (ROEMER), *L. nautiloides* LAM., *Gaudryina austriana* (CUSHM.), *G. navarroana* CUSHM., *Textularia subconica* FRANKE, *Verneuilina triquetra* (MÜNST.), *V. münsteri* Rss., *V. bronni* Rss., *Conorboides squamiformis* (Rss.), *Spiroplectamina* sp., *Spirophthalmidium cretaceum* (Rss.) und Milioliden.

In den Proben sind oft auch Inoceramensplitter und -prismen, Ostracoden, Seeigelstacheln, gelegentlich auch Fischzähne enthalten. Ferner ist anzumerken, daß häufig ein Teil der Foraminiferen pyritisiert oder z.T. pyritisiert ist, doch ist der Pyrit meist in Limonit übergegangen.

Es ist die bekannte coniac-untersantone Gosau.

Nannoproben liegen nur wenige vor. Einige sind durch *Micula staurophora* (GARD.), andere durch *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFL.) gekennzeichnet. Eine Flora als Bei-

spiel: *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFL.), *Cretarhabdus crenulatus* BRAML. & MART., *Marthasterites furcatus* (DEFL.), *Prediscosphaera cretacea* (ARKH.) und *Watznaueria barnesae* (BLACK); eine andere Probe ergab *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFL.), *Micula staurophora* (GARD.), *Cribracorona gallica* (STRAD.) und *Watznaueria barnesae* (BLACK), eine dritte *Cretarhabdus crenulatus* BRAML. & MART., *Lithastrinus grilli* STRAD., *Zygoolithus litterarius* (GORKA), *Z. diplogrammus* DEFL., *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANG.) und *Watznaueria barnesae* (BLACK). Auch *Lucianorhabdus cayeuxi* DEFL. wurde mehrmals gefunden. Anscheinend sind auch hier umgelagerte Formen vorhanden.

### 3.1.9.2. Gosau in der Fazies der Nierentaler Schichten (Obersanton–Eozän)

#### 3.1.9.2.1. Pelagische Mergel des Obersanton–Untercampan

Die eben beschriebenen Mergel gehen über diejenigen mit den reichsten Faunen allmählich in heller graue und ein wenig weichere Mergel, die in der Regel keine klastischen Einlagerungen enthalten, über, die reiche und in Teilen ziemlich großwüchsige Foraminiferenfaunen enthalten. Diese sind zwar nur Weiterentwicklungen der vorhergehenden Faunen, die aber durch neue Elemente bereichert sind. In charakteristischer Weise sind auf einmal Hedbergellen, Globigerinellen und Gümbelinen sehr zahlreich vertreten und erinnern an Faunen des Nordultrahelvetikums. Globotruncanen sind häufig: Neben bisher charakteristischen treten immer weniger Exemplare von *Globotruncana concavata carinata* BROTZEN und sogar *Gl. stuarli* (LAPP.) als wichtigste auf. Allmählich erscheinen zuerst *Pseudotextularia elegans* (RZEHA), später auch *Planoglobulina acervulinoides* (EGGER), *Ventilabrella austriana* CUSHM. und *Bolivina incrassata* RSS., vereinzelt *Reussella szajnochae* (GRZYB.), *Globorotalia membranacea* EHRENB., *Gl. pschadae* (KELLER) und eine kleine *Rzehakina* sp. Damit kann man sagen, daß diese Schichten das oberste Santon bis Untercampan umfassen.

Die Nannofloren unterscheiden sich nicht wesentlich von den älteren. Eine reichere Flora pflegt zu enthalten: *Proinsonia* sp. (klein), *Cribrosphærella ehrenbergi* DEFL., *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFL.), *Micula staurophora* (GARD.), *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANG.), *Watznaueria barnesae* (BLACK) und *Zygoolithus diplogrammus* DEFL. Eine andere Flora bestand aus *Cretarhabdus crenulatus* BRAML. & MART., *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFL.), *Lucianorhabdus cayeuxi* DEFL. und *Calculites ovalis* (STRAD.). Von Interesse ist die Feststellung, daß es auch Proben dieses Niveaus gibt, die ältere Formen – offenbar umgelagert – enthalten, wie *Braardosphaera africana* (STRAD.), *Lucianorhabdus maleformis* REINHARDT oder *Nannoconus colomii* (DE LAPP.) (darauf wird noch zurückzukommen sein).

Wenn wir uns bei benachbarten Gosauvorkommen umsehen, z.B. in der Laussa, so könnte unser Schichtglied etwa den Spitzenbachschichten (F. FAUPL, 1983) altersmäßig entsprechen, jedoch sind die gleichalten Schichten im Raume Windischgarsten auffallend arm an Sandsteinen. Es scheint tatsächlich so zu sein, daß die Profile in der Gosau rasch wechseln und daher die Aufstellung eines allgemeingültigen Standardprofils schwierig ist. Die hier behandelten Schichten scheinen auch mitunter erhebliche Mächtigkeiten zu haben.

Ich würde am liebsten den Namen „Piesling-Schichten“ vorschlagen, nach dem Sensenwerk Piesling, das etwa am Nordrand des nördlich Berger (Schweizersberg) breit durchziehenden Vorkommens gelegen ist. Sie sind wegen Farbe und Beschaffenheit oft schwer von den Mergeln der Älteren Gosau zu unterscheiden. Andererseits dokumentieren sie den Beginn der Meeresvertiefung, die dann die Fazies der Nierentaler Schichten bestimmt. Es ist daher vorteilhaft, sie dem Komplex der Nierentaler Schichten anzuschließen. Die Bedeutung dieser Stufe besteht auch darin, daß etwa um diese Zeit Foraminiferenmergel angeführt werden (z.B. B. PLÖCHINGER, 1980), Transgressionserscheinungen, vor allem im Osten, deutlich sind und die Gosau der Kainach überhaupt zu dieser Zeit erst beginnt.

Im Hangenden vollzieht sich ein rascher Übergang in die roten Tonmergel der Nierentaler Schichten, die sich auch durch plötzlich ziemlich kleinwüchsige Faunen von den hellgrauen Mergeln im Liegenden unterscheiden.

Hier stellt sich nun die Frage, wo gibt es in der Gosau der Reichraminger Decke des Sengsengebirges die in der Laussa so deutlich dokumentierte Diskordanz, die an die Basis des Campans gelegt wird (A. RUTTNER & G. WOLETZ, 1956; P. FAUPL, 1983).

Diese Gosau ist hier in einem Störungssystem gelegen, das einen oft sehr raschen Wechsel der Schichten verursacht – ein Umstand, der sehr viel zu verschleiern scheint. Trotzdem kann als einigermaßen auffallend vermerkt werden, daß die Streifen Älterer Gosau zu meist ziemlich schmal sind, während die Basalbildungen oft mehr Raum einnehmen. Das könnte ein Hinweis sein, daß die Ältere Gosau ziemlich tief abgetragen worden ist.

Bessere, wenn auch nicht sonnenklare Hinweise liefern spärlich auftretende brecciöse Bildungen, die in der Umgebung des Gehöftes Patzl (Abb. 5) sowie in den aus dem Salzatal gegen Kleiner hinaufziehenden Gräben beobachtet wurden. Doch sind diese Vorkommen oft so gestört, daß man schwer entscheiden kann, ob es sich um sedimentäre oder tektonische Bildungen handelt. In eng begrenzten Vorkommen liegen in einer Matrix aus etwa oberantonen sandigen Mergeln Fragmente von feinkörnigen Gosausandsteinen und festeren Mergeln, die schlecht gerundet zu sein pflegen, sowie gelegentlich Fremdgerölle und Konglomeratreste. Eher nach tektonischer Bildung sehen Mergel mit verschleiften Bruchstücken von Sandsteinbänken aus oder die Schmitzen roter Nierentaler Schichten in diesen Vorkommen. Vor allem die Nannofloren der Matrix scheinen eine Mischung offenbar umgelagerter älterer und jüngerer Formen zu sein. An der Straße im Salzatal waren andererseits in einem Mergel Splitter von Reingrabener Schieferen eingelagert, die wenig nördlich im Hang verbreitet anstehen; hier wird man direkt gedrängt, an tektonische Entstehung zu denken. Denn auch hier gibt es rote Nierentaler Schichten in der Nähe.

Es ist also deutlich, daß beide angeführten möglichen Argumente durch die tektonische Situation stark an Beweiskraft einbüßen. Allerdings liegt der Umschlag zu den bunten Nierentaler Schichten über den untercampanen Gesteinen. Trotzdem kann man mit guten Gründen annehmen, daß die gesuchte Diskordanz wohl auch hier, wenn auch stark verschleiert und tektonisch

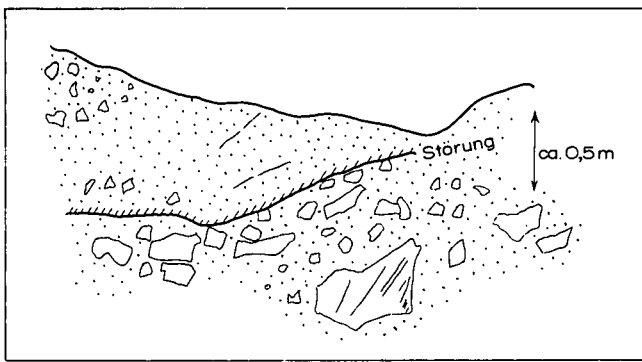


Abb. 5.  
Gosaubreccie im Graben W Panholzütten, ca. 30 m S Forstweg.

überarbeitet, vorhanden, aber nur spärlich dokumentiert ist.

Abgesehen von den eben behandelten Vorkommen gibt es solche Mergel auch südlich der Windischgarstener Störung im Nordende des Schweizersberges und der vord. Tambergau. In Nähe der Grenze liegt zwar auch eine Linse von fossilführendem kalkigem Sandstein, aber sonst erscheint diese Grenze eher unscharf. Die hier vermutete Störung ist daher fraglich.

Einige Vorkommen: E Piesling bis Vd. Tambergau, Weg NW Gürrer, Straßenanschnitt E Schalchgraben, Grabengebiet NW Kleiner bis Salzatal, S Patzl und SW Panholz, N Steinbruch Rieplsberg und im Gebiet Weißsteiner und Wartegg.

Beim Schalchgraben liegt ein interessanter Aufschluß: Über vermutlich jurassischen plattigen und stärker gestörten steilstehenden Kalken liegt relativ flach eine mergelige Basalbreccie und über dieser liegen hellgraue Mergel mit einer oberantonen Fauna! (S. PREY, 1974, Abb. 7). Die Situation erlaubt eigentlich nur eine Deutung als oberantone Transgression! Eine zweite, nicht so eindeutige Stelle ist mir von einem alten Weg in der Mulde östlich Wartegg bekannt, wo unter Dolomitsandstein hellgraue oberantone Mergel anzustehen scheinen, doch könnte hier auch eine Störung im Spiele sein.

Die Lage im ersteren Fall könnte etwa so gesehen werden: Ein wahrscheinlich begrenzter Streifen im Bereich der Windischgarstener Störung (?) dürfte gehoben worden sein, sodaß er erst im Obersanton von der Transgression betroffen wurde. Über diesem oberanton-untercampanen Horizont folgt rasch die Tiefwasserfazies der Gosau in Nierentaler Fazies, die auch Turbidite führt. Diese setzt aber (nebenbei bemerkt) eine einst größere zusammenhängende Verbreitung voraus, also eine ausgedehntere Wasser- bzw. Sedimentdecke. Daher ist nicht nur aus diesen Befunden, sondern auch aus den Ähnlichkeiten der Faunen in größeren Räumen zu schließen, daß die heutigen Gosauvorkommen mehr minder spärliche Erosionsreste einer einst weit verbreiteten Gosaudecke sind. Auch gleichzeitige tektonische Vorgänge müssen sich unter Wasserbedeckung abgespielt haben.

### 3.1.9.2.2. Nierentaler Schichten des Oberenons

Charakteristisch sind ziegel- bis kirschrote oder rotbraune Mergel, die in rötliche oder bräunliche, grün-

graue bis graue Mergel übergehen. Sie sind entweder massig oder schieferig, nicht selten tektonisch beansprucht und dann oft von teigartiger Beschaffenheit. Vor allem in den grauen Mergeln wurde öfter eine sandige Bänderung beobachtet, einige Typen enthalten sehr feinen Glimmer. Bekannt sind graue bis bräunliche Sandsteine mit Flyschmerkmalen, wobei die Gradierung am auffälligsten ist; bis etwa nußgroße Gerölle wurden beobachtet, aber auch siltige Bänke. Die Bankmächtigkeiten betragen durchschnittlich bis ca. 30–40 cm, gelegentlich aber auch bis 1–2 m. Hellgraue Fucoidenmergel lieferten Maastrichtfaunen.

Eine besser aufgeschlossen gewesene gut gradierte Sandsteinbank bei der obersten Güterwegkehre westlich vom Gehöft Weißsteiner in Nierentaler Schichten ist auch paläontologisch interessant. Anorganische Komponenten sind oft stärker undulös auslöschende Quarkörner, Quarkornaggregate bis zu feinkörnigen rekristallisierten Myloniten mit Übergängen zu quarzreichen Serizitphylliten, Serizitphylliten (gelegentlich auch mit etwas Chlorit oder sogar Biotit, öfter auch mit mehr minder dichtem dunklem Pigment), Tonschiefer und vereinzelt Granat. Im feinkörnigeren Teil der Sandsteinbank sind die selben Komponenten erkennbar, nur sind Muskowitschüppchen häufiger, Chlorit selten und zersetzter Biotit ganz vereinzelt. Ferner gibt es kohlige Reste und Erzkörnchen. Quarkörner sind oft gerundet, auch manche Tonschiefer, sonst ist die Rundung sehr unterschiedlich. Eine geringere Rolle spielen die mikritischen oder feiner sparitischen Kalke. Vereinzelt konnte man sehen: Dolomit, feinsandigen Mergelkalk und dunkler brauntrübe Mergelkalke. Pyrit und Kohlehäcksel sind nicht selten. Das Bindemittel ist meist ein trüber mikritischer Kalk. Eine große Rolle aber spielen die Fossilreste!

Von den häufigen organischen Komponenten sind am wichtigsten die *Orbitoiden* (meist Bruchstücke) und *Siderolites calcitrapoides* LAM., äußerst selten Globotruncanen, Hedbergellen, „Rotalien“ und (?) *Marssonella oxycona* (MARSS.). Ferner Inoceramen- und Rudistensplitter, Echinodermenreste, Bryozoen, Lithothamnen, Sphinctozoen.

Das Maastrichtalter wurde dadurch einwandfrei erwiesen.

Sonstige Megafossilien sind mir nicht begegnet.

Die Schwermineralspektren der Nierentaler Schichten werden nach G. WOLETZ (In: S. PREY et al., 1959) durch viel Granat aber wenig Chromit, Zirkon, Rutil, Turmalin und Apatit gekennzeichnet.

Paläontologische Angaben über die Nierentaler Schichten geben etwa folgendes Bild:

Es liegen zahlreiche Mikrofaunen vor, wobei sowohl kalkschallerreiche, aber auch sandschallerreiche Faunen registriert wurden. Während jedoch die oberanton-untercampanen Mergel in der Regel großwüchsige Faunen enthalten, sind die Faunen der Nierentaler Schichten – vielleicht mit Ausnahme einiger Sandschaler – kleinwüchsig aber doch formenreich.

In Durchschnittsfaunen des Obercampanen kann man etwa folgende Formen finden: *Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLI, *Gl. fornicata* PLUMMER, *Gl. lapparenti tricarinata* (QUEREAU), *Gl. elevata* BROTZEN und *Gl. stuarti* (LAPP.), ferner wenig Hedbergellen und Gumbelinen. Dazu kommen *Globigerinella aequilateralis* (BRADY), *Pseudotextularia elegans* RZEHAKE, *Reussella szajnochae* GRZYB., *Textularia excolata* CUSHM., sowie etwa *Osangularia florealis* (NUTTALL), *Gyroidi-*

na mendezensis WHITE, *Parrella velascoensis* (CUSHM.), *Pullenia cretacea* CUSHM., Lenticulinen, Dentalinen, *Neoflabellina* sp., *Pseudoglandulina mutabilis* (RSS.), weitere Formen sind Psammosphaera, Psammosiphonella, *Spiroplectamina dentata* (ALTH), *Marssonella oxycona* (MARSSON), *M. crassa* (MARSS.), *Clavulinoides amorpha* (CUSHM.), *Dorothia pupoides* (d'ORB.), *Gaudryina* cf. *navarroana* CUSHM. und *Ammobaculites* sp. Als Einzelexemplare in verschiedenen Proben kann man nennen: *Neoflabellina interpunctata* (v. d. MARCK), *Dentalina calimorpha* GRZYB., *Nodosarella gracillima* CUSHM., *Pseudoglandulina concinna* RSS., *Ellipsoglandulina* sp. und Milioliden; dazu Radiolarien, Seeigelstacheln, Schwammnadeln und auch Fischzähnen sind in der Regel dabei.

Die an Sandschalern reichen Faunen des Obersejens bestehen aus „Flyschsandschalern“ wie Ammodiscen, Glomospiren, Placentamina, Psammosiphonellen (u.a. *Ps. cylindrica* [GLÄSSNER]), *Hormosina ovulum* GRZYB., kleine Trochaminoiden, Recurvroiden, Arenobulimina, *Spiroplectamina*, *Dorothia retusa* CUSHM., und *Reussella szajnochae* (GRZYB.), dann Kalkschalern wie Lenticulinen, rotaliden Formen, *Pullenia cretacea* CUSHM., *Parrella velascoensis* (CUSHM.), *Eponides* sp., *Pseudoglandulina* sp., *Nodosarella* sp., *Heterostomella* cf. *austriana* CUSHM., *Verneuilina bronni* RSS. u.e.a.).

Ferner führen reiche Faunen verschiedene Formen, die speziell auf ein Maastrichtalter hinweisen: *Globotruncana elevata stuartiformis* DALBIEZ und *Gl. stuarti* (LAPP.), *Gl. citae* BOLLI, *Gl. andori* DE KLASZ, *Gl. caliciformis* (LAPP.), *Gl. contusa* (CUSHM.), sowie *Abatomphalus mayaroensis* BOLLI. Ferner *Pseudotextularia varians* RZEHAk, *Planoglobulina acervulinoides* (EGGER), *Rugoglobigerina petaloidea* GAND., *R. messinae* (BRONNIM.), *R. rugosa cumulata* HERM., *R. glaessneri* GAND., *R. beldingi* GAND., *Globigerinella* cf. *algeriana* TEN DAM & SIGAL, *Biglobigerinella aspera* (EHRENB.), *Gl. voluta* (WHITE), *Gl. multipina* LALICKER, *Globorotalia pschadae* KELLER, *Bolivina incrassata* RSS., *Bolivinoidea draco draco* (MARSSON), *Stensiöina pomerana* BROTZEN und *Pleurostomella wadowicensis* GRZYB. Es seien noch folgende Formen zur Charakterisierung der Faunen genannt: *Anomalina ammonoides* RSS., *Allomorphina allomorphinoides* RSS., *Gyroidinoides mendezensis* (CUSHM.), *G. globosa* (v. HAGENOW), *Pseudovalvulineria gracilis* MARSSON, *Pulvinulinella navarroensis* CUSHM., *Pseudoglandulina manifesta* (RSS.), *Globorotalites micheliniana* (d'ORB.), selten *Textularia excolata* CUSHM. und *Rzehakina* sp.

Beigemischt sind öfter Inoceramensplitter, Seeigelstacheln, Ostracoden u. ä.

Aus den bunten obersejnen Nierentaler Schichten hat H. STRADNER auch einige Nannofloren bestimmt, die aber auch nur eine Einstufung in „Oberkreide ab Oberteron“ erlauben: *Broinsonia parca* STRAD., *Cribrosphaerella ehrenbergi* DEFL., *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFL.), *Micula staurophora* (GARD.), *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANG.), *Watznaeria barnesae* (BLACK) und *Zygoilithus diplogrammus* DEFL.

### 3.1.9.2.3. Schichten des Alttertiärs in der Fazies der Nierentaler Schichten

Der Gesteinsbestand ist ähnlich dem des Obersejens, doch scheinen gegenüber den roten Tonmergeln (ziegelrot, kirschrot, braunrot) die hellgrauen und grünlichgrauen, mitunter rötlichen, bräunlichen und grünlichbraunen vorzuherrschen. Bei roten Tonmergeln wurde öfter eine feinglimmerige Beschaffenheit, bei grünlichgrauen eine schluffige und bei grauen sogar eine feinsandige Beschaffenheit beobachtet. Dünne, z.T. flyschartige sandige Bänke gibt es in grünlichen und grünlichbräunlichen Mergeln.

Was die Mikrofaunen betrifft, so muß man mit sehr unterschiedlichen rechnen.

Schon 1959 beschrieb ich eine Fauna aus einer Baugrube an der Kleiner-Straße WSW Vd. Puchriegl, die durch viele Globigerinen, *Globorotalia velascoensis* (CUSHM.), *Acarinina crassaformis* (GELLOWAY & WISSLER) charakterisiert ist und eine andere aus dem Graben NW Kleiner bei 815 m mit *Globorotalia crassata* CUSHM., *Acarinina crassaformis* (G. & W.) und *Hantkenina mexicana* (CUSHM.) var.

Einmal gibt es solche, die nicht genau einstuftbar sind, nämlich flyschartige Sandschalerfaunen in roten Tonmergeln. Wenn man darin *Cyclamina* sp. findet, könnte das eher auf Eozän hinweisen. Faunen mit *Rzehakina epigona* (RZEHAk) bewiesen nur ein Alter von Obersejen bis Paleozän. Spärliche Kalkschaler sind oft äußerst klein. Es gibt auch Faunen mit mehr minder reichlich Globigerinen, Globorotalien u.a.

Ein Einzelfall war eine sehr arme und kleinwüchsige Fauna aus dem Graben NNW Windhag. Außer wenigen Globigerinen ex gr. *triloculinoides* PLUMMER, *Globorotalites micheliniana* (d'ORB.), einem *Cibicides* sp., *Lagena apiculata* REUSS und einer *Hormosina* sp. sowie häufigen Radiolarien, selten Schwammnadeln und Limonitstengeln war kaum etwas zu finden. Vielleicht kommt für diese Fauna ein Dan-Alter in Frage?

Reichlich vertreten ist eine Faunengruppe, für die ein paleozän-untersejenes Alter gegeben ist. Oft reichlicher vorhanden sind Globigerinen (*Gl. triloculinoides* PLUMMER, *Gl. linaperta* (FINLAY) und Globorotalien, wie *Globorotalia* cf. *soldadoensis* (BRONNIMANN), *Gl. aequa aequa* CUSHM. & RENZ, *Gl. aequa simulatilis* (SCHWAGER), *Gl. marginodentata* (SUBB.), *Gl. angulata* WHITE, *Gl. lensiformis* SUBB., *Gl. primitiva* (FINLAY) und *Gl. edita* (SUBB.). Dazu kommen meist rotalide Formen, z.B. *Osangularia florealis* (WHITE), *Nuttallides trümpii* (NUTTALL), *Gyroidinoides girardanus* (d'ORB.), *Anomalinoidea calymene* (GÜMB.), *Cibicides dalmatinus* VAN BEUEN, *Nonion affine* (RSS.), Nodosarien, Dentalinen und *Chilostomella chilostomelloides* VAŠ. Sandschaler sind in wechselnden Mengen, in einigen Proben spärlich vertreten. Allenfalls findet man als Begleiter noch Ostracoden, Radiolarien, Seeigelstacheln, Fischzähnen und Limonitstengel.

Unter- bis mitteleozän ist beispielsweise eine Fauna mit Globigerinen ex gr. *triloculinoides* PLUMMER, *Gl. eoacaena* GÜMB., *Gl. frontosa* SUBB., *Globorotalia aequa* CUSHM. & RENZ, *Gl. crassata* (CUSHM.), *Hantkenina mexicana aragonensis* NUTTALL, begleitet von Nodosarien, Dentalinen, *Cibicides*, *Gyroidina*, *Gavelinella*, *Pullenia*, *Globorotalites* und *Lagena*. Dazu einige Sandschaler (darunter Ammodiscus, Glomospira, *Spiroplectamina*, *Marssonella oxycona* (MARSSON), und *Cyclamina* aff. *amplectens* GRZYB. sowie Schwammnadeln und Fischzähnen.

Schließlich gibt es noch Proben, die als Mitteleozän ausgewiesen sind. Inhalt: Globigerinen wie *Globigerina pseudoeoacaena* SUBB., *Gl. turrilina* BANNER & BLOW, *Gl. eoacaena* GÜMB., *Globorotalia* ex gr. *crassata* (CUSHM.), *Gl. spinulosa* CUSHM., *Gl. bullbrookii* BOLLI, *Gl. acarinata* (SUBB.), *Gl. ex gr. aragonensis* (NUTTALL), Lenticulinen, Nodosarien, Dentalinen, *Anomalinoidea granosus* (HANTK.), *Nuttallides trümpii* (NUTTALL), *Chilostomella czizeki* RSS., Rotalide Formen, selten *Bolivina*, *Aragonia*, *Tristix*, *Angulogerina* u.a., ferner auch Sandschaler wie Ammodiscus, Glomospira, *Hyperrammina*, *Hormosina* und *Recurvoides*. Selten fehlen Begleiter wie Schwammnadeln, Ostracoden, Seeigelstacheln, *Triceratium*, Fischzähne und Limonitstengel.

Was die mir nur in geringer Zahl vorliegenden Nanofloren betrifft, so ist Untereozän einmal durch *Discoaster lodoensis* BRAML. & RIEDEL und *Coccolithus crassus* BRAML. & SULL. erhärtet. Eine Flora des Mitteleozäns (H. STRADNER) (siehe den vorhergehenden Absatz) enthält *Discoaster dellandrei* BR. & R., *Chiasmolithus grandis* (BRAML. & RIEDEL), *Chrigmacithus cristatus*, *Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK, *Chiasmolithus gigas* (BRAML. & SULL.), *Discoaster dellandrei* BR. & R., *Nannotetrina quadrata* (BR. & SULL.) und *Marthasterites tribrachiatus* (BRAML. & RIEDEL).

Hauptvorkommen der alttertiären Gosauschichten in Nierentaler Fazies der Reichraminger Decke befinden sich in dem Gosastreifen nördlich des Fensters und der Fensterstörung hauptsächlich zwischen Patzl und Kleiner. Kleinere Vorkommen vermitteln zum zweiten großen Gebiet etwa zwischen Ht. Puchriegl, Rosenau und – südlich der Hengstaßstraße – der Egglalm. Spuren gibt es beim Gürrer; verbreiteter sind sie wiederum im Nordteil des Güterweges Tambergau südlich der Teichl bei Gradau.

Alttertiäre Nierentaler Schichten gibt es in größerer Verbreitung südöstlich Panholz und im Graben nordwestlich Kleiner sowie im Grabengebiet um den Güterweg Weißsteiner, der seinerzeit viele Proben geliefert hat. Hier hatten die Nierentaler Schichten wegen ihrer Rutschfreudigkeit dem Güterwegbau oft beträchtliche Schwierigkeiten und Kosten beschert.

Wie man sieht, treten hier auch die alttertiären Schichten in einer zu der Fazies der Nierentaler Schichten passenden Fazies auf, und beim Detailkartieren kommt man in die selben Schwierigkeiten wie mit dem oberanton-untercampanen Schichtglied. Deshalb ergreife ich mit Freude die von B. PLÖCHINGER kommende Anregung, nicht von extra benannten Schichtgliedern zu sprechen, weil man sogar auf kurze Entfernungen manche „Charakteristika“ nicht mehr wiederfinden und auch nicht von jedem Vorkommen Schlammproben anschauen kann, sondern von „Jüngeren Gosauschichten in der Fazies der Nierentaler Schichten“! Es handelt sich also um eine mergelige, örtlich auch tonmergelige teilweise flyschoiden Fazies, wobei die Flyscherscheinungen oft nur begrenzte Areale einzunehmen scheinen. So gibt es hier so gut wie keine Anhäufungen von Flyschbänken, wie sie für die Brunnbachschichten angeführt werden, und die alttertiären Schichten lassen die für die Zwieselalmschichten charakteristischen Klastika vollständig vermissen.

Die Schichtfolge der kalkalpinen Jungschichten endet nach meinen Erfahrungen im Mitteleozän mit Gesteinen in hochmariner Fazies, die, wie schon öfter angedeutet, auf eine einst geschlossene Verbreitung schließen lassen. Jüngere Ingressionen, die oft zu Molassesedimenten tendieren, sind in unserem Gebiet nicht enthalten. Nicht weit weg ist das limnisch-fluviatile Ennstaltertär in das Ennstallineament eingebaut (W. JANOSCHEK, 1968, u.a.).

#### **Einige Probleme im Zusammenhang mit den „Nierentaler Schichten“**

In der benachbarten Laussa gliedert P. FAUPL (1983) die cretacischen Nierentaler Schichten in einen sandsteinarmen Komplex, der als Nierentaler Schichten bezeichnet wird und einen an Flyschsandsteinen reichen Gesteinsverband, der den Namen Brunnbachschichten erhielt. Im Raume von Windischgarsten ist ein so sandsteinreiches Paket kaum zu erkennen. Tat-

sächlich scheint es hier in dieser extremen Form und Mächtigkeit gar nicht vorhanden zu sein, auch wenn man die Schwierigkeiten durch starke Störung und schlechte Aufschlüsse berücksichtigt. Wenn aber P. FAUPL die Turbidite der Brunnbachschichten als Rinnesedimente bezeichnet, so könnte man das weitgehende Zurücktreten derselben im Windischgarstener Raum sogar als Bestätigung seiner Diagnose werten. Allerdings kann ich mich nicht entschließen, irgendwelche Teile der hiesigen Schichtfolge als Brunnbachschichten abzutrennen und ziehe es vor, bei dem neutraleren Namen „Nierentaler Schichten“ zu bleiben.

Schlechte Aufschlußverhältnisse und starker Störungseinfluß lassen in diesem Gebiet die Suche nach der Kreide-Tertiärgrenze sehr wenig aussichtsreich erscheinen. Die als „danverdächtig“ angeführte Probe wurde einem kleinen isolierten Aufschluß entnommen, dessen Nachbargesteine nirgends aufgeschlossen waren.

Nebenbei bemerkt gibt es für die hauptsächlich eozänen Vorkommen unseres Gebietes mir bekannte Vergleichsmöglichkeiten im Salzburger Raum.

Schließlich soll das mit gewissen tektonischen Konsequenzen behaftete Problem gestreift werden, ob im Fenster auch ultrahelvetische Buntmergelserie vorkommt.

Am Nordrand des Flyschfensters sind nun leider bunte Nierentaler Schichten sehr verbreitet, die eine dem Südultrahelvetikum ähnliche Fazies haben. Es ist also von vorneherein damit zu rechnen, daß sich beide voneinander kaum abheben würden.

Einige Proben kommen immerhin nach den Faunen als Buntmergelserie in Betracht, jedoch scheiden schon einige von ihnen aus, weil sie an Stellen liegen, die vom Fensterrand zu weit abseits und überdies an Störungen liegen, an denen keine auffälligen Fremdgesteine gefunden werden konnten. Nur wenige Faunen kommen als buntmergelartig in Betracht, so z.B. die ärmliche Sandschalerfauna mit *Cyclammina* sp. und wenigen winzigen Eponiden in roten Schiefertönen südlich der Kleinerstraße nordwestlich Vorder Puchriegl (unterhalb vom Dolomitzfelsen). Aber die aus ähnlichen Gesteinen gewonnene arme Sandschalerfauna mit kleinwüchsigem alttertiärem Plankton wenig südöstlich dieser Stelle (in gleichartiger Position) ist nach vielen Erfahrungen eher den Nierentaler Schichten zuzurechnen. Eher noch als Buntmergelserie kommen die roten Schiefertöne mit armen Sandschalern und *Rzehakina epigona* (RZEHAKE) in Betracht, die bei der Materialeilbahnstütze bei Mitter Puchriegl bemustert wurden und am Fensterrand neben etwas Haselgebirge gelegen sind. Andererseits wiederum weist eine Fauna von der Piste westlich vom Salzalift am Wuhrbauer Kogel nahe am Nordrand des Fensters bei näherer Betrachtung eher auf Nierentaler Schichten hin. Eine sehr nach Buntmergelserie aussehende reine Sandschalerfauna mit großen Trochaminoiden wurde am Nordrand des großen Vorkommens südöstlich Rosenau gewonnen, allerdings auch wieder in einer Lage, die Buntmergelserie unwahrscheinlich macht.

Andere Argumente als Fauna und Position für eine Abtrennung von südultrahelvetischer Buntmergelserie von den Nierentaler Schichten der Reichraminger Decke haben sich nicht ergeben. Es sieht nicht so aus, als müßten größere Vorkommen von Buntmergelserie am Rande des Flyschfensters berücksichtigt werden.

### **3.2. Die Schichtfolgen der Decken der Hallermauern, des Warschenecks, des Toten Gebirges (Ötscherdecke s. I.) und der Bosruckscholle**

Dieses Gebiet umfaßt – geologisch gesehen – auch die nördlichen Vorländer dieser südlichsten kalkalpinen Einheit(en) mit Einschluß des Windischgarstener Gosaubeckens. Die Nordgrenze dieses Komplexes zieht aus dem Laussatal zur Egglalm und nach Rose-nau, dann am Weißsteiner südlich vorbei in die Gegend von Windhag und in den Südrahmen des Flyschfensters. Bis etwa Windhag ist sie also mit der Grünau-Windischgarstener Störung identisch, dann bildet sie den Südrand des Fensters. Etwa ab Windischgarstener ist die Deckengrenze von Gosau und Quartär verdeckt und wird in der Furche von Vorderstoder wieder sichtbar. Sie erreicht südlich Gaus-rab das Steyrtal, dem sie knapp 2 km nach Norden folgt, um dann nach Nordwesten zur Haslau umzu-biegen. Weiters ist es gelungen, den Verlauf der Deckengrenze mittels weniger Begehungen über den Alm-see und Offensee weiter zu verfolgen. Durch Hauptdolomitfazies (mit Kössener Schichten) ist die nördliche Einheit, die man folgerichtig zur Staufeu-Höllengebirgsdecke zählen muß, sehr deutlich von der mächtigen Dachsteinkalkfazies der ihr unmittelbar gegenüberstehenden südlichen Einheiten unterschieden. Daß östlich vom Almsee Wettersteinkalk der Staufeu-Höllengebirgsdecke und Ramsaudolomit der Totengebirgsdecken einander beiderseits der Überschiebung auf gleicher Höhe gegenüberstehen, erschwert natürlich die Diagnose.

Nebenbei bemerkt, macht mir die Kasbergüberschiebung nicht den Eindruck einer Fernüberschiebung, wie es an der Basis der hier salinaren Totengebirgsdecke sein müßte (siehe Kap. 4.2.5.).

Auffallend sind in der (südlichen) Einheit die neben Werfener Schichten oft mächtigen salinaren Bildungen (Evaporite) an der Basis, die durch sicherlich wiederholte Aufstiege die eigenartige Tektonik (und Morphologie) verursacht haben. Auch der Rahmen des Flyschfensters wird von solchen Evaporiten beherrscht, mit denen im Südost- und Westteil des Wuhrbauer Kogels auch Werfener Schichten und dunke Kalke von Gutensteiner Typus verbunden sind. Hierher gehört auch die auffallende Deckscholle aus Gutensteiner Kalk am Gipfel des Gunst. Durch das Übergreifen von Gosauschichten ist diese Deckengrenze öfters – z.B. bei Vorderstoder – als vorgosauisch angelegt erwiesen.

Der Faziesgegensatz der beiden Einheiten, der auch weit nach Westen immer wieder wahrnehmbar ist, zeigt mir an, daß unter dem Begriff „Tirolikum“ zwei grundverschiedene Deckengruppen zusammengefaßt werden – von den Hallstätter Einheiten ganz zu schweigen. Gemeinsames Kriterium ist also nur der weitere Vorstoß südlicher Einheiten nach Norden. Dabei kommt dazu, daß dieses Tirolikum auch Deckenland umfaßt, das eigentlich Reichraminger Decke ist, denn aus ihr ist der Tirolische Bogen hervorgegangen. Daher möchte ich den Vorstoß der südlichen Einheiten zur Kenntnis nehmen, die Gegebenheit aber nicht in der Deckeneinteilung ausdrücken. Deshalb verwende ich zwar den Begriff des „Tirolischen Bogens“ im Sinne von F. HAHN

(1913) – als Teildecke der Reichraminger Decke –, den Begriff „Tirolikum“ als Einteilungsprinzip der Decken aber nicht. Die Dachsteinkalkdecken im weiteren Sinne möchte ich in der Art der alten Ötscher- oder Hochalpinen Decke zu einem Komplex zusammenfassen. Ein auffallendes Kriterium findet sich in dieser Ötscherdecke vielfach wieder, nämlich das Herabbiegen der Dachsteinkalke an der Stirn. Beispiele: Die Stirn der Ötscherdecke bei Göstling (A. RUTTNER), aber auch der Hallermauern und des Warschenecks (siehe die Profile 1, 2 und 6, Taf. 2).

Am Südrand ist der ursprüngliche stratigraphische Zusammenhang zwischen den Nördlichen Kalkalpen und ihrer Unterlage, der Grauwackenzone, noch deutlich zu erkennen. Diese gehört also noch zur Decke dazu, vielleicht auch nur in Teilen. Mit ihr enger verbunden sind Werfener, Reichenhaller Schichten mit Evaporiten und Gutensteiner Schichten, die im Norden die sogenannten Nordrandschuppen (B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968) bilden. Auf diesen haben sich die Platten der Dachsteinkalkfazies in gewissem Maße, begünstigt durch Salinar, selbständig gemacht. Eine Erscheinung von Stockwerkstektonik.

Die folgenden Angaben beziehen sich auf eine, abgesehen vom Rahmen des Flyschfensters oft übersichtsmäßige, Kartierung, die jedoch öfter ein anderes Bild lieferte als die alten Kartierungen. Im Gebiet von Hinterstoder wurde eine Kartierung von W. JANOSCHEK (1966) verwendet.

Die Sedimentation der Schichtfolgen dieser südlichsten Teile der Nördlichen Kalkalpen beginnt auch in unserer Gegend mit permischen Schichten, die transgressiv die variszisch gefaltete und schwach metamorph gewordene Grauwackenzone überlagern. Es sind das die bekannten Präbichlschichten.

#### **3.2.1. Die Präbichlschichten (Perm)**

Wichtigster Bestandteil derselben sind die bei der Transgression gebildeten Breccien und Konglomerate. Die grauen, mitunter rötlich angehauchten Gesteine bestehen aus Komponenten von der unterlagernden Grauwackenzone, hauptsächlich altpaläozoischen Alters: sehr viele harte Tonschiefer und Kieselschiefer (offenbar gebleicht), wenig Quarz, Dolomite und Kalke, sowie eisenschüssige Dolomite und Kalke, die wegen ihrer Rostfarbe besonders auffallen und von den Eisendolomiten der Grauwackenzone hergeleitet werden müssen. Wegen der durch ein tonig-kieseliges Bindemittel bewirkten Härte sind sie als gerundete Blöcke auch von den eiszeitlichen Gletschern verfrachtet worden. Man kann sie z.B. in dem heutzutage meist trockenen Bett des Trattenbachfalles südlich Spital a. P. finden.

In der Umgebung gibt es z.T. eisenschüssige Sandsteine und dunkelgraue schwach glimmerige Tonschiefer.

Die dürftigen Angaben betreffen die Gegend östlich Liezen und sollen nur der Ergänzung der Profilbeschreibung dienen.

### 3.2.2. Grüne Werfener Schichten (Perm)

Die grünen Werfener Schichten sind von W. HEISEL (1954) aufgestellt und auch als permisch betrachtet worden. Der Vergleich bietet sich hier zweifellos an.

Lebhaft grüne harte Tonsteine wechsellagern mit feinsandigen Lagen und ebenso lebhaft grünen feinkörnigen Quarziten mit etwas Glimmer, wie sie im Pyhrnbachtal nordöstlich von Liezen anstehen. Kleine mit einer hellen karbonatischen Kruste ausgekleidete Hohlräume im Quarzit könnten als Reste einstiger Gipsknollen gedeutet werden. Mylonitklüftchen und andere Störungen zerlegen das Gestein.

Nach G. GEYER (1907) beobachtete man in den tiefsten Werfener Schichten im südlichsten Teil des Bosrucktunnels der Eisenbahn, also im Südteil des Pleschberges 2–6 cm dicke Lagen von weißem und rotem Gips zwischen feinglimmerigen Schiefen und plattigen Sandsteinen. Man kann diese Gipse als den oberpermischen Salinarhorizont der grünen Werfener ansprechen, muß aber dazu sagen, daß in diesem Horizont keinerlei Bellerophonschichten (Dolomite) erkennbar sind. Man sollte vorsichtig sein, Vorkommen solcher in verschiedensten Niveaus vorkommender salinärer Dolomite als Bellerophondolomite zu deuten.

Die Quarzite der grünen Werfener Schichten sind hart genug, um sie nicht allzu selten in Moränen des Pyhrnpaßgebietes als Geschiebe finden zu können.

### 3.2.3. Werfener Schichten (Skyth)

Die flachmarine und kontinental beeinflusste Schichtfolge der skythischen Werfener Schichten erreicht gerade im Pyhrngebiet besonders große Mächtigkeiten, die nicht allein durch Tektonik erklärbar sind.

Sie bestehen aus einer Wechsellagerung von oft harten, mitunter glimmerreichen Tonschiefern mit Quarzsandsteinen und Quarziten. Die Tonschiefer sind entweder braunrot oder kirschrot, mitunter auch violett oder blaßrötlich, andererseits graugrün bis grüngrau jeweils in größeren Paketen oder enger Wechsellagerung. Die Sandsteine sind Quarzsandsteine mit wechselnder Glimmermenge und ein wenig Ton. Sie sind vorwiegend mehr feinkörnig, mitunter aber auch grobkörnig, ihre Farben sind grau oder weiß, aber auch rot, rötlich und grün. Das Bindemittel ist entweder kalkigmergelig oder kieselig. Bänke mit größerem Karbonatgehalt sind eher selten. Nicht selten findet man karbonatführende Bänke verwittert und infolge des Eisengehaltes ocker bis rostbraun (Eisenkarbonat?). Eisenkarbonat dürfte auch die Ursache für die vorkommenden Rostklüfte sein. Tektonische Klüfte sind andererseits gerne mit Quarz verheilt.

Eine Großgliederung ergibt sich dadurch, daß Pakete mit vorherrschender grüner oder roter Färbung und solche mit raschem Rot-Grün-Wechsel das Profil beherrschen.

Der flachmarine Charakter äußert sich u.a. auch in Strukturen, die durch Wiederaufarbeitung von Schichten in situ entstanden sind, z.B. Schwärme von Tonschieferscherben; sie fallen besonders auf, wenn sie beispielsweise in grauem Sandstein liegen, aber rot oder grün gefärbt sind.

Fossilien wurden kaum gefunden, am häufigsten noch die als *Myacites fassaensis* HAUER bekannten Reste.

Ausnahmsweise wurden östlich vom Weg von der Fuchsaln auf den Bosruck unterhalb der Wiesen der Lahnaln etwas abweichende Werfener Schichten beobachtet, die höchstwahrscheinlich die höchste Position innerhalb der Schichtfolge einnehmen. Sie enthalten gewöhnlich sandige Kalkbänke, die mit geschichteten blaugrauen, meist braun verwitterten kalkigen Sandsteinen mit Glimmerbelägen wechsellagern. Im Liegenden gehen die geringmächtigen Schichten aus bunten Werfener Schichten hervor und werden überlagert von bunten Tonschiefern mit verwitterten, früher kalkigen Sandsteinen, an denen auch Wülste, Tonbrockenlagen, Abdrücke von Regentropfen u.a. festgestellt wurden. Die sandigen Kalkbänke zeigten nicht selten schlecht erhaltene Ammoniten, gelegentlich auch Gastropoden.

Diese Ausbildung der Werfener Schichten erinnert ein wenig an die Werfener Schichten des Hallstätter Raumes, wie ich sie in der Gegend östlich von Gosau gesehen habe. Dort waren eben Ammoniten nicht selten.

Nebenbemerkung: Bei der Kartierung muß man am Ostrand des eiszeitlichen Pyhrngletschers oft vorsichtig sein, weil entkalkte Moränen dort oft reich an Werfener Splintern und Geschieben sind, die Verwitterungsmaterial anstehender Werfener Schichten vortäuschen.

Hauptverbreitungsgebiet sind das Pyhrnbachtal, Saal-, Harting- und Pleschberg, die nördlichen Vorlagen der Hallermauern von Spital/P. nach Nordosten und schließlich in der Gegend der Schafelmühle östlich Windischgarsten, u.a.

### 3.2.4. Rauhwacken, Rauhwackenbreccien und Haselgebirge (Oberskyth bis unterstes Anis), Reichenhaller Schichten

Dieses Schichtglied ist oft sehr ausgeprägt entwickelt und mit den Reichenhaller Schichten gleichzusetzen. Stark hervor treten Rauhwacken und Rauhwackenbreccien, die mit oft nicht genau abgrenzbaren Körpern von Haselgebirge verbunden sind. Weitere Bestandteile des Komplexes sind nicht sehr große Körper von schwarzen, öfter dolomitischen Kalken, seltener Dolomiten von Gutensteiner Typus, ferner grüne und rote, manchmal sandige und z.T. glimmerige Tonschiefer. Die Mächtigkeit der Reichenhaller Schichten kann schätzungsweise einige hundert Meter erreichen.

Die Rauhwacken und Rauhwackenbreccien fallen durch die gelben, bei genauerem Hinsehen aber auch gelbgrauen bis grauen Farben auf. Selten sind es Zellendolomite, häufig aber Rauhwackenbreccien, deren Komponenten oft mürbe, meist bituminöse (leicht auswitternde) Dolomitfragmente („Stinkdolomite“), seltener schwarze Kalke, ferner grüne, rote oder bunte Schiefertonscherben und selten Sandsteinfragmente sind. Die Auswitterung der mürben Dolomite ist sehr oft die Ursache der löcherigen Oberflächen. Nicht vergessen sollen größere Brocken werden – die gleichen wie die kleinen. Eingelagert finden sich z.B. im Gebiet des südlichen Fraitgrabens oder im Nordfuß des Imitzberges Lagen grüner oder roter, öfter glimmerreicher Tonschiefer von z.T. kartierbarer Mächtigkeit



und auch mit sandigen Einschaltungen. Die vorkommenden schwarzen Kalke bis Dolomite sind von Gutensteiner Kalken und Dolomiten nicht unterscheidbar.

Was die Bildungsbedingungen der Rauhackenbreccien betrifft, so kann man festhalten, daß sie als Ergebnis wiederholter Wiederauflösung von Gips (Anhydrit) mit eingelagerten Dolomitlagen und feiner Dolomitasche sowie neuerlicher Sedimentation der unlöslichen Rückstände definiert werden müssen. Beispiele solchen Gipsgebirges wurden wiederholt gesehen. Zu den Rückständen der Salinauflösung gehören weiters auch Scherben einstiger Tonschieferlagen und Kalklagen. Das saline Milieu wird z.B. durch Funde von Tonwürfelsalz (gemeinsam mit Prof. W. KLAUS z.B. bei Imitz) deutlich. Ein quarzitisches Sandstein-Geschiebe aus eiszeitlichem Schotter bei Rosenau zeigte eine Schichtfläche mit Abdrücken von Salzwürfeln bedeckt. Bei Zottensberg wurde beobachtet, wie Komponenten schwarzer dolomitischer Kalke in der Breccie von einem sich randlich auflösenden größeren Gesteinskörper ausgingen. Das Verwitterungsmaterial von Haselgebirgs- und Tonschieferlagen in den Breccien ist lehmig, pflegt die gleichen Gesteinsfragmente wie die Breccien zu enthalten und ist daher oft nicht eindeutig zu bestimmen.

Gipshaselgebirge gehört nämlich zu dem selben Komplex. O. SCHAUBERGER (1986) stellt es zum Stinkdolomitisch-anhydritischen Grausalzgebirge.

Noch ursprüngliche mit den vorhin angedeuteten vergleichbare Strukturen zeigt jener Gips, der am Weg zum Trojer ansteht. Der bräunlichgraue gut geschichtete Gips ist durchsetzt von grauer Dolomitasche und führt boudinierte Lagen dunkelgrauer bituminöser Dolomite von zumeist nur einigen Zentimetern Mächtigkeit – eben jene Dolomite, die in den Rauhackenbreccien häufig vorkommen und durch die mürbe Beschaffenheit auffallen.

Anders ist das Gipshaselgebirge, wie es etwa im Gipsbruch Mitterweng einst gut aufgeschlossen war. Hier ist die Hauptmasse ein Gemenge von Gipskristallen mit meist grünen, auch graugrünen, violettroten und roten Tonsteinscherben, sowie quarzitischen Brocken und Dolomitfragmenten. Dazwischen liegen örtlich rot gebänderte Gipskörper und rote Gipsbrocken. Im Nordteil des Gipsbruchs war wiederum weiß und grau gebänderter Gips mit dünnen Lagen von schwarzem Dolomit zu sehen. Selten beobachtet wurden auch schwarze Tonsteine sowie neben faustgroßen sogar bis halbmetergroße geschichtete und geklüftete Blöcke grüner Tonsteine. Im schwarzen Material fand W. KLAUS Sporen, von denen er sagte, daß sie „frühestens aus den Partnachschichten bekannt“ seien. Marienglas ist nicht allzu selten. Lehmerfüllte oder offene Klüfte und Schlotte sind jüngsten Datums.

Es ist erwähnenswert, daß von hier ein Schwefelisotopenwert von 13,9 ‰ (E. PAK, 1981) vorliegt, der für skythisches Alter spricht.

Haselgebirge, wie es hier vorliegt, halte ich für eine durch Wiederauflösung und Neukristallisation einst geschichteter Salinarbildungen entstandene Ablagerung, die allerdings durch Tektonik und Salztektoneik kräftig durchgearbeitet worden ist. Die geschichteten Gipse sind noch einigermaßen verschont gebliebene Reste der ursprünglichen Sedimente.

Von dem Gipsbruch Hintersteiner Alm besitze ich nur Notizen aus dem Jahre 1973. Inzwischen hat sich der Bruch sicherlich wesentlich verändert. Damals zeigte sich an der Basis ein rotbrauner Ton mit gelegentlich glimmerig-sandigen Lagen, wie er auch zwischen den Rauhackenbreccien vorkommt. Darüber legte sich unten dünn-schichtiger, an Tonlagen reicher, stellenweise rötlicher Gips, der im Hangenden in kompakten reinen Gips mit einer Feinschichtung durch dünne tonhaltige Bändchen und nur selten tonreichere Lagen sowie Anhydritkörpern überging. Nach Angabe machen die Verunreinigungen nicht mehr als 16 % aus. Interessant sind die als Kriställchen im basalen Gips eingelagerten Steinsalzspuren. Über diesem folgt wiederum geschichteter tonreicherer Gips mit öfters boudinierten Tonlagen und Steinsalzspuren und darüber nochmals roter Ton. Die Aufschlußhöhe betrug ca. 50–60 Meter.

Vor dem Gipsabbau befand sich über dem reinen Gips eine größere Fläche sehr schönen Gipskarstes. Im Steinbruch zeigten sich die Schlotte mit Verwitterungsmaterial und z.T. torfartigen dunklen Sedimenten gefüllt.

Übrigens: schöne Gipstrichter wurden auch an mehreren anderen Stellen gefunden, z.B. südlich vom Pyhrnpaß westlich der Fuchsalp, südlich vom Mollersberg (südlich Spital a. P.) oder am markierten (Fuß-)Weg von Spital zum Gleinkersee. Fast als Kuriosität sei erwähnt, daß einst (vor 1960) am Kühberg etwa 50 m nördlich vom Wasserreservoir im Wald ein Gipstrichter aktiv war. Sogar Waldbäume rutschten in den mit schlammigem Wasser erfüllten Trichter. Ziemlich bald verschwand er wieder.

Verwittertes Haselgebirge besteht aus bräunlichhellgrauen, grauen, grünlichen, schwärzlichen oder bunten Lehmbildungen mit (schwerer verwitternden) Tonsteinsplittchen, Rauhacken- und Dolomitfragmenten. Leider aber kann verwitterte Rauhacke ähnlich aussehen, sodaß bei der Beurteilung, ob Haselgebirge oder Rauhacke, auch morphologische Gesichtspunkte herangezogen werden sollten. Man sollte übrigens versuchen, für die Kartierung Haselgebirge und echte Werfener Schichten möglichst zu trennen, denn sonst würden so manche für die Tektonik wichtige Kriterien verlorengehen.

Neben Steinsalzspuren im Gipsbruch der Hintersteiner Alm und gelegentlichen Funden von Tonwürfelsalz in den Rauhackenserien ist Steinsalz auch aus dem Salinar des Bosrucktunnels, offenbar in nicht allzu geringen Mengen, bekannt (G. GEYER, 1907). Bemerkenswert ist ferner, daß häufig von Anhydrit (auch in „Massen“, „Bänken“ oder „Klumpen“) die Rede ist. An einer Anzahl von Stellen traten Methangase auf, häufig in Dolomiten, Rauhacken und Anhydrit, also meist klüftigen oder porösen Gesteinen.

Zersetzung von Sulfaten kann zur Bildung von Schwefelwasserstoff-hältigen Quellen führen. Folgendes sei dazu bemerkt: Am Südhang des Wuhrbauer Kogels wurde eine Schwefelquelle nördlich des nach ihr benannten ehemaligen Gasthauses zur Schwefelquelle für einen primitiven Badebetrieb genützt („Badhaus-“ oder „Buriegler-“ [= „Puchriegler-“]-Quelle). In einem Brunnen der ehemaligen Gerberei gab es Schwefelwasser, ebenso beim Egglohof. Ferner werden von R. ZELLER (1867) angeführt: eine Quelle beim Trojer, die bis 1938 genutzt worden

ist und noch ergiebiger als die Badhausquelle gewesen sein soll, eine schwache Quelle am östlichen Nordfuß des Garstnerecks (heute unbekannt), eine am Weg zur Vogelgesangklamm, eine in einem Feld des Laiminger an der Poststraße nach Kirchdorf, ferner eine Salzquelle beim Bauer am Pyhrn. Ins salinare Milieu gehört auch die als Dilly-Quelle bekannte Glaubersalzquelle in Windischgarsten. Eine bessere Zusammenfassung siehe J. STROHMANN (1988).

In jüngster Zeit hat O. SCHAUBERGER (1979) bisher bekannte Daten über die Mineralquellen (zwischen Salzach und Enns) mitgeteilt. Seine Auswahl ist dadurch begrenzt, daß heute manche früher bekannte Quellen (z.B. P.G. HAUENSCHILD, 1871) nicht mehr auffindbar sind. Folgende seien aus seiner Zusammenstellung herausgegriffen (von allen diesen Quellen liegen bloß orientierende Untersuchungen vor [E. KOMMA & F. SCHEMINZKY, 1961]): Die Scheer-Quelle (bei der Pension Scheer, Windischgarsten), ist als hochkonzentriertes sulfathaltiges Kochsalzwasser zu bezeichnen. Die Dilly-Quelle kann man als Mg-Ca-Na-Chlorid-Sulfatwasser definieren, die Puchriegler-Quelle als Kalziumsulfat-Schwefelquelle. Letztere schüttete 1958 und 1961 1,6–2,0 l/min bei einer Temperatur von 8°. Hauptbestandteile sind Ca, wenig Na, Mg, HCO<sub>3</sub> und Cl. Der Badebetrieb wurde zwischen 1920 und 1930 eingestellt, das Badehaus um 1960 abgerissen.

Bezüglich des Alters der salinaren Horizonte wurden schon in den ersten Zeiten meiner Kartierung Beobachtungen gemacht, die auf ein hauptsächlich oberskythisches Alter der Rauhacken samt dem zugehörigen Haselgebirge schließen ließen: An der Straße zum Gößweiner (SW Rosenau) wurde im Hangenden von typischen Werfener Schichten ein ungestörter stratigraphischer Kontakt mit der hangenden Rauhacke festgestellt. Dasselbe zeigte sich auch an anderen Stellen. Andererseits sind deutliche Anzeichen dafür vorhanden, daß der Rauhackenkomplex im Hangenden mit dem Gutensteiner Kalk, der die Gipfelkappe des Imitzberges bildet, stratigraphisch verbunden ist. Die Rauhacke, die die Position der Reichenhaller Rauhacke und sicherlich auch deren Alter hat, ist hier über hundert Meter mächtig. Bei dem Vorkommen bei der Egglalm ist der Kontakt tektonisch überarbeitet und daher undeutlich. An der Westseite des Imitzberges liegt zwischen den Rauhacken und dem Gutensteiner Kalk konkordant ein einige Zehnermeter mächtiger Stoß dunkler grauer, heller ausbleichender feinstglimmeriger Tonmergelschiefer mit oft dünnschichtigen dunkelgrauen Kalklagen. Verwirrend ist nur, daß diese Tonmergelschiefer den noch zu beschreibenden (siehe 3.2.4.1.2.) fossilbelegten, in den Rauhacken an der Imitzbergstraße eingebetteten Rhätschiefern gleichen. Diejenigen von Imitz haben noch keine Fossilien geliefert. Sie erinnern jedoch an die „Glanzschiefer“, wie sie aus den Salzbergen beschrieben wurden (W. MEDWENITSCH, 1957) und denen man ein vorwiegend liassisches Alter zuschrieb.

Übrigens erwähnt G. GEYER (1907) in seinen „Hauptergebnissen“, daß die Hauptmasse des Haselgebirges in den oberen Werfener Schichten gelegen sei, wenn er auch gleichzeitig davon spricht, daß es in den Werfener Schichten mehrere Salinarhorizonte gebe.

Diesem von mir immer vertretenen Befund eines oberskythischen bis eventuell unteranisischen Alters der Rauhacken und des Haselgebirges

stand das Dogma entgegen, daß das ganze alpine Salinar oberpermisch sei. Ich sehe aber auch südlich vom Bosruck eine ganz ähnliche Situation wie am Imitzberg, denn dort liegen über den Werfener Schichten ebenfalls Rauhacken und darüber das Salinar, als dessen Hangendes sich der Gutensteiner und Bosruckkalk anbietet. Bezüglich der Reichenhaller Schichten stimme ich zwar mit W. NOWY & R. LEIN (1984) überein; das Salinar darüber aber als permisches Haselgebirge durch eine Deckengrenze von diesen zu trennen, halte ich für unnötig, zumal auch durch andere Methoden das oberskythisch-unteranisische Alter dieses Salinars erhärtet wird. Nebenbei bemerkt ist dieser Horizont kürzlich auch im ehemaligen Salzbergbau von Hall/Tirol nachgewiesen worden (Ch. SPÖTL, 1988).

Denn nun konnte O. SCHAUBERGER (1986) dank neuer Methoden das oberskythische bis basal anisische Alter des Salinars bei Windischgarsten und Spital a. P. bestätigen. Das hier, aber auch in Hallstatt, bekannte „Stinkdolomitisch-anhydritische Grausalzgebirge“ hat (nach E. PAK, 1981) Mittelwerte für die Schwefelisotopen  $\delta^{34}$  von 26 ‰, das „Grüntongebirge“ der Bohrung Windischgarsten 1 von 13,7 ‰ ergeben, beides Werte, die z.T. merklich höher sind als die des permischen Salinars (8–12 ‰). O. SCHAUBERGER (1986) sagt, daß „nach NIELSON & PILOT (1972) die Feststellung eines oberskythischen Salinarhorizontes als gesichert gelten kann“(!). Dem können nämlich die höheren Schwefelisotopenwerte zugeordnet werden. Speziell aus dieser Gegend gibt E. PAK (1981) folgende Werte an:

Vom Bosrucktunnel wenige Werte zwischen 12,2–12,3 ‰ (letzteres graugrünes Grenzgebirge) und vier Werte zwischen 15,4 und 29,2 ‰; aus der Bohrung Windischgarsten 1 zwei Werte: 23,8 und 28,6 ‰, einen von 13,6 ‰ (dieser aus grünem Haselgebirge) und einen Wert aus dem Gipsbruch Edelbach (Mitterweng) von 13,9 ‰. Die niedrigen Werte beziehen sich hier auf das Grüntongebirge, das O. SCHAUBERGER als permoskythisch einstuft. Damit soll ausgedrückt werden, daß im Salinar des Bosrucktunnels (Bahn und Autobahn) trotz einer Anzahl von Proben kein spezifisch nur für permisches Haselgebirge kennzeichnender Wert angegeben wird. Das zum Bosruckprofil von W. NOWY & R. LEIN (1984). Es darf hier der Hinweis nicht fehlen, daß der Befund oberskythischen bis basal anisischen Alters des stinkdolomitisch-anhydritischen Grausalzgebirges von Hallstatt auch durch Sporenbefunde von W. KLAUS (1965) ebenso wie die Befunde aus dem Grüntongebirge von dort unterstützt wird. Den von den genannten Autoren von den Reichenhaller Dolomiten und Rauhacken abgetrennten „Bellerophonolomit“ muß man daher vermutlich für eine Verwechslung mit dem Stinkdolomit halten.

Ergänzend sollen noch zwei Schwefelisotopen-Daten angeführt werden, die E. ERKAN (1989) soeben publiziert hat, und zwar eines aus Spital a. P. (leider ohne nähere Ortsangabe) mit  $^{34}\text{S}$  10,8 ‰ (Perm) und ein zweites aus dem Kaltwassergraben (Gebiet B. PLÖCHINGER, 1968) mit 25,4 ‰ (Mitteltrias!). Dieses Gebiet gehört zwar nicht zu meinem, liegt aber in der nördlichen Unterlage der Hallermauern und ist eines der guten Studienobjekte für skythisch-unteranisisches Haselgebirge!

Auch die Reichenhaller Schichten des Gschaidriegls (westlich vom Wurzner Kamp) haben einen interessanten Pollenbefund (W. KLAUS) geliefert: in schwarzen Schiefertonsplittern fand sich eine untertriadische (sicher nicht permische!) Flora (S. PREY, Aufnahmebericht, 1968). Darüber liegen rote feinsandig-glimmerige Tonschiefer und Gips. Sie fallen steil unter Liasfleckenmergel ein.

Dabei soll aber keineswegs geaugnet werden, daß es auch oberpermisches bis unterstskythisches Salinar gibt. Beweis dafür ist das bunte und grünbunte Salz-Haselgebirge in der Bohrung Windischgarsten 1 (siehe Kap. 5.).

Es gibt Beobachtungen, daß durch Salzaufstieg verschiedene Gesteine in das oberskythische Salinarbecken gelangt sind. Dazu gehört ein wenig oberpermisches Salz, das z.B. aus dem durch G. GEYER (1907) aus dem Südteil des Bosrucktunnels (siehe 3.2.2.) beschriebenen Horizont stammen könnte. Ferner gibt es bei St. Leonhard (bei Spital/Pyhrn) mindestens zwei Schollen echter Kössener Schichten sowie an der Imtitzbergstraße ein kleines Vorkommen fossilführender rhätischer Schiefertone in Salinar bzw. Rauhacken – alle in germanischer Fazies! Die Vorkommen liegen weit südlich des Nordrandes des Herrschaftsgebietes des Dachsteinkalkes, wo die Kössener Schichten fehlen. Von diesen Vorkommen wird im nächsten Kapitel die Rede sein.

Man könnte zwar an Beziehungen der oberpermisch–unterskythischen grünen Werfener Schichten zu dem Grüntongebirge denken, aber von noch älteren Salinarhorizonten ist im Bereich der Präbichschichten im Bosruckgebiet gar nichts zu bemerken.

Rauhacken liefern gelegentlich auch den Kalk für Kalktuffe (z.B. SE Lofer).

Zum Schluß kann noch erwähnt werden, daß die Rauhackenbreccien gelegentlich mit Gosaubreccien verwechselt worden sind, so z.B. die Breccien am Sattel NW Wurzner Kamp (Blatt Liezen von G. GEYER).

#### **3.2.4.1. Fremdgesteine im Salinarkomplex**

##### **3.2.4.1.1. Kössener Schichten bei St. Leonhard**

Südöstlich vom Bahndurchlaß südöstlich St. Leonhard bei Spital a. P. war zur Zeit meiner Begehungen im Weganschnitt anstehendes Gestein zu sehen, u. zw. dunkel- bis hellblaugraue, z.T. hellbraun anwitternde meist flaserige Kalke und enorm gequälte Mergelschiefer. Funde von Lumachellen und Korallen (Lithodendron) sprechen deutlich für Rhät, die Fazies ist diejenige der Kössener Schichten. Ein Teil des Aufschlusses war ca. 10 m lang, einige kleine Ausbisse erstreckten sich auf weitere ca. 20 m. Diese Kössener Fazies hat keine Äquivalente in der reinen und mächtigen Dachsteinkalkfazies, die sich beiderseits im Warscheneck und den Haller Mauern auch topographisch wesentlich höher ausbreitet.

Das Vorkommen liegt in Haselgebirge in einer aus Haselgebirge, schwarzen, in Rauhacken übergehenden Kalken und Werfener Schichten bestehenden Zone, mit wenig Moräne.

##### **3.2.4.1.2. Rhätische Tonmergelschiefer an der Imtitzbergstraße**

An der Imtitzbergstraße wurde oberhalb der Kehre nahe der Flindermühle etwa nordöstlich vom Stadel des Gehöftes Winkl in Rauhacke ein zerfallener kleiner Körper aus dunkelgrauen mergeligen feinerzistischen Tonschiefern, die helloliv fleckig ausgebleicht sind, gefunden. Glücklicherweise sind auch diese Tonmergel durch kleine Fossilien wie Brachiopoden und Bivalven, vor allem aber durch *Rhaetavicula contorta* PORTLOCK, als Rhät erwiesen – in einer zur Dachsteinkalkfazies in keiner Weise passenden Ausbildung, die jedoch zweifellos zur Kössener Fazies gehört. Die gleiche Herleitungsart wie bei den Gesteinen SE St. Leonhard gilt somit auch hier.

Zwei Pollenbefunde von I. DRAXLER sprechen ebenfalls für rhätisches Alter: massenhaft cf. *Circulina* sp. in allerdings sehr schlechtem Erhaltungszustand. Diese Form hat ihre größte Verbreitung im Rhät, während sie im Karn erst vereinzelt einsetzt.

Der Vollständigkeit halber sei hier noch einmal darauf hingewiesen, daß die Tonschiefer mit z.T. grauen geschichteten Kalklagen vom Westfuß des Imtitzberges im oberen Teil der Rauhacken eine größere Ähnlichkeit mit diesen Rhätschiefern haben. Sollte es sich herausstellen, daß sie tatsächlich Rhätgesteine sind, dann müßten sie ebenso als Fremdgesteine im Salinar an dieser Stelle Platz finden. Möglicherweise könnte man in diesen auch Fossilien oder wenigstens Sporen finden.

Vielleicht ist es ein gewisser Hinweis, wenn hier eine Gelegenheitsbeobachtung hinzugefügt wird, daß mir nämlich diese Rhät-Tonmergelschiefer denjenigen zu gleichen scheinen, die im Rhät der Stangalm zwischen den Kalkbänken liegen. Hier bestünde sogar die echte Möglichkeit einer Beziehung.

##### **3.2.4.1.3. Schollen südlich Rosenau**

Südlich Rosenau wurden am Hang westlich Lerchbauer einige Schollen gefunden, die nicht in die Umgebung von Reichenhaller Schichten und etwas Haselgebirge passen. Im Osten liegt eine Scholle von rötlichgrauen, gelegentlich ins Rötliche übergehenden Kalken, in denen ein Korallenrest gesehen wurde. Es könnten ev. Oberrhätkalke sein. Etwa 300 m WSW davon liegen in einer quellenreichen Parzelle in Reichenhaller Schichten graue Dachsteinkalke mit Triasinen und rotbraune Lias(?)–Kalke mit örtlich ein wenig Echinodermengrus. Südöstlich davon liegen hellrote bis weißliche Hierlatzkalke mit spärlich Brachiopoden. Ob sie Stirnschollen der Haller Mauern sind oder auf andere Weise hierher gelangt sind, ist sicher schwer zu entscheiden.

##### **3.2.4.1.4. Hallstätter Kalke der Gammeringalm südlich Wurzner Kamp**

In dem an Blockschutt reichen Südhang des Wurzner Kamp sind erst durch den ihn querenden Forstweg zwei Kalkschollen deutlich sichtbar geworden: die eine im Walde gleich westlich der Schipiste (mit der Standseilbahn), die zweite am Südkamm des genannten Berges. Jede ist beiläufig hausgroß.

Es handelt sich um etwas ungleichmäßig graue, stark zertrümmerte, eng von Kalzitklüften durchzogene Kal-

ke. Einerseits sind örtlich viele scherbenartige Faserkalzitgebilde charakteristisch, die häufig an kalzitisierte dickere Bivalventrümmern, andererseits aber auch an großoolithische Strukturen erinnern. In Nestern ange-reichert gibt es aber auch sichere Halobiidenbrut. Eine genauere Fossilsuche steht leider noch aus. Es ist aber kaum daran zu zweifeln, daß es Hallstätter Kalke sind, die aus dem Salinar der Gammeringalm ausgewit-tert sind und sicher von diesem mitgebracht wurden. Vergleichsmöglichkeiten scheinen mit Hallstätter Kal-ken des Gipfelgebiets des Bosruck zu bestehen (siehe W. DULLO et al. [1987]), von wo sie W Lahnerkogel *Daonella lommeli* (WISSM.) angeben (vgl. 3.2.7.).

#### **3.2.4.1.5. Basische Eruptivgesteine im Salinar**

Trümmer solcher Gesteine liegen im Haselgebirge des Fensterrahmens besonders reichlich, sind aber bis weit nach Süden nachweisbar. Die Größe bewegt sich etwa zwischen Block- und Zimmergröße.

Zwei Gruppen lassen sich unterscheiden: Abkömmlinge von Melaphyren und Abkömmlinge von Serpentin-iten und Ophikalziten, die eine Abkunft von Meeres-bodengesteinen nahelegen, obwohl die Lokalisierung eines solchen Meeresbodens Schwierigkeiten bereitet.

Die Melaphyre sind zahlreicher als die Serpenti-ite. Die meisten sind feinkörnige Gesteine mit Intersertal-gefügen aus sehr dünnen Plagioklasleisten, die trotz teilweiser Zersetzung zu Kieselsäure, Albit und Kalzit noch deutlich als solche zu erkennen sind und in einer trüben Grundmasse mit Erzkörnchen oder brau-nen Mikrolithen, oder einer Grundmasse aus hellen Zersetzungsprodukten, wie Kieselsäure, Kalzit, Glim-mermineralien und Chlorit liegen. Dieses Material geht nicht selten über in ein Gestein mit ähnlicher heller Grundmasse mit wenigen kleinsten Plagioklasen, darin größeren zersetzten Plagioklasen und Pseudomorpho-sen nach Augit aus Glimmermineralen, Kieselsäure und Karbonat. Andere pseudomorphosenartige Gebilde be-stehen aus Kalzit und Chalcedon oder nur aus Kalzit und könnten aus einem anderen mafischen Mineral entstanden sein.

Klüfte gibt es in mehreren Generationen. Quarzklüfte sind älter, jünger sind Klüfte mit eisenschüssigem Kar-bonat und Limonit.

In mehreren Dünnschliffen beobachtete kleine rundli-che Fleckchen aus Kieselsäure, mitunter auch aus Kar-bonat, scheinen gefüllte Bläschenhöhlräume zu sein.

Eine genauere Beschreibung eines Gesteins dieser Art, das ca. 2 km südöstlich vom Wurzner Kampl im Gipsgraben gefunden wurde, haben E. ANIWANDTER & E. J. ZIRKL (1955) gegeben. Es werden beschrieben: Pseudomorphosen aus Muskowit, Chalcedon und Albit nach Plagioklas (0,5–5 mm), solche aus Quarz, Musko-wit, Karbonat und wenig Hämatit nach Augit und wel-che aus Karbonat mit Limonitstaub an den Rändern nach Olivin in einer Grundmasse aus karbonatfreiem Filz aus Muskowit, Quarz, Hämatit und winzigen Titan-mineralien. Es kommt auch vor, daß die dunklen Gemeng-teile chloritisiert sind (Augit, Olivin), nicht wie sonst karbonatisiert oder verkieselt. Hämatit gibt es z.T. im Gestein aber auch an Klüften. Die Gefüge wer-den als porphyrisch-intersertal angegeben.

Als vermutlich ursprünglicher Mineralbestand wird angeführt: als Einsprenglinge Plagioklas, Augit, Olivin; in der Grundmasse Plagioklas, Augit, Ilmenit(?).

Die hier beschriebenen Gesteine entsprechen durch-aus den von mir untersuchten und beobachteten.

Das Gestein des Felsens vom Häuserl am Stein im Nordteil von Windischgarsten ist in Teilen eine Eruptivgesteinsbreccie und besteht jedenfalls aus zweierlei Material: einmal eines von Melaphyr-Charak-ter. Intersertal oder büschelförmig angeordnet oft zer-setzte Feldspatleisten liegen in einer zersetzten braun oder schwärzlich getrüben Grundmasse. Einige Ein-sprenglinge sind gelbliche Pseudomorphosen nach vermutlich Augit. Das zweite Material ist zersetztes gla-siges Material von oft filziger Beschaffenheit und grün-lichgelber Färbung, das aber meist in Schichten und in rundlicher Anordnung bis zur Undurchsichtigkeit röt-lich-braunschwarz getrübt ist. Darin liegen wenige et-was größere Feldspatpseudomorphosen. Was die Struktur der ophicalcitischen Gesteinspartien betrifft, so liegen verschieden große Körper des Eruptivge-steins Pillow-ähnlich in einer oft getrüben kalzitreichen Matrix. Braunes älteres Karbonat wird von jüngerem klarem grobkristallinem Karbonat und ähnlich beschaf-fenen Klüftzonen durchsetzt.

Die Serpentinabkömmlinge sind sehr reich an Kalzit mit ein wenig dunkelstaubigem Erz und braun-schwarzem Limonit, in dem Fragmente und Flasern aus bräunlichgrünem Serpentin und Chloritmineralien mit kleinen Erzkörnchen liegen (Ophicalcite). Zahlreiche Karbonatklüfte zerteilen das Gestein. In einem anderen Schriff gibt es außer den Bruchstücken aus Serpentin und größeren verbogenen Chloriten (Klinochlor) auch solche aus erzdurchstäubtem undulösem Quarz mit Karbonat und Chloriten. Ältere Klüfte bestehen aus stengeligem Quarz, jüngere aus teilweise stengeligem oder einfach kristallinem Karbonat. Scherflächen wer-den auch durch Limonit markiert.

Gefunden wurden Blöcke solcher Basite vor allem im Gebiet des Wuhrbauer Kogels in der Umrahmung des Fensters südöstlich Patztl (wo sich in den Blöcken wenig Pyrit und Kupferkies fand und zwar ca. 500 m WSW Kleiner im Graben an einer Störungzone) innerhalb der Gosauzone (an der auch die Panholzmauer liegt) – ferner westlich des Grabens an der Schlepplifschneise im Nordhang des Wuhrbauer Kogels (wo das Eruptivgestein sedimentäre Kalkbrocken um-schließt), in der Mulde südöstlich der Weggabel östlich Wuhrbauer (siehe S. PREY, 1964), zwei Vor-kommen ca. 100 m und 400 m westlich Vd. Puch-riegl, im „Badhausgraben“ etwa ESE Horner, westlich der „Seelospiste“ ca. 100 m nördlich Waldrand, spärliche Stücke am Fußweg südlich Spre-gaus-Steinbruch, ENE Windhag (klein), beim Häuserl am Stein (der größte Block ca. 10×15 m, 3–4 m hoch), ferner an der Eisenbahnstrecke westlich Grundner, im ehemaligen Gipsbruch Mitter-weng, in einer stark rutschenden Quellmulde SSE Lofer (bei Spital) und 2 km SE Wurzner Kampl (ANIWANDTER, 1955) und sicher noch andere.

#### **3.2.5. Gutensteiner Kalk und Dolomit (Anis)**

Über diese Gesteine ist wenig Neues zu berichten. Zur Vervollständigung wird aber gelegentlich auch auf ältere Literatur zurückgegriffen.

Wie üblich sind es dunkelgraue, teils massige, teils bankige bis dünnbankige Kalke, die oft etwas dolomi-

tisch sind, oder in Dolomite übergehen. Wenig häufig sind flaserige, ganz selten knollige Kalke, die oft lagenweise in ungliederten Kalken liegen. Dasselbe gilt für die mitunter feinstreifigen Kalke. Gelegentlich wurden in plattigen Kalken die bekannten und charakteristischen „Wurstelbänke“ beobachtet.

Fossilien pflegen sehr spärlich vorhanden zu sein, vor allem Bivalven, Brachiopoden, Gastropoden und Crinoiden. G. GEYER (1907) erwähnt nördlich des Weges zur Frumau alpe (Pyhrnpaßgebiet) und vom Ausgang des Grünaugrabens (bei Spital a. P.) schlechte Exemplare von *Myophoria* cf. *costata* (heute *Costatoria* cf. *costata* [ZENKER]) und *Natica* cf. *stanensis* (heute *Neritaria* cf. *stanensis* [PICHL.]). Im oberen Teil des Kl. Warschenecks (bei Rosenau) befindet sich eine geringmächtige Linse von weißem Diploporenkalk (Steinalmkalk).

Die Grenze gegen die liegenden Rauhewacken (mit Haselgebirge) ist nur selten zu sehen. Daß Haselgebirge in den Rauhewacken enthalten zu sein scheint, trägt dazu bei, daß der Imtitzberg im Gipfelgebiet weitgehend in Blockwerk zerfallen ist, das abwärts wandernd die Hänge weitgehend bedeckt. Was man sieht, spricht dafür, daß diese Grenze keineswegs scharf ist. Denn es gibt in dieser Position graue Dolomite, ja sogar Zelldolomite, andererseits auch Wechsellagerungen von Kalken mit Rauhewacken und Rauhewackebreccien sowie grünen Tonschieferlagen.

Dem Gesteinszerfall kommt die Klüftung und die Labilität des unterlagernden Salinars entgegen. Manche dieser Klüfte und Klüftzonen fallen durch eine mehr minder lebhaftere Rotfärbung auf. Ihnen folgen oft auffallende Rinnen, in denen auch Klüftbreccien sichtbar sein können.

Reiflinger Kalke scheint es hier nicht zu geben.

Die allgemeinen Befunde passen auch für die Gutensteiner Kalke und Dolomite im Liegenden des Bosruckkalkes (vergl. G. GEYER, 1907) oder die Vorkommen im Liegenden des Raumsaudolomites, wo sie meist allmählich in die hangenden Steinalm- und Raumsaudolomite übergehen.

Als größere Vorkommen sind die Gutensteiner Schichten des Imtitzberges, des Kl. Warschenecks und die dolomitreiche Scholle WNW Rosenau zu nennen sowie als kleinere z.B. der Hügel bei Vorderstoder und die Gipfelkappe des Gunst. Aber kaum zu zählen sind die vielen kleinen, oft von Rauhewacken begleiteten Vorkommen im Verbreitungsgebiet der Werfener Schichten und des Salinars im nördlichen Vorfeld der Haller Mauern, des Bosrucks und des Warschenecks.

### **3.2.6. Äquivalente des Schreyeralmkalkes bzw. Lercheckkalkes (Hallstätter Kalke, Anis)**

Es war mir zwar nicht möglich, diese Vorkommen selbst anzusehen, aber es liegt eine eingehende und glaubhafte Beschreibung von G. GEYER (1907) vor. Die Hallstätter Kalke sind auch von neueren Bearbeitern (W. NOWY & R. LEIN, 1984; W. DULLO et al., 1987) akzeptiert worden.

Im Bosruckgebiet liegen somit über den Gutensteiner Kalken und Dolomiten wenige Meter mächtige rote und grüne knollige oder knollig-flaserige kieselreiche hornsteinführende plattige bis dünnschichtige Kal-

ke mit *Spirigera* (heute *Retzia*) *trigonaella* (SCHLOTH.), *Spiriferina fragilis* (SCHLOTH.), *Sp.* (heute *Mentzelia*) *mentzeli* DUNK., *Waldheimia* (heute *Aulacothyrus*) *angusta* DUNK. und *Encrinurus* sp. Das wichtigste Vorkommen obertags nennt G. GEYER südlich vom Kitzstein oberhalb vom Roßboden, ferner Äquivalente aus dem Bosrucktunnel der Eisenbahn. Es scheint sich um z.T. linsenförmige Vorkommen zu handeln. Den Vergleich mit den Draxlehner Kalken hat GEYER gezogen. Allerdings werden jene Kalke heute als karnisch eingestuft, während diejenigen des Bosruckgebiets nach von L. KRYSZYN bestimmten Conodonten als pelsonisch ausgewiesen sind (W. DULLO et al., 1987). Es werden genannt: *Gondolella* sp. und *Nicorella kockeli* KOZUR (Schreyeralmkalk). Daß es sich um randliche Bildungen des Hallstätter Raumes handelt, dürfte feststehen.

### **3.2.7. Bosruckkalk (Oberanis bis Unterkarn) Tisovec-Kalk**

Der Name wurde von mir als Arbeitsname aufgestellt zu einer Zeit, wo der wahre Umfang der Folge äußerlich sehr einheitlicher Kalke und Dolomite nicht feststand. Während G. GEYER (1907) eine bis ins Nor reichende Riffentwicklung als „Hochgebirgskorallenkalk“ annahm, war ich geneigt, ein hauptsächlich ladinisches Alter für wahrscheinlicher zu halten. Heute steht fest, daß er ins Unterkarn hinaufreicht.

Soweit ich den Bosruckkalk kenne, ist er in seiner Hauptmasse ein grauer, mitunter bläulichgrauer oder bräunlicher stark klüftiger und häufig dolomitischer Kalk. Biogene und Riffschutt wurden öfter beobachtet, insbesondere dann, wenn die hellen Komponenten in einem wenig dunkler gefärbten Kalk liegen. Örtlich zeigen die zahlreichen Klüfte und Störungen rötliche Färbungen, die Kalke auch gelegentlich rötliche Partien. Fossilien habe ich keine durchgeführt. G. GEYER (1907) spricht von Diploporen und Korallen, im Gipfelgebiet westlich vom Kitzstein von „Halobienbrut“.

Die Mächtigkeit ist übrigens wegen der enormen Störungen schwer abzuschätzen. Im Südhang kann man etwa 500 m ablesen.

In der Altersfrage sind neuere Forschungen von W. DULLO et al. (1987) sehr hilfreich, sieht es doch so aus, als wäre sie nun geklärt. Die Autoren beschreiben aus dem Gipfelgebiet des Bosruck Conodonten (det. L. KRYSZYN) und eine Anzahl von Mikrofossilien (Punkte am Gipfel und am Weg westlich Lahnerkogel), die beweisen, daß die Kalke bis ins Unterkarn (Jul) reichen. Sie werden als Tisovec-Kalk eingehend beschrieben. Der Kalk zeigt Hallstätter Einfluß durch *Daonella lommeli* (WISSMANN) (westlich Lahnerkogel) Es dürfte sich um ähnliche Vorkommen wie das von GEYER erwähnte handeln; also nicht um Halobien, wie GEYER dachte. Der Karnische Komplex besteht aus Riff- und Riffschuttkalken sowie nur wenig Lagunensediment. Die Verbandsverhältnisse sind offensichtlich durch die enormen Störungen verschleiert.

Für die obersten Teile des Bosruckkalkes altersbestimmend sind (W. DULLO et al., 1987) zwei Conodontenfaunen: Eine vom Gipfel des Bosruck mit *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), *Gondolella inclinata* KOVACS und *G.* cf. *polygnathiformis* BUD. & STEF.; und eine zweite westlich vom Lahnerkogel mit *Epigondolella mostleri* (KO-

ZUR), *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), *Gondolella polygnathiformis* BUD. & STEF. und *Gondolella* cf. *auriformis* KOVACS.

Nach diesen Befunden und der Vergleichbarkeit der Fazies bezeichnen die genannten Autoren den Bosruckkalk als Tisovec-Kalk (Typlokalität in der Slowakei).

Letztenendes ist es ein im Süden zurückgebliebenes Stück des ladinisch-unterkarnischen Riff-Lagunensystems, das im Norden dolomitisiert ist (Ramsaudolomit) und im Süden mit dem Hallstätter Faziesraum in Verbindung steht.

Diese Ordnung – Riffkalk im Süden, Ramsaudolomit im Norden mit Übergang – kann auch aus kleineren Vorkommen, die in Störungszonen zu liegen pflegen, abgelesen werden. Schon aus der Anordnung erkennt man die nordwärts zunehmende Dolomitisierung. Neben dem Hauptvorkommen von teilweise dolomitisiertem Kalk am Bosruck sind kleinere teilweise dolomitisierte Schollen z.B. südlich vom Moltersberg (S Spital a. P.) und zwei kleinere 500 m bzw. 900 m nördlich Mausmayralm zu nennen. In ähnlicher Position im Vorfeld der Haller Mauern und des Warschenecks gibt es Schollen am Präwald- und Klammberg bei Roßleithen und im Kampeck-Gowilalmgebiet NNW Pyhrgaß, die schon als Ramsaudolomit angesprochen werden müssen.

### **3.2.8. Ramsaudolomit (Wettersteindolomit) (hauptsächlich Ladin)**

Der Ramsaudolomit ist auch hier der typische, in der Regel weiße oder sehr blaßgraue oder blaßbräunliche zuckerkörnige Dolomit, ungeschichtet oder schlecht geschichtet, aber stellenweise auch gut gebankt mit stromatolithischen Strukturen. Er entspricht gut dem Wettersteindolomit der nördlich benachbarten Gebiete. Der charakteristische kleinstückige bis grusige Zerfall ist die Regel und läßt ihn schon morphologisch vom Dachsteinkalk unterscheiden. Klüfte und Harnische sind nicht selten hellrot gefärbt.

Als Charaktergestein der gebankten Dachsteinkalkfazies kann er über tausend Meter Mächtigkeit erreichen.

### **3.2.9. Raibler Horizont (Karn)**

Um auszudrücken, daß diese Karnischen Schichten ein wenig anders sind als die Lunzer Schichten, wurde hier der andere Name bevorzugt. Denn abgesehen von der in weiten Gebieten sehr geringen Mächtigkeit enthalten sie auch z. T. andere Gesteine. Außerdem scheint das Band stellenweise auszusetzen und durch helle Kalke ersetzt zu sein. Örtlich haben wohl die klastischen Sedimente die wachsenden Riffe nicht überdecken können – ein Bild, wie es z. B. M. SCHLAGER im Untersberg gezeichnet hat. Hingegen ist der Raibler Horizont in der Hochmöblinggruppe ein wenig mächtiger, wenn auch eine tektonische Anschoppung möglich ist.

Wohl herrschen schwarze Mergelschiefer und Ton-schiefer vom Typus der Reingrabener Schiefer vor; ein wenig Sandstein kommt vor. Nicht in der Lunzer Fazies zuhause sind die Oolithe.

Nachdem diese Carditaschichten von mir nicht näher untersucht wurden, sei das von G. GEYER (1913) aus

der Röll beim Almsee (Totes Gebirge) angeführte Profil wiedergegeben: Unten schwarze, z. T. sandige oder glimmerige Schiefermergel, darüber grünlichgraue rostig anwitternde feinkörnige dünnplattige Sandsteine und ockergelbe Kalkoolithe mit Crinoiden, Cidaritenkeulen und Muschelscherben – zusammen (nur) 6–8 m mächtig – und darüber ein dunkler plattiger Dolomit und Dachsteinkalk.

W. JANOSCHEK (1966) beschreibt aus dem Weisenbachtal bei Hinterstoder bzw. der Bärenreith graue bis schwärzliche Tonmergel, Mergel und Sandsteine mit Kohleschmitzen (ohne Makro- und Mikrofos-silien) und weiter südlich dünnbankige oder massige bituminöse Breccien mit solcher Matrix und Kalken und Dolomiten als Komponenten. Genauere Untersuchungen dieser Breccien wären wünschenswert, um vor allem ihre fazielle Bedeutung erkennen zu können.

### **3.2.10. Dachsteinkalk (Nor-Rhät)**

Der Dachsteinkalk ist im Toten Gebirge, den Haller Mauern und dem Warscheneck das auch in der Landschaft dominierende und für diese Einheiten charakteristische Gestein. Mit über 1000 m Mächtigkeit baut er imponierende Berggestalten auf wie Großen Priel, Spitzmauer, Kl. Priel und Trabanten, das Warcheck und den Pyhrgaß samt umgebenden Gipfeln.

Seine Gesteine sind vorwiegend gut bekannt: graue, in höchsten Teilen öfter fast weiße gut gebankte Kalke. Kennzeichnend sind die verbreiteten Loferite, sowie die Megalodontenbänke, die besonders häufig in den oberen Teilen des Schichtstoßes gefunden werden. An künstlichen Aufschlüssen, z.B. am Schiweg bei der Talstation der Wurzneralmbahn, kann man sehen, daß öfter ganz dünne Mergellagen zwischen den Bänken liegen. Höchste Teile zeigen neben weißen häufig auch buntere zarte Farben, wie braungraue oder rötlich-graue, und in den Kalken liegen Lagen und Schmitzen von ziegelroten, z.T. ein wenig kieseligen und hornsteinähnlich auswitternden Mergeln und Tonmergeln, die naturgemäß stellenweise auch grün sein können. Seltener sind rötlichgraue buntscheckige Kalke mit roten Schmitzen und Lagen (in den Bankfugen). Es wurde allerdings auch beobachtet, daß solche Schmitzen mit Faserkalzit umgeben sein können, wohl ausgefüllte Hohlräume um syndiagenetisch geschrumpfte Tonmergel. Einmal (S Schmidalm) wurde eine eingeschaltete ockergelbe Mergellage mit Klumpen und wulstigen Lagen von grauem Kalk gesehen, oder einzelne dunklere Kalklagen. In dem roten Material weisen gelegentlich vorkommende Dachsteinkalkfragmente auf synsedimentäre Aufarbeitungen hin. Ausnahmsweise wurden hier kleine graue Hornsteine sowie spärlich Fossilgrus beobachtet. Auch in Klüften findet sich das rote oder grüne Material wieder. Es handelt sich um weit verbreitete Erscheinungen, die ich schon oft im Toten Gebirge und am Dachsteinplateau gesehen habe.

Im Großen wechseln manchmal dicker und dünner gebankte Folgen ab. Aber auch schlecht oder nicht gebankte Einlagen werden gelegentlich sichtbar, wie mitten in der Wand des Seesteins über dem Gleinkersee, oder z.B. am Präwald- oder am Klammberg, die aus riffkalkähnlichen Gesteinen bestehen. Das an Großaufschlüssen öfter sichtbare Auskeilen einzelner

Bänke hat offenbar nicht immer tektonische Ursachen, sondern dürfte öfter auch durch Abtragungsvorgänge in der außerordentlich seichten Lagune verursacht sein.

Schließlich ist die Oberfläche des Dachsteinkalkes trockengefallen und teilweise auch verkarstet. Das war auch der Anlaß für Schuttbildungen, die sodann bei der Transgression in die roten Liasgesteine aufgenommen worden sind. Gelegentlich findet man sogar Füllungen von Karstklüften oder Karstschläuchen mit Hierlatzkalk.

### 3.2.11. Spitaler Marmor, Basalbreccien des Lias

Der Spitaler Marmor ist eine oft grobe Breccie aus eckigen Trümmern fast weißen Dachsteinkalkes in einer Matrix aus intensiv rotem Mergel- oder Kalkmergelstein. Das bunte Gestein wurde bis in jüngere Zeit gerne als Dekorationsstein verwendet und in den großen Bergstürzen zwischen Lofer- und Mittagmauer in Talnähe nordwestlich St. Leonhard gewonnen und verarbeitet. Auch in den Moränen z.B. des Gleinkerseegebietes sorgen diese Gesteine für lebhaft bunte Farben.

Die Breccie liegt am Plateaurand oberhalb des Bergsturzgeländes, über dem Dachsteinkalk. Das rote Bindemittel ist in Klüfte des Dachsteinkalkes eingefüllt, die sich nach unten allmählich verlieren. Das Alter ist, der Situation nach, Unterlias; sie unterlagert den Hierlatzkalk. Solche lokale Breccien sind an der Basis des Lias auch andernorts bekannt. Sie umschließen mitunter auch über metergroße Dachsteinkalkblöcke. Je nach dem aufgearbeiteten Gestein kann man auch Blöcke mit den Eigentümlichkeiten der höchsten Dachsteinkalke, örtlich auch roten Hornstein finden (z.B. Stubwiesalm).

Es wurde aber auch deutlich, daß diese Breccie keineswegs überall vorhanden ist, sondern daß größere Gebiete ausgewiesen werden können, wo mit scharfer Grenze Hierlatzkalk direkt auf Dachsteinkalk liegt, wie z.B. am Forstweg südlich unterhalb Schmiedalm.

Eine genauere Kartierung des Gebiets um die Wurzer Alm auf inzwischen erst erschienenen besseren topographischen Karten war geplant, wurde aber nicht mehr verwirklicht, weshalb gewisse Unsicherheiten geblieben sind.

Etwas unklar und genauer untersuchenswert ist daher die stratigraphische Position von Breccien, die von den sicher basalen abweichen. Dazu gehören z.B. Breccien, die in der Nähe des Halssattels anstehen und neben Dachsteinkalk auch Hierlatzkalk als Komponenten haben. Eine andere Breccie aus diesem Gebiet besteht aus Dachsteinkalkfragmenten wie die anderen, aber mit Hierlatzkalk als Matrix, die aber im Hangenden des Hierlatzkalkes liegen und unter die Kieselschichten eintauchen. Ob auch in dem Hierlatzkalk solche Breccien vorkommen, müßte erst geklärt werden. Jedoch dürfte die Deutung als Basalbildungen für die basalen Konglomerate und Breccien sicher sein. Diejenigen, die im Pieslingtal am Güterweg nördlich der Riegleralm anstehen, haben als Komponenten dunkler grünlichgraue, heller grünlichgraue und rötliche Kalke, die häufig eckig sind und vereinzelt auch als große Blöcke vorkommen (man kann sie aus den höchsten Teilen des Dachsteinkalkes herleiten). Das reichliche rotbraune Bindemittel ist crinoidenführend. Es erinnert an gewis-

se später zu beschreibende Einschaltungen in basale Hierlatzkalke. Die Beobachtung, daß jenseits eines schmalen Schuttstreifens blaßroter, schlechte Brachiopoden führender und erst in einiger Entfernung dunkelbraunrote Färbung annehmender Hierlatzkalk ansteht, spricht bei Vergleich mit Hierlatzkalkprofilen südlich Schmiedalm sehr für eine Deutung als Abart der Basalbreccien.

### 3.2.12. Hierlatzkalk, Manganknollenhorizont (Unterlias)

Es scheint, daß basal in kleinen Vorkommen hellrote Kalke auftreten, die dem Bindemittel des Spitaler Marmors ähneln. Es gibt hier vereinzelt auch rote Hornsteinkalke.

Der Hierlatzkalk als in verschiedenen Schattierungen rote, vielfach aber dunkelrote und dunkelbraunrote Crinoidenkalkmasse bedarf keiner besonderen Charakterisierung. Im Crinoidenspatkalk kommen kennzeichnende Brachiopoden vor, wie es dieser Fazies zukommt, ferner auch Involutinen (*Involutina liassica* [JONES]), wie der Fund in einer aus Brachiopoden, Crinoiden und Involutinen bestehenden Lage oberhalb der nordwestlichen am markierten Weg gelegenen Hütte der Filzmoosalm zeigt.

Wenn auch eine genaue Kartierung aussteht, so brachten neuere Forstwege im Gebiete der Schmied- und Gammeringalm so interessante Beobachtungen, daß sie hier mitgeteilt werden sollen. Sie betreffen die tieferen Teile des schätzungsweise etwa bis sechzig Meter mächtigen Kalkes.

Der Forstweg südlich unterhalb Schmiedalm, der das Gehänge in rund 1000 m Höhe in einer langen Schleife quert, zeigt zunächst generell, daß mit scharfer Grenze und ohne Breccien zuerst ein blaßroter, schlieriger, ein wenig dunkler gemusterter Crinoidenkalk auf dem Dachsteinkalk liegt, der örtlich sogar blaßrosa bis weiß sein kann. Ein wenig anders ist die Basis nach der Kehre westlich vom querenden alten Weg. Denn dort liegen über dem Dachsteinkalk zuerst ca. 2 m braunen feinkörnigeren tonigen Crinoidenkalkes, der nach oben in normalen hellen Hierlatzkalk übergeht. Am Übergang sind kleine Brachiopoden häufiger, und einige Meter höher folgt noch eine brachiopodenführende Lage.

Bei der Hintersteiner Alm wurden an der Basis einige bis halbmetermächtige Linsen von rotem Kalk mit Crinoidenspreu beobachtet.

Zurück zu den früheren Aufschlüssen am Forstweg: Der hellere schlierige Crinoidenkalk, der beiläufig 6–10 m mächtig ist, geht nach oben in einen dunkelroten, z.T. feinspätigen, örtlich knollig oder schlierig struieren tonigeren Kalk mit Eisenmangankrusten und einigen Eisenmanganknollen über. Diese Knollen sind etwa faustgroß und rundlich schalig gebaut, nie sehr zahlreich und auch nicht überall vorhanden. Die Lage selbst wird wiederum mit unscharfer Grenze von dem normalen meist dunkelroten oder dunkelbraunroten Hierlatzkalk überlagert.

Dieser Aufbau des tiefen Teiles des Hierlatzkalkes ist z.B. auch in den Anschnitten des Forstweges, der am Südrand der Gammeringalm den Nordfuß des Brunensteins begleitet, deutlich zu sehen. Allerdings gibt es dort eine Verdoppelung des hellen Crinoidenkalkes, deren Ursache aber noch nicht untersucht wur-

de. Ferner konnte an der Straße zum Gipsbruch Hinterstein das Weiterstreichen der Lage mit Mangankrusten und -knollen über hellem und unter dunkel braunrotem Hierlatzkalk festgestellt werden.

Bekanntlich sind solche schalige Eisenmangankonkretionen und Krusten in der heutigen Tiefsee ziemlich verbreitet, und zwar in Gebieten mit geringer Sedimentationsrate und oxydierendem Milieu, wie es das kalte Tiefenwasser mit sich bringt. Es ist heute das Gebiet des Roten Tiefseetons. Meeres-Strömungen könnten durch die Wälzung der sich bildenden Konkretionen dokumentiert sein. Fe und Mn werden meist vom Festland hergeleitet. Auch enthalten sie andere Metalle und Tonminerale.

Dankenswerterweise hat P. KLEIN (Fachabteilung Geochemie der GBA) zwei Proben solcher Knollen vom Fundpunkt südlich Schmiedalm analysiert (Bericht Hc-28/91 vom 9. 1. 1992). In Tabelle 1 findet sich ein Vergleich der Analysen zweier Proben von S der Schmiedalm mit der Durchschnittsanalyse von zwei Proben einer Manganknolle aus Miesenbach (W Hohe Wand) von B. PLÖCHINGER sowie eine Zusammenstellung der Schwankungsbreiten der chemischen Elemente von Manganknollen aller Ozeane von verschiedenen Autoren, zusammengestellt von P. KLEIN.

Tabelle 2.  
Chemismus von Manganknollen.

		Proben S Schmiedalm 1	2	Miesenbach Gh. Apfelbauer
SiO <sub>2</sub>	[%]	< 0,5	6,0	8,20
TiO <sub>2</sub>	[%]	0,42	0,13	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	[%]	4,30	1,60	5,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	[%]	24,10	5,65	33,80
MnO	[%]	0,43	0,44	1,50
MgO	[%]	1,10	0,75	1,71
CaO	[%]	40,30	46,20	14,50
Na <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	[%]	0,04	0,04	1,10
K <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	[%]	0,49	0,27	0,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	[%]	0,13	0,12	
H <sub>2</sub> O	[%]	0,76	0,22	
GV	[%]	27,00	38,60	23,35
Co	[ppm]	660	115	475
Cr	[ppm]	35	115	475
Cu	[ppm]	190	290	44
Mo	[ppm]	10	< 2	
Ni	[ppm]	3300	530	2216
Pb	[ppm]	440	130	

Schwankungsbreite von Durchschnittsgehalten einiger chemischer Elemente in Manganknollen aller Ozeane [in %].

Mn	15,3 -32,1	Co	0,17 -0,59
Fe	9,1 -22,4	Ba	0,17 -0,59
Si	4,1 -11,0	P	0,18 -0,54
Na	(2,3-2,6)	Cu	0,06 -0,59
Mg	1,15- 1,8	Pb	0,03 -0,25
Al	0,73- 3,1	Mo	0,035-0,20
Ca	0,27- 2,7	V	0,042-0,073
K	≈ 0,8	B	0,005-0,03
Ni	0,39- 0,99	Cr	≤ 0,007
Ti	0,37- 0,81		

Bei den Krusten und Knollen unserer Hierlatzkalke könnte man aus der hellen Farbe des den Knollenhorizont unterlagernden Hierlatzkalks den Schluß ziehen, daß die Metalle vielleicht durch thermale Wässer aus diesem ausgelaugt und dann neuerlich gefällt wurden. Auf welche Weise eine Entstehung der Knollen und Krusten in der Tiefsee (wie nach heutigen Beispielen angenommen werden müßte) mit der häufig geäußerten Meinung, daß die Crinoidenkalke Ablagerungen auf

Schwelligegebieten seien, in Einklang zu bringen ist, muß dahingestellt bleiben. Die Annahme einer Tief-schwellenposition hat sicher viel für sich. Daß der Meeresboden aus Dachsteinkalk nach Trockenfallen und Verkarstung ziemlich rasch in immerhin beachtliche Tiefen abgesunken sein muß, ist plausibel. Schon in der unteren Hierlatzkalklage und im Manganhorizont ist die Tiefe erreicht. Die darüber folgenden Sedimente deuten den Fortbestand ähnlicher Sedimentationsbedingungen an. Auch die Kiesel- und Radiolaritschichten sind ja Bildungen tiefen Wassers.

Das Gebiet zwischen Schmiedalm, Brunnstein, Stubwiesalm und westlich Hintersteineralm ist eines der größten Vorkommen von Hierlatzkalk in diesem Raume; ein etwas kleineres neuentdecktes bei der Riegleralm westlich der Dümmlerhütte und häufiger kleinere (W Gleinkersee, Eisernes Bergl) und sehr kleine, z. B. am Plateau des Warschenecks, beweisen, daß es früher eine zusammenhängende Bedeckung durch Hierlatzkalk in diesem Raume gegeben hat.

Im Hangenden wird der Hierlatzkalk bedeckt von einerseits rötlich gelbgrauem, eher dünnbankigem und darüber dunkelbraunrotem knolligem Kalk mit feiner Crinoidenspreu, der an die Kalke erinnert, die die Knollen enthalten (oberhalb der Teichlbachschwinde). Östlich Filzmoosalm und bei der Schmiedalm sind es braunrote dünn-schichtige Hornsteinkalke und rote Kalke. Auch unterhalb vom Stubwieswipfel wurden die roten Hornsteinkalke nach oben übergehend in rote Mergelkalke mit Hornstein und Mergel und schließlich in die Fleckenmergel und Kieselschichten (nach alten Notizen) registriert.

Damit ist der Zusammenhang mit den nächstfolgenden Schichtgliedern gegeben.

### 3.2.13. Fleckenmergel, Kiesel- und Radiolaritschichten (Oberlias bis Untermalm)

Hier sind Schichten zusammengefaßt, die durch dunkle Farben und einen gewissen Reichtum an Kieselsäure gekennzeichnet sind. Erst im Radiolaritniveau werden die Farben lebhafter grün und rot. Eine genauere Gliederung wurde nicht vorgenommen und ist sicherlich ziemlich schwierig.

Tiefe Partien bestehen aus meist dunklen fleckigen Mergelkalken, die oft wolkgig mit diffuser Kieselsäure durchsetzt sind, bläulichgrauen Kalken mit spärlich Echinodermengrus und dunklen Mergeln - einmal mit einer Lage mit eingestreuten eckigen Kalkbrocken -, sandigen kieseligen Kalken und Fleckenmergeln. In einem sicherlich höheren Niveau gibt es unter dem Stubwieswipfel graue bis grünliche Mergel und Tonsteine mit oft kieseligen und brotkrustenartig anwitternden dunklen, grauen oder blaugrauen fleckigen Bänken, z.T. mit dunkelgrünlichgrauen Hornsteinen. Auch sandige Bänke sind vorhanden. Solche erreichen (z.B. an der Straße zum Gipsbruch Hinterstein) bis etwa 10 cm Dicke und werden durch zentimeterdicke Tonlagen getrennt. Das vermittelt zu flyschartigen Schichten, deren Bänke entweder feingeschichtet sind oder, wenn sie mächtiger sind, eine mehr minder deutliche Gradierung zeigen, wobei beispielsweise ein größerer kompakterer Basisteil von laminierten Bankteilen



überlagert wird. Manchmal werden diese Schichtungen durch Schräg- oder angedeutete Wulstschichtung bereichert. Breccieneinschaltungen sind nicht allzu selten. In einer Folge von sandigen Kieselkalcken, die mit grünlich-schwärzlichen Kieselmergeln wechselagern, wurden Lagen mit hellen Kalkfragmenten und Hornsteinen in dunklem Kieselkalk registriert. Eine andere Lage in der flyschartigen Folge enthielt bis etwa nußgroße, selten bis faustgroße Komponenten von grauen, selten auch graurötlichen Kalcken, Tonstein- und grünlichgrauen Mergelbrocken und Hornstein.

Übrigens besitze ich eine Schlammprobe von Schiefertönen dieser kieseligen Serie von der Straße zum Gipsbruch Hinterstein. Neben zahlreichen Radiolarien verschiedener Spezies enthält sie Schwammnadeln (als Kieselsäurelieferanten) und wenige Foraminiferen, darunter Lenticulinen und ganz selten Nodosarien.

Neben diesen im Wurzner Kampl, im Gipsgraben, bei der Hintersteiner Alm (unter dem Gips), im Stubwieswipfel, im Gscheidriedl und um das Becken in der Filzen verbreiteten Gesteinen gibt es solche der tieferen Teile der Serie etwa zwischen Mausmayralm und Pflegerteich im Nordgehänge des Bosruck und im Osthang des Schwarzenberges. Sie scheinen im Salinar zu stecken als Spuren von Etappen des Salzaufstiegs (vgl. 4.1.). Meist sind das dunkelgraue, oft blaugraue bräunlich anwitternde oft fleckige Mergel und plattige rissige Kieselkalke mit zahlreichen weißen Spatadern. Letztere signalisieren starke Störung. Sie sind auch oft intensiv gefaltet.

Ich sehe Vergleichsmöglichkeiten mit den Strubergschichten des Tennengebirges. Der Radiolarithorizont pflegt im Untermalm zu liegen, während die tieferen Teile der Folge Oberlias und Dogger sein dürften. Schließlich sei noch einmal darauf hingewiesen, daß auch hier das Radiolaritniveau im Bereich des Wurzner Kampls (Gammering A.) deutlich synsedimentär eingegliederte Gipse enthält.

Den obersten Teil dieser Schichten bilden also grüne und rote Radiolarite. Besonders aufgefallen sind verhältnismäßig große Radiolarien, die als weißliche Tupfen im Gestein sichtbar sind. Gebankte Radiolarite machen deswegen oft den Eindruck einer gradierten Schichtung. Ob diese aber eine echte Gradierung ist, bleibt zweifelhaft. Besonders aufgefallen sind diese Gesteine in den Gräben nördlich der Hintersteiner Alm.

Nebenbei sei angemerkt, daß sich die Fleckenmergel hier durch dunkle Farbe und Kieselsäuregehalt wesentlich von den Fleckenmergeln z.B. des Gunst unterscheiden, die einen durchwegs hellen Farbeindruck vermitteln. Die dunkle Farbe hat W. DULLO et al. (1987) dazu veranlaßt, sie im Kärtchen des Bosruck als Gutensteiner Schichten einzutragen, was ich nicht für richtig halte.

Leider hatte ich keine Gelegenheit mehr, im Gebiet des Wurzner Kampls dieses hochinteressante Beispiel von Eingleit- und Salinartektonik selbst genauer zu untersuchen. Einige Dinge sind problematisch geblieben. Als hinderlich muß die verbreitete Bedeckung mit Rutschungen, Hangschutt u.a. angeführt werden.

So befinden sich die Radiolarite nördlich der Hintersteiner Alm beispielsweise in einer Stellung, daß man sie sowohl als eingewickelten als auch als bloß

überfahrenen Teil des Radiolarithorizontes deuten könnte. Die Basisfläche der Eingleitmasse müßte dann im Süden (Gipsbruch) über die grauen Kieselschichten, weiter nördlich jedoch über basale Radiolarite hinweggehen. Ich habe auch erwogen, ob nicht die auffallende Gradierung dieser Radiolarite mit lokalen Gegebenheiten z.B. Umlagerungen zusammenhängen könnte. Übrigens scheint im Gipfelgebiet dieser mächtigen Gipsmasse südwestlich vom Stubwieswipfel der hangende Radiolariteil an Störungen, die mit Faltung verbunden waren, aufgebrochen zu sein. Es wurde versucht, diese Eingleittektonik im Profil 3 auf Tafel 2 darzustellen.

Ein weiteres Problem ist die salinare Masse, die am Gscheidriedel unter graue Kieselschichten einfällt. Ein Teil davon ist, vermutlich später, in Rauhacken umgewandelt worden. Die Kieselschichten werden von dem hier salinarfreien Radiolarithorizont überlagert! Hat man es mit einem älteren (ungewöhnlichen?) Eingleithorizont oder einem tektonischen Effekt zu tun? Östlich Filzmoosalm scheint eine E-W-streichende Verwerfung mit Salinar ausgefüllt zu sein.

Nicht ganz verständlich ist die Eintragung von G. GEYER auf dem alten Blatt Liezen, wo die Kieselschichten als Gosau deklariert sind, was zur Deutung der ganzen Schichtfolge als Deckscholle beigetragen haben mag. Und die Radiolarite und ein Teil der Kieselschichten sind als Werfener Schichten angegeben! Die Richtigstellung ist hier sehr wichtig!

Das Alter ergibt sich jedenfalls schlüssig aus ihrer stratigraphischen Stellung zwischen dem Hierlatzkalk im Liegenden und den Malmkalcken im Hangenden (über die im nächsten Kapitel gesprochen werden wird).

### 3.2.14. Malmkalke

Das hauptsächlich in Erscheinung tretende Gestein ist der Plassenkalk des Kimmeridge-Tithons, wie er am schönsten im Massiv des Stubwieswipfels entwickelt ist. Es sind weiße, gelbliche, öfter auch ein wenig bunt angehauchte massige Kalke. Fossilien sind am ehesten in den Bergsturzböcken der Südseite angewittert zu finden, und zwar mannigfaltige organische Reste wie Crinoiden, Hydrozoen (Sphaeractinien), Korallen u.a. Im großen ganzen dürfte es sich um die von A. FENNINGER (1966) beschriebene Entwicklung handeln. Sie überlagern die Radiolarite, die untermalmisch sind.

Am Westende des Stubwieswipfels zeigt sich die Riffkalkmasse durch eine Einlage von Wurzner Kalk geteilt. Am Wurzner Kampl herrscht nicht weit vom Riff entfernt die Lagunenfazies, die A. RUTTNER und ich „Wurzner Kalk“ genannt haben. Er ist ein häufig etwa halbmeter- bis metergebankter hellbrauner, oft auch rötlich getönter Kalk mit braunen Hornsteinen. Er beginnt über dem Radiolarit mit einer plattigen Lage. Schlecht erhaltene Ammonitenreste wurden beobachtet. Nach B. PLÖCHINGER (1964) wäre der Wurzner Kalk auch als Wechselfarbige Oberalmer Schichten zu bezeichnen.

In der Gipfelkappe des Wurzner Kampls sind etwa bis 200 m des Kalkes aufgeschlossen. Auch die Riffkalkwand des Stubwieswipfels ist etwa 200 m hoch.

Der Felsklotz des Kl. Bosruck ist nach meiner Meinung ebenfalls Wurzner Kalk.

Übrigens dürfte eine genaue Kartierung noch mehr bringen.

Plassenkalke, auf die die obige Beschreibung paßt, sind auch an anderen Stellen vorhanden. Auch der organische Inhalt ist gleich – doch leider selten zu sehen. Das gilt zunächst für den dem Bosruck im Norden vorgelagerten Wandzug. Anscheinend randlich beobachtete rote Aderung oder lokal brecciöse Beschaffenheit mit rotem Bindemittel könnten mit der Transgression der Gosauschichten zusammenhängen. Die spärliche Fossilführung gleicht derjenigen des Stubwieswipfels. Am Kalk klebende Gosaukonglomerate sind tatsächlich aufgeschlossen als Liegendes der vom Pyhrnpaß ostwärts ziehenden Gosaumulde. Einige Schollen begleiten ihre Fortsetzung bis in die Gegend der Mausmayralm. Bei der Hintersteiner Alm liegen wenige kleine blockartige Vorkommen zwischen Radiolarit und dem überlagernden Gipshaselgebirge.

Auch am Osthang des Schwarzenberges bzw. Seesteins besteht ein Wandzug aus Plassenkalk. Hier ist aber auch die Basis desselben zu sehen gewesen: Dünnplattige Mergelkalke mit schwarzen Hornsteinschnüren und wenigen Breccienlagen aus den selben, z.T. aus fremden Kalken und mit Hornsteinfragmenten in einem bräunlichweißen, oft auch grünlichen kalkigen Bindemittel, das auch örtlich durch Hornstein ersetzt sein kann – offenbar eine Andeutung der Malmbasisschichten. Das Hangende bildet ein bräunlicher brecciöser Kalk mit grünen Bestegen, sicherlich ein Äquivalent des Tressensteinkalkes. Talseitig sind die Platten meist steilgestellt, und an den Flächen sehen rundliche oder walzenförmige Hornsteine wie angeklebt aus. Südwest bis westlich Krenbauer schließen am Wandfuß die Radiolarite an, die bergwärts nach einer Knickfalte flach unter die Kalke hineinziehen. Auch hier gibt es in Randteilen der Malmkalke rot geaderte und rot-brecciöse Partien sowie nicht weit weg z.T. rote Gosaukonglomerate.

Die malmische Schichtfolge dieses Gebiets wurde von A. FENNINGER & H. HOLZER (1972) neu bearbeitet, mit Schwerpunkt bei den Malmkalken. Die Plassenkalke werden als Intrasparite und Biosparite eingeordnet, und eine Reihe von Fossilien genannt: Korallenreste, Bryozoen, Schalenbruch, Bruchstücke von Hydrozoen und Algen, ferner „*Macroporella*“ *pygmaea* (GÜMBEL), Bryozoe (?) -B<sub>1</sub>, RADOICIC und *Tubiphytes morroensis* CRESCENTI (oberer Malm). Was die Wurznere Kalke betrifft, so werden sie als Bio- und Biopelmikrite definiert, die gelegentlich auch resedimentäre Breccien enthalten und eine Übergangsfazies zu den Oberalmer Schichten sind und nicht eine fazielle Abart des Tressensteinkalkes, wie B. PLÖCHINGER (B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968) bei Beschreibung des Raucher Schobers feststellte. PLÖCHINGER hat aber selber später den Vergleich mit den Wechselfarbigen Oberalmer Schichten in den Vordergrund gerückt.

Damit endet nach meinen Beobachtungen die voralpidische Schichtfolge des Gebiets mit Dachsteinkalkfazies. Über sie transgredieren Gosauschichten mit Basalkonglomeraten. Bekanntlich sind sie deshalb von Wichtigkeit, weil sie öfter eine Trennung von alt- und jungalpidischer Tektonik und sogar eine Erkennung auch intragosauischer Tektonik möglich machen. Ihrer Beschreibung ist das nächste Kapitel gewidmet.

### 3.2.15. Gosauschichten der südlichsten Decken – Ötscherdecke s.l. (Gosau des Windischgarstener Beckens zwischen Rosenau, Hinterstoder und Pyhrnpaß)

Sie werden getrennt von denen der Staufen-Höllengebirgsdecke abgehandelt, weil hier fast nur die tiefen Teile der Gosauschichten erhalten sind und noch deutliche Beziehungen zur Unterlage erkennen lassen. Größere Teile davon sind wesentlich weniger von Störungen betroffen als die ersteren. Nierentaler Schichten sind hier größtenteils nicht mehr erhalten. Die Grenze zwischen beiden wurde (willkürlich) gezogen u.zw. ungefähr von der Teichlbrücke über den Schweizersberg nördlich am Berger vorbei gegen die Tambergau, wo sie schließlich von Querstörungen abgeschnitten wird. In dieser Zone schließen an die Ältere Gosau gegen Norden zuerst die oberanton-untercampanen grauen Mergel und an diese obercretacische bunte Nierentaler Schichten an. Man könnte hier von einer mehr minder stratigraphischen Grenze sprechen, wäre nicht dort nordwestlich Berger auch eine Linse von kalkigem Gosausandstein. Zwei Linsen von Rudistenkalk liegen beim Gehöft Kraill (bei Pießling). Also: ob tektonische Störung oder vielleicht Wirkung des Abtragungshorizontes über der älteren Gosau, muß offen bleiben.

Ausgeklammert werden die Gosaubildungen ganz am Südrand der Kalkalpen.

Größere Teile dieser Gosau liegen etwa zwischen der Windischgarstener Störung und Spital a. P. auf salinaren Gesteinen, weshalb die Basalbildungen unauffällig sind. Im Pyhrngebiet hingegen liegen die Gosauschichten meist auf Plassenkalk, und die Basalbildungen bestehen aus Konglomeraten und Breccien, die sich am Ostrand des Schwarzenberges nach Norden ausbreiten.

Der Tamberg muß wegen des mächtigen Hauptdolomits und der Verbindung mit Plattenkalk und Kössener Schichten (W Hinter Ramseben) noch der Staufen-Höllengebirgsdecke zugerechnet werden. Da die Gosau hier, wenn auch gestört, dieser Decke und gleichzeitig der Basis der Warscheneckdecke aufliegt, wird die Deckengrenze zwischen Staufen-Höllengebirgsdecke und Warscheneckdecke als hauptsächlich vorgosauisch erwiesen.

#### 3.2.15.1. Basalbildungen

Im Pyhrngebiet und im Osthang des Schwarzenberges, wo sie auf Plassenkalken aufliegen, und beim Gleinkersee, wo Salinar darunterliegt, sind es verbreitet und auffallend bunte Konglomerate mit kalkalpinen Komponenten in einem hellgrauen oft aber ziegelroten Bindemittel (Abb. 6). Auch eine Wechsellagerung von Konglomeratbänken mit roten Tonmergeln kommt vor. Die Breccien an der Basis treten jedoch weniger hervor. Sie gehen aus einem im Zusammenhang mit der Transgression örtlich rotgeaderten Plassenkalk hervor. Darüber folgen feinglimmerige Mergel mit härteren sandreicheren Lagen.

Am Wuhberg (N Spital/P.) sieht die Basis etwas anders aus. Anzeichen salinärer Gesteine sind zwar nicht unmittelbar, aber in der Umgebung festzustellen. An der Ostseite gibt es unten Actaeonellen- und Nerienssandsteine, darüber einen Stapel von Konglome-

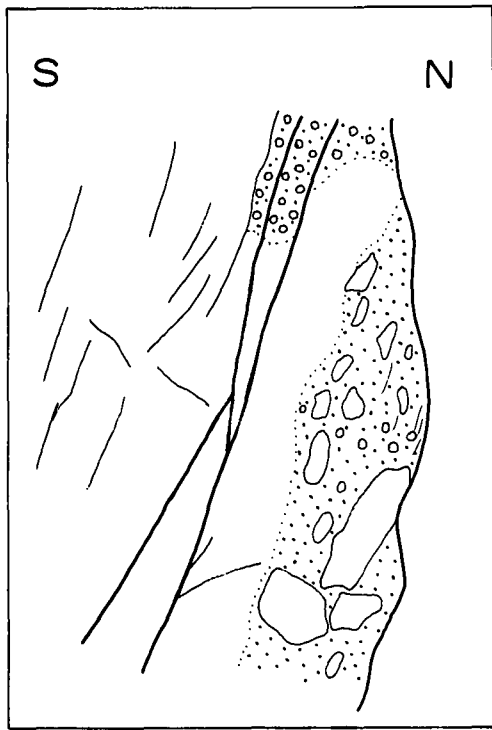


Abb. 6.  
Rote Gosaubreccien auf Plassenkalk östlich vom markierten Weg E Pyhrn-  
paß.

raten, die mit Sandsteinen wechsellagern, mit denen sie öfters sogar linsig verwoben sind. In dieser Gegend müssen die fossilreichen Sandsteine sogar ziemlich häufig sein, denn es finden sich viele Blöcke in den Moränen.

Den lokalen Einfluß sieht man deutlicher in den Basalbildungen auf dem Hauptdolomit des Tamberges in der Tambergau. An dem Vorsprung westlich vom Gehöft Hunger scheinen zunächst basal glimmerige Sandsteine mit viel Pflanzenhäcksel anzustehen. Gut aufgeschlossen sind Folgen mit rotem (z.T. bauxitischem?) Material mit Breccienbänken aus Hauptdolomit, örtlich auch mit Plattenkalk- und Rhätkomponenten oder Dolomitgrus. Im Westen flach nordfallend dreht sich ein wenig östlich das Fallen in Südostrichtung. Darüber liegen dickbankige dunkelgraue gröbere Sandsteine, die der Matrix der Schneckensandsteine gleichen, von denen auch einige Vorkommen ganz in der Nähe bekannt sind. Sie zeigen braune Verwitterungsrinden. Etwas höher im Profil gibt es auch Lagen und Schnüre von Geröllen darin. Dazwischen treten auch Dolomitsandsteine und -breccien in Bänken auf mit Material von Hauptdolomit, untergeordnet auch Plattenkalk und Kössener Schichten; letztere stehen westlich Ht. Ramseben verbreitet an, während im Osten sichtlich nur Reste davon erhalten sind, was nämlich eine Verwerfung die Basisfläche der Gosau stört. Die einst an den Forstwegen gut sichtbar gewesenen grauen Mergellagen zwischen den Bänken verbirgt heute die Begrünung.

Bunte Konglomerate in basisnaher Lage gibt es etwas nördlicher im Bereich der Sulzbachereben. In höheren Teilen der Schichtfolge treten bunte Konglomerate mehr zurück.

Andere Basalbildungen an den Südhängen des Tamberges sind Mergel mit Grobsandsteinlagen, die oft Bivalvenschalen (u.a. Austern) und exotische Geröl-

le (hauptsächlich Porphyrgerölle) führen. Ferner gehören hierher graue Mergel, bituminöse, oft weißlich anwitternde blättrige Mergelschiefer mit weißen Muschelschalen und kohligem Schmitzen, braune Mergel und gröbere Sandsteinlagen mit Pflanzenhäcksel und oft massenhaft Gastropoden (*Glauconia kefersteini* [GOLDF.]), die z.B. im Bereich der Grabenrinnen östlich Vd. Ramseben häufig auswittern.

Ca 1 km NNW Gausrab sind an der Steyr Gosaubildungen zwischen Ramsaudolomit der Totengebirgsdecke im Westen und der Staufeu-Höllengebirgsdecke, zu der ja der Tamberg gehört, im Osten eingeklemmt. Über einem (indifferenten) Dolomit liegt eine kalkig-sandige Schicht, ferner graue Mergel mit Resten von bituminösen Mergeln, Sandsteine mit kohligem Pflanzenhäcksel und inkohlten Holzresten, schwarze Schiefer mit ebenfalls kohligem Pflanzenresten. Am anderen Flußufer waren wenig z.T. feinkonglomeratische Sandsteine und sandige Mergel zu sehen. Den stark beanspruchten Gesteinen merkt man die tektonische Position an der Überschiebung der Totengebirgsdecke sehr deutlich an.

Ganz ähnliche Basalbildungen mit Mergeln, Sandsteinen und bituminösen Mergeln mit Bivalven wurden am Südosthang des Steyrersberg-Rückens beobachtet.

Sicher in die gleiche Gruppe von Basalbildungen zu stellen sind kleine schlecht aufgeschlossene Vorkommen. Das eine befindet sich im hinteren Pieslingtal, einige hundert Meter hinter dem Pieslingursprung, wo früher ein kleines Kohlenbergwerk existierte. Am bekanntesten ist es durch das Vorhandensein von Gagat, der als Schmuckstein verarbeitet worden ist (W. FREH, 1954). Es wird auch unter dem Ortsnamen Roßleithen geführt.

Man findet Angaben, daß die Kohle einen Heizwert von 5000 kal. (die besten Werte ca. 6500 kal), einen Aschengehalt von 5 % und 30 % flüchtige Bestandteile gehabt habe. Die zwei geringmächtigen Flöze hätten ein sehr flaches nordwestliches Einfallen gezeigt. Der Abbau erfolgte mittels zweier Stollen; später blieb der hundert Meter tiefer angesetzte Unterbaustollen ohne Erfolg. Informationsquelle im Gelände ist leider nur die alte Halde des Bergbaues. Von den Gesteinen sieht man vor allem kohlige Schiefertone und bräunlichgraue (Gosau-)Mergel und in den ersteren gelegentlich weißlich-kreidige Muschelschalen. Die Schlammproben lieferten bloß Bivalvenschalenbruch, Gastropoden, Radiolarien, Ostracoden und Characeen.

Eine Fortsetzung wird angegeben im „Paulusgraben“, offenbar heute „Pauln- oder Pälungraben“, vermutlich unweit von dem folgend erwähnten Aufschluß.

Das zweite von mir beobachtete Vorkommen – sicherlich eine Fortsetzung des ersteren im nördlichen Randgebiet der Warscheneckdecke – besteht, wie ein Aufschluß am Güterweg 500–600 m südlich Grabenbauer (nach der Karte im oberen Pälun- oder Retschitzgraben) zeigte, aus grauen Mergeln mit gelegentlich Pflanzenspuren, sowie fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen. Die Schlammprobe lieferte hauptsächlich Schwammnadeln, Molluskenschalensplitter, Gastropoden, Inoceramenprismen, Characeen, Seeigelstacheln und Ostracoden; Foraminiferen fehlen. Somit handelt es sich auch hier um deutlich basale Gosauschichten. Schließlich sei das kleine Vorkommen südlich der Gowilalm erwähnt, das aus dem Schutt her-

vorsieht. Die Lage ist ganz ähnlich wie die der vorigen. Man konnte Mergel und feinkörnige glimmerige Sandsteine feststellen, die kaum eine Mikrofauna geliefert haben. Die darüber anstehenden, in der geologischen Karte als Gosaubreccien eingetragenen Gesteine sind aber diluviale Hangschuttbreccien.

Nicht genau genug untersucht wurden Vorkommen im Sulzbachtal (Tambergau). Beobachtet wurden kohlige Schiefer mit kreidigen Bivalvenschälchen, ferner am Kamm südlich des Tales sandige Actaeonellen- und Nerineenkalke, sowie Rudistenkalke. Allerdings weist eine verwachsene Halde mit fraglicher Stollenpinne im Sulzbachgraben ca. 150 m westlich der Wie-se (beim Güterweg) auf einen Schurfversuch auf Kohle, daher auf echte Basalbildungen hin. Die Lage wäre noch zu klären. Man sollte bedenken, daß solche Bildungen in verschiedenen Stockwerken auftreten könnten als Auswirkungen von intragosaischen Bewegungen und Salinartektonik. Die sandigen Gosaukalke befinden sich in größerer Nähe zu den im südlicheren Tal vorhandenen salinaren und Werfener Gesteinen der Warscheneckbasis.

Es gibt auch einige Linsen ähnlicher Gesteine, die keine augenscheinliche Beziehung zu Basalbildungen erkennen lassen. Beispiele sind die fossilreichen sandigen Kalke bei Kraill (Pieslingtal) mit Bivalven, Rudisten, Gastropoden, aber auch Korallen, Bryozoen u.a. sowie Rudistenkalke, die hauptsächlich aus Trümmern von Rudisten bestehen. Die Linse WNW Berger (Schweizersberg) könnte auch an einer Störung eingeklemmt sein.

Sandsteine mit Porphygeröllen streichen als langgestreckter Gesteinszug durch das Garstnereck, den Moosgieler Berg und mit kleiner Versetzung in die Wasserfallstufe des Fraitgrabens. In nächster Nachbarschaft des ganzen Zuges kommen auch meist kleine Linsen kalkiger Sandsteine mit Gastropoden, Actaeonellen und Rudisten vor. 100 m S Schmalzbichl waren in einer von mehreren Sandsteinlagen meist exotische Gerölle mit Actaeonellen kombiniert. Es gibt neben den exotischen Geröllen auch Quarz- und selten Kalkgerölle (z. B. N Plötschl, S Garstnereck).

Überhaupt gibt es in den feinkörnigeren Sandsteinen öfter zarte Bivalvenschälchen. Eine etwa halbmetermächtige Bank nördlich oberhalb Keixen besteht aus grauem feinsandigem Mergelkalk mit Actaeonellen und Nerineen und Fossilgrus. In der Nähe wurden exotische Gerölle gesehen, wodurch die Ähnlichkeit mit den Sandsteinen des Garstnerecks hervorgehoben wird.

Ob es hochgeschuppte Basalbildungen oder stratigraphische Einschaltungen sind, ist nicht ganz klar. Für letzteres könnte der Befund sprechen, daß die liegenden Gosau mergel einem etwas höheren Niveau der älteren Gosau zugehören.

Das fordert die schlecht lösbare Frage heraus, ob die Schichten des Windischgarstener Beckens eine stratigraphische Folge oder ein Stapel mit kleineren Transgressionen oder ein Stapel von Schuppen ist. Man hat den Eindruck eher unruhiger Sedimentation, wobei auch an örtliche intragosaische Transgressionen oder auch Störungen zu denken ist.

Oft große Blöcke von Actaeonellen-Nerineensandsteinen und Rudistenkalken sind in den Moränen des Windischgarstener Beckens sehr verbreitet. Vor allem die ersteren werden gerne in Gärten aufgestellt aber auch zu kunstgewerblichen Gegenständen verarbeitet.

Oft sind die kalkigen Sandsteine auch reich an Pflanzenhäcksel. Dazu kommen noch tonig-kohlige Schmitzen und kohlige Pflanzenreste. In einem Sandstein wurden auf Schichtflächen die Abdrücke langer parallelnerviger Blätter beobachtet (S. PREY, 1974).

### 3.2.15.2. Ältere Gosau i.a.

Hauptbestandteil der tieferen Gosauschichten sind graue, bläulichgraue, meist braun verwitterte Mergel mit wechselndem Sandgehalt. Sie sind teils schieferig, teils dünn-schichtig, nicht selten bröckelig zerfallend, manchmal aus einer Wechsellagerung von mehr schieferigen Mergeln mit Mergelbänkchen bestehend und enthalten oft Sandsteine. Diese haben graue oder bläulichgraue Farbe, sind aber meist ebenfalls braun durch Verwitterung. Ein Teil ist mürb und bildet einzelne Lagen oder Wechsellagerungen mit den Mergeln. Der größere Teil der Sandsteine ist härter als die Mergel, teils fein-, teils gröberkörnig und hat mergeliges Bindemittel. Fossilsplitter und -reste sind nicht allzu selten. Manche sind schieferig, und manche werden nur von schieferigen Lagen durchzogen. Ausnahmsweise wurden Tonflasersandsteine beobachtet. Charakteristisch ist ein wechselnder Glimmergehalt und Pflanzenhäcksel. Vereinzelt wurden sogar Fischschuppen beobachtet. Es treten auch sanderfüllte Grabgänge auf.

Besondere Erwähnung verdienen mehr oder weniger deutliche Turbidite mit Gradierung und mitunter sogar großen Wülsten und Lebensspuren an der Basis. In der groben Basallage können sich Fossilsplitter und in konglomeratischen Einschaltungen exotische Gerölle, meist Porphyre, anreichern. Für Turbidite charakteristische Schichtungen fehlen oft. Bei mächtigeren Sandsteinbänken kommen auch wulstige Sohlmarken vor, wie z.B. nördlich vom Gehöft Rahbichl.

Die Mächtigkeit der Sandsteinbänke liegt häufig zwischen wenigen Zentimetern und etwa 1 m, manchmal bei mehreren Metern. Sie können aber auch verschiedene mächtige Komplexe bilden.

Viele der seinerzeit von G. WOLETZ (1955) auf Schwerminerale untersuchten Proben stammen aus der Gosau des Windischgarstener Beckens. Demnach gibt es hier oft bedeutende Gehalte an Chromit (Chromspinell), dazu häufig Zirkon, seltener Granat und Apatit. Es wurden bereits darüber plattentektonische Spekulationen angestellt.

Deshalb muß hier auch eine Beobachtung zur Sprache kommen, die diese Schwermineralbefunde unterstreicht, und zwar massive Hinweise auf die Aufarbeitung basischer Vulkanite (Serpentine u. ä.) in einigen Proben. In den Schlammrückständen wurden grüne bis braune, oft glasig aussehende Körner und faserige Stengel mitunter in größerer Menge gefunden. Sie wurden in Streupräparaten untersucht: Farben hell- bis flaschengrün, gelblichgrün bis grünbraun oder braun, öfter unregelmäßig getrübt oder schwarz durchstäubt. An den stengelligen bis faserigen Körnern wurde geringe Licht- und Doppelbrechung, sowie positive Hauptzonen festgestellt (Asbeste). Auch schlecht kenntliche Serpentinminerale kommen vor. Vergleiche mit einem ähnlichen Präparat von G. WOLETZ vom Pernsteiner Serpentin ergab viele Übereinstimmungen, wenn man von verwitterungsbedingten Farbunterschieden absieht.

Das nur als Hinweis, daß die plattentektonische Problematik existiert. Naheliegend wäre allerdings eine

Aufarbeitung von im Salinar steckenden basischen Vulkaniten bei der Gosautransgression.

Megafossilien kann man beispielsweise in Sandsteinen aber auch in Mergeln finden. Härtere Mergel-sandsteine mit großen Inoceramen wurden beim Autobahnbau im Bereich des Gehöftes Puchegger unweit Spital/Pyhrn freigelegt und im Zuge von Dammschüttungen weiter nach Norden verfrachtet. Die anderen nicht näher bestimmten Fossilreste wurden bereits erwähnt.

Zu den charakteristischen Gesteinen der älteren Gosau gehören die meist dunkelgrauen Actaeonellen-, seltener Nerineenkalk. In dunkelgrauem feinsandigem und an kohlig Substanz mit Pflanzenhäcksel und gelegentlich kohligen Pflanzenresten und -schmitzen reichem Kalk liegen mehr minder dichtgepackt weißliche Actaeonellen. Das sicher dekorative Gestein wird gerne zu diversen Kunstgegenständen verarbeitet oder in größeren Blöcken in Gärten aufgestellt.

Die Actaeonellen sind neu bearbeitet von H. KOLLMANN (1967). Folgende Arten aus unserem Raum sind dort angeführt: *Trochactaeon (Neocylindrites) gradatus* KOLLM., *Trochactaeon (Trochactaeon) lamarcki lamarcki* (SOW.), *Tr. (Tr.) projectiliformis* KOLLM., *Tr. (Tr.) kuehni* KOLLM., *Tr. (Tr.) giganteus giganteus* (SOW.), *Tr. (Tr.) giganteus subglobosus* (MUENSTER), die sich hauptsächlich in dem Streifen Fraitgraben – Garstnereck – Vorderstoder verteilen. Andere Vorkommen befinden sich am Ostfuß des Wuhrberges, in der Gegend des Sulzbachtales (Tamborgau) und vom Hunger sowie im Stodertal (z.B. Baumschlagerreith), häufig auch in den Moränen.

Erwähnt seien auch Gosaukalk, wie sie bei Krail (Pieslingtal) und WNW Berger vorkommen. Es sind blaugraue, braun verwitternde Trümmerkalk, bestehend aus Fossiltrümmern von Bivalven, Rudisten, Hippuriten, Nerineen und anderen Gastropoden in einem stellenweise auch feinsandigen Kalk. Bei Krail sieht man noch einen kleinen Steinbruch.

Was die Mikrofaunen betrifft, so liegen aus diesem Raum (südlich der Linie Dambach – Berger – Partl) ungefähr 120 Proben vor. Nachdem hier nur tiefere Gosau gefunden wurde, haben die Faunen einige gemeinsame Züge, sodaß man sie als Reihe darstellen kann. Leider aber ist es nicht so, daß sich daraus ein sicheres Profil erstellen ließe. Zwar zeichnet sich im Süden ein Randstreifen mit armen Faunen deutlicher ab (Basalbildungen), aber sonst kann man den Eindruck gewinnen, daß die Faunen auch in vertikaler Richtung stärker wechseln, wobei die ärmsten Faunen an die mächtigeren sandigen Komplexe gebunden zu sein scheinen wie diejenigen, die vom Garstnereck bis in den Fraitgraben durchziehen. Man könnte ja auch an Einflüsse synsedimentärer Tektonik oder Salztektonik denken.

Unter den Foraminiferenfaunen gibt es, allerdings selten, solche, in denen kaum bestimmbare Formen vorhanden sind. Dann gibt es Faunen, in denen wenige zweikielige Globotruncanen, eventuell auch *Stensiöina exsculpta* (Rss.), *Quadrimorphina allomorphinoides* (Rss.) und einige schwer bestimmbare Formen dabei sind. Aber fast in allen Proben sind mehr minder zahlreich Ostracoden, Gastropoden (manchmal auch nur limonitische Steinkerne), Seeigelstacheln und nützenähnliche Characeen enthalten, in so manchen auch Radiolarien, Bivalvenreste (oft Brut), Inoceramen-

prismen, Schwammnadeln, kohlige Pflanzenreste und Limonitstengel. Daß mitunter auch extreme Bedingungen vorkommen, zeigt eine Probe aus dem Graben E Steinbauernreith, in der nur Schwammnadeln gefunden wurden.

Ein wenig reichere Faunen enthalten noch Formen, wie z.B. *Gavelinella stelligera* MARIE, *Gavelinopsis* sp., *Höglundina favosoides* (EGGER), *Ammobaculiten (A. subcretaceus)* CUSHM. & ALEX., *Vidalina* sp., *Dorothia pupoides* (d'ORB.), Psammosiphonellen, Milioliden. Bei fortschreitender Bereicherung der Faunen, was man als zunehmende Verbesserung des Milieus werten kann, pflegen Globotruncanen ex gr. *lapparenti* BOLLI, vereinzelt Hedbergellen hinzuzukommen, ferner auch *Globotruncana angusticarinata* GAND., ganz selten nur *Gl. marginata* (Rss.), eine *Gl. arca*-ähnliche Form, vereinzelt *Gümbelina* sp., wenige Exemplare von *Lenticulina*, *Dentalinen*, *Nodosarien*, rotaliden Formen; weiters findet man *Vaginulina gosae* (Rss.) *Gyroidina nitida* Rss., *Gavelinella lorneiana* (d'ORB.), *G. stelligera* (MARIE), *Höglundina favosoides* (EGGER), *Höglundina stelligera* (Rss.), *Gavelinopsis* sp., *Stensiöina exsculpta* (Rss.), *Planularia liebusi* BROTZEN, *Astacolus crepidula* (FICHEL & MOLL), *Lagena apiculata* Rss., *Globorotalites micheliniana* (d'ORB.), *Quadrimorphina allomorphinoides* (Rss.). Nicht häufig vertreten sind *Neoflabellina deltoidea* WDKD., *N. latecompressa* TOLLM., *Fronicularia* sp. (Bruchstücke), *Fr. goldfussi* Rss., *Fr. angusta* (NIELSSON). Auch die Sandschaler sind in sehr wechselnder Menge vorhanden: *Marssonella oxycona* (MARSSON), *Dorothia pupoides* (d'ORB.), *Spiroplectammina praelonga* (Rss.), *Spirophthalmidium cretaceum* (Rss.), *Ammobaculites subcretaceus* CUSHM. & ALEX., *A. aequalis* (ROEMER), *Ammobaculiten-Bruchstücke*, *Triplasia murchisoni* Rss., *Verneuilina bronni* Rss., *V. muensteri* Rss., *Dorothia conulus* (Rss.), *Gaudryina rugosa* d'ORB., *Ammomarginulina texana* (CUSHM.), *Tritaxia pyramidata* Rss. und *Vidalina* sp., nebst einigen landläufigeren Formen.

Die Ostracoden, Gastropoden u.a. sind auch hier fast immer vorhanden, doch in wenigen Proben können sie auch fehlen.

Häufig findet man einige bis viele pyritisierte Formen. Allerdings ist der Pyrit fast immer in Limonit umgewandelt. Auch Steinkerne sind darunter. So kann die Pyritisierung auch am schlechten Erhaltungszustand mancher Formen oder Faunen schuld sein.

Das Alter dieser Schichten ist hauptsächlich als co-niac-untersanton anzugeben. Das Obersanton tendiert schon zu den Nierentaler Schichten und wurde südlich der Linie Berger – Vd. Tamborgau nicht mehr beobachtet.

Beobachtungen über die diluvialen Ablagerungen des Raumes Windischgarsten – Spital/P. sind ebenfalls ziemlich umfangreich geworden, sodaß es besser ist, sie getrennt abzuhandeln. Ein Abriß davon ist inzwischen in S. PREY (1974) erschienen. Das ist auch als Hinweis gedacht, falls die geplante Abhandlung nicht mehr zustandekommen sollte.

Die Abtragung der Alpen setzt sich bis heute fort, wobei die Eiszeiten wesentliche Abtragungsleistungen vollbracht haben. Sie haben verbreitet z.T. mächtige Moränen abgelagert und in Stauräumen glaziale Seeablagerungen wie bei Mt. und Ht. Puchriegl und N Windhager Säge sowie links vom Dambach zwischen Rosenau und Fraitgraben oder im einstigen Zungenbecken WNW Pichl (Bohrung für die neue Teichlbrücke).

Nicht zu vergessen sind die Bach- und Flußschotter, und die Schutthalden im Hochgebirge.

Bemerkenswert sind Rutschungen, wobei die rutschfreudigsten Gesteine Flysch und Haselgebirge mit Gips und Salz sind, besonders beide zusammen, z.B. am

Südhang des Wuhrbauer Kogels, weiters die Nierentaler Schichten samt Alttertiär, sowie die Lunzer Schichten, wo sie mächtiger sind (um den Pazlberg und im Raume Edelbacherreut – Steinfeldnerreut).

## 4. Geologische Entwicklung und Gebirgsbau

### 4.1. Für diesen Gebirgsbau wichtige Ereignisse der Erdgeschichte

Am Rande wichtig ist die variszische Gebirgsbildung, ist doch sie es, die heute den Sockel, die Unterlage der kalkalpinen Schichtfolgen, schuf. Das damals entstandene Gebirge fiel rasch der Abtragung anheim. Darüber transgrediert ein stark landbeeinflusstes Flachmeer mit brecciös-konglomeratischen Basisbildungen (Präbichlschichten, grüne Werfener Schichten) des Perms und die hier sehr mächtigen Werfener Schichten des Skyths. In verschiedenen Horizonten kam es zur Bildung von Salzpfannen; die salinaren Gesteine beeinflussten örtlich bis in die Kreide hinein die Schichtfolgen der südlichsten Bildungsräume der Kalkalpen, wobei hier nicht, wie sonst oft, das oberpermische, sondern das oberskythische Salinar eine besondere Rolle spielt.

Darüber breitete sich das mitteltriadische Meer aus. Es lagerte weithin die dunklen Gutensteiner und dazu im nördlicheren Gebiet darüber die Reiflinger Kalke ab. Stellenweise wird diese „Beckenfazies“ durch meist kleinere Riffgebiete ersetzt, wie etwa Sengengebirge, Traunstein, Höllengebirge und Gamsstein mit Wettersteinkalken und -dolomiten, sowie im Süden in der Ötscherdecke i. w. S. Ramsaudolomite, Bosruckkalk und Hallstätter Kalke.

Ein einschneidendes Ereignis war die weitläufige Überschüttung dieser Riff- und Beckenfazies durch Ton und Feinsand im Karn – „Reingrabener Wende“ nach W. SCHLAGER & W. SCHÖLLNER (1975) – die die Kalkbildung unterbrach. Diese Lunzer Schichten, Raibler Schichten oder wie man sie nennen mag, spiegeln in unserem Raume auch die Tiefenverhältnisse des Meeresbodenreliefs wider, indem sie im Gebiet der mitteltriadischen Beckenfazies wesentlich mächtiger sind als über Riffgebieten, die sie ganz im Süden oft gar nicht mehr ganz überschütten konnten (z.B. Bosruck).

Gewisse Änderungen machen sich in der hangenden Obertrias bemerkbar: Über der Lunzer Fazies etablierte sich ein Flachmeer, sogar mit Evaporitbildung (Opponitzer Schichten), eine Fazies, die sich südwärts verliert. Dort etablierten sich Riffgebiete in Verbindung mit Hallstätter Kalken, die gegen Norden die Lagunenfazies der gebankten Dachsteinkalke und die weit verbreiteten Hauptdolomite ernährten. Letztere sind ein charakteristischer Baustein fast der ganzen Kalkalpen.

In einiger Entfernung erst gehen die rhätischen Teile der Dachsteinkalke gegen Norden in die Mergelfazies der Kössener Schichten mit einigen kleineren Riffkörpern über.

Als Auftakt des nun Kommenden wurden die Dachsteinkalke örtlich über den Meeresspiegel gehoben und verkarsteten sogar, sanken dann aber relativ rasch in größere Meerestiefen ab („Adneter Wende“ nach SCHLAGER-SCHÖLLNER l. c.). Dabei wurden in unserem Raume die roten Crinoidenkalke, die Hierlatzkalke abgelagert, deren basale Rotkalke häufig auch in Klüfte, Spalten und sogar Karstschlote eindringen. Dabei entstanden oft Breccien aus weißem Dachsteinkalk in rotem mergelig-kalkigem Bindemittel. Im Warscheneckgebiet wurden nicht weit über der Basis rote Mergelkalke mit Manganknollen und -krusten, ähnlich wie heute in manchen Tiefseegebieten, gebildet. Dieser „Tiefschwellenfazies“ der Hierlatzkalke steht viel weiter im Norden die tiefere graue Beckenfazies der Liasfleckenmergel gegenüber, die in unserem Raume nur die tiefsten, im Norden abgelagerten Deckenreste charakterisiert. All das ist jedenfalls Ausdruck erster Zerfallserscheinungen der Kontinente.

Die unruhige Verteilung der Juragesteine bleibt weiter bestehen. Das Meer vertiefte sich aber noch allmählich bis in die Zeit des Radiolarithorizontes („Ruhpoldinger Wende“ nach SCHLAGER-SCHÖLLNER), womit gleichzeitig eine besonders weite Verbreitung der Tiefsee einherging. Während in den Dachsteinkalkgebieten über dem Hierlatzkalk kieselreiche Schichten (Strubbergsschichten?) verbreitet sind, die in den Radiolarit übergehen, gibt es im Norden teilweise Mangelsedimentation oder andere Fazies wie z.B. die Vilsener Crinoidenkalke, die bei uns ausschließlich im Rahmen des Flyschfensters vorkommen, aber für die nördlichsten Decken charakteristisch sind (F. HAHN, 1913), dazu auch Radiolarite, Tithonflaserkalk u.a. Über dem Radiolarit wird es am Südrand der Kalkalpen rasch wieder seichter, und Riffwachstum (z.B. Plassenkalk) wurde neuerlich möglich. Von diesen Riffen gehen die Lagunenbildungen (Oberalmer Schichten, Wurzner Kalk u.a.) aus. Nur weit im Norden halten sich Tiefwasserbereiche mit landfernen Kalken (Tithonflaserkalk, Aptychenschichten), die hier auch im Fensterrand vorhanden sind.

Eine weitere wichtige Wirkung der im Jura verbreiteten Bodenunruhe ist Diapirismus und Gips- bzw. Salztektunik, die einen ersten Höhepunkt im tieferen Oberjura erreichen. An Klüftzonen und Störungen in den Kalkplattformen begann vermutlich schon im Lias der Aufstieg des Salinars. Ein Halt könnte schon im obersten Lias gewesen sein, u. zw. in den Kiesel-schichten. Im Salinar stecken nämlich Schollen von kieseligen Fleckenmergeln, aber kein Hierlatzkalk.

Im Radiolarithorizont erreicht die Bewegung des Salinars einen Höhepunkt. Deutlichstes Zeichen dafür sind die in die Schichten eingegliederten Salinarkörper, wie sie im Bereich des Wurzner Kampfs vorhanden

sind. Dazu gehören die Gipsvorkommen mit Haselgebirge rund um den Wurzner Kampl mit Dach aus Radiolarit und Wurzner Kalk. Ob das Eintauchen des Salinars des Gschaidriegels unter Kieselschichten einem früheren Eingleitvorgang zuzuschreiben ist oder ein tektonischer Effekt ist, ist nicht klar. Jedenfalls sieht es so aus, als wäre in größeren Räumen im Tithon der Salinaufstieg weitgehend zu Ende gewesen, denn die Tithonkalke sind sowohl über Juragestein und Trias als auch über Salinarstöcke ausgebreitet (vgl. B. PLÖCHINGER, 1976, 1980).

Auf Strukturen salinaren Aufstiegs wiesen gewisse Beobachtungen wie z.B. das Auskeilen von Sedimenten am Rande des Salinars (Südteil der Pyhrnfurche) und Einsinken von solchen Sedimentstücken im Salinar (Lias-Dogger im Nordhang des Bosruck, im Osthang des Schwarzenberges), ferner auch synklinale Strukturen, die an ähnliche Randstrukturen von nicht alpinen Salzstöcken erinnern (Pyhrnfurche, Osthang Seestein. Siehe Profile 2, 4 und 7 auf Tafel 2). In undeutlichen Fällen ist mit Zerstörung solcher Gebilde durch die alpine Tektonik zu rechnen.

Daß diese Veränderungen nicht von ungefähr kamen, ergibt ein Blick auf die Weltereignisse dieser Zeiten (Oberjura-Unterkreide): Öffnung des Penninischen Ozeans, wenig später der Beginn der Öffnung des Atlantiks und das Aufreißen des langgestreckten Tiefseegrabens (Nordpenninikum), in dem der Rhenodanubische Flysch entstanden ist.

Die Entwicklung führt auch unter allmählicher Steigerung zur ersten großen Gebirgsbildung in den Alpen in der Mittelkreide. Durch sie entstand der erste großzügige Deckenbau der Kalkalpen, allerdings auf den Zentralalpen und noch weit südlich des penninischen Bildungsraumes. (Die Geologie der westlichen Zentralkarpaten vermag eine Vorstellung zu vermitteln, wie der Kalkalpenraum damals ausgesehen haben mag: mächtiges Kristallin mit Autochthon und Decken von kalkalpinem Typus darüber). Die weitere Deckenwanderung nach Norden vollzog sich zuerst gemeinsam mit dem zentralalpiner Kristallin über das Penninikum, bis sich im Alttertiär die Kalkalpen selbständig machten und allein in das Molassebecken abwanderten.

Wie schon einmal angeschnitten, führt eine Gebirgsbildung häufig zu Hebungen und Abtragung. Jetzt transgredierte das Meer während und nach der Deckenbildung und hinterließ charakteristische Ablagerungen, u.a. auch Breccien und Konglomerate mit Schutt der abgetragenen Kalkalpen, ja auch Sedimente mit Flyschcharakter, die aber in großen Gebieten wieder der Abtragung verfielen; in unserem Raum sind sie nur mit den tiefkalkalpinen Deckenresten im Rahmen des Flyschfensters erhalten geblieben (kalkalpine Mittelkreide, Losensteiner Schichten etc.).

Eine sicher große Veränderung brachte jedoch die Transgression des Gosaumeeres über das weit abgetragene mittelcretacische Deckenland in der tieferen Oberkreide (Coniac). Nicht weit von hier in der Laussa sind Reste der Bauxite erhalten, die auch bergmännisch abgebaut wurden. Dann folgen die Basalbildungen der Gosau, in denen Konglomerate und Breccien eine Rolle spielen, die hauptsächlich aus kalkalpinem Schutt, örtlich auch mit exotischen Geröllen, bestehen. Hauptgesteine der Gosau sind sandige

Mergel und Sandsteine. Erst im Obersanton beginnt sich das Meer zu vertiefen. Es wurden ab Untercampan die bunten Nierentaler Schichten mit Flyschbänken sedimentiert, deren Fazies bis ins Alttertiär hinaufreicht. Erwähnt soll noch einmal werden, daß im Windischgarstener Becken vieles dafür spricht, daß hier der Salzaufstieg erst durch die Gosautransgression gestoppt wurde.

Blicken wir noch auf die großen Plattenbewegungen dieser Zeiten, wo sich der Bewegungssinn der zuerst auseinanderwandernden Platten umgedreht hat. Die südliche Platte setzte sich – natürlich relativ gesehen – nach Norden in Bewegung. Dabei wurde sukzessive der penninische Ozeanboden durch Subduktion aufgezehrt. Das hielt bis ins Alttertiär an, wo schließlich im oberen Abschnitt die Kollision der Platten und der Zuschub des Penninikums erfolgte. Das war auch ungefähr die Zeit, wo sich die Kalkalpen von den Zentralalpen lösten und selbständig in den Molassetrog einglitten, wobei sie an der Basis sogar die Einheiten des Rhenodanubischen Flysches und des von diesem überschobenen Helvetikums i. w. S. mitrissen. Zeugnis davon gibt das Flyschfenster von Windischgarsten, wo unter den höheren Kalkalpendecken dieser Rhenodanubische Flysch umgeben von Fragmenten tiefkalkalpiner Einheiten zur Oberfläche kommt bzw. erosiv freigelegt ist. Darunter könnte man in Bohrungen noch Molasse des Alpenvorlandes (vielleicht auch nur in Resten) und darunter schließlich das Kristallin der Böhmischeschen Masse mit oder ohne autochthone Sedimentbedeckung erreichen.

Damit war durch die Jungalpidische Gebirgsbildung im Alttertiär und tiefsten Jungtertiär der heutige Alpenbau geschaffen und später nur noch ein wenig ausgestaltet worden (Einbruchsbecken, Lineamente u.a.).

In der Molasse hat sich der Abtragungsschutt aus den Alpen gesammelt, teils während der letzten Gebirgsbildungsakte, bei denen auch Oberkreide- und Alttertiärschichten in die Tektonik einbezogen worden sind, als auch nachher, als die Erosion das gehobene Gebirge kräftig angriff. Das gibt uns die Möglichkeit, altalpidische (mittelcretacische) und jungalpidische (alttertiäre) Gebirgsbildungsakte zu unterscheiden. Die größte Erosionsleistung vollbrachten die Gletscher der Eiszeiten, aber die Abtragung wirkt bis heute.

## 4.2. Grundzüge des tektonischen Baues

Über die Tektonik ist schon öfter geschrieben worden (PREY, S. et al., 1959; PREY, S., 1964; PLÖCHINGER B. & PREY, S., 1968), sodaß man sich öfter kurz fassen kann. Andererseits hat die Übersichtsaufnahme der Region südlich des Fensters auch neue Erkenntnisse gebracht, auf die hier mehr Gewicht gelegt werden muß.

Diesem Kapitel soll das schon in „Dorf im Gebirge“ erschienene schematische Profil Abb. 7 vorangestellt werden. Nähere Details soll die Profiltafel (Taf. 2) darstellen. Sicher wird man noch über vieles streiten können. Diese Unterlagen mögen eine etappenweise Grundlage für weitere Diskussionen bilden, an denen ich mich wahrscheinlich nicht mehr lange werde beteiligen können.

**Profil mit grundsätzlichem Deckenschema zwischen dem Ennstal (Ardning) und Sengengebirge. S. PREY 1988**

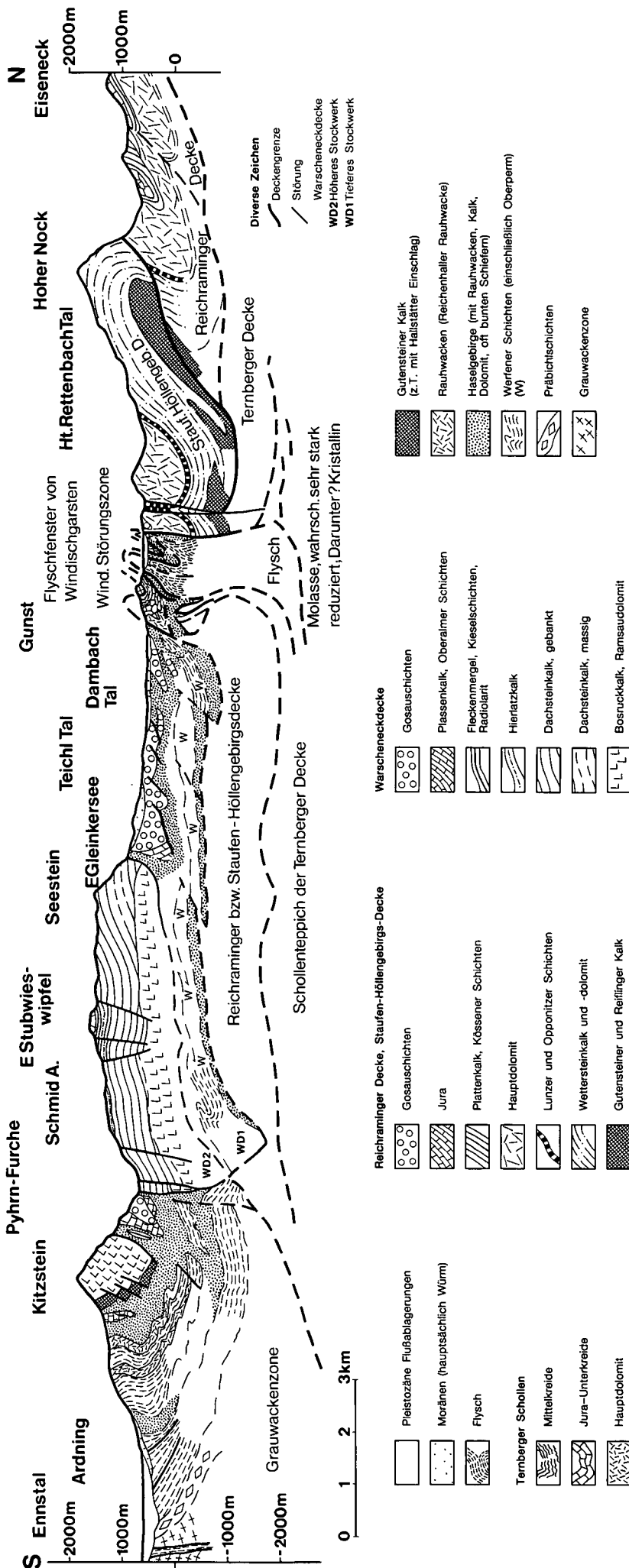


Abb. 7. Grundsätzliches Profil zwischen dem Ennstal und dem Sengengebirge.



#### 4.2.1. Das Flyschfenster und sein unmittelbarer Rahmen

Zu den schon häufiger abgehandelten Kapiteln gehört der Flysch (B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968). Evident ist seine hochgradige tektonische Beanspruchung, die an den tieferen Flyschschichten wie Gaultflysch und Bunten Schiefeln mit Linsen von Reiselsberger Sandstein, die oft zu einer Art tektonischer Pasta mit Fragmenten der Hartgesteinsbänke geworden sind, am deutlichsten abzulesen ist, und die härtlingsartige Komplexe von Zementmergelserie umschließt. Der größte Körper aus Zementmergelserie trägt auch den Gipfel des Wuhrbauer Kogels; an diesen schließt ein weiterer längs des Kammes östlich Wuhrbauer; der dritte liegt, mit wenigen kleinen Abspaltungen, ca. 200 m nordwestlich Horner und reicht nach WSW bis etwa 750 m SH hinunter. Ferner konnten zwei kleinere Vorkommen ca. 400 m westlich und westsüdwestlich Vd. Puchriegl und eines ca. 150 m SE-SSE desselben Gehöftes kartiert werden. Dazwischen stehen vorwiegend Gaultflysch und mehr zurücktretend Bunte Schiefer und Linsen von Reiselsberger Sandstein an (es könnte sein, daß manche der Linsen W Horner z.B. als Baustein abgebaut worden sind, denn man findet heutzutage viel weniger als früher). Tiefere Flyschschichten in größerer Anhäufung gibt es beispielsweise am West- und Südrand des Flyschareals vom Wuhrbauer Kogel, westlich Vd. Puchriegel und – soweit man wegen der glazialen Bedeckung sehen kann – im Ostteil des Fensters bis nordöstlich Windhag. Hier muß hinzugefügt werden, daß mit einem weiteren kleineren Fenster im Rosenauer Becken gerechnet werden kann; woher kämen sonst die Gaultflyschblöcke in der Moräne im Graben nordnordwestlich der Fabrik? Eine andere Fortsetzung ist angedeutet im Hügel bei der Villa Rading (Lesesteine von Zementmergelserie), am Nordostsporn des Gunst (Bunte Schiefer) und im Teichital westlich der Eisenbahnbrücke (Bohrungen). Der Gaultflysch zeigte sich dort teigartig und reichlich durchsetzt mit kräftig oft auf Splittgröße zerkleinerten Quarzitfragmenten und verknüttet mit Gipston. Die ärmliche Sandschalerfauna mit zahlreichen pyritisierten Radiolarien ist typisch für Gaultflysch.

Nicht selten sind bogenförmige Strukturen oder schräg zur Begrenzung liegende Stapelungen, und manche Strukturen lassen sich auch ziemlich zwanglos als tektonische Walzen deuten. Auch hat sich die Zementmergelserie oft anders verhalten als die leicht verformbare Umgebung. So liegt z.B. die Zementmergelserie des Wuhrbauer Kogels bei steilstehenden Grenzen ziemlich flach. Solche tektonische Diskordanzen sind auch bei anderen dieser Körper zu erwarten, sicher auch häufig z.T. steilstehende Scherflächen, Rutschelzonen und Boudinagen. Eine ungefähre Vorstellung des Baues sollen die Profile der Abb. 8 vermitteln.

Ein Erlebnis ist es gewesen, als anfang der Sechzigerjahre im oberen Teil der südlich des Kammes gelegenen Mulde 400 m östlich Wuhrbauer die Rutschmassenfüllung fortgerutscht war, sodaß der Grenzbe- reich des Flysches zum überlagernden Gips sichtbar wurde. Aus dem Boden ragten einige Flyschkörper aus Zementmergelserie. Die Oberfläche war geprägt durch die linsige Verschleifung der Sandkalkbänke, während die Mergel durch die Tektonik einen Schwund erlitten hatten. Die Oberflächen waren geglättet, die Banklin-

sen ragten als Höcker heraus, dicht gepackt und meist in wellige Falten gelegt. In einer der Furchen zwischen den größeren Flyschlinsen klebte Gips mit etwas Dolomit, darin einige Kubikmeter eines schwarzgrünen, auch rötlichen opicalcitartigen Basites mit etwas Serpentin, ferner eine Linse von Reiselsberger Sandstein, während Bunte Schiefer nur in Spuren sichtbar waren. Heute ist der Aufschluß wieder zugewachsen und unansehnlich, doch kann man im Gestrüpp noch die wichtigsten Gesteinskörper finden (dazu S. PREY, 1964, Exkursionspunkt a4; S. 252 und Abb. 8).

Nach den hiesigen Erfahrungen und dem geologischen Bild kann man den Schluß ziehen, daß dem Bau des westlichen Wuhrbauer Kogels ein ca. 15° WSW-fallender Strukturplan zugrundeliegt, was in den Profilen Abb. 8 anzudeuten versucht wird. Da tauchen die Strukturen unter älteren Flysch und dieser wieder unter Gipsgebirge mit Linsen von Gutensteiner Kalk und Werfener Schichten sowie Rutschmassen gegen WSW ab.

Östlich vom Wuhrbauer Kogel sind derartige Beobachtungen wegen des vorherrschend hangbewegungsempfindlichen Gesteins kaum möglich. Im Kamm, auf dem der Horner liegt, vollzieht sich eine bogenförmige Drehung von Westsüdwest nach Ostsüdost bis Südost, am besten sichtbar im Bereich des Grabens, der vom Kleiner herabkommt. Erst in der Gegend von Mt. Puchriegl werden die Strukturen undeutlicher, weil man hauptsächlich die Rutschgräben sieht.

Es gab aber auch eine Stelle, wo die Überschiebung von Rauhwacken mit bunten Schiefertonsplittern und zertrümmerten Gutensteiner Kalken über Flysch ziemlich gut sichtbar war. Sie wird erst nach einem kräftigen Hochwasser wieder sichtbar werden. Sie liegt am linken Ufer des Dambaches ca. 50 m südlich der östlichen Straßenbrücke südlich der ehemaligen Windhager Säge. Der Flysch besteht aus roten, grünen und grauen Schiefertonen mit rissigen sandigkalkigen Flyschbänkchen. Das Gestein ist heftig gestört, oft linsig zerrissen mit Resten von Falten, alles stark zermalmt und zerschert, steilstehend bis südfallend (S. PREY, 1964, Exkursionspunkt a1; S. 250).

Von den Faunen der Bunten Schiefer war die eine eine kleinwüchsige Sandschalerfauna ohne Besonderheiten, die andere eine Mittelkreidefauna mit *Reophax minuta* TAPPAN, *Trochammina globigeriniformis* J. & P. und *Dorothyia liliformis* (BERTH.). Die Fauna paßt zur Beobachtung, daß an der Überschiebung auch dunkle Schiefertone mit dünnen glaukonitquarzitischen Bänkchen (Gaultflysch) vorkommen. Die bunte Fazies kommt hier sichtlich auch in der Mittelkreide vor, wie das z.B. in der St. Veiter Klippenzone, also im südlichsten Flysch, der Fall ist. Ähnliches war fallweise auch nördlich der Windhager Säge zu beobachten, wo außerdem der Flysch, meist Gaultflysch, mit Trümmern von Gutensteiner Kalk verschuppt ist.

Die hier merkbare Überlagerung durch Gips und Haselgebirge ist an der Überschiebung eine verbreitete Erscheinung. Im Westteil des Wuhrbauer Kogels gibt es auch große Trümmer von Gutensteiner Kalk, wie z.B. in Spregaus (Schotterbruch), wo der Kalk stark zertrümmert und öfter mit Gips durchsetzt ist. Geringer sind hier Vorkommen von Werfener Schichten, z.B. N-NE Spregaus und (das größte) S Horner; dort entspringt in dem unmittelbar an der Überschiebung gelegenen Gips die Schwefelquelle des ehe-

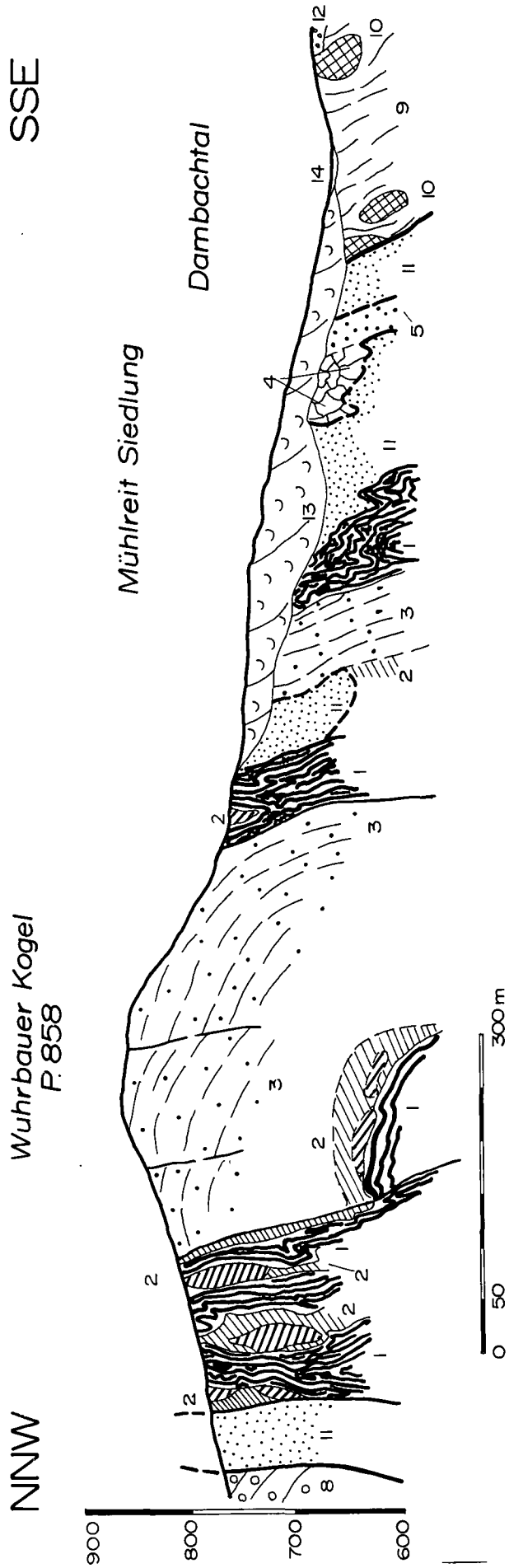
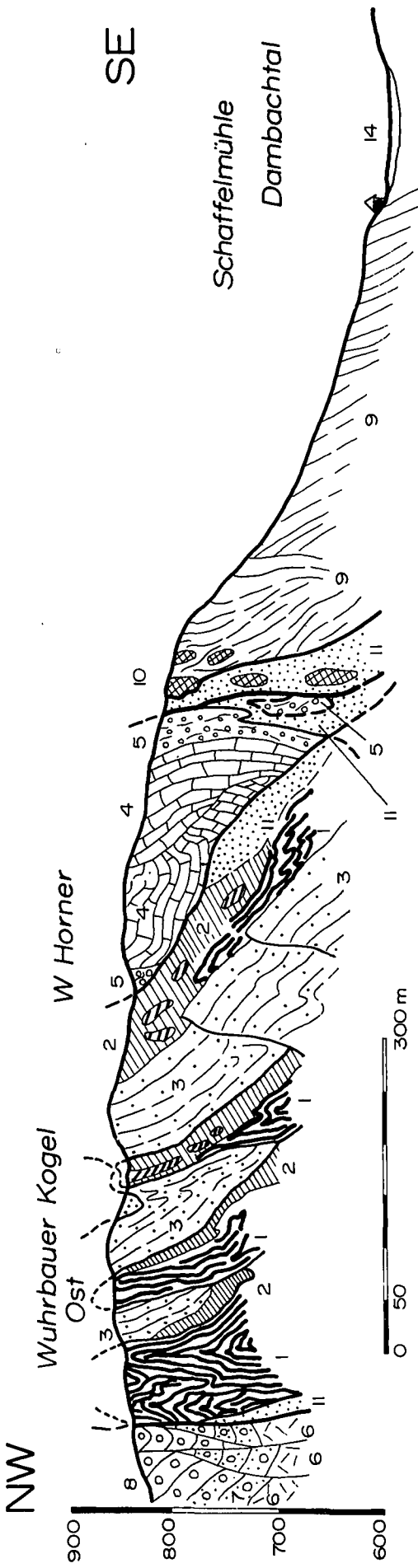


Abb. 8.  
 So ungefähr könnte der Wuhrbauer Kogel im Profil aussehen!  
 Rhodanubischer Flysch: 1 = Gaultflysch; 2 = Untere und Obere Bunte Schiefer mit Linsen von Reilsberger Sandsteine; 3 = Zementmergelerde.  
 Schollenrahmen von Ternberger Elementen: 4 = Tithon-Neokom; 5 = z.T. flyschartige Mittelkreide, crinoidenspätige Sandsteine.  
 Eigentlich Fensterahmen: 6-8 = Staufeu-Höllengebirgsdecke; 6 = Hauptdolomit, 7 = Ältere Gosau, 8 = Nierentaler Schichten; 9-11 = Ötscherdecke s.l.: 9 = Werfener Schichten; 10 = Linsen von Gutensteiner Kalk, 11 = Haselgebirge mit Gips und Opticalcalilimse; 12-14 = Quartär: 12 = Moräne, 13 = Rutschung; 14 = Alluvien.

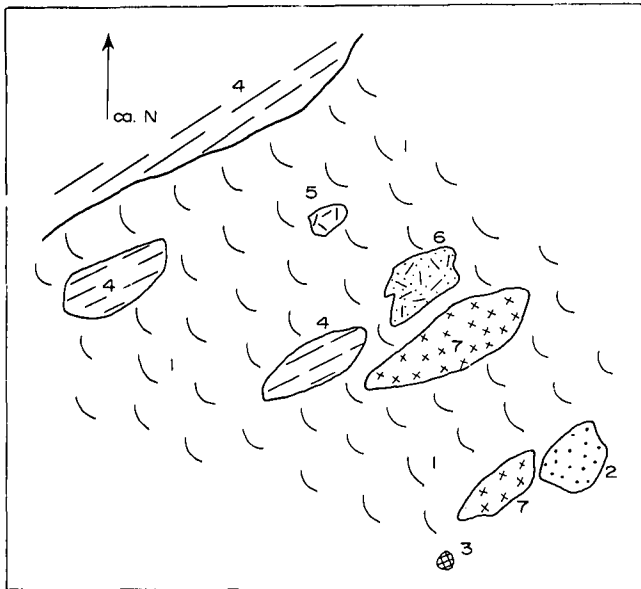


Abb. 9.  
 Mulde E Wuhrbauer Kogel, ca. 300 m NW Horner.  
 Skizze ohne Maßstab, die Mulde ist etwas über 10 m breit.  
 1 = Rutschmasse; 2 = Reiselsberger Sandstein; 3 = Spur von Bunten Schiefern; 4 = Flysch-Zementmergelserie; 5 = Salinarer Dolomit; 6 = Gips mit Dolomit; 7 = Ophicalcit.

maligen Badhauses. Weitere Gipsvorkommen befinden sich nordöstlich der Villa Schönborn sowie in den, oder besser unter den Rutschmassen im Südhang des Wuhrbauer Kogels, wo auch gelegentlich Gipsblöcke gesichtet wurden und in den Tallandschaften um den Gunst und um Windischgarsten (erwiesen durch die Bohrung Wind. 1). Ein interessanter Hinweis war ein einst (vor 1960) aktiver Gips-trichter im Walde wenig nördlich vom Wasserreservoir am Kühberg. Ein kleiner Bach verschwand dort in dem von Schlamm erfüllten Trichter. Randlich rutschten Erdreich und sogar Waldbäume hinein (vgl. auch Kap. 3.2.4.). Später kam er dann zur Ruhe; heute ist von ihm nichts mehr zu sehen. Die große Geländewanne SE Windischgarsten halte ich ebenfalls für einen alten Gipstrichter, zumal unter dem Moor in Baugrundaushüben zweifelsfreier Gipston ansteht. Dazu paßt auch die Glaubersalzquelle (Dilly-Quelle). Zu den Hinweisen auf Haselgebirge gehören ferner auch die im Wuhrbauer Kogel-Gebiet nicht so seltenen Blöcke von Basiten, wie z.B. der Felsen Häuserl am Stein, am Kühberg in Windischgarsten, deren wichtigste im Kap. 3.2.4.1.5. angeführt sind. Auch im östlichen Teil des Fensters konnte gelegentlich Gips festgestellt werden oft in Verbindung mit schwarzen Kalken und Dolomiten. In der Westfortsetzung des Fensters östlich St. Pankraz scheint Gips eine größere Rolle zu spielen (Bohrung N Lainberg).

Es sei auch hier festgehalten, daß ich das Haselgebirge als zur Ötscherdecke s. I. gehörig betrachte, die von Windischgarsten an südostwärts die Südbegrenzung der Fensterstruktur bildet.

Mit dem Fysch sind tiefkalkalpine Schollen, insbesondere des Ternberger-Frankenfelder Systems in die Fenstertektonik einbezogen. Auch bei diesen bildet das Gipshaselgebirge mit seinen Begleitern eine Art Matrix, sozusagen das „Schmiermittel“ für die Tek-

tonik. Zu dieser „Hülle“ gehört auch die Deckscholle am Gipfel des Gunst, wo das Salinar allerdings weitgehend durch Erosion und Auslaugung entfernt worden ist. Ein deutliches Beispiel zeigte die Bohrung Windischgarsten 1, wo ca. 200 m Mittelkreideschiefer, die stark gefaltet sind, ganz in Haselgebirge stecken.

Dieselbe Bohrung legt den Schluß nahe, daß der Rhenodanubische Flysch nach Süden verhältnismäßig steil abtaucht. Ferner kann man spekulieren, ob die im tiefsten Teil des Bohrprofils angetroffenen Unterkreideschiefer mit einer Gosautransgression(!) darauf zur Reichraminger Decke passen (vgl. Unterlaussa; RUTTNER, A. & WOLETZ, G., 1956), ohne allerdings sagen zu können, ob man schon die Decke selbst erreicht hat, oder nur eine Scholle davon. Nimmt man aber den Hinweis auf Reichraminger Decke ernst und zieht ins Kalkül, daß die mächtige Trias des Sengsengebirges sehr nahe ist ebenso wie der mächtige Hauptdolomit des Tamberges (schon südlich der Windischgarstener Störungzone), dann besteht eine größere Wahrscheinlichkeit, daß die Reichraminger Decke auch hier im Untergrund vorhanden ist. Im Gegensatz zum Basisteil der Ötscherdecke im weiteren Sinne mit dem vielen Salinar, wodurch der südliche Fensterrand völlig verwischt erscheint, könnte die südliche Fensterstörung in den Triasplatten der Reichraminger Decke im Untergrund viel schärfer abgebildet sein, als man unter dem Salinar der höheren Decke vermuten würde.

Eines ist unter den Bohr-Ergebnissen auffallend: Es sind nach den Diagnosen von O. SCHAUBERGER zwei Feststellungen möglicherweise von Bedeutung, daß nämlich zwei Salinarkomplexe übereinanderliegen. Der obere wurde von ihm als „Gipshaselgebirge“ angesprochen, während er das tiefere – unter der Mittelkreidescholle – als „Salzhaselgebirge“ bezeichnet hat. Wenn nicht Laugungseffekte das obere Haselgebirge zum Gipshaselgebirge verändert haben, dann muß man, wie schon öfter dargelegt, mit zwei verschiedenen Salinarhorizonten rechnen; das Gipshaselgebirge paßt besser in den skythisch-unteranisischen, das Salzhaselgebirge vielleicht eher in den skythisch-oberpermischen Salinarhorizont.

#### 4.2.1.1. Das Flyschfenster als Diapir?

Die eben angestellte Überlegung legt die Vorstellung eines Diapircharakters des Flyschfensters etwas näher. Zunächst einmal ist die Richtung des Einfallens insbesondere in der Bohrung nicht feststellbar. Ohne Beweise könnte man z.B. auch annehmen, daß die Einlagerung der Mittelkreideschiefer in der Bohrung Wind. 1 nach Norden einfallen könnte. In solcher Lage würde sie an den Südrand eines Diapirs passen, der sich im Haselgebirge oben verbreitert und sich über einen schmälere Fuß erhebt. Diesen könnte man tiefer in einem etwas schärfer begrenzten Fensterteil innerhalb der Reichraminger Decke gelegen denken. Und weiter östlich, wo das Salinar der Ötscherdecke an der Störung östlich Fraitgraben beträchtlich höher gestellt ist, wird die Störung wieder zu einem scharfen Schnitt – was ähnlich auch für die südliche Fensterstörung im Teichital etwa vom Bachbauer nordwestwärts gilt.

#### 4.2.1.2. Die heute bekannte Ausdehnung des Flyschfensters

Im Osten ist das bekannte Ende etwa NE Windhag gelegen mit einem wahrscheinlichen Ableger im Beken von Rosenau. Im Westen befindet sich der nachgewiesene westlichste Punkt westlich der Eisenbahnbrücke östlich St. Pankraz. Die Form des Tales legt die Vermutung nahe, daß sich das Fenster zumindest bis zum Steyrknie, wenn nicht sogar noch bis zum bekannten Flyschvorkommen N Steyr-ling weiter ausdehnt. Bisher waren die westlichsten Flyschvorkommen im Fensterbereich in der Nähe des Gunst bekannt.

#### 4.2.2. Die Schollen des Ternberger–Frankenfelser Deckensystems

Was die Ternberger–Frankenfelser Schollen betrifft, so haben sich Unterschiede zwischen einzelnen Schollen herausgestellt. Die größte, die Scholle des Gunst, besteht jedenfalls aus zwei Komplexen, einer eigentlichen Gunstscholle, sowie einer Gunst-Westscholle.

Die eigentliche Gunstscholle besteht aus folgenden Schichtgliedern, von denen aus der Serie einige vermutlich tektonisch fehlen: Hauptdolomit, der grünliche Mergellagen führt, wie sie charakteristisch für die nördlichen Ablagerungsgebiete sind (Keuperanklang), Spuren von Kössener Schichten, Liasfleckenmergel, wenig Klauskalk, Vilser Kalk (charakteristisch und altbekannt; F. HAHN, 1913), Radiolarit und bunte Hornsteinplattenkalke sowie weiße, selten rötliche Fleckenkalke des Tithon-Neocoms (Aptychenkalke); diskordant darüber liegt Mittelkreide.

Die andere, nämlich die Gunst-Westscholle ist charakterisiert vor allem dadurch, daß der Vilser Kalk westlich des Prieler Steinbruches über hellgelbliche, gelegentlich auch leicht rötliche massige Kalke (Mühlbergkalke) in den für manche tiefkalkalpine Einheiten typischen roten Tithonflaserkalk übergeht, wobei bezeichnenderweise der Radiolarit fehlt. Darüber folgen dann noch weiße oder blaßrote Aptychenkalke.

Im Prieler Steinbruch sieht man überall die Spuren heftiger tektonischer Beanspruchung, wovon die Abbildungen 1 und 2 Beispiele geben sollen.

Zwischen beiden Schollen dieses Deckensystems, bzw. über beiden, liegt zuerst mergeliges Oberalb–Cenoman mit pelagischer Fauna, in dem südlich vom Gipfelkalk (Gutensteiner K.) des Gunst eine Linse von mürbem Sandstein mit Orbitolinen eingeschlossen ist. Eine beherrschende Rolle spielt jedoch die flyschartige (etwas höhere) Mittelkreide, die zu einer steilen Synklinale zusammengebogen ist.

Die Klippe des Kalvarienberges mit dem mächtigen mergeligen Neokomkalk ist schwer zuordenbar, ebenso die Oberjurakalk-Mittelkreide-Scholle nördlich der Villa Nemetz bzw. N Wasserreservoir. Andere Vorkommen bestehen wieder nur aus mergeliger Mittelkreide. Das isolierte Vorkommen S Mt. Puchriegl gleicht dem des Kalvarienberges, eines SW Vd. Puchriegl scheint Oberjurakalk zu sein. Die ebendort unter dem alten Bauernhaus anstehende Dolomitklippe dürfte in diese Serien passen.

Einen etwas anderen Charakter hat die größere Klippe beim Horner dadurch, daß ein Tithon–Neo-

comkalk mit einer Lage von exotischen Geröllen vorhanden ist. Ferner kann man Gesteine (Serien mit echinodermenspätigen Sandsteinen) mit Tristelschichten vergleichen. Die tektonisch stark gestörte Mittelkreide – einmal sogar ein Dolomit aus salinarem Milieu eingespießt – ist sogar ziemlich reich an Grobsandstein bis Feinbreccien. Hier scheint eine Beziehung zu im weiteren Sinne unterostalpinen Elementen anzuklingen. Das würde auf einen Ablagerungsraum zumindest nördlich des Ternberger Bildungsraumes hinzuweisen gestatten.

Die zwei sehr kleinen Klippen aus rotem Radiolarit am Westkamm des Wuhrbauer Kogels lassen sich mit den Radiolariten des Gunst in Beziehung bringen.

Bei einer Brunnengrabung in Rading wurde Mittelkreide südlich des Flyschhügels festgestellt.

Zur Gruppe der Hornerklippen gehören die Klippe 300 m NW Wasserreservoir und höchstwahrscheinlich, wenn auch zerrissen, die Klippen östlich der Fraitgrabenmündung. Ihnen gemeinsam sind die Tristelschichten-Anklänge.

Alle diese Schollen sind in den Kapiteln 2.2. und 2.3. eingehender behandelt.

Es sei noch einmal festgehalten, daß die Ternberger–Frankenfelser Schollen im Flyschfenster vom Salinar der Ötscherdecke i. w. S. umgeben werden, wodurch der Fensterrand im Süden verwischt wird; denn man kann das Salinar des Fensterrahmens fast ohne sichtbare Unterbrechung bis Spital, Pyhrnpaß und Bosruck verfolgen.

Zur Gruppe der Hornerklippen gehören die Klippe 300 m NW Wasserreservoir und höchstwahrscheinlich, wenn auch zerrissen, die Klippen östlich der Fraitgrabenmündung. Ihnen gemeinsam sind die Tristelschichten-Anklänge.

Alle diese Schollen sind in den Kapiteln 2.2. und 2.3. eingehender behandelt.

Es sei noch einmal festgehalten, daß die Ternberger–Frankenfelser Schollen im Flyschfenster vom Salinar der Ötscherdecke i. w. S. umgeben werden, wodurch der Fensterrand im Süden verwischt wird; denn man kann das Salinar des Fensterrahmens fast ohne sichtbare Unterbrechung bis Spital, Pyhrnpaß und Bosruck verfolgen.

#### 4.2.3. Das Reichraminger Deckensystem, die Staufen–Höllengebirgsdecke

Das Reichraminger–Lunzer Deckensystem bzw. die Staufen–Höllengebirgsdecke liegt hier hauptsächlich nördlich der Fensterstörung und greift erst im Tamberg auf ihre Südseite über. Eine Reihe von tektonischen Strukturen sind unabhängig von der Fensterstörung. Die wichtigste davon ist die Überschiebung der Staufen–Höllengebirgsdecke, die sich aus der antiklinalen Struktur des Krestenberges im Reichraminger Hintergebirge entwickelt und in sanftem, den Kalkalpenrand berührendem Bogen bis weit über Salzburg hinaus nach Westen verfolgt werden kann. Ich halte es übrigens nicht für gut, vom Krestenberg an westwärts von „Tirolikum“ zu sprechen, denn die Stammdecke ist zweifellos die Reichraminger Decke. Von einem „Tirolischen Bogen“ (F. HAHN, 1913) kann man allerdings sehr wohl sprechen. Auch möchte

ich dafür plädieren, von einer „Totengebirgsdecke“ und nicht von einer tirolischen Decke zu sprechen, weil sie sich – in erster Linie durch Dachsteinkalkfazies – von der durch Hauptdolomitfazies und Kössener Schichten gekennzeichneten Staufen–Höllengebirgsdecke so sehr unterscheidet, daß zwischen beiden eine weitreichendere Überschiebung oder Verkürzung vorausgesetzt werden muß.

Eine tektonische Form geringerer Ordnung ist die Verdoppelung der Wettersteinkalkzüge im Hannbaum am Südrand des Sengsengebirges in unserem Raum. Die Forststraßen im Reichraminger Hintergebirge zeigen oft kräftige Faltung des Hauptdolomits.

Ein deutlicher Zusammenhang zwischen der raschen Mächtigkeitszunahme der Lunzer Schichten sowie der Gutensteiner und Reiflinger Kalke auf Kosten des Wettersteinkalkes und dem tektonischen Stil ist am Südrand der Decke in unserem Raum augenscheinlich. Zwei Antiklinalen treten hervor: Die nördlichere flach westtauchende Patzbergantiklinale mit einem Kern aus Wettersteindolomit und weiter östlich die Zeitschenbergantiklinale mit einem ansehnlichen Kern aus Gutensteiner und Reiflinger Kalken, die am Ahornsattel nach Osten untertaucht, aber nach dieser Abspaltung sich als Meiereckantiklinale weiter fortsetzt. Diese ist im Südflügel von der Windischgarstener Störungszone beeinflusst, z.T. sogar gekappt. Den Lunzer Schichten des Südflügels folgt eine Nebenstörung, die den hangenden Hauptdolomit des Pietschsteinzuges mit der Kampermauer vom mitteltriadischen Kern abtrennt. Gegen Westnordwesten gerät auch diese Antiklinale in den Wirkungsbereich der Windischgarstener Störungszone, die sie schließlich auch in spitzem Winkel abschneidet. Sie endet also etwa im Gebiet südlich Haslersgatter, wobei bei Zistlerreith einige schmale Züge von Lunzer Schichten begleitet von Opponitzer Kalk und Hauptdolomit spitz zusammenlaufend enden – also ein im Nordwesten stärker gerafftes Faltenbündel. Die Gutensteiner und Reiflinger Kalke des Antiklinalkerns spitzen westlich Bauernreith aus und können, wie schon erwähnt, lediglich als verschleifter, z.T. mylonitischer Linsenzug noch etwa 2 km weiter nach WNW verfolgt werden. Die Störung zieht aber noch weiter über Muttling hinaus gegen Westen. Andererseits zieht sie morphologisch markant nach ESE–SE nordwestlich Pietschstein über Bauernreith zwischen Hauptdolomit im Südwesten und Gutensteiner und Reiflinger Kalk im Nordosten in das Rußbachtal und scharft der darin verlaufenden Störung zu. Gemeinsam überschreiten sie den Hengstpaß und vereinigen sich dann erst mit der nördlichen Fensterstörung. Diese liegt weiter südlich und zieht von der Farbrück in Rosenau etwa über Lamberger und Egglalm in Richtung Egglreith weiter.

Die Patzbergantiklinale, die im Bereich der Salzhütte sich in zwei Äste spaltet, deren nördlicher sich bald im Hauptdolomit verliert, zieht nach Westen in Form einer steilstehenden enggepreßten und zerscherten Antiklinale durch das Veichtal ins Ht. Rettenbachtal weiter. Dann biegt sie im Ht. Rettenbachtal ab, jedoch erreichen die Lunzer Schichten nicht mehr das Haupttal. Es könnte sich in diesem Abschnitt auch um eine der ENE-Störungen mit Fiederkluftcharakter handeln. Sollte in künftigen Zeiten einmal einem Geologen Flysch im Veichtal auffallen, so

sei ihm gesagt, daß es sich keinesfalls um ein Flyschfenster, sondern um die Ausfüllung einer Schottergrube mit Flyschmaterial aus dem Gebiet des Wuhrbauer Kogels (Kühberg) handelt.

Im Talgrund des Veichtales sind Lunzer Schichten zu erwarten, dazu auch Opponitzer Kalke, die man westlich der Salza und beim Steinwändler auch an der Oberfläche anstehend findet.

Doch der Südrand des Sengsengebirges ist auch nicht ohne Komplikationen. Der Zug des Hannbaum mit Kern aus Wettersteinkalk zeigt im Südhang ein normales Profil bis zum Hauptdolomit, wobei im Osten dieses besser erhalten ist, nach Westen aber immer stärker Bewegungsbahn wird; etwa vom Meridian der Salzhütte nach Westen ist in der Steinwand an der Oberfläche so gut wie kein Opponitzer Kalk mehr da, und die verschleiften Lunzer Schichten sieht man unter der schmalen Schuttbedeckung kaum. Der Wettersteinkalkkern endet etwa SSW Rettenbacher und scheint steil nach Norden aufgeschoben zu sein. Der Südhang der Hauptantiklinale des Sengsengebirges weist ein besser erhaltenes vollständiges Profil bis in den Hauptdolomit des Ht. Rettenbachtals auf. Die jetzt einheitlichen Hauptdolomite aber werden im Gebiet der Einserhütte bei St. Pankraz durch eine SW–NE-Störung im Westen abgeschnitten. Daraus folgt, daß die in Blatt Kirchdorf eingetragene Fortsetzung nicht Hauptdolomit, sondern (weißer zuckerkörniger!) Wettersteindolomit (ab und zu mit nicht dolomitisierten Wettersteinkalkkörpern) ist.

Die Opponitzer Kalke des Südflügels der verschleiften Antiklinale des Veichtales sind im Sonnwendkogel erhalten und gehen gegen Süden in Hauptdolomit über. Die Pforte NE Mairwinkel ist sicherlich durch Querstörungen bedingt.

Wo die Patzbergantiklinale SW Kleinerberg verschwindet, geht vom Südostende ein relativ schmaler Störungstreifen aus, der hauptsächlich durch oft felsig hervortretende Opponitzer Kalke markiert wird und gekennzeichnet ist durch eine treppenartige Struktur, bei der die Störungen am Südrand der Opponitzer Kalke liegen, daß also die südlicheren Schollen jeweils abgesenkt sind. Das Hangende ist schließlich wiederum Hauptdolomit. Südöstlich Haslersgatter gibt es auch Stellen, wo unter den Opponitzer Kalken Lunzer Schichten und örtlich sogar Wettersteindolomit aufgeschlossen waren. Das reicht bis etwa ESE Augustinkogel, von wo ab sich ein weniger gestörtes Profil von Lunzer Schichten, Opponitzer Kalk und Hauptdolomit einstellt, das mäßig flach nach etwa Norden einfällt. Etwa E–W-streichende Störungen, die den Opponitzer Kalk verwerfen, werden im Bereich des Augustinkogels zahlreicher, werden aber im Osten durch eine etwa NW-streichende Verwerfung abgeschnitten, die überdies mit kleinen NNW-streichenden Verwerfungen kombiniert ist. Sie ist für den Knick im Kamm NW Edelbacherreith verantwortlich. Diese NW-Störung ist gleichzeitig die Nordostbegrenzung des schon angesprochenen engen Faltenbündels von Zistlerreith und könnte sich 200 m SW an Stummerreith vorbeistreichend mit der Störung von Bauernreith verbinden.

Im nördlich gelegenen weiten Hauptdolomitgebiet des Reichraminger Hintergebirges muß auch beträchtliche Tektonik stecken, denn die Aufschlüsse

an einigen Forststraßen zeigten oft lebhaftige Faltung (Kniefalten).

Ein gewisses Problematikum ist noch der Fund von Haselgebirgsspuren nördlich vom Knirschensteinberg. Sie sind derart dürrig, daß nicht geklärt werden konnte, welches Alter sie haben. In dieser Position ist es wahrscheinlicher, daß es sich um Opponitzer Salinar handelt und nicht um solches der Ötscherdecke i. w. S.

Kräftige Tektonik kann man auch aus synklinalen Formen im Südhang zwischen Salza-Querstrecke und dem westlichen Ansatz der Zeitschenberg-Antiklinale ablesen. Eine sehr schmale, meist weniger als hundert Meter breite geradezu grabenbruchartige Struktur zieht vom Ostrand der Salzatal-Querstrecke bis N Muttling, wo sie sich in einige Linsen auflöst, die größte beim Bergerbauern. Eingeklemmt sind hauptsächlich helle Oberrhätkalke, die manchmal auch mit Hierlatzkalk (Spaltenfüllungen?) verbunden sind, Kössener Kalke sowie SW Kleinerberg feinkonglomeratische Gosau. Die letzte Linse dieser Kalke liegt etwa 500 m ENE Bergerbauer nahe dem Hangfuß. Östlich Muttling sind Verwechslungen mit großen Bergsturzböcken von Opponitzer Kalk möglich. Östlich Bergerbauer gibt es auch klippenartige Schollen von Hornsteinkalk, der aber auch zu den an der Störung verschleiften Schollen von Reiflinger Kalk gehören könnte.

Die nördliche Fensterstörung im Nordhang des Wuhrbauer Kogels ist gut zu erkennen, obwohl sie zwischen Flysch im Süden und Gosau (flyschartige Nierentaler Schichten) im Norden verläuft. Von Westen her greift auch ein Keil von Salinar ein. Interessant ist, daß sie im Bereich S Kleiner bei der Abzweigung der Straße zum Wuhrbauer durch eine etwa 100 m lange schmale Scholle von Verrucano (siehe 2.3.7.) markiert ist. Im Norden wird die Fensterstörung von einem Schwarm von Parallelstörungen begleitet, die, wenn sie gänzlich in der Gosau liegen, oft schwer zu sehen sind, wenn nicht ein Farbwechsel oder ein Faunenwechsel hilft. Deutlicher zu sehen ist der steil zwischengelagerte Span von Hauptdolomit der Panholzmauer mit Spuren der Gosautransgression am Gipfel und begleitet von Haselgebirge mit Gips. Eindrucksvoll sind auch die gradlinig hinziehenden Steilabstürze aus Basalbildungen der Gosau, unter denen öfter noch aufgelockerter Hauptdolomit und SE Rieplsberg auch Obertriaskalk mit Triasinen sichtbar wird. Die Störungszüge sind etwa vom Kleiner ostwärts bis Muttling, dann oberhalb Vd. Puchriegl und im Südhang des Knirschensteinberges morphologisch deutlich zu sehen. Die Fensterstörung scheint im Untergrund vom Patzl westwärts bis zum Fuß des Radlingberges zu ziehen und ist von hier wieder in WNW-Richtung klar festzulegen. Auch hier gibt es Nebenstörungen mit eingeklemmter Gosau, von denen diejenige westlich Girer mehr E-W verläuft, während die beim Gschwandtner stärker WNW-NW verlaufen und in spitzem Winkel auf die Fensterstörung treffen.

Es sei hier bemerkt, daß die Gosaumulde nördlich des Fensters neben älterer Gosau auch Nierentaler Schichten und Alttertiär umfaßt, was die Vermutung nahelegt, daß an der nördlichen Fensterstörung eine stärkere Absenkung der Jungschichten im Zuge der Tektonik erfolgt ist.

Am Südfuß des Tamberges haben sich an der Grenze zwischen Hauptdolomit und Gosau gleichfalls Verschiebungen vollzogen; die Gosau brandet hier gleichsam gegen die starre Hauptdolomitmasse. Gelegentlich kann man Spuren von Plattenkalcken erkennen; sie kommen auch in den Basalbildungen der Gosau als Komponenten vor. Von Ht. Ramseben gegen Westen entfalten sie sich zu einer ansehnlichen Masse von Plattenkalk und fossilführenden Kössener Schichten, die allerdings vor allem wegen der südfallenden Mergellagen gänzlich zerglitten und zerfallen ist.

Anmerkung: In dem Kärtchen Abb. 2 in S. PREY (1968) sind zwar viele Störungen am Ostrand des Tamberges eingetragen, doch ließe sich diese Darstellung heutzutage noch verfeinern.

Die dem Haupttal ungefähr gleichlaufende Talfurche südlich vom Lainberg, in der man eine Störung vermuten muß, scheint eher eine Zerrüttungszone zu sein, die aber doch mit der Hauptstörung zusammenhängen muß; Bohrungen (für die Autobahn) haben nichts Auffälliges ergeben.

NW Steyrbrücke bei Kniewas streicht südlich der Windischgarstener Störung von Südwesten her die typische Beckenfazies der Mitteltrias mit viel Gutensteiner und Reiflinger Kalcken, grauem Wettersteindolomit, mächtigen Lunzer Schichten und Hauptdolomit an diese heran, während nördlich derselben die typische Entwicklung des weißen Wettersteinkalkes und -dolomites gegenübersteht. Beide Seiten passen also auch hier nicht zusammen. Die Beckenfazies reicht im Süden bis zum Kasberg (vgl. Kap. 4.2.6.).

Zum Schluß muß noch auf Fiederklüfte zu den Hauptstörungen hingewiesen werden, die im Winkel zu diesen verlaufen, also in Ostnordost-, seltener in Nordostrichtung. Gebiete, wo sie deutlicher erkennbar sind, liegen z.B. in der Nordbegrenzung der Nierentaler Schichten NW Egglalm, NE Rosenau, S und W Muttling, etwas deutlicher am Westende und SE des Hannbaumzuges, im Bereich Radingberg – Gürrer, bei der Einserhütte, E Falkenstein und im Lainberg sowie am Ostende vom Tamberg. Kleine Verletzungen zeigt auch der Hauptdolomit südlich vom Wettersteinkalk der Steinwand.

Auch etwa NW-gerichtete Querstörungen gibt es, doch haben sie eher geringe Bedeutung. Am bedeutendsten sind sie am Ostende des Tamberges.

#### **4.2.4. Die Decke der Hallermauern, des Warschenecks und des Toten Gebirges Ötscherdecke s.l.**

Ein anderes Bild von Tektonik zeigt das Areal der Ötscherdecke s.l., zu dem die Decken der Hallermauern, des Warschenecks und des Toten Gebirges sowie die Bosruckscholle gehören. Dabei erinnere ich mich in gewissem Maße an das von A. THURNER (1962) präsentierte Konzept, worin die Baustile der Decken mit dem Baumaterial in Beziehung gebracht werden. Dort hat er Deckengrenzen diskutiert, wie sie sich auf Grund des Baumaterials und dem daraus resultierenden Bau ziehen lassen. Doch hat er in vielen Belangen einige Verwirrung gestiftet. Das Prinzip hat schon etwas für sich, weil sich sicher gut faltbare Gesteinsfolgen anders verhalten als etwa die mächtigen

gen starren Kalkplattformen – was z.B. die Staufenhöllengebirgsdecke mit ihrer Riff- und Beckenfazies gut zeigt.

Ich sehe in der obengenannten Deckengruppe einerseits ein tieferes tektonisches Stockwerk, das aus Unter- und tiefer Mitteltrias besteht, dessen oberster Abschnitt reich an Salinar ist, und ein Höheres Stockwerk, das aus Mittel- und Obertrias sowie Jura besteht. Das Salinar als Gleithorizont verleiht ihm eine mehr minder selbständige Fortbewegung. Es scheint mir keine Frage zu sein, daß das tiefere Bauelement das Liegende der Dachsteinkalkdecken ursprünglich war und vielfach noch ist. Ich sehe aber keine Hinweise dafür, daß dieses etwa eine Deckscholle einer Hallstätter Decke wäre, wie das in mehreren tektonischen Konzepten zum Ausdruck kommt (E. SPENGLER, 1959; F. TRAUTH, 1937), die überdies als Schubmasse über die Hallermauern hinweg aus dem Süden hergeleitet wird. Meine und B. PLÖCHINGERS (1968) Deutung impliziert, daß das nördliche Vorgelände von Warscheneck und Hallermauern, von PLÖCHINGER als Zone der Nordrandschuppen bezeichnet, der gleichen tektonischen Einheit angehört wie das Admonter Schuppenland im Süden. Auch sehe ich keinen plausiblen Grund, den Nordteil etwa der Tirolischen Decke (A. TOLLMANN, 1967) oder der Juvavischen (z.B. A. THURNER, 1962; F. TRAUTH, 1937) zuzuordnen. Auch das Modell von Hallstätter Decken, die beiderseits von den Hallermauern randlich überschoben sind, ist ebenso unglaubwürdig wie etwa die Pilzfalten der „Gebundenen Tektonik“ in Tirol (KOCKEL, HUCKRIEDE, JAKOBSHAGEN). Es liegt also zweifellos ein tieferes Stockwerk eben dieser Dachsteinkalk- bzw. Ötscherdecke oder Hochalpinen Decke vor, das zweifellos unter den Hallermauern von Süden nach Norden durchzieht.

Eine Eigentümlichkeit dieses Stockwerkes sind die stellenweise zahlreichen größeren und kleinen Linsen von Gutensteiner Kalken und Rauhwacken, die einerseits von oben in die Werfener Schichten eingeschuppt, aber vielleicht auch mitunter Reste ehemaliger Salinarbänke sind.

In dieser Einheit habe ich mit Ausnahme des Bosruck und der Schollen im Salinar der Gammering keine Hallstätter Gesteine gesehen, wohl aber vereinzelt bei Salzaufstieg mitgerissene Gesteine, die im stratigraphischen Teil behandelt sind: Kössener Schichten SE St. Leonhard bei Spital, Rhätschiefer an der Imtzbbergstraße und Trias-Jura-Schollen in einer Umgebung von Rauhwackenspuren ca. 250 m W und ca. 150 m E Traxlerwirt (Rosenau). Im östlichen Vorkommen gibt es gelblichgraue, selten etwas rötliche Kalke von Dachsteinkalk- oder Oberrhätalk-Charakter (es wurden ein Korallenrest aber keine Conodonten gefunden). Das westlichere Vorkommen besteht aus einem hellroten bis weißlichen Hierlatzkalk mit spärlich Brachiopoden. NW davon findet man in einer quellenreichen Waldparzelle Körper von grauem Dachsteinkalk (mit Triasinen!) und von rotbraunem, örtlich ein wenig Echinodermengrus enthaltendem Kalk (Lias?). Während bei den erstgenannten Vorkommen der Ursprung in tieferen Deckeneinheiten evident ist, kommt bei den letzteren sowohl ein solcher als auch eine Herkunft als Stirnschollen der Hallermauern in Betracht (erstes wahrscheinlicher?). Das ist möglicherweise bereits in der mittelcretacischen Gebirgsbildungsära passiert.

Übrigens erinnert in B. PLÖCHINGERS (1968) Arbeitsgebiet östlich des meinen die Kombination Haselgebirge mit Oberjurakalk sehr an die Verhältnisse im Bosruckgebiet, nur ist die Dimension der auf dem Salinar schwimmenden Oberjurashollen eine viel größere, handelt es sich dabei doch um Schollen von mehr als Kilometergröße. Das Haselgebirge liegt dort zwischen Werfener Schichten im Norden und der Trias der Hallermauern im Süden, was z.B. auch den Verhältnissen im Warscheneckgebiet entspricht. So wie dort könnte man auch hier daran denken, daß diese „Stirnschollen“ ursprünglich über aufsteigendem Salinar abgelagert wurden, das Salinar aber später weitgehend entfernt worden wäre.

Zu dem selben tiefen Stockwerk gehört natürlich auch der Sockel des Bosruck und der Hallermauern. Im nördlicheren Teil erweist sich das Salinar vielfach weitgehend durch wiederholte Laugungs- und Sedimentationsvorgänge in Reichenhaller Rauhwacken umgewandelt, was die Erhaltung des interessanten Profils des Imtzbberges mit dem Gutensteiner Kalk darauf ermöglicht hat. Der Zerfall diese Berges mag auch mit weiteren Laugungsvorgängen im Salinarhorizont zusammenhängen.

Der Grund für den anderen Stil des höheren Stockwerkes liegt nicht nur in der großen Starrheit der aus mächtigem Ramsadolomit und Dachsteinkalk bestehenden Platten, sondern auch in Vorzeichnung aus älteren geologischen Vorgängen, insbesondere dem Salzaufstieg, dessen Strukturen hier noch recht gut zu erkennen und zu deuten sind.

Im höheren Stockwerk bilden die Triasplatten mehr minder flachliegende viele Quadratkilometer große Gebilde, die in der Hallermauern- und Warscheneckdecke eine charakteristische, gegen das nördliche „Vorland“ großzügig herabgebogene Stirn bilden, die an den gebankten Dachsteinkalken herrlich zu sehen ist. A. RUTTNER hat öfters betont, das sei eine Erscheinung, die an der Front der Ötscherdecke i.w.S. von Lunz a. See bis hierher öfter wiederkehrt. Außerdem gibt es nördlich der Pyhrgaßgruppe und WNW vom Gleinker See jeweils ca. 2 km lange schmale Vorzonen. Daß nicht nur auf dem tieferen Stockwerk sondern auch verbreitet am Rand der Dachsteinkalkdecken Haselgebirge liegt, ist genügend deutlich; es repräsentiert das Haselgebirge, auf dem sich die Stockwerkstektonik abspielen konnte.

Und nun zu den salinartektonisch interessanten Gebieten.

Schon mit dem Lias begann der Zerfall des Kontinents. Wenn im Gebiet um die Wurznern Alm der Lias zuerst z.T. über trocken gefallenem Dachsteinkalk unter örtlicher Breccienbildung transgrediert, dann aber sofort in größere Tiefen absinkt, in denen sich sogar Manganknollen bilden konnten, oder wenn man die Etablierung von Becken mit Fleckenmergelfazies und Tiefschwellen mit Crinoidenfazies im Kalkalpenraum in Betracht zieht, dann ist das ein deutliches Zeichen bedeutender, mit dem beginnenden Zerfall der Kontinente zusammenhängender tektonischer Unruhe. Höhepunkt und größte Meerestiefe markiert sodann der Radiolarithorizont.

Etwa nach dem Unterlias begannen die Triasplatten über dem salinarreichen Untergrund zu zerbrechen. Einige sich langsam erweiternde Klüftzonen füllten sich mit salinaren Gesteinen, die Bildung von Salz-

und Gipsdiapiren begann. G. SCHÄFFER (1976) hat auf solche Vorgänge bereits hingewiesen. B. PLÖCHINGER (1976) bringt die Eingleitungen sowie die Bildung von Olistholithen und Olisthostromen aus dem Hallstätter Ablagerungsraum in Oberjura und Unterkreide mit Salzdiapirismus in Zusammenhang.

Aus den Rahmengesteinen des Salinars kann man die Geschichte des Salzaufstieges deutlicher sehen. Ich kenne keine Schollen von Hierlatzkalk und von Dachsteinkalk im Salinar, die durch die Salzstöcke offenbar nicht oder kaum aufgearbeitet worden sind.

Nicht nur die besonders auffälligen Rhätschiefer und Kössener Schichten (siehe 3.2.4.1.) sprechen für den Salzaufstieg, sondern auch gewisse Strukturen, wenn man auch das Ausmaß jüngerer Tektonik schwer abschätzen kann. Die interessantesten Beispiele liegen in heutigen Störungszonen, und zwar in der Pyhrnfurche und am Osthang des Schwarzenberges. Zwischen Pyhrnpaß und Mausmayralm (4 km lang) sowie westlich Spital (etwa 1 km lang) liegen ganze Wandzüge von Plassenkalk jeweils unterhalb der Felsen des Bosruck, aber auch des Schwarzenberges. Überall transgrediert über diesem die Gosau. Tiefer unten stecken in der Pyhrnfurche noch Reste und enorm gefaltete Schollen von kieseligen Fleckenmergeln, die möglicherweise auch ursprünglich den Salzstock nicht ganz zusedimentiert haben, wie das offenbar beim Plassenkalk öfter der Fall war. Im Schwarzenberghang beteiligt sich auch ein wenig Tressensteinkalk und Radiolarit an dem synklinalen Aufbau des Oberjurazuges. Fleckenmergelschollen liegen spärlich sichtbar im Gips. Die Formen dieser Gesteinszüge erinnern an gewisse „Randmulden“, wie sie an außeralpinen Salzstöcken beobachtet worden sind. Der Plassenkalk dürfte mehr minder großflächig kalkalpine Schichtfolgen und bis etwa zu ihrer Höhe aufgestiegenes Salinar überzogen haben. Plassenkalk und Gosau sind zu einer Synklinale zusammengebogen, was wiederum durch Laugung, aber auch durch echte Tektonik verursacht sein kann. Die Gosau des Windischgarstener Beckens breitet sich großflächig aus. Eigentlich überall liegt sie auf Salinar, das hier sicher bis zur Transgression noch im Aufstieg begriffen war.

Andere Salinarstrukturen kann man im Gebiet der Gammering- und Wurzner Alm gut studieren. Zunächst kann vorausgeschickt werden, daß man das oft ziemlich enge Verwerfungsnetz in der Dachsteinkalkplatte dort am besten sieht, wo der Hierlatzkalk daraufliegt. Auch die Morphologie unterstreicht das. Die weniger hohe Hebung dieses Deckenstückes, das im Westen an einer großen Störung endet – man kann sie als Rote Wand-Störung bezeichnen – hat zur Erhaltung dieser Jurabedeckung beigetragen. Die Störung beginnt im Süden an der Brunnsteinstörung und ist sicher gegen Norden mit dem Pieslingursprung zusammenzuhängen.

Interessant wird es in höheren Teilen der Juraschichtfolge. Haselgebirge ist hier zumeist im Untermalm von Süden her eingeglitten, worauf B. PLÖCHINGER (1976) erstmalig aufmerksam gemacht hat. Im Steinbruch Hinterstein liegt Haselgebirge ziemlich flach auf Dogger-Kieselschichten. An der Grenze fielen wenige blockartige Malmkalkvorkommen auf. Etwas weiter nördlich kommt es aber meist mit Radiolarit in Kontakt. Das Haselgebirge brachte auch bemerkenswerte Fremdschollen mit; bekannt sind mir zwei haus-

große Blöcke von grauem Hallstätter Kalk (der dem Kalk am Bosruckgipfel ähnelt) und Blöcke basischer Eruptiva (E. ANIWANDTER & E. J. ZIRKL, 1955). Trotz schlechter Aufschlußverhältnisse werden öfter interessante Strukturen sichtbar. Der Wurzner Kalk des Wurzner Kampls scheint größtenteils flach unter Einschaltung von einem Radiolaritband auf dem Salinar zu liegen. Interessant wird es erst am Sattel westlich vom Wurzner Kampl und seiner Südwestseite. Dort sind die geringmächtigen dünnbankigen Kalke vom Übergang aus dem liegenden Radiolarit in die Wurzner Kalke und die Radiolarite selbst plötzlich bis zu steiler Überkipfung aufgebogen (70° südwestfallend). Jenseits einer durch schwarze, grüne, seltener rötliche Letten markierten Störung steht Gips an. Südlich und ein wenig tiefer ist Gips, vermengt mit rauhwackigem Dolomit (dünnbankig) mit geringmächtigem braungrauem Mergel, buntem Letten und einer Scholle von stark verquetschten Kieselschichten in einer Art Antiklinale zu sehen gewesen. Am südlichen Gipfel des Wurzner Kampls sind die basalen, z.T. sogar dünnbankigen Kalke oft stark gefaltet und scheinen auf Radiolariten zu liegen; am Westhang der Mulde oberhalb Gammeringalm wurden auch Kieselschichten und rote Radiolarite beobachtet, die aber auf dem Gips oder im Gips liegen dürften. Die Struktur am Sattel westlich Wurzner Kampl erinnert an eine ähnliche im Osthang des Seesteins (Profil 7 der Profiltafel).

Einem ähnlichen Ereignis wie die Platznahme des Gipses um Hinterstein – Gammering – Gipsgraben dürfte auch das Gipsgebirge des Sattels westlich Gschaidriegel seine Existenz verdanken. Das Abtauchen unter die Kieselschichten legt die Vermutung einer älteren Eingleitung nahe, wobei bei ersterem Gips die Frage bleibt, ob die Kieselschichten beim Gleitvorgang mitgerissene Schollen sind, oder diese Eingleitung eben doch ein wenig älter ist.

Es ist also nur das Salinar mit seinen Fremdblöcken als Fremdkörper zu betrachten, während alle anderen Gesteine zur autochthonen Jurabedeckung der Warscheneckdecke gehören. Übrigens beruht die Auffassung des größten Teils dieser Gesteine im Wurzner Kampl als Deckscholle auf einer Verwechslung, denn auf Blatt Liezen (G. GEYER, 1918) sind sowohl die jurasischen Kieselschichten als auch die Rauhwackenbreccien (Reichenhaller R.) als Gosau und die Radiolarite als Werfener Schichten eingetragen. Der Dachsteinkalk auf der Gammeringalm existiert überhaupt nicht.

E. SPENGLER (1951) beschränkt die Deckscholle des Wurzner Kampls auf Haselgebirge und Werfener Schichten, die auf dem Jura des Warschenecks liegen, und so erscheint die Auffassung auch heute zumeist zu sein. Sie wird durch meine Untersuchungen so ziemlich bestätigt, mit der Einschränkung, daß sie im Jura liegen. Das wirft die Frage auf, ob man überhaupt von einer (juvavischen) Deckscholle reden kann, handelt es sich doch um keine echte tektonische Struktur. Beim Bosruck kann man darüber reden, obwohl er relativ zur Unterlage nicht weit verfrachtet zu sein braucht. Früher hatte z.B. F. TRAUTH (1937) sogar einen Teil des Jura zur Deckscholle gerechnet!

Die nach Osten abtauchende Gosaumulde der Pyhrnfurche hat östlich vom Bosruck-Tunnelportal der Eisenbahn eine Fortsetzung und einen Muldenschluß. Herum schlingt sich eine stark gestörte Schichtfolge, die sichtlich aus dem Profil an der Nord-



seite des Bosruck hervorgeht: Juraschollen sind meist, aber nicht überall, mit der Gosau stratigraphisch verbunden, dann folgt ein Haselgebirgsstreifen und jenseits einige Schollen von Bosruckkalk, die eine ähnliche Stellung einnehmen wie der viel größere und weiter bis zum Arlingsattel reichende Bosruck. Das Haselgebirge umgibt die Mulde bis hinab zum Talboden. Ein schmaler Gosastreifen trennt diese Struktur von einer vermutlichen Fortsetzung, wo ein etwa ENE-ziehender felsiger Klotz von Bosruckkalk bereits in die Nordwesthänge des Dachsteinkalkes der Hallermauern hineinreicht. Das ebenfalls umgebende Haselgebirge ist kaum sichtbar und im Talkessel des Klamm-baches bis ins Finstertal von Moränen verhüllt. Diese schmale Spur von Gesteinen des Riff- und randlichen Hallstätter Raumes schmiegt sich in einer geknittert aussehenden Struktur um das scharfe Westende der Hallermauern W Lugkogel, ebenfalls mit etwas Haselgebirge, das sich auch mit dem an der Südseite zum Pyhr-gaßgatterl streichenden verbindet.

Südwestlich Moltersberg, wo man sich schon im Bereich des weitläufigen Sockels der Hallermauern befindet und dessen Charaktergesteine u.a. die Werfener Schichten sind, zweigt von der vorhin beschriebenen Struktur ein Zug von Haselgebirge nach Nordwesten ab, der auch die durch Salzaufstieg mitgebrachten Schollen von Kössener Schichten beherbergt. Es verbindet sich mit dem Salinar des Windischgarstener Beckens und seiner salinargesäumten östlichen Randstörung.

In einem ebenfalls damit zusammenhängenden Haselgebirge steckt südlich der Pyhrnstörung der keilförmige Klotz des Bosruck. Dieser Bau kommt im Tunnelprofil der Eisenbahn (G. GEYER, 1907) deutlich zum Ausdruck. Im Haselgebirge um die Ardningalm stecken, wie an der Nordseite, Schollen von Oberjura und Gosau. Dazu gehören ferner die Gosaukonglomerate des Arlingsattels und die Wurzner Kalke und kieseligen Fleckenmergel des Kl. Bosruck. Auch im Süden wird die Struktur um den Bosruck durch Werfener Schichten des Sockels begrenzt, der oft bis über 1700 m hoch ansteigt und auch ein Rauhwackenband trägt. Das Karleck scheint mir Dachsteinkalk zu sein wie die Hallermauern.

Selbstverständlich wird es sehr schwer sein, von den gut deutbaren Befunden von Salinartektonik den Anteil echter alpidischer Tektonik abzugrenzen, denn die Muldenform der Pyhrnfurche kann sowohl durch echte Tektonik als auch durch Einsinken infolge Ablaugung des Salinars erklärt werden.

Natürlich hat eine markante Störung wie die Pyhrnstörung auch eine Fortsetzung im Ennstal nach Westen etwa bis in die Gegend von Pürg. Sie mündet jedenfalls in das deutlich sichtbare Ennstalinea-ment, wo bei Wörschach neben Oberkreide auch Alttertiär bekannt ist (W. JANOSCHEK, 1968).

Genauso wie man, wie schon angedeutet, am Ost- und Nordrand der Warscheneckdecke Störungszonen mit Haselgebirge zwischen der Trias und der Umgebung der Decke feststellen kann, konnten ähnliche Beobachtungen auch am Rande der Trias der westlichen Hallermauern gemacht werden. Daher auch der Schluß, daß diese Haselgebirgsfüllungen der Störungszonen als Schmiermittel für verschiedene Bewegungen gedient haben können. Man kann z.B. folgende Überlegungen anstellen: Wenn man z.B. die

Warscheneckplatte ein Stück im Uhrzeigersinn gedreht denken würde, könnte man die Malmkalke vom Osthang des Schwarzenberges mit der transgredierenden Gosau in eine Position bringen, die gut ein Nordflügel der Pyhrnmulde gewesen sein könnte. Auch die schmale Vorzone der Warscheneckdecke westlich vom Gleinkersee käme ungefähr in eine Lage gegenüber der Vorzone des Pyhr-gaß zu liegen.

Der Sockel der Warscheneckdecke zieht sich nördlich um die Warscheneckgruppe herum und geht dann in die Salzsteiglinie über. Es ist das eine der Stellen, an der Drehungen mit Haselgebirge als Gleitmittel erfolgt sein können. Dabei scheint es gegen Westen – soweit man sieht – ziemlich auszuweichen. Die Scholle des Toten Gebirges liegt deutlich tiefer als die des Warschenecks, was auch schon E. SPENGLER (1951) erwähnt. Kaum sichtbar ist, daß die Basis der Warscheneckdecke NE Vorderstoder mit der Staufen-Höllengebirgsdecke ein wenig verschuppt ist, und zwar sind Werfener Schichten der hangenden Warscheneckdecke mit Hauptdolomit mit der (liegenden) Staufen-Höllengebirgsdecke verschuppt (Tafel 2, Profil 1).

Die schon erwähnte Vorzone des Warschenecks befindet sich westlich vom Gleinkersee und baut den Präwald- und den Klammberg auf. Sie besteht aus einem höchstens 500 m breiten mauerartigen Zug von ungebanktem Dachsteinkalk, an den im Norden an ungefähr senkrechter Störung ein nach Nordwesten schmaler werdender Zug von Ramsaudolomit angrenzt. Der ganze Zug liegt im Süden in unmittelbarer Nachbarschaft zum Dachsteinkalk des Seesteins, der eine ähnliche ungebankte Einschaltung erkennen läßt. Dazwischen gibt es sehr wenig blaß bis lebhaft roten Kalk, wahrscheinlich Lias. Vom Seegraben an öffnet sich zwischen der Vorzone und dem eigentlichen Warscheneck gegen Westen ein etwa dreieckiges Areal – leider weitgehend von glazialen Schutt bedeckt – in dem basale Gosau mit Kohlen (Gagatgewinnung einst! Aufschlüsse im Pieslingtal und Paulngraben) vorkommt. Am Nordhang des Präwaldberges gibt es Gosaukonglomerate, und nördlich Klammberg ist Gosau mit Haselgebirge bzw. Rauhwacken verschuppt. Das Vorgebirge ist etwa 2,5 km lang (Tafel 2, Profil 2).

Das strukturelle Gegenstück am Nordwestfuß der Hallermauern besteht nur aus Ramsaudolomit, der ca. 500 m breit und steilstehend ansteht. Es beginnt westlich Kampeck und endet im Osten mit dem Rücken, auf dem die Gowilalm steht. Länge ebenfalls ca. 2,5 km. Zwischen dem Ramsaudolomit und dem südwestwärts zurückweichenden Dachsteinkalk des Kl. Pyhr-gaß kann man ebenfalls einen schmalen Streifen basaler Gosau feststellen, der am Kamm des Kl. Pyhr-gaß bereits ausgequetscht ist und sich auch ab dem Kampeck unter Moränen verliert. Es ist wirklich Gosau mit einer spärlichen Fauna. Jedoch ist das auf Blatt Admont eingetragene „Gosaukonglomerat“ ein Rest von diluvialer Hangbreccie. Im Norden schalten sich zwischen den Ramsaudolomit und die nördlicher anstehenden Werfener Schichten Spuren von Rauhwacken und Gipshaselgebirge ein. Übrigens sieht es so aus, als bestünde eine Verbindung dieser Struktur mit der Knitterstruktur südlich Moltersberg. Man kann annehmen, daß es sich hier um kein Deckengebilde von Art einer Hallstätter Decke handelt, sondern um

aufgeschürfte und steilgestellte Späne aus der Basis des höheren Triasstockwerkes (Tafel 2, Profil 6).

Die Ähnlichkeit des Materials, der Strukturen und auch des Sockels von Warscheneck und Hallermauern erlaubt es keinesfalls, diese beiden grundsätzlich zu trennen und verschiedenen Decken zuzuteilen (z.B. A. TOLLMANN, 1967).

Es wurde schon angedeutet, daß der Ostteil des Warschenecks sich durch die Juraauflage von dem übrigen Deckenland abhebt, wo nur sporadische Reste von Hierlatzkalk auf dem Dachsteinkalk erhalten sind, die gleichwohl eine ursprüngliche völlige Bedeckung durch diesen anzeigt. Allerdings gibt es einige Vorkommen, die größer sind: das Vorkommen um die Riegleralm (neu gefunden), oder das vom Eisernen Bergl sowie Auflagen westlich der Rote Wandverwerfung westlich der Hintersteiner Alm.

Diese Rote Wandverwerfung ist eine der längsten Verwerfungen des Gebiets, etwa 9 km zwischen der Brunnsteinstörung im Süden und dem Nordende im Bereich der Vorzone. Ähnliche Richtung haben zwei Störungen, die aus dem Gebiet der Stubwiesalm in den Seegraben hinunterziehen, wahrscheinlich von der Wurzner Alm und andererseits vom Höllgraben ausgehend. Auch querstreichende Störungen sind angedeutet.

Die Brunnsteinstörung folgt der Richtung der Pyhrnstörung. An ihr enden die weiter im Norden liegenden Störungen. Doch wird der aus z.T. gefalteten Dachsteinkalken mit häufig steilstehender Hierlatzkalkauflage bestehende Brunnsteinzug selbst (bei der Standseilbahn) verworfen, wobei hier Kieselschichten eingeklemmt sind. Nördlich derselben ist das Gebiet um die Wurzner Alm nicht nur von N-S, sondern auch querstreichenden Verwerfungen zerstückelt, was in der eigenartigen Geländegestaltung zum Ausdruck kommt. Wo sie den Plateaurand westlich Spital am Pyhrn erreichen, sind sie im Verein mit den plötzlich steil ca. nach Osten abgelenkten Dachsteinkalkbänken sowie auch mehr S-N-streichenden Klüften (Kluftwald!) verantwortlich für die kräftigen Hangbewegungen und Bergstürze, die bei St. Leonhard den östlichen Talrand erreicht haben und auch Blöcke von Spitaler Marmor mitgebracht haben, die von Steinmetzen seinerzeit genützt wurden. Auch der Abfall südlich Schmidalm ist durch nach Süden abgesenkte Staffeln gekennzeichnet.

Den Verwerfungen im übrigen Warscheneckgebiet wurde nicht näher nachgegangen. In den Hallermauern wurden Details nicht weiter erforscht. Das wären eventuell Aufgaben für das Studium von Luftbildern.

Im Windischgarstener Becken deutet alles darauf hin, daß die Gosau in großen Flächen auf Salinar und nur selten auf Werfener Schichten liegt. Deutlich sind diese Anzeichen vor allem im Tal von Edelbach, wo am Westrand gegenüber vom Ghf. Grundner Gips ansteht (kleiner alter Gipsbruch) und am Grunde von Drainagen und in kleinen Hügeln verwitterte Gipstone, Gutensteiner Kalke und ein Basit anstehen. In Bohrungen zur Vorbereitung der Bohrung Windischgarsten 1 wurde am Westfuß des Garstner-ecks sehr seicht Gips erbohrt, ähnlich wie in der Bohrung selbst. Im Graben ca. 1 km südlich Seebachhof ist das Aufdringen von Haselgebirge an einer etwa N-S-gerichteten Störung angezeigt. Die große Wanne unterhalb vom Gasthof Dilly ist zweifellos ein gro-

ßer Gipstrichter. Das Aufdringen des Salinars dürfte durch Störungen längs der großen Täler erleichtert worden sein. Die erwähnten Werfener Schichten stehen E Plötschl an (Tafel 2, Profil 5).

Östlich einer mit Salinar besetzten Störung, die aus der Gegend von St. Leonhard etwa nach Nordosten und zum Grundner und dann öfter geknickt nach NE ins Dambachtal verläuft und in der Gegend von Windhag in die Windischgarstener Störung mündet, ist das Gebirge gehoben, sodaß Werfener Schichten und darüber Rauhwacken (mit ausgelaugtem Haselgebirge) und Gutensteiner Kalke (Imitzberg) verbreitet anstehen. Wenn aber in den Reichenhaller Rauhwacken zwei benachbarte Schollen von Gutensteiner Kalk zwei sehr verschiedene Lagen einnehmen (die nordwestliche steilstehend, die südöstliche ca. 60° E-fallend), dann dürfte Salinartektonik im Spiele gewesen sein. Nachgosausch ist dieser Teil des Sockels so hoch gehoben worden, daß sich kaum mehr eine Salinartektonik abspielen konnte.

Zur schärferen Beleuchtung der salinaren Situation im Salzkammergut zur Unterstützung meiner Vorstellungen seien noch einige Worte hinzugefügt.

Man erkennt zweifellos Parallelen zu unserem Gebiet, für die einige Beispiele angeführt werden sollen. Einmal der Plassen bei Hallstatt. Das von G. SCHÄFFER (in B. PLÖCHINGER, 1980) entworfene Profil zeigt einen Salzstock, der von Plassenkalk überlagert wird, wobei von transgressiver Lagerung gesprochen wird. Im Salz sind Gesteine der Hallstätter Fazies reichlich vorhanden, während im Pyhrngebiet nur Teile im Bosruck vorhanden sind, was aber keinesfalls ein prinzipieller Unterschied ist. Auch im Ischler und Ausseer Salzberg liegt der Plassenkalk auf Salzgebirge mit Hallstätter Schollen, während unmittelbar daneben in der Trisselwand Plassen- und Tressensteinkalk auf dem Dachsteinkalk aufliegen. Auch hier scheint die Transgression des Plassenkalkes den Salzaufstieg gestoppt zu haben.

Juragesteine älter als Malm sind auch in anderen Salzbergen bekannt; meist an den Rand gepreßt, wurden sie in die sogenannten „Glanzschiefer“ (W. MEDWENITSCH, 1957) verwandelt. Es erhebt sich die Frage, ob eben die mergeligen Schiefertone SE Imitz, deren Ähnlichkeit mit den fossilführenden Rhätschiefern an der Imitzbergstraße betont werden kann, nicht auch zu den „Glanzschiefern“ gehören. Man könnte ja in der Richtung überlegen, ob diese „Glanzschiefer“ nicht vielleicht eine Sonderfazies über Salinar aus frühen Zeiten (Rhät-Lias) der beginnenden Salzstockentwicklung sein könnten.

Die jurassischen Eingleitungen aus dem Hallstätter Raum im Oberjura hat B. PLÖCHINGER (1976, 1979, 1980) beschrieben und begründet. Er spricht davon, daß die Eingleitungen in das oberjurassische Meeresbecken mit Radiolarithorizont und Oberalmer Schichten ein solches Ausmaß erreicht haben könnten, daß die ganze Platznahme der Hallstätter und Juvavischen Decken so erfolgt sein könnte. Am Untersberg böte z.B. diese Auffassung die plausible Erklärung dafür, warum nebeneinander die Beckenfazies der Oberalmer Schichten und am Untersberg oben die Riffe des Plassenkalkes gebildet worden sind. Man könnte dann sogar die damalige Meerestiefe nach der Mächtigkeit der Trias des Untersberges abzuschätzen versuchen.

Zusammenfassend soll noch einmal hervorgehoben werden, daß der oberskythisch-unteranisische Salinarhorizont eine Realität ist. Ferner spricht W. SCHAUBERGER (1986) von dem Grüntongebirge, das auch eine oberpermische Komponente hat und bis ins Skyth reicht. Dieser Horizont wird von G. GEYER (1913) beschrieben. Vielleicht hat unser Salinar eine eher randliche Position zu den Hauptsalinargebieten mit viel Perm. Der zunächst lebhaft mitteljurassische Salinaranstieg wurde im Oberjura weitgehend gestoppt. Nur beispielsweise im Windischgarstener Becken scheint der Salinaranstieg bis zur basalen Gosau angedauert zu haben. Sicher muß man mit einer Belebung durch die mittelcretacische und mit Veränderungen durch die tertiäre Gebirgsbildung rechnen, die bekanntlich die Ableitung der Nördlichen Kalkalpen über den Flysch ins Molassebecken gebracht hat. Wenn aber soviel von noch erkennbaren Evaporitstöcken und Salinaranstieg die Rede ist, so darf man freilich nicht meinen, daß es sich um autochthone Evaporitstöcke handelt, wie E. SEIDL (1927) meinte, sondern nur mehr um Teile ehemaliger Salinarstöcke, die im Laufe einer wechselvollen Geschichte durch Tektonik und Laugungsvorgänge weitgehend verändert und von den Decken weit transportiert worden sind.

Noch ein paar Bemerkungen zur Gosau:

Darüber wurden schon grundsätzliche Aussagen im stratigraphischen Teil gemacht, die hier z.T. in anderem Zusammenhang wiederholt werden.

Sicherlich besteht eine Verbindung zwischen der Gosaulmulde der Pyhrnfurche und ihrer Fortsetzung nach Osten und derjenigen des Windischgarstener Beckens. Doch muß man im Talgrund bei Spital und südlich davon einen Ableger der Pyhrnstörungen voraussetzen, denn die Mikrofaunen südlich der Pyhrnfurche machen einen etwas älteren Eindruck als die der Nordwestseite, z.B. vom Josefiberg in Spital am Pyhrn, der zwischen zwei Störungssästen herausmodelliert ist. Im Osten stößt er an Haselgebirge, im Westen an eine ein wenig jüngere Ältere Gosau. Die westlichere Störung gab Anlaß zu kräftiger Erosion; die tiefe Furche wurde mit nahezu 50 m mächtigen Rutschmassen aufgefüllt, wie Bohrungen für den dortigen Autobahneinschnitt gezeigt haben (H. BRANDECKER, 1990, mit Profil). Diese Störung zielt ins Teichtal, denn auch die Gosauschichten vom unteren Hang des Schwarzenberges machen einen ein wenig jüngeren Eindruck als die basisnahen Schichten im Wuhrberg. Diese sowie die Schichten des Wuhrberg-Garstnereckzuges scheinen demnach auch ein wenig höher gestaffelt zu sein als die des Schweizersberges.

Ein Störungssast mit Salinar im Untergrund durchläuft auch das Tal von Edelbach und ebenso das Fraitgrabengebiet. Die Faltungen und Störungen in diesem zentralen Gosaugebiet sind schwer aufzulösen. Am augenfälligsten sind horizontale Verstellungen der gut kenntlichen und morphologisch hervortretenden Züge von Sandstein mit exotischen Geröllen, die mehrmals horizontal verstellt worden sind (z.B. Garstnereck, Moosgieler Berg, Wasserfallstufe im unteren Fraitgraben).

Die Gosau von Vorderstoder kann man zunehmend lückenhaft bis zum Salzsteig (Actaeonellensandstein!) verfolgen. Sie bedeckt den ausdünnenden Sockel der Warscheneckdecke mit häufig Gipshaselgebirge, aber sicher auch den Rand der Triasplatte. Die

Gosaureste gehören demnach in die basale Gruppe, die häufig kalkreiche Sandsteine mit Actaeonellen und Nerineen enthält.

Diese Gosau entsendet einen kurzen Ausläufer in die Überschiebungsbahn der Totengebirgsdecke bei Gausrab.

Trotz allem kann man deutlich sehen, daß die Gosau bei Vorderstoder mit ihrer Transgression die Dekkengrenze der Warscheneckdecke bzw. der Ötscherdecke i.w.S. gegen die Staufen-Höllengebirgsdecke übergriffen hat. Was hier noch an Komplikationen drinnensteckt, geht also auf das Konto der tertiären Bewegungen, und das scheint nicht wenig zu sein. Neben der Störung am Südrand des Tamberges gegen die Gosau spielen auch NW-gerichtete Störungen am Ost- rand des Tamberges eine Rolle, die aber an der Windischgarstener Störungszone enden.

Es wurde bereits im stratigraphischen Teil darauf hingewiesen, daß das Mitteleozän das jüngste Schichtglied der Gosaufolge s.l. darstellt. Es fällt auf, daß die Sedimentation im Helvetikum und Flysch (Laaber Schichten) nur ein wenig später, nämlich im tiefen Obereozän endet. Man könnte also diese Zeitmarken für den Beginn des Einschubes der Kalkalpen in die Ablagerungsräume von Flysch und Helvetikum als bestätigt ansehen; die Molasse mag etwas später überfahren worden sein. Von den wohl meist aus dem Norden kommenden alttertiären Ingressionen sind welche im Nordteil der Kalkalpen bekannt (Inntaltertiär), während die limnisch fluviatilen jungtertiären hauptsächlich von lokalem und alpinem Material beliefert worden sind – aber nicht aus dem Tauernfenster! Gerölle von dort fehlen sowohl im benachbarten Ennstaltertiär als auch z.B. im Lungau.

#### 4.2.5. Zur Nordgrenze der Totengebirgsdecke aus meiner Sicht

Als Nordgrenze der Totengebirgsdecke wird schon lang die Kasbergüberschiebung angesehen, die weiter im Steyrtal mit der Sengsengebirgsüberschiebung verbunden (E. SPENGLER, 1951; A. TOLLMANN, 1976 u.a.) oder zumindest bis zur Windischgarstener Störungszone gezogen wird (B. PLÖCHINGER, 1980). Nach meinen übersichtsmäßig gewonnenen Erfahrungen komme ich zu einer anderen Auffassung.

Ausgangspunkte sind Beobachtungen zunächst im Steyrtal südlich der Windischgarstener Störung. Dort liegt im Osten der aus Hauptdolomit bestehende Tamberg. Im Westteil des Südhanges liegt, wie schon erwähnt, eine größere Masse von Plattenkalk und fossilführenden Kössener Schichten, die allerdings infolge der südfallenden Mergellagen gänzlich zerfallen ist. Aber weiter östlich zeigen noch Spuren (oder spärliche) Komponenten in Gosaubreccien, daß sie weiter verbreitet waren. Das unterstreicht den Befund, daß der Tamberg noch zur Staufen-Höllengebirgsdecke gehört. Denn, sieht man nach Westen, dann überblickt man jenseits der Steyr eine andere Folge von Ramsaudolomit und mächtigem gebanktem Dachsteinkalk (bis ins Rhät hinauf) des Kl. Priel, Felsen und Wandfluchten bis ca. 1600 m hoch! Also zwei ganz verschiedene Faziesgebiete insbesondere der Obertrias, die unmöglich ursprünglich unmittelbar nebeneinander abgelagert worden sein können. Zur Freude des Geolo-

gen ist überdies an der Steyr, 1 km N Gausrab, eine stark verruschelte Gosau aufgeschlossen, die an der Grenze – als Deckenscheider – eingeklemmt ist! Übrigens gibt es auf dem Toten Gebirge großflächig nur kleine Vorkommen von Hierlatzkalk, aber keine Kössener Schichten auf dem Dachsteinkalk, während auf dem Hauptdolomit der Staufeu-Höllengebirgsdecke mächtige Kössener Schichten liegen.

Eine Folge von Tälern und Sattelformen markiert eine Störungszone, die von der Gosau N Gausrab zur Haslau leitet, wo man den grauen Hauptdolomit im Norden gut von dem zuckerkörnigen weißen Ramsaudolomit im Süden unterscheiden kann.

Über Bernerau kann man diese Fuge über Ring und Almtalerhaus nach WSW verfolgen, wo eine auffallende rutschende Mulde zum Weiterziehen der Störung einlädt. Vom Vorhandensein von Werfener Schichten, insbesondere von Haselgebirge und Gutensteiner Kalk im Graben E Almsee S Brandberg (geol. Blatt Kirchdorf) konnte ich mich überzeugen. Nachdem diese Störung steilsteht und zwei zugegebenermaßen schlecht unterscheidbare Wettersteindolomite trennt, halte ich sie doch für die Deckengrenze, wobei der südliche sichtlich zur Schichtfolge des Toten Gebirges gehört, während der nördliche zwanglos der Staufeu-Höllengebirgsdecke zugezählt werden kann. Haselgebirge und Werfener Schichten westlich vom Almsee (l. c.) stellen die Verbindung zu dem altbekannten Gips beim Offensee her (vom Gips im Himmelsteingraben beim Offensee liegen übrigens zwei Schwefelisotopenuntersuchungen vor: eine ergab 10,9 ‰ [Rotsalz- und Grüntongebirge] und eine zweite 12,3 ‰ [U. Skyth?]) [E. PAK & O. SCHAUBERGER, 1981]. Dann aber muß ich zugeben, daß ich die Verhältnisse nicht recht durchschaue. Die Dachsteinkalkführenden Schollen der Hohen Schrott und vor allem des Eibenberges sehen auffällig weit nach Nordosten vorgetrieben aus. Sie erinnern mich etwas an die Vorzonen des Warschenecks.

Eine Konsequenz meiner vorgeschlagenen Nordgrenze der Decke des Toten Gebirges wäre, daß die Kasbergüberschiebung nur eine interne Struktur der Staufeu-Höllengebirgsdecke wäre, also eine Deckfalte, die zwar eventuell mit dem Schub der Totengebirgsdecke zusammenhängen könnte, aber die rund 600 m Gutensteiner und Reiflinger Kalke im Gipfelgebiet des Kasberges passen unbedingt besser zur Beckenfazies der Staufeu-Höllengebirgsdecke als zur Totengebirgsdecke.

Die Kasbergüberschiebung wurde an der Fahrstraße auf den Kasberg besichtigt. Zuerst dünn- und dickbankige Gutensteiner Kalke (Crinoidenspreu, selten Diploporen), die nach unten in dünnbankige knollige, wulstige, aber auch flasrige Kalke übergehen. Die Faltung nimmt zu (Achsen flach ESE), bis an der Überschiebung dunkle Kalke über hellbräunlichen Kalken liegen, die nach unten in Hauptdolomit überzugehen scheinen. Dazwischen liegt ein ockergelber Kluffletten als dünne Lage; in der Umgebung waren mylonitische Kluffletten zu sehen. Auch die Dolomite unter der Störung sind gefaltet und zeigen gelegentlich dünne grünliche Bestege. Eine Abgrenzung von Hauptdolomit gegen Wettersteindolomit ist nicht überzeugend. Jedenfalls scheint mir die Lettenlage und die Faltung für eine Fernüberschiebung zu gering. Und wo die Überschiebung nach Osten weitergezogen wird, gelangt man in

einen Bereich, wo der Hauptdolomit von Lunzer Schichten, grauem ladinischem Dolomit und Reiflinger und Gutensteiner Kalken unterlagert wird. Den Hauptdolomit des Tamberges muß ich wegen der Kössener Schichten zur Staufeu-Höllengebirgsdecke rechnen.

So gesehen hebt sich die Totengebirgsdecke optisch ungemein eindrucksvoll von dem rund tausend Meter niedrigeren nördlicheren Deckenland ab. Die unter- bis mitteltriadische Basis, das tiefere Stockwerk der hiesigen Dachsteinkalkdecken muß allerdings am Salinarhorizont abgeschert und größtenteils weiter südlich zurückgeblieben sein.

#### 4.2.6. Überlegungen zur Frage von Horizontalbewegungen an der Windischgarstener Störungszone

Details über die Windischgarstener Störungszone und allgemeine Aspekte wurden bereits zusammengefaßt mitgeteilt (B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968). Dabei wurde hauptsächlich auf die quer zur Störung wirksamen Kräfte, wie Aufschuppungen u. ä. hingewiesen und allenfalls vorhandene Horizontalverschiebungen geringer eingeschätzt. Dazu soll hier mit anderen Aspekten noch einmal Stellung genommen werden. Es wurde nämlich überlegt, ob man mit Hilfe ähnlicher Strukturen auf beiden Seiten der Störung auf horizontale Verschiebungen schließen kann.

Eine der hier verwendbar scheinenden Strukturen ist der rasche Fazieswechsel von Teilen des mächtigen Wettersteinkalkes des Sengsengebirges zu ebenfalls mächtigen Gutensteiner und Reiflinger Schichten sowie geringer mächtigen ladinischen Dolomiten gegen Süden und Südosten, der auch mit einer deutlichen Mächtigkeitzunahme der Lunzer Schichten einhergeht. Die leichtere Faltbarkeit dieser Schichtfolge hat die Falten zwischen dem Salzatal und dem Zeitschenberggebiet, sowie die Maierreckantiklinale ermöglicht. Die ersteren werden durch das Windischgarstener Störungssystem in spitzem Winkel abgeschnitten, und die letztere durch sie z.T. gekappt.

Es stellt sich die Frage: Wo gibt es einen ähnlichen Fazieswechsel oder ähnliche Strukturen südlich der Störungszone?

Schon den älteren Karten kann man entnehmen, daß vom Tamberg an gegen Westen südlich der Störung mächtige Gutensteiner und Reiflinger Schichten, geringmächtige und untypische graue Wettersteindolomite und mächtiger Hauptdolomit herrschen. Die letzteren sind aber oft schwer zu unterscheiden, weswegen es notwendig wäre, das Gebiet um Steyrling sorgfältig neu zu untersuchen, zumal die nicht publizierte Karte von E. GASCHÉ dem Problem leider nicht ganz gerecht wird. Erst westlich von Grünau im Almtal begegnet man mächtigen Gutensteiner und Reiflinger Kalken im Zwillingskogel (die in der geologischen Karte Blatt Kirchdorf nördlich davon eingetragenen mitteltriadischen Kalke sind größtenteils Lokalmoränen auf Klippenzonen und Flysch), welche gegen Nordwesten rasch in den mächtigen Wettersteinkalk des Traunsteins übergehen, der die Landschaft bei Gmunden beherrscht. Die bekannten, einst als Einschuppungen oder Basisteile von Schuppen gedeuteten Lagen von Gutensteiner Kalken, z.B. nördlich unter dem Gipfel oder bei der Ansetz am Westfuß, sind sicher strati-

graphische Einschaltungen, letztere fallen sogar durch verwischte Grenzen auf. Irgendwelche deutliche Bewegungsbahnen, die auch als Bewegungsbahnen von Schuppen gedeutet werden müßten, konnte ich dort nicht finden. Also zweifellos Faziesverzahnung bzw. Übergänge!

Das Traunsteingebiet kommt also zweifellos als Pendant südlich der Windischgarstener Störung zu dem auf der anderen Seite liegenden Sengsengebirge bei Windischgarsten in Betracht. Das ergäbe einen relativen Verschiebungsbetrag der beiden Schollen durch eine rechtsseitig-laterale Seitenverschiebung von ungefähr 40 km! Man könnte höchstens überlegen, daß die Anschlußstelle vielleicht ein wenig westlicher von Windischgarsten angenommen werden könnte, wodurch der Verschiebungsbetrag auf etwa 25–30 km verkürzt würde. Man könnte allenfalls noch weitergehen; wenn man bedenkt, daß im Abschnitt zwischen Teichtal und Grünau manches durch tektonische Entfernung von Zwischenstücken verschleiert sein könnte, dann kann man zu noch plausibleren Beträgen gelangen.

Damit in Zusammenhang gibt es in der nördlichen Scholle auch Anzeichen von gegenläufigen Bewegungen, die sich in Bogenformen äußern, wie den Weyerer Bögen, die in der Gegend ihres Ansatzes beim Ende der Windischgarstener Störungszone beginnen und die ganze Breite der Nordscholle überqueren, sowie der kürzere Bogen bei Kirchdorf/Krems sowie der Bogenansatz im Almtal nördlich Grünau. Der Vorgang scheint kompliziert gewesen zu sein, wobei eine zeitliche Staffelung ebenfalls mitgespielt haben könnte. Ost-westliche Spannungsfelder äußern sich darin. Verkürzungen könnten noch in den mir örtlich bekannten starken Faltungen im Hauptdolomit des Hintergebirges stecken. Es ist aber keine Frage, daß die größten Verkürzungsbeträge in den Weyerer Bögen zu suchen sind.

Allenfalls könnte man den Umstand hervorheben, daß im Störungsbereich das Salinar noch mindestens 2 km in die Staufeu-Höllengebirgsdecke hineinreicht: vielleicht haben die Bogenformen im Flysch auch damit zu tun?

Am ehesten wird man der Wahrheit nahekommen, wenn man die Scholle südlich der Störung als west- oder nordwestbewegt ansieht, zumindest bis zur nächsten Verkürzung an der Traunaltstörung, während im Nordflügel die seitliche Bewegung durch die Weyerer Struktur aufgezehrt wurde. Die Versteifung der Scholle vom Krestenberg westwärts durch die mächtigen Wettersteinkalke des Sengsengebirges dürfte mitgespielt haben.

Bei Erforschung dieser Bewegungen wäre es vermutlich nützlich, dieselben Fragen auch bei der Wolfgangseestörung zu stellen, die als sehr ähnliche Struktur bei Bad Ischl an der durchrissenen Bogenform der Traunaltstörung beginnt (B. PLÖCHINGER, 1964). Auch innerhalb der nördlichen Scholle sind Bogenformen bekannt (l.c.).

Wie gewöhnlich kommen für die Erklärung der Windischgarstener Störungszone mehrere Ursachen in Betracht: Einerseits starker tektonischer Druck in Nordrichtung, andererseits auch scherende Horizontalverschiebungen, die wahrscheinlich gleichzeitig mit der Platznahme der Kalkalpen über Flysch und Molasse etwa im Oligozän wirksam waren. Eozäne Gesteine sind ja im Störungsbereich noch in die Tektonik einbezogen.

Der Stillstand der Wanderung der Kalkalpen kann in der Hauptsache im Grenzbereich Oligozän–Miozän angenommen werden.

#### 4.2.7. Bemerkungen zu den Fortsetzungen der Windischgarstener Störung

Der Ansatz einer Westfortsetzung des Flyschfensters zeigt sich bereits westlich der Eisenbahnbrücke östlich St. Pankraz, wo einige Bohrungen für eine Autobahnbrücke bzw. das Projekt des Lainbergtunnels sicheren Gaultflysch neben Salinar antrafen. Obzwar wenig westlich im Teichtal nur ein paar isolierte Triasaufschlüsse auftreten, könnte man bei ähnlicher Oberflächengestaltung auch daran denken, daß weitere Flyschvorkommen verborgen sind.

Erst westlich der Steyr sind durch E. GASCHKE und T.E. GATTINGER Flyschvorkommen anstehend bekannt (z.B. NW Kniewas).

Allerdings kenne ich mich erst in der Gegend von Grünau besser aus, wo ich bald nach dem Krieg einiges beobachten konnte (1947, 1953, 1962). Die verhältnismäßig besten Aufschlüsse fand ich in den Gräben beiderseits des Dachskopfes, wo der Flysch aus Gaultflysch, Reiselberger Sandstein und Bunten Schiefen besteht, meist südfallend wie im Graben E Zuckerhut. Im erstgenannten Graben ist der Flysch mit z.T. flyschartigen Mittelkreidegesteinen kalkalpinen Ursprungs verflößt, die gelegentlich bunte Breccien enthalten, wozu noch Schüblinge von Serpentiniten kommen – Verhältnisse, die stark an den Wuhrbauer Kogel bei Windischgarsten erinnern. Darüber überschoben sind kalkalpine Einheiten. An der Westseite der Deckscholle des Dachskogels befand sich vor rund 30 Jahren ein Steinbruch in Gutensteiner Kalk, unter dem eine Ruschelzone aus Gaultflysch und bunten Flyschschiefern mit Linsen und Blöcken von Neocomkalk und Ophicalcit eindrucksvoll die Kalkalpenüberschiebung dokumentierte. Eine größere Ophicalcitlinse war im oberen Teil des letzteren Grabens zu sehen. Die Bohrung Grünau hat bewiesen, daß solche Basite örtlich unter der Kalkalpenüberschiebung sogar eine große Rolle spielen.

Unter diesem Flysch taucht nach Norden sodann Grestener Klippenzone und Ultrahelvetikum in dem Gschlifgraben entsprechenden Antiklinalen auf, deren Nordflügel die eigentliche Flyschdecke bildet. Das Halbfenster von Grünau hängt also mit der geschlossenen Rhenodanubischen Flyschzone unmittelbar zusammen. Im Süden wird sie durch die Reichraminger Decke überschoben, die auch den Nordflügel des Halbfensters aufbaut (Janselmayer, Salmgruppe).

Die Ostfortsetzung der Grünau–Windischgarstener Störungszone ist von B. PLÖCHINGER (PLÖCHINGER, B. & PREY, S., 1968) eingehend dargestellt worden, muß also hier kaum behandelt werden. Es wäre nur zu sagen, daß dort zwar noch kein Flysch bekannt ist, jedoch Fenster von Ternberger–Frankenfelder Deckenelementen. Die Störung verbindet sich südlich St. Gallen mit den Komplikationen der Reiflinger Scholle im Vorfeld nördlich der Gesäuseberge, dort, wo auch die Weyerer Bögen im Süden enden.

#### 4.2.8. Regionale Nebenbemerkungen zur Frage der Verbindung von Grauwacken- und Kalkalpendecken

Diese Überlegungen sind vor allem als Anregung gedacht, auch in dieser Richtung Beobachtungen zu sammeln.

Folgendes ist mir aufgefallen: Die hochalpinen Decken (einschließlich der Ötscherdecke s.l.) besitzen einerseits echte Werfener Schichten und sind mit der Norischen Decke der Grauwackenzone verknüpft, was vor allem an der Südseite zu sehen ist. Diese Verknüpfung ist jedenfalls eine sedimentäre. Die echten Werfener Schichten gehen anscheinend etwa dort zu Ende, wo auch die Dachsteinkalkfazies im Westen abrupt endet, was in der Gegend von Fieberbrunn der Fall ist. Die Basis der Kalkalpen bilden bereits im Kaisergebirge Gesteine in Verrucano-Buntsandsteinfazies, während die Norische Decke noch bis zum Kellerjoch bei Schwalz reicht. Von St. Johann bis zum Westende der Kalkalpen bleibt die Verrucano-Buntsandsteinfazies allein herrschend, und die sedimentär verbundene Basis ist und bleibt Veitscher Decke mit Quarzphyllit und Re-

sten von Karbon. In Tirol liegen oder lagen die Kalkalpen also auf Veitscher Decke, ebenso wahrscheinlich die nördlich der Hochalpinen Decken gelegenen kalkalpinen Einheiten weiter östlich.

Vielleicht hilft folgende Betrachtung weiter: die Österreichkarte weist in Tirol z.B. ein ausgedehntes Fenster von Veitscher Decke (Kelchsau) unter der Norischen Decke aus und vielleicht sind auch kleine möglich. Mit kräftigen, z.T. steilstehenden Störungen an der Grenze zwischen Grauwackenzone und Kalkalpen zu rechnen, bereitet sicherlich wenig Schwierigkeiten – nur leider kann ich dem selbst nicht mehr nachgehen.

Das zu klärende Schema würde also lauten: Tirolikum auf Veitscher Decke, Hochalpine Einheiten inkl. Ötscherdecke auf Norischer Decke. Daß auch die Veitscher Decke eine größere Verbreitung hat (bzw. hatte), zeigt die Steinacher Decke mit ihrem Quarzphyllit, Karbon und den Eisendolomiten sowie den Schuppen sicher kalkalpiner Gesteinsfolgen (Blaserdecke) (S. PREY, 1977); und die Quarzphyllite von der Wildschönau bis zur Brennerfurche kann man als dazugehörend in Betracht ziehen.

### 5. Die Bohrung Windischgarsten 1

Die Bohrung wurde im Jahre 1965/1966 von den Österreichischen Salinen niedergebracht, um das Salinar im Untergrund von Windischgarsten zu erforschen, wobei auch die Prüfung einer Anwendungsmöglichkeit von Laugverfahren zur Salzgewinnung im Vordergrund stand. Nach Vorarbeiten durch einige Flachbohrungen und seismische Untersuchungen wurde sie etwa WSW Windischgarsten knapp östlich neben der (heutigen) Gleinkerstraße am Fuße der Hügel angesetzt. Grund für die Bohrung war, daß ich Erfahrungen besaß, die darauf hinwiesen, daß im Untergrund von Windischgarsten saline Gesteine anstehen (z.B. Dilly-Quelle, bekannter Gipsfund bei Brunnengrabung bei der Pension Scheer, Schwefelwasser bei der ehem. Gerberei). Dann fand man auch Gips in einer der seismischen Bohrungen und beim Straßenbau der Gleinkerstraße im Bereich der Umfahrungsstraße und Eisenbahn. Die Bohrung war wirklich erfolgreich. Es war auch laugfähiges Salz angefahren worden, aber die Lage weit weg von den notwendigen Betriebseinrichtungen der Saline war ein wesentliches Hindernis für eine Salzgewinnung bei Windischgarsten.

Das Profil erwies sich als sehr interessant:

0	–	8	m	Schotter.
8	–	22	m	Graue feinsandige Gosaumergel. Sie sind unmittelbar den in der Nachbarschaft vorkommenden vergleichbar.
22	–	60	m	Gipsfreier graugrüner Haselgebirgston.
60	–	86	m	Graugrünes Giphaselgebirge.
86	–	113	m	Dunkelgraue Dolomite mit Gips.
113	–	146	m	Graugrünes Giphaselgebirge.
146	–	208	m	Haselgebirge, z.T. ausgelaugt. Von ca. 157–208 m dunkelgrauer Dolomit mit wenig Gips (Spülungsverlust!) oder mit Muriazit.
208	–	210	m	Störungszone.
210	–	217	m	Grauer feinkörniger, etwas kalkiger Quarzsandstein. Wahrscheinlich schon Mittelkreide. U.d.M. aus einem Stück bei 214,45 – 215,65 m: Quarz (eckig bis etwas gerundet,

z.T. undulös), Feldspat (z.T. zwillingslamelliert), Muskowit (oft verbogene Blättchen), z.T. gebleichter Biotit, mikritische ±getrübe Kalke (einer mit Filamenten), Tonbröckchen, Quarzporphyr?, kohlige Pflanzenreste und Pyrit. Das Gestein ist ziemlich feinkörnig, sonst ohne Besonderheit.

217 –417 m Schwarzgraue bis grünlichgraue Schiefertone mit dünnen sandigen, manchmal etwa welligen oder in Linsen aufgelösten Lagen. Das verleiht dem Gestein ein feinstreifiges Aussehen. Zeichen von Turbulenz bei der Ablagerung sind vorhanden. Man kann öfter auch tektonische Faltung und Störung bis zur Zerkümmerung erkennen. Das Gestein gleicht Alb-Cenomanschiefern der Ternberger-Frankenfelder Deckenreste des Fensterrahmens. Fünf Proben lieferten arme Sandschalerfaunen mit primitiven Formen. Als Seltenheit ist das Vorkommen von *Plectorecurvoides* (?) und *Rotalipora* sp. als Anzeiger für Mittelkreide zu melden. Dazu oft reichlicher Radiolarien (teilweise pyritisiert), darunter auch hüthenförmige.

Die Fauna paßt also in die Mittelkreide. Nannoproben liegen leider nicht vor. Hingegen gibt es einen palynologischen Befund (W. KLAUS) von mit Sand verquetschten dunklen Schiefertönen bei 333 m Tiefe:

*Cicatrissporites venustus* DEAK, *C. pseudotripartitus* (BOLCH), *Costoperforosporites* sp. DEAK, *Appendicisporites dorogensoides* WLD. & GRFD., *Corrugatisporites toratus* WLD. & GRFD., *Ephedripites cretaceus* KR., *Faveosporites* sp. und *Welwitschiapites alekhinii* BOLCH.

Es wird von KLAUS auseinandergesetzt, daß Alb-Cenoman am wahrscheinlichsten ist. Dazu kommen noch Luftsacksporen aus der Untertrias, sowie Sporen aus Jura und tiefster Unterkreide, was die übergreifende Position dieser Ablagerungen über den altpalpidischen Gebirgsbau beleuchtet. Dazu siehe auch Kap. 2.3.3.

- 417 -420 m Stinkdolomit mit Salzadern.
- 420 -664,8 m Salzhaselgebirge, bunt und grünbunt. Geschätzter durchschnittlicher Salzgehalt (SCHAUBERGER) 55 %.
- Bei 518,85 m fand W. KLAUS in schwarzen festen glimmerigen Tonschiefern im Salzhaselgebirge eine Sporenflora mit *Lueckisporites microgranulatus* KLAUS, *L. parvus* KLAUS, *L. undulatus* n. sp. KLAUS, *Jugasporites schaubergeroides* KLAUS, *Nuskoisporites dulhuntyi* POTONIE & KLAUS, *Jugasporites delasaucei* (POT. & KLAUS) LESCHIK, *Gigantosporites hallstattensis* KLAUS, *Falcisporites zapfei* (POT. & KL.) LESCHIK und *Parvavesicaspora splendens* (LESCH.) KLAUS.
- KLAUS gibt als Alter am ehesten Oberperm bis unterstes Skyth an.
- 664,8-759 m Bräunlich-schwarzgraue, selten auch braun- und violettrote sehr feinsandige auch etwas feinglimmerige Mergelschiefer. Selten darin schlierig-sandiges Material mit Fossilresten, wie bei 725,50-725,70 m Streifen und Linsen von feinkörnigem Sandstein und Grabgänge. Gelegentlich Bivalvenreste. Starke Zertrümmerung und Kalzitaderung.
- Aus dem Bereich der Mergel liegen sechs Schlammproben vor. Zwei davon waren fossilleer, eine enthielt nur unbestimmbare Reste. Die anderen lieferten typische Gosaufaunen:
- Globotruncana* ex gr. *lapparenti* BOLLI, *Stensiöina exsculpta* (RSS.), *Vaginulina* aff. *gosae* (RSS.), *Gyroidina mendezensis* CUSHM., *Gavelinella stelligera* (MARIE), *Pseudoparrella navarroana* (CUSHM.), *Marssonella oxycona* (MARSSON), *Dorothia conulus* (RSS.), *Verneuilina muensteri* RSS. und wenige Sandschaler. Aus der Probe 726,70-727,10 m, die übrigens die reichste war, liegt auch eine Nannoflora (H. STRADNER) vor, die Oberkreide anzeigt: *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), *Lucianorhabdus cayeuxi* DEFL., *Cretarhabdus crenulatus* BRAML. & MART., *Eiffelithus turriseiffeli* (DEFL.), *Chiastozygus litterarius* (GORKA) und *Calculites ovalis* (STRAD.).
- 759 -761 m Breccie mit viel dunklen und hellbraunen Kalcken und wenig Sandstein in dunkler tonmergeliger Matrix.
- 761 -763,5 m Brauner Kalk mit vielen lebhaft grünen Suturen und wenigen kieseligen Flecken, stark zertrümmert. Unter dem Kalk die gleiche Breccie wie über ihm. Daraus ergibt sich, daß es sich um eine Basalbreccie der Gosau mit herantransportiertem Geröll und einem großen Block handelt.
- Der braune Kalk des Blockes u.d.M.: Mikritischer Kalk mit Spongiennadeln und wenig Filamenten. Viel Kalzitklüfte.
- Der ähnliche Kalk bei 763 m hat nur häufiger sehr kleine Fleckchen mit angehäuftem Pyritstaub und einige dunkle Suturen. Der Habitus entspricht manchen Oberjurakalken, insbesondere Tressensteinkalken.
- 763,5-903 m Dunkelgraue Tonmergel. Im Kern 899 - 902,50 m wechsellagerter die etwas feinsandigen schwarzgrauen Tonmergel mit hellen, oft rhythmisch geschichteten Sandstreifen. Diese Regelmäßigkeit wird manchmal durch wolkige Verteilung des Sandes unterbrochen. Der vorhergehende Kern (792,50 - 797,50 m) zeigte diese Wechsellagerung nicht. Im tiefe-

ren Kern betrug das Einfallen der Schichten 60-70° mit Querklüftchen, aber auch oft Kalzitklüften oder sogar harnischdurchzogenen Störungen.

Drei Faunen aus dem Bereich 792-797 m kann man zusammenfassen: *Hedbergella* sp., *Hedbergella infracretacea* (GLASSNER) (z. T. pyritisiert), *Globigerina subdigitata* CARMAN, *Gl. washitensis* CARSEY und nicht ganz deutlich *Anomalina lorneiana* GAND.; dazu Lenticulinen, *Nodosaria* sp., *Lagena apiculata* (REUSS), *L. sulcata* WALKER & JAG., *Eponides* sp., *Epistomina* cf. *colomi* DUBOURD. & SIGAL, *Gavelinella stelligera* (MARIE), *Gyroidina globosa* (V. HAG.), *Vaginulinopsis* sp., *Allo-morphina* aff. *trochoides* (RSS.), *Clarella articulata* (BROTZEN), ferner *Ramulina aculeata* (d'ORB.), *Conorotalites* cf. *aptiensis* (BETTENST.), *C. bartensteini* (BETTENST.), *Clavulinoides gaultina* (MOROSOWA), *Textularia foeda* RSS., *T. turris* d'ORB., *T. chapmani* LAL., *Marssonella oxycona* (MARSSON), *Verneuulinoides subfiliformis* BART., *Trocholina infragranulata* NOTH, *Trocholina* sp. und meist pyritisierte Radiolarien (auch hütchenförmige) sowie selten Ostracoden, Inoceramenreste, Fischreste und Pyritstengel. Eine Fauna der höheren Unterkreide.

Die Fauna des letzten Kernes (bei ca. 900 m) ist schlecht erhalten und besteht aus wenigen Sand- und Kalkschalern, darunter auch *Gavelinella* sp.

Sie widerspricht nicht der Einreihung in die höhere Unterkreide.

In dem Kern 795,6-797,4 m bestimmte H. STRADNER eine Nannoflora der höheren Unterkreide:

*Coccolithus pelagicus* (WALLICH), *Braarudosphaera discula* BR. & R., *Nannoconus steinmanni* KAMPTN., *N. globulus* (BRÖNNIM.), *N. colomi* (DE LAPP.). Bei 899-900,40 m bestimmte er *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) und *Nannoconus globulus* (BRÖNNIM.).

Die höhere Unterkreide wird also auch im letzten Kern bei 900 m Tiefe durch *Coccolithus pelagicus* (WALL.) und *Nannoconus globulus* (BRÖNNIM.) erhärtet. Das Gestein fällt 60-70° ein, ist stark gestört und von Harnischen und Kalzitklüften durchsetzt.

Besonders bemerkenswert ist, daß hier über der Mittelkreide Gosaumergel mit Basalbildungen transgressiv und hundert Meter mächtig liegen (vgl. auch Kap. 2.3.9.).

Damit ist bei 903 m die Endteufe erreicht. Interessante Ergebnisse hat die Bohrung gebracht, aber auch Fragen offen gelassen. Gedanken darüber kann man in Kap. 2.2.8. nachlesen.

Was das Haselgebirge betrifft, so gibt O. SCHAUBERGER (1986) einige Schwefelisotopenwerte aus der Bohrung bekannt, aber ohne genaue Tiefenangaben. Er nennt Werte von 13,7 und 13,6 ‰, die für permoskythisches Alter sprechen - sie könnten aus dem unteren Salinarhorizont stammen - aber auch Werte von 23,8 und 28,6 ‰, die für stinkdolomitisch-anhydritisches Grausalzgebirge kennzeichnend sind - sie könnten für das obere Salinarpaket und für ein skythisches bis unteranisches Alter sprechen.

## Literatur

- AMPFERER, O.: Geol. Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Admont-Hieflau. – Wien (Geol. B.-A.) 1933.
- ANIWANDTER, E. & ZIRKL, E. J.: Ein neues Diabasvorkommen in der Warscheneckgruppe (Oberösterreich). – Anz. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **10**, 153–157, Wien 1955.
- BEHRENS, M.: Schwermineralverteilungen und Sedimentstrukturen in den Lunzer Schichten (Karn, Trias, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **116**, 51–83, Wien 1973.
- BRANDECKER, H.: Die A9 Pyhrnautobahn im Raume Spital a. P. – Entwicklungsgeschichte und Baugeologie. – In: Dorf im Gebirge. Spital am Pyhrn 1190–1990. – 10 S., Gemeinde Spital/Pyhrn, Linz 1990.
- BRINKMANN, R.: Über Fenster von Flysch in den nordöstlichen Kalkalpen. – Sitzber. preuß. Akad. Wiss., phys.-mathem. Kl., **31**, 12 S., Berlin 1936.
- DULLO, W.-Chr., FLÜGEL, E., LEIN, R., RIEDEL, P. & SENOWBARI-DARYAN, B.: Algen, Kalkschwämme und Mikroproblematika aus unterkarnischen Rifffalken des Bosruck-Gipfels (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **129**, 525–543, Wien 1987.
- ERKAN, E.: Die Sulfatlagerstätten der postvariszischen Transgressionsserie in den Ostalpen. – Nachrichten Deutsch. Geol. Ges., **41**, S. 90, Hannover 1989.
- FAUPL, P.: Die Flyschfazies in der Gosau der Weyerer Bögen (Oberkreide, Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 219–244, Wien 1983.
- FENNINGER, A.: Riffentwicklung im oberostalpinen Malm. – Geol. Rundsch., **56**, 171–185, Stuttgart 1966.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **63**, 52–141, Wien 1972.
- FREH, W.: Ein weiterer Gagatbergbau auf oberösterreichischem Boden. – Jb. Oberöst. Musealver., **99**, 4 S., Linz 1954.
- GEROCH, St.: Stratigraphic significance of arenaceous Foraminifera in the Carpathian Flysch. – Paläont. Z., **33**, 113–122, Stuttgart 1959.
- GEYER, G.: Die Aufschließungen des Bosrucktunnels und deren Bedeutung für den Bau des Gebirges. – Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **82**, 39 S., Wien 1907.
- GEYER, G.: Über den geologischen Bau der Warscheneckgruppe im Toten Gebirge. – Verh. Geol. R.-A., 297–309, Wien 1913.
- GEYER, G.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Liezen. – Mit Erläuterungen, Wien (Geol. R.-A.) 1918.
- HAHN, F.: Grundzüge des Baues der Nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. I. Teil. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **6**, Wien 1913.
- HAUENSCHILD, G.: Die Salinarmulde von Windischgarsten. – Verh. Geol. R.-A., Wien 1871.
- HEISSEL, W.: Die grünen Werfener Schichten von Mitterberg (Salzburg). – Tscherm. Min. Petr. Mitt. 3. F., **4**, Wien 1954.
- JANOSCHEK, W.: Bericht 1965 über Aufnahmen auf Blatt Mitterndorf (97) und Blatt Liezen (98). – Verh. Geol. B.-A., 28–29, Wien 1966.
- JANOSCHEK, W.: Oberkreide und Alttertiär im Bereich von Wörtschach (Ennstal, Steiermark) etc. – Verh. Geol. B.-A., **1968**, Wien 1968.
- KLAUS, W.: Bericht 1964 aus dem Laboratorium für Palynologie. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1965.
- KOMMA, E. & SCHEMINSKY, F.: Orientierende Untersuchungen an den Mineralquellen im Raum von Windischgarsten, O.Ö. – Forsch. Inst. Gastein, Unters. Protokoll v. 10. Dez. 1961.
- KRAUS, E.: Über Flysch und den Kalkalpenbau von Oberdonau. – Jb. Ver. Landeskunde u. Heimatpflege i. Gau Oberdonau, **91**, 179–254, Linz 1944.
- KÜHN, O.: Der Bau des Beckens von Windischgarsten und seiner Umgebung. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **30**, Wien 1937.
- KÜHN, O.: Exkursion im Gebiete des „Fensters“ von Windischgarsten. – Mitt. Geol. Ges., **31**, Wien 1938.
- KÜHN, O.: Rudistenhorizonte in den Alpen. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **1965**, 245–256, Wien 1965.
- KÜHN, O.: Rudistenhorizonte als ökologische und stratigraphische Indikatoren. – Geol. Rundsch., **56**, Stuttgart 1967.
- MEDWENITSCH, W.: Die Geologie der Salzlagerstätten Bad Ischl und Altaussee (Salzkammergut). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **50**, 67 S., Wien 1957.
- NOWY, W. & LEIN, R.: Zur Geologie des Bosruck-Autobahntunnels (Pyhrnautobahn, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **30/31**, 45–94, Wien 1984.
- PAK, E.: Die geologische Datierung der ostalpinen Salzlagerstätten mittels Schwefelisotopen. – Verh. Geol. B.-A., 158–192, Wien 1981.
- PLÖCHINGER, B.: Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **107**, 11–69, Wien 1964.
- PLÖCHINGER, B.: Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein–Berchtesgaden. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **151**, Stuttgart 1976.
- PLÖCHINGER, B.: Argumente für die intramalmische Eingleitung von Hallstätter Schollen bei Golling (Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., Wien 1979.
- PLÖCHINGER, B.: Zur Tektonik der Nördlichen Kalkalpen. – In: R. OBERHAUSER (Red.): Der geologische Aufbau Österreichs, Wien – New York (Springer) 1980.
- PLÖCHINGER, B. & PREY, S.: Profile durch die Windischgarstener Störungszone im Raume Windischgarten – St. Gallen. – Jb. Geol. B.-A., **111**, 175–211, Wien 1968.
- PREY, S.: Geologie der Flyschzone im Gebiet des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a. d. Krems. – Jb. Geol. B.-A., **94**, 93–165, Wien 1950.
- PREY, S.: Aufnahmeberichte 1959–1968, 1970–1971. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1950–1969, 1971–1972.
- PREY, S.: II. Flyschfenster von Windischgarten. – In: ABERER, F., JANOSCHEK, R., PLÖCHINGER, B. & PREY, S.: Exkursion III/2, Erdöl Oberösterreichs, Flyschfenster der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57/1**, Wien 1964.
- PREY, S.: Von der Naturlandschaft des Garstnerales. – Festschr. 850 Jahre Windischgarsten, 6 S., Marktgem. Windischgarsten 1970.
- PREY, S.: Erläuterungen zum Geologischen Lehrpfad Windischgarsten (Steinschau). – 72 S., Kurfonds Windischgarsten, 1974.
- PREY, S.: Gelegenheitsbeobachtungen im Brennermesozoikum in der Umgebung von Trins (Gschnitztal, Tirol). – Verh. Geol. B.-A., 337–347, Wien 1977.
- PREY, S.: Rekonstruktionsversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **69/1976**, 25 S., Wien 1978.
- PREY, S.: Erläuternde Beschreibung des Nordteiles der Geologischen Karte der Umgebung der Stadt Salzburg 1 : 50.000. – Verh. Geol. B.-A., 281–325, Wien 1980a.
- PREY, S.: Helvetikum, Flysche und Klippenzonen von Salzburg bis Wien. – In: R. OBERHAUSER, (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 189–216, Wien (Springer) 1980b.
- PREY, S.: Das Ultrahelvetikum-Fenster des Gschlifgrabens südsüdöstlich von Gmunden (Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 95–127, Wien 1983.
- PREY, S.: Auswirkungen geologischer Großereignisse in Gesteinen und dem Gebirgsbau im Raum Spital am Pyhrn und



- Windischgarsten. – In: Dorf im Gebirge. Spital am Pyhrn 1190–1990, 8 S., Gemeinde Spital/Pyhrn, Linz 1990.
- PREY, S., RUTTNER, A. & WOLETZ, G.: Das Flyschfenster von Windischgarsten innerhalb der Kalkalpen Oberösterreichs. – Verh. Geol. B.-A., 201–216, Wien 1959.
- RICHTER, M. & MÜLLER-DEILE, G.: Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (OBB.) und der Enns. – Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., **92**, Stuttgart 1940.
- ROSENBERG, G.: Die zweite Pechgrabenenge bei Weyer (O. Ö.). – Verh. Geol. B.-A., 187–195, Wien 1964.
- RUTTNER, A. & WOLETZ, G.: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **48**, 221–256, Wien 1956.
- SCHÄFFER, G.: Einführung und Exkursionspunkte Blatt 96, Bad Ischl. – In: Arbeitstagung der Geol. B.-A. in Bad Ischl 1976.
- SCHAUBERGER, O.: Die Mineral- und Thermalquellen im Bereich des ostalpinen Salinars zwischen Salzach und Enns. – Schriftenr. Oberöst. Musealver., **9**, Linz 1979.
- SCHAUBERGER, O.: Bau und Bildung der Salzlagerstätten des ostalpinen Salinars. – Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **7**, 217–254, Wien 1986.
- SCHLAGER, W. & M.: Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglboden-Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). – Sedimentology, **20**, Amsterdam 1973.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNERBERGER, W.: Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges., **66–67**, Wien 1975.
- SEIDL, E.: Die Salzstöcke des deutschen und des Alpen-Permsalz-Gebiets. – Kali, **21**, Halle/S. 1927.
- SPENGLER, E.: Die Nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die helvetische Zone. – In: F. X. SCHÄFFER: Geologie von Österreich, Wien (Deuticke) 1951.
- SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen, III. Teil.: Der Ostabschnitt der Kalkalpen. – Jb. Geol. B.-A., **102**, 193–312, Wien 1959.
- SPÖTL, Ch.: Evaporitische Fazies der Reichenhaller Formation (Skyth–Anis) im Haller Salzberg (Nördliche Kalkalpen, Tirol). – Jb. Geol. B.-A., **131**, 1–208, Wien 1988.
- STROHMANN, J.: Das Garstnertal ist schon lange eine „Region fürs Leben“. – Windischgarstener Kurier, **155**, 2 S., Windischgarsten 1988.
- THURNER, A.: Baustile in den tektonischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen. – Z. Dt. Geol. Ges., **113**, Hannover 1962.
- TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 1. Teil: Der Ostabschnitt. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **59**, 231–253, Wien 1967.
- TOLLMANN, A.: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen, orogene Stellung, regionale Tektonik. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil 3. – Wien (Deuticke) 1976.
- TRAUTH, F.: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, F. E. SUSS-Festschr., **29**, 473–573, Wien 1937.
- VACEK, M. & GEYER, G.: Erläuterungen zur geologischen Karte Blatt Liezen. – Geol. R.-A., 58 S., Wien 1916.
- VACEK, M. & GEYER, G.: Geologisches Blatt 4952 Liezen. – Geol. Staatsanst., Wien 1918.
- WOLETZ, G.: Mineralogische Unterscheidung von Flysch- und Gosasedimenten im Raume von Windischgarsten. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1955.
- ZAPFE, H.: Paläobiologische Untersuchungen an Hippuriten-vorkommen der nordalpinen Gosauschichten. – Verh. zool.-botan. Ges., **86–87**, 73–124, Wien 1937.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 18. Juli 1991.