

**Geologische Aufnahme des Zauchenbachtals und des  
Krahstein-Massivs am Südrand des Toten Gebirges N' Bad Mitterndorf  
(Nördliche Kalkalpen, Steirisches Salzkammergut, Österreich)**

von

Torsten STEIGER, Erlangen

4 Abb., 4 Taf., Beil. 8

Anschrift des Verfassers:  
Dipl.-Geol. Torsten Steiger,  
Paläontologisches Institut  
Universität Erlangen,  
Löwenichstraße 28,  
D-8520 Erlangen

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	26	S. 213–245	Wien, Feb. 1980
---------------------------------------	----	------------	-----------------

## Inhalt

1	Einleitung und Dank . . . . .	215
2	Geographischer Überblick . . . . .	216
3	Stratigraphie . . . . .	216
3.1	Haselgebirge (Oberperm—Skyth) . . . . .	216
3.2	Werfener Schichten (Skyth) . . . . .	217
3.2.1	Werfener Schiefer . . . . .	217
3.2.2	Werfener Kalke . . . . .	218
3.3	Gutensteiner Dolomit (Anis) . . . . .	218
3.4	Reiflinger Kalk, Steinalm-Wettersteinkalk und Dunkle Hornsteinknollenkalke (Anis) . . . . .	218
3.5	Hallstätter Kalke (Ladin ?) . . . . .	220
3.6	Lunzer Sandstein ? (Unterkarn) . . . . .	221
3.7	Dachsteinkalk (Nor) . . . . .	222
3.8	Allgäuschichten (Liasfleckenmergel, Lias) . . . . .	222
3.9	Radiolarit (Untermalm) . . . . .	223
3.10	Oberjurakalke . . . . .	223
3.10.1	Plassenkalk (Oxford—Mitteltithon) . . . . .	223
3.10.2	Oberalmer Schichten . . . . .	225
3.11	Tertiär und Quartär . . . . .	225
4	Tektonik . . . . .	225
4.1	Decken . . . . .	225
4.2	Faltenstrukturen . . . . .	230
4.3	Störungen . . . . .	230
5	Hinweise auf die tektonischen Verhältnisse im Krahnsteinmassiv aufgrund der mikrofazialen Analyse der Oberjurakalke . . . . .	233
6	Die zeitliche Abfolge der tektonischen Ereignisse . . . . .	234
7	Literatur . . . . .	235

## Zusammenfassung

Im Krahnstein-Zauchenbach-Gebiet wurde nicht nur eine Gliederung in die Hauptfazieszonen (Dachsteinkalkfazies, Hallstätter Fazies) vorgenommen, sondern auch eine fazielle Untergliederung der tirolischen Beckenentwicklung des Jura. Dabei hat sich die von TOLLMANN (1960) aufgestellte deckentektonische Gliederung des Untersuchungsgebietes bestätigt, da sich auch die beiden Oberjura-Komplexe im Bereich des Krahnstein-Plateaus als zufällig nebeneinanderliegend erwiesen haben.

## Summary

In the area of the Krahnstein-Zauchenbach the facies units of the Dachsteinkalk facies, the Hallstatt facies and the deeper water development of the Jurassic in the Tirolikum can be distinguished. The Hallstatt series are characterized by a lateral changing of the Steinalm-Wetterstein limestone into a micritic stratified nodular limestone (type of Reifling limestone, Dunkle Hornsteinknollenkalke) during the Anisian. A continuation of the profile into the Ladinian stage is not sure. The interpretation given by A. TOLLMANN, 1960 can be confirmed, since the two Jurassic complexes of the Krahnstein-plateau lie to each other accidentally.

## Résumé

Dans la région du Krahstein-Zauchenbach on peut distinguer les unités de la faciès du Dachsteinkalk, de la faciès de Hallstatt et de la faciès de la sédimentation profonde du Jurassique du Tirolikum. La série de Hallstatt est caractérisée par un changement lateral du calcaire de Steinalm-Wetterstein dans un calcaire micritique, stratifié et nodulaire du type calcaire de Reifling (Dunkle Hornsteinknollenkalke) aux cours de l'Anisien. Il n'est pas sûr que la section atteint le Ladinien. La division de la structure géologique entre les nappes (A. TOLLMANN, 1960) peut encore être maintenue, car les deux massifs jurassiques se sont situés à côte fortuitement.

## 1. Einleitung

Die Hallstätter Zone des Steirischen Salzkammergutes, zwischen den ausgedehnten Dachsteinkalkplattformen des Dachsteinmassivs im Süden und des Toten Gebirges im Norden gelegen, erweist sich als besonders reizvolles Objekt feldgeologischer Untersuchung.

Das vielfältige Neben- und Übereinander von Gesteinen, die sich in Fazies und Alter unterscheiden, macht sie zu einer der bedeutendsten Regionen hinsichtlich der strukturellen Erforschung der Ostalpen.

Die wechselnden Ansichten über den tektonischen Aufbau des Raumes zwischen Enns und Totem Gebirge bis in die heutige Zeit zeigt die Liste der früheren Bearbeiter:

- 1852 M. LIPOLD & H. PRINZINGER: Erste geologische Aufnahme des Blattes Liezen.  
 1871 D. STUR: Neuaufnahme für die „Geologie der Steiermark“.  
 1874 E. v. MOJSISOVICS: Stratigraphische Forschungen im Raume Mitterndorf (Geologische Karte 1:25.000).  
 Unterscheidung der Dachsteinkalkfazies von der Hallstätter Fazies.  
 1915 G. GEYER: „Reambulierung“ des Blattes Liezen. Vertiefung der stratigraphischen Kenntnisse (bis heute gültige Gliederung der Triasschichtfolge). Tektonische Karte des Gebietes zwischen Grundlsee und Grimling nach dem Prinzip der Autochthonie.  
 1960 A. TOLLMANN: Strukturelle Gliederung der Ausseer Hallstätter Zone nach deckentektonischen Grundsätzen. Unterscheidung zweier Hallstätter Decken. Die Deckengrenzen entsprechen den von G. GEYER beobachteten Hauptstörungen.  
 1964 E. FLÜGEL: Korrektur der von A. TOLLMANN angegebenen stratigraphischen Abfolge der Oberen Hallstätter Decke: Norischer Hallstätter Korallenriffkalk erweist sich als oberjurassischer Plassenkalk. Annahme einer faziellen Verzahnung der in der Krahsteingipfelregion eng benachbarten Plassen- und Oberalmer Kalke. Dadurch Zweifel an der über den Krahstein ziehenden Deckengrenze.  
 1965 A. TOLLMANN: Kritik an der Theorie von der Faziesverzahnung zwischen den beiden Jurakomplexen.  
 1973 W. SCHÖLLNBERGER: Aufnahme des im Westen und Norden an die Krahstein-Zauchenbach-Region anschließenden Gebietes (Öderntal, Lawinenstein, Tauplitzalm). Beobachtung von lateralen Übergängen der Dachsteinkalke in Zlambachmergel. Lagerung der Unteren Hallstätter Decke über dem Dachsteinkalk des Lawinensteins (Tirolikum) kann nicht gefunden werden. Eine Abtrennung der Unteren Hallstätter Decke vom Tirolikum ist infolgedessen nicht mehr möglich.  
 1977 D. WURM: Geologische Aufnahme des Rötelsstein-Gebietes E Bad Aussee. Lithostratigraphische und fazielle Untersuchungen in den Gesteinen der Hallstätter Decken, insbesondere der Oberjura-Kalke hinsichtlich eines palökologischen Vergleiches der Plassenkalke des Rötelssteins und des Krahsteins.

Ziel der vorliegenden Arbeit war es, neben einer Kartierung des Gebietes nördlich Bad Mitterndorf vor allem die Problematik bezüglich der Deckengrenzen bzw. der Fa-

ziesverzahnung zwischen den Oberjura-Kalkkomplexen des Krahstein-Massivs und des Filzmooskogel-Bergerwand-Plateaus zu klären.

### Dank

Folgenden Herren und Institutionen, deren Hilfe wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen hat, sei gedankt:

- Herr Prof. Dr. E. FLÜGEL, der das Thema stellte und als mein Diplomvater durch Gespräche und Beschaffung von Geld- und Sachmitteln die Untersuchungen sehr unterstützte.
- Der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die Bezuschussung der Geländeaufenthalte und der Dünnschliffarbeiten (Projekt FL 42/25).
- Der Forstverwaltung Bad Mitterndorf insbesondere Herrn Forstrat FREY und Herrn Oberförster PRÄSOLL für die Überlassung von Forstkarten und die Erlaubnis zum Befahren des abgesperrten Territoriums.
- Herrn Bürgermeister Kommerzialrat SAF für die unentgeltliche Benutzung der Tauplitzalm-Straße.
- Herrn Dr. GRAF für die Möglichkeit zur Befahrung der Bärenhöhle auf dem Krahstein-Plateau.

### 2. Geographischer Überblick

Das Bearbeitungsgebiet umfaßt eine Fläche von ca. 12 km<sup>2</sup> am Südrand des Toten Gebirges, nördlich des Hinterberger Tales etwa auf halbem Weg von Bad Aussee nach Liezen. Die Gebietsgrenzen verlaufen im Norden über die Höhen der Tauplitzalm, im Süden entlang der Bundesstraße 17 (Salzburg–Graz), im Westen über den Scheitel des Rabenkogel-Blannwipfel-Zuges und im Osten an der steil gegen den Ort Tauplitz abfallenden Bergerwand.

Die Entwässerung des Terrains geschieht durch den Zauchenbach. Zusammen mit seinen Nebenbächen sind Talbildungen bedingt, die NNE-SSW streichend, tektonisch vorgegebene Richtungen nachzeichnen. An der Mündung des Weißenbachs in den Zauchenbach öffnet sich das Tal zum Mitterndorfer Becken hin.

Beiderseits der Haupttäler erheben sich stark bewaldete Berge, so im Westen der Rabenkogel mit 1534 m, im Norden der Mittereckkogel mit 1390 m und das östlich gelegene Krahsteinmassiv mit dem Krahstein (1564 m) und dem Möserkogel (1551 m). Südöstlich des Krahsteins, durch das Filzmooshochmoor getrennt, breitet sich das ca. 825 000 m<sup>2</sup> große Filzmooskogel-Bergerwand-Plateau mit einer maximalen Höhe von 1526 m (Weißkirche) aus.

Günstige Aufschlußverhältnisse ergeben sich trotz der starken Bewaldung des Gebietes durch eine große Anzahl von Wegen, Forststraßen und Skipisten.

Als Kartierungsgrundlagen dienen die Forstkarte des Gebietes um Bad Mitterndorf im Maßstab 1:10 000 sowie die Alpenvereinskarte des Südteiles des Toten Gebirges im Maßstab 1:25 000.

### 3. Stratigraphie

#### 3.1 Haselgebirge (Oberperm–Skyth)

Das Haselgebirge ist im Bearbeitungsgebiet in einer aufgelassenen Gipsgrube NE Bad Mitterndorf, nahe dem Ortsteil Zauchen aufgeschlossen. Es ist ähnlich den Verhältnissen in Wien/Grundsee (vgl. W. SCHÖLLNBERGER, 1973) nur als Gipsfolge ausgebildet. Folgende lithologische Einheiten können vom Liegenden ins Hangende unterschieden werden:

1. Schichtiger, weißer oder rosa-roter, grobkristallisierter Gips mit schwarzen, tonigen Zwischenlagen. Gips-Ton-Wechsellagen im mm- bis cm-Bereich mit disharmonischer Fältelung.

2. Im Mittelteil und an der gesamten Nordseite des Abbaues massiger, grauer Anhydrit mit roten, gut geschichteten Lagen. Der Anhydrit ist deutlich geklüftet und an einigen Stellen durch Wasseraufnahme stark vergipst.
3. Schwarze, kleinstückig verwitternde, kieselige Schiefertone. Sie führen Pyritkristalle und auf den Schichtflächen Manganoxidhäutchen. Durch tektonische Einwirkung sind sie zum Teil in „Glanzschiefer“ umgewandelt: sie sind linsenförmig zerschert und zeigen unzählige kleine Spiegelharnische.
4. Geringmächtige (ca. 1 m), grüne, mulmige Tone im Bereich des grauen Anhydrits.
5. Dunkelgraue, dünnplattige Tone mit wenigen weißen Gipslagen.
6. Am Nordwest-Rand des Bruches stark verwitterte, mittelbraune Dolomite.

Das Haselbergsvorkommen ist in seinem Westteil von Moränenschutt überlagert, im Osten liegt es unter Allgäuschichten. Hier ist eine ausgeprägte Dolinenlandschaft des Gipskarstes (G. GRAF, 1972) entstanden, wobei das sedimentäre Gefüge der überlagernden Allgäuschichten zerstört wurde.

Gefügemessungen ergeben eine diapiroartige Struktur des Haselgebirgskörpers. Seine NW-Flanke ist im Zauchener Abbau aufgeschlossen. Das Alter des Haselgebirges wird in der Literatur aufgrund palynologischer Untersuchungen (W. KLAUS, 1953, 1971/73) und neuer Schwefelisotopenuntersuchungen (W. HOLSER & R. KAPLAN, 1966; E. PAK, 1974 in O. SCHAUBERGER & H. ZANKL, 1976) für verschiedene Bereiche unterschiedlich mit Oberperm bis Anis angegeben. Unter Annahme einer parautochthonen Lage muß das Haselgebirge jedoch wegen seiner Überlagerung durch gesicherte Skyth-Sedimente (Werfener Schiefer) als permoskythisch angesehen werden.

### 3.2 Werfener Schichten (Skyth)

Die Werfener Schichten gliedern sich im Gebiet von Bad Mitterndorf in zwei lithologische Einheiten. Der untere Abschnitt, der im Hangenden des Haselgebirges einsetzt, wird von den Werfener Schiefen gebildet. Darüber folgen die Werfener Kalke. Beide sind im Zauchenbachtal kurz oberhalb Bad Mitterndorf auf einer Strecke von ca. 150 m gut erschlossen.

#### 3.2.1 Werfener Schiefer

Fein-, teilweise schräggeschichtete, sandige Ton- und Sandsteine von graugrüner und grünbrauner Farbe erreichen eine Mächtigkeit von insgesamt 500 m. Ihr Vorkommen ist auf den Südwestteil des Bearbeitungsgebietes beschränkt, wo es fast vollständig von Moränenschutt überlagert wird.

Die braun verwitternden Gesteine sind durch ihren Reichtum an Hellglimmern gekennzeichnet. Schwarze Manganeeinlagerungen heben die Schrägschichtung hervor. Die Schieferlagen sind wenige Zentimeter mächtig. Sie wechsellagern mit Sandsteinen, deren Bänke durchschnittlich 20 cm dick sind. In die Tonstein-Sandstein-Wechselfolge sind gelegentlich harte, knollige Mergellagen zwischengeschaltet.

Auf den Schichtflächen finden sich häufig Rippelmarken (Oszillationsrippeln) und verschiedene Spurenfossilien (Freißpuren). Außerdem kommen Massenanhäufungen von kleinen Muscheln (Myophorien, Gervilleien) vor.

Im oberen Teil des Profils erreichen die Bänke der Sandsteine, die teilweise quarzitisches sind, Mächtigkeiten von mehr als 50 cm. Diese sogenannten „Werfener Hangendquarzite“ treten nach H. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER, 1952 vornehmlich im Tirolikum auf.

### 3.2.2 Werfener Kalke

Die kalkige Entwicklung der oberen Werfener Schichten bzw. die Folge der Werfener Kalke (A. TOLLMANN, 1964, 1966) ist im Bachbett des Zauchenbaches über den Werfener Schiefen vollständig mit einer Mächtigkeit von ca. 50 m aufgeschlossen. Der Übergang vollzieht sich allmählich aus den Werfener Hangendquarziten. In den tieferen Abschnitten sind den rein klastischen Lagen Kalksandsteinbänke zwischengeschaltet, die nach oben mächtiger und karbonatischer werden. Mit einer ca. 1 m mächtigen Kalkbank wird die eigentliche Kalkfolge eingeleitet.

Die fossilreichen Kalke wechsellagern mit dünnen, glimmerigen Tonsteinlagen. Im oberen Teil der Serie schalten sich massige, grauweiße Dolomite linsenförmig in die Kalkschichten ein.

Die im frischen Zustand blaugrauen, später bräunlich verwitternden Kalke entsprechen mikritischen Lumachellenkalken (Biomikrit mit wenigen Intraklasten). Den Hauptanteil der Schalenanhäufung stellen Bivalven, gefolgt von Gastropoden. Auf den Schichtflächen finden sich Abdrücke von größeren Muscheln sowie Spuren.

Im Bereich der Biogenkonzentrationen ist der Kalk stark umkristallisiert, so daß Sparit zwischen den Komponenten erscheint. In diesen Zonen läßt sich eine geringe sekundäre Dolomitisierung in Form von Nestern rhomboedrischer Kristalle beobachten (Taf. 1, Fig. 1). Das skythische Alter der Werfener Schichten ist bei A. TOLLMANN (1960:70) durch charakteristische Faunen belegt.

### 3.3 Gutensteiner Dolomit (Anis)

Über dem Werfener Kalk folgt eine über 200 m mächtige Dolomit-Serie. Es handelt sich um meist gut geschichtete, hell- bis dunkelgraue oder bräunliche Dolomite mit kleinstückigem Zerfall. Nur an der Basis ist das Gestein massig, als Rauhacke ausgebildet.

Im Schlibfbereich liegen Dolosparite als Produkte einer starken Umkristallisation vor. Die stratigraphische Einordnung des Dolomits ist wegen der fehlenden Fossilien problematisch. A. TOLLMANN (1960) gibt aufgrund der herrschenden Lagerungsverhältnisse (im Liegenden der anisischen Reiflinger Kalke und im Hangenden der Werfener Schichten, wobei Gutensteiner Kalke nicht ausgebildet sind) anisisches Alter an.

Die Dolomitfolge konnte im Westen, am Fuße des Blannwipfels und auf dessen vorgelagertem Hügelland (Am Poser N Thörl) sowie nördlich des Mittereck- und Rabenkogels in Muldenstellung beobachtet werden (vgl. Abb. 3). Die von Zauchenbach und Weißenbachl eingerahmte Kitzmannshöhe besteht aus dem gleichen Material, das hier den Kern eines großräumigen Sattels bildet. Die Achse dieser Struktur reicht SW-NE-streichend bis unter das 1 km entfernt liegende oberjurassische Plassenkalkvorkommen. Dieser Befund konnte erst durch die neuen Straßenaufschlüsse am Rotentrögl SW des Möserkogels erfaßt werden.

### 3.4 Reiflinger Kalk, Steinalm-Wettersteinkalk und Dunkle Hornsteinknollenkalke (Anis)

Der Begriff „Reiflinger Kalk“ wird von A. TOLLMANN (1960, 1976) auf dunkel- bis hellgraue, mitunter grünbraune, hornsteinführende, dichte, dünnbankige Kalke mit knolliger Oberfläche und Internstruktur (Druckfaserung) bezogen. Die an den Anstiegen des Zauchenbachtals, im Hangenden des Gutensteiner Dolomits mit mächtigen Bänken (30–50 cm) einsetzenden, später dünnschichtigen Kalke ent-

sprechen dieser Definition. Sie zeigen jedoch zusätzliche Merkmale:

- a) die Schichtflächen sind, wie an vielen Stellen beobachtet werden kann (Schleiferriesen-Bach, Blannwipfel, Rotentrögl), nicht immer knollig entwickelt. Die Ebenflächigkeit ist nicht niveaubeständig und tritt im Streichen knolliger Kalke auf.
- b) die Hornsteinführung ist gering und nur an einer Stelle (Brenntenmöser) in situ anzutreffen. Die in den Bachbetten abgelagerten schwarzen und braunen Kieselknollen zeugen allerdings von einer weiten Verbreitung.

W. SCHÖLLNBERGER (1974) bezeichnet die Kalke, die er im Gebiet des Öderntales NW Bad Mitterndorf auffinden konnte, als bunte Knollenkalke im Hangenden der Steinalmkalke.

Mikrofaziell handelt es sich bei den Reiflinger Kalken um biogenführende Pelmikrite mit schwach ausgebildeter Lagentextur (Taf. 1, Fig. 2). Der Biogengehalt setzt sich aus Schwammspiculae, Schalenresten (Ostracoden, Mollusken) und seltenen, typisch anisischen Foraminiferen (*Agathammina judicariensis* PREMOLI SILVA) zusammen.

Im Makrobereich konnten Schnecken, lagenweise Crinoidenreste und vor allem Brachiopoden gefunden werden. An den bereits von G. GEYER (1915) erwähnten Fundpunkten am Schwarzenberg S des Rabenkogels, lieferten die Reiflinger Kalke die für das Anis leitenden Brachiopoden-Formen (Taf. 1, Fig. 3):

*Spiriferina fragilis* SCHLOTHEIM

*Tetractinella trigonella* SCHLOTHEIM

In der Gegend des Brenntenmöser zeigen die Kalke auf den Schichtflächen lange Crinoidenstiele und „Rhizocorallium“-ähnliche Spuren.

Im Hangenden wechselt die Kalkserie in hellgraue bis rötliche, im Dezimeterbereich gebankte Kalke mit welliger Oberfläche. Dieser Typ entspricht dem bei W. SCHÖLLNBERGER (1973) beschriebenen, dolomitisierten Hornstein-Bankkalk. A. TOLLMANN (1960, 1976) bezeichnet ihn als hellrote, dünnere, hornsteinarme Varietät des Schreyeralkalkes. Tatsächlich gibt es in diesem Gestein, zumindest im Bereich des Krahsteinmassivs nur sehr wenige, braune Hornsteine. Der Übergangsbereich zwischen Reiflinger Kalk und dem „gebankten Schreyeralkalk“ deutet sich durch eine starke Dolomitisierung der Kalke an (im Hühnergraben S Rabenkogel aufgeschlossen). Außerdem trennt eine graubraune Crinoidenbank die beiden Folgen.

Im östlichen Bereich wird dieser Horizont von dasycladaceenführenden, lagunären Bildungen des Typus *Steinalm-Wettersteinkalk* (A. TOLLMANN, 1976) vertreten, wobei sich in der Umgebung von Hirscheck und Möserkogel insgesamt sechs Faziestypen unterscheiden lassen:

1. Crinoidenfazies. Über dem Reiflingeralk setzen die Steinalmkalke mit Aufarbeitungsbrekzien und Crinoidenkalken (pelsonische Crinoidenbank, A. TOLLMANN, 1960) ein. Die dichtgepackten Fossilkalke (Taf. 2/ Fig. 1) führen neben Crinoiden, Gastropoden und Brachiopoden (*Koeveskallina koeveskalliensis* (Suess)) eine typisch anisische Foraminiferenfauna: *Glomospira densa* (PANTIC), *Agathammina judicariensis* PREMOLI SILVA, *Endothyranella wirzi* (WEYNSCHENK), *Meandrospira dinarica* KOCH & PANTIC, *Meandrospira pusilla* HO, *Tetraxis inflata* KRISTAN.
2. Algen-Foraminiferen-Schlammfazies. Blaugrünalgenbildungen und massenhaft *Glomospiren* der Art *Glomospira densa* (PANTIC) charakterisieren die nächst höheren Steinalmkalke (Taf. 2/ Fig. 2). Daneben treten weitere Foraminiferen, wie *Glomospirella grandis* (SALAJ), *Meandrospira pusilla* HO, *Meandrospira dinarica* KOCH.

& PANTIC, *Endothyra badouxi* ZANINETTI & BRÖNNIMANN auf, welche anisiches Alter belegen.

3. Algen-Schlamm-Fazies. Über den Bereichen mit dem gehäuften Auftreten von *Glomospira densa* folgen Mikrite, in denen überwiegend Blaugrünalgenknollen und Onkoide vorkommen (Taf. 2/ Fig. 3 und 4). Die Foraminiferenfauna ist weiterhin typisch für Anis: *Glomospira densa* (PANTIC), *Meandrosira deformata* SALAJ, *Meandrosira dinarica* KOCH & PANTIC, *Agathammina judicariensis* PREMOLI SILVA, *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *Duostomina alta* KRISTAN-TOLLMANN, *Aulotortus sinuosus* (WEYNSCHENK).

Im Hangenden der Algen-Schlamm-Fazies entwickeln sich weitere, in ihrer profilmäßigen Höhe nicht näher faßbare Faziestypen:

4. Oolith-Fazies (fossilfreie Oodoloparite, Taf. 2, Fig. 5).
5. Foraminiferen-Detritus-Fazies. Überwiegend aus Intraklasten (Taf. 3, Fig. 1) bestehende Grainstones führen eine anisische Foraminiferenfauna: *Ammobaculites radstadtensis* KRISTAN-TOLLMANN, *Agathammina judicariensis* PREMOLI SILVA, *Glomospira gemerica* (SALAJ), *Glomospirella vulgaris* HO, *Meandrosira dinarica* KOCH & PANTIC.
6. Dasycladaceen-Schwamm-Fazies. Die obersten Anteile der Steinalm-Wettersteinkalkfolge bilden mikritische Kalke, in denen Dasycladaceen (*Physoporella pauciforata* (GÜMBEL), *Oligoporella pilosa* (PIA), *Teutloporella* sp.) und Schwämme (Taf. 3/ Fig. 2) kennzeichnende Elemente darstellen. Die begleitende Foraminiferenfauna zeigt Anis-Alter: *Glomospira densa* PANTIC, *Meandrosira dinarica* KOCH & PANTIC, *Aulotortus sinuosus* (WEYNSCHENK).

Die dasycladaceenführenden Kalke gehen allmählich in dickbankige Spiculit-Kalke über.

Die regionale Verbreitung der Reiflingeralk-Steinalm-Wettersteinkalk-Folge ist durch ihre enorme Mächtigkeitzunahme innerhalb der Oberen Hallstätter Decke von Ost nach West bestimmt. Die Steinalm-Wettersteinkalke werden nach Westen von dünnbankigen mikritischen Knollenkalken abgelöst, die den Reiflingeralken ähnlich sind und in der Karte als Dunkle Hornsteinknollenkalke ausgewiesen werden. Im Arbeitsgebiet setzt sich der gesamte Mittelteil der Rabenkogel-Blannwipfel-Scholle auf eine Mächtigkeit von 350 m aus dieser Reiflingeralk-Hornsteinknollenkalk-Folge zusammen.

### 3.5 Hallstätter Kalke (Ladin?)

Die Hallstätter Kalke sind in zwei Varianten, der sogenannten „Rotfazies“ und der „Graufazies“ ausgebildet:

- a) nordwestlich des Krahstein-Möserkogel-Zuges folgen über den anisischen Steinalm-Wettersteinkalken dichte, hellgraue bis rötlich-braune, massig-knollige Kalke. Beim Anschlagen zeigen sie den für Hallstätter Kalk typischen glatten Bruch. Die Serie liegt hier einer aus den älteren Triasgesteinen geformten Sattelstruktur auf. Als schmale Rippe zeichnet sie, der Plassenkalkfront vorgelagert, das Streichen der Antiklinale nach. Gleichartige Gesteine stellen den Kern der dem Verlauf des Zaubenbaches folgenden Mulde dar.

Der konkordanten Morphologie des östlichen Bereiches (Krahstein-Hirscheck) steht eine Reliefumkehr im Gebiet des Rabenkogel-Blannwipfel-Zuges gegenüber. Auf dem Gipfelplateau des Rabenkogels treten wiederum Hallstätter Kalke des gleichen Typus, diesmal in Muldenstellung zutage. Von den vorhergenannten unterscheiden

sie sich geringfügig durch eine etwas dunklere Farbe und die teilweise Ausbildung einer Bankung.

- b) südlich und südwestlich des Krahsteins gehen die Hallstätter Kalke vom knollig-massigen in den rein massigen Typus über. Es handelt sich um ebenso dichte, mikritische Rotkalke. Auf den Bruchflächen lassen sich Ammonitenquerschnitte und Filamente erkennen. Sie bauen die Gipfelpartien der Kitzmannshöhe und den steil aufragenden Block des Quendlingsteins auf.

Die Ansprache der Gesteine als „Hallstätter Kalke“ ist im zweitgenannten Fall aufgrund der charakteristischen Farbe und des Biogehaltes eindeutig. Eine Benennung der grauen und bräunlichen, in ihrer Ausbildung sehr wechselhaften Kalke des ersten Typs brachte bereits für die früheren Autoren Schwierigkeiten mit sich. Nach G. GEYER (1915) verzahnen sich am Rabenkogel rote und weiße Hallstätter Kalke. Eine derartige Verzahnung konnte allerdings nicht festgestellt werden, da sowohl auf dem Rabenkogel als auch im Zauchenbachtal rote Farben fehlen.

A. TOLLMANN (1960) bezeichnet eine schichtig-knollige Varietät der Hallstätter Kalke an der Kitzmannshöhe unterhalb massiver Rotkalke als Daxlehner Kalke. Diese lagern direkt über Reiflinger Kalken. Nach eigener Anschauung entsprechen diese Kalke jedoch in ihrem Erscheinungsbild (gebankt, dicht, mikritisch, rauher Bruch, bräunliche Farbe) den anisischen Steinalmkalken.

Im Zauchenbachtal führt A. TOLLMANN weiße Hallstätter Korallenriffkalke analog zu den Riffkalken der Krahsteingipfelregion an. Dünnschliffe zeigen einen mikritischen, an Dolomitneusprossungen reichen Kalk, der in seiner Mikrofazies den massigen Kalken des Rabenkogels und des Möserkogelnordhanges gleicht. Diese führen in einer pelmikritischen Grundmasse Gastropoden, andere Schalenreste und massenhaft Schwammnadeln sowie Foraminiferen (Taf. 3, Fig. 4). Sie gehen wie oben erwähnt, aus der Dasycladaceen-Fazies der Steinalm-Wettersteinkalk-Folge hervor. Die Foraminiferen-Fauna (*Aulotortus sinuosus* (WEYNSCHENK), *Meandrospira pusilla* HO, *Trochammina almtalensis* KRISTAN und sessile Formen der Gattung *Planinvolvulina*) gibt keine Auskunft darüber, ob die Serie überhaupt in das Ladin reicht. Aufgrund der lithologischen Beschaffenheit werden die knollig-massigen Kalke des obersten Abschnittes als Hallstätter Kalke in Graufazies (vgl. L. KRYSZYN & W. SCHÖLLNBERGER, 1972) ausgewiesen. Eine Verzahnung mit den im SE gelegenen Rotkalken des Quendlingsteines ist nicht beweisbar.

### 3.6 Lunzer Sandstein ? (Unterkarn)

Als einziges Glied der Unteren Hallstätter Decke (Zlambach-Decke, A. TOLLMANN 1960) tritt im Arbeitsgebiet in tektonisch umgrenzter Fensterposition fraglicher Lunzer Sandstein auf.

Die 5–10 cm dick gebankten, schrägeschichteten Sandsteine sind feinkörnig, führen aber grobe Zwischenlagen. Es handelt sich um Quarzsandsteine mit einem geringen Gehalt an Feldspat, Glimmer (Muskovit) und dunklen Bestandteilen. Das Bindemittel ist kalkig. Die Komponenten bewegen sich mit 0,1–0,25 mm Durchmesser im Feinsandbereich.

Eine Typisierung als Lunzer Sandstein des Unterkarns kann nur aufgrund von Ostreenfunden am Brenntenmöser (vgl. A. TOLLMANN, 1960 – „*Ostrea* sp.“) vorgenommen werden.

### 3.7 Dachsteinkalk (Nor)

Die Schichtfolge der tirolischen Totengebirgs-(Warscheneck-)Decke beginnt im Bearbeitungsgebiet mit Dachsteinkalken des Nor. Entlang der südlichen Abdachung der Tauplitzalm treten zwischen Ramsanger und Brenntenmöser, oft durch Blattverschiebungen versetzte, west-ost-streichende Rippen von dickbankigem Megalodontenkalk zutage. Die Bankung ist im Vergleich zu den Dachsteinkalken des Grimming und des Lawinensteins sehr undeutlich ausgebildet. Das Gestein ist graubraun und zeigt einen dem Hallstätter Kalk ähnelnden Bruch. Eine rein lithologische Unterscheidung zwischen Hallstätter Kalk und Dachsteinkalk führt A. TOLLMANN (1960) mit Hilfe der Tatsache durch, daß im letztgenannten Dolomitneusprossungen nahezu fehlen. Eigene Dünnschliffbeobachtungen bestätigen diese Unterschiede. Nördlich der Brenntenmöser-Hütte konnten an einer freigesprengten Wand eines tektonisch isolierten Kalkblockes die oberen Abschnitte eines „Lofercyclothem“ (A. G. FISCHER, 1964) studiert werden:

#### 1. Loferit, Member B:

Das kennzeichnende Merkmal ist die durch eine alternierende Folge von leicht gewellten bzw. gekräuselten, mikritischen Lagen (Algenmatten) und dazwischenliegenden komponentenführenden mikritischen und sparitischen Lagen gebildete laminare Struktur (Stromatolithe). Die Sparite können calcitisch oder dolomitisch sein (W. SCHÖLLNER, 1973). An der Lamination dieser im Supratidal bis Intertidal entstandenen Karbonate beteiligen sich ferner „birds-eyes-structures“.

#### 2. Megalodontenkalk, Member C:

Die Loferite, die pro Zyklus ca. 50 cm Mächtigkeit erreichen, werden von einigen Metern dickbankigem Feinschuttkalk überlagert. Der Biogenanteil der Intrabiosparite setzt sich aus Foraminiferen, Kalkalgen, Korallen- und Echinodermenresten zusammen. Das mitunter gradierte Gefüge ist bioturbat gestört. Megalodonten sind weiter an der zur Brenntenmöseralm führenden Forststraße auf Kluftflächen sichtbar.

Der unterste Abschnitt (Rotpelit und Wiederaufarbeitungshorizont, Member A) des Loferyklus ist am Brenntenmöser nicht aufgeschlossen.

Die der Pellet-Schlamm-Fazies (Taf. 3, Fig. 3) und der Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies (vgl. J. HOHENEGGER & W. PILLER, 1975) angehörenden Kalke des Members C führen eine Foraminiferenfauna, die eine zeitliche Einstufung in die höheren Anteile des Nor erlauben: *Triasina hantkeni* MAJZON, *Tetrataxis inflata* KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN, *Aulotortus sinuosus* (WEYNSCHENK), *Galeanella* aff. *tollmanni* (KRISTAN).

### 3.8 Allgäuschichten (Lias)

Die Jura-Sedimente sind mit Ausnahme der Plassenkalke auf den Bereich der Totengebirgsdecke beschränkt. Ihr stratigraphisch ältestes Glied sind die Allgäuschichten oder Liasfleckenmergel, deren Hauptverbreitungsgebiet die südlichen Hänge des Filzmooskogel-Bergerwand-Plateaus sind. Eine quantitative Erfassung ihrer enormen Mächtigkeit an dieser Stelle ist nicht möglich, da ihre Anhäufung sicher tektonisch infolge Verfaltung und Schuppung bedingt ist. A. TOLLMANN (1960) nimmt bei einer primär großen Mächtigkeit eine zusätzliche Stauung der Fleckenmergel durch die von Süden her vordringende Dachsteindecke (Hochjuvavikum) an.

Die Allgäuschichten bestehen aus hell- bis dunkelgrauen, recht widerstandsfähigen

Mergeln, die teilweise mit hellgrauen Kalklagen wechsellagern. Sowohl die Mergella-  
gen als auch die Kalkbänke können bis zu 30 cm Mächtigkeit erreichen. Eine charak-  
teristische Fleckung ist selten. Die Schichtung der Fleckenmergel ist in der Regel gut  
ausgebildet, mitunter löst sie sich jedoch flaserig auf.

Die Datierung der Allgäuschichten konnte trotz ihrer weiten Verbreitung mangels  
guter Aufschlüsse nicht durchgeführt werden. A. TOLLMANN (1960) beschreibt vom  
Alm-Törl S der Bergeralm eine Ammonitenfauna, die das Sediment in den Unteren  
Lias (hier Lias  $\beta$ ) eingliedert. Schlammproben aus dem SE-Bereich des Liasfleckenmer-  
gelvorkommens lieferten außer hexactinelliden Schwammnadeln (Liaspongienmergel  
nach TOLLMANN, 1960) lediglich nicht näher bestimmbare Nodosarienbruchstücke.

### 3.9 Radiolarit und Kieselschiefer (Dogger–Untermalm)

Den Liasfleckenmergeln bzw. den Dachsteinkalken und den Oberjurakalken sind  
schwarze und rote, teilweise gut geschichtete Kieselschiefer zwischengeschaltet. In  
ihrer Beschaffenheit entsprechen sie den Stufen der Chiemgau-Schichten (graue und  
schwarze Farben) und des Ruhpoldinger Radiolarits (rote Farben). Sie umfassen  
den Zeitraum von Dogger bis Untermalm (A. TOLLMANN, 1976).

Die Verbreitung der Radiolarite im Bearbeitungsgebiet ist gering und auf einige  
kleinflächige Vorkommen beschränkt. Wegen der Starrheit des Materials handelt es  
sich hauptsächlich um tektonische Schuppen, die in verschiedene Unterlagen gebet-  
tet sind. Im Bereich des Liasfleckenmergels (S der Bergerwend) sind drei Ausbisse  
von schwarzen, splittrig brechenden Radiolariten zu beobachten. Sie ordnen sich als  
morphologische Rippen entlang des Weißenbachtals in einer Reihe an und sind inmit-  
ten eines von Almwirtschaft genutzten Gebietes von Hochwald bestanden. Schwarze  
Radiolarite treten auch am östlichen Rand des Filzmooses als liegende Serie der Ober-  
almer Schichten zutage. Durch den Einfluß des anmoorigen Bodens ist das Gestein  
zermürbt und in kleine knollige Körper aufgelöst. Sehr geringmächtige schwarze und  
rote, gut geschichtete kieselige Mergel und Radiolarite sind im Norden des Bear-  
beitungsgebietes am Anstieg zur Tauplitzalm ausgebildet. Sie „umwickeln“ in zwei Schup-  
pen den gebankten Dachsteinkalk. Der Verband von Radiolariten und Dachsteinkal-  
ken läßt auf ein Fehlen der Liasfleckenmergel oder ihrer zeitlichen Äquivalente  
schließen (vgl. W. SCHÖLLNER, 1973).

### 3.10 Oberjurakalke

Die Gipfelregionen des Krahsteins und des Filzmooskogel-Bergerwand-Plateaus  
werden von zwei durch eine Störung getrennte Oberjurakalk-Vorkommen aufgebaut.  
Aufgrund ihrer engen Nachbarschaft ergibt sich die im Vorwort genannte Problem-  
stellung. In dem größeren, südöstlich gelegenen Verbreitungsgebiet entwickeln sich  
aus schwarzen Doggeradiolariten die ca. 300 m mächtigen Oberalmer Schichten und  
deren zeitgleiche Vertreter (Tressensteinkalk, Barmsteinkalk). Die den nordwestlichen  
Bereich (Krahsteingipfel, Möserkogel) bedeckenden Plassenkalke liegen diskordant  
über verschiedenen Triasgesteinen. Ihre Mächtigkeit beträgt ca. 200 m.

#### 3.10.1 Plassenkalk (Oxford-Mitteltithon)

Der Komplex ist dem Einfallen einer Überschiebungsbahn nach SE entsprechend  
leicht schräg gestellt. Die relativ liegenden Partien treten im SW, W, NW und N des  
Massivs auf. Die jüngsten Anteile sind in der Gipfelregion und an der südöstlichen,  
gegen das Filzmoos gerichteten Begrenzung anzutreffen.

Boundstones, Rud- und Grainstones (Taf. 4/ Fig. 1 und 2) des Flachwasserbereiches kennzeichnen die Fazies des Plassenkalkes. Riffbildende Organismen, wie Korallen, Hydrozoen, Kalkalgen (vor allem Dasycladaceen) und an die Ökologie angepaßte Foraminiferen, Echinodermaten und Mollusken stellen den Biogenbestand (E. FLÜGEL, 1964, T. STEIGER, 1977). Die paläogeographische Konfiguration der Fazies-Typen deutet auf ihre Entstehung im Gebiet von Karbonatplattformen hin, wie sie aus verschiedenen Zonen der Ostalpen als Ablagerungsmilieu der Oberjura-Riffkalke beschrieben werden (A. FENNINGER & H.-L. HOLZER, 1972, W. OTT, 1969, D. WURM, 1977).

Die zeitliche Einordnung der Plassenkalke erfolgt mit Hilfe gewisser Faunen- und Florenelemente, der sogenannten Indexfossilien, die zwar ökologisch gebunden sind, jedoch in bestimmten stratigraphischen Bereichen auftreten. Die im Dünnschliff ange-troffene stratigraphisch verwertbare Fauna und Flora bestätigt die oben erwähnte, ge-ländemäßig beurteilte Lage von Basis und Top der Plassenkalke: Die Dasycladacee *Campbelliella striata* (CAROZZI), das stratigraphisch jüngste Fossil, findet sich in den morphologisch höchstgelegenen Proben. Dagegen tritt die Foraminifere *Protopenneroplis striata* (WEYNSCHENK), als charakteristische Form der zeitlich tiefsten Anteile der Plassenkalke in den Randzonen des Vorkommens auf. Gemäß der aufgefundenen Indexfossilien reicht der Plassenkalk bis in das Tithon. Die Jura-Kreide-Grenze dürfte kaum überschritten worden sein, da einerseits typische Kreideformen fehlen und auch *Campbelliella striata* zwar häufig vertreten ist, *Salpingoporella annulata* jedoch mengenmäßig zurücksteht. Daher liegt der Schluß nahe, daß der Plassenkalk des Krahsteins mit Unter-, maximal Mittel-tithon, endet.

Durch die Indexfossilien sind die Riff- und riffnahen Bereiche der Oberjura-Platt-formkalke in sogenannte Coenozonen gliederbar. Am Krahstein lassen sich unterscheiden:

a) Coenozone mit *Protopenneroplis striata* (WEYNSCHENK).

Gehäuftes Auftreten von *Protopenneroplis striata* (WEYNSCHENK) spricht für die Einstufung der Basisbereiche der Plassenkalke in den unteren Teil des Oxfords. Die Basislage, der begleitende Biogengehalt und die Tatsache, daß *Protopenneroplis* zahlenmäßig gegen das Hangende rasch zunimmt, lassen die Abtrennung dieser Coenozone zu. Sie entspricht der von W. OTT (1969) im Sulzfluhkalk erkannten, vom Oxford? bis Kimmeridge reichenden, gleichnamigen Zone.

b) Coenozone mit *Campbelliella striata* (CAROZZI).

Sicher unterscheidbar ist auch diese in das Tithon einzuordnende Coenozone, die im Tethysbereich des Oberjuras weit verbreitet gewesen zu sein scheint, da eine Reihe von Autoren gleichnamige Einstufungen in verschiedenen Gebieten Europas aufgestellt haben (SARTONI & CRESCENTI, 1961 [Italien], W. OTT, 1969 [Schweiz], O. DRAGASTAN, 1975 [Rumänien] u. a.). Bemerkenswert ist das Fehlen der sonst immer mit den tieferen Abschnitten der *Campbelliella striata*-Zone verknüpften Grünalge *Clypeina jurassica* (vgl. A. FENNINGER & H. HÖTZL, 1967). Entweder konnte sich die Alge im Riffgebiet des Krahsteins nicht entwickeln oder die *Clypeina jurassica*-Zone setzt erst nach der *Campbelliella striata*-Zone ein. Diese Abfolge entspräche, im Gegensatz zu allen anderen Autoren, dem Schema von O. DRAGASTAN (1975).

Die übrigen, zwischen der *Protopenneroplis striata*-Zone und der *Campbelliella striata*-Zone liegenden Kalke zeigen keine Anhäufungen stratigraphisch wichtiger Fossilien. Die gleichmäßig geringe Verteilung von *Salpingoporella pygmaea* (GÜMBEL) läßt al-

lerdings Beziehungen zu der von O. DRAGASTAN (1975) unterschiedenen, für Unter-tithon charakteristischen „*Pianelle pygmaea*-Zone“ erkennen. Diese müßte jedoch, gemäß der von A. FENNINGER & H. HÖTZL (1967) angegebenen Lebensdauer von *Salpingoporella* (= *Pianella*) *pygmaea*, sowohl noch Kimmeridge als auch noch Ober-Oxford umfassen.

### 3.10.2 Oberalmer Schichten

Pelagische, pelmikritische Wackestones und Mudstones (Taf. 4, Fig. 3), feinarenitische Schuttkalke und grobe Turbiditschüttungen sind die charakteristischen Faziestypen in den Oberalmer Schichten des Filzmooskogel-Bergerwandplateaus. Es handelt sich hier nicht um die reinen Oberalmer Schichten, die sich durch einen hohen Gehalt an Nannoplankton und extreme Feinkörnigkeit auszeichnen, sondern um die Oberalmer Schichten in Übergangsfazies (A. FENNINGER & H.-L. HOLZER, 1972), welche größere Korngrößen aufweisen.

Die wohlgebankten Oberalmer Kalke des Bearbeitungsgebietes besitzen in den linsenförmig zwischengeschalteten, ammonitenführenden Agatha-Kalken (*Acanthicum*-Schichten) ein für die Einstufung der übrigen Kalke verwendbares Bezugsniveau. Die von A. TOLLMANN beschriebenen Faunen geben Kimmeridge-Alter an. Die darunterliegenden Oberalmer Schichten dürften demnach in nicht näher abgrenzbare Oxford- und Kimmeridge-Bereiche zu stellen sein. Die über den Agatha-Kalken lagernden Anteile der Oberalmer Schichten können durch die zwischengeschalteten Barmsteinkalk-Bänke besser eingestuft werden. Unter ihren großen Komponenten erscheinen Reste der für das Tithon typischen Wirtelalge *Clypeina jurassica* FAVRE. Wegen des syngenetischen Charakters der turbiditischen Barmsteinkalke kann tithonisches Alter, zumindest der im Hangenden der Barmsteinkalke entwickelten Oberalmer Schichten, angenommen werden. Die Abfolge reicht nicht bis in die Unterkreide, da bis an die Obergrenze keine Calpionellen auftreten.

### 3.11 Tertiär und Quartär

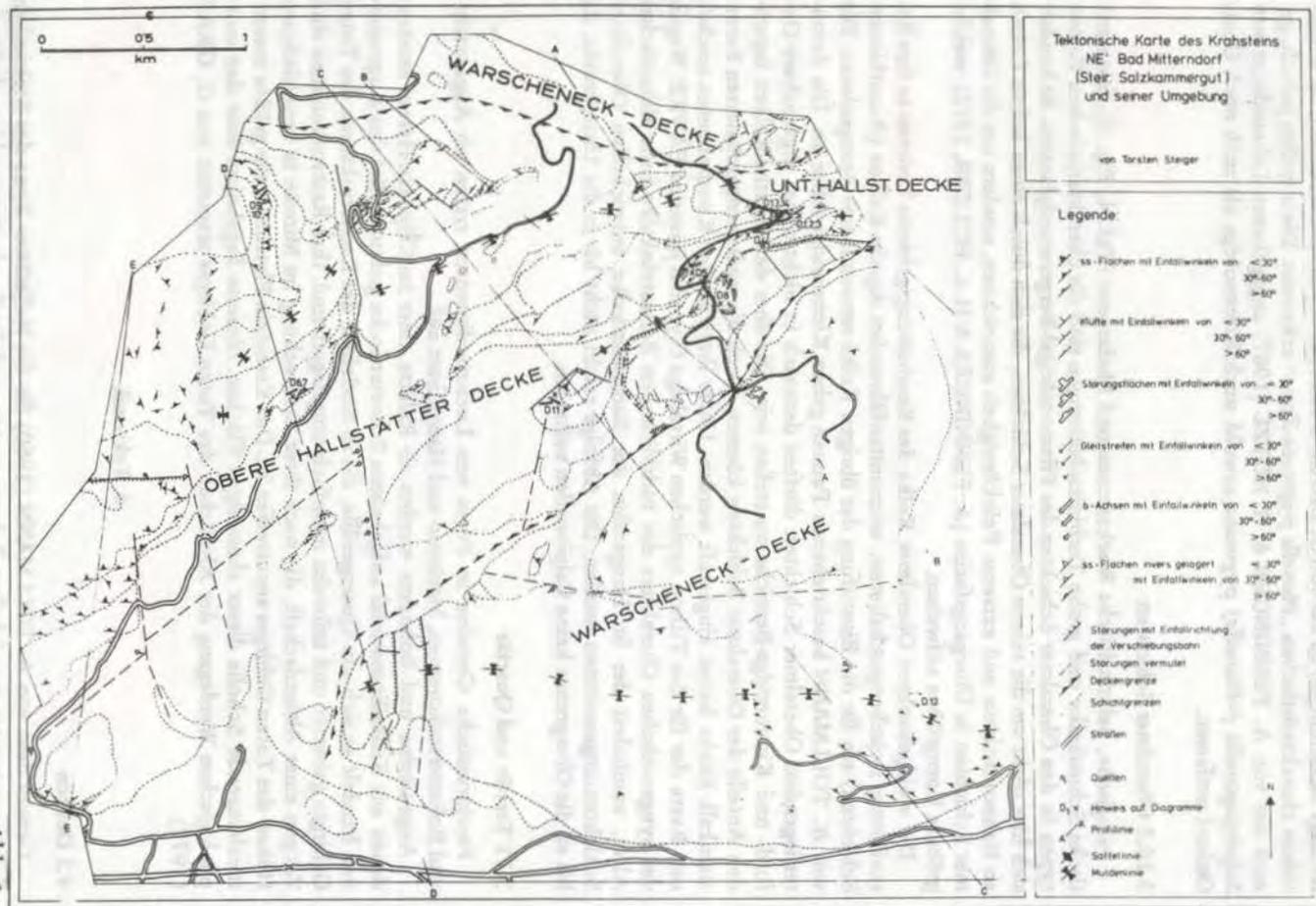
Postjurassische Gesteine in Form von Lockersedimenten treten als Augenstein- und Bohnerzorkommen, Moränen- und Hangschutt auf.

Augensteine und Bohnerze werden als Relikte einer im Oligozän-Helvet entstandenen aus Kristallinmaterial aufgebauten Schotterdecke gedeutet. Bei den Augensteinen handelt es sich um Quarzgerölle, die in Rotlehme der Karststrukturen des Toten Gebirges gebettet und teilweise mehrfach umgelagert sind. Ihre Restvorkommen sind Zeugen einer Altlandschaft, die nach ihrer Zerbrechung im Miozän in verschiedenen Höhen des Toten Gebirges anzutreffen ist. Das Krahstein-Plateau ist die größte zusammenhängende Scholle dieser ehemaligen Flächen. Neueste Ergebnisse über den morphologischen Werdegang der Altflächen des Toten Gebirges stammen von G. GRAF (1972).

## 4. Tektonik

### 4.1 Decken

Gemäß dem von A. TOLLMANN (1960) für die Hallstätter Zone des Steirischen Salzkammergutes entwickelten Schema treten auch im Bearbeitungsgebiet, als Strukturen 1. Ordnung, Teile verschiedener Decken zutage:



- a) Das Unterlager der Hallstätter Decken bildet die Warscheneck-Decke (Totengebirgsdecke). Das Verbreitungsgebiet ihrer stratigraphischen Einheiten liegt sowohl im Norden, am Anstieg zur Tauplitzalm (Dachsteinkalk), als auch im Südosten, wo sie das Filzmooskogel-Bergerwand-Plateau und dessen vorgelagerte Höhen aufbaut (Oberalmer Schichten, Liasfleckenmergel).
- b) Zwischen den tirolischen Serien erscheinen die Gesteine der juvavischen Hallstätter Decken. Ihr Vorkommen zeigt die Kontur eines sich nach Nordosten verjüngenden Keiles (siehe tektonische Karte, Abb. 1). Hauptsächlich ist die Obere Hallstätter Decke entwickelt. Doch sind im Bereich der nördlichen Deckengrenze Relikte der als völlig abgeschert angenommenen Unteren Hallstätter Decke erhalten geblieben.

Die als tiefgreifende Störungen ausgebildeten Deckengrenzen deuten sich in Form von Talungen morphologisch an. Außerdem lassen sie sich durch Quellaustritte von oftmals rötlichen, Fe-haltigen Wässern, wie beispielsweise an der östlichen Ski-Piste der Brenntenmöser-Alm lokalisieren. Im Gegensatz zur Geländeaufnahme von A. TOLL-MANN (1960) konnten direkte Kontakte Warscheneck-Decke/Hallstätter Decken nicht beobachtet werden. Im geringsten Fall sind die beiden Einheiten auf 40 m Distanz durch Moränen- und Hangschutt getrennt. Auch zieht die nördliche Deckengrenze nicht von NE nach SW über den Mittereckkogel, sondern behält vom Brenntenmöser kommend, ihr E-W-Streichen bei und überquert den Ramsanger nördlich des Rabenkogels. Es existiert am Mittereckkogel kein Kontakt zwischen Reiflinger Kalk und gebanktem Dachsteinkalk. Die Folge der Oberen Hallstätter Decke reicht hier bis in den Gutensteiner Dolomit, der entgegen dem bisherigen Befund den Nordteil des Mittereckkogels aufbaut.

An der nördlichen Grenze, der früheren Weißenbach-Linie (G. GEYER, 1915), stoßen demnach, voneinander wegfallend, Gutensteiner Dolomite der Oberen Hallstätter Decke bzw. Lunzer Sandsteine der Unteren Hallstätter Decke gegen gebankte Dachsteinkalke der Warscheneck-Decke. Das Einfallen der Deckenbahn wird analog zur steilen bis überkippten Lagerung der Reiflinger Kalke des Mittereckkogels und im Zauchenursprung als ebenfalls steil nach Süden angenommen. Genauso steil taucht die südliche, über den Krahstein SW-NE-verlaufende Grenze ein, und zwar in Nord-Richtung. Nur im Südwesten wird die Störungsfläche infolge der halokinetischen Bewegungen des Haselgebirges nach Südost umgebogen. Entlang des Weißenbachtals stehen sich NW-fallende Gutensteiner Dolomite bzw. Werfener Schiefer der Oberen Hallstätter Decke und Liasfleckenmergel der Warscheneck-Decke gegenüber. In der Krahsteingipfelregion wird diese Sprunghöhe durch das Nebeneinanderliegen der Oberjurakalk-Vorkommen egalisiert. Im Nordosten stoßen die Liasfleckenmergel wieder gegen Triaskalke (Steinalmkalke) der Oberen Hallstätter Decke. Die südliche Deckengrenze zieht weiter nach Nordosten in das Tal des Freuberg-Baches. Dort vereinigt sie sich mit der nördlichen Grenze.

Der Deckengrenzencharakter der Störungen kann lediglich am Krahsteinbruch plausibel gemacht werden: Ältere Gesteine (Gutensteiner Dolomit, Hallstätter Kalke) liegen über jüngeren (Liasfleckenmergel, Oberalmer Schichten). Für die Nordstörung lassen sich durch die Schuttbedeckung keine direkten Beweise erbringen. Eine indirekte Rekonstruktion des Verlaufes der Störungsbahn ist nicht möglich, da das Bearbeitungsgebiet keine hierzu notwendige Übersicht bietet. Ihre Existenz kann aber durch entsprechende Geländebeobachtungen auch nicht widerlegt werden.

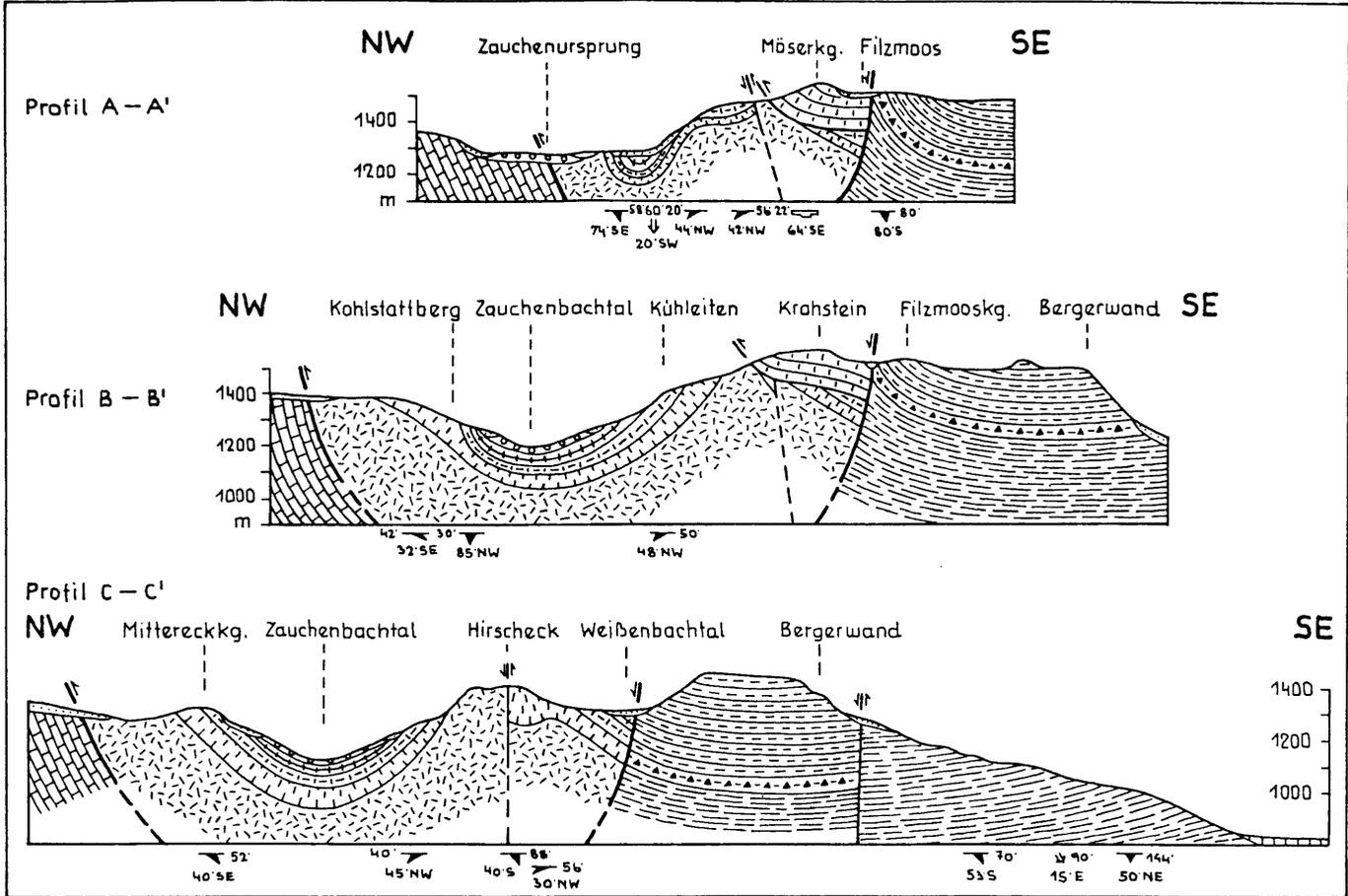
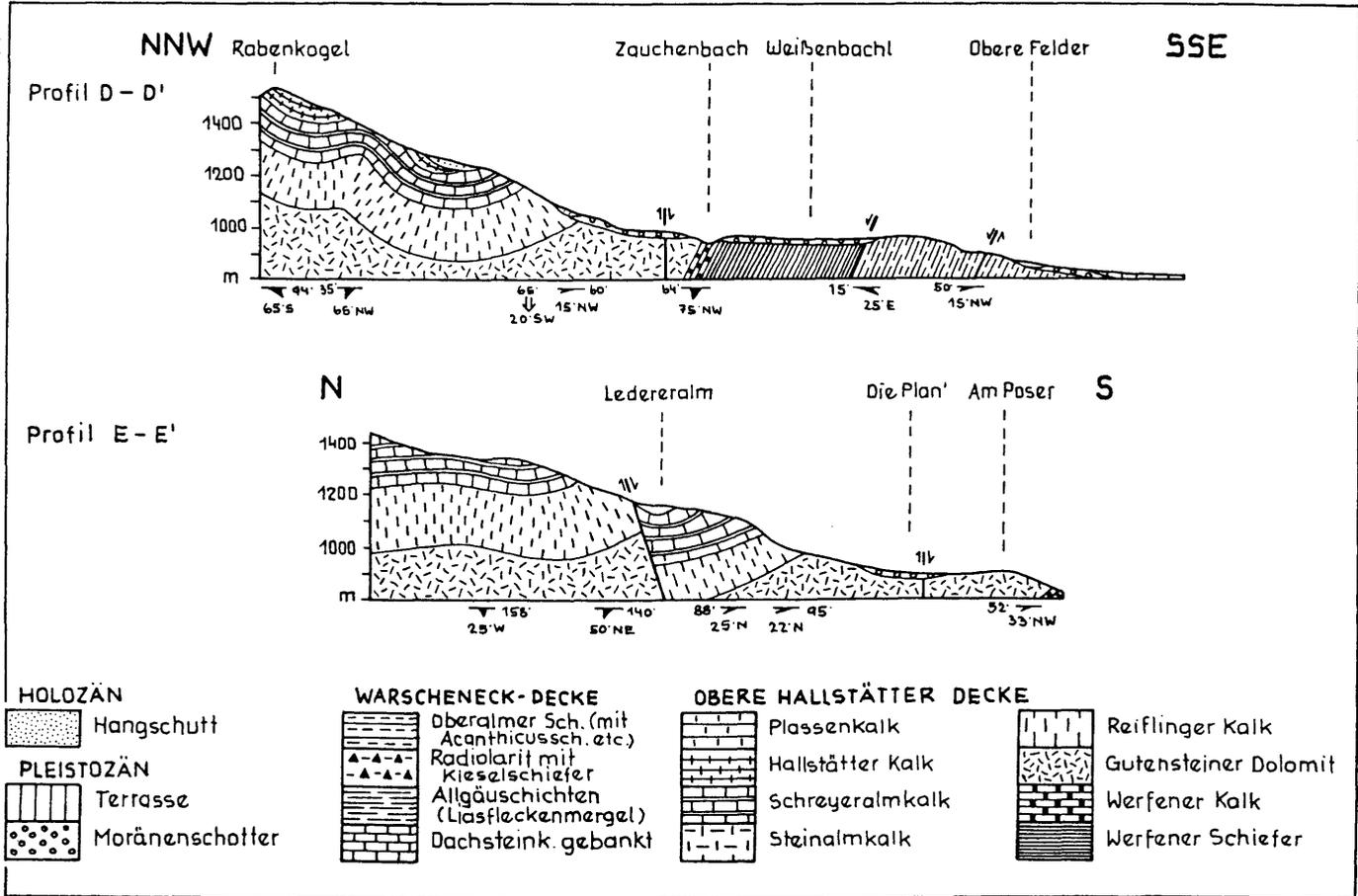


Abb. 2



## 4.2 Faltenstrukturen

Die Deckenbahnen der Hallstätter Decken sind sekundär versteilt worden. Deshalb erscheinen ihre ursprünglich flach konkav gelagerten Serien im Nordwesten (oberes Zauchenbachtal, Brenntenmöser) in Muldenstellung und im Südosten (Kitzmannshöhe, Möserkogel) als Aufsattelung (siehe Abb. 1 und 2, Profile A–A', B–B' und C–C'). Die Falten streichen, wie die Hallstätter Decken selbst, WSW-ENE und heben mit ca.  $10^\circ$  nach NE aus (Abb. 3/Diagramm 1).

Südwestlich des Zusammenflusses Kohlstattgraben/Zauchenbach gliedert sich die triadische Kalkfolge des Rabenkogels in zwei Teilmulden. Die südliche Mulde entspricht der des Zauchenbachtals. Hier steigt ihre Achse jedoch mit ca.  $3^\circ$  nach SW an (siehe Abb. 1 und 2, Profile D–D' und E–E').

Intern sind die großen Faltenstrukturen mehr oder weniger spezialverfaltet. Da der Deformationsgrad von der Kompetenz der Gesteine abhängt, lassen sich in den dünnbankigen Reiflinger Kalken die Verfaltungen am besten beobachten. Aufgrund ihrer geringen Widerstandsfähigkeit gaben sie während der Einengungsphase jeder Belastung nach und legten sich in aufrechte und schiefe Biegefallen. Die Bewegungen auf den Schichtflächen werden durch Kalzitbesteige mit Gleitstreifen markiert.

In den Strukturen der Reiflinger Kalke sind teilweise zwei Achsenrichtungen konserviert (siehe tektonische Karte, Abb. 1). Während die b-Achsen im Zentralteil der Triasmulde (Rabenkogel, Zauchenbachtal) SW-NE-Streichen besitzen (Abb. 3/Diagramme 6, 9 und 10), tritt an ihrem Südost-Flügel eine Vermischung zweier entgegengesetzter Richtungen ein: Auf der Kitzmannshöhe liegen die b-Achsen, gemäß dem Beanspruchungsplan der Liasfleckenmergel der Warscheneck-Decke, WNW-ESE (Abb. 4/Diagramm 12). Die Vergenz der in den Reiflinger Kalken auftretenden Sättel und Mulden ist im allgemeinen steil nach Nordwest gerichtet (Abb. 4/Diagramm 3). Lediglich im Bereich von Mittereck- und Rabenkogel, an denen inverse Schichtlagerung infolge Rückstau gegen den gebankten Dachsteinkalk entstanden sind, herrscht südvergender Bau.

## 4.3 Störungen

Neben den Decken- und Faltenstrukturen treten rupturale Deformationen sowohl in Form von Einengungs- als auch Ausweitungsstrukturen auf. Insbesondere die starren Kalkkomplexe reagierten auf Belastung mit Zerbrechung.

Gleichzeitig mit der Verfaltung kommt es zu Aufschiebungen innerhalb der Decken (NE-Teil der Oberen Hallstätter Decke, Bruch S der Bergerwand, Brüche im Zauchenbachtal). Während der Deckenüberschiebungen und der Einengungsvorgänge reagieren die gebankten Dachsteinkalke im Norden des Bearbeitungsgebietes mit horizontalem Ausweichen in Form von Blattverschiebungen. Sowohl die Decken als auch die Aufschiebungen werden im Laufe der tektonischen Entwicklung des Gebietes durch Querbrüche versetzt. So durchschlägt die größte beobachtete Querstörung (Kohlstattgraben) die südliche Deckengrenze und setzt sich in abgeschwächter Form in den Liasfleckenmergeln fort und bedingt eine Absenkung der SW-Scholle der Oberen Hallstätter Decke. Durch parallel zu den b-Achsen angeordnete Querbrüche gestaltet sich die Wirkung der Querstörungen unterschiedlich und es entsteht eine gestaffelte Zerbrechung der gesamten Hallstätter Decke. Genetisch mit den Querbrüchen sind Abschiebungen verbunden, die durch ein Abbrechen einzelner in Senkung begriffener Teilschollen nach SW hin gebildet werden (Ledereralm, Kitzmannshöhe).

Eine Struktur ganz besonderer Art stellt die Auflagerungsfläche der Plassenkalke über den triadischen Kalkfolgen der Oberen Hallstätter Decke dar. Es handelt sich um

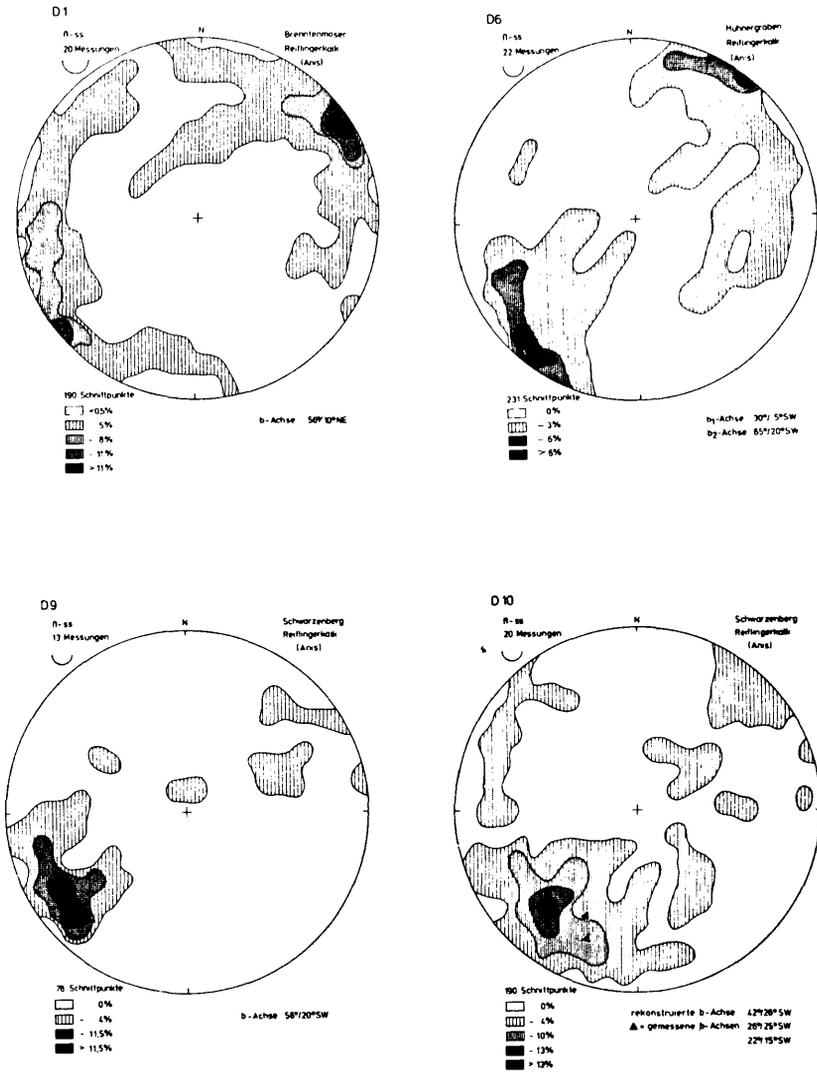


Abb. 3: Gefüge-Diagramme aus der Oberen Hallstätter Decke.  
 Die  $\beta$ -ss-Diagramme zeigen deutlich das NE-SW-Streichen der Muldenstruktur.

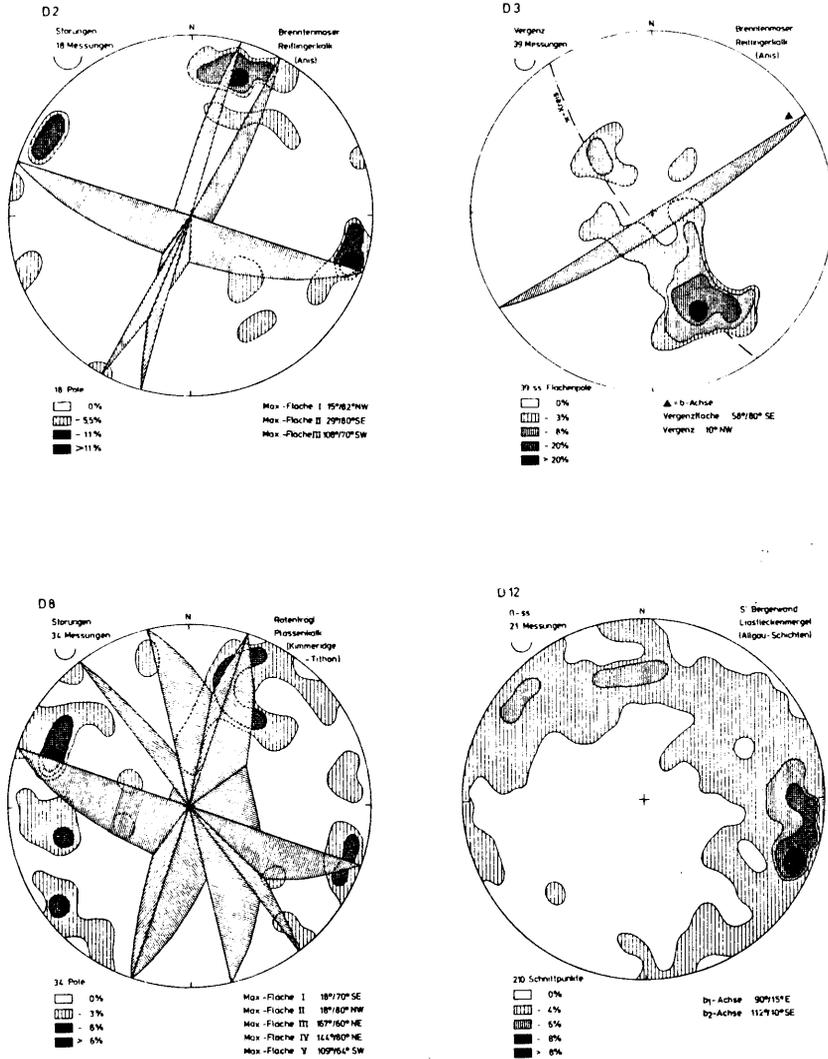


Abb. 4: Gefüge-Diagramme aus der Oberen Hallstätter Decke (Tiefjuvavikum) und der Warascheneck-Decke (Tirolikum).

Die Diagramme 2 und 8 zeigen ähnliche Kluffmaximumflächen und weisen auf eine gleiche tektonische Beanspruchung von Reiflinger Kalken und Plassenkalken hin.

Diagramm 3: Rekonstruktion der Vergenz in der Zauchenbachmulde.

Diagramm 12 dokumentiert die abweichenden Faltenachsen in der tirolischen Warascheneck-Decke.

eine SE-fallende Überschiebung, die an der Krahstein-Störung (südliche Deckengrenze) endet. Die Neigung der Fläche ist im Südosten gering (weniger als  $30^\circ$ ). Gegen Norden nimmt sie an Steilheit zu. An ihrer nördlichen Begrenzung fällt sie mit über  $80^\circ$  ein. Die Merkmale dieser Störung entsprechen denen einer konkaven Schaufel- oder „listrischen Fläche“ (E. SUESS, 1909). Gleitstreifenmessungen im Bereich der Störungsklüfte der Plassenkalke lassen eine Bewegungsrichtung des Oberjura-Komplexes von Süd nach Nord erkennen. Der Transport kann jedoch nicht über größere Distanz erfolgt sein: In der basalen Zone der Plassenkalke treten kleine exotische Gerölle von Hallstätter Kalken und Reiflinger Kalken auf. Sie sind offensichtlich bei der Aufarbeitung des Untergrundes durch das übergreifende Oberjura-Meer in den sedimentären Verband aufgenommen worden. Von einem Transgressionskonglomerat kann jedoch nicht gesprochen werden. Trotzdem liegt die Annahme einer primären, diskordanten, transgressiven Lagerung der Plassenkalke über einem Triasrelief nahe (A. TOLLMANN, 1965). Die Überschiebungsphase ist wahrscheinlich an die Faltungsperiode nach der Deckenüberschiebung gebunden. Bei dem kurzen Schub sind die kontaktnahen Plassenkalke brekzisiert worden. Die Maximumflächen der Klüfte (Abb. 4/Diagramm 8) spiegeln Analogien zu den Klufrichtungen der darunterliegenden Triasserien (Diagramm 2) wieder, was als weiteres Zeichen für die parautochthone Lagerung der Plassenkalke zu werten ist.

#### 5. Hinweise auf die tektonischen Verhältnisse im Krahsteinmassiv aufgrund der mikrofazialen Analyse der Oberjurakalke

Das Aneinandergrenzen der zwei Oberjurakalk-Vorkommen im Gipfelbereich des Krahsteins führte in der ersten Hälfte der sechziger Jahre zu einem Zweifel am Deckengrenzen-Charakter der Krahstein-Störung (E. FLÜGEL, 1964). Nicht zuletzt war es Ziel der vorliegenden Arbeit, durch eine mikrofaziale Analyse der Plassen- und Oberalmerkalke Hinweise auf eine mögliche räumliche und fazielle Zusammengehörigkeit der beiden Komplexe zu erhalten. Würden die Riff- und Beckenkalke Übergänge erkennen lassen, so müßte der Krahstein-Bruch als gestörte Faziesgrenze angesehen werden. Gleichzeitig müßte aber auch ein neues genetisches Modell hinsichtlich der Tektonik entwickelt werden, da die im Fortstreichen der Störung auftretenden großen Sprunghöhen (Werfener Schiefer/Liasfleckenmergel) gegenüber der geringen Versetzung im Bereich der Oberjurakalke nicht in Einklang zu bringen sind.

Ein direkter Vergleich der Kalkvorkommen ist nicht möglich, da beide tektonisch verstellt sind. Der Plassenkalk fällt genauso wie die Oberalmer Schichten flach gegen Südosten ein. An der trennenden Störung stößt eine relativ hangende Partie des Plassenkalkes gegen die Basis der Oberalmer Schichten, wobei sogar noch deren Unterlager, der Dogger-Radiolarit, zutage tritt. Aus diesem Grund konnten nicht einfach die beiden räumlich am nächsten liegenden Probenpunkte ausgewertet werden. Um stratigraphisch gleichwertige Niveaus vergleichen zu können, bedurfte es einer dichten Beprobung des gesamten aufgeschlossenen Bereiches.

Die mikrofaziale Untersuchung ergibt eine klare Trennung der Mikrofaziestypen beider Komplexe. Den für die Plassenkalke charakteristischen Flachwasserkalken stehen die auf die Oberalmer Schichten beschränkten Beckenkalke gegenüber. Ein Übergreifen der einen Faziesseinheit in die andere findet nicht statt. Selbst bei Berücksichtigung der Schollenkipfung läßt sich keine Fazieskorrelation durchführen. Ebenso können zeitgleiche Niveaus nur sehr grob gefaßt werden, so daß in dieser Hinsicht keine Vergleichsmöglichkeit gegeben ist.

Deutliche Unterschiede zeigen sich auch in der Zusammensetzung von Fauna und Flora. Während die Plassenkalke eine mannigfaltige, teilweise autochthone Flachwasserfauna und -flora besitzen, tritt in den Oberalmer Schichten hauptsächlich ein eintöniger Bestand an kleinwüchsigen Foraminiferen und Bioklasten (z. T. planktonischer Organismen) auf. Der Biogenbestand der Barmsteinkalke läßt ebenfalls keine typischen Analogien zum benachbarten Plassenkalk erkennen. Es fehlen in den Turbiditschüttungen die Reste charakteristischer Formen (Stromatoporen, Tabulozoen), andererseits finden sich Komponenten, die aus dem hier untersuchten Flachwasserbereich unbekannt sind. So sind am Aufbau der Barmsteinkalkbänke zahlreiche Ooide und große, dickschalige Vertreter der Foraminiferen-Gattung *Valvulina* beteiligt. Außerdem lassen sich häufig umkrustete Bruchstücke der Grünalge *Clypeina jurassica* FAVRE beobachten, die für die Plassenkalke des Krahsteins nicht typisch ist.

Die angeführten Gründe sprechen dafür, daß der Schuttstrom der Barmsteinkalkbänke nicht aus dem Bereich des Krahsteins stammt, sondern einer anderen Flachwasserplattform angehört.

Schließlich steht einer transgressiven Auflagerung der gesamten Jurasedimente auf einer nordwestlich gelegenen, aus triadischen Gesteinen bestehenden Schwellenzone, das Fehlen einer randnahen Entwicklung der Liasfleckenmergel entgegen.

Die Ergebnisse der mikrofaziellen Analyse haben gezeigt, daß die beiden Oberjurakomplexe des Krahsteingebietes nicht zu verbinden sind und es sich um ein tektonisch bedingtes, zufälliges Nebeneinanderliegen von Plassen- und Oberalmer Kalken handelt.

#### 6. Die zeitliche Abfolge der tektonischen Ereignisse

Die strukturelle Analyse des Kartiergebietes ergibt nachstehenden tektonischen Werdegang:

1. Schaffung eines präjurassischen Reliefs. Zur bereits vorhandenen Gliederung in Becken- und Schwellenzonen in der Obertrias muß eine zusätzliche Faltung oder epirogene Veränderung der Serien im Zuge der altkimmerischen Gebirgsbildung angenommen werden.
2. Ablagerung der Jurasedimente: In Beckenzonen Absetzung der Liasfleckenmergel. Übergreifen der Sedimentation im Dogger auch über die Schwellenzonen. Schließlich Plombierung des ursprünglichen Reliefs im Malm. Die Oberalmer Kalke stehen als oberjurassische Vertreter einer von Lias bis Malm durchgehenden Beckensedimentation den, auf einer Triasschwelle (tektonischer Sattel) gebildeten, Plassenkalcken gegenüber.
3. Abreißen des sedimentären Verbandes an Faziesgrenzen und Deckenüberschiebung in der vorgosauischen Phase.
4. Einengungsphase:
  - a) Versteilung der Deckengrenzen.
  - b) Verfallung der geschichteten Sedimente. In Verbindung damit Bildung von Aufschiebungen. Die Tatsache, daß die b-Achsenrichtungen sich auf der Kitzmannshöhe durchkreuzen, deutet auf eine gleichzeitige Belastung der Serien sowohl von seiten des Oberjurakomplexes des heutigen Filzmooskogel-Bergerwand-Plateaus als auch von seiten der aus Süden herannahenden Dachstein-Decke. Die alleinige SW-NE-Richtung in den nördlichen Bereichen der Oberen Hallstätter Decke ist auf den Druck des Blockes der Oberalmer Schichten zurückzuführen. Demgegenüber gibt das Streichen der Liasfleckenmergelmulde nur die Belastung durch die Dachsteinkalke des Grimmings wieder.

- c) Bewegungen des Plassenkalk-Komplexes auf einer Überschiebungsbahn nach Norden. Es liegt nahe, die Dislokation deswegen in die Zeit nach der Deckenüberschiebung und an das Ende der Einengungsphase zu stellen, da die während der Faltungsperiode gebildeten Aufschiebungen überfahren wurden. Die Überschiebung läßt sich durch eine Wirkung der im Südosten angrenzenden Oberalmer Schichten als Widerlager erklären.
5. Zerbrechung der im Laufe der Gebirgsbildung entstandenen Strukturen. Staffelungen der Zauchenbach-Mulde durch Querbrüche. Absenkung einzelner Teilschollen, für die möglicherweise die Abwanderung des Haselgebirges verantwortlich gemacht werden kann.
6. Abtragung.

### 7. Literatur

- BERNIER, P. (1974): *Campbelliella striata* (CAROZZI): Algue dasycladacée? Une nouvelle interprétation de l'„organisme C“ FAVRE & RICHARD, 1927. — *Geobios*, 7 (2), 155–175, 6 Abb., Taf. 32–34, Lyon.
- BYSTRICKY, J. (1964): Stratigraphie und Dasycladaceen des Gebirges Slovensky kras. — *Ustredny ustav geol.*, 204 S., 38 Taf., Bratislava.
- CORNELIUS, H. P. & PLÖCHINGER, B. (1952): Der Tennengebirgs-N-Rand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereich des Lammertales. — *Jb. geol. B.-A.*, 95, 146–225, 1 Abb., Taf. 9–12, Wien.
- DIACONU, M. & DRAGASTAN, O. (1968): Triassic Calcareous Algae from the Apuseni Mountains (Roumania). — *Rev. Paleobotan. Palynol.*, 9 (1969), 63–101, Amsterdam.
- DRAGASTAN, O. (1975): Upper Jurassic and Lower Cretaceous Microfacies from the Bicaz Valley Basin (East Carpathians). — *Memoires Inst. Geol. Geophys.*, 21, 87 S., 95 Taf., Bukarest.
- DUNHAM, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. — *Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 1, 108–121, 7 Taf., Tulsa.
- FENNINGER, A. & HÖTZL, H. (1967): Die Mikrofauna und -flora des Plassen- und Tressensteinkalkes der Typuslokalitäten (Nördliche Kalkalpen). — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 128 (1), 1–37, Taf. 1–5, 8 Abb., 3 Tab., Stuttgart.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L. (1972): Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 63, 52–141, 15 Abb., 1 Tab., 2 Beil., Taf. 1–19, Wien.
- FISCHER, A. G. (1964): The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. — *Bull. Geol. Surv. Kansas*, 169, 107–149, 38 Abb., Lawrence.
- FLÜGEL, E. (1964): Ein neues Vorkommen von Plassenkalk (Oberjura) im Steirischen Salzkammergut, Österreich. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 120 (2), 213–232, Taf. 11–13, 2 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. — 454 S., 33 Taf., 68 Textabbildungen, 57 Tab., Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- GEYER, G. (1915): Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee im Steirischen Salzkammergut. — *Jb. Geol. R.-A.*, 65, 178–232, Wien.
- GRAF, G. (1972): Karstmorphologische Untersuchungen im östlichen Toten Gebirge. — *Diss. Univ. Graz*, 138 S., 14 Abb., 12 Fotos, 1 Kt., Wien.
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W. (1975): Ökologie und systematische Stellung der Foraminiferen im gebankten Dachsteinkalk (Obertrias) des nördlichen Toten Gebir-

- ges (Oberösterreich). — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 18, 241–276, Amsterdam.
- HOLSER, W. & KAPLAN, R. (1966): *Isotope Geochemistry of Sedimentary Sulfates*. — *Chemical Geology*, 1, 93–135, 8 Abb., Amsterdam.
- KLAUS, W. (1953): *Mikrosporen-Stratigraphie der ostalpinen Salzberge*. — *Verh. geol. B.-A.*, 1953, 161–175, 3 Abb., 1 Tab., Wien.
- KRYSTYN, L. & SCHÖLLNERBERGER, W. (1971): *Die Hallstätter Trias des Salzkammergutes*. — *Exkursionsführer Tagung Paläont. Ges.*, 1971, 61–106, 7 Abb., 1 Tab., Graz.
- LIPOLD, M. & PRINZINGER, H. (1852): *Geologische Aufnahme des Blattes Liezen*. — *Jb. kk. geol. R.-A.*, 131 (4), S. 70, Wien.
- MOJSISOVICS, E. v. (1883): *Über die geologischen Detailaufnahmen im Salzkammergute*. — *Verh. geol. R.-A.*, 1883, 290–293, Wien.
- OTT, E. (1972): *Die Kalkalgen-Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichung an die Ammoniten-Chronologie*. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 141 (1), 81–115, Stuttgart.
- OTT, W. (1969): *Zur Geologie des Sulzfluhkalkes (Malm) in Graubünden und Vorarlberg*. — *Unveröff. Diss.*, TH Darmstadt.
- PIA, J. (1935): *Die Diploporen der anisischen Stufe Bosniens*. — *Ann. géol. Pénins. Balkanique*, 12, 190–246, 5 Taf., Beograd.
- PILLER, W. (1978): *Involutinacea (Foraminifera) der Trias und des Lias*. — *Beitr. Paläont. Österreich*, 5, 1–164, Wien.
- SARTONI, S. & CRESCENTI, U. (1961): *Ricerche biostratigraphiche nel mesozoico dell' Appennino meridionale*. — *Giorn. Geol. Ann. Mus. Geol. Bologna*, 2 a (29), 161–304, Taf. 11–52, 1 Tab., Bologna.
- SCHAUBERGER, O., ZANKL, H., KÜHN, R. & KLAUS, W. (1976): *Die geologischen Ergebnisse der Salzbohrungen im Talbecken von Bad Reichenhall*. — *Geol. Rundschau*, 65 (2), 558–579, 6 Abb., 4 Tab., Stuttgart.
- SCHÖLLNERBERGER, W. (1973): *Zur Verzahnung von Dachsteinkalkfazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich)*. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 22, 95–153, 9 Abb., Taf. 6–9, Wien.
- STEIGER, T. (1977): *Fazies und geologischer Rahmen der Plassenkalke (Oberjura) des Krahsteins bei Bad Mitterndorf (Steirisches Salzkammergut)*. — *Unveröff. Diplomarb. Inst. Paläont. Univ. Erlangen*, 184 S., Erlangen (Maschinschrift).
- STUR, D. (1871): *Geologie der Steiermark*. — 654 S., div. Abb., 3 Taf., Graz (*Geognost.-mont. Ver. Steiermark*).
- TOLLMANN, A. (1960): *Die Hallstätter Zone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen*. — *Jb. geol. B.-A.*, 103, 37–131, 4 Abb., Taf. 2–5, Wien.
- (1964): *Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges“*. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 1964, 270–299, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- (1965): *Die Auswirkung der Jungkimmerischen Phase in den Nördlichen Kalkalpen etc.* — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1965, 495–504, Stuttgart.
- (1966): *Die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten*. — *Geotekt. Forsch.*, 21, 156 S., 20 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- (1976): *Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums*. — 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke).
- WEYNSCHENK, R. (1950): *Die Jura-Mikrofauna und -flora des Sonnwendgebirges (Tirol)*. — *Schlern-Schr.*, 83, 1–32, Innsbruck.

- WURM, D. (1977): Geologisch-paläontologische Verhältnisse am Rötstein (Steiermark, Österreich) unter besonderer Berücksichtigung der mikrofaziellen Merkmale der Plassenkalke (Ober-Jura). – Unveröff. Diplomarb. Inst. Paläont. Univ. Erlangen, 223 S., Erlangen (Maschinschrift).
- ZANINETTI, L. (1976): Les Foraminifères du Trias. Essai de synthèse et corrélation entre les domaines mésogéens européen et asiatique. – Riv. Ital. Paleont., 82, 1–258, Milano.
- ZANINETTI, L., BRÖNNIMANN, P. & BAUD, A. (1972): Microfaciès particuliers et foraminifères nouveaux de l'Anisien supérieur de la coupe du Rothorn (Préalpes médianes rigides, Diemtigtal, Suisse). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21 (2), 465–498, Innsbruck.

## TAFEL 1

Fig. 1: Dünnschliff-Aufnahme von Werfener Kalk:

Lumachelle. Massenanhäufung von Bivalvenschalen. Die Biogene sind in mikritische Grundmasse gebettet (Biomikrit, Packstone). Der obere Teil der Aufnahme zeigt einen Lösungshorizont. Im unteren Teil liegen nestartig spätdiagenetisch entstandene Dolomitkristalle. Vergrößerung: 2 x.

Fig. 2: Dünnschliffaufnahme von Reiflengerkalk:

Pelmikrit mit lagenweise eingeschaltetem Grobmaterial (Peloide, Schalenreste, Schwammspicula). Vergrößerung: 4,3 x.

Fig. 3: *Tetractinella trigonella* SCHLOTHEIM (weniger grob berippte Schale) und *Spiriferina fragilis* SCHLOTHEIM (grob berippte Schale) in knolligem Reiflengerkalk. Fundort: Schwarzenberg, Rabenkogel-Osthang, Aufnahme: 0,7 x.

# TAFEL 1



1



2

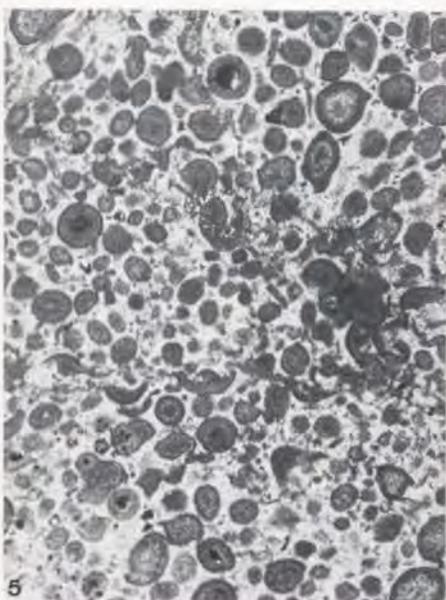
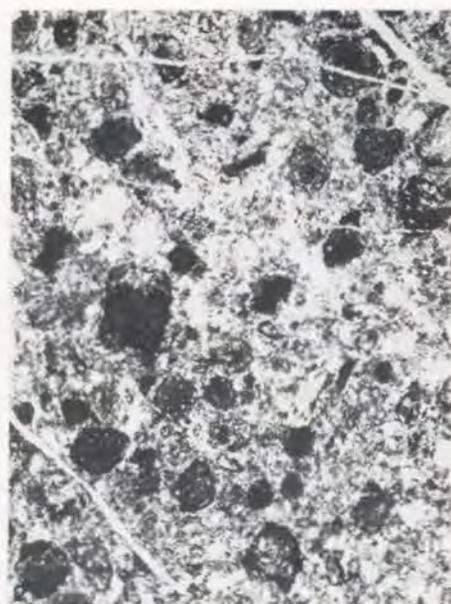


3

## TAFEL 2

- Fig. 1: Dünnschliffaufnahme des an der Basis des Steinalmkalkes auftretenden Crinoidenkalkes. Die Crinoidenstielglieder und andere Bioklasten (Gastropoden, Brachiopoden) liegen dichtgepackt in wenig mikritischer Grundmasse (Packstone). Brenntenmöser, Vergrößerung 3,3 x.
- Fig. 2: Dünnschliffaufnahme des Steinalm-Wettersteinkalkes (Anis). Stark dolomitierte Algen-Foraminiferen-Schlammfazies mit *Glomospira densa* (PANTIC). Hirscheck, Vergrößerung 11 x.
- Fig. 3: Dünnschliffaufnahme des Steinalm-Wettersteinkalkes (Anis). Die nodularen Blaugrünalgenbildungen in mikritischer Grundmasse kennzeichnen die Algen-Schlamm-Fazies. Brenntenmöser, Vergrößerung 2,9 x.
- Fig. 4: Dünnschliffaufnahme der Algen-Schlamm-Fazies des Steinalm-Wettersteinkalkes mit Dasycladaceen. Brenntenmöser, Vergrößerung 4,3 x.
- Fig. 5: Dünnschliffaufnahme der Ooid-Fazies des Steinalm-Wettersteinkalkes. Hirscheck, Vergrößerung 10 x.

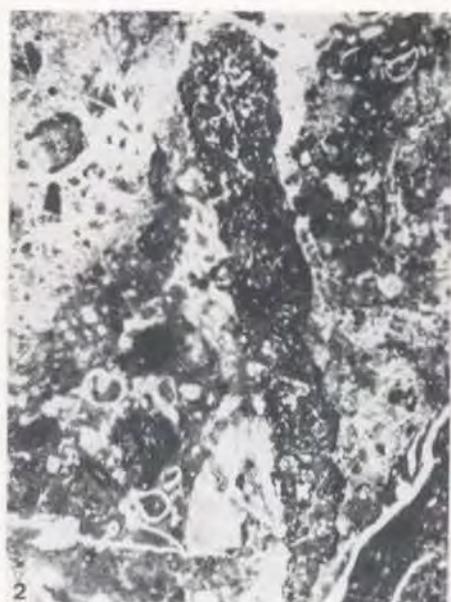
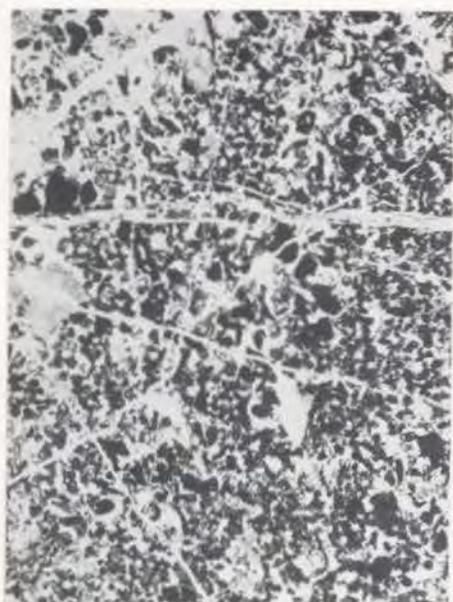
## TAFEL 2



### TAFEL 3

- Fig. 1: Dünnschliffaufnahme des Steinalm-Wettersteinkalkes (Anis). Grainstones der Foraminiferen-Detritus-Fazies. Hirscheck, Vergrößerung 5,5 x.
- Fig. 2: Dünnschliffaufnahme eines Kieselschwammes in der Dasycladaceen-Schwamm-Fazies des Steinalm-Wettersteinkalkes. Hirscheck, Vergrößerung 5,6 x.
- Fig. 3: Dünnschliffaufnahme des gebankten Dachsteinkalkes in Pellet-Schlamm-Fazies: Wenige Bioklasten (Korallen, Gastropoden) liegen zusammen mit Schwammspicula und Foraminiferen in mikritischer Grundmasse (Wackestone). Brenntenmöser, Vergrößerung 2,5 x.
- Fig. 4: Dünnschliffaufnahme des gebankten Hallstätter Kalkes, der in Graufazies im Hangenden der Steinalm-Wettersteinkalke auftritt. Der Spiculit besteht aus massenhaft angehäuften Schwammnadeln sowie Foraminiferen und Schalenresten, welche in mikritischer Matrix eingebettet sind. Zauchenbachtal, Vergrößerung 3,7 x.

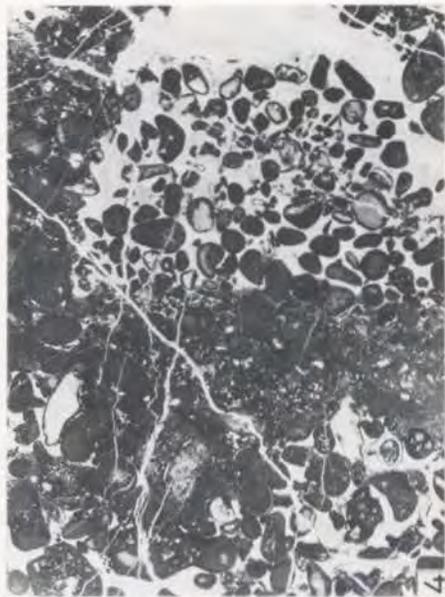
# TAFEL 3



#### TAFEL 4

- Fig. 1: Dünnschliffaufnahmen des riffnahen Plassenkalkes: Hydrozoen (*Actinostromaria shimizui* YABE & SUGIYAMA, 1), Tabulozoen (Tabulozoa I FENNINGER & HÖTZL, 2), besiedeln zusammen mit Blaugrünalgen (*Tubiphytes obscurus* MASLOV, 3), eine von Bohrmuscheln (4) angebohrte Gastropodenschale. Das Sediment besteht aus Feindetritus (Intraklasten, Foraminiferen, Pellets, welches die Füllung kleiner, zwischen den Riffbildungen gelegener Becken darstellt. Vergrößerung 2,1 x.
- Fig. 2: Dünnschliffaufnahme des Plassenkalkes in Schuttfazies: Solenoporaceenknollen (*Marinella* sp., 1), Kalkschwämme (2), Korallenbruch (3), Echiniden (4), Dasycladaceen (5), Bryozoen (6), u. a. liegen teilweise umkrustet in Sparitmatrix. Bei diesem Sediment handelt es sich um eine Bildung größerer lagunärer Bereiche. Vergrößerung 1,2 x.
- Fig. 3: Dünnschliffaufnahme des Oberalmer Kalkes in Mudstone-Fazies. Schwammnadeln liegen eingeregelt in mikritischer Grundmasse. Weißkirche, Filzmooskugel-Bergerwand-Plateau. Vergrößerung 3,2 x.
- Fig. 4: Onkoidfazies der Plassenkalke. Scharf begrenzte Mikritonkoide liegen in sparitischer Matrix. Die Kerne der Komponenten bestehen aus Gerüstbildnern, Echinodermenresten und Foraminiferen (*Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK). Vergrößerung 3,1 x.

TAFEL 4



# GEOLOGISCHE KARTE DES ZAUCHENBACHTALES UND DES KRAHSTEIN-MASSIVS AM SÜD-RAND DES TOTEN GEBIRGES (Steirisches Salzkammergut)

Aufgenommen von T. STEIGER

Beilage 8

