

Deckschollen von Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies
in den Mürztaler Alpen südlich von Mariazell (Steiermark).

von

R. LEIN

4 Abb., 1 Taf., Beil. 12

Dem Andenken Erich Spenglers (1886–1962) gewidmet

Anschrift des Verfassers:
Dr. Richard Lein
Institut für Geologie der Universität Wien
Universitätsstraße 7/III
A-1010 Wien

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.

27

S. 207–235

Wien, März 1981

Inhalt

Zusammenfassung	208
1. Einleitung	208
2. Deckschollen mit Hallstätter Buntkalken im Aschbachtal (S Mariazell)	210
2.1 Westflanke des Hohen Student	210
2.11 Bisherige Deutungen	210
2.12 Neue Befunde	211
2.2 Die Deckschollen von Rasing	218
2.3 Die Hiasbauernalm-Deckscholle im Bereich der Neunkögerln	220
2.4 Schwaboden und Proles	223
2.5 Stratigraphie und Fazies der Prolesdecke	228
3. Zur Abwicklung des Hallstätter Südkanals im Ostabschnitt der Kalkhochalpen	229
4. Literatur	232

Zusammenfassung

Im Gegensatz zur bisherigen Deutung ist die Salzbergfazies der Hallstätter Zone nicht auf den mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen beschränkt, sondern läßt sich bis zum Alpenostrand hin verfolgen. Die Gesteine dieses Faziestroges liegen heute in isolierten Deckschollen (Bergstein, Rasing, Studentbasis, Hiasbauernalm, Proles, Roßkogel, Rauhenstein usw.) der Mürtalpendecke bzw. deren Vorland auf.

Aus den Gesteinen dieser Deckschollen läßt sich eine von Oberanis bis ins Nor reichende Schichtfolge in Hallstätter Buntfazies rekonstruieren, was als eindeutiger Hinweis für deren Herkunft aus einem Hallstätter Südkanal zu werten ist.

Die Deckschollen selbst werden unter dem Begriff *Prolesdecke* zusammengefaßt. Die Prolesdecke wird als tektonisches Äquivalent zur Sandlingdecke angesehen.

1. Einleitung

In der Diskussion um die Herleitung der Hallstätter Zone haben in den letzten beiden Dezennien die faziiellen Verhältnisse der östlichen Kalkhochalpen als Argumente zunehmend an Bedeutung gewonnen, obwohl es dieser Region an spektakulären Vorkommen von Hallstätter Gesteinen, wie sie etwa aus dem Salzkammergut bekannt sind, eher mangelt. Doch war es gerade die in den Mürtaler Alpen erhaltene Verzahnung des Hallstätter Faziesstreifens mit den Nachbarzonen, welche TOLLMANN (1964: 160, 168) zur Feststellung veranlaßte, man erhielte gerade in diesem Abschnitt die Gewißheit, „daß die Hallstätter Zone nicht vom äußersten Südrand der Kalkalpen stammt, sondern N der Riffbarriere beheimatet ist“.

Nicht nur, daß damit der alte Streit um die Herleitung der Hallstätter Zone zwischen SPENGLER und KOBER zugunsten des Letzteren entschieden schien, legte dieser Befund auch die Vorstellung nahe, es gäbe im Ostabschnitt der Kalkhochalpen überhaupt keine tektonisch selbständige Hallstätter Zone (KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN 1962; TOLLMANN 1964:161).

Eine ausreichende Basis für derart weitreichende Schlüsse war allerdings damals noch nicht gegeben: Zum einen fehlte eine den heutigen Anforderungen Genüge tuende Kartierung dieses Raumes, sodaß es schwer fallen mußte, auf diesen mangelhaften Unterlagen aufbauend, den tektonischen Bauplan einigermaßen befriedigend aufzulösen, zum anderen waren allgemein die Kenntnisse bezüglich Lithofazies und Stratigraphie der Hallstätter Kalke noch zu ungenügend, um daran weitreichende tek-

tonofazielle Schlußfolgerungen knüpfen zu können.

In der Zwischenzeit sind allerdings einige neue Aspekte hinzugekommen: Mit der Auffindung von mitteltriassischen Hallstätter Kalk-Linsen, die am Südrand der Dachsteinmasse verzahnt mit Seichtwasserkarbonaten vorliegen, war es dem Autor gelungen, wichtige Anknüpfungspunkte für eine Herleitung der Gesteine der Sandlingdecke aus einem südlich der Kalkhochalpen gelegenen Raum aufzuzeigen (LEIN 1976). Damit war der Nachweis erbracht, daß der eigentliche, durch seine Buntkalkentwicklung seit dem Oberanis klar individualisierte Hallstätter Trog in Salzbergfazies tatsächlich, wie es stets von SPENGLER vertreten worden war, nicht im nördlichen Abschnitt der Dachsteinkalkfazies einzuwurzeln ist, sondern südlich der Dachsteinmasse – im Gegensatz zu jenen, dem Tirolikum autochthon eingeschalteten „Hallstätter“ Intra-Plattform-Becken (Grundlseer Becken, Lammertal-Trog u.a.) mit einer der eigentlichen Hallstätter Entwicklung (s. o.) seit dem Oberkarn nur angenäherten Fazies.

Einen entscheidenden Fortschritt stellte auch die Erarbeitung einer kartierbaren Feingliederung der Hallstätter Kalke dar (SCHLAGER 1969; KRYSSTYN et al. 1971; KRYSSTYN & SCHÖLLNBERGER 1972; KRYSSTYN 1974, 1980).

Diese auf lithofazieller Grundlage beruhende Gliederung einer durch die gesetzmäßige Abfolge bestimmter Lithofaziestypen charakterisierten Serie besitzt in der Hallstätter Zone in weiten Teilen der Tethys ihre Gültigkeit. In den Intra-Plattform-Becken fehlen dagegen diese charakteristischen Hallstätter Lithofaziestypen. Mit dieser Feingliederung ist es somit auch innerhalb der Obertrias möglich, Gesteine des Hallstätter Südkanals von solchen zu unterscheiden, die aus einem Intra-Plattform-Becken stammen, was vor allem für die paläogeographische Interpretation von tektonisch isolierten Hallstätter Kalk-Schollen von Bedeutung ist.

Von großer Wichtigkeit ist schließlich auch die Erkenntnis einer früher als bisher vermuteten tektonischen Platznahme der Hallstätter Zone, welche demnach nicht erst in der austrischen Phase auf ihr Vorland aufgeschoben worden ist (TOLLMANN 1966), sondern bereits in intrajurassischer Zeit.

Schlammstrombreccienlagen mit reichlich auftretenden permischen Haselgebirgston-Komponenten in oberalmischen Oberalmer Schichten bei Hallein bestärkten PLÖCHINGER (1976) in der Annahme einer intramalmisch erfolgten Eingleitung der gesamten Hallstätter Masse der Hallein-Berchtesgadener Zone, während SCHÄFFER (1976:23, Abb. 22) das für die Hallstätter Zone im Salzkammergut wirksam gewordene tektonische Hauptereignis sogar als intraliassisch deutet.

Von diesen neuen Erkenntnissen

- der Beheimatung der Hallstätter Zone im äußersten Süden
- ihres Aufbaues durch eine überregionale Gültigkeit besitzende Abfolge bestimmter Lithofaziestypen
- und ihrer frühzeitig (intrajurassisch) erfolgten Verfrachtung auf der Basis gravitativer Eingleitung

hat der Versuch einer Neuinterpretation der Tektonik der östlichen Kalkhochalpen auszugehen.

In der Monographie der Nördlichen Kalkalpen (TOLLMANN 1976 a, b) konnten diese neuen Ergebnisse leider noch nicht in vollem Umfang berücksichtigt werden, so daß das ansonsten beispielgebende Nachschlagewerk bei der Deutung der Tektonik und paläogeographischen Abwicklung des Ostabschnittes der Kalkhochalpen teilweise von überholten Positionen ausgeht. Mit den folgenden Zeilen soll ein Ansatz für eine diesbezügliche Revision gegeben werden.

2. Deckschollen mit Hallstätter Buntkalken im Aschbachtal (S Mariazell)

2.1 Westflanke des Hohen Student

„Der Student ist, schon was den vorgosauischen Bau betrifft, einer der kompliziertesten Berge der Kalkalpen“.

H. P. CORNELIUS 1939, S. 131

2.11 Bisherige Deutungen zur Stratigraphie und Tektonik

Es hat tatsächlich den Anschein, als würde der Hohe Student einen der Schlüsselpunkte zur Auflösung des tektonischen Bauplanes der Mürztaler Alpen darstellen. Zumindest haben die von uns im Herbst 1979 an der Westflanke dieses Bergstockes neu entdeckten Hallstätter Kalk-Schollen wesentlich zur Ausreifung und Bestätigung der vorliegenden Konzeption beigetragen.

Seit den ersten deckentektonischen Studien in den Ostalpen (KOBBER 1912) gilt der Hohe Student unbestritten als ein hochalpines Element, welches deckschollenartig einem tieferen, heute als Mürzalpendecke bezeichneten, Stockwerk auflagert. Dieser Vorstellung sind seither im wesentlichen alle Forscher (HERITSCH 1921; CORNELIUS 1939, 1952; TRAUTH 1937; SPENGLER 1959, 1963; KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN 1962; TOLLMANN 1964, 1967 a, 1976 b) gefolgt.

Trotz dieser einheitlichen tektonischen Zuordnung ist der Aufbau des Hohen Student im Detail – nicht nur wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse am Fuße dieses Bergmassives – mit einigen Fragezeichen behaftet. Gesichert ist nur die eindeutige Überlagerung des das Studentplateau aufbauenden mitteltriassischen Kalkklotzes über einer aus Jungschichten (Jura) und Werfener Schichten aufgebauten Sockelzone (CORNELIUS 1939: Abb. 10, Taf. 2/Prof. 4, Taf. 3/Prof. 5). Die Jungschichten allerdings liegen paradoxerweise *zwischen* den Steinalm-Wettersteinkalken des Plateaus und den zu deren ursprünglicher Basis gezählten Werfener Schichten, die in breiter Erstreckung (vor allem im Westen und Süden) die sumpfigen Niederungen rings um den Hohen Student einnehmen.

Diese Komplikationen, nämlich die Zwischenschaltung von Schollen jüngerer Gesteine in eine aufsteigende Schichtfolge einer fernüberschobenen Deckscholle legte schon frühzeitig den Verdacht nahe, die ganze Masse der in die Werfener Schichten eingeschichteten Juragesteine sei als Teil einer dem überschobenen Untergrunde angehörende Serie zu deuten, welche bei der Überschiebung von ihrer Basis gelöst, eingewickelt und passiv verschleppt worden wäre (CORNELIUS 1939: 130–131, 1952: 67). Dieser Vorstellung ist zuletzt auch TOLLMANN (1964: Taf. 14, 1967 a: Taf. 1, 1976 b: 384, Taf. 5) gefolgt.

In diesem Zusammenhang ist anzumerken, daß nicht nur im Bereich des Hohen Student ein dem basalen Gebirge (= Mürzalpendecke) und den hochalpinen Deckschollen tektonisch zwischengeschaltetes Element – von CORNELIUS als Zwischenschuppe bzw. von TOLLMANN als Student-Zwischenschuppe bezeichnet – vorliegt, sondern analoge Erscheinungen (auf die im folgenden noch zurückzukommen sein wird) seit CORNELIUS (1939: Taf. 4) in größerem Ausmaß auch von der Basis der Roßkogel-Deckscholle bekannt sind.

Die Einhelligkeit bezüglich der tektonischen Interpretation des Hohen Student läßt allerdings leicht übersehen, daß das dieser Deutung zugrundeliegende stratigraphische Fundament nur ungenügend abgesichert ist. Vor allem für die zur Zwischenschuppe gehörige Juraschichtfolge mangelt es an fossilmäßig belegten Einstufungen

und der Plateaukalk des Hohen Student selbst wurde von CORNELIUS (1952:28) nur „mit Vorbehalt“ als Wettersteinkalk bezeichnet.

Folgt man CORNELIUS (1939:73–74, 1952:16–17), so liegt eine – tektonisch allerdings stark gestörte – Schichtfolge vor, bestehend aus einem „bräunlichen Stinkkalk“ ungesicherten Alters (von CORNELIUS 1939:43–45, 1952:17 zuletzt als karisch-norisches Schichtglied gedeutet), Fleckenmergel (Lias), Hornsteinbankkalken und Aptychenschichten (Oberjura). Dabei verdient in diesem Zusammenhang sein Hinweis besonderes Interesse, daß in den rötlichen Aptychenschichten vom Westabfall des Hohen Student Breccienlagen – vornehmlich aus Werfener Schiefen und Gutensteiner Kalken – eingeschaltet seien.

Von CORNELIUS, der 1937 diesen klastischen Einschaltungen eine eigene Arbeit gewidmet hatte, wurde die Einbettung von Werfener-Komponenten in Oberjuramatrix als wichtiger Hinweis für eine im Oberjura erfolgte embryonale Anlage der Lachalpen-decke gedeutet (1939:165).

2.12 Neue Befunde

Bei Begehungen an der Basis der Westflanke des Hohen Student konnten in dem von Haselgebirge und Werfener Schichten eingenommenen Abschnitt zwischen Steinbauer Kogel und Schafkogel (s. Abb. 2) die erwähnten breccienführenden dunkelroten Kalke in größerem Umfang wieder aufgefunden werden. Vor allem im Bereich beiderseits der Rötten Mauer sowie im obersten Teil des Bachlaufes, der die Studentwestflanke gegen das Hallbachtal hin entwässert (= Fortsetzung des Pitzgrabens), aber auch entlang der neu gebauten, vom Falbersbach in Richtung Schafkogel führenden Forststraße liegt inmitten von Haselgebirge eine große Anzahl von Blöcken eines dichten roten Kalkes vor, der, wie bereits berichtet, von CORNELIUS als Oberjura, von GEYER (1889:534) dagegen als Lias aufgefaßt worden war. Vereinzelt finden sich in diesen Kalken die erwähnten Breccieneinschaltungen mit Komponenten von Werfener Schichten. Vergesellschaftet mit diesen Rotkalken treten noch ins Haselgebirge eingeschuppte Späne von Fleckenmergeln (Allgäuschichten) auf.

An Hand eines östlich vom Schafkogel in Richtung Studentleiten verlaufenden Schnittes (s. Abb. 1) läßt sich der geologische Aufbau der Sockelzone des Hohen Student am besten erläutern:

Zunächst stößt man in der zwischen Schafkogel und Turmmauer liegenden Sattelzone in breiter Erstreckung auf ein stark versumpftes Terrain mit Haselgebirge. In diesen Haselgebirgstonen stecken, unmittelbar benachbart, eingeschuppte bzw. eingesunkene Schollen mit dichten Rotkalken und grauen Fleckenmergeln.

Bei den Rotkalken, die nicht selten Anzeichen von stärkerer Subsolution aufweisen, handelt es sich eindeutig um einen Hallstätter Hangendrotkalk. Eine Einstufung dieses Schichtgliedes ins oberste Alaun ermöglichte eine aus diesen Rotkalkblöcken stammende Ammonitenfauna (Probe A 30; det F. TATZREITER) mit

Halorites mitis MOJS.

Halorites cf. *ramsaueri* (HAUER)

Megaphyllites sp.

Rhacophyllites neojurese (QUENST.)

Eingeschaltet in diesen Hallstätter Hangendrotkalk sind Breccienlagen mit Komponenten von Werfener Schichten (s. Taf. 1/Fig. 2).

In der feinkörnigen, biomikritischen Matrix des Hangendrotkalkes stecken, in Lagen angereichert, 1–5–15 mm große Extraklasten mit eckiger bis schlecht kantengerundeter Kornform. Diese Extraklasten setzen sich überwiegend aus grünen Haselgebirgstonen und graugrünen Sandsteinen

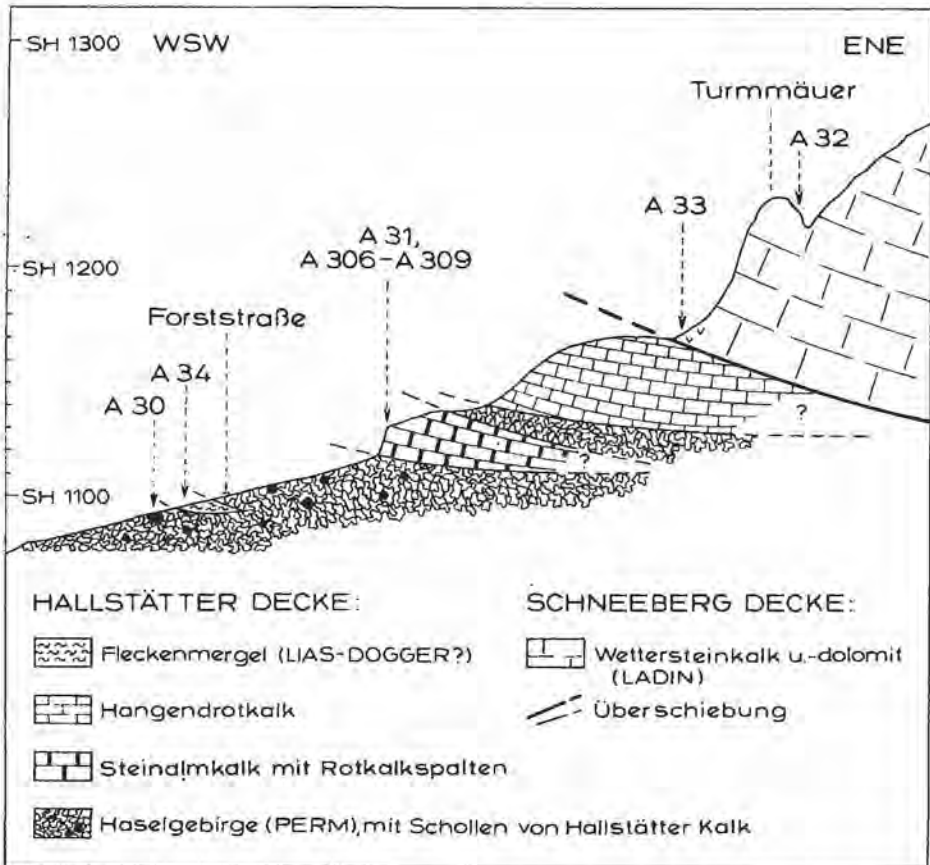


Abb. 1: Schnitt durch die Westflanke des Hohen Student. Über einer intensiv verschuppten Sokkelzone, bestehend aus Haselgebirgstone, Steinalmkalk mit karnischen Rotkalkspalten, norischem Hallstätterkalk und Allgäuschichten folgt mit deutlichem Überschiebungskontakt der Wettersteinkalk des Studentplateaus. Die Schuppenzone wird als Rest einer bereits intrajurassisch eingeglittenen Hallstätter Deckscholle gedeutet, die von den weiter nördlich beheimateten Seichtwasserkarbonaten der Schneebergdecke eingewickelt wurde.

der Werfener Schichten zusammen. Seltener kommen als Breccienkomponenten schwarze Kalke (Gutensteiner Kalk) und helle Dolomite (? Steinalm-Wettersteinkalk) vor, vereinzelt findet man auch dichte helle Kalke (Massiger Hellkalk).

Neben diesen überwiegend eckigen Komponenten kommen auch Plastiklaste (\varnothing -2 cm) vor, die auf Umlagerung von halbthifizierten, jedoch z. T. noch plastischen Teilen des Matrixsedimentes zurückzuführen sind. Auch kleine mm-große limonitumkrustete Resedimente sind zu beobachten.

Das Matrixsediment selbst ist ein stark bioturbat überprägter Biomikrit. Crinoidenstielglieder stellen den Hauptbestandteil der Biogene, hingegen treten Foraminiferen, Seeigelstacheln (und anderer nicht mehr näher bestimmbarer Echinodermendetritus), Ostracoden, sowie Schalentteile von Gastropoden und Lamellibranchiaten nur untergeordnet auf.

Lagen mit bis zu 1 cm starken Limonitkrusten deuten auf Perioden mit Sedimentationsstillstand, Bildung von Hardgrounds und Einsetzen von Subsollution. Die oben beschriebene Ammonitenfauna stammt aus einem dieser Subsollutionshorizonte.

Neben den Hangendrotkalkschollen liegen auch teilweise länger anhaltende Züge von Fleckenmergeln bzw. -kalken vor (Probe A 34). Sie sind auf Grund ihrer Mikrofazies und ihrer Foraminiferenfauna am ehesten als Allgäuschichten anzusprechen. Ähnliche Gesteine kommen auch in äquivalenter tektonischer Position weit verbreitet an der SE-Flanke des Hohen Student, im Gschwandt unterhalb der Rabenmauer, vor (Probe A 354).

Die aus dem besprochenen Komplex vorliegenden Faunen ermöglichen keine nähere zeitliche Fixierung als Rhät bis Lias, sodaß man die Gesteine auch als Zlambachschichten ansprechen könnte – berechtigterweise, da von verschiedenen Autoren (SPENGLER 1943, MEDWENITSCH 1963, SCHÖLLNBERGER 1973) aus der Hallstätter Fazies von einem fließenden Übergang zwischen Zlambach- und Allgäuschichten berichtet wird. Von TOLLMANN (1976 a:276) wird derartige allerdings entschieden in Abrede gestellt und angeführt, daß die Allgäuschichten von den Zlambachschichten nicht nur faunistisch klar abgetrennt werden könnten, sondern, daß sie auch lithologisch durch einen größeren Karbonatgehalt und ihrem Reichtum an Spongiennadeln kenntlich wären. Letzteres trifft für beide Proben (A 34, A 354) zu, denn der Biogenanteil dieser Gesteine wird neben Lamellibranchiatenschalen und nicht näher bestimmbar organodetritischen Material in 30 μm -Größe in erster Linie von Schwammnadeln bestritten, sodaß vereinzelt ein reiner Spiculit vorliegt.

Da unsere Probennahme nur an zwei isolierten Punkten erfolgte, ist deren Einstufung nicht kritiklos und uneingeschränkt auf das gesamte Fleckenmergelareal rings um den Hohen Student übertragbar. Es ist gut denkbar, daß Teile der von CORNELIUS (1936) als Liasfleckenmergel kartierten Flächen auch Zlambachschichten beinhalten.

Über dem von Haselgebirge eingenommenen Sumpfgelände erhebt sich in kleinen Wandstufen ein massiger heller Kalk, der von Rotkalkspalten durchädert ist. Auf Grund seiner Conodonten- bzw. Foraminiferenfauna (Proben A 31, A 306, A 309) mit *Gladigondolella cf. tethydis* (HUCKR.) und *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC läßt sich für den massigen hellen Kalk ein mitteltriassisches Alter fixieren. Bezüglich seiner Lithofazies ist er als Steinalm-Wettersteinkalk anzusprechen.

U. d. M.: Intraklasten-führender Biosparit – biogenführender Intrasparit. Biogene: überwiegend infolge Rekrystallisation nicht mehr näher bestimmbare Algenaggregate, häufig auch Foraminiferen; zudem noch selten Ostracoden und Echinodermendetritus. Teilweise starke randliche Mikritisierung der Biogene und Intraklasten.

Für das Sediment der im Steinalm-Wettersteinkalk steckenden Rotkalkspalten läßt sich an Hand von Conodontenfaunen mit *Gondolella nodosa* (HAYASHI) und *G. polygnathiformis* BUD. & STEF. ein oberkarnisches Alter nachweisen. Hinsichtlich ihrer Lithologie gleichen die Spaltenfüllungen vollkommen dem Roten Bankkalk, wie wir ihn aus typischen Hallstätter Rotkalk-Abfolgen aus dem Salzkammergut kennen.

U. d. M.: Biomikrit, dessen Biogenanteil, im Gegensatz zum Hangendrotkalk, in erster Linie von Filamenten (dünne Schalen von Lamellibranchiaten und Ostracoden) und Sphären (? Radiolarien; Φ 100–200 μm) bestritten wird. Starke Bioturbation (geopetal verfüllte Wühlgefüge mit Spathauben).

Darauf folgt, nach abermaliger Zwischenschaltung von Haselgebirge, in einem ansteigenden Waldgelände eine ca. 40 m mächtige, aus Hangendrotkalk aufgebaute Scholle, über welcher mit scharfer Grenze der wandbildende Plateaukalk des Hohen Student folgt. Dieser ist auf Grund seiner Mikrofazies und Fauna (s. u.) eindeutig als Wettersteinkalk anzusprechen.

Fauna:

1) Schollen am Fuß der Student-Deckscholle

Steinalm-Wettersteinkalk

A 31: 350 m NE Gipfel des Schafkogels, Wandstufe am Waldrand oberhalb der Forststraße. SH. 1140 m (s. Abb. 1); Mitteltrias.

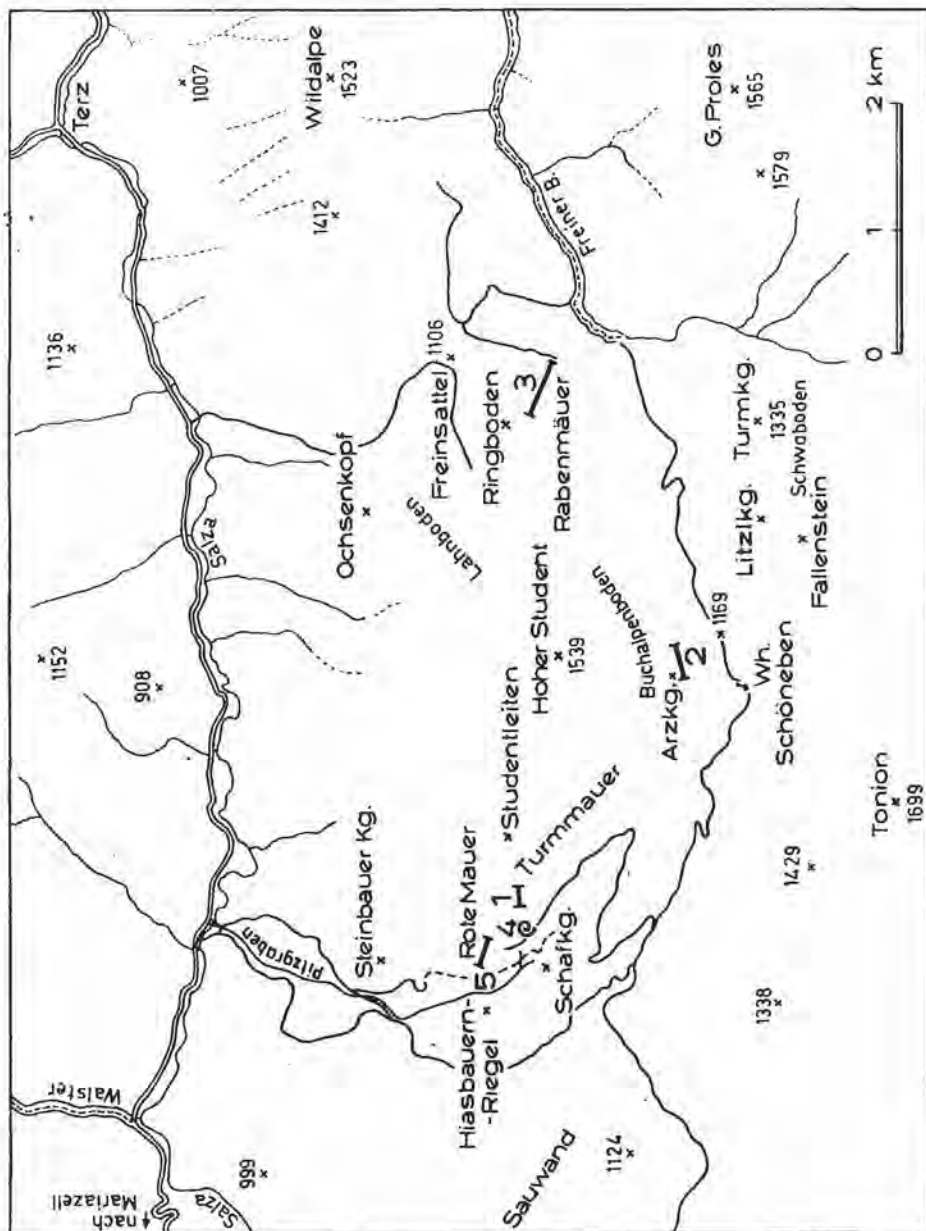


Abb. 2: Probenpunkte im Bereich des Hohen Student. Wettersteinkalk der Student-Deckscholle: Punkt 1 (A32–A33), Punkt 2 (A28), Punkt 3 (H9–H11); Ammonitenfundstelle im Hangendrotkalk: Punkt 4 (A30); Juraschichtfolge der „Zwischenschuppe“: Punkt 5 (A293–A 294).

Foraminiferen: *Endothyra* cf. *kuepperi* OBERHAUSER, *Endothyranella* sp., *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC, *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *Trochammina* sp., „*Trochammina*“ *persublima* KRISTAN-TOLLMANN.

Roter Bankkalk

A 307: Lokalität wie A 306, als Spaltenfüllung im Steinalm-Wettersteinkalk; Oberkarn-Nor.

Ammoniten: *Arcestes* sp.

A 308: Lokalität wie A 307; Tuval 2/2.

Conodonten: *Gondolella carpathica* MOCK, *G. nodosa* (HAYASHI), *G. polygnathiformis* BUD. & STEF.

Hängendrotkalk

A 30: 300 m NE Gipfel des Schafkogels, knapp unterhalb der Forststraße (siehe Abb. 1 und 2); Alaun 2 (oberster Bereich der Columbianus-Zone).

Ammoniten: *Halorites mittis* MOJS., *H. cf. ramsaueri* (HAUER), *Megaphyllites* sp., *Rhacophyllites neojurensis* (QUENST.).

Allgäuschichten

A 34: 300 m NE Gipfel des Schafkogels, unterhalb der Forststraße (knapp über A 30); Rhät-Lias.

Foraminiferen: *Ammodiscus infimus* STRICKLAND, *A. incertus* (d'ORBIGNY), *Hippocrepina expansa elongata* KRISTAN-TOLLMANN, *Glomospira perplexa* FRANKE, „*Glomospira*“ *pattoni* TAPPAN, *Tolypamma* sp. (? *Planiinvoluta*), *Reophax densa* TAPPAN, *Trochammina canningensis* TAPPAN.

A 354: E-Flanke des Hohen Student, im Gschwandt, Forststraße unterhalb der Rabenmäuer; Rhät-Lias.

Foraminiferen: *Ammodiscus incertus* (d'ORBIGNY), *Glomospira perplexa* FRANKE, *Reophax densa* TAPPAN, *Ammobaculites alaskensis* TAPPAN.

2) Student Deckscholle

Wettersteinkalk

H 9: E-Flanke des Hohen Student, Profil 3: Gschwandt-Ringboden (s. Abb. 2), SH. 1200 m; Mitteltrias.

Foraminiferen: *Trochammina* sp., *Endothyranella* sp.

H 10: E-Flanke des Hohen Student, Profil 3: Gschwandt-Ringboden, SH. 1290 m; Mitteltrias.

Foraminiferen: *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC, *Endothyranella wirzi* (KOEHN-ZANINETTI).

H 11: E-Flanke Hoher Student, am Ringboden (Profil 3), SH. 1330 m; Mitteltrias.

Foraminiferen: *Endothyranella wirzi* (KOEHN-ZANINETTI).

A 28: Südflanke des Hohen Student, Profil 2: Wand am Fuß des Arzskogels; Mitteltrias.

Foraminiferen: *Endothyranella* sp., *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC, *Trochammina* sp., „*Trochammina*“ *persublima* KRISTAN-TOLLMANN.

A 32: SW-Flanke des Hohen Student, Profil 1: W-Ende der Turmmäuer, SH. 1180 m; Mitteltrias.

Foraminiferen: *Endothyranella* cf. *bicarinata* SALAJ, *E. cf. wirzi* (KOEHN-ZANINETTI), *Endothyranella* sp., *Glomospirella* sp., *Haplophragmella inflata* ZANINETTI & BROENNIMANN, *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC, „*Trochammina*“ *persublima* KRISTAN-TOLLMANN.

A 33: Lokalität wie A 32; Mitteltrias.

Foraminiferen: *Cyclogyra* sp., *Endothyranella* sp., *Glomospirella* cf. *sinensis* HO, *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC.

A 306: Lokalität wie A 31; Mitteltrias.

Foraminiferen: *Endothyranella wirzi* (KOEHN-ZANINETTI), *Endothyranella* sp., *Jaculella tintinniformis* (MISIK), *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC, „*Trochammina*“ *persublima* KRISTAN-TOLLMANN.

A 309: Lokalität wie A 306; Oberanis-Ladin.

Conodonten: *Gladigondolella* cf. *tethydis* (HUCKR.),
Foraminiferen: *Endothyra* sp., *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC, *Trochammina* sp., Duostominidae gen. et spec. indet.

Um die bestehende Ungewißheit bezüglich der stratigraphischen Stellung der Plateaukalke des Hohen Student (vgl. CORNELIUS 1939:41–43, 1952:28) zu beheben, wurde über die W- bzw. S-Flanken des Berges ein dichtes Probennetz gelegt. Auf Grund der Lithologie und der Faunen (s. o.) können die beprobten Gesteine eindeutig als mitteltriassischer Wettersteinkalk angesprochen werden. Dagegen ließ sich in diesen Seichtwasserkarbonaten kein obertriassischer Anteil, wie ihn TOLLMANN (1976 a: 384) in Analogie zur Situation auf dem Schneeberg und der Veitsch für möglich gehalten hatte, nachweisen.

In den SE-Hängen der Student-Deckscholle stößt man vereinzelt auf die fleckenhaften Reste einer dem Wettersteinkalk anhaftenden Breccie, deren eckige, aus dem Material des unmittelbaren Untergrundes zusammengesetzten Komponenten durch einen roten Filamentkalk verkittet werden, der lithologisch gut vergleichbar ist mit dem Reitmauerkalk des oberen Dogger. Ähnliche Breccien treten auch an der Basis des Fallenstein und des Kl. Proles auf und werden in diesem Zusammenhang (Kapitel 2.4) näher besprochen.

Gleichfalls ungesichert in seiner stratigraphischen Stellung ist der sogenannte „bräunliche Stinkkalk“ (CORNELIUS 1939:43, 1952:17), ein lichtgraubrauner, dünngeschichteter, beim Anschlagen mit dem Hammer intensiv bituminös riechender kieseliger Kalk, der vor allem in der westlichen Sockelzone des Hohen Student wandbildend (Rote Mauer) aufgeschlossen ist. Unterlagert wird er von Werfener Schichten, überlagert von einem hornsteinführenden „Oberjurakalk“ ungesicherten Alters. Von CORNELIUS (1939:45) wurde für den „bräunlichen Stinkkalk“ ein karnisch/norisches Alter vermutet und der Kontakt zu seinem Hangenden bzw. Liegenden tektonisch gedeutet.

Faunistisch abgesicherte Altersbelege fehlen für den Stinkkalk vollkommen, doch ist auf Grund seiner Mikrofazies (radiolarienführender Biopelmikrit bis -mikrosporit) nicht damit zu rechnen, daß er der Trias angehört. Sein Kontakt zu den hangenden (? ober)jurassischen Hornsteinbankkalken scheint dagegen stratigraphischer Natur zu sein. Demnach würde ich den „Stinkkalk“ in den Dogger – tiefen Malm stellen.

Tektonische Deutung

Um den tektonischen Bauplan des Hohen Student aufzulösen, ist es unerlässlich, auch die nördlich davon gelegene *Halltal-Deckschollenreihe* in unsere Betrachtungen mit einzubeziehen.

Von SPENGLER war der in der Senke der Puchberg-Mariazeller Linie gelegene, einem jüngeren Untergrund diskordant aufgelagerte, längerstreckte Zug von Haselgebirge, Werfener Schichten und basaler Mitteltrias zunächst (1931:523, Taf. 18) als Abkömmling der Schneebergdecke und später (1959: Taf. 4, 1963: Abb. 1) als in Salzbergfazies entwickelter Hallstätter Deckenrest gedeutet worden. Das Einfallen des Südrandes dieser Scholle *u n t e r* den südlich anschließenden Zug der Wildalpe und des Westlichen Mitterberges sah SPENGLER als jüngste, erst im Alttertiär erfolgte, Einwicklung des vorgosauisch eingeglittenen Deckenkörpers an.

Demgegenüber wurde von TOLLMANN (1964:161–162, 1967 a: Taf. 1, 1967 b: Abb. 7, 9) die Halltal-Scholle als nachgosauisch überfahrene Stirnschuppe der Mürzaldecke („Mürztal-Stirnschuppe“) umgedeutet und als „eines der schönsten Beispiele einer kalkalpinen Stirnschuppe“ (1976 b:721) bezeichnet.

Der Stirnschuppen-Theorie wurde allerdings durch den von uns (LEIN 1972:79, 119) erbrachten Nachweis, daß der Westliche Mitterberg und die Wildalpe (unter wel-

che die Werfener Schichten der Halltal-Scholle einfallen) gar nicht Teile der Mürzalpendecke sind, der Boden entzogen. Seitdem wird die Halltal-Deckscholle von TOLLMANN (1976 b:393, Taf. 5) wiederum als Rest der Schneebergdecke gedeutet (unklar bleibt allerdings, weshalb derselbe Autor die westlich der Halltal-Scholle in gleicher tektonischer Position befindliche Dürradmer-Deckscholle weiterhin als Auslieger der Mürzalpendecke auffaßt).

Was nun den Hohen Student betrifft, sei nochmals an die Schwierigkeit erinnert, daß eine von CORNELIUS und TOLLMANN als ursprünglich zusammengehörig betrachtete Schichtfolge, bestehend aus Werfener Schichten und Wettersteinkalk, heute getrennt wird durch eine Zwischenschaltung jurassischer Gesteine, die nach Meinung der beiden obigen Autoren als aus dem Dach der Mürzalpendecke entnommene und eingeschleppte Späne zu deuten wären. Als weitere Komplikation kommt hinzu, daß der das Studentplateau bildende Wettersteinkalk nicht nur von Juraschichtgliedern unter-, sondern auch überlagert wird – ein Umstand, der von CORNELIUS (1939: 43, 130–131, Abb. 10, Taf. 2/Prof. 4, 1952:67) und TOLLMANN (1976 b: Taf. 7/Prof. 6) nur mit Hilfe einer gewagten Konstruktion in Form einer Sekundärüberfaltung der Basis des Student (= „Student-Zwischenschuppe“) gemeistert wird.

Demgegenüber muß festgehalten werden, daß die in den Werfener Schichten der Student-Unterlage steckenden, neu entdeckten Hallstätter Buntkalke in Salzbergfazies nur schwerlich aus dem Dach der Mürzalpendecke hergeleitet werden können, denn die ab dem Nor in dortigen Intra-Plattform-Becken entwickelten Hallstätter Kalke weisen keine Ähnlichkeiten mit den erwähnten Buntkalken auf.

Weiters muß ausdrücklich betont werden, daß auch der Kontakt zwischen den auf dem Wettersteinkalk des Student-Plateaus lagernden Oberjurakalken entgegen der Meinung von CORNELIUS und TOLLMANN nicht tektonischer, sondern sedimentärer Natur ist. Dies wird durch die am SE-Gehänge des Berges temporär aufgeschlossen gewesenen Kontaktstellen einer den Wettersteinkalk sedimentär übergreifenden Jura-breccie belegt. Für die Sockelzone wird Analoges – nämlich eine primär sedimentäre Überlagerung der Werfener Schichten durch den Oberjura – vermutet, doch kann dies auf Grund der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht zwingend belegt werden.

Notwendigerweise sind die Hallstätter Kalke von der Student-Westflanke aus einem weit südlich der Mürzalpendecke gelegenen Hallstätter Trog zu beziehen. Naheliegend ist es, selbiges auch für die sie umgebenden Haselgebirgstone und Werfener Schichten zu vermuten.

Demnach wäre die Sockelzone des Hohen Student von einer, heute allerdings stark tektonisierten Schichtfolge, aufgebaut, bestehend aus Permoskyth, Steinalmkalk, Hallstätter Buntkalk, Fleckenmergeln der Zlambach(?) und Allgäuschichten und einem diskordant darüber lagernden höheren Jura, und entspräche in ihrer tektonischen Stellung der Halltal-Deckscholle.

Ich vermute, daß sich bei entsprechend intensiver Suche alle Lithofaziestypen des Hallstätter Buntkaltes nachweisen lassen werden. Dies vorausgesetzt, hätte man es mit einer Abfolge zu tun, die gut typischen Hallstätter Serien entspräche, wie wir sie u. a. vom Rettenstein, aus dem Salzkammergut und der Umgebung von Hallein kennen.

Für die im Sockelbereich des Hohen Student entwickelte Zone mit ihren vor allem an der SE-Flanke im Brunntal in weiterer Verbreitung aufgeschlossenen Werfener Schichten (und den darin steckenden jüngeren Schichtgliedern) wird der Terminus Brunntal-Deckscholle vorgeschlagen. Über dieser erhebt sich, letztere vollständig einwickelnd, die hauptsächlich aus Steinalm-Wettersteinkalk aufgebaute Student-Plateau-Deckscholle, die in ihrer tektonischen Position der Roßkogel-Deckscholle entspricht.

2.2 Die Deckschollen von Rasing

In streichender Fortsetzung zur Halltal-Scholle, etwa 6 km WNW der beschriebenen Aufschlüsse an der Westflanke des Hohen Student, treffen wir im Bereich von Rasing (S Mariazell) vor der Stirn der Mürzalpendecke abermals auf Deckschollen mit Hallstätter Kalken.

Die am Nordabfall der Tribein gelegene Hallstätter Kalk-Scholle, die östlich der Feldbauernalm an der von Rasing zum Köckensattel führenden Straße in ca. 1000 m Seehöhe als wandbildende Rückfallkuppe morphologisch stark ins Auge springt, wurde erstmals von BITTNER entdeckt und kartenmäßig festgehalten (BITTNER et al. 1907), doch fehlen leider in der einschlägigen Spezialliteratur (GEYER 1908:23, SPENGLER 1925:291; HAUSER 1941:50) nähere Hinweise zum stratigraphischen Niveau dieser Kalke.

Wie die Profildarstellungen bei SPENGLER (1925: Abb. 1/Prof. 15) und HAUSER (1941: Abb. 3) zeigen, liegt die Deckscholle der aus Hauptdolomit und Dachsteinkalk zusammengesetzten voralpinen Schichtfolge der Tribeinschuppe diskordant auf; der Darstellung von SPENGLER zufolge nAchgosauisch eingewickelt, hingegen bei HAUSER frei auf ihrer Unterlage schwimmend. Der von BITTNER auf der Spezialkarte in Zusammenhang mit der Hallstätter Kalk-Scholle ausgeschiedene Zug von Werfener Schichten dürfte allerdings, wie schon HAUSER richtig festgestellt hat, vollständig fehlen.

Eine Neuaufnahme der besagten Lokalität (LEIN 1981) hat u. a. ergeben, daß die Scholle von einer steil nach N einfallenden Abfolge, bestehend aus Massigem Hellkalk und Hangendrotkalk aufgebaut wird.

Der im Sattel der Rückfallkuppe aufgeschlossene massive Hellkalk ist auf Grund seiner Conodontenfauna ins tiefste Unternor zu stellen (Probe A 344), während dagegen der darüber folgende Hangendrotkalk, welcher hauptsächlich in der nach N blickenden Wand erschlossen ist, ein mittelnorisches Alter aufweist (Probe A 345).

Fauna:

Massiger Hellkalk

A 345: 2 km SW Rasing, nahe der Straße zum Köckensattel (unweit der scharfen Kehre bei SH. 1020 m); Lac 1/1.

Conodonten: *Epigondolella abneptis* (HUCKR.), *Metapolygnathus communisti* HAYASHI.

KEX 41: Lokalität wie A 345, Tuval 3/1.

Conodonten: *Epigondolella nodosa* (HAYASHI), *Gondolella polygnathiformis* BUD. & STEF.; *Chirodella dinodoides* (TATGE), *Enantiognathus zieglerei* (DIEBEL), *Metaproniodus suevica* (TATGE), *Neohindeodella triassica* (MÜLLER), *Neospathodus* sp.

KEX 42: Lokalität wie KEX 41; Lac.

Conodonten: *Epigondolella abneptis* (HUCKR.), *E. permica* (HAYASHI), *Gondolella navicula* HUCKR.; *Enantiognathus zieglerei* (DIEBEL), *Grodella delicatula* (MOSHER), *Metaproniodus suevica* (TATGE), *Neohindeodella triassica* (MÜLLER), *Ozarkodina* cf. *tortilis* KOZUR & MOSTLER.

Hangendrotkalk

A 344: Lokalität wie A 345, nordöstliches Wandende; höchstes Mittelnor.

Conodonten: *Epigondolella bidentata* MOSHER, *E. postera* KOZUR & MOSTLER, *E. slovakensis* KOZUR.

Foraminiferen: *Agathamminoides gsoilbergensis* ZANINETTI, *Cornuspira* sp., *Cyclogyra* sp., *Lenticulina* sp., *Lingulina* sp., *Mesodiscus egmesozoicus* (OBERH.), *Ophthalmidium* sp., *Pseudonodosaria* sp., *Trocholina* sp., *Variostoma falcata* KRISTAN-TOLLM.

Tektonische Deutung:

Von SPENGLER (1925: Abb. 2, 1931: Taf. 18) wurde die Deckscholle von Rasing ebenso wie die Werfener Schieferzone des Halltales als weit aus dem Süden hereingebrachte Ultradeckscholle gedeutet, hinsichtlich ihrer tektonischen Stellung vergleichbar mit der juvavischen Decke (sensu SPENGLER 1924; Taf. 1; = Sandling-Decke) im Salzkammergut.

Die Herleitung der Rasinger Deckscholle aus dem eigentlichen, weit im Süden liegenden, Hallstätter Trog – ähnlich wie es heute für die Sandling-Decke angenommen wird – bereitet keine Schwierigkeiten; zu Komplikationen kommt es nur dann, wenn man – um größere Überschiebungsweiten zu vermeiden – versucht, die Deckschollen u n m i t t e l b a r südlich des Hochschwab einzuwurzeln, denn dort, im Bereich von Aflenz, herrschte zur Zeit der Obertrias in der Tat eine andere, mit den Hallstätter Kalken der Deckscholle nicht vergleichbare fazielle Entwicklung.

Diese Schwierigkeiten waren bereits SPENGLER bekannt. Als Ausweg aus diesem Dilemma ventilierte er (SPENGLER 1925:296/Fußnote 1) die halbherzige Lösung, nur die Werfener Schichten der Rasinger Deckscholle aus dem Raum südlich des Hochschwab kommend zu deuten, dagegen den Hallstätter Kalk aus dem Hochschwab selbst („wo die Riffkalke . . . dem Hallstätter Kalk sehr ähnlich werden“) abzuleiten.

Demgegenüber muß aber festgehalten werden, daß die seit BITTNER bekannten, gelegentlich in den Riffkalken des Hochschwab auftretenden Hallstätter Kalk-Linsen litho- und mikrofaziell keinesfalls dem Massigen Hellkalk und Hangendrotkalk der Rasinger Deckscholle entsprechen.

Einzubeziehen in die Diskussion um die Herleitung der Rasinger Deckscholle sind aber auch die in ihrer Position und Lithofazies so ähnlichen Deckschollen vom Bergstein (S Gamsen Becken).

Diese ebenfalls vor der Stirn der Mürzalpendecke gelegenen Schollen werden, wie durch eigene Begehungen geklärt werden konnte, von einer Abfolge aus Rotem Bankkalk und Massigem Hellkalk aufgebaut, die stellenweise noch bis in den Hangendrotkalk hinaufreicht, wobei die aus der Literatur bekannten klassischen Halobienfundstellen mit *Halobia austriaca* MOJS., *H. salinarum* BRONN, *Perihalobia beyrichi* (MOJS) u. a. (KITTL 1912; GRUBER 1977:187) im Bereich des tiefnorischen Massigen Hellkalkes liegen.

Entgegen einer Fernherleitung vom Süden werden von TOLLMANN die Deckschollen vom Bergstein bzw. jene W Dürradmer und S Mariazell (Rasing) als Teile einer in vorgosauischer Zeit so weit vortransportierten Stirne der Mürzalpendecke gedeutet, welche später durch Erosion und nachgosauische Tektonik vom Deckenhauptkörper getrennt worden wären (KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN 1962: 14, 17, Taf. 1; TOLLMANN 1964: Taf. 16, 1967 a: 240–242, Taf. 1, 1967 b: 271, 1973:51, Abb. 21, 1976 b: 370, 373).

Dieser Ableitung liegt die Vorstellung zugrunde, daß die Hallstätter Fazies, aus den Mürztaler Alpen kommend (wo sie sich gerade im Frontanteil der Mürzalpendecke seitlich rasch aus dem Dachsteinkalk herausentwickle) gegen NW hin in den (heute tektonisch isolierten) Vorderrand dieser Einheit hinüberziehe (TOLLMANN 1967 a: 242, 1976 b: 373).

Dem ist freilich entgegenzuhalten, daß in den Mürztaler Alpen die Vorstellung eines raschen seitlichen Überganges zwischen Hallstätter Kalk und Dachsteinkalk im Stirnbereich der Mürzalpendecke auf mehreren Irrtümern beruht, die längst widerlegt worden sind (LEIN 1972). Zum anderen muß dezidiert festgehalten werden, daß die

charakteristischen Glieder des echten Hallstätter Kalkes, wie Grauvioletter Bankkalk, Roter Knollenflaserkalk, Massiger Hellkalk, u. a. in der Mürzalpendecke fehlen und wir dort statt dessen nur die Ablagerungen eines norischen Intra-Plattform-Beckens vorfinden, die zwar eine entfernte Ähnlichkeit zu den echten Hallstätter Kalken (s. o.) aufweisen, aber von diesen litho- und mikrofaziell klar abgetrennt werden können.

Dem zweiten Argument schließlich, es stünde einer Herleitung der Deckschollen aus dem Süden die Tatsache entgegen, daß im Gesamttraum dieses Abschnittes der Kalkhochalpen südlich der Gesäuse-Hochschwabmasse nirgendwo Hallstätter Kalke auftreten und statt dessen eine terrigen beeinflusste Fazies (mit einem schieferreichen Karn und Aflenzer Kalk im Nor) vorliege, kommt gar keine Beweiskraft zu, denn die Deckschollen sind nicht aus dem Aflenzer Trog (der ebenfalls ein Intra-Plattform-Becken darstellt!), sondern aus einem weiter südlich davon befindlichen Raum herzuleiten – ein Gedanke, der bezüglich der Bergstein-Deckscholle von SPENGLER (1959:Taf. 4) längst vertreten worden ist.

2.3 Die Hiasbauernalm-Deckscholle im Bereich der Neunkögerln

Eine von uns neu erkannte Deckscholle aus mitteltriassischem Hallstätter Kalk, die oberhalb der Hiasbauernalm am NW-Ende der Neunkögerln (4,5 km SE Gußwerk) einer aus rhätischen Zlambachschichten bestehenden Unterlage aufruht (s. Abb. 3), kann als weiterer Hinweis für den Bestand eines auch in den östlichen Kalkhochalpen entwickelt gewesenen Hallstätter Südkanals ins Treffen geführt werden.

Die Existenz von Hallstätter Gesteinen, an die sich unsere Argumentation knüpft, ist zwar nicht grundsätzlich neu, doch sah man dieses Vorkommen bisher im Lichte einer vollkommen anders gearteten stratigraphischen und tektonischen Deutung.

Bereits BITTNER (1888:176) führte von den „nordwestlichen Höhen der Neunkögerln Hallstätter Petrefacten, und zwar vorherrschend halobienführende Bänke“ an, doch schien ihm das diese Fauna beinhaltende Gestein weit eher den „salzburgischen Hochgebirgskorallenkalken“ als typischen Hallstätter Kalken zu gleichen. Wenn kurz danach bei GEYER (1889: Abb. 1) die Gesamtheit der den N-Abfall der Neunkögerln aufbauenden Gesteine unter der Bezeichnung „Unterer Hallstätter Kalk“ ausgeschieden wurde, so besagt dies wenig, denn unter diesem Begriff liefen bei GEYER nicht nur die (norischen) Hallstätter Kalke, sondern auch der sie unterlagernde karnische Tisovec-Kalk.

In der Kartendarstellung von CORNELIUS (1936), für den sich ja Hallstätter Kalk und Dachsteinkalk nur als „verschieden ausgebildete Teile eines einheitlichen Schichtgliedes“ darstellten (1939:63), geht schließlich der am NW-Sporn der Neunkögerln mittels Übersignatur nur vage ausgeschiedene Hallstätter Kalk ohne scharfe Grenze in Dachsteinkalk über und ist somit als zeitgleich zu diesem (= norisch) zu betrachten.

Tatsächlich steht aber im Bereich der Neunkögerln kein norischer Hallstätter Kalk an, der mit dem umliegenden Dachsteinkalk durch lateralen Fazieswechsel verbunden wäre, sondern liegt eine von der Umgebung **t e k t o n i s c h a b g e g r e n z t e A b f o l g e** vor, bestehend aus einem ladinischen Hallstätter Kalk und dunklen allopäpischen Bankkalken des Unterkarn, die im Hangenden von hellen Seichtwasserkarbonaten abgelöst werden.

Die an der Basis dieser Abfolge, oberhalb der Hiasbauernalm aufgeschlossenen, gut gebankten (dm-Bereich), grauvioletten Bankkalke (welche stellenweise lateral in luckig verwitternde, sekundär dolomitisierte Kalke übergehen können) gleichen in ihrem lithologischen Habitus gut den höchsten Anteilen der vom Dachsteinsüdrand bekannten

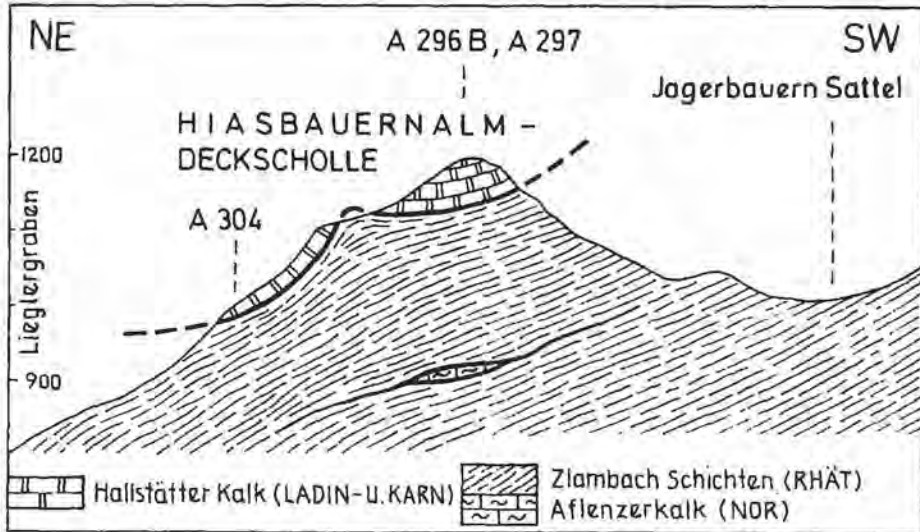


Abb. 3: Einem mehrfach geschuppten Untergrund, bestehend aus rhätischen Zlambachschichten mit tektonisch zwischengeschalteten Aflenzer Kalk-Linsen, liegt oberhalb der Hiasbauernalm eine aus ladinischem-unterkarnischem Hallstätter Kalk bestehende Deckscholle auf.

ladinischen Hallstätter Kalk-Linsen (LEIN 1976). Auf Grund ihrer Fauna mit *Gladi-gondolella tethydis* (HUCKR.) und *Gondolella excelsa* (MOSHER) läßt sich für ihren tieferen Abschnitt klar ein ladinisches Alter belegen (Proben A 296B, A 297). Im höheren, auf Grund der Conodontenfaunen (Probe G 15) bereits dem Unterkarn zugehörigen Anteil dieser Serie findet man nicht selten *Halobia rugosa* GÜMBEL, welche hier, bedingt durch das kalkige Einbettungsmittel, in einem ungewohnt guten Erhaltungszustand vorliegt.

Auffallend ist, daß in den grau-violetten Bankkalken dem filamentreichen Autochthonosediment in nicht geringem Umfang ein aus einem Seichtwasserareal stammendes Intraklastenmaterial beige mischt ist. Es ist dies ein wichtiger fazieller Hinweis, der belegt, daß die Hallstätter Kalke der Neunkögerln in einem plattformnahen Beckenrandbereich abgelagert wurden, der schließlich – ähnlich den erwähnten Verhältnissen am Dachsteinsüdrand – von einer ins Becken vorstoßenden Seichtwasserkarbonat-Plattform überwältigt wurde.

U. d. M.: Intrabiosparit bis -mikrit. Biogene: häufig bis 1,5 mm große Filamente (Lamelli-branchiatenschalen) sowie (von allochthoner Herkunft) *Tubiphytes obscurus* MASLOV und nicht näher bestimmbar Algenkolonien; seltener Foraminiferen, Sphären (? Radiolarien, Φ 100 μ m) und Ostracodenschälchen. In größerem Umfang treten aus dem Seichtwasserbereich stammende Intraklasten (Φ 40 - 300 μ m) auf.

Stellenweise ist noch der primäre rhythmische Wechsel von autochthoner und allochthoner Sedimentanlieferung erhalten (Wechsellagerung von intraklastenführenden Mikriten mit Intraspariten), zumeist ist er aber durch Bioturbation zerstört. Häufig sind Hohlraumgefüge (Stromatactis) zu beobachten.

In den darüber folgenden, gleichfalls noch dem Unterkarn (Probe A 304) angehörenden dunklen allodapischen Bankkalken nehmen schließlich die aus dem Seichtwasserareal stammenden Schüttungen schlagartig zu.

U. d. M.: Überwiegend aus Riffschutt aufgebauter Biosparit. Biogene: *Tubiphytes obscurus* MASLOV, *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI, nicht näher bestimmbare Algen- und Hydrozoenreste sowie Bruchstücke von Echinodermen.

Die gradierten Arenitlagen (mit basalen Korngrößen um 0,5 mm) sind nur selten von kurzen Perioden autochthoner (= mikritischer) Sedimentation unterbrochen. Anzeichen von Bioturbation fehlen vollständig.

Fauna:

Grauvioletter Bankkalk

A 296B: NW-Spitze der Neunkögerln, Felsen direkt über der Hiasbauernalm, SH. 1110 m; Oberanis-Ladin.

Conodonten: *Gondolella* cf. *excelsa* (MOSHER)

Foraminiferen: *Agathammina* sp.

A 297: Lokalität wie A 296B, SH. 1160 m; Unterladin.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), *Gondolella excelsa* (MOSHER); Astformen des *Gl. tethydis*-Multielementes.

Foraminiferen: *Ophthalmidium leischneri* (KRISTAN-TOLLM.), *Frondicularia* sp., *Nodosaria* sp.

G 15-G 16 a: N-Abfall der Neunkögerln, SH. 1285 m; Unterkarn.

Conodonten: *Gladigondolella* cf. *malayensis* NOGAMI, *Gl. tethydis* (HUCKR.), *Gondolella polygnathiformis* BUD. & STEF.; Astformen des *Gl. tethydis*-Multielementes.

Lamellibranchiaten: *Halobia rugosa* GÜMBEL

Dunkler allodapischer Bankkalk

A 304: N-Spitze der Neunkögerln, an der neu angelegten Forststraße, SH. 1020 m; Unterkarn.

Conodonten: *Gladigondolella malayensis* NOGAMI, *Gl. tethydis* (HUCKR.), *Gondolella polygnathiformis*; Astformen des *Gl. tethydis*-Multielementes.

Tektonische Deutung

Im Bereich des Aschbachtals (S Mariazell) liegt nach unserer Kartierung (LEIN 1972: Taf. 9, 10) den dolomitisierten mitteltriassischen Plattformkarbonaten der Mürzalpendecke mit tektonischer Grenze eine mehrfach geschuppte fremde Hülle auf, die sich aus Zlambachschichten an der Basis und einer diskordant darüber folgenden Lamelle aus Aflenzer Kalk zusammensetzt. Die Mächtigkeit der basalen, aus Zlambachschichten aufgebauten Schuppe schwankt beträchtlich. Einerseits kann sie tektonisch ausgequetscht werden, wie das in den westlichen Gehängen des Aschbachtals der Fall ist (wo dann die Aflenzer Kalke der höheren Schuppe direkt auf den Wettersteindolomit der Mürzalpendecke stoßen), andererseits kann sie, wie etwa im Bereich der Neunkögerln, durch Anschoppung und Verschuppung auf ein Mehrfaches ihrer normalen Mächtigkeit anschwellen.

Diesem Schuppensystem liegt, als tektonisch höchstes Element, die beschriebene Abfolge mit dem ladinischen Hallstätter Kalk deckschollenartig auf.

Unterlagert wird diese von uns als Hiasbauernalm-Deckscholle bezeichnete Einheit im Nordwesten von den Zlambachschichten der tieferen Schuppe, im Südosten dagegen (im Bereich der Kote 1363 m), von Aflenzer Kalken der höheren Schuppe.

Die Unterlagerung der Hallstätter Kalke im Südosten der Deckscholle durch Aflenzer Kalk kommt auf den Profilen von CORNELIUS (1939: Taf. 2/Prof. 4, Taf. 3/Prof. 5) gut zum Ausdruck. Die auf diesen Profilen unter dem Aflenzer Kalk auftauchenden, tektonisch ausgedünnten Zlambachschichten sind allerdings fälschlich als Reingrabener Schichten bezeichnet. Dieser Irrtum ist gut verständlich, da sich CORNELIUS den Aufbau der Neunkögerln als ungestörte, aufsteigende Schichtfolge vorstellte.

Gegenüber unserer obigen tektonischen Deutung wird der Aufbau des Aschbachtals und der Neunkögerln von TOLLMANN (1976 b:393, Taf. 5) in völlig anderer Weise interpretiert. Bei ihm werden die Zlambachschichten der tieferen Schuppe der Naß-

köhrschuppe gleichgestellt und die darüber folgende Lamelle aus Aflenzer Kalk mit der Schneebergdecke parallelisiert.

Diese Abwicklung ist nicht zutreffend, was sich erst durch die Erfassung der neuen Deckscholle in voller Klarheit zeigt.

So ist es u. a. nur schwer verständlich, wieso gerade Aflenzer Kalk und Zlambachschichten, welche zwar heute tektonisch getrennt sind, die man aber doch wohl eher als Teile einer ursprünglich zusammengehörigen Schichtfolge wird auffassen müssen, zwei völlig getrennten tektonischen Stockwerken (Naßköherschuppe und Schneebergdecke) zugeordnet werden.

Seit dem Hinzukommen eines tektonisch höheren Elementes in Form der neu erkannten Hiasbauernalm-Deckscholle erweist sich aber die von TOLLMANN geübte Gleichsetzung zwischen der aus Aflenzer Kalk bestehenden höheren Schuppe mit der Schneebergdecke als problematisch, müßte doch auf der Basis dieser Parallelisierung die Hiasbauernalm-Deckscholle automatisch als Ultradeckscholle aufgefaßt werden.

Im Gegensatz dazu werden von uns die Gesteine der Hiasbauernalm-Deckscholle aus dem Hallstätter Südkanal hergeleitet und die Aflenzer Kalke und Zlambachschichten des Aschbachtaler Schuppensystems aus einem dem Aflenzer Trog zugehörigen Intra-Plattform-Becken bezogen. Die Gesteine des Aschbachtaler Schuppensystems wären somit, ähnlich der von TOLLMANN gegebenen Deutung für den tieferen Teil desselben, als abgescherte und bloß wenige Kilometer nach Norden verachtete Teile der Mürzalpendecke aufzufassen, im Gegensatz zur Hiasbauernalm-Deckscholle, die von uns als fernüberschobenes Element gedeutet wird.

2.4 Schwaboden und Proles

Unsere in den vorigen Kapiteln bereits angedeuteten Vorstellungen bezüglich einer tektonischen Neuinterpretation der Mürztaler Alpen finden eine weitere Stütze in Form der im Umkreis des Schwabodens (SE Hoher Student) entwickelten Hallstätter Kalke.

Diese Gesteine werden auf Grund ihrer Lithologie und Fauna seit mehr als einem Jahrhundert (STUR 1871) als Hallstätter Kalke geführt und sind als solche auch auf der CORNELIUS-Karte ausgeschieden. Neu ist in diesem Zusammenhang somit nur, daß es sich bei diesen Gesteinen um typisch ausgebildete Vertreter der Hallstätter Buntfazies handelt.

In erster Linie ist es der hier abnorm mächtig (ca. 200 m) ausgebildete Massige Hellkalk, der die rings um den Schwaboden angeordneten, steil aufragenden Erhebungen des Fallenstein, Turmkogel und Geisterstein aufbaut. Ebenfalls entwickelt ist auch der Rote Bankkalk und der Hangendrotkalk, doch treten diese beiden Schichtglieder flächenmäßig deutlich zurück.

Charakteristisch für den hier erschlossenen massigen Hellkalk ist sein bereits von GEYER (1889:572) erwähnter Reichtum an Halobienlumachellen. Sein unternerisches Alter ist hinreichend belegt; einerseits durch Conodontenfaunen mit *Epigondolella primitia* (MOSHER) bzw. *E. abneptis abneptis* (HUCKR.), andererseits durch das Vorkommen von *Halobia styriaca* (MOJS.).

U. d. M.: Pelletführender Biomikrit-Pelsparit, dessen Biogenanteil überwiegend von Lamelli-branchiatenschalen („Filamenten“) bestritten wird; dazu treten noch vereinzelt Sphären (? Radiolarien) und selten Stielglieder von Crinoiden.

Im Sediment herrscht starke Bioturbation, wobei in den durchwühlten Arealen eine verstärkte Pelletführung festzustellen ist.

Für große Teile des Massigen Hellkalkes treffen somit folgende Hauptcharakteristika zu: ei-

nersseits das Massenaufreten von Halobienschalen, andererseits eine starke, mit namhafter Pelletführung verbundene Bioturbation. Es ist naheliegend, diese Befunde kausal aufzufassen und die Halobiiden, wie es GRUBER (1977) vorgeschlagen hat, als Verursacher von Bioturbation und Pelletproduktion zu betrachten.

Der darüber folgende Hangendrotkalk zeigt gleichfalls großen Fossilreichtum. Zumindest ist auf ihn die von STUR (1871:300) beschriebene, aus losen Blöcken vom Fuße des Geisterstein stammende reiche sevatische Fauna mit *Monotis salinaria* BRONN, *Orthoceras dubium* HAUER, *Nautilus barrandei* HAUER, *N. respondens* QUENST. und zahlreichen Gastropoden zu beziehen.

Nicht selten dringt der Hangendrotkalk in Spalten tief in den Massigen Hellkalk ein; auch in diesen Fällen weist er eine reiche, vorwiegend aus Ammoniten bestehende Fauna auf (Probe G 125).

U. d. M.: Crinoidenführender Biomikrit. Crinoiden und nicht näher bestimmbarer Echinodermendetritus stellen den Hauptteil der Biogene, dagegen sind Foraminiferen, juvenile Gastropoden, Ostracoden und Lamellibranchiatenschalen eher selten. Zu beobachten ist ferner eine ausgeprägte Druckflaserung.

Im Bereich von Proles und Fallenstein bildet nach den Angaben von CORNELIUS (1939:71) ein „roter Liaskalk in Adneter Fazies“ das unmittelbar Hangende der dort aufgeschlossenen Hallstätter Kalke. Da aber nach der Kartierung von CORNELIUS (1936) dieser Kalk rings um den Litzkogel – sowohl im Norden, als auch im Südosten – auftritt, kann schon aus geometrischen Erwägungen von einer normalen Überlagerung (wie sie CORNELIUS 1939: Abb. 4, Taf. 2/Prof. 5 darstellt) keine Rede sein. Zudem steht dieser rote Kalk, entsprechend der geologischen Karte, mit den im Bereich des Freinriegels erschlossenen höchsten – und somit stratigraphisch tiefsten! – Teilen der Prolesinversserie in Verbindung, was gleichfalls nicht für die Deutung als stratigraphische Normalabfolge spricht.

Interessant ist in diesem Zusammenhang die von CORNELIUS (1939:72) gemachte Beobachtung, daß der rote (Lias-)Kalk dem Hallstätter Kalk „durch eine mächtige Zone brecciöser Aufarbeitung“ verbunden wäre. Diese Feststellung kann bestätigt werden, denn tatsächlich treten an der N-Flanke des Litzkogels (zwischen SH. 1270 m–1350 m) Breccien mit roter Matrix auf, die sich lithologisch sehr gut mit jenen bereits von der SE-Flanke des Hohen Student erwähnten Breccien vergleichen lassen.

Während die Breccie an mehreren Stellen anstehend angetroffen werden kann, liegen die in ihrer Begleitung auftretenden (?Lias-)Rotkalke nur in Form loser Blöcke vor, sodaß der Verdacht naheliegt, es handle sich dabei um erosiv freigelegte größere Komponenten dieser Breccie.

Da die Breccie am Fuße des Litzkogels ringförmig um diesen angeordnet ist, besteht an sich kein Zweifel, daß die Breccie nicht die normale stratigraphische Überlagerung des Hallstätter Kalkes darstellt, sondern den Fallenstein-Litzkogel-Zug als Ganzes unterlagert. Andererseits liegt sie im Sattel zwischen Fallenstein und Litzkogel dem Massigen Hellkalk transgressiv auf.

Über dieser Breccienlage erheben sich, den Gipfelbereich des Litzkogels aufbauend, helle Seichtwasserkarbonate, die auf Grund ihrer Foraminiferanfauna mit *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC und *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, der tieferen Mitteltrias angehören.

Da dieser Steinalm/Wettersteinkalk-Komplex allseits von jüngeren Schichten (Jurbreccie und Massiger Hellkalk) unterlagert wird, besteht kein Zweifel, daß eine Deckscholle vorliegt, welche im folgenden als Litzkogel-Deckscholle bezeichnet werden soll.

Fauna:

Steinalm-Wettersteinkalk

A 351: Litzkogel (= nordöstlicher Vorgipfel des Fallenstein), Gipfelbereich, SH. 1480 m; Mitteltrias.

Foraminiferen: *Meandrospira dinarica* KOCHANESKY-DEVIDE & PANTIC, *Endothyrella* sp., *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, Duostominidae gen. et spec. indet.

Massiger Hellkalk

A 312: Turmkogel, Gipfelbereich; Lac.

Conodonten: *Epigondolella abneptis abneptis* (HUCKR.)

A 349: W-Sporn des Fallenstein, SH. 1520 m; Lac. 1.

Conodonten: *Epigondolella primitia* (MOSHER)

G 124: N-Flanke des Fallenstein, nordöstlich unterhalb der Gipfelpartie, SH. 1470 m; Lac.

Lamellibranchiaten: *Halobia styriaca* (MOJS.)

E 17: W-Flanke des Geisterstein, im Sattel zwischen Vorgipfel und eigentlicher Haupterhebung; oberstes Lac 3-Alaun 2.

Lamellibranchiaten: *Halobia* ex aff. *lineata* MÜNSTER

Hangendrotkalk

G 125: N-Flanke des Fallenstein, unterhalb G 124, SH. 1460 m, Spaltenfüllung im Massigen Hellkalk; Alaun 1-2.

Ammoniten: *Halorites* sp., *Paracladiscites multilobatus* BRONN, *Rhacophyllites* cf. *debilis* (HAUER), *Stenarcestes Diogenis* MOJS.

Lamellibranchiaten: *Halobia* cf. *partschii* KITTL.

In streichender Fortsetzung zu den besprochenen Vorkommen rings um den Schwaboden stößt man im nordöstlich anschließenden Proleszug wiederum auf Hallstätter Kalke. Daß solche hier vorliegen, ist seit STUR (1871), MOJSISOVICH und GEYER (1889) bestens belegt, während die inverse Lagerung dieser Abfolge erst jüngst (TOLLMANN 1967 b; LEIN 1972) geklärt werden konnte.

Von besonderem Interesse sind die Gesteine des Proleszuges deshalb, weil hier in der Obertrias auf einer Distanz von 4 km schrittweise der fazielle Umschlag von der Hallstätter Buntfazies in die Hallstätter Graufazies erfolgt. Diese Tatsache ist neu, denn bisher war bloß die am Ostende des Proleszuges entwickelte Graufazies bekannt, welche im klassischen Querprofil der Mürzschlucht prächtig aufgeschlossen studiert werden kann.

Im westlichen Abschnitt, im Bereich des Kleinen Proles liegt dagegen eine Abfolge mit Anklängen von Rotem Bankkalk und mächtig entwickeltem Massigem Hellkalk vor.

Der Massige Hellkalk, an dessen Basis eine bis zu 30 cm mächtige Lumachelle mit *Halobia styriaca* (MOJS). entwickelt ist, wird (unter Beibehaltung seiner charakteristischen Mikrofazies) gegen Osten hin zunehmend mergeliger und geht schließlich im Bereich der Mürzschlucht in einen Hallstätter Graukalk über, der hier das gesamte Nor vertritt (während im Mittelabschnitt, rund um den Großen Proles, der Graukalk erst ab dem obersten Nor entwickelt ist).

Aus einer in Hallstätter Buntfazies ausgebildeten Abfolge mit typischem Massigem Hellkalk gelangt man somit gegen Osten allmählich in eine stärker terrigen beeinflusste Serie, bestehend aus Halobienschiefern, oberkarnischen Hornsteinbankkalken und in Graufazies entwickelten Hallstätter Graukalken, welche schließlich von mächtigen Zlambachschichten überlagert werden.

Tektonische Deutung

Der Proleszug ist ein tektonisch isoliertes Element (= Prolesschuppe, LEIN 1972),

welches der Mürzalpendecke mit inverser Schichtfolge diskordant aufliegt und seinerseits von einem höheren Stockwerk, der zur Schneebergdecke gezählten Roßkogel-Deckscholle, überlagert wird.

Ähnlich der bereits erwähnten „Student-Zwischenschuppe“ stellen die Gesteine des Proleszuges somit eine der Mürzalpen- und Schneebergdecke tektonisch zwischengeschaltete Lamelle dar, die sich über Proles und Mürzschlucht hinaus über das Naßköhr nach Osten hin bis zur Ameiswiese erstreckt und eines der größten durchgehend aufgeschlossenen Inverselemente der Nördlichen Kalkalpen darstellt.

Schon frühzeitig wurde von HERITSCH (1921:118–119) bei der Deutung des Mürzschluchtprofils der mit dem (tektonisch liegenden) norischen Hallstätter Kalk stratigraphisch verknüpfte karnische Hornsteinbankkalk (von HERITSCH als Reiflinger Kalk fehlinterpretiert) als ein tektonisch selbständig entwickeltes Element zwischen basaler Einheit (= Mürzalpendecke) und Lachalpendecke (= Schneebergdecke) gedeutet.

Aufbauend auf dieser Vorstellung wurde später von CORNELIUS (1939:98, Taf. 4) unter der Bezeichnung „Zwischenschuppe“ die hauptsächlich aus Teilen der karnischen Hornsteinbankkalk bestehende oberste Partie der Inversfolge als eigenständiges tektonisches Element abgetrennt, der übrige Teil der Inversfolge jedoch als einheitliche „vom liegenden Wettersteindolomit bis in den Hallstätter Kalk, ja bis in den Mürztaler Mergel“ reichende stratigraphische Abfolge der basalen Einheit (= Mürzalpendecke) gedeutet (CORNELIUS 1939:111). Dieser Vorstellung hat sich zunächst TOLLMANN (1964:163, Taf. 16), bei dem das Zwischenelement unter der Bezeichnung „Naßköhr-Zwischenschuppe“ aufscheint, vollinhaltlich angeschlossen.

Drei Jahre später entdeckte er aber erstmals in der Zwischenschuppe beim Studium frischer Aufschlüsse einer am linken Mürzschluchtgehänge neu angelegten Forststraße eine verkehrte Lagerung, was ihn dazu veranlaßte, diese Zwischeneinheit nun nicht mehr als Schuppe im Sinne von HERITSCH und CORNELIUS aufzufassen, sondern als den Verkehrschenkel einer breiten liegenden Falte („verkehrter Naßköhr-Faltenschenkel“) zu deuten, der „unter der Last der vorrückenden Schneebergdecke aus dem Dach der Mürzalpendecke entnommen und mitgeschleppt worden“ wäre (TOLLMANN 1976 a:234, 1976 b: Abb. 7). Wenig später wurde von uns der Nachweis erbracht (LEIN 1972:66–67), daß das gesamte Mürzschluchtprofil – und nicht nur Teile davon – eine inverse Lagerung aufweist und keine liegende Falte darstellt.

Erst auf Grund dieser Entdeckung konnte nun, an Stelle der schmalen, auf die hangendsten Teile des karnischen Hornsteinbankkalkes beschränkten „Zwischenschuppe“, ein riesiges, die gesamte Schichtfolge des Proleszuges umfassendes Inverselement erfaßt werden, welches auf Grund seiner geänderten Deutung und seiner völlig andersgearteten Umgrenzung von uns mit dem neuen Terminus „Prolesschuppe“ belegt wurde. Von TOLLMANN wurde schließlich der neue Umfang dieser Einheit bestätigt, der alte Name „Naßköhrschuppe“ jedoch beibehalten.

Wie schon bei der Besprechung des Hohen Student erwähnt wurde, interpretierte CORNELIUS (1952:67) die Gesteine der Zwischenschuppe „als Hangendschichten des basalen Gebirges, welche beim Überschiebungsvorgang von den Werfern der Lachalpendecke eingewickelt und über Strecken unbekannter Länge verschleppt worden sind“. Ähnlich liest es sich auch bei TOLLMANN, der auf Grund der noch erhaltenen Deckschollengruppe der Schneebergdecke mehrfach darauf hingewiesen hat, „daß diese hochjuvavische Einheit . . . die Mürzalpendecke wie einen Schlitten überfahren . . . und hiebei fast selbstverständlich die plastische Obertriashaut der Unterlage abgezogen und vor sich hergerollt“ habe (TOLLMANN 1967 b:380).

So betrachtet müßte die Naßköhrschuppe eine der Mürzalpendecke analoge Schichtfolge aufweisen, was bei Berücksichtigung der uns neu vorliegenden Daten *n i c h t* der Fall ist.

Im Gegensatz zu der von uns zunächst geäußerten Vermutung, daß die karnischen Hornsteinbankkalk sowie die rhätoliassischen Fleckenmergel in beiden Einheiten ähnlich ausgebildet seien (LEIN 1972:82–83), kann eine lithologische Entsprechung zwischen der Prolesinversserie und der sie gegen Süden hin unterlagernden autochthonen Beckenentwicklung der Mürzalpendecke nicht festgestellt werden.

Gerade die karnischen Hornsteinbankkalke dieser beiden Einheiten zeigen in ihrem mikrofaziellen und faunistischen Aufbau beträchtliche Abweichungen. Noch größere Unterschiede bestehen zwischen den im Buchalpengeraben aufgeschlossenen norischen Hornsteinbankkalcken (Aflenzer Kalk) der basalen Mürzpalpendecke und den der Prolesinversserie angehörenden gleichaltrigen Hallstätter Graukalcken der Mürzschlucht.

Weiters fällt auf, daß in der autochthonen Beckenentwicklung Lumachellenhorizonte mit *Halobia styriaca* (MOJS.) und *Monotis salinaria* BRONN fehlen, diese jedoch in der Prolesinversserie als Leitbänke über weite Distanzen durchgehend entwickelt sind.

Noch krasser wird der fazielle Gegensatz, wenn man die Gesteine der Prolesinversserie mit der ebenfalls unmittelbar benachbarten Seichtwasserentwicklung der Mürzpalpendecke vergleicht, oder die im Westabschnitt der Prolesinversserie entwickelte Hallstätter Buntfazies berücksichtigt.

Zusammenfassend kann somit festgestellt werden, daß die inverse Serie des Prolesinverszuges nicht nur tektonisch, sondern auch faziell klar von der unterlagernden Mürzpalpendecke abgegrenzt werden kann. Eine Ableitung der Prolesinversserie aus dem Dach der Mürzpalpendecke, wie sie von CORNELIUS und TOLLMANN (zuletzt 1976 b:378–380) stets vehement vertreten wurde, ist demnach hinfällig. Das Auftreten der Hallstätter Buntfazies und der Prolesinversserie sowie deren tektonisch analoge Stellung zu der von uns als Element der Hallstätter Zone erkannten ehemaligen „Student-Zwischenschuppe“ stellen dagegen überzeugende Argumente für eine Herleitung der Prolesinversserie aus dem Hallstätter Südkanal dar.

Aber es ist nicht nur der fazielle Gegensatz, der eine Herleitung der Prolesinversserie aus dem Dach der Mürzpalpendecke fragwürdig erscheinen läßt, sondern auch der für die Abscherung und Weiterverfrachtung herangezogene Mechanismus.

Für TOLLMANN stellen die über der Mürzpalpendecke verstreut angeordneten (und von ihm mit der Schneebergdecke parallelisierten) Deckschollen Erosionsrelikte eines einst zusammenhängenden mächtigen Deckenkörpers dar, der „in ganzer Breite die Mürzpalpendecke wie ein Schlitten überfahren“ habe. Sollte die Theorie von einem in dieser Form einge s c h o b e n e n Deckenkörper stimmen, der mittels seiner Schubwirkung die hangendsten Teile aus dem Schichtverband der Mürzpalpendecke abgesichert und als „Naßköhrschuppe“ weiterverfrachtet hätte, dann müßte die heutige Relativanordnung der Deckschollen zueinander weitgehend ihrer ursprünglichen Position im einstmaligen zusammenhängenden Deckenkörper entsprechen. Gerade das ist aber nicht der Fall!

Versucht man die Schichtfolge der drei größten Deckschollen, der Lachalpen-, Rauhenstein- und Roßkogel-Deckscholle für eine Rekonstruktion ihrer einstigen paläogeographischen Position faziell zu interpretieren, so fällt auf, daß wir jeweils auf der S-Seite der Roßkogel- und Rauhenstein-Deckscholle Einschaltungen oberanischer bis unterladinischer Hallstätter Buntkalke antreffen, hingegen in der Lachalpendeckscholle eine durchgehende Plattformentwicklung der Mitteltrias vorfinden, welche gut mit Schichtfolgen aus dem Schneeberg-Rax-Massiv vergleichbar ist.

Dieser Umstand hat uns (HOHENEGGER & LEIN 1977: Abb. 3) bereits früher dazu veranlaßt, den Ablagerungsraum der Lachalpen-Deckscholle in nördlicherer Position zu vermuten, dagegen den der Rauhenstein- und Roßkogel-Deckscholle – entgegen ihrer heutigen Lagebeziehung zur Lachalpen-Deckscholle – südlich von dieser zu suchen.

Unter Zugrundelegung einer derartigen paläogeographischen Anordnung kann für die Entstehung der Prolesinversserie nicht der Transversalschub eines geschlossenen Deckenkörpers verantwortlich gemacht werden, denn die genannten Deckschollen stellen auf Grund ihrer heutigen Anordnung keine Erosionsrelikte eines einstmals zusammenhängend eingeschobenen Deckenkörpers dar, sondern sind, wie die Prolesinversserie selbst, als Gleitschollen aufzufassen.

Für die Prolesinversserie, die, wie bereits ausgeführt wurde, nicht als Dachschuppe vom Rücken der Mürzalpendecke abgeleitet werden kann, sondern die durch Gleittransport aus einem südlich der Mürzalpen- und Schneebergdecke gelegenen Raum in ihre heutige Umgebung gebracht wurde, führen wir den Begriff Prolesdecke ein. Unter dieser Bezeichnung verstehen wir alle aus einem Hallstätter Südkanal (oder dessen nördlicher Randzone) stammenden Deckschollen, von welchen hier die wichtigsten aufgezählt seien: Bosruck-Deckscholle, Bergstein-D., Dürradmer-D., Rasinger-D., Halltal-D., Brunntal-D., Hiasbauernalm-D., Schwaboden-D., Proles-Naßköhr-D., Roßkogel-D., Rauhenstein-D., Naßwalder-D., Losenheimer-D., Lanzinger-D., Balberstein-D., Mühlthal-D., Hernstein-D.

Die Prolesdecke beinhaltet gleichermaßen Gesteine der Salzberg- wie der Zlambachfazies und entspricht in ihrer tektonischen Position vollkommen der im Westen entwickelten Sandlingdecke (bzw. Mitterndorfer Decke).

2.5 Stratigraphie und Fazies der Prolesdecke

Die in Hallstätter Buntkalkfazies entwickelten Deckschollen der südjuvavischen Prolesdecke belegen in überzeugender Weise, daß die Salzbergfazies keinesfalls auf den Mittelabschnitt der Kalkhochalpen beschränkt werden kann, wie das noch TOLLMANN (1976 b:516) vermutet hat, sondern sich bis zum Alpenostrand fortsetzt. An Hand der aus diesen Deckschollen überlieferten Teilschichtfolgen kann in diesem Raum ein ab dem Oberanis angelegt gewesener Hallstätter Südkanal nachgewiesen werden, der über alle für die Hallstätter Buntkalkentwicklung charakteristischen Lithofaziestypen verfügt, angefangen vom Grauvioletten Bankkalk, bis hin zum Massigen Hellkalk und Hangendrotkalk.

Allgemein wird die in der Hallstätter Zone herrschende Mangelsedimentation und Spaltenbildung auf die phasenhafte Aktivität des Haselgebirgs-Diapirismus zurückgeführt. Daß aber dieser Diapirismus so stark war, um bereits in der oberen Trias seine sedimentäre Überdeckung zu durchstoßen, ist neu und verdient besondere Beachtung. Breccienlagen von Haselgebirge und deren mitgeschleppter Überlagerung, eingebettet in Hangendrotkalk, belegen jedenfalls überzeugend ein zu dieser Zeit erfolgtes Ausquellen des Haselgebirgs-Diapires am Beckenboden und seine unmittelbar erfolgte Aufarbeitung und Wiedereinbettung.

Auch die aus Rotem Bankkalk gebildeten Spaltenfüllungen in der Steinalm-Wettersteinkalk-Scholle am W-Fuß des Hohen Student sind Ausdruck eines starken Diapirismus, auch wenn vorerst ungeklärt bleibt, ob diese Erscheinung auf eine tiefgreifende Spaltenbildung zurückzuführen ist, die die vermutlich zwischengeschaltet gewesenen mitteltriassischen Hallstätter Kalke komplett durchschlagen hat, oder als eine durch Haselgebirgsauftrieb ausgelöste (ladinische-karnische) Schichtlücke zu deuten wäre.

Neben der Hallstätter Buntfazies, die in den meisten Deckschollen der Prolesdecke entwickelt ist, treffen wir in dieser Einheit auch die Hallstätter Graufazies (= Zlambachfazies) an (u. a. in der Mühlthal- und Hernsteiner Deckscholle), wobei die Proles-Naßköhr-Deckscholle mit ihrer erhaltenen Verzahnung ein wichtiges Bindeglied zwi-

schen diesen beiden Faziesbereichen darstellt und diese als zusammengehörig ausweist.

Die heute vorliegende und in keiner Weise der ursprünglichen Anordnung in ihrem Ablagerungsraum entsprechende chaotische Gruppierung der der Prolesdecke angehörenden Deckschollen läßt als Transportmechanismus eher an eine Schweregleitung bereits isolierter Schollen denken als an eine durch Transversalschub fortbewegte zusammenhängende Masse.

Die Überschiebung bzw. Eingleitung ist mit Sicherheit in vorgosauischer Zeit – möglicherweise bereits im Oberjura – erfolgt.

Möglicherweise in kausalem Bezug zu der tektonischen Platznahme stehen die einen Teil der Deckschollen unter- bzw. überlagernden Breccien. Auf Grund der schlechten Aufschlußverhältnisse ist leider gerade dort, wo der Breccienkörper die Deckschollen unterlagert, die Art des Kontaktes zur Überlagerung – ob tektonisch oder sedimentär – nicht gesichert. Auch fehlt für die Breccie eine fossilmäßig belegte Alters-einstufung.

3. Zur Abwicklung des Hallstätter Südkanals im Ostabschnitt der Kalkhochalpen

In unserer abgewinkelten paläogeographischen Skizze der Ablagerungsräume obertriadischer Hallstätter Kalke im Bereich des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen (LEIN 1976: Abb. 6) sind bereits unsere Vorstellungen bezüglich einer Parallelisierung der Hauptfazieszonen nach Osten angedeutet: Zum einen wird an eine Fortsetzung des eigentlichen Hallstätter Troges („Hallstätter Südkanal“) gedacht, zum anderen wird der im Westen entwickelte und in der Obertrias Konvergenzen zur Hallstätter Fazies aufweisende tirolische Intra-Plattform-Bereich (dem u. a. der Mandlingzug angehört) mit der Mürtalpendecke parallelisiert und zwischen diesen beiden Beckenbereichen eine heute größtenteils nicht mehr erhaltene Seichtwasserplattform angenommen.

Die Tatsache, daß entgegen der Vorstellung von TOLLMANN (1964:161) im Ostabschnitt der Kalkhochalpen in Form der Prolesdecke sehr wohl eine tektonisch selbständige Hallstätter Decke existiert und sich auch die Salzbergfazies in diese Region weiter fortsetzt, ist in den vergangenen Kapiteln hinreichend erhärtet worden. Dagegen muß die Frage nach der paläogeographischen Stellung des Aflenzer Troges noch ausführlich erörtert werden.

Der *Aflenzer Trog* stellt nach unserer Meinung ein eingeschränktes Intra-Plattform-Becken dar, das sich sowohl lithologisch als auch faunistisch wesentlich von der am nördlichen Randbereich des südjuvavischen Hallstätter Troges angesiedelten Hallstätter Graufazies unterscheidet. Für eine Gleichsetzung des Aflenzer Beckens mit dem südjuvavischen Hallstätter Trog, wie sie von TOLLMANN favorisiert wird, liegen dagegen keine überzeugenden Anhaltspunkte vor. Mit unserem Nachweis eines gegen Osten hin anhaltenden Durchstreichens des südlichen Hallstätter Troges entfällt aber der letzte Anhaltspunkt für eine derartige Parallelisierung.

Ungeklärt ist allerdings, ob zwischen dem Aflenzer Trog und der Mürtaler Beckenentwicklung eine primäre Verbindung bestanden hat, oder ob diese beiden Faziesräume – gemäß der Vorstellung von TOLLMANN (1976 a:511, Abb. 253, 1976 b: Abb. 4) – durch eine vom Gesäuse über die Veitsch bis hin zum Schneeberg durchgehend entwickelte „Riffplatte“ getrennt wurden.

Aus dem Gesäuse und dem Hochschwab sind zwar mächtige obertriassische Riffe bekannt und auf der Bürgeralm ist deren Verzahnung in ein südlich daran anschließendes Becken in Aflenzer Fazies klar ersichtlich, dagegen vom Schneeberg und von der

Veitsch nur eine lückenhaft erhaltene lagunäre Rückriffentwicklung nachgewiesen. Diese Tatsachen sprechen nicht unbedingt für eine paläogeographische Gleichsetzung der genannten Lokalitäten. Aber selbst wenn man bereit ist, eine solche als gegeben anzunehmen, besteht noch immer die Möglichkeit einer kanalförmigen Passage zwischen den genannten Seichtwasserkarbonat-Komplexen. Unseren jüngsten Untersuchungen zufolge hat sich der bisher gegen eine primäre Verbindung von Aflenzer und Mürztaler Becken ins Treffen geführte vermeintliche fazielle Gegensatz der Leitschichtglieder dieser beiden Tröge als gegenstandslos erwiesen.

Für eine solche Verbindung der beiden Beckenbereiche steht nicht nur das Gebiet der Gollrader Bucht zur Verfügung, sondern auch das gesamte sich östlich daran anschließende Areal, da man bei einer Rekonstruktion der einstigen Ablagerungsräume die sich heute in diesem Raum südlich der Dobreinlinie erhebende Hohe Veitsch um ein beträchtliches Stück nach Süden zurücknehmen muß.

In der Mürzalpendecke stellt die Hohe Veitsch hinsichtlich ihrer faziellen Entwicklung einen Fremdkörper dar. Dieser Umstand dürfte KOBER (1912: Kt. 1) u. a. dazu bewogen haben, diesen Bergstock als Deckscholle seiner hochalpinen Decke zu betrachten, während spätere Bearbeiter, wie CORNELIUS und TOLLMANN, die Hohe Veitsch stets als integrierten Bestandteil der Mürzalpendecke ansahen. Ob die Hohe Veitsch tatsächlich (wie es die fazielle Ausbildung ihres Südfalles vermuten läßt) ein hochalpines Element darstellt, dessen einstige Deckenstirn durch eine spätalpidische Rückschuppung entlang der Dobreinlinie kaschiert sein könnte, läßt sich an Hand der vorliegenden Kartierung von CORNELIUS (1936) nicht mit Sicherheit entscheiden, doch besteht kein Zweifel, daß die Hohe Veitsch gegenüber dem Hauptkörper der Mürzalpendecke um viele Kilometer zurückzunehmen ist.

Im Zusammenhang mit dem eben behandelten Problem einer primären Verbindung zwischen dem Aflenzer und Mürztaler Trog steht die Frage nach der Existenz eines im Ostabschnitt der Kalkhochalpen durchgehend entwickelten nordjuvavischen Hallstätter Kanales in Mürztaler Fazies.

Während sich die Mürztaler Fazies aus ihrem namensgebenden Hauptverbreitungsgebiet unter der Schneebergdecke hindurch in das Gebiet südlich der Hohen Wand fortsetzt, liegen für ihr Weiterstreichen nach Westen in einem nördlich der Hochschwabfazies gelegenen Hallstätter Kanal (wie er von TOLLMANN 1976 b: Abb. 14 gefordert wird) keine Anhaltspunkte mehr vor, seitdem die als Belege für eine derartige Verbindung gedeuteten Hallstätter Schollen vor der Stirn der Mürzalpendecke nicht von dieser abgeleitet werden können, sondern sich als aus dem Hallstätter Südkanal stammende fernverfrachtete Deckschollen erwiesen haben.

Die Rekonstruktion der einstigen paläogeographischen Position der Schneebergdecke stellt ein noch nicht befriedigend gelöstes Problem dar. Während nach TOLLMANN (1964:163, 1976 a:500) die Schneebergdecke die nur wenig nach Norden gerückte Fortsetzung des Hochschwab-Veitsch-Zuges darstellen soll und demnach als Relikt eines nördlich des Aflenzer Troges situierten Seichtwasserareals zu deuten wäre, erblicken wir in der Schneebergdecke einen südlich der Aflenzer-Mürztaler-Intraplattformbeckenzone gelegenen Seichtwasserbereich, der das daran anschließende südjuvavische Hallstätter Becken nach Norden hin abgrenzt.

Unberührt von diesem noch strittigen Punkt kann allerdings kein Zweifel bestehen, daß im Bereich der Mürztaler Alpen die meisten der von TOLLMANN (1976 b: Taf. 5) zur Schneebergdecke gestellten Deckschollen dem namensgebenden Hauptkörper dieser Einheit weder in fazieller noch tektonischer Hinsicht entsprechen. Die Deckschollen gehören nämlich drei räumlich getrennten Faziesbereichen an:

- Der Salzbergfazies und deren nördlichem Rahmen, soweit dieser noch Einschaltungen von Hallstätter Gesteinen zeigt.
Die aus diesem Bereich stammenden Deckschollen sind Teile der *Prolesdekke*. Sie weisen die größten Überschiebungsweiten auf; ihre heutige Position zueinander entspricht nicht mehr ihrer einstigen Anordnung im Ablagerungsraum.

- Der Hochschwabfazies.

Für diese Zone sind Seichtwasserkarbonate in Wetterstein-Tisovec-Kalk-Entwicklung charakteristisch. Die Obertrias ist infolge geringer Subsidenz und einer im Karn erfolgten Emersion geringmächtig und demzufolge nur mehr in spärlichen Resten erhalten.

Diesem Bereich gehört der aus Schneeberg und Rax bestehende Hauptkörper der *Schneebergdecke* an, sowie u. a. die Lachalpen-Deckscholle, die Litzkogel-Deckscholle und die aus Steinalm-Wettersteinkalk bestehenden Deckschollen im Bereich der Hohen Wand (LEIN 1975:A 56).

- Den Intra-Plattform-Becken in Aflenzer bzw. Mürtzaler Fazies und deren Riffsaum. Bei den aus dieser Zone stammenden Deckschollen handelt es sich um gut verformbare Obertriasegesteine, die von ihrem starren (aus Wettersteindolomit gebildeten) Sockel abgeschert und schuppenförmig übereinandergestapelt wurden. Die Überschiebungsweiten dieser Einheit, die wir als *Aschbacher Schuppensystem* bezeichnen möchten, sind gering.

Bisher wurden unter der Bezeichnung Schneebergdecke allzu heterogene Elemente zusammengefaßt, die man künftighin nomenklatorisch besser auseinanderhalten sollte.

Unter Berücksichtigung unseres obigen Abwicklungsvorschlages scheint die Schneebergdecke – entsprechend den einstigen Vorstellungen von KOBER – ein echtes tektonisches Analogon zur Dachsteindecke darzustellen, auch wenn die fazielle Entwicklung dieser beiden Einheiten durch den im Ostabschnitt der Kalkhochalpen wirksamen karpatischen Einfluß (auf den zum ersten Mal TOLLMANN 1972 verwiesen hat) erheblich voneinander abweicht.

Dank

Die Geländearbeiten zu der vorliegenden Untersuchung wurden in dankenswerter Weise vom Österreichischen Forschungsrat (Programm S 15/14: Frühalpiner Geschichte der Ostalpen) ermöglicht. Für die Überprüfung bzw. Korrektur der Conodontenbestimmungen danke ich dem Kollegen Doz. Dr. L. KRYSZYN, für die Bestimmung der in Schliffrücken und aus Lösproben vorgelegenen Foraminiferen den Kollegen Doz. Dr. J. HOHENEGGER und Dr. W. PILLER (alle am Institut für Paläontologie der Universität Wien). Die Bestimmung der Ammoniten hat Dr. F. TATZREITER (Geologische Bundesanstalt Wien), jene der Lamellibranchiaten Dr. B. GRUBER (Oberösterreichisches Landesmuseum Linz) besorgt. Allen diesen genannten Kollegen sei auch herzlich für ihre mannigfachen Diskussionsbeiträge gedankt, ebenso auch Kollegen Dipl. Geol. W. Ch. DULLO (Institut für Paläontologie der Univ. Erlangen) für seine Begleitung im Gelände.

3. Literatur

- AMPFERER, O. & SPENGLER, E., 1931: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75.000, Blatt Schneeberg und St. Aegydt am Neuwalde. – Wien (Geol. B.-A.).
- BITTNER, A., 1888: Über ein Vorkommen von Brachiopoden des salzburgischen Hochgebirgskorallenkalkes in der Tonionalpe südöstlich von Gusswerk-Mariazell und über einen Fundort Hallstätter Petrefacten an den Neun Kögerln gegenüber der Tonion. – Verh. Geol. R.-A., 1888, Nr. 8, 174–176, Wien.
- , PAUL, C. M. & KITTL, E., 1907: Geologische Spezialkarte 1:75.000, Blatt Gaming und Mariazell. – Wien (Geol. R.-A.).
- CORNELIUS, H. P., 1936 a: Geologische Spezialkarte 1:75.000, Blatt Mürzzuschlag. – Wien (Geol. B.-A.).
- 1936 b: Aufnahmebericht über Blatt Mürzzuschlag (4955), Kalkalpiner Anteil. – Verh. Geol. B.-A., 1936, H.1–2, 41–42, Wien.
- 1937: Über den Oberjurakalk mit klastischen Beimengungen vom Hohen Student (Mürztaler Kalkalpen, Steiermark). – Verh. Geol. B.-A., 1937, H. 9/10, 212–215, Wien.
- 1939: Zur Schichtfolge und Tektonik der Mürztaler Kalkalpen. – Jb. Geol. B.-A., 89, H. 1–2, 27–175, 18 Abb., Taf. 1–4, Wien.
- 1952: Geologie des Mürzalpengebietes (Erläuterungen zu Blatt Mürzzuschlag 1:75.000). – Jb. Geol. B.-A., S.-B. 4, 94 S., Wien.
- GEYER, G., 1908: Erläuterungen zur Geologischen Karte Gaming und Mariazell. – 34 S., Wien (Geol. B.-A.).
- GRUBER, B., 1977: Die Gattung *Halobia* BRONN, 1930 und *Perihalobia* GRUBER, 1976 (Posidoniidae, Bivalvia) in der mediterranen Tethys und Nordamerika. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 203 S., 25 Taf., Wien.
- HAUSER, L., 1941: Das Becken von Mariazell und seine Umgebung. – N. Jb. Miner. etc., Abt. B, Beil.-Bd. 86, 35–98, Taf. 9–10, 8 Abb., Stuttgart.
- HERITSCH, F., 1921: Geologie von Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 57, 1–224, 1 Kt., 60 Abb., Graz.
- HOHENEGGER, J. & LEIN, R., 1977: Die Reiflinger Schichten des Schneeberg-Nordostabfalles und ihre Foraminiferenfauna. Teil 1: Geologie, Stratigraphie und Systematik (exklusive Lagenina). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 24, 203–261, 7 Abb., Taf. 14–18, Wien.
- KITTL, E., 1912: Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias. – Res. wiss. Erforsch. Balatonsee, 1. Bd., 1. Tl., Anhang: Paläont., II. Bd., V. Tl., 1–58, Taf. 1–3, Wien.
- KRISTAN, E., 1956: Neues vom Puchberger Becken, Ödenhof-Fenster und Semmering-Mesozoikum. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 4, 43–46, Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A., 1962: Die Mürzalpendecke – eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 171, H. 1/2, 7–39, 1 Kt., Wien.
- KRYSTYN, L., 1974: Probleme der biostratigraphischen Gliederung der Alpin-Mediterranen Obertrias. – Schr.-R. Komm. Österr. Akad. Wiss., 2, 137–144, 1 Abb., 1 Tab., Wien.
- 1980: Triassic Conodont Localities of the Salzkammergut Region (Northern Calcareous Alps). In: SCHÖNLAUB, H. P. (ed.): Second European Conodont Symposium (ECOS II), Abh. Geol. B.-A., 38, 61–107 16 Abb., Taf. 11–14, Wien.

- , SCHÄFFER, G. & SCHLAGER, W., 1971: Über die Fossil-Lagerstätten in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 137/2, 284–304, 9 Abb., 1 Tab., Wien.
- & SCHÖLLNERBERGER, W., 1972: Die Hallstätter Trias des Salzkammergutes. – Exkurs-Führer Tagung Paläont. Ges. 1972, 61–106, 7 Abb., 1 Tab., Graz (Paläont. Ges.).
- LEIN, R., 1972: Stratigraphie und Fazies der Obertrias der Mürtaler Kalkalpen. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 144 S., 25 Abb., 13 Beil., Wien.
- 1975: Kartierungsbericht Blatt 75, Puchberg am Schneeberg. – Verh. Geol. B.-A., 1975, H. 1, A 54–A 56, Wien.
- 1976: Neue Ergebnisse über die Stellung und Stratigraphie der Hallstätter Zone südlich der Dachsteindecke. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 184, 197–235, 6 Abb., Wien.
- 1981: Bericht 1979 über geologische Aufnahmen im hochalpinen Anteil des Blattes 72, Mariazell. – Verh. Geol. B.-A., 1980, H. 1 (im Druck).
- & SIBLIK, M., 1978: A brachiopod fauna from the Spielkogel (Muerztaler Alpen, Styria): New data concerning the stratigraphic emplacement of *Tetractinella* (?) *dyactis* (BITTNER). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 25, 205–221, 6 Abb., Taf. 31, Wien.
- & ZAPFE, H., 1971: Ein karnischer „Dachsteinkalk“ mit Pachyodonten in den Mürtaler Alpen, Steiermark. – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 108, 133–139, 2 Abb., Wien.
- LEUCHS, K., 1947: Anisich-ladinische Grenze und ladinische Hallstätter Fazies in den Nordalpen. – Sitz.-Ber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 156, 445–459, Wien.
- MANDL, G., 1980: Zur Geologie der Ischl-Ausseer Hallstätter Zone W' des Raschberges, und ihres Nordrahmens N' von Raschberg und Sandling (Salzkammergut, Österreich). – Unveröff. Vorarb. Geol. Inst. Univ. Wien, 65 S., 37 Abb., 8 Taf., Wien.
- MEDWENITSCH, W., 1963: Halleiner Salzberg (Dürrnberg). – Verh. Geol. B.-A., S.-H. F, 67–81, Abb. 14–15, Taf. 4, Tab. 9, Wien.
- PLÖCHINGER, B., 1976: Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein-Berchtesgaden. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 151, H. 3, 304–324, 7 Abb., Stuttgart.
- SCHÄFFER, G., 1976: Einführung zur Geologischen Karte der Republik Österreich, Blatt 96, Bad Ischl. – In: GATTINGER, T. et al.: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1976, 6–26, Wien (Geol. B.-A.).
- SCHLAGER, W., 1969: Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. – Geol. Rundsch., 59, 289–308, 8 Abb., Stuttgart.
- SCHÖLLNERBERGER, W., 1973: Zur Verzahnung von Dachsteinkalkfazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 22, 95–153, 9 Abb., Taf. 6–9, Wien.
- SPENGLER, E., 1924: Geologischer Führer durch die Alpen und das Salzkammergut. – Samml. geol. Führer, 26, 150 S., 17 Abb., 10 Taf., Berlin (Borntraeger).
- 1925: Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen. II. – Jb. Geol. B.-A., 75, 273–300, 2 Abb., Wien.
- 1931: Die Puchberg-Mariazeller Linie und deren Bedeutung für den Gebirgsbau

- der östlichen Nordalpen. – Jb. Geol. B.-A., 81, 487–530, Taf. 18–19, Wien.
- 1959: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen, Teil III: Der Ostabschnitt der Kalkalpen. – Jb. Geol. B.-A., 102, 193–312, Taf. 4, 5 Abb., Wien.
- 1963: Les zones du trias des Alpes Calcaires Septentrionales et leurs rapports avec la structure des nappes. – Livre mem. P. Fallot, 2, 465–475, 1 Abb., Paris.
- & STINY, J., 1926: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75.000, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. – Wien (Geol. B.-A.).
- STUR, D., 1871: Geologie der Steiermark. – 654 S., div. Abb. u. Taf., 2 Taf., Graz (Geognost. montanist. Ver.).
- TATZREITER, F., 1980: Neue trachyostrake Ammonoideen aus dem Nor (Alaun 2) der Tethys. – Verh. Geol. B.-A., 1980, H. 2, 123–159, 11 Abb., 4 Taf., Wien.
- TOLLMANN, A., 1964: Zur Frage der Faziesdecken in den Nördlichen Kalkalpen und zur Einwurzelung der Hallstätter Zone (Ostalpen). – Geol. Rundsch., 53, 153–170, Taf. 16, Stuttgart.
- 1966: Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – Geotekton. Forsch., 21, 1–156, 20 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- 1967 a: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 1. Teil: Der Ostabschnitt. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 59 (1966), H. 2, 231–253, Taf. 1–2, Wien.
- 1967 b: Stirnschuppen und Dachschuppen, wenig bekannte tektonische Strukturformen – erläutert an Beispielen aus den östlichen Kalkalpen, Österreich. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1967, H. 12, 705–730, 9 Abb., Stuttgart.
- 1973: Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. 1, XXIII + 404 S., 170 Abb., Wien (Deuticke).
- 1976 a: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. 2, XVI + 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke).
- 1976 b: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. 3, IX + 449 S., 7 Taf., 130 Abb., Wien.
- 1980: Neueregebnisse über die deckentektonische Struktur der Kalkhochalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., 71/72 (1978/1979), 397–402, 1 Abb., Wien.
- TRAUTH, F. 1937: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 29 (1936), 473–573, 1 Kt., Wien.

TAFEL 1

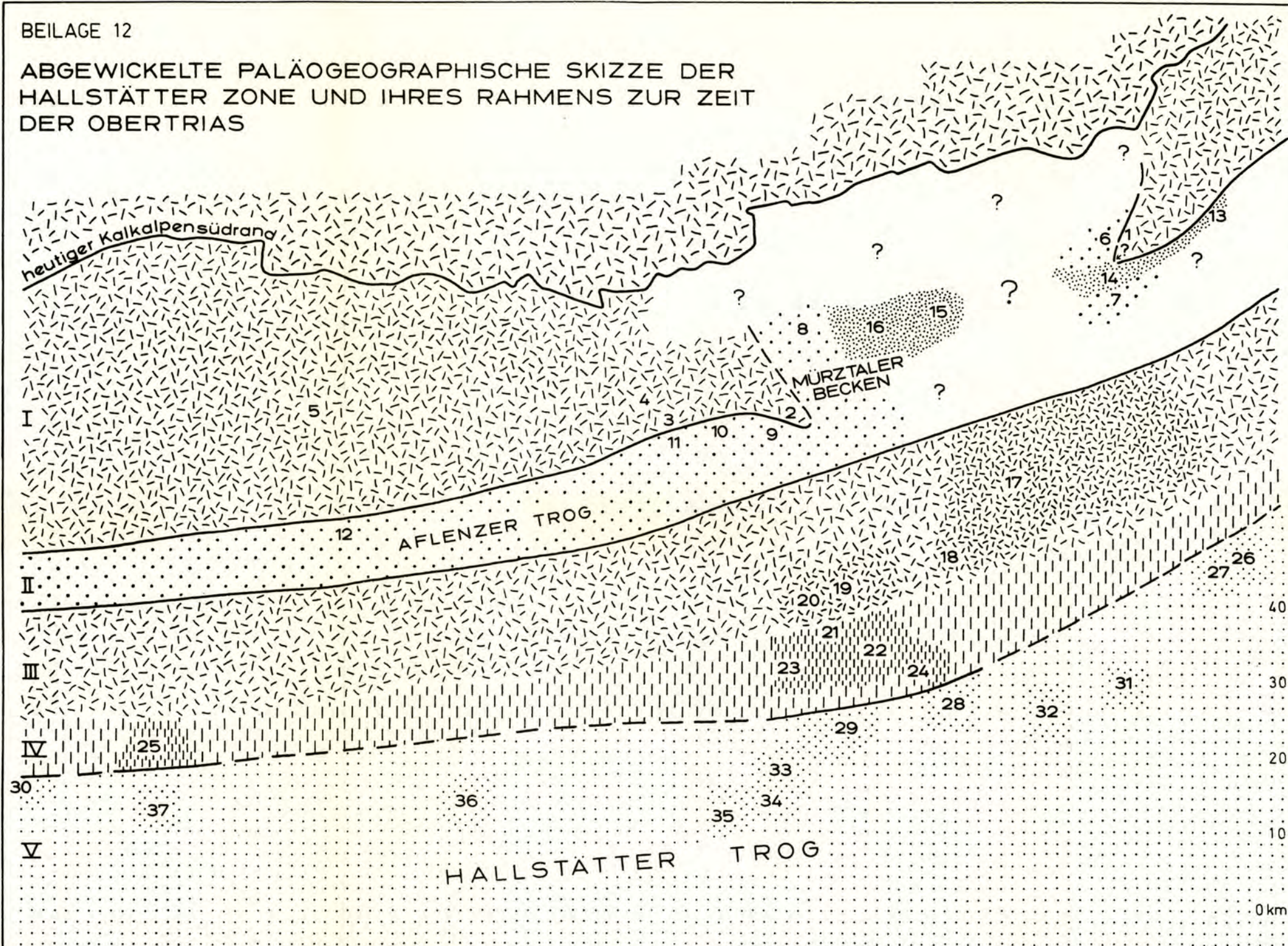


Fig. 1: *Halorites mitis* MOJS. aus dem Hallstätter Hangendrotkalk der W-Flanke des Hohen Student; 0,9 x.








Fig. 2: Hangendrotkalk mit Breccienlagen von der W-Flanke des Hohen Student. Folgende Komponenten sind zu beobachten: 1) Sandsteine und Schiefer der Werfener Schichten, 2) Gutensteiner Kalk (Anis), 3) Roter Bankkalk (Oberkarn), 4) Plastikklaste aus früh verfestigtem Hangendrotkalk-Sediment.

ABGEWICKELTE PALÄOGEOGRAPHISCHE SKIZZE DER HALLSTÄTTER ZONE UND IHRES RAHMENS ZUR ZEIT DER OBERTRIAS



LEGENDE

-  I) Nördliche Seichtwasserplattform in Dachsteinkalk-Entwicklung:
1) Hohe Wand, 2) Tönion, 3) Mitter Alpe, 4) Hochschwab, 5) Gr. Buchstein,
-  II) Intra-Plattform-Becken in
a) Aflenzer Entwicklung:
6) Kienberg, 7) Gösing, 8) Buchalpengraben, 9) Aschbachtal, 10) Aflenz, 11) Hochleiten, 12) Hochhäusl,
b) „Hallstätter Entwicklung“ ab dem Nor:
13) Engelberg, 14) Hochberg (Ödenhof-Fenster), 15) Scheibwald Mauer, 16) Waxeneck,
-  III) Südliche Seichtwasserplattform (Schneebergdecke):
17) Schneeberg, 18) Rax, 19) Lachalpe, 20) Litzkogel.

-  IV) Plattformrand mit Einschaltungen mitteltriassischer Hallstätter Kalk-
ke:
21) Hohe Veitsch, 22) Roßkogel, 23) Hoher Student, 24) Schne-
alm, 25) Bosruck,
-  V) Hallstätter Trog (Prolesdecke) in
a) Hallstätter Graukalk-Entwicklung:
26) Hernstein, 27) Mühlthal, 28) Naßwald, 29) Mürzschlucht, 30) Grim-
ming S-Flanke,
b) Hallstätter Buntkalk-Entwicklung:
31) Lanzing, 32) Losenheim, 33) Neunkögerln, 34) Basis des Ho-
hen Student, 35) Rasing, 36) Bergstein, 37) Wurzener Kampl.