

Zur Tektonik der westlichen Dachsteindecke und ihres Hallstätter Rahmens (Nördliche Kalkalpen, Österreich)

Von Gerhard Walter MANDL^{*)}

Mit 7 Abbildungen und 1 Tafel

Zusammenfassung

Das Schollenmosaik im Grenzbereich zwischen südwestlicher Dachsteindecke, Lammerzone und Werfener Schuppenzone wurde im Hinblick auf seine tektonische Abgrenzbarkeit und seine Position im Decken- und Schuppenbau untersucht. Neukartierung entscheidender Abschnitte und feinstratigraphisch-fazielle Daten – besonders der Obertriasgesteine – lassen die Bedeutung größerer Lateralverschiebungen einerseits und primäre Faziesbeziehungen andererseits erkennen und erlauben es, ein Modell der ursprünglichen Anordnung der Teilschollen zur Zeit der Trias zu entwerfen.

Die Untersuchung der verschiedenen Lithofaziestypen des Hallstätter Faziesraumes und deren Beziehungen zueinander machte eine deckentektonische Zweiteilung der Ischl-Aussee Zone unwahrscheinlich. Die daraus und aus der heute erkannten Bedeutung jurassischer Gleitschollentektonik ableitbaren Vorstellungen vom Bau dieser aus dem Südkanal stammenden Hallstätter Zone werden in einigen Profilschnitten skizziert.

Summary

Within the Northern Calcareous Alps the border region between Dachstein nappe, Lammerzone and Werfener Schuppenzone has been investigated. By help of triassic facies distribution it is possible to distinguish between Dachstein nappe (carbonate platform) and their secondary separated marginal parts (reef and reefnear basin) on the one hand and small tectonically isolated outliers in Hallstatt facies (basin sediments from intrabasinal ridges) on the other hand. A palinspastic model of the southwestern Dachstein region will be discussed.

The Hallstatt facies in the region between Ischl and Aussee shows us sedimentary transitions between different subfacies types which make it impossible, to separate a Lower and an Upper Hallstatt nappe. This Ischl-Aussee Hallstatt zone is recognized today as a gliding nappe which has moved during Upper Jurassic times from its original position in the south of the Dachstein region northwards into a radiolarite basin by gravity tectonics.

^{*)} Adresse des Verfassers: Dr. G. W. MANDL, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1030 Wien.

Inhalt

Vorwort	2
1. Das Gosaukamm-Gebiet	3
1.1. Die Dachsteindecke im Bereich der Gosauseen	3
1.2. Der Gosaukamm-Block	7
1.3. Der Roßmoos-Keil	9
1.4. Die Bischofsmützen-Scholle	10
1.5. Thörleck- und Zwieselalm-Scholle	10
1.6. Bereich Ameisensee-Speckpalfen-Schönau	12
1.7. Die Problematik der dolomitischen Randschollen	16
Buchbergriedel-Riedelkar	16
Losegg-Hofpürgl-Rinderfeld	16
1.8. Die Annaberger Senke (Werfener Schuppenzone)	20
2. Zum Bau der Ischl-Ausseer Hallstätter Zone	21
3. Anmerkungen zu den Hallstätter Schollen um den Plassen	22
4. Ausblicke und offene Probleme	23
Literatur	26

Vorwort

Die vorliegende Arbeit stellt Ergebnisse und Überlegungen zum tektonischen Bau im Umfeld der westlichen und zentralen Dachsteindecke vor und beruht auf einer Dissertation, die in den Jahren 1980–82 am Geologischen Institut der Universität Wien entstanden ist (G. W. MANDL, 1983). Zusammen mit den stratigraphisch-faziellen Resultaten (G. W. MANDL, 1984, im Druck) soll sie zur Kenntnis der Geologie dieses Kalkalpenabschnittes beitragen.

Zur regionalen Übersicht und detaillierten Orientierung können die bereits erschienenen Kartenblätter 95 St. Wolfgang (B. PLÖCHINGER, 1982) und 96 Bad Ischl (G. SCHÄFFER, 1982) der Geologischen Karte der Republik Österreich (1 : 50 000) dienen. Speziell für den Gosaukamm und die Dachsteingruppe liegen Karten von W. SCHLAGER 1967 und O. GANSS et al. 1954 vor. Wesentliche Ergebnisse lieferte W. HAMILTON (1981, unpubl. Diss.) zur Geologie der östlichen Lammerzone, sie konnten jedoch leider keine Aufnahme mehr in die Kartendarstellung auf Blatt 95 St. Wolfgang finden.

Eigene Kartenaufnahmen konzentrierten sich auf das Gosaukammvorland zwischen Rußbach und Gosauer Becken im Norden und Osten und Lammertal im Westen. Aufnahmen zwischen Raschberg und Pötschenpaß und in den Hallstätter Schollen um den Plassen dienten vor allem der Kontrolle von Profilkorrelationen und besaßen mehr stratigraphisch-faziellen Schwerpunkt.

Die primäre Beziehung der pelagischen Fazies der Hallstätter Zone zu ihrer Umgebung (Karbonatplattformen mit Wettersteinkalk/-dolomit und Dachsteinkalk) und das tektonische Geschehen, das zur heutigen Konfiguration führte, bilden seit Einführung des Deckenbaues in den Nördlichen Kalkalpen nach wie vor eine zentrale Frage der meisten Untersuchungen in diesem Abschnitt. Dies gilt auch für

die vorliegende Arbeit, die vor allem mit Hilfe des faziellen Kausalitätsprinzipes versuchte, Beziehungen zwischen heute weit verstreuten Hallstätter Schollen aufzuzeigen, und diese an die Karbonatplattformen über faziell vermittelnde Serien anzugliedern.

Hier soll speziell der Plattformrandbereich des Gosaukammgebietes näher betrachtet werden, welcher gleichzeitig den Deckenrand der Dachsteindecke darstellt.

Auf Probleme der Palinspastik der Hallstätter Zonen des kalkalpinen Mittelabschnittes wird im Abschlußkapitel näher eingegangen.

1. Das Gosaukamm-Gebiet

Während die Dachsteindecke im allgemeinen eindeutig von ihrem Rahmen tektonisch abtrennbar ist und in ihrer Hauptmasse einen recht großzügigen, flachwelligen Bau aufweist, so stellt sich an ihrem Südwestrand eine intensive tektonische Zerstückelung ein, welche die Abgrenzung gegen die ebenfalls geschuppte Lammerzone und die Werfener Schuppenzone erschwert – zum Überblick siehe Abb. 1.

Auch nördlich der Ramsau ist die Abgrenzung der Dachsteindecke nur sehr schematisch mit Hilfe kleiner Schollen jüngerer Gesteine möglich, die in Werfener Schichten eingeklemmt wurden und so nachgosauische Bewegungen erkennen lassen (Oberjura und Gosau des Hühnerkogels und der Kalchwände). Erst unterhalb der Dachsteinsüdwände werden die Verhältnisse übersichtlicher. In der Grenzfläche der Mitteltriasdolomite des Raucheck und des Marstein zu den auflagernden Werfener Schichten wird die Liegendgrenze der Dachsteindecke eindeutig faßbar, siehe O. GANSS et al. (1954, Karte).

Die tektonische Basisfläche läßt sich in gleicher Weise um den vorspringenden Sporn der Eiskarschneid weiter bis zum Rinderfeld verfolgen. Hier stellt sich mit der ausstreichenden Reißgangstörung ein wesentliches intertektonisches Element der westlichen Dachsteindecke ein. Diese Trennfläche besitzt ihren südöstlichsten Ausläufer vermutlich bereits in der Störung zwischen Mitteltriaskarbonaten der Eiskarschneid und Dachsteinkalk der Windlegerspitze.

1.1. Die Dachsteindecke im Bereich der Gosauseen

Die Reißgangstörung begrenzt den Deckenhauptkörper gegenüber seinen Rand-schollen im Westen. Parallelstörungen dazu sind im Untergrund der Seenfurche zu vermuten, kurze Teilstücke davon werden sichtbar und trennen etwa den „Rueßigen Bichl“ und den „Roafschamel“ von Dachsteinkalk und Pedataschichten der Nordwände bzw. vom Brettkogel. Die Serien lagern hier mehr oder weniger flach, die Pedataschichten fallen flach unter den Dachsteinkalk nach Nordosten und stehen primär in sedimentärem Kontakt zu diesem. Erst am Nordrand des Vd. Gosausees, nördlich der Lärchkogelstörung, dreht der Dachsteinkalk auf steil seenwärts fallend, die Pedataschichten sind in die Tiefe versetzt.

Die Pedataschichten der Wandstufen südlich der Seen sind in Alter, Fazies und Lagerung ident mit jenen der Nordseite und deren unmittelbare Fortsetzung, lediglich an NW–SE streichenden Störungen eventuell etwas gegen sie seitenversetzt.

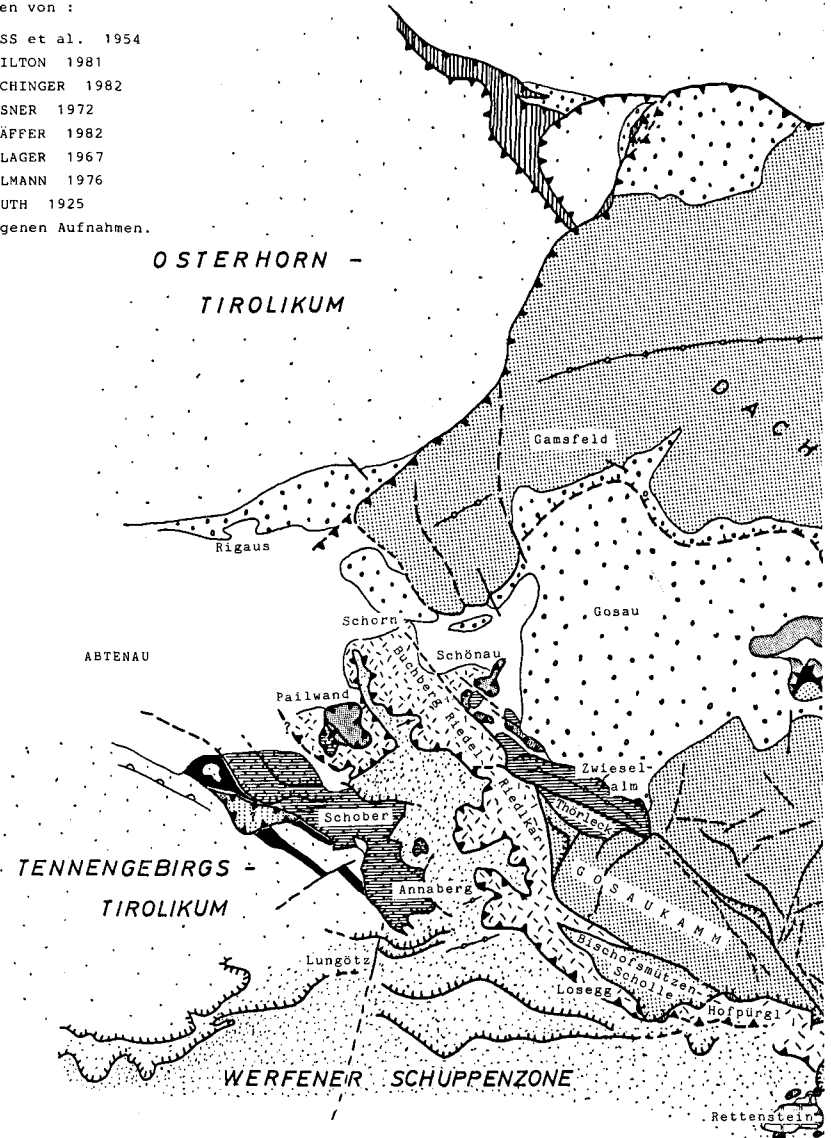
Stratigraphisch-faziell ist die Abfolge Dachsteinkalk/Pedataschichten hier als Plattformrandkonfiguration aufzufassen, die Obertriasriffe wuchsen über ihren

Abb. 1:

Geologie der westlichen Dachsteindecke

Zusammengestellt unter Benützung der Arbeiten von :

O. GANSS et al. 1954
 W. HAMILTON 1981
 B. PLÖCHINGER 1982
 R. ROSSNER 1972
 G. SCHÄFFER 1982
 W. SCHLAGER 1967
 A. TOLLMANN 1976
 F. TRAUTH 1925
 und eigenen Aufnahmen.



und ihres Rahmens (Tektonische u. fazielle Übersicht)

TRAUNALPENSCHOLLE

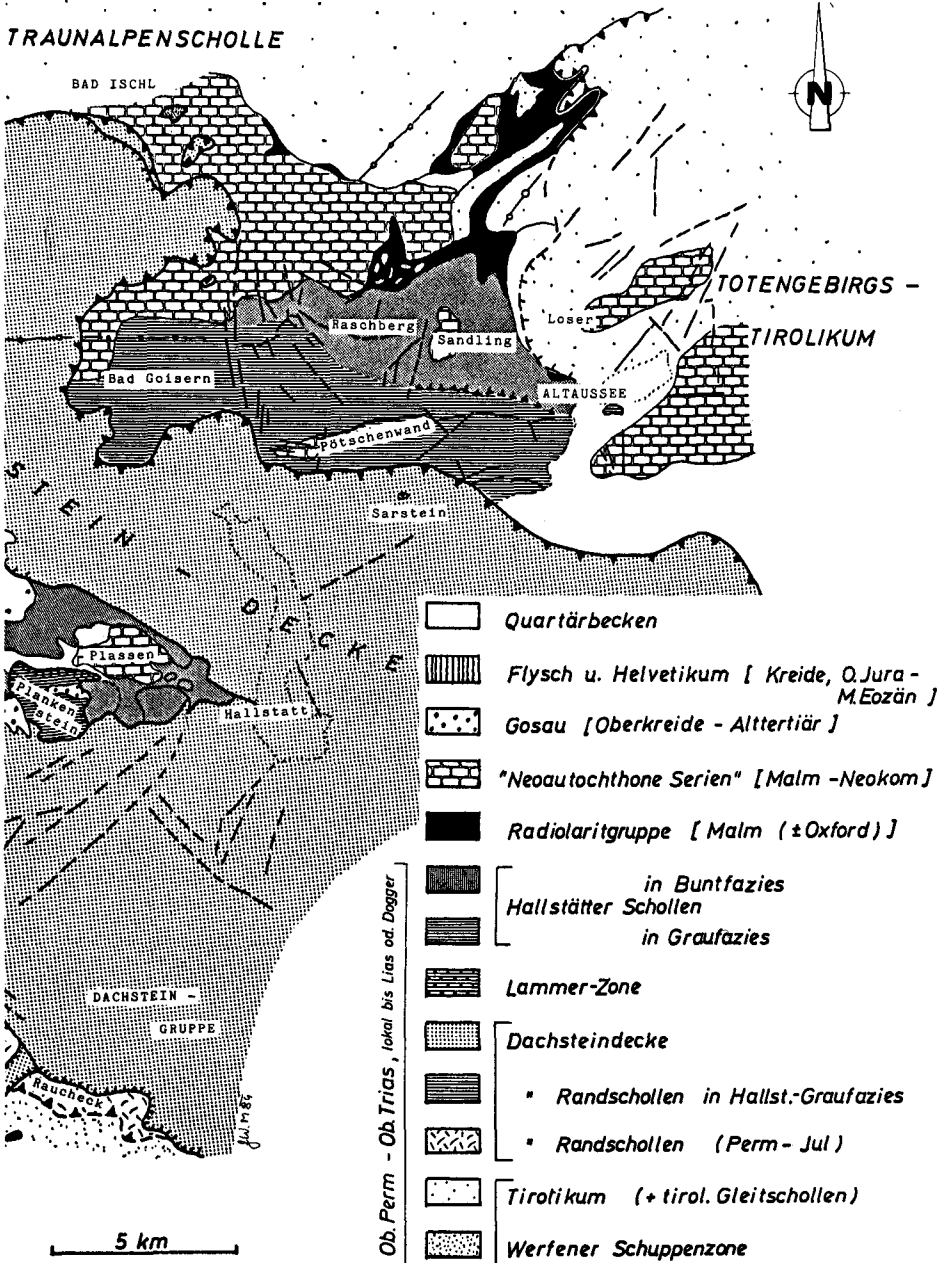


Abb. 2

GEOLOGISCHE ÜBERSICHT

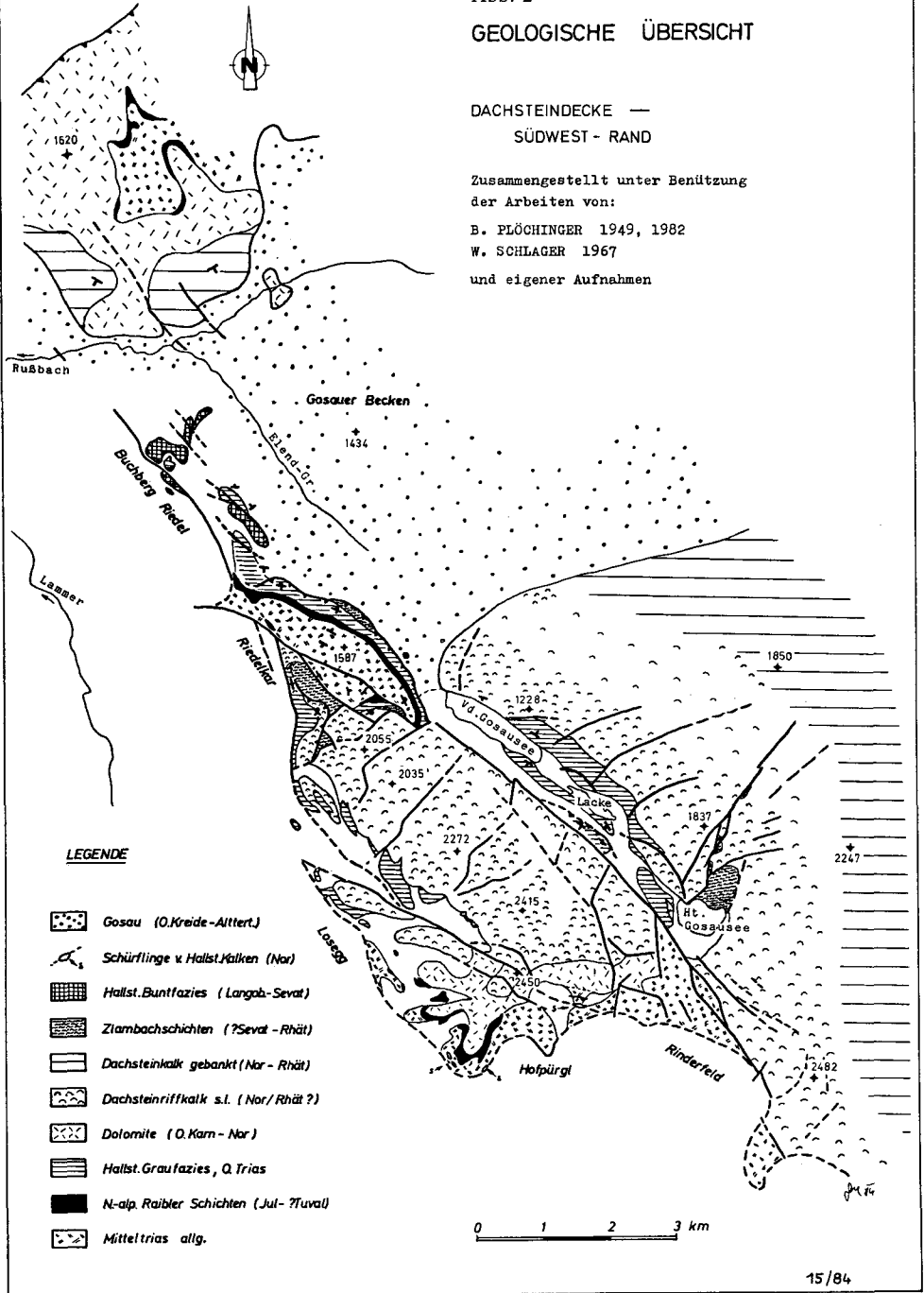
DACHSTEINDECKE —
SÜDWEST - RAND

Zusammengestellt unter Benützung
der Arbeiten von:

B. FLÖCHINGER 1949, 1982

W. SCHLAGER 1967

und eigener Aufnahmen



Schuttkranz und feinkörnige (Pedataschichten) bis mikritische Sedimente (Pötschenkalk) beckenwärts vor, siehe dazu G. W. MANDL (1984, Beilage 4). Eine deckentektonische Aufspaltung dieser Schichtfolge, wie sie am Blatt 95 St. Wolfgang dargestellt wurde, erscheint nicht sinnvoll oder notwendig.

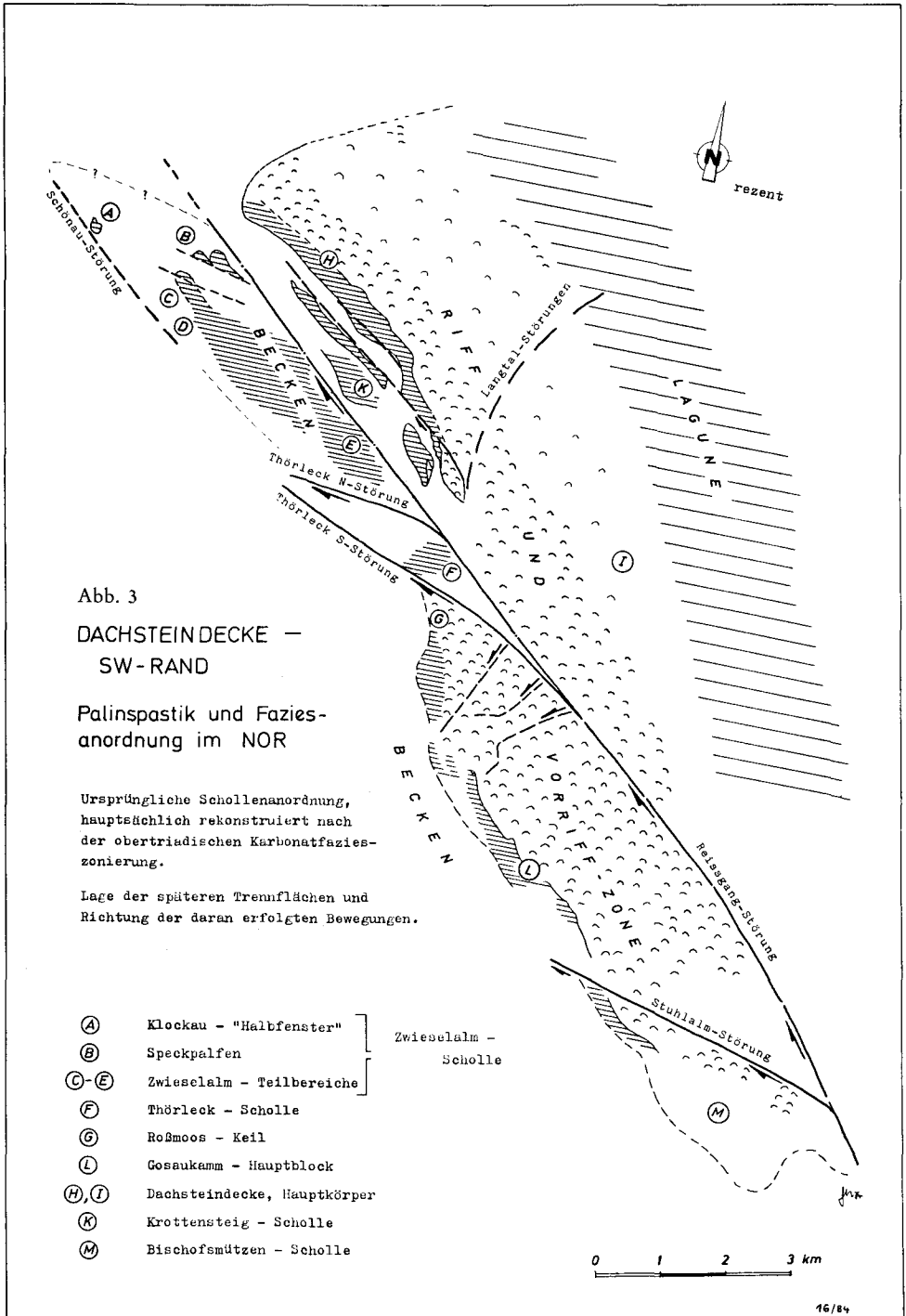
Von Interesse ist auch die Hallstätterkalk-Scholle südlich der „Gosau Lacke“, welche hier als Krottensteig-Scholle bezeichnet werden soll. Sie besitzt eine zusammenhängende Schichtfolge von Hellkalken des Oberkarn über eine Halobienlumachelle des tiefsten Unternor zu Pötschenkalk des Unter- bis Mittelnor, wobei die Lagerung von Südost nach Nordwest von steil aufrecht auf mäßig steil invers dreht. Unterhalb der Schutthalde dieser kleinen Wandstufen sind Pedataschichten mit gleichfalls inverser Lagerung aufgeschlossen. Ihr überwiegend feinkörniger Habitus und die Wechsellagerung mit detritusfreien Hornsteinbankkalken spricht für einen Übergangsbereich Pötschen-/Pedataschichten und damit für den Zusammenhang dieses Schichtpaketes mit den darüber liegenden Pötschenkalken. Die Krottensteig-Scholle ist damit nach der Serienabfolge und deren Alter ein genaues Gegenstück zur Graufazies des nördlichen Speckpalfen. Ihr tektonisch Liegendes bilden die flach und aufrecht lagernden Pedataschichten der Wandstufen am Südufer der Gosaulacke.

Kurz noch einige Anmerkungen zum Zlambachmergelareal beim Hinteren Gosausee, das im Zuge dieser Arbeit jedoch nicht untersucht wurde. Die abgewinkelte Tektonik (siehe Abb. 3) läßt einen primären Zusammenhang der Mergel mit dem umgebenden Dachsteinkalk durchaus logisch erscheinen, der jedoch durch die spätere Bruchtektonik derart überprägt wurde, daß eine sichere Beweisführung kaum mehr möglich erscheint. Eine Fensterposition des Mergelareales, wie sie TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN (1970) eher befürworteten, wird deshalb als weniger wahrscheinlich erachtet, da die Losegg-Hofpürgl-Schollen hier nicht als Teile einer, die Dachsteindecke unterteufenden Lammerdecke betrachtet werden, deren rhätischer Anteil in einem Fenster zutage treten könnte, sondern die primär dem Rand der Dachsteindecke zugezählt werden und die erst beim Vorschub des Gosaukamm-Blockes in tektonisch tiefere Position gerieten.

1.2. Der Gosaukamm-Block

Die mehr oder weniger senkrecht stehende Trennfläche der Reißgangstörung trennt den Gosaukamm vom Hauptkörper der Dachsteindecke. Seine südliche Begrenzung bildet die basale Überschiebungsfäche mit Anisdolomiten und Resten von Werfener Schichten über karnischen Schiefertönen des Rinderfeldes bzw. über eingeklemmten, von R. LEIN (1975) als sevatisch belegten Hallstätterkalken bei der Kesselwand. Im Südwesten trennt ein Störungsbündel durch die Stuhllochscharte die Bischofsmützen-Scholle ab. Die Grenze im Westen wird durch Werfener Schichten markiert, die nahe an die Obertriaskalke des Gosaukammes heranstreichen. Im Nordwesten grenzen mit Störungszonen die Riedelkar-Scholle und der Roßmoos-Keil an.

Die interne Deformation der starren Riffkalkmasse ist auf die Ausbildung eines dichten Kluftnetzes beschränkt, das im wesentlichen zwei Hauptrichtungen aufweist. Ein Kluftsystem verläuft etwa parallel zur Reißgangstörung NW-SE strei-



chend in Kammrichtung, das zweite etwa normal dazu. Letzteres prägt das morphologische Bild, verläuft meist in den Schuttrinnen und erweckt lokal den Eindruck kleiner, nordwest gerichteter Aufschiebungen. Ein derartiges Hochheben von Südscholle gegenüber Nordscholle ist auch am Verlauf der Grenze Pedataschichten/Dachsteinkalk südwestlich des Angersteins erkennbar.

Die Schneckengrabenstörung wird wohl ähnlich zu beurteilen sein, da an ihr der Roßmoos-Keil mit seinen auflagernden Zlambachmergeln gegenüber dem Dachsteinkalk der Donnerkogel beträchtlich in die Tiefe versetzt wurde.

1.3. Der Roßmoos-Keil

Er stellt den Stirnbereich der nach Nordwesten vorgetriebenen Gosaukamm-Masse dar und wird durch ein Störungsbündel im Schneckengraben vom Hauptblock abgetrennt. Zwei weitere, steilstehende tektonische Trennflächen begrenzen ihn an den Keilflanken gegen die Mitteltriasserien des Riedelkars und des Thörlecks. Er besitzt gemäß seiner geringen Dimension, seiner inhomogenen lithologischen Zusammensetzung und seiner exponierten Lage an der Front des Gosaukamm-Blockes einen komplexeren Internbau.

Über dem Dachsteinkalk im Nordteil, der flach nach Südwest bis Südost einfällt, lagern sedimentär Zlambachmergel. Trotz der intensiven bruchtektonischen Zerhauung ist ein fazieller Übergang verfolgbar. Der Dachsteinkalk wird rasch dunkler, mikritischer und reich an Crinoidendetritus und zeigt beginnende Bankung und gelegentlich Hornsteinknollen. Diese Übergangsfazies taucht unter das Mergelareal ab und vermittelt faziell zu diesem.

Am Westrand, entlang der Riedelkar-Störung, erfolgt eine zunehmende Steilschichtung des Dachsteinkalkes, die schließlich in einer überkippten Lagerung mündet und so zur inversen Kesselwand-Scholle (Schefferberg) vermittelt, siehe Abb. 4. Der von W. SCHLAGER (1967, S. 246) aufgezeigten Muldenstruktur der Zlambachschichten des Roßmoos muß zugestimmt werden. Der lokal noch faziell verfolgbare sedimentäre Übergang Dachsteinkalk/Zlambachschichten innerhalb der inversen Scholle im Bereich des Schneckengrabens wurde bereits von TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN (1970, S. 96 ff.) bestätigt, obwohl der Grenzbereich infolge der unterschiedlichen Kompetenz der Kalke und Mergel naturgemäß stark deformiert wurde.

Die allseitig tektonisch begrenzten Zlambachmergel an der „Kanzel“ (Austriaweg, Südabfall des Kl. Donnerkogels) sind in keine eindeutige Beziehung zu den Mergeln des Roßmoos oder des Schneckengrabens zu bringen. Am Donnerkogel auf etwa 1800 m Höhe erkennbare Ansätze einer beginnenden Beckenfazies (gebankte, feinklastische Kalke) und die Infiltration von bunten Mikriten in Spalten in den obersten Riesenbänken legen nahe, daß hier bereits der hangendste Teil des Dachsteinkalkes, also die „Dachfläche“ des Vorriffschuttes erreicht wird. Bei dem etwa hangparallelen Einfallen der Riesenbankung nach Südwest wäre nur eine relativ geringe bruchtektonische Einsenkung nötig, um ehemals auflagernde Zlambachmergel in ihre heutige Position bei der „Kanzel“ zu bringen.

1.4. Die Bischofsmützen-Scholle

Sie bildet eine, im kleineren Maßstab dem Gosaukamm-Block äquivalente Masse und wird durch die Stuhlm-Störung von diesem abgetrennt. Im Süden grenzt eine basale Überschiebungsfläche mit Mitteltriaskarbonaten über karnischen Schiefer-tonen die Scholle gegen die Hofpürgl-Schuppe hin ab. Weiter nach Westen markieren erneut eingeschleppte Späne norischer Hallstätterkalke die Basis (siehe R. LEIN, 1975). Eine genaue Abgrenzung zu den Losegg-Schuppen ist problematisch, da hier ähnliche Mitteltriaskarbonate aneinander grenzen (siehe W. SCHLAGER 1967, Taf. 16). Die Schichtfolge der Scholle unterscheidet sich von jener des Gosaukamm-Hauptblockes durch den lateral rasch einsetzenden terrigenen Einfluß im Unterkarn (Leckkogel, Kampelbrunn), der eine beckennähere Position zu dieser Zeit signalisiert.

Zusammenfassend bietet der Gosaukamm das Bild eines nach Nordwesten vorge-triebenen Keiles, der einen basalen Schrägzuschnitt besitzen dürfen. Die jüngsten Schichtglieder sind im Stirnbereich am Roßmoos-Keil erhalten, am tiefsten abge-senkt und zwischen Riedelkar- und Thörleck-Scholle eingepreßt. Der Hauptblock erhebt sich darüber, an NE-SW streichenden Querstörungen mit kleinen nordwest-vergenten Aufschiebungen von 1919 m Höhe (Kleiner Donnerkogel) zu 2415 m (Großwand) nach Südosten aufsteigend, wobei hier am Südrand die Schichtfolge durch Mitteltriasgesteine und Reste von Werfener Schichten komplettiert wird. Der Bewegungssinn an der Reißgangstörung läßt sich im Gelände nur als NW-SE verlaufend erkennen, der Charakter einer Rechtsseitenverschiebung ist im wesentli-chen aufgrund der Faziesverteilung der Obertrias zu fordern. Zur Erreichung ungestörter Übergänge Riff/Becken sind die Riffkalkmassen des Gosaukamm-Blok-kes und der Bischofsmützen-Scholle jeweils nach Südosten zurückzunehmen (siehe Abb. 3).

1.5. Thörleck- und Zwieselalm-Scholle

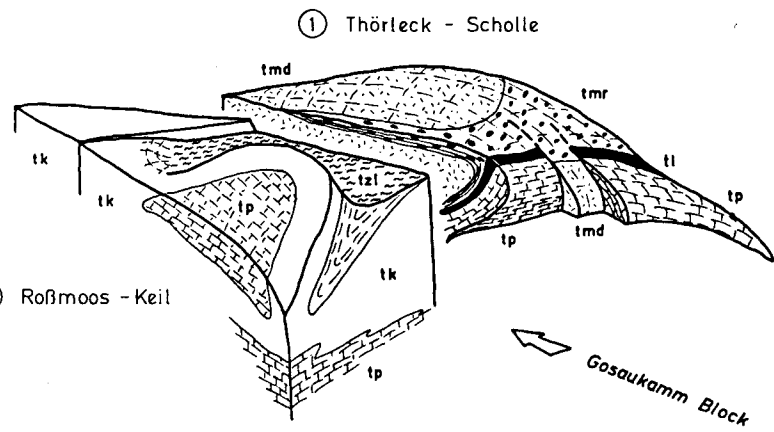
Diese beiden tektonischen Einheiten besitzen weitgehend idente Schichtfolgen von Anisdolomiten bis zu rhätischen Zlambachmergeln. Sie werden daher bei paläogeographischen Überlegungen als primär benachbart aufgefaßt, siehe Abb. 3. Der riffspezifische Detritus in den Pedataschichten signalisiert ferner die Nähe eines Karbonatplattformrandes während der Obertrias und spricht für die Bindung an die Riffkalke und Pedataschichten nördlich der Gosauseen, also an den Hauptkörper der Dachsteindecke.

Die Thörleck-Scholle besitzt keilähnliche Form und einen komplexen Antiklinalbau. Die Keilflanken werden von den Thörleck-Nord- und Südstörungen beschnit-ten, im Süden grenzt die invers eingerollte Obertriasschichtfolge an den Dachstein-kalk des vorspringenden Lärchkögerls, welches dem Gosaukamm-Hauptblock ange-hört.

Der Internbau dieser Scholle ist gekennzeichnet durch eine NW-SE streichende Antiklinale, deren Kern von Anisdolomit gebildet wird, und deren Flanken durch Reste von Buntdolomit und Hornsteindolomiten im Bereich der Thörleckstörungen angedeutet werden. Kompliziert wird diese Struktur durch eine Querfaltung am Südrand. Dieser ist an einer ENE-WSW streichenden Achse bis zu flach inverser

Deformation der Randschollen vor der Gosaukamm NW-Front

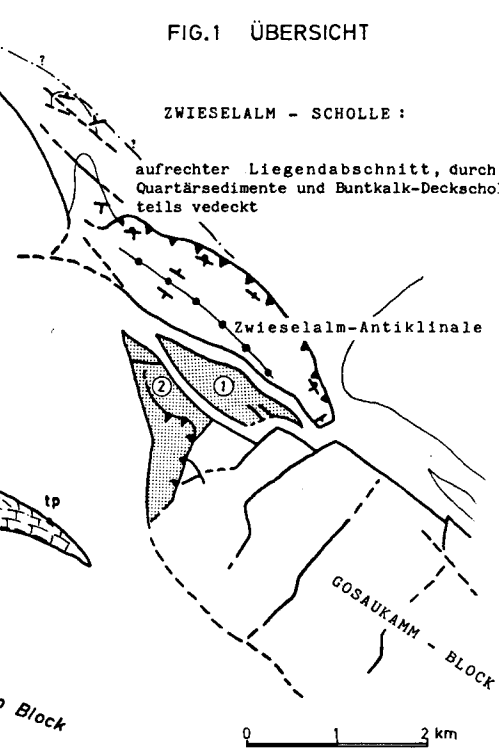
FIG. 2 DETAIL - BLOCKBILD



- | | | | |
|-----|---|-----|--------------------------|
| tzi | Zlambachschieben | t1 | Raibler Schichten |
| tk | Dachsteinkalk | tmr | Hornsteinkalke/-dolomite |
| tp | Pedataschichten
z.T. Pötschenkalk u.
Cidarisbreccie | tmd | Anisdolomit |
- Lagerung aufrecht/senkrecht/invers

FIG.1 ÜBERSICHT

ZWIESELALM - SCHOLLE :
aufrechter Liegendabschnitt, durch Gosau- u.
Quartärsedimente und Buntkalk-Deckschollen groß-
teils veeckt



Zur Tektonik der westlichen Dachsteindecke und ihres Hallstätter Rahmens

17/84

Abb. 4

Lagerung eingerollt. Steil aufrecht stehen noch die Pötschenkalke und Cidarisbreccien, die im bewaldeten Rutschgelände entlang der Thörleck-Nordstörung weit nach Südosten verfolgbar sind. Die verschwemmten Zlambachmergel der Krautgartalm dürften auch noch dieser Schichtfolge angehören.

Zusätzliche Komplikationen verursacht noch ein Dolomitsporn, der diese Querschlucht durchschlägt und am Weg Gablonzer Hütte – Krautgartalm steiles Südostfallen zeigt. Sein mikrofazieller Habitus macht eine Zuordnung zu den Mitteltriaskdolomiten des Antiklinalkernes wahrscheinlich, die bei der ungleichmäßigen Einrollung offenbar hier durchspießen konnten, siehe auch Abb. 4.

Die Zwieselalm-Scholle wird in ihrem Südteil gleichfalls von einem Antiklinalbau beherrscht. Musterhaft ist vor allem die Nordostflanke ausgebildet, während die Südwestflanke nur durch Buntdolomit und eingeklemmte Reste von Hornsteindolomiten und karnischen Schiefertönen entlang der Thörleck-Nordstörung markiert wird. Den Antiklinalkern bildet der zertrümmerte, feingrusig zerfallende anisische Massendolomit, der morphologisch hervortretende Buntdolomit bildet eine lückenhafte Hülle darüber.

Die Cidarisbreccien und Pötschenkalke der Nordostflanke liegen bereits überwiegend invers, lediglich Teilbereiche zeigen noch steil aufrechte Lagerung, etwa östlich Kote 1587 oder am Südostende der Antiklinale. Der Wechsel von aufrechten zu inversen Lagerungsverhältnissen findet im gesamten Bereich der Nordostflanke im mobilen karnischen Schieferniveau statt.

Das Westende der Antiklinale konnte im Bachbett östlich Kote 1206 näher studiert werden. Die Schichtfolge reicht hier von den Karnschiefern über tuvalische Cidarisbreccien bis zu Pötschenkalken des Unter- und Mittelnor, bei inverser, 50 Grad südfallender Lagerung. Eine wenige Meter mächtige, mergelreiche Zone ist als Grenzbereich zu den Zlambachschiechten aufzufassen. Darunter einfallende Hornsteinkalke des Sevat besitzen bereits aufrechte Lagerung und reichen gegen Norden bis ins Unternor hinab. Sie gehören dem Nordteil der Zwieselalm-Scholle an, der durch ausschließlich aufrechte Lagerungsverhältnisse gekennzeichnet wird und der nochmals nördlich des Speckpalfen und westlich der Klockau Alm aus der Gosau- bzw. Quartärbedeckung herausragt. Letzteres Vorkommen wird hier in den Abbildungen als Klockau-Halbfenster bezeichnet, da es an drei Seiten von tektonisch auflagernden Hallstätter Buntschollen umrahmt wird.

Die Grenze zwischen Zwieselalm-Antiklinale und Oberkreide des Gosauer Bekkens, die in der Literatur als Zwieselalm-Überschiebung bekannt ist, stellt eine mäßig steile Aufschiebungsfläche dar, welche nachgosauisch zumindest erneut betätigt wurde. Die Gosauerien (Zwieselalmschichten) sind im Grenzbereich steilgestellt bis überkippt (LAHODINSKY, pers. Mitt.).

1.6. Bereich Ameisensee–Speckpalfen–Schönau

Hierunter seien jene Buntkalkvorkommen zusammengefaßt, die schon bisher als Hallstätterkalke im engeren Sinne erkannt worden waren. Ihre Beurteilung wird durch die wenigen isolierten Aufschlüsse infolge der ausgedehnten Moränenbedeckung erschwert. W. SCHLAGER (1967) deutete die Verhältnisse als laterale Verzahnung von Hallstätterkalk und Pötschenkalk, ferner sollten rote karnische Hallstät-

terkalke auf den anisischen Massendolomit des nordöstlichen Buchbergriedels transgredieren.

Dieses Areal wird durch die Schönau-Störung vom Dolomitkörper des Buchbergriedel im Südwesten abgetrennt, im Nordosten tauchen die Serien vermutlich unter die Gosaubedeckung ab, die Grenzbereiche sind jedoch nicht aufgeschlossen. Für ein derartiges Abtauchen sprechen Konglomeratreste auf den Hangendrotkalken des Speckpalfen und rote, sandige Mergel der höheren Gosau (Phyllitkomponenten, granatreiche Schwermineralspektren) nordwestlich Klockau Alm, die auf eine ursprüngliche Gosaubedeckung dieses Areales hinweisen.

Die Untersuchung der Breccien nordwestlich der Klockau Alm konnte die Vorstellung einer Transgression karnischer Buntkalke auf Anisgesteine, wie sie SCHLAGER (1967) entwickelte, nicht bestätigen. Die Breccienbildung ist am ehesten durch synsedimentäre Buchtektonik im Obenor erklärbar, wobei Hangendrotkalk zertrümmerte Hellkalke des Jul bis Lac wieder verkittete und zum Teil selbst wieder brecciiert wurde. Ein sedimentärer Kontakt zu den im Norden angrenzenden anisischen Algendolomiten oder eine Beteiligung dieser Gesteine an den Breccienkomponenten war nicht verifizierbar. Die von SCHLAGER angeführten karnischen Rotkalke erwiesen sich als mittelnorische Hangendrotkalke, die dem unternorischen Massigen Hellkalk (langgestreckter Rücken bei Kote 1154) auflagern und ihn mit Spaltenfüllungen durchädern. Die Altersangaben beruhen auf Conodontentests, siehe dazu die Profilserien bei G. W. MANDL (1984).

Die Vorstellung einer Verzahnung der Pötschenkalke mit den Hallstätter Buntkalken im Bereich Speckpalfen kann ebenfalls nicht aufrecht erhalten werden. Wie die Detailaufnahme zeigte, liegen hier zwei faziell völlig unterschiedliche Abfolgen mit gleichem Altersumfang von Karn/Nor-Grenzbereich bis Sevat nebeneinander. Besonders der Gegensatz von Hangendrotkalk mit seiner geringen Sedimentationsrate zu den Schuttalken der Pedataschichten des Plattform/Becken-Grenzbereiches erlaubt keine unmittelbare Zusammenfügung der Teilschollen. Ein in die trennende Störungsgasse eingeschleppter Dolomitkörper unterstreicht die Bedeutung dieser tektonischen Trennfläche.

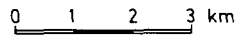
Nordwestlich der Klockau Alm tauchen zwischen Hallstätter Buntkalken karnische Schiefertone, geringmächtige Cidarisbreccien des Tuval und helle Bankkalke und Pötschenkalke des Untenor aus der Moränenbedeckung auf. Diese Assoziation ist die typische Gesteinsgesellschaft der Zwieselalm-Scholle, deren Nordteil hier im „Klockau Halbfenster“ zum letzten Mal an die Oberfläche kommt, und hier gleichaltem Rotem Knollenfaserkalk und Massigem Hellkalk faziell gegenüber steht.

Verbesserten Einblick in den Internbau der Buntkalkschollen vermitteln die Aufschlüsse im Bachbett nördlich der Klockau Alm. Die Verhältnisse sind vereinfacht in Abb. 6 dargestellt. Eine südvergent hochgepreßte Antiklinale wird im Norden von mäßig steil nordfallenden Buntkalken überlagert, deren Schichtfolge bis zu Rotem Knollenfaserkalk des Langobard absteigt. Dieser Abfolge ruhen ihrerseits wiederum Hangendrotkalk und Massiger Hellkalk mit flacher inverser Lagerung auf, welche die Fortsetzung der inversen Buntschollenreihe zwischen Ameisensee und Speckpalfen darstellen dürften.

Zusammengefaßt bietet sich in diesem Gebiet das Bild komplex gebauter Hallstät-

GOSAUKAMM - RANDSCHOLLEN
 Mutmaßliche Palinspastik und Faziesanordnung

Abb. 5 a



G.W. MANDL 1984

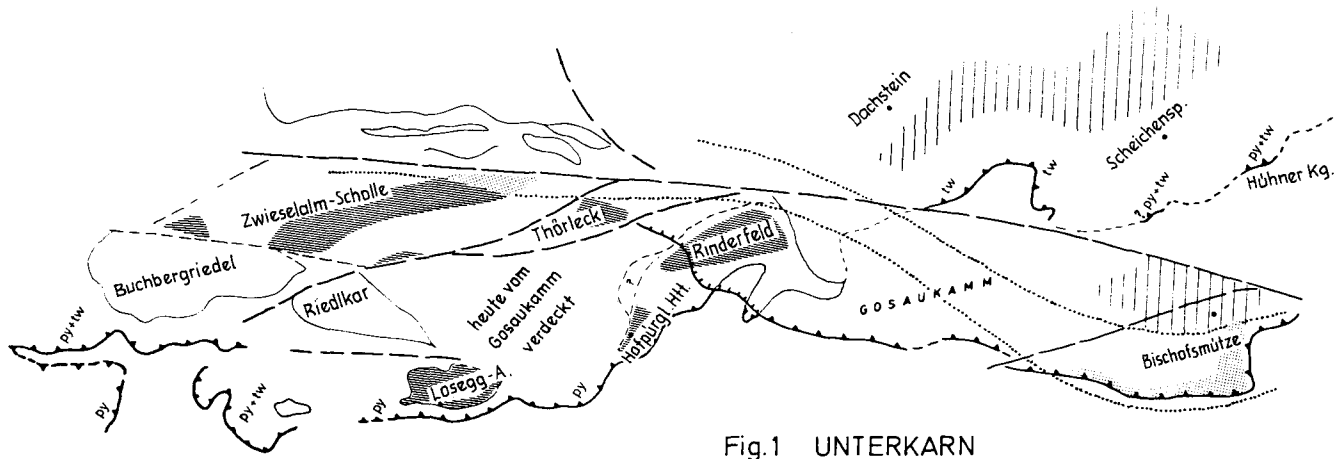


Fig.1 UNTERKARN

keine Information,
 Serien verdeckt
 oder erodiert

Überwiegend dunkle Schiefer- tone; pelagische Hornsteinkalk- Einschaltungen	Dunkle Kalke und Schieferstone; Resedimente, Bio- und Litho- klasten aus dem Plattformbereich	Keine terrigenen Sedimente; Schichtlücken oder durch- gehende Plattform- entwicklung ? (dolomitisiert)



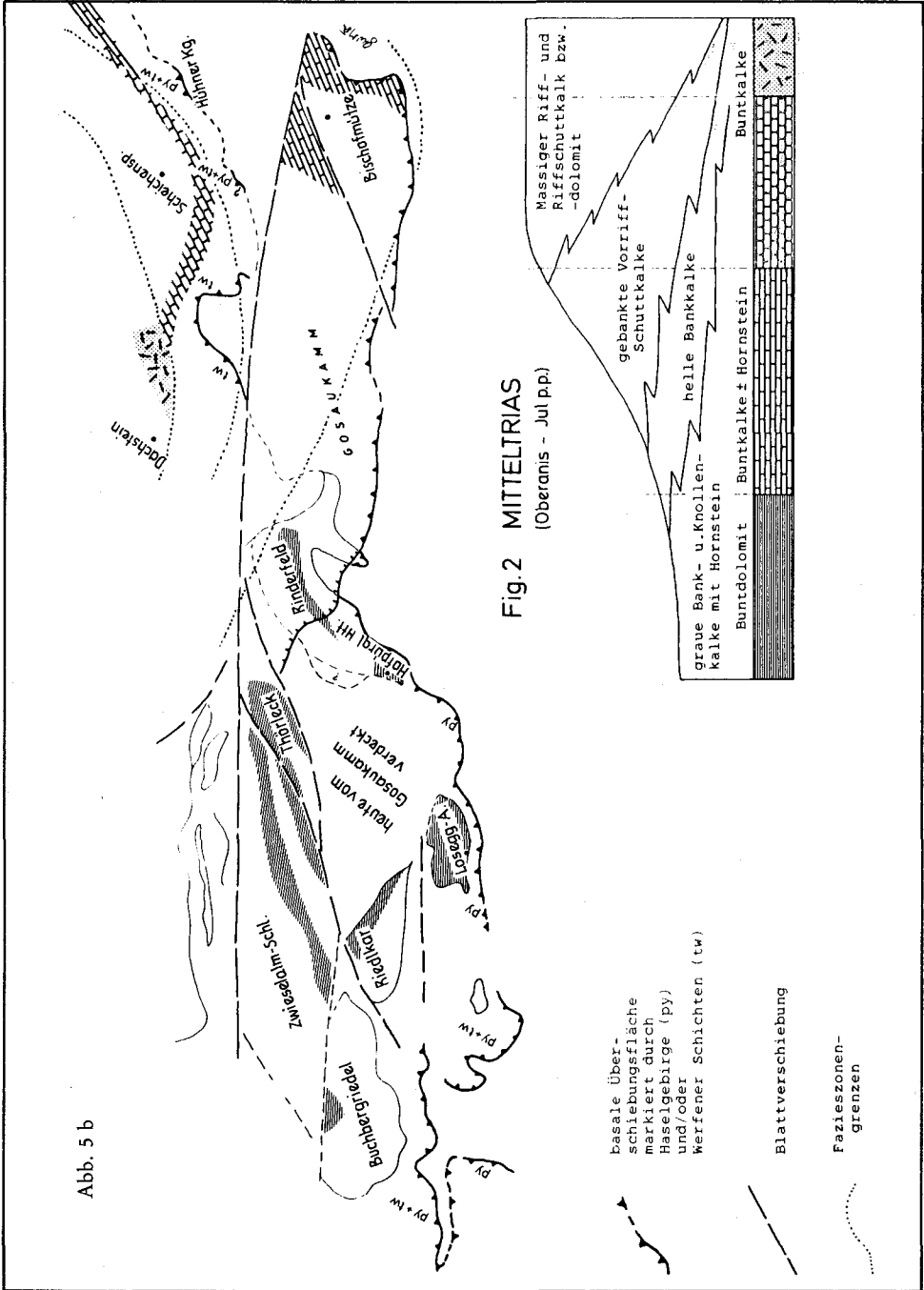


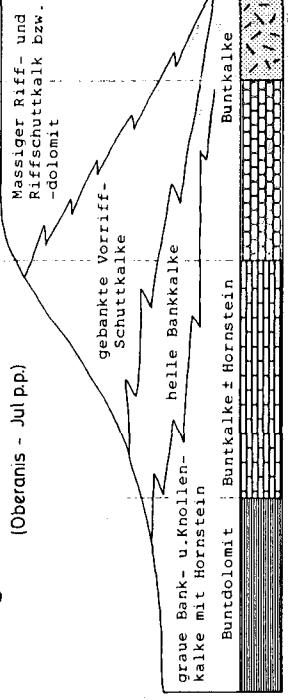
Abb. 5 b

Fig. 2 MITTELTRIAS
(Oberanis - Julpp.)

basale Überschiebungsfläche
 markiert durch
 Haselgebirge (py)
 und/oder
 Werfener Schichten (tw)

Blattverschiebung

Fazieszonen-grenzen



ter Buntkalkschollen mit zum Teil unterschiedlichen Schichtfolgen, welche den Ausläufern der Zwieselalm-Scholle (Hallstätter Graufazies) tektonisch aufruhem.

1.7. Die Problematik der dolomitischen Randschollen

Buchbergriedel–Riedelkar

Obwohl durch die Thörleck Nordstörung getrennt, sind die beiden Bereiche aufgrund des gleichen, die Störung querenden Schichtbestandes als ursprüngliche Einheit zu betrachten.

Die Thörleck- und die Schönaustörung bilden die Nordostgrenze dieser beiden Schollen, dürften jedoch nicht ineinander übergehen. Vielmehr streicht die Thörleckstörung, die einen mehrfach versetzten Seitenast der Reißgangstörung darstellt, nach Nordwesten in die Annaberger Senke aus, wo sie im Permoskythgelände nicht mehr faßbar ist. Zum Gosaukamm und Roßmoos hin begrenzt die Riedelkarstörung die Riedelkar-Scholle, im Westen bildet eine Überschiebungsfäche die Grenze zur Werfener Schuppenzone, worauf noch zurückzukommen ist.

Der Internbau des Buchbergriedels und des Riedelkares ist recht einfach. Es herrscht aufrechte, flach nordost fallende Lagerung, die nur im Nahebereich der Randstörungen Verstellungen erfährt.

Die Mitteltriaskarbonate im Umfeld der Buntkalke der Klockau Alm werden von den Dolomiten des Buchbergriedels durch die Schönaustörung getrennt, die an eingeschleppten Werfener Schichten erkennbar ist. Ein ursprünglicher Zusammenhang könnte jedoch angenommen werden.

Bei tektonischen und palinspastischen Überlegungen bietet die relativ indifferente dolomitische Schichtfolge wenig Ansatzpunkte, lediglich die mitteltriadischen Buntdolomite und Hornsteindolomite sind mit den Serien der Zwieselalm-Scholle vergleichbar und unterstützen eine Bindung des Buchbergriedels und Riedelkares an die Dachsteindecke, von der sie dann erst sekundär als Randschollen abgetrennt worden wären.

Losegg–Hofpürgl–Rinderfeld

Dieser Bereich wurde nicht im Detail untersucht, einige Überlegungen seien dennoch gestattet.

Die dolomitische Mitteltriasschichtfolge, die jener der Buchbergriedel- und Riedelkar-Scholle gleicht, wird zusätzlich noch von karnischen Schiefertönen überlagert. Ob die isolierten Hallstätterkalk-Späne, die R. LEIN (1975) in das Nor einstuft konnte, dem Schichtbestand dieser Schuppenzone angehören, ist kaum sicher zu entscheiden und bei paläogeographischen Überlegungen nur mit Vorsicht als Argument zu benutzen.

Wie die Darstellung bei W. SCHLAGER (1967, Taf. 16) zeigt, herrscht hier ein komplexer, im Detail schwer auflösbarer Schuppenbau. Interne Schuppengrenzen, vor allem aber die Basisflächen zur Werfener Schuppenzone werden durch Haselbirgstone markiert.

Die Schichtfolge läßt eine gewisse Verwandtschaft mit den anderen Gosaukamm-Randschollen erkennen. Auch die durchgehende Permoskythbasis der Randschol-

len, die von der Buchbergriedel Nordseite in die Annaberger Senke zieht und dann weiter über das Losegg bis südlich der Hofpürglhütte reicht, legt die Zusammengehörigkeit dieser Schollen nahe.

Geht man vom oben angedeuteten Gedanken eines ursprünglichen Zusammenhanges aller Randschollen aus, so stellt sich sofort die Frage nach der primären Anordnung der Teilbereiche zueinander. Neben der Berücksichtigung der Geometrie der Einzelkörper ist man dabei vor allem auf stratigraphisch-fazielle Argumente angewiesen.

Wo Obertriasschichtfolgen erhalten sind, ist eine Rückwicklung der Tektonik relativ problemlos und führt etwa zu dem in Abb. 3 skizzierten Bild.

Stehen nur stratigraphisch tiefere Schichtglieder und die nur in lückenhafter Überlieferung für Vergleiche zur Verfügung, so läuft man Gefahr, Faziesgegensätze überzubewerten. Diese könnten auch auf lateralen Fazieswechsel beruhen. TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN (1970, S. 93) und R. LEIN (1975, S. 203) weisen etwa auf den Gegensatz des Schiefertongreichen Karn der Losegg-Hofpürgl-Schuppen, welche einer Lammerdecke zugezählt wurden, zur mehr kalkig betonten Karnserie des tektonisch auflagernden Bischofsmützenstockes hin, welcher der Dachsteindecke angehört. Wie die Situation zwischen Leckkogel und Bischofsmütze zeigt, ist an den karnischen Beckenrändern mit einem raschen lateralen Fazieswechsel von mächtigen tonig-kalkigen Abfolgen zu zunehmend karbonatischen Einschaltungen mit Seichtwasserorganismen bis zu völligem Auskeilen der Serien innerhalb einer Distanz von vielleicht einem Kilometer zu rechnen. Das terrigene Karn der Zwieselalm wird bereits völlig von Schiefertonen mit pelagischen Hornsteinkalkeinschaltungen dominiert, wobei aber immer noch vereinzelte Lagen mit Seichtwaserdetritus auf einen nicht allzuweit entfernten Beckenrand hinweisen, siehe dazu G. W. MANDL (1984, Beil. 2).

Überträgt man die unterschiedlichen Ausbildungsformen des Karn in eine vorerst hypothetische Anordnung der Gosaukamm-Randschollen, so erhält man eine Faziesverteilung wie auf Abb. 5 (Fig. 1). Eine deckentektonische Trennung und ursprünglich große Distanz zwischen Losegg-Hofpürgl-Schollen und Dachsteindecke ist faziell dabei nicht zwingend erforderlich. Abb. 5 (Fig. 2) versucht die gleiche Darstellung mit den mitteltriadischen Abfolgen. Hier ist die Kenntnis des genauen stratigraphischen Umfanges und des faziellen Spektrums noch recht gering. Die gegebene Darstellung ist nur als erste kursorische Skizze zu werten, die mögliche Zusammenhänge zeigen soll. Detailliertere Untersuchungen wurden, ausgehend von den Dachsteinsüdwänden, erst im letzten Jahr begonnen.

Zur Geometrie auf Abb. 5 sind noch folgende Anmerkungen zu machen: Die gezahnte Linie ist die Ausbißlinie der basalen Überschiebungsfäche der Dachsteindecke im hier gebrauchten Sinne. Ihr heutiger Verlauf ist in der Annaberger Senke und an der Dachsteinsüdseite weitgehend erosiv bedingt und soll hier nur der Orientierung dienen. Die teilweise Überlappung von Gosaukamm und Hofpürgl-Rinderfeld-Scholle wurde bewußt gewählt. Sie wäre theoretisch auch vermeidbar durch eine Positionierung der Scholle weiter im Südwesten. Ihre heutige Lage unter der Gosaukamm-Masse könnte dann durch die spätere süd(-west)-vergente Rückschuppung der Dachsteindecke verursacht worden sein, deren Existenz durch die eingeklemmten Gosauserien des Hühnerkogels und der Kalchwand dokumentiert

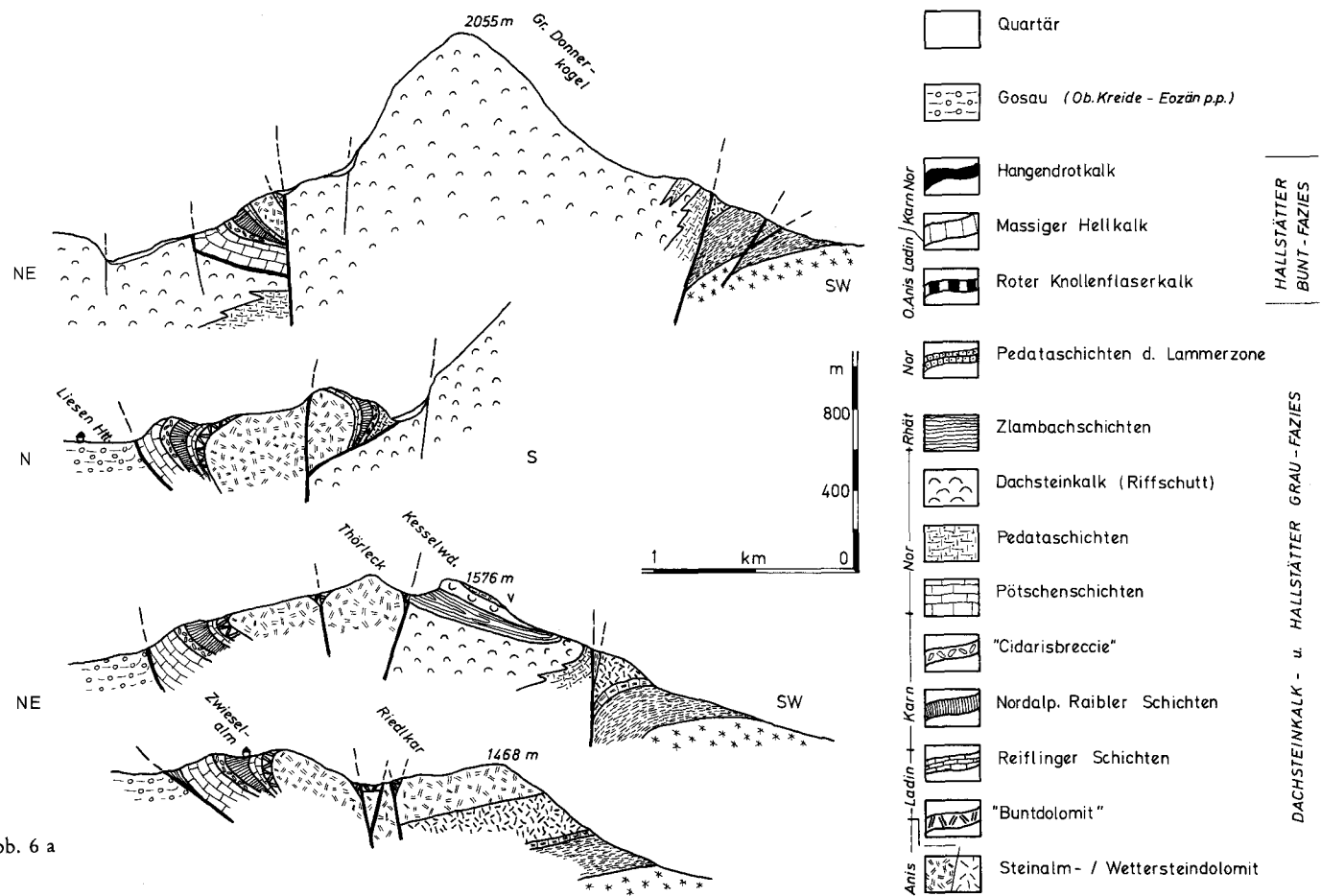


Abb. 6 a

Abb. 6: Profilschnitte des nordwestlichen Gosaukamm-Vorlandes. Blick gegen SE. G. W. MANDL, 1984, unter Benützung der Aufnahmen von W. SCHLAGER 1967 und W. HAMILTON 1981.

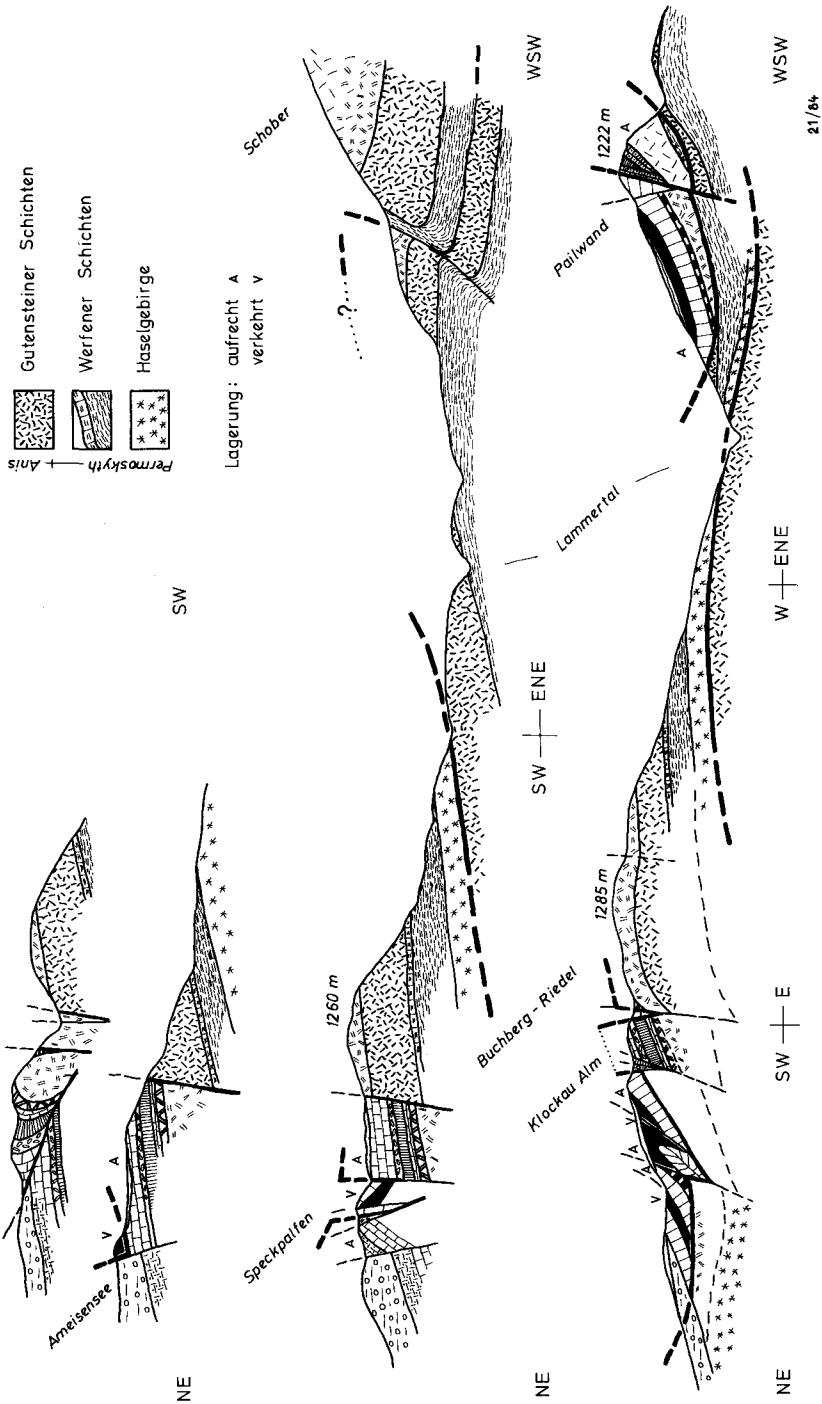


Abb. 6 b

wird. Die hier gewählte Überlappung paßt jedoch auch in das Bild des basalen Schrägzuschnittes des Gosaukamm-Blockes, und ergänzt die sonst unvollständigen Schichtfolgen in sinnvoller Weise: Über den mitteltriadischen Buntdolomiten und Hornsteindolomiten und den karnischen Schiefertönen des Rinderfeldes würden dabei die Pötschen- und Pedataschichten und die geringmächtige Dachsteinkalk-Riffschuttzunge der Roßmoos-Kesselwand-Scholle folgen. Der spätere tektonische Zuschritt benützte bei diesem Vorstellungsmodell die mobilen tonreichen Horizonte als Bewegungsbahn. Letztere verläuft im Süden im Haselgebirgston und in den Werfener Schiefen, steigt gegen Nordwesten in das tonige Karnband empor und streicht beim geographischen Zurückweichen der starren Riffkalkmassen nach Nordosten nördlich des Roßmooskeiles an der Oberfläche aus.

Vor einer Weiterführung dieser Gedankengänge ist jedoch die Überprüfung der gesamten Anordnung anhand der mitteltriadischen Faziesverteilung abzuwarten. Untersuchungen in dieser Richtung wurden, wie erwähnt, bereits begonnen.

1.8. Die Annaberger Senke (Werfener Schuppenzone)

Das schlecht aufgeschlossene, moränenverkleisterte Permoskythareal mit Haselgebirgstonen und -evaporiten, Werfener Schichten und einzelnen Dolomitschollen bietet bei lokaler Betrachtung ein unzusammenhängendes chaotisches Bild. W. SCHLAGER (1967, S. 243) betrachtete die Annaberger Senke als flache Haselgebirgsaufwölbung, deren Ostflügel die Anisdolomite des Gosaukammgebietes und deren Westflügel die Dolomite des Quechenbergzuges darstellen sollten. Die Kalke, Dolomite und Rauhacken bezeichnete er als indifferente Schollen, die im Haselgebirge schwimmen. Eine durchgehende tektonische Trennfläche zum Werfener Schuppenland schien ihm fraglich. Da für den Bereich westlich der Lammer eine Neuaufnahme durch W. HAMILTON (1981) erfolgt war, schien eine kartenmäßige Ergänzung jener Bereiche östlich der Lammer wünschenswert, die bei SCHLAGER (1967, Taf. 16) nicht mehr dargestellt worden waren.

Dabei zeigte sich folgende auffällige Beziehung: Das Haselgebirge, das die Basis der Gosaukamm-Randschollen bildet, wird fast stets von dunklen Dolomiten unterteuft, welche im Grenzbereich meist zu Rauhacken umgewandelt wurden. In einigen Bacheinschnitten läßt sich diese Schichtfolge nach unten noch durch Werfener Kalke und Schiefer ergänzen, sodaß hier keineswegs isolierte Schollen im Haselgebirge stecken, sondern ein tieferes tektonisches Stockwerk angeschnitten wird. Bei Verbindung dieser Grenzbereiche läßt sich eine ziemlich flach liegende tektonische Fläche rekonstruieren, der sich auch die nur aus Dolomit bestehenden „Schollen im Haselgebirge“ zum Großteil harmonisch einfügen. Dieses tiefste Stockwerk, das der Werfener Schuppenzone zuzurechnen ist, ist bis östlich der Pailwand nach Norden verfolgbar, das Annaberger Halbfenster ist damit noch deutlich größer als bei A. TOLLMANN (1976, Taf. 3) bereits dargestellt. Die Ostbegrenzung dieses Halbfensters ist mit den Dolomit/Haselgebirgs-Kontakten eindeutig ziehbar, die Verhältnisse an der Westgrenze sind schwieriger zu beurteilen. Nach der Kartendarstellung von W. HAMILTON (1981) ist Haselgebirge nur im Gsenggraben anzutreffen, wo es teils an Rauhacken teils an Werfener Schiefer grenzt. Den Werfener Schiefen und Anisdolomitresten des Pailwand-Sockels käme damit eine

tektonische Position zu, die jener des Buchberg–Riedlkar-Zuges äquivalent, im Hangenden aber stärker tektonisch reduziert wäre. Darüber lagern, ebenfalls dem Buchbergriedel–Schönau-Bereich vergleichbar, Hallstätter Schollen tektonisch auf, die teils der Buntfazies angehören (Pailwand-Ostschale), zum Teil (Pailwand-Westscholle) der Graufazies der östlichen Lammerzone (Schober) entsprechen. Weiter gegen Süden ist der Verlauf der Trennfläche zur Werfener Schuppenzone unklar, da Haselgebirgsaufschlüsse fehlen und die Quartärbedeckung ziemlich lückenlos wird. Da HAMILTON fazielle Argumente für eine parautochthone Stellung der östlichen Lammerzone in bezug auf das östliche Tennengebirge aufzeigen konnte, kann angenommen werden, daß die fragliche Überschiebungsfläche mit ihrer Haselgebirgsbegleitung quartärverhüllt um die Pailwandschollen-Westseite herum in das Abtenauer Becken hinausreicht, siehe dazu Abb. 1.

2. Zum Bau der Ischl–Ausseer Hallstätter Zone (Vgl. Abb. 1 und Taf. 1)

Erste Untersuchungen im Rahmen einer Vorarbeit wurden im Verlauf der Dissertation durch weitere Karten- und Profilaufnahmen fortgeführt, um die Art der lateralen Übergänge zwischen den einzelnen Lithofaziestypen der Hallstätter Fazies besser kennenzulernen. Die Untersuchungen waren daher in erster Linie stratigraphisch und faziell orientiert, die Ergebnisse werden genauer an anderer Stelle vorgestellt, siehe G. W. MANDL (1984). Ausgehend von diesen Ergebnissen soll jedoch zu den tektonischen Hauptfragen dieses Gebietes kurz Stellung genommen werden.

Die Aufgliederung der obertags aufgeschlossenen Bereiche in zwei Teildecken im Sinne MEDWENITSCH's (1949, 1958) ist heute nach den vorliegenden Faziesbeziehungen und Übergängen aufzugeben. Die Versetzungen der Teilbereiche gegeneinander sind, soweit bisher überblickbar, nur gering.

Überblicksmäßig betrachtet, zeigt diese Hallstätter Zone einen Kuppel- und Muldenbau, der bereits erste triadische Anlagen besitzen dürfte, wie die Dominanz der Buntkalke über der Raschberg–Sandling-Aufwölbung nahelegt. In der tektonischen Übersicht auf Abb. 1 wird auch der Einfluß der randlich auflastenden Dachsteindecke sichtbar. Die Aufwölbung der Weißenbach-Antiklinale in der Dachsteindecke findet ihre östliche Fortsetzung in der flachen Aufwölbung im Bereich Ewige Wand–Predigtstuhl, wird aber durch Nord–Süd streichende Störungsbündel östlich der Stambachwand abgeschnitten. Ab hier herrscht kleinräumige Schollentektonik am Rande der Raschberg-Aufkuppelung.

Der zerstückelte Mulden- und Antiklinalbau des Steinwandlgebietes besitzt etwa Nordwest-Vergenz, die Hauptstörungslinien streichen NW–SE, sind jedoch noch zusätzlich, vermutlich sekundär, verschleppt. Die bruchtektonische Zerlegung der Raschbergmasse (im geographischen Sinne) ist noch kaum erfaßt, da sie in den meist massigen Hellkalken nur schwer verifizierbar ist.

Südlich des Sandling ist die Mergelmulde wesentlich stärker zusammengedrückt als etwa im Leislinggebiet, kleinräumige südgerichtete Rückschüppungen sind an der Grenze vom Mergelareal zu den Buntkalken des Kritkogel und Dietrichkogel wahrscheinlich.

Die Pötschenwand–Klameck–Dimmelberg-Störungen heben südlich der Mergelmulde deren Liegendes wieder empor, eine erneute, kleinere Muldenstruktur entwickelt sich weiter südöstlich im Luppitscher Gebiet. Diese Synklinale wird von Pedataschichten verschiedener Faziestypen eingenommen. Zlambachmergel fehlen hier im Süden bereits, vermutlich erosiv. Eine deckentektonische Bedeutung kann diesem Störungsbündel nicht zugeschrieben werden, da auch nördlich davon in der Leisling–Fischerwiesen-Mulde Pedataschichten auftreten. Ein „Nordkanal“-Anteil, etwa als Fortsetzung der Grundlseer Graufazieszone, kann hier nicht gefunden und abgetrennt werden.

Aufgrund der fehlenden, deckentektonischen Trennbarkeit von Bunt- und Graufazies des Ausseer Raumes und der seit SCHÖLLNBERGER (1974) wahrscheinlichen autochthonen Position der Grundlseer Graufazies stellte sich die Frage nach einer möglichen (par-)autochthonen Position der Ischl–Ausseer Zone in bezug auf das nördlich anschließende Dachsteinkalkareal. Dagegen spricht einerseits der lagunäre Charakter des norischen Dachsteinkalkes, der hier keine vermittelnden Plattformrandriffe aufweist und in der obersten Trias sogar Einflüsse der Kössener Fazies zeigt. Andererseits wurde in letzter Zeit zunehmend die Bedeutung jurassischer Gleittektonik im Bau der Hallstätter Zonen erfaßt. Eine Übersicht dazu gab A. TOLLMANN 1981, Details zum Ausseer Gebiet wurden bei G. W. MANDL (1982) vorgestellt. Zusammen mit dem Deckschollenrest am Sarstein (G. SCHÄFFER 1972, S. A68) und der als Deckscholle deutbaren Hallstätter Zone um den Plassen werden die oben genannten Beobachtungen heute allgemein als Argumente für einen Ferntransport der Ischl–Ausseer Zone gewertet. Ihre ursprüngliche Lage findet sie südlich der Dachsteindecke, wo in der Mittel- und Obertrias Plattformrandsedimente Anknüpfungsmöglichkeiten bieten. Der Gleittransport fand während der Phase der tiefsten Absenkung weiter Teile der Kalkalpen statt, zur Zeit der Radiolaritbildung im Untermaalm.

3. Anmerkungen zu den Hallstätter Schollen um den Plassen

Hier ergaben die vorwiegend stratigraphisch orientierten Untersuchungen lokale Modifikationen der Darstellung bei G. SCHÄFFER (1971), was jedoch die grundsätzliche Vorstellung vom tektonischen Bau nur wenig betrifft.

So ist etwa die als Ganzes verkehrt lagernde Plankenstein-Scholle etwas größer abzugrenzen, da der im Nordosten unterlagernde Grauviolette Bankkalk und der Pötschenkalk noch diesem inversen Schichtstapel angehören. Gleiches gilt für die Hornsteinkalke und Hangendrotkalke der Kaunwand an der Schollenwestseite. Eine rein stratigraphische Ergänzung betrifft die Schichtfolge des Schreierkogel–Schiechlingkamm-Zuges. Hier stellt der obertriadische „Pötschenkalk“ nur eine kurzfristige Hornsteinkalkeinschaltung vom Oberkarn bis ins tiefste Unternor dar, die noch von Hangendrotkalk (höheres Unternor bis Sevat) überlagert wird – vergleiche dazu die Kartendarstellung von G. SCHÄFFER (1982) und die Profile bei G. W. MANDL (1984).

Die Beziehung der Hallstätter Schollen zum rahmenden lagunären Dachsteinkalk ist am Nordrand bruchtektonischer Natur (Rötengraben-Bruch). Der Südostrand wird von mächtigen Dachsteinkalkbreccien begleitet, die SCHÄFFER als Ausdruck der jurassischen Gleittektonik sieht. Ein Aufschluß der Grenzfläche, welcher die Aufla-

gerung von Hallstätter Schollen auf Gesteinen der Radiolaritgruppe zeigen könnte, ist aus diesem Gebiet bisher nicht bekannt. Einzig die Situation im Prielgraben kann in diesem Sinne interpretiert werden. Beiderseits des Tales ragen Anisdolomite der Hallstätter Schollen empor, den Talgrund nehmen neben Blockschutt und Moränen dunkle kieselige Mergel und Hornsteinkalke ein. Im Südteil dieses Grabens lagert auf Dachsteinkalk fossilreicher Klauskalk des Unter- bis Mittelcalloviens (L. KRYSSTYN, 1971), der noch von Radiolaritresten überdeckt wird. Die kieselige Serie des nördlicheren Talgrundes kann damit der Radiolaritgruppe angehören, der dann die Anisdolomite der Hallstätter Schollen gleittektonisch aufrufen dürften.

4. Ausblicke und offene Probleme

Die Arbeiten verschiedener Autoren in Teilbereichen der Hallstätter Zonen führten im Laufe des letzten Jahrzehntes zu einem paläogeographischen Modell dieses Kalkalpenabschnittes, wie es A. TOLLMANN 1981 zusammenfassend skizzierte und dessen Westteil hier zur Orientierung nochmals dargestellt sei – s. Abb. 7.

Die pelagischen Beckensedimente der Hallstätter Fazies werden über fazielle „Verzahnungsbereiche“ zwischen die großen Karbonatplattformareale der Dachsteinkalkfazies eingehängt. Die im höheren Anis einsetzende Hallstätter Buntkalkfazies wird als Charakteristikum eines sogenannten „Südkanales“ aufgefaßt, in dem die Beckensedimentation am frühesten beginnt. „Mittel-“ und „Nordkanal“ werden erst etwa ab Obertriasbeginn als Beckenbereiche wirksam und erhalten überwiegend graue Bank- und Hornsteinkalke (Hallstätter Graufazies).

Eine Analyse der Beziehungen zwischen Hallstätter Bunt- und Graufazies am Beispiel der Ischl-Ausseer Zone zeigte deren laterale Verzahnungsmöglichkeiten – s. G. W. MANDL (1984) – und als Konsequenz daraus folgend die Unmöglichkeit, hier eine tektonische Trennung in allochthone Buntkalkschollen und autochthone

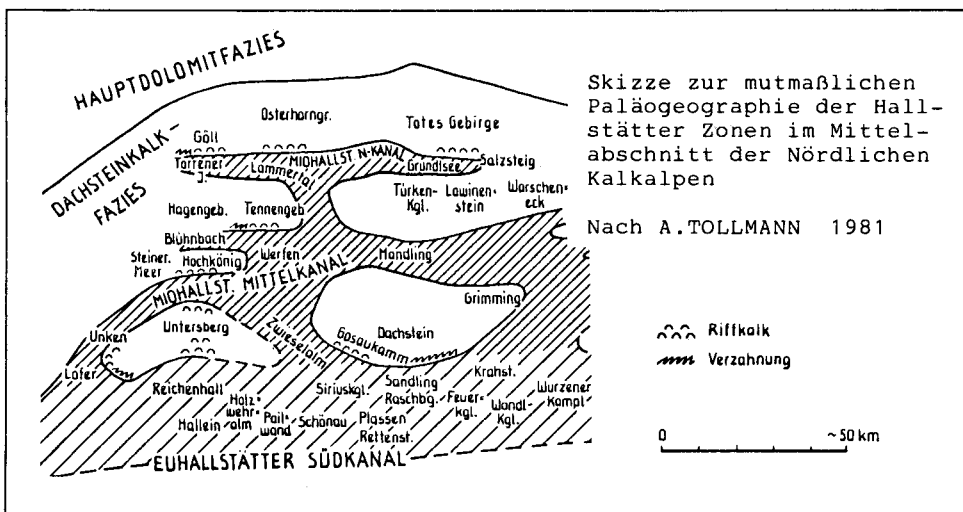


Abb. 7

Nordkanalbereiche durchzuführen. Das Vorkommen anisoladinischer Buntkalke im stratigraphischen Verband dieser Hallstätter Zone zwingt zu ihrer Herleitung aus dem Südkanal, da diese Gesteine mit ihrer pelagischen Fauna sonst völlig isoliert vom offenen Meer zwischen mitteltriadischen Plattformkarbonaten (Wettersteindolomit) liegen würden. Die in diesem Gebiet beobachteten Phänomene jurassischer Gleittektonik erlauben eine Entwurzelung der Ischl-Ausseer Zone aus ihrer heutigen Position und eine Beheimatung im Süden der Dachsteinmasse. Damit ergeben sich jedoch sofort zwei neue Probleme. Erstens wird der durchgehende Beckenbereich Lammerzone – Grundlseezone unterbrochen, sodaß man zur Hypothese eines tektonisch völlig verdeckten Verbindungsstückes Zuflucht nehmen müßte und zweitens erfordert der riffspezifische Detritus in den Pedataschichten des Südteiles der Ischl-Ausseer Zone eine im oder südlich des Südkanals anschließende obertriadische Karbonatplattform unbekanntem Ausmaßes. Weiters folgt daraus auch die Existenz von Pötschen- und Pedataschichten (Hallstätter Graufazies) in den Beckenrandbereich des Südkanals, was für die Ostfortsetzung des Beckens (Mürztaler Alpen etc.) bereits von R. LEIN (1981: Beil. 12) aufgezeigt werden konnte.

Es erhebt sich die Frage nach der weiterhin uneingeschränkten Gültigkeit der Argumente, welche für eine autochthone Position der Graufazies eines Nordkanales in bezug auf die umgebenden Karbonatplattformen sprechen sollen.

Diese autochthonen Vorstellungen nahmen ihren erneuten Ausgang von der Analyse des Göll-Riffes und der Torrenerjoch-Zone durch H. ZANKL (1962, 1969). Derart mächtige Riffentwicklungen stellen nach rezenten Vergleichen Plattformrandbildungen dar, die ihre lebensnotwendige Frischwasser- und Nährstoffzufuhr aus vorgelagerten offenmarinen Bereichen erhalten. Entsprechende offenmarine (Hallstätter) Fauneneinflüsse wurden auch im Göll-Riff beobachtet, als dafür nötiger anschließender Bereich tieferen Wassers wurde die Lammerzone angesehen. Faziell sind diese Beziehungen Riff/Becken heute gut belegt und unbestreitbar. Die Autochthonie der Gesamtmasse Kehlstein-Göll-Torrener Joch zum umgebenden Tirolikum stützt sich auf die transgressive Überlagerung durch oberjurassische Oberalmer- und Barmsteinkalke – vgl. W. DEL NEGRO (1972). Dieses Argument ist jedoch bei Berücksichtigung der Möglichkeit frühmalmischer Gleittektonik nicht mehr zwingend. Betrachtet man unter diesem Aspekt etwa die Profildarstellungen bei H. ZANKL (1962: Abb. 7), so erscheint eine jurassische Neoautochthonie möglich. Die Schichtfolge des Hagengebirgstirolikums reicht vom lagunären Dachsteinkalk über rote Liaskalke bis zu Mergel- und Kieselkalcken (Gesteine der Radiolaritgruppe²⁾, die Gesteine der Torrenerjoch-Zone grenzen im Norden bruchtektonisch daran, oder liegen mit Haselgebirge (Priesberg, Gotzental) oder Dachsteinkalk (Jenner Westseite) diesen Juragesteinen auf. Die Untersuchung der Juraserien durch V. DIERSCHKE (1980) ließ bedeutende Breccienschüttungen in der Radiolaritgruppe dieses Großraumes erkennen, die gleichfalls einen Hinweis auf größere Massenbewegungen zu dieser Zeit darstellen. Der primäre Verband von Tirolikum und Göllmassiv/Torrenerjoch-Zone scheint zur Zeit nicht gesichert.

Jenseits der Salzachstörung schließt die westliche Lammerzone an. Trotz intensivster Bearbeitung durch H. HÄUSLER (1979, 1981) sind nicht alle entscheidenden Fragen eindeutig klärbar. Einerseits ließen sich noch keine signifikanten faziellen Argumente finden, um Beziehungen zwischen dem Dachsteinkalk des Gollinger

Schwarzenberges und der Abfolge Hauptdolomit, Dachsteinkalk und Kössener Schichten des Tirolikums nördlich der postneokomen tektonischen Grenze der Lammermasse herzustellen oder auszuschließen. Andererseits liegen vom Süd- und vom Nordwestrand der Lammerzone zunehmend Beobachtungen oberjurassischer Gleittektonik vor, an der auch Gesteine der Lammerzone beteiligt sind – vgl. B. PLÖCHINGER (1979), H. HÄUSLER (1979, 1981), A. TOLLMANN (1981). Auch hier ist die primäre Einbindung der Hallstätter Graufazies zwischen den Karbonatplattformen noch nicht endgültig gesichert. Mit großer Wahrscheinlichkeit ferntransportiert erscheint die Hallstätter Scholle der Holzwehralm, die gleichalten Pötschen- und Pedataschichten der Lammermasse aufruft. Ihr Serienbestand (HÄUSLER 1981: Abb. 2, S. 151 f.) mit hellen Graukalken des Unter- bis Mittelnor und Graukalkbreccien, rötlichen Knollenkalken und Rotkalken mit roten Hornsteinen im Obernor erinnert stark an die Buntfazies-Randentwicklung im Profil Kaunwand/Planckenstein im Plassen-Gebiet – vgl. dazu G. W. MANDL (1984).

Für die östliche Lammerzone liegen neue, auch mikrofaziell untermauerte Daten von W. HAMILTON (1981) vor. Aufgrund der charakteristischen Buntkalkabfolge vom Oberanis bis Sevat kann die Pailwandostscholle als ferntransportiert und dem Südkanal zuordenbar abgetrennt werden. Die Graufazies im Profil des Schober dagegen ist durch ladinischen Wettersteindolomit, karnische Kieseldolomite und mittel- bis obernorische Pedataschichten gekennzeichnet. Aufgrund fazieller Annäherungen des Dachsteinsriffkalkes im Bereich Gappental an die Pedataschichten des Schober ist nach HAMILTON eine parautochthone Position der östlichen Lammerzone relativ zum Tennengebirgsoststrand anzunehmen. Die fossilarmen schwarzen, oft rhythmisch im Millimeterbereich laminierten Pedataschichten sollten nach Abb. 8 das Sediment eines Verbindungskanales zwischen Mittel- und Nordkanal darstellen. Vom mikrofaziellen Habitus her wäre jedoch wohl eher an eine stagnierende Stillwasserbucht zu denken, die vom Rand her zeitweilig Crinoidendetritus eingestreut erhält. Keinesfalls faziell äquivalent sind diese Pedataschichten jenen des Plattformrandes im Gosaukamm-Gebiet.

Der geographisch isolierteste Bereich des Nordkanales, die Grundlsee-Zone, erscheint zur Zeit als sicherste Stütze eines autochthonen Graufazies-Troges – siehe W. SCHÖLLNERBERGER (1974). Die Dachsteinsriffkalke, die mit ersten Ansätzen am Losersüdfuß beginnend den Totengebirgssüdrand bis mindestens nördlich der Tauplitz begleiten, sind vom Tirolikum tektonisch nicht abtrennbar. Hier wäre zu prüfen, ob es sich nicht eventuell um Oberrhättriffe handelt, deren Frischwasserzufuhr vom Norden her aus dem Kössener Faziesbereich stammt könnte. Im gegenteiligen Fall, also bei norischem Alter der Riffe, ist die Annahme des primären Zusammenhanges mit den Hornsteinkalken der Grundlsee-Zone als vorgelagertes Becken logischer Konsequenz. Ferner besteht hier nach SCHÖLLNERBERGER auch eine Verknüpfung Plattform/Becken über eine Verzahnung von Zlambachschichten mit Riffkalken südöstlich des Zwickerkogels. Dieser Bereich ist jedoch durch Brüche begrenzt und teilweise von Oberjuraserien umgeben, sodaß eine Begutachtung im Hinblick auf jurassische Neoautochthonie ratsam erscheint.

Insgesamt gesehen, ist also die Einschaltung einer obertriadischen Beckenzone im tirolischen Plattformbereich noch keinesfalls endgültig abgeklärt, auch existieren bis

jetzt noch keine Beispiele für den faziellen Übergang zu den rein lagunären Dachsteinkalken (Hagengebirge–Lawinenstein) im Süden dieses Beckens.

Im Bereich des Hallstätter „Mittelkanales“ sind die Unsicherheiten zur Zeit noch ungleich größer, da moderne, mikrofaziell untermauerte Kartendarstellungen des komplex gebauten Kalkalpensüdrandes noch weitgehend fehlen und signifikante Hallstätter Gesteine nur sehr untergeordnet überliefert sind.

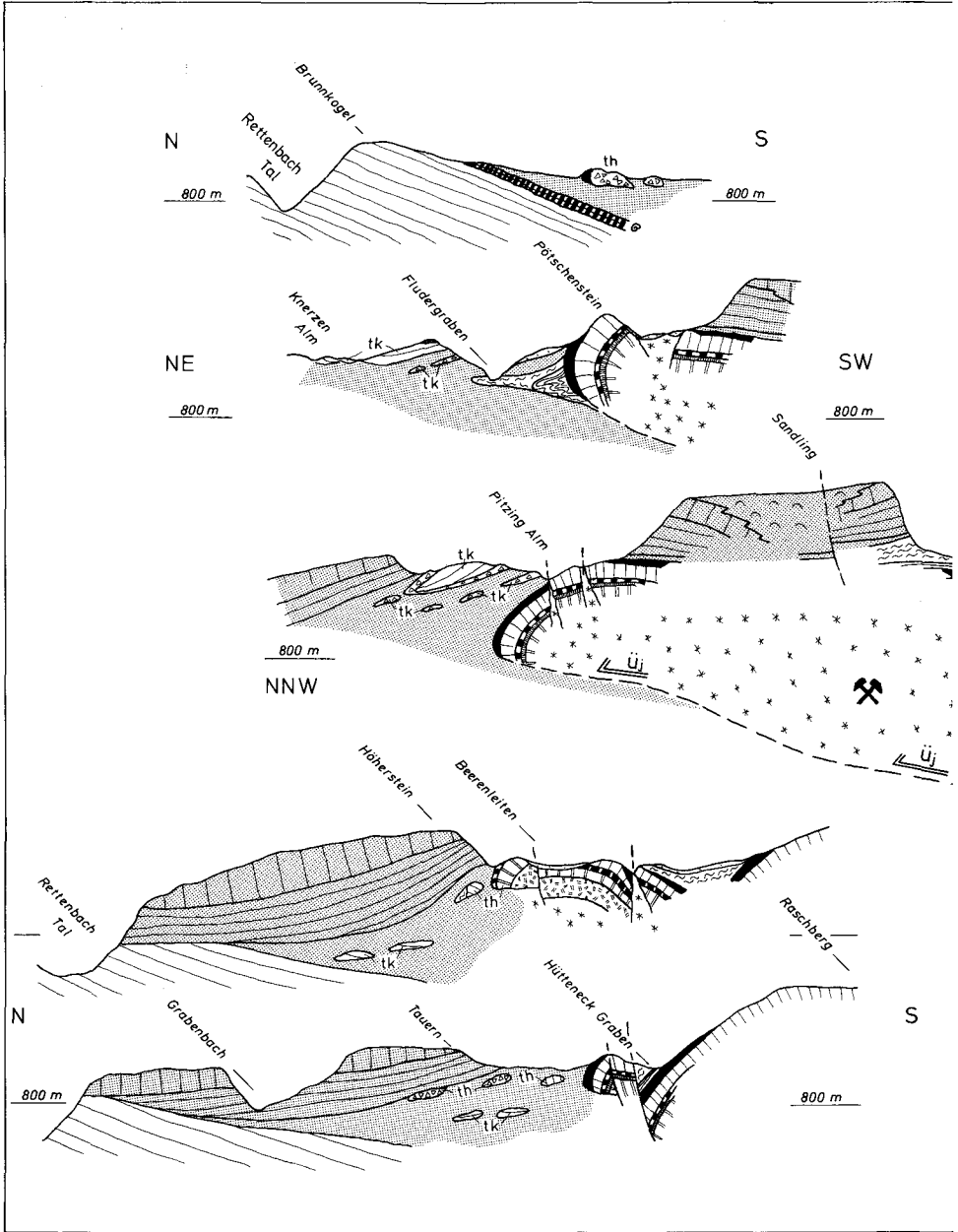
In der verwirrend erscheinenden Vielfalt der Hallstätter Fazies liegt jedoch gleichzeitig in Zukunft die Chance, bei zunehmender Detailkenntnis der ober- und mitteltriadischen Karbonatplattformen ein der Realität weitestgehend angenähertes Modell vom Bauplan diese Kalkalpenabschnittes zu erreichen.

Literatur

- DEL NEGRO, W.: Zur tektonischen Stellung des Hohen Göll (Salzburger Kalkalpen). – Verh. geol. B.–A., 1972, 309–314, 2 Abb., Wien 1972.
- DIERSCHKE, V.: Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – Geotekt. Forsch., 58, 1–217, 45 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Stuttgart 1980.
- GANS, O., KÜMEL, F. & SPENGLER, E.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. – Wiss. Alpenvereinsh., 15, 82 S., 3 Abb., Taf. 1–6, 1 geol. Kt., Innsbruck 1954.
- HAMILTON, W.: Die Hallstätter Zone des östlichen Lammertales und ihre geologischen Beziehungen zum Tennengebirgstirolikum (Nördl. Kalkalpen, Salzburg). – Unveröff. Diss. Formal- und Naturwiss. Fakultät Univ. Wien, 226 S., 2 Abb., 1 Tab., 7 Beil., Wien 1981.
- HÄUSLER, H.: Zur Geologie und Tektonik der Hallstätter Zone im Bereich des Lammertales zwischen Golling und Abtenau (Sbg.). – Jb. geol. B.–A., 122, H. 1, 75–141, 17 Abb., 1 Beil., Wien 1979.
- : Über die Einstufung der Hallstätter Schollen im Bereich der westlichen Lammermasse (Salzburger Kalkhochalpen). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 27, 145–159, 2 Abb., Beil. 11, Wien 1981.
- KRYSTYN, L.: Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaus-Schichten (Aalenium-Oxford) in den Östlichen Nordalpen. – Verh. geol. B.–A., 1971, 486–509, 1 Abb., Taf. 1–3, Wien 1971.
- LEIN, R.: Neue Ergebnisse über die Stellung und Stratigraphie der Hallstätter Zone südlich der Dachsteindecke. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 184, H. 8–10, 197–235, 6 Abb., Wien 1975.
- : Deckschollen von Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Müritzaler Alpen südlich von Mariazell (Steiermark). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 27, 207–235, 4 Abb., 1 Taf., Beil. 12, Wien 1981.
- MANDL, G. W.: Jurassische Gleittektonik im Bereich der Hallstätter Zone zwischen Bad Ischl und Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 28, 55–76, 6 Abb., 2 Taf., Beil. 2, Wien 1982.
- : Vergleichende Untersuchung der Hallstätter Faziesräume des mittleren Salzkammergutes (Gosaukammvorland, Hallstatt, Ischl–Aussee), Fazies, Stratigraphie und tektonische Modelle. – Unveröff. Diss. Formal- und Naturwiss. Fakultät Univ. Wien, VI + 243 S., 108 Abb., 12 Tab., 16 Taf., Wien 1983.
- : Zur Trias des Hallstätter Faziesraumes – ein Modell am Beispiel Salzkammergut (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. 30, 44 S., 5 Abb., 5 Taf., 8 Beil., Wien 1984 (im Druck).
- MEDWENITSCH, W.: Die Geologie der Hallstätter Zone von Ischl–Aussee. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 1, H. 2, 1–27, 1 Kt., 2 Tektonogr., Wien 1949.
- : Die Geologie der Salzlagerstätten Bad Ischl und Altaussee (Salzkammergut). – Mitt. geol. Ges. Wien, 50, 133–200, Taf. 1–4, Wien 1958.
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R.: Stratigraphisch-fazielle und tektonische Betrachtungen zu Aufschlüssen in skyth-anisischen Grenzschiehten im Bereich der Annaberger Senke (Salzburg, Österreich). – Geol. paläont. Mitt. Innsbr., 6, H. 2, 1–44, zahlr. Abb., 4 Taf., Innsbruck 1977.
- PLÖCHINGER, B.: Ein Beitrag zur Geologie des Salzkammergutes im Bereich von Strobl am Wolfgangsee bis zum Hang der Zwieselalm. – Jb. geol. B.–A., 93 (1948), 1–35, 7 Abb., 1 geol. Kt., Wien 1949.
- : Argumente für die intramalmische Eingleitung von Hallstätter Schollen bei Golling (Salzburg). – Verh. geol. B.–A., 1979, 181–194, 3 Abb., Taf. 1, Wien 1979.
- : Geolog. Karte der Republik Österreich, Bl. 95 St. Wolfgang, 1 : 50 000, mit Erl., Wien (Geol. B.–A.) 1982.
- ROSSNER, R.: Die Geologie des nordwestlichen St. Martiner Schuppenlandes am Südostrand des

- Tennengebirges (Oberostalpin). – Erlanger geol. Abh., **89**, 57 S., 25 Abb., 1 Tab., 5 Taf., Erlangen 1972.
- SCHÄFFER, G.: Die Hallstätter Triasentwicklung um den Plassen (O.-Ö.) – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 198 S., 93 Abb., 22 Beil. Taf., Wien 1971.
- : Bericht 1971 über Aufnahmen auf Baltz 96 (Bad Ischl). – Verh. Geol. B.-A., **1972**, A 67–69, Wien 1972.
- : Einführung zur Geolog. Karte der Republik Österreich Blatt 96, Bad Ischl. – (In:) T. GATTINGER et al.: Arbeitstagung Geol. B.-A., Salzkammergut 1976, 6–26, Abb. 4–25, Wien (Offsetdruck TU) 1976.
- : Geolog. Karte der Republik Österreich Blatt 96, Bad Ischl, 1 : 50 000, Wien (Geol. B.-A.) 1982.
- SCHLAGER, W.: Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse (Österreich). II. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **17**, 205–282, 8 Abb., 3 Taf., Wien 1967.
- SCHÖLLNBERGER, W.: Zur Verzahnung von Dachsteinkalk-Fazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **22** (1973), 95–153, 9 Abb., Taf. 6–9, Wien 1974.
- TOLLMANN, A.: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. – X + 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1976.
- : Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., **74/75** (1981/82), 167–195, 4 Abb., 1 Tab., Wien 1981.
- & KRISTAN-TOLLMANN, E.: Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstätter Zone in den Ostalpen. – *Geologica et Palaeontologica* **4**, 87–145, 20 Abb., 8 Taf., Marburg 1970.
- TRAUTH, F.: Geologie der nördlichen Radstätter Tauern und ihres Vorlandes. I. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **100**, 101–212, Taf. 1–5, Wien 1925.
- ZANKL, H.: Die Geologie der Torrener-Joch-Zone in den Berchtesgadener Alpen. – Z. dt. geol. Ges., **113**, 446–462, 7 Abb., Hannover 1962.
- : Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der Nördlichen Kalkalpen. – Abh. senckenb. naturf. Ges., **519**, 1–123, 74 Abb., 15 Taf., Frankfurt/M. 1969.

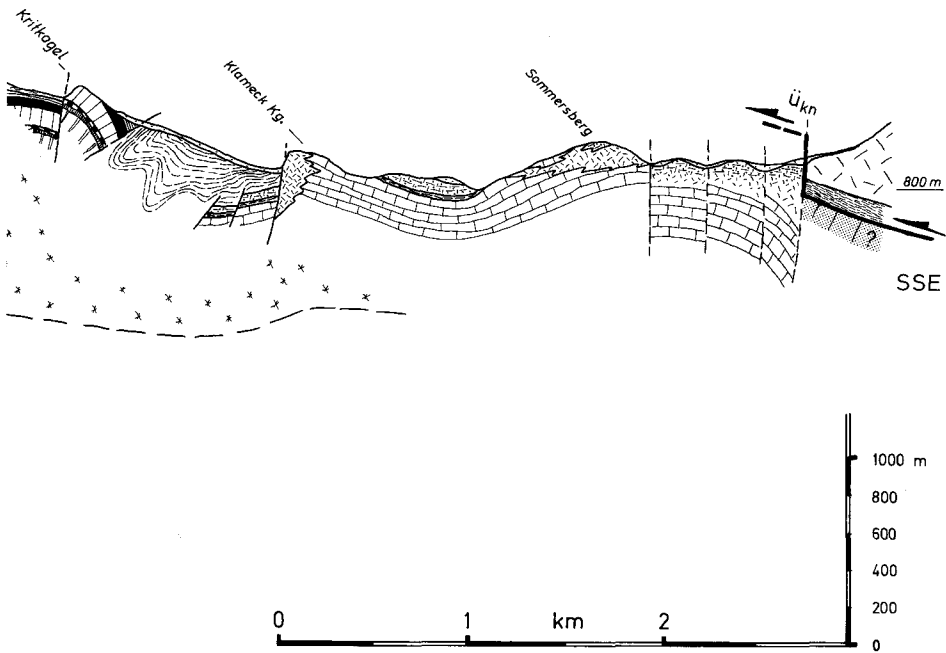
Bei der Schriftleitung eingelangt am 24. Mai 1984.

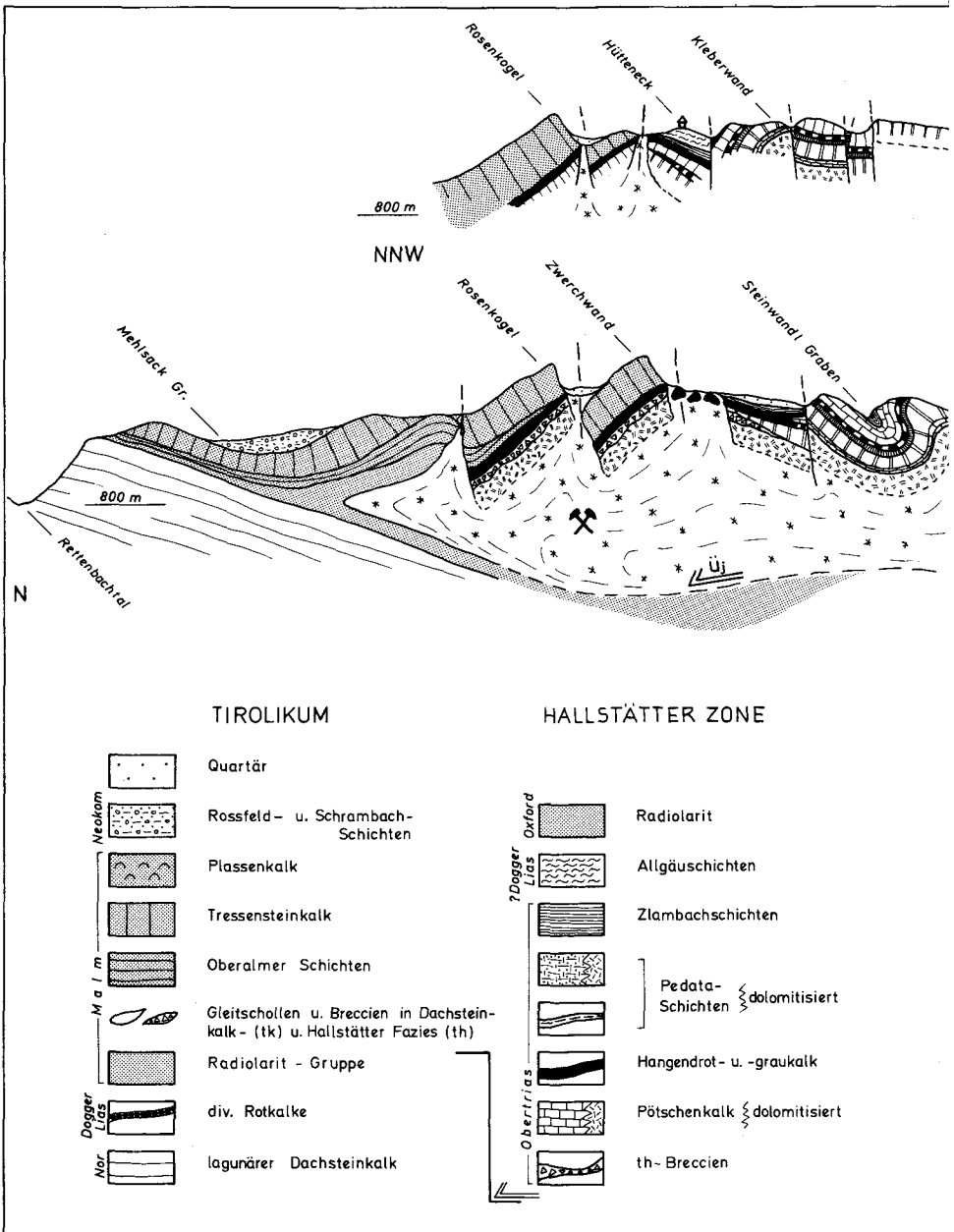


Tafel 1 a

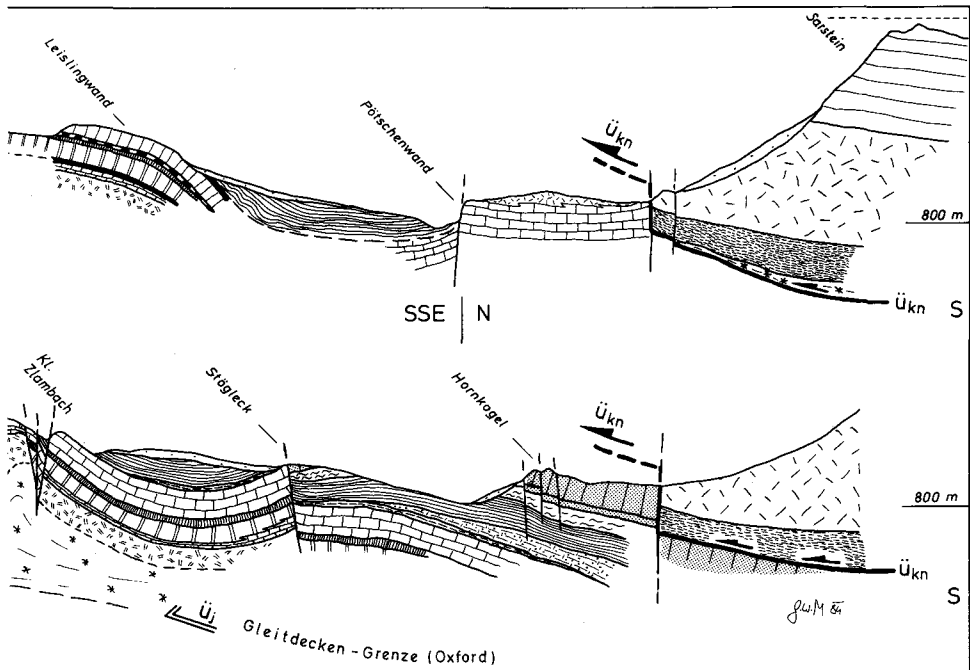
Profilskizzen der Ischl - Ausseer Hallstätter Zone

Gerhard W. MANDL 1984





Tafel 1 b



HALLSTÄTTER ZONE

DACHSTEIN - DECKE

Ü Neokom (kn)

- | | | |
|-------------|--|--|
| Obertrias | | Massiger Hellkalk |
| | | Bunte Knollenflaserkalke
± Hornstein |
| | | Reingrabener Schiefer u.
Grauvioletter Bankkalk |
| Mitteltrias | | Graugelber Bank- u.
Massenkalk |
| | | Roter Knollenflaserkalk |
| | | Graue Bank- u. Knollenkalke
± Hornstein |
| Permo-skyth | | Anisdolomite |
| | | Haselgebirge + Werfener Schichten |

- | | | |
|-----------|------------------------|-------------------------|
| Obertrias | | lagunärer Dachsteinkalk |
| | | Dolomite allg. |
| | Mittel-
Permo-skyth | |
| | | Haselgebirge |