

Zur Geologie der südlichen Mürzalpen-Decke am Kalkalpensüdrand im Raum Tragöß (Meßnerin, Pribitz, Trenchtling und Griesmauer)

**Geology of the southern Mürzalpen nappe near the southern rim of the
Northern Calcareous Alps in the area of Tragöß (Meßnerin, Pribitz, Trenchtling
and Griesmauer)**

Von

Jörg KÖLBL, Dietmar HÜBLER, Alexander MERSCHNIK & Hans-Jürgen GAWLICK

mit 6 Abbildungen und 3 Tabellen
with 6 figures and 3 tables

Schlüsselwörter:

*Nördliche Kalkalpen
Mürzalpen-Decke
Hochschwabgebiet
Stratigraphie
Tektonik
Fazies
Metamorphose*

Keywords:

*Northern Calcareous Alps
Mürzalpen nappe
Hochschwab area
Stratigraphy
Tectonics
Facies
Metamorphism*

Anschriften der Verfasser, Addresses of the authors:

DI JÖRG KÖLBL
8443 Gleinstätten 150
Österreich.

DI DIETMAR HÜBLER, DI ALEXANDER MERSCHNIK, Dr. HANS-JÜRGEN GAWLICK
Montanuniversität Leoben
Institut für Geowissenschaften: Prospektion und Angewandte Sedimentologie
Peter-Tunner-Straße 5
8700 Leoben
Österreich.

Inhalt

Zusammenfassung, Abstract.....	69
1. Einleitung.....	69
2. Geographische Lage des Untersuchungsgebietes.....	70
3. Stratigraphie und Fazies der einzelnen tektonischen Einheiten.....	71
3.1. Einheit 1.....	71
3.1.1. Alpiner Verrucano.....	71
3.1.2. Werfener Schichten.....	71
3.2. Einheit 2.....	71
3.2.1. Haselgebirge.....	71
3.3. Einheit 3.....	74
3.3.1. Werfener Schichten.....	74
3.3.2. Gutensteiner Schichten.....	74
3.4. Einheit 4.....	74
3.4.1. Reiflinger Schichten.....	74
3.4.2. Wettersteinkalk/-dolomit und Raminger Formation.....	75
3.4.3. Raibler Schichten/Leckkogelschichten.....	77
3.5. Einheit 5.....	77
3.5.1. Hallstätter Kalke.....	77
3.5.2. Zlambachschichten.....	80
3.6. Quartär.....	80
4. Metamorphose.....	81
4.1. Conodont Colour Alteration Index Methode.....	82
4.2. CAI-Werte.....	82
5. Diskussion der Ergebnisse.....	83
Dank.....	88
Literaturverzeichnis.....	89

Contents

Zusammenfassung, Abstract.....	69
1. Introduction.....	69
2. Geography of the study area.....	70
3. Stratigraphy and facies of the tectonic units.....	71
3.1. Unit 1.....	71
3.1.1. Alpine Verrucano.....	71
3.1.2. Werfener Beds.....	71
3.2. Unit 2.....	71
3.2.1. Haselgebirge.....	71
3.3. Unit 3.....	74
3.3.1. Werfen Beds.....	74
3.3.2. Gutensteiner Schichten.....	74
3.4. Unit 4.....	74
3.4.1. Reifling Beds.....	74
3.4.2. Wetterstein limestone/-dolomit and Raming Formation.....	75
3.4.3. Raibl Beds/Leckkogel Beds.....	77
3.5. Unit 5.....	77
3.5.1. Hallstatt limestone.....	77
3.5.2. Zlambach Beds.....	80
3.6. Quaternary.....	80
4. Metamorphism.....	81
4.1. Conodont Colour Alteration Index method.....	81
4.2. CAI-values.....	82
5. Discussion of the results.....	83
Acknowledgements.....	88
References.....	89

Zusammenfassung

Ziel der Arbeit war die geologische Untersuchung und Neukartierung des Gebietes rund um Tragöß-Oberort im Hinblick auf biostratigraphische, fazielle und tektonische Gesichtspunkte. Auf der Basis dieser Daten kann der geologische Aufbau dieses Gebietes auf eine neue Grundlage gestellt werden. Die bisherigen Vorstellungen einer durchgehenden, vollständigen Schichtfolge vom Perm (Haselgebirge bzw. Alpiner Verrucano) bis ins Nor (Hauptdolomit und Dachsteinkalk - im Bereich der Meßnerin) konnten durch biostratigraphische Einstufungen widerlegt werden. Heute wird eine Einteilung in fünf tektonische Großeinheiten bzw. Decken vorgenommen:

Einheit 1 besteht aus alpinem Verrucano und Werfener Schichten (Perm - Unter-Trias).

Einheit 2 besteht aus Haselgebirge (Perm).

Einheit 3 besteht aus Werfener Schichten und den Karbonaten der Gutensteiner Schichten (höhere Unter-Trias - untere Mittel-Trias).

Einheit 4 bilden die Karbonate der Wetterstein Formation i. w. S. und die Leckkogelschichten (höhere Mittel-Trias - tiefere Ober-Trias).

Einheit 5 bilden Hallstätter Kalke und die Karbonate und Mergel der Zlambachschichten (Unter-Ladin, Ober-Karn und Rhät).

Eine fossile Verkarstungserscheinung in Form von sandigen Spaltenfüllungen repräsentiert die Ladin/Karn-Grenze und stellt einen wichtigen Leithorizont dar.

Der Metamorphosegrad wurde mit Hilfe der Conodont Colour Alteration Index-Methode bestimmt und stimmt mit einheitlichen CAI-Werten von CAI 5.5 bis CAI 6.0 mit der relativ hohen Temperaturüberprägung der zentralen Mürzalpen-Decke überein.

Abstract

In this paper we present a new geological map and biostratigraphic, facies and tectonic data of the area around Tragöß-Oberort (southern Mürzalpen nappe). These data results in a new nappe division of this area:

1. a unit consists of alpine Verrucano and Werfen Beds (Permian - Early Triassic)
2. a unit consists of alpine Haselgebirge (Permian)
3. a unit consists of Werfen Beds and carbonates of the Gutenstein Formation (late Early Triassic - early Middle Triassic)
4. carbonates of the Wetterstein Formation, partly with Leckkogel beds (late Middle to early Late Triassic)
5. Hallstatt limestone and carbonates and marls of the Zlambach Formation (Early Ladinian, Late Carnian, Rhaetian).

These units show a metamorphic overprint, determined by using the Conodont Colour Alteration Index (CAI). The analysis of more than 70 samples show values of CAI 5.5, CAI 5.5-6.0 and CAI 6.0.

A former proposed continuous stratigraphic evolution in this area cannot be confirmed by these data.

1. Einleitung

Die tektonische Grundgliederung im Bereich Tragöß-Oberort am Südrand des Hochschwabs ist bei KOBER (1909, 1912), SPENGLER (1951) und bei TOLLMANN (1976a, b, 1985) beschrieben. SPENGLER (1920, 1922) gibt einen geologischen Überblick über das Hochschwabgebiet. Für den Bereich der Meßnerin, der Pribitz, der Griesmauer und der Heuschlagmauer sowie des Trenchtling interpretiert SPENGLER (1922) eine durchgehende, vollständige Schichtfolge vom Perm (Haselgebirge) bis ins Nor (Dachsteinkalk).

Als jüngste geologische Kartenunterlage liegt über das Untersuchungsgebiet eine geologische Karte „Eisenerz, Wildalpe und Aflenz“ mit Erläuterungen von SPENGLER & STINY (1926a, b) im Maßstab 1:75.000 vor.

Das Untersuchungsgebiet gehört zum Hochschwabmassiv und zählt in tektonischer Sicht zur Mürzalpen-Decke, die von KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962) als Vielfaziesdecke beschrieben wird (Abb. 1). Sie zeigt eine kalkhochalpine Faziesentwicklung mit sowohl Rifffazies als auch Beckenfazies. Ein Großteil des Untersuchungsgebietes wird nach diesen Vorstellungen der Fölzfazies (SPENGLER 1920) zugerechnet, in der hauptsächlich Wettersteindolomit (sensu SUMMESBERGER 1966) entwickelt ist.

Von E. FABIANI (1980) liegt eine aktuellere Zusammenfassung und eine hydrogeologische Interpretation des Gebietes vor. Neuere hydrologische Daten zum Arbeitsgebiet sind im Quellkataster der Steiermark von E. FABIANI (1996) gesammelt. Für das Gebiet wurde hier auf der Basis der bisherigen Untersuchungen (SPENGLER 1922, SPENGLER & STINY 1926a, b) eine Muldenstruktur interpretiert, die eine unterirdische Wasserscheide im Bereich der Meßnerin vermuten ließ (FABIANI 1980). Über den Bereich der Meßnerin, des Pribitz, des Pribitztörls, der Griesmauer und der Heuschlagmauer sowie über den Trenchtling existieren neue Diplomarbeiten von KÖLBL (1999), HÜBLER (1998) und MERSCHNIK (1998) sowie kleinere Kartierungsberichte von GAWLICK (in Druck), GAWLICK & HÜBLER (in Druck), MERSCHNIK & GAWLICK (1998), MERSCHNIK (in Druck) und KÖLBL (in Druck).

PETRASCHECK et al. (1977) und ERKAN (1977) beschreiben die Gipslagerstätte im Haringgraben, auf welche auch TOLLMANN (1985) eingeht.

Bereits bei den ersten Untersuchungen, die 1996 begannen (GAWLICK in Druck) stellte sich heraus, daß die bisherigen Vorstellungen über die stratigraphische Entwicklung und den tektonischen Bauplan dieses Raumes nicht zu halten waren. Es wurde begonnen, das gesamte Gebiet neu zu kartieren. Die Diplomarbeiten von MERSCHNIK (Juni 1998) und HÜBLER (Dezember 1998) bestätigten die ersten Befunde für das Gebiet zwischen Griesmauer und Pribitz. Weitere Untersuchungen, vor allem im Bereich der Meßnerin von KÖLBL (Oktober 1999) widerlegten endgültig die bisherigen Vorstellungen.

Die Ergebnisse der Arbeiten aus den Jahren 1996-1999 sind hier zusammengefaßt und zeigen, daß der Hochschwab-Südrand im Bereich Tragöß-Oberort aus fünf tektonisch voneinander isolierten Einheiten besteht, die z. T. durch einen tektonischen Schrägzuschnitt gekennzeichnet sind und eine transportierte Metamorphose aufweisen.

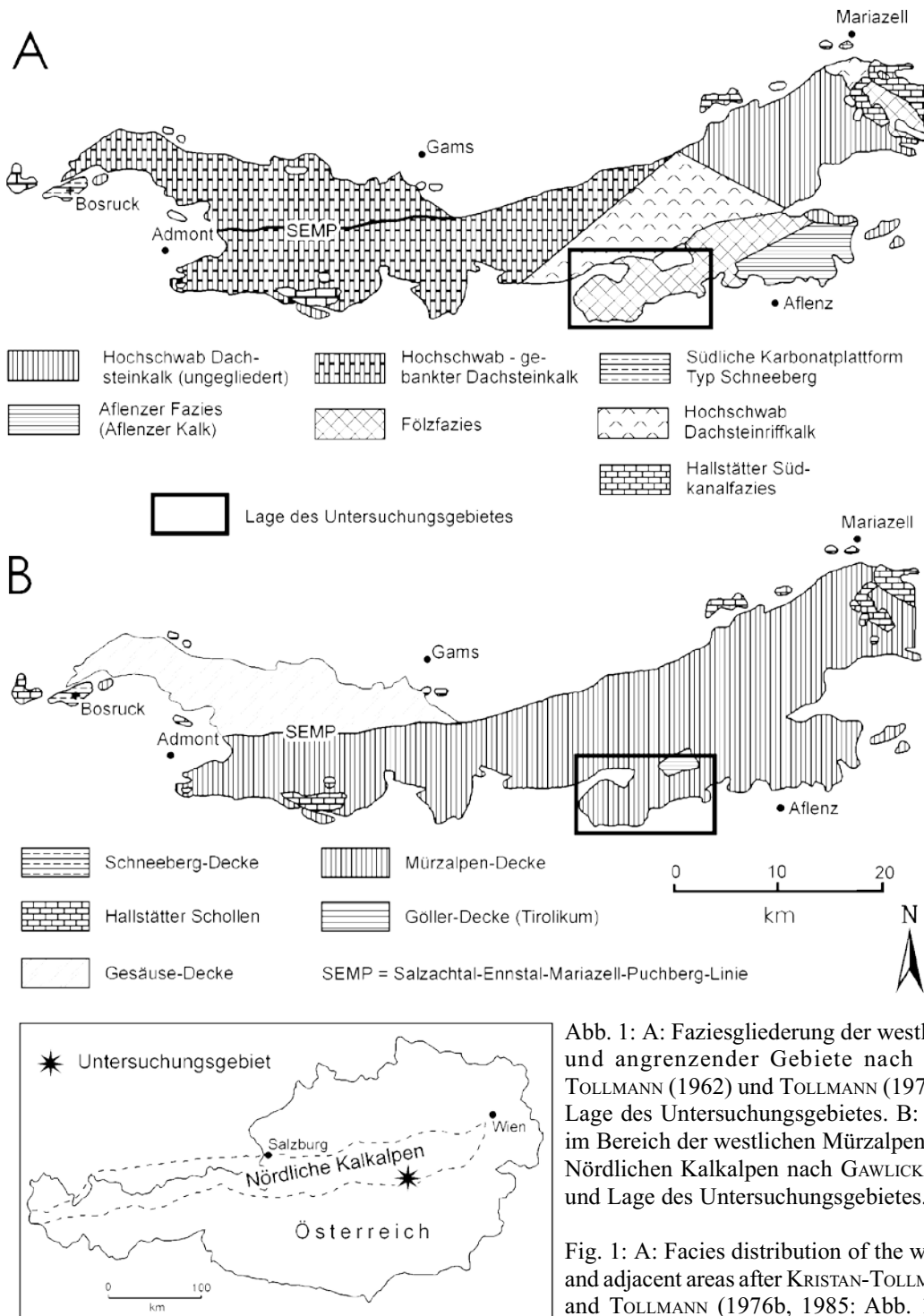


Abb. 1: A: Faziesgliederung der westlichen Mürzalpen-Decke und angrenzender Gebiete nach KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962) und TOLLMANN (1976b, 1985: Abb. 114) und Lage des Untersuchungsgebietes. B: Tektonische Gliederung im Bereich der westlichen Mürzalpen-Decke der südöstlichen Nördlichen Kalkalpen nach GAWLICK et al. (1999), verändert und Lage des Untersuchungsgebietes.

Fig. 1: A: Facies distribution of the western Mürzalpen nappe and adjacent areas after KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962) and TOLLMANN (1976b, 1985: Abb. 114) and study area. B: Tectonic overview of the western part of the Mürzalpen nappe after GAWLICK et al. (1999) and study area.

2. Geographische Lage des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet im Raum Tragöß-Oberort liegt südlich des Hochschwabmassives am Südrand der Nördlichen Kalkalpen (Abb. 1), umfaßt zirka 45 km² und befindet sich auf den Kartenblättern ÖK 101 Eisenerz und ÖK 102 Aflenz/Kurort.

Im nördlichen Bereich liegen die Gebiete der Meßnerin, der

Pribitz und des Pribitztürls, welche im Osten durch die Verbindung Fuchsgraben - Pillsteiner Alm - Grubeck - Haringgraben - Grüner See und im Norden von der Verbindung Josertal - Heinzleralm - Scheideck - Klammboden - Plotschboden - Sonnschönhütte - Rabenkogel - Jassing begrenzt werden (Abb. 2). Die höchsten Punkte markieren der Gipfel der Meßnerin mit einer Höhe von 1835 m AN, das Pribitztürl mit 1584 m AN und der Pribitz mit 1579 m AN. Das nördlich des Präbichl liegende Gebiet der Griesmauer und der Heuschlagmauer wird im Norden vom Jassing-

graben, im Westen von der Griesmauerplan und im Süden durch die Verbindung Hirschebgsattel - Lamingsattel begrenzt. Die höchste Erhebung bildet der Griesmauerkogel mit einer Höhe von 2034 m AN.

Der im südöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes liegende Trenchtling wird nach Süden hin von der Verbindung Lamingsattel - Rötzgraben - Hiaslegg - Tragöß-Oberort - Grüner See begrenzt, wobei der Gipfel des Hochturm mit 2081 m AN den höchsten Punkt markiert.

Die Morphologie des Untersuchungsgebietes ist in den meisten Bereichen als alpin, z. T. sogar als hochalpin zu bezeichnen. Die Karbonatkomplexe sind zum Großteil von nahezu senkrechten Wänden begrenzt, was eine Probenahme bzw. Profilaufnahme hier teilweise unmöglich machte. Ein weiteres Indiz für den Hochgebirgscharakter sind, neben den schroffen Felsen, die mächtigen Schuttfächer unterhalb der Wände. Diese Schuttfächer weisen Hangneigungen zwischen 30° und 40° auf und sind großteils instabil und in Bewegung, was sich durch fehlende Vegetation ausdrückt. In den Bereichen mit Werfener Schichten im Untergrund treten sanftere Geländeformen mit dichter Bewaldung auf.

3. Stratigraphie und Fazies der einzelnen tektonischen Einheiten

3.1. Einheit 1

Einheit 1 besteht aus Alpinem Verrucano und Werfener Schichten und tritt ausschließlich an der Trenchtling Südseite auf. Im Gebiet der Gries- und Heuschlagmauer und Teilen des Pribitz werden die Werfener Schichten der Einheit 3 zugeordnet, wobei in den Bereichen der Meßnerin und des nördlichen Pribitz über die Zugehörigkeit der Werfener Schichten zur Einheit 1 oder Einheit 3 diskutiert werden kann (Abb. 2, Abb. 5 und Abb. 6).

3.1.1. Alpiner Verrucano

Im Süden des Trenchtling, zwischen dem Lamingsattel im Osten und Hiaslegg im Westen tritt Alpiner Verrucano auf. An verschiedenen Stellen sind in den Verrucano z. T. mächtige, polymikte Konglomerate eingelagert (vor allem im Bereich des Sulzenkogels, entlang des Rötzgrabens und zwischen Hiaslegg und Keglangerjagdhütte). Die Mächtigkeit der Konglomeratlagen ist hier stark schwankend. Stellenweise sind bis mehrere zehner Meter mächtige, polymikte Konglomerate (mit bis zu metergroßen Komponenten, meist gut gerundet) in die Schichtfolge eingelagert (z. B. im Bereich des Sulzenkogels). Richtung Norden werden die Konglomeratlagen zum stratigraphisch Hangenden (Werfener Schichten) immer geringmächtiger und die Komponentengröße wird immer kleiner (GAWLICK & HÜBLER in Druck). Der Verrucano stellt die normale sedimentäre Unterlagerung der Werfener Schichten in diesem Bereich dar. Der sedimentäre Übergang zwischen Verrucano und Werfener Schichten erfolgt dabei allmählich, wobei die typischen

Werfener Quarzite nur z. T. auftreten.

3.1.2. Werfener Schichten

Größere Aufschlüsse der Werfener Schichten sind selten (SPENGLER & STINY 1926a, b), da sie einerseits von Karbonatblockschutt überlagert sind und andererseits aufgrund ihrer morphologisch sanften Ausbildung eine dichte Bewaldung aufweisen. Hauptsächlich sind sie in den Einschnitten der Forststraßen und in Bachbetten zu finden.

Im Gebiet nordwestlich der Meßnerin an der Heinzleralm und im Josertal sowie im Südosten im Haringgraben kommt es zum Auftreten von Werfener Schiefen in Form von roten, violetten, grünen oder braun verwitterten, dünn geschichteten, schiefrigen, teilweise tonigen Sandsteinen. Die Werfener Schiefer fallen vom Haringgraben in Richtung Nordwesten ein und unterlagern den Karbonatkomplex der Meßnerin, welcher tektonisch getrennt im Hangenden der Werfener Schichten auftritt. An der Heinzleralm präsentieren sich die Werfener Schichten als steilstehende Schuppe (Abb. 4). Tektonisch liegen die Werfener Schiefer im Bereich der Meßnerin als isolierte Schuppe vor und treten im Liegenden des stratigraphisch älteren Haselgebirges auf (KÖLBLE 1999).

Werfener Schiefer findet man auch als Komponenten in quartären Konglomeraten im Haringgraben und im Bachbett entlang der Klamm und des Klammbodens. Westlich des Klammbodens kommen gut erhaltene Werfener Schiefer vor (HÜBLER 1998). In den Konglomeraten im Haringgraben sind auch Werfener Quarzite zu finden. In Dünnschliffen konnten in Proben im Bereich des Steinbruches im Haringgraben in einem grünen Sandstein Foraminiferen (M83a) und in einem violetten Tonstein Filamente (M83b) erkannt werden (KÖLBLE 1999).

Die tektonische Basis des Trenchtlingzuges und der Heuschlagmauer (vor allem im Süden, z. T. aber auch im Norden) besteht aus Werfener Schichten, die am Kalkalpensüdrand, der Südseite des Trenchtling, von Verrucano unterlagert werden. Der überwiegende Anteil dieser Einheit, welche in diesem Bereich eine Mächtigkeit von 400 bis 500 m erreicht, wird von Werfener Schiefen gebildet. Daneben können teilweise auch Werfener Sandsteine auftreten.

3.2. Einheit 2

Einheit 2 bildet das als isolierte tektonische Schuppe vorliegende Haselgebirge (Abb. 2, Abb. 4, Abb. 5 und Abb. 6).

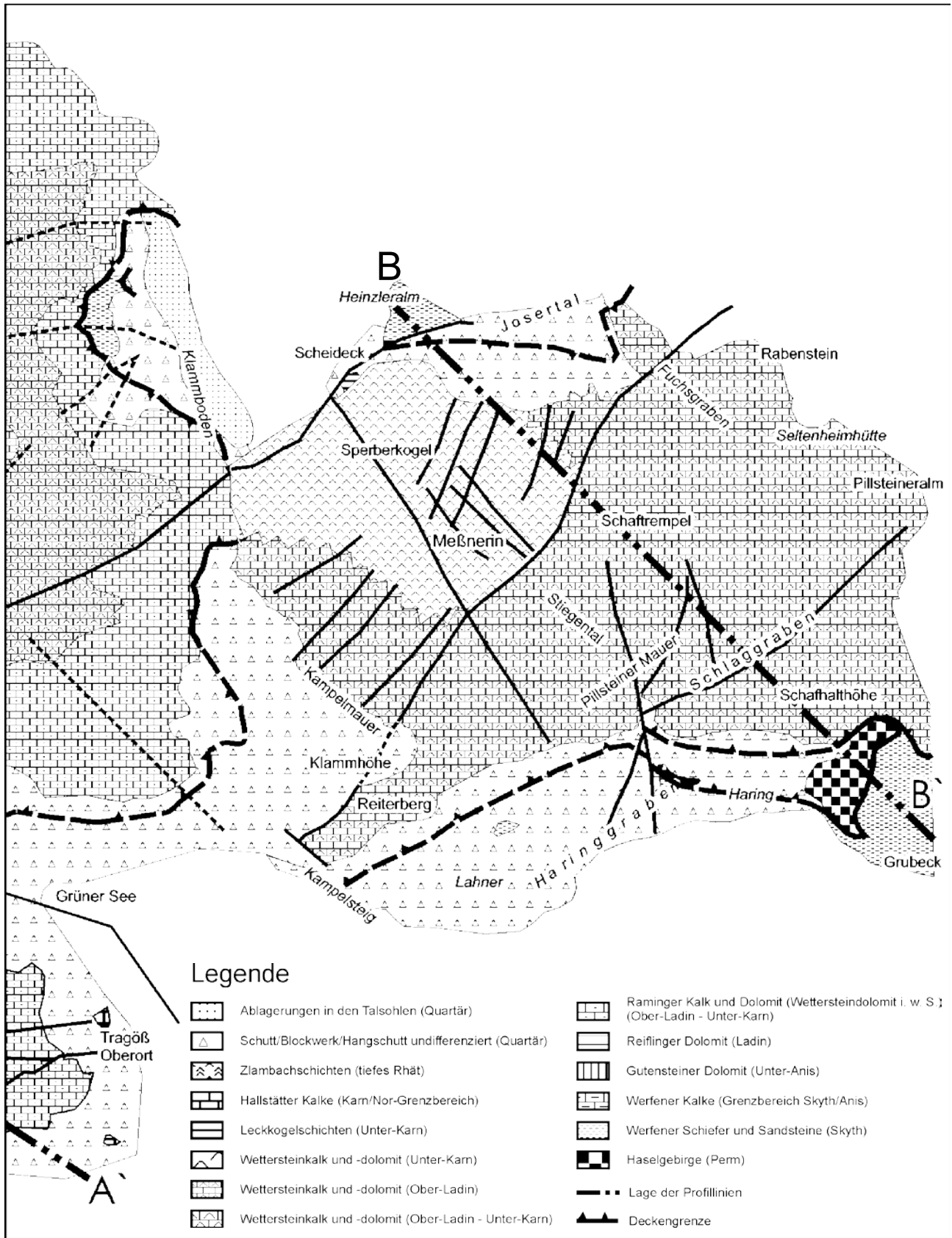
3.2.1. Haselgebirge

Als stratigraphisch älteste Einheit tritt im Haringgraben das permische Haselgebirge in Form einer mächtigen Gips- und Anhydritlagerstätte zu Tage (Abb. 4). Der Bergbau liegt östlich von Tragöß in einer Seehöhe von über 1000 m (KÖLBLE 1999). Diese Lagerstätte (PETRASCHECK et al. 1977) zählt zu den größten Gipslagerstätten Österreichs (TOLLMANN 1985,



Abb. 2: Tektonische und geologische Karte des Untersuchungsgebietes und Lage der Profilinien (Abb. 4).

Fig. 2: Tectonic and geological map of the study area and cross sections (Fig. 4).



EBNER 1997). Aufgrund der Verschuppung am Kalkalpen Südrand tritt in diesem Bereich das stratigraphisch ältere Haselgebirge im Hangenden der jüngeren Werfener Schiefer auf (TOLLMANN 1985). Ein weiterer, wenn auch nur sehr kleiner, Aufschluß von Haselgebirge liegt im Bereich des Fuchsgrabens auf 1055 m Seehöhe, wobei der Gips des Haselgebirges verschuppt mit Werfener Schiefen vorliegt. Westlich der Pfarreralm tritt Haselgebirge in Form eines kleinen Gipsaufschlusses in einer Höhe von 900 m auf. Bohrungen im Jassingtal bestätigen (FABIANI 1980), daß sich das Gipsvorkommen nicht in nördlicher Richtung ausdehnt (vgl. MERSCHNIK 1998 und HÜBLER 1998).

3.3. Einheit 3

Einheit 3 bilden Teile der Werfener Schichten und die Gutensteiner Schichten (Abb. 2, Abb. 5 und Abb. 6).

3.3.1. Werfener Schichten

Im Bereich zwischen Jassing und Russenstraße treten Werfener Schichten in Form von glimmerreichen Tonschiefern und schiefrigen Sandsteinen auf. Westlich und östlich des Pribitztörls kommen die Werfener Schichten sehr gut erhalten vor. Ansonsten findet man die Schiefer entlang der Russenstraße bis in rund 1350 m Seehöhe. In diesen Bereichen konnten nur Werfener Schiefer kartiert werden (HÜBLER 1998).

Im Bereich nordwestlich der Griesmauer überdecken zum Teil Felssturzmaterial und Blockschutt die Werfener Schiefer mit einer Mächtigkeit von wenigen Metern. Die Werfener Schiefer prägen das optische Bild zwischen Frauenmauer und Griesmauer und im Jassingtal (MERSCHNIK 1998). Neben diesem flächenmäßig großem Auftreten der Werfener Schiefer erscheinen sie noch am Lamingsattel und am Hirscheegg-sattel in größerer Verbreitung (Abb. 2). Im übrigen Gebiet sind die Werfener Schiefer von Bergsturzmaterial, Blockschutt oder Moränen überlagert. Südlich des Neuwaldegg-sattels auf 1700 m AN ist an einem Aufschluß das allmähliche Übergreifen des marinen Milieus auf die terrestrisch sedimentierten Werfener Schiefer dokumentiert. Es zeigt sich hier einerseits der deutlich wachsende Karbonat-gehalt in den gebankten Schiefen und andererseits läßt sich eine starke tektonische Überprägung in Form einer ausgeprägten Verfaltung der Schiefer erkennen, was unter anderem auf eine Störungszone schließen läßt.

Untergeordnet sind auch bunte Werfener Kalke anzutreffen, welche das unmittelbar stratigraphisch Liegende der Gutensteiner Schichten bilden. In diesen Werfener Kalken treten untergeordnet auch ooidreiche Kalke auf. Die fossilreichen, dunkelgrauen Kalke können als Biosparite bzw. Rudstones bezeichnet werden. An Biogenen treten in ihnen Brachiopoden, Gastropoden, Foraminiferen, Muscheln und Crinoiden auf. Die Komponenten zeigen teilweise einen „micritic envelope“ (MERSCHNIK 1998).

3.3.2. Gutensteiner Schichten

Die obersten kalkigen Werfener Schichten leiten in die marinen Gutensteiner Schichten des tieferen Anis über (vgl. TOLLMANN 1976b, 1985, GAWLICK 1996). Ein Aufschluß zeigt diesen allmählichen Übergang, anderen Orts fehlt der Kontakt zwischen Werfener Schichten und Gutensteiner Schichten bzw. ist aufgrund der mächtigen Karbonatschutt-überdeckung nicht aufgeschlossen. Im Bereich südlich der Griesmauer kommt ausschließlich Gutensteiner Dolomit vor. Das oben genannte Auftreten befindet sich südlich des Neuwaldegg-sattels in 1700 m AN. Ein weiterer Aufschluß von Gutensteiner Schichten liegt im Bereich Lamingsattel-Hirscheegg-sattel. Das pelsonische Alter und die stratigraphische Eingliederung dieses Aufschlusses ist durch *Gondolella* cf. *bifurcata* erfolgt (GM 30/97).

Im Bereich westlich des Pribitz liegen die Gutensteiner Schichten sowohl kalkig als auch dolomitisch vor und keilen Richtung Norden unter der Pribitzalm aus (HÜBLER 1998).

3.4. Einheit 4

Einheit 4 bilden die Karbonatkomplexe dieses Gebietes. Dazu zählen die Reiflinger Schichten und die Gesteine der Wetterstein Formation i. w. S. sowie die siliziklastisch beeinflussten Leckkogelschichten (Abb. 2, Abb. 5 und Abb. 6).

3.4.1. Reiflinger Schichten

Die hier auftretenden, durch Conodonten belegten, meist dolomitischen Beckensedimente entsprechen nicht den typischen Reiflinger Schichten im klassischen Sinn (sensu TOLLMANN 1985: 31). Eher noch ähneln sie meist lithologisch und mikrofaziell dem Raminger Kalk (LEIN 1989). Um nomenklatorische Zweideutigkeiten auszuschließen, wurden sämtliche Sedimente mit offen marin beeinflusster Entwicklung und unter- bis mittelladinischem Alter als Reiflinger Schichten i. w. S. bezeichnet.

Der Grenzbereich Fassan/Langobard ist im Bereich der Griesmauer durch folgende Conodontenvergesellschaftungen charakterisiert (Tab. 1): *Gladigondolella tethydis*-ME, *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella inclinata*, *Gondolella excelsa* juv., *Gondolella trammeri*, *Gondolella inclinata*, *Gondolella praeungarica* (Proben GM 1/96, GM 5/97 und GM 9/97).

Ab dem Ladin setzt eine pelagisch beeinflusste Entwicklung ein, was u. a. mit der Conodontenfauna *Gladigondolella tethydis*-ME, *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella* cf. *praeungarica*, *Gondolella* cf. *transita*, *Gondolella* cf. *excelsa*, *Gondolella trammeri*, *Gondolella* cf. *pseudolonga* (Proben GM 3/97, GM 8/97, GM 11/97, GM 12/97 und GM 15/97) nachgewiesen ist.

Im Norden des Pribitz treten einheitlich gebankte, zum Teil leicht dolomitisierte Serien auf, die mit Hilfe folgender Conodontenfaunen: *Gladigondolella tethydis*-ME, *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella excelsa*, *Gondolella* cf. *constricta* und *Gondolella pseudolonga* in das tiefere

Ladin eingestuft werden konnten (Proben PR 31/97 und PR 32/97).

Diese offen marin beeinflusste Entwicklung muß über das Fassan hinausgehend bis in das höhere Langobard bestanden haben, was ebenfalls durch Conodontenfaunen belegt wird: *Gladigondolella tethydis*-ME, *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella inclinata*, *Gondolella trammeri* (Probe GM 4/97).

Im Bereich der Griesmauer und der Heuschlagmauer tritt der Verzahnungsbereich zwischen Wettersteindolomit (Raminger Dolomit) mit dolomitisierten Beckensedimenten des Ladin im untersten Teil der Wände beinahe rund um den Griesmauer-Heuschlagmauer Komplex herum auf und führt dort *Gladigondolella tethydis* und das *Gladigondolella tethydis*-ME, bzw. am Gipfel der TAC-Spitze in einer Höhe von 2019 m AN in der Probe GM 6/97 *Gladigondolella tethydis*, das *Gladigondolella tethydis*-ME und *Gladigondolella malayensis* (Ober-Ladin).

Die Schiffe zeigen einen Biomikrit bzw. einen Wackestone. Der Mikrit ähnelt aufgrund von sekundärer Kornvergrößerung, die bei der Dolomitisierung entstanden ist, sehr einem sparitischen Zement. Die Fauna dieser Beckensedimente besteht überwiegend aus Filamenten. Diese primär aragonitischen Biogene sind zur Gänze rekristallisiert.

In der geologischen Karte werden alle Varietäten als

Reifflinger Schichten zusammengefaßt, gleich ob pelagische, offen marine Fazies oder Slopefazies. Im Gelände ist keine einheitliche oder exakte Trennung des Verzahnungsbereiches zwischen Reifflinger Schichten und dem Wettersteindolomit bzw. Raminger Dolomit möglich.

Weiter im Süden im Bereich des Pribitz, konnten Reifflinger Schichten des tieferen Ladin allerdings nicht mehr nachgewiesen werden. Im Bereich des Pribitz sind die zum Teil dolomitisiert vorliegenden Beckensedimente immer mit grobkörnigen, Riffdetritus führenden Bänken vergesellschaftet, die oberladinischen bis unterkarnischen Alters sind. Diese können deshalb als „Raminger Formation“ (sensu LEIN 1989) bezeichnet werden. Es zeigt sich, daß die Schichtfolge mit Reifflinger Schichten ab dem Fassan nur im Norden auftreten, während die unterladinischen Reifflinger Schichten im Bereich des Pribitz und im Bereich der Meßnerin tektonisch bedingt nicht vorkommen.

3.4.2. Wettersteinkalk/-dolomit und Raminger Formation (Kalk und Dolomit)

Der Großteil des Untersuchungsgebietes wird von den Karbonaten der Wetterstein Formation dominiert, wobei kaum reine Kalke oder reine Dolomite auftreten (Abb. 2). Vor allem im Gipfelbereich der Meßnerin und des Pribitz

Probennummer	Stratigraphische Einstufung	Fauna
PR 31/97	Anis/Ladin-Grenzbereich	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gondolella excelsa</i> (MOSHER 1968), <i>Gondolella cf. constricta</i> MOSHER & CLARK 1965. CAI-Wert: 5.5.
PR 32/97	tiefere Fassan	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gondolella pseudolonga</i> KOVÁCS, KOZUR & MIETTO 1980. CAI-Wert: 5.5-6.0.
GM1/96	Grenzbereich Fassan/Langobard	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983, <i>Gondolella excelsa</i> juv. MOSHER 1968, <i>Gondolella trammeri</i> KOZUR 1972. CAI-Wert: 5.5-6.0.
GM3/97	Langobard 1	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gondolella cf. praehungarica</i> KOVÁCS 1994. CAI-Wert: 6.0.
GM4/97	basales Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983, <i>Gondolella trammeri</i> KOZUR 1972. CAI-Wert: 5.5.
GM5/97	Langobard 1	<i>Gondolella trammeri</i> KOZUR 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983, <i>Gondolella praehungarica</i> KOVÁCS 1994. CAI-Wert: 5.5.
GM8/97	höheres Fassan	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gondolella cf. transita</i> KOZUR & MOSTLER 1971, <i>Gondolella cf. excelsa</i> MOSHER 1968. CAI-Wert: 5.5-6.0.
GM9/97	Grenzbereich Fassan/Langobard	<i>Gondolella trammeri</i> KOZUR 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gondolella praehungarica</i> KOVÁCS 1994. CAI-Wert: 6.0.
GM11/97	höheres Fassan	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gondolella trammeri</i> KOZUR 1972, <i>Gondolella cf. excelsa</i> MOSHER 1968. CAI-Wert: 5.5-6.0.
GM12/97	höheres Fassan	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gondolella trammeri</i> KOZUR 1972, <i>Gondolella transita</i> KOZUR & MOSTLER 1971. CAI-Wert: 5.5-6.0.
GM15/97	vermutlich höheres Fassan	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gondolella cf. transita</i> KOZUR & MOSTLER 1971 oder <i>Gondolella cf. pseudolonga</i> KOVÁCS, KOZUR & MIETTO 1980, <i>Gondolella excelsa</i> MOSHER 1968. CAI-Wert: 5.5.
GM30/97	Anis (Pelson)	<i>Gondolella cf. bifurcata</i> BUDUROV & STEFANOV 1972. CAI-Wert: 5.5.
Tr 6/97	Fassan/Langobard Grenzbereich?	<i>Gondolella cf. inclinata</i> KOVÁCS 1983, <i>Gondolella cf. excelsa</i> MOSHER 1968. CAI-Wert: 6.0.

Tab. 1: Stratigraphische Daten und CAI-Werte aus dem Bereich der Gutensteiner Schichten und der Reifflinger Schichten.

Tab. 1: Stratigraphic data and CAI values of the Gutenstein Formation and the Reiffling Beds.

kommt es zum Auftreten von Riffgesteinen, während die morphologisch tieferen Einheiten dieser Bereiche und die Gebiete des Trenchtling, der Griesmauer und der Heuschlagmauer von riffnahen Gesteinen und Slopesedimenten, die sich teilweise mit Beckensedimenten verzahnen, gekennzeichnet sind. Der Großteil der Dolomite und Kalke ist massig ausgebildet, während die Gesteine der Raminger Formation als Wechsellagerungen von grobem Riffschutt und pelagischen Lagen auftreten. Die Unterscheidung zwischen den oft geschichteten, meist aber massig ausgebildeten Gesteinen der Raminger Formation und reinen Riffschuttsedimenten der Wettersteinkarbonatplattform ist aufgrund der starken Dolomitisierung, den zahlreichen Querstörungen, der Vegetation in Form von Latschen, Wald und Wiesen sowie durch die schwierige Zugänglichkeit weiter Teile des Gebietes kaum möglich.

Im Bereich der Meßnerin kann die pelagische Entwicklung des höheren Ladin anhand der Conodontenfaunen (Tab. 2) *Gladigondolella tethydis*-ME, *Gladigondolella tethydis*, *Gladigondolella malayensis*, *Gondolella inclinata*, *Neocavitella tatriva*, *Gondolella foliata*, *Hindeodella triassica*, *Gondolella tadpole*, *Budurovignathus diebeli*, *Neocavitella cavitata* und *Gondolella polygnathiformis* nachgewiesen werden (Proben M4, M6, M7, M9, M10, M11, M12, M14, M19, M20, M22, M26, M27, M28, M40, M42, M46, M50, M51, M54, M55, M58, M59, M63, M65, M79, M80 und M81). Durch die weitere Progradation der Wettersteinkarbonatplattform folgen im Hangenden der Raminger Formation die oberladinischen Ablagerungen des Wettersteindolomites. Diese sind in den tieferen Bereichen als Vorslopesedimente und in den höheren Anteilen als Riffgesteine in situ ausgebildet.

Der Biogeninhalt dieser Einheiten setzt sich vorwiegend aus Schwämmen, Algen, Muscheln bzw. Filamenten, Crinoiden, Foraminiferen, Fischzähnen, Korallen, Tubiphyten, Ostracoden, Brachiopodenschalen, Radiolarien und Gastropoden zusammen.

Innerhalb dieser oberladinischen Ablagerungen des Wettersteindolomites kommt es im Bereich der Meßnerin zum Auftreten von Verkarstungserscheinungen in Form von braunen, sandigen Spaltenfüllungen. Das Alter der Verkarstung entspricht der Ladin/Karn Grenze, da in den unterkarnischen Karbonaten der Wetterstein Formation diese Spaltenfüllungen vollkommen fehlen. Es handelt sich dabei also nicht um unterkarnische Spaltenfüllungen des Raibler Niveaus. Auch erwiesen sich diese Spaltenfüllungen als eine große Hilfe bei den Kartierungsarbeiten, da durch sie die makroskopische Unterscheidung zwischen den oberladinischen und unterkarnischen Gesteinen der Wetterstein Formation ermöglicht wurde.

Die Ladin/Karn Grenze kann als Transgressive Systems Tract interpretiert werden, wobei ab diesem Zeitpunkt wieder Gesteine der Raminger Formation i. w. S. zur Ablagerung gelangen. Die Basis dieser Entwicklung ist durch eine Halobienlumachelle, die Conodonten führt, belegt (Probe M65). Somit zeichnet sich im Unter-Karn nach dieser neuerlichen Transgression eine zweite Progradation der Wettersteinkarbonatplattform ab (KRYSZYN & LEIN 1996). Diese in Rifffazies ausgebildeten Kalke umfassen stratigraphisch das Jul 1 (*Gladigondolella tethydis*-ME, *Gladigondolella tethydis*, *Neocavitella tatriva*, *Gondolella*

inclinata, *Budurovignathus mostleri*, *Gondolella polygnathiformis*, *Gondolella foliata*, *Gondolella auriformis*; Proben M13, M15a, M16, M35, M36, M37, M52, M66 und M67) und sind im Hangenden der pelagisch beeinflussten Schuttsedimente durch das Auftreten von riffbildenden Kalkalgen und Schwämmen, Crinoiden, Muschelschalen, Gastropoden, Tubiphyten, *Diplotremina* sp., *Tubiphytes* sp., Foraminiferen, Ostracoden und Brachiopoden charakterisiert.

Das Auftreten dieser Einheit beschränkt sich auf den Gipfelbereich der Meßnerin über den Sperberkogel bis zum Scheideck (Abb. 2). In der geologischen Karte ist diese Einheit als Wetterstein Formation (Unter-Karn) dargestellt. In den hangendsten Bereichen konnte mit der Probe M13 das Jul 1/2 nachgewiesen werden.

Im Gegensatz zu den Gesteinen der Raminger Formation, welche teilweise geschichtet vorliegen, sind die Wettersteinkalke und -dolomite meist massig ausgebildet. Dadurch ist es unmöglich, die Lagerungsverhältnisse direkt im Gelände zu erfassen. Aus den stratigraphischen Daten kann im Bereich der Meßnerin ein generelles Schichtfallen in Richtung Nordwesten zum Scheideck und zur Heinzleralm nachgewiesen werden (Abb. 4). Im Bereich Scheideck tritt im Hangenden auch die Überlagerung durch die Leckkogelschichten auf. Besonders deutlich erkennbar ist die generelle Verjüngung des Schichtbestandes von Südosten nach Nordwesten an der Südwestseite der Meßnerin entlang der Wände der Kampelmauer, den Bereichen Fenster und „In der Klausen“ bis zum Ende der Klamm (Proben M16, M28, M35, M36, M37, M40, M42, M51 und M52). Die stratigraphisch ältesten Proben innerhalb der Karbonatabfolge findet man vor allem im Süden entlang des Reiterberges, der Pillsteiner Mauer, des Schlaggrabens und der Schafalthöhe. All diese Proben geben im großen und ganzen Ober-Ladin als Alter an (KÖLBL 1999).

Im gesamten Bereich des Pribitz und Pribitztörl treten an der morphologischen Basis, dabei besonders im Osten, Kalke und Dolomite der Raminger Formation in z. T. großer Mächtigkeit auf. Der Biogeninhalt dieser Gesteinsserie besteht, wie im Bereich der Meßnerin vorwiegend aus Crinoiden, Foraminiferen, Fischzähnen, Gastropoden, Muscheln bzw. Filamenten, Schwämmen und Algenresten. Aus den Conodontenproben läßt sich, wie im Bereich der Meßnerin, eine neuerliche Progradationsphase der Wettersteinkarbonatplattform nach einer erneuten Transgression im Unter-Karn ableiten (PR 16/97, PR 22/97, PR 24/97, PR 25/97, PR 37/97, PR 38/97, PR 49/98, PR 50/98 und PR 51/98).

Die Kalke und Dolomite der Raminger Formation werden im Hangenden von den massigen Riffgesteinen und riffnahen Gesteinen des Wettersteinkalkes und -dolomites im engeren Sinn überlagert. Litho- und mikrofaziell ist die Wetterstein Formation durch das Auftreten verschiedener Riffbildner gekennzeichnet, wobei Kalkalgen und Schwämme den Biogeninhalt dominieren (vgl. OTT 1967, FLÜGEL et al. 1991/92, PIROS et al. 1994, LOBITZER 1990). Diese können biostratigraphisch dem Unter-Karn zugeordnet werden. Dabei ist der Wettersteinkalk meist massig ausgebildet und zeigt keine Schichtung, so daß in weiten Bereichen des Pribitz die Lagerungsverhältnisse aufgrund der massigen Ausbildungen des Gesteins nicht erfaßt werden

können.

Wie im Bereich der Meßnerin kommt es auch im Gebiet des Pribitz, vor allem südlich der Sonnschienalm, zum Auftreten der fossilen Verkarstung in Form von meist braunen, sandigen Spaltenfüllungen innerhalb der oberladinischen Ablagerungen der Wetterstein Formation. Das Alter dieser Verkarstung entspricht der Ladin/Karn Grenze. In den unterkarnischen Gesteinen der Wetterstein Formation treten diese Spaltenfüllungen nicht auf.

Litho- und mikrofaziell ist der Wettersteinkalk des Pribitz durch das Auftreten verschiedener Riffbildner (*Ladinella* sp., *Poikoporella* sp., *Baccanella* sp., *Girvanella* sp., *Vesicocaulis* sp., *Cayeuxia* sp., *Dasycladicea* sp.; Proben PR 6/97, PR 33/97, PR 34/97, PR 36/97, PR 40/97 und PR 42/97) gekennzeichnet.

Diese Formation mit ständigem Wechsel zwischen kalkigem Dolomit und dolomitischem Kalk wird durch die Conodontenfaunen *Gondolella inclinata*, *Gladigondolella tethydis*-ME, *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella polygnathiformis*, *Neocavitella tatica*, *Budurovignathus diebeli*, *Budurovignathus* cf. *mungoensis*, *Gladigondolella* cf. *malayensis* (Proben PR 16/97 PR 22/97 PR 37/97 PR 38/97 PR 49/98 PR und 50/98) belegt. Dabei stammen sämtliche Conodontenfunde aus dem Verzahnungsbereich zwischen der Raminger Formation und der Wetterstein Formation. Diese bedeckt weite Teile des Pribitz-Komplexes, hier vor allem die morphologisch hangendsten Teile. Dabei erstreckt sich die Wetterstein Formation von der Pribitzalm bis fast zur Sonnschienalm (Abb. 2), (HÜBLER 1998).

Auch im Bereich der Gries- und der Heuschlagmauer treten die Sedimente der Raminger Formation mit einem stratigraphischen Umfang von Langobard 2 bis Jul 1 auf. Im stratigraphischen höheren Teil schalten sich vermehrt riffdetritusreiche Bänke in die Schichtfolge ein, was die Progradation der Wettersteinkarbonatplattform andeutet. Der Großteil der Riffschuttgesteine liegt in dolomitisierter Form vor. Dieser Dolomit besitzt eine zumeist weiße bis hellgraue Farbe und ist wie im übrigen Untersuchungsgebiet zumeist massig ausgebildet. Trotz der mächtigen Sedimentserie ist es unmöglich, Kriterien für eine Untergliederung innerhalb der Wetterstein Formation i. w. S. herauszuarbeiten.

An Fossilien treten im Bereich der Gries- und der Heuschlagmauer *Tubiphytes obscurus* (MASLOV 1956), Bruchstücke von Algen, Korallen und Kalkschwämmen auf. Die Conodontenfunde blieben in den Riffschuttgesteinen zumeist aus, einzig *Gladigondolella tethydis*-ME und *Gladigondolella tethydis* waren vertreten (MERSCHNIK 1998). Im Bereich Lamingalm und der Trenchtling Nordostseite zwischen Lamingalm-Zirbeneben-Pfarrerlacke, dominieren allodapische Riffdetritusdolomite mit feinkörnigen Zwischenlagen, die in diesem Bereich allerdings eher untergeordnet auftreten. Die lithofazielle Variationsbreite entspricht weitgehend der von den weiter im Süden gelegenen Bereichen des Trenchtlingzuges. Dolomitisierte Beckensedimente treten nur im Bereich der Lamingalm auf. In

höheren Lagen dominieren Riff- bzw. Riffschuttsedimente, die Richtung Zirbeneben immer grobkörniger werden.

Im Bereich Tragöß-Oberort, Trenchtling Ostseite zwischen Kohlerle-Grünanger-Pfarrerlacke dominieren vor allem oberladinische bis unterkarnische Riffdetritusdolomite mit feinkörnigen Zwischenlagen. Daneben treten dolomitisierte oberladinische und unterkarnische Beckensedimente auf. Die einzelnen Dolomite sind meist hell- bis mittelgrau, die Schichtung ist meist nur sehr undeutlich entwickelt bzw. durch die Dolomitisierung weitgehend verwischt worden, sodaß das Gestein im Regelfall massig wirkt.

Im Bereich Hiaslegg-Tragöß-Oberort, Trenchtling Südostseite zwischen Hiaslegg-Roßboden-Grüner See treten an der Basis der oberladinischen bis unterkarnischen Riffdetritusdolomite (allodapisch) mit feinkörnigen Zwischenlagen vor allem Werfener Schichten auf, die sich talwärts bis zum Meistergut erstrecken und die die Karbonate der Wettersteinkarbonatplattform tektonisch unterlagern. Die Aufschlußverhältnisse sind in den bewaldeten Hängen der Trenchtling Südostseite sehr schlecht, auch im Bereich der hier häufigen Forstwege ist die Aufschlußsituation ungünstig.

3.4.3. Raibler Schichten/Leckkogelschichten

Im Bereich der Meßnerin treten solche sandigen Tonschiefer in Wechsellagerung mit feinkörnigen Kalken in der Nähe des Scheidecks (Probe M15b, Abb. 2) auf. Allerdings existiert nur ein sehr kleiner Aufschluß mit anstehendem Gestein, da dieser Bereich von einer relativ mächtigen Bodenbildung überlagert wird. Im Dünnschliff konnten auch Radiolarien und Ostracoden in den sandigen Tonschiefern und mikritischen Kalken erkannt werden. In unmittelbarer Nähe zu Probe M15b konnten die hangendsten Partien der Wettersteinkarbonatplattform auf Jul 1 b (*Gladigondolella tethydis*, *Gladigondolella tethydis*-ME, *Gondolella auriformis*) datiert werden (Probe M13). Die Leckkogelschichten stellen somit im Untersuchungsgebiet das stratigraphische höchste Schichtglied der Einheit 4 dar.

3.5. Einheit 5

Einheit 5 repräsentieren die Hallstätter Kalke und die Zlambachschichten (Tab. 3, Abb. 2, Abb. 5 und Abb. 6).

3.5.1. Hallstätter Kalke

Ein Vorkommen von Hallstätter Kalken findet man an der Trenchtling Südseite. Nördlich der Pflögalm tritt neben Werfener Schichten ein massiger, stark metamorph überprägter mitteltriassischer Hallstätter Kalk (HS 1/97: feinkörnige, glimmerführende Mikrite. Alter: ?höheres

Tab. 2: Stratigraphische Daten und CAI-Werte aus dem Bereich der Wetterstein Formation i. w. S.

Tab. 2: Stratigraphic data and CAI values of the Wetterstein Formation.

Probennummer	Stratigraphische Einstufung	Fauna
PR 16/97	Ober-Ladin bis Unter-Karn	<i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983. CAI-Wert: 5.5-6.0.
PR 22/97	Langobard bis Jul	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983. CAI-Wert: 5.5-6.0.
PR 24/97	Ladin, vermutlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella</i> cf. <i>tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 5.5.
PR 25/97	Ladin, vermutlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 5.5-6.0.
PR 28/97	Ladin, vermutlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
PR 29/97	Ladin, vermutlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella</i> cf. <i>tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 5.5-6.0.
PR 33/97		unbestimmbar. CAI-Wert: 6.0.
PR 37/97	tiefes Jul	<i>Gondolella polygnathiformis</i> BUDUROV & STEFANOV 1965, <i>Neocavitella tatraca</i> SUDAR & BUDUROV 1979, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983, <i>Budurovignathus diebeli</i> . CAI-Wert: 6.0.
PR 38/97	Langobard 1 bis 3	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Budurovignathus</i> cf. <i>mungoensis</i> DIEBEL 1956, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983. CAI-Wert: 6.0.
PR 49/98	Langobard 2 bis Unter-Karn (Jul)	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella</i> cf. <i>malayensis</i> NOGAMI 1968.
PR 50/98	Langobard 2 bis Unter-Karn (Jul)	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella</i> cf. <i>malayensis</i> NOGAMI 1968.
PR 51/98	Ladin, vermutlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.
PR 55/98	Ladin, vermutlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.
GM6/97	Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972 <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella malayensis</i> NOGAMI 1968. CAI-Wert: 5.5.
GM7/97	Ladin, vermutlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.
GM10/97	Ladin, vermutlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gondolella</i> sp.
GM13/97	Ladin, vermutlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.
GM17/97	Ladin, vermutlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 5.5 -6.0.
GM18/97	Ladin, vermutlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.
GM20/97	Ladin, vermutlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958. CAI-Wert: 5.5.
GM21/97	Ladin, vermutlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958. CAI-Wert: 5.5.
M4	Ladin - U.-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
M6	Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella malayensis</i> NOGAMI 1968, durch Deformation nicht zu entscheiden: <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983 oder <i>Gondolella polygnathiformis</i> BUDUROV & STEFANOV 1965. CAI-Wert: 6.0.
M7	Ladin - U.-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
M9	Ober-Ladin - Unter-Karn	Juvenile <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983. CAI-Wert: 6.0.
M10	Ober-Ladin - Jul	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983. CAI-Wert: 6.0.
M11	Ober-Ladin - Unter-Karn	<i>Neocavitella tatraca</i> SUDAR & BUDUROV 1979, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
M12	Ober-Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gondolella foliata</i> BUDUROV 1975, <i>Neocavitella tatraca</i> SUDAR & BUDUROV 1979. CAI-Wert: 6.0.
M13	Jul 1 b	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gondolella auriformis</i> KOVÁCS 1977. CAI-Wert: 6.0
M14	Mittel- bis Ober-Trias	<i>Hindeodella triassica</i> MÜLLER 1956. CAI-Wert: 6.0
M15a	Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0
M16	Jul 1/1	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Neocavitella tatraca</i> SUDAR & BUDUROV 1979, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983, <i>Budurovignathus mostleri</i> KOZUR, <i>Gondolella polygnathiformis</i> BUDUROV & STEFANOV 1965. CAI-Wert: 6.0.
M19	Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER. CAI-Wert: 6.0.
M20	Ober-Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 5.5-6.0.
M22	Ober-Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 5.5-6.0.
M26	Jul	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gondolella tadpole</i> HAYASHI 1968. CAI-Wert: 6.0.
M27	Ober-Ladin - Jul	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983. CAI-Wert: 6.0

M28	Ladin-Karn-Grenzbereich	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Budurovignathus diebeli</i> KOZUR & MOSTLER. CAI-Wert: 6.0.
M35	Ober-Ladin - Unter-Karn	<i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983. CAI-Wert: 6.0.
M36	Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 5.5-6.0.
M37	Ober-Ladin - Jul	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983. CAI-Wert: 6.0.
M40	Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 5.5-6.0.
M42	Ober-Ladin - Jul	<i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
M46	Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
M50	Ober-Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Neocavitella tetrica</i> SUDAR & BUDUROV 1979. CAI-Wert: 6.0.
M51	Ober-Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella malayensis</i> NOGAMI 1968, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 5.5-6.0.
M52	Jul	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gondolella polygnathiformis</i> BUDUROV & STEFANOV 1965. CAI-Wert: 6.0.
M54	Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
M55	Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
M58	Ober-Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983, <i>Neocavitella tetrica</i> SUDAR & BUDUROV 1979. CAI-Wert: 6.0.
M59	Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
M63	höchstes Ladin bis Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gondolella foliata</i> BUDUROV 1975, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983. CAI-Wert: 6.0.
M65	Ober-Ladin - Jul	<i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
M66	Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
M67	Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gondolella foliata</i> BUDUROV 1975. CAI-Wert: 5.5-6.0.
M79	Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
M80	Grenze Ladin/Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983, <i>Neocavitella cavitata</i> SUDAR & BUDUROV 1979, <i>Gondolella polygnathiformis</i> BUDUROV & STEFANOV 1965. CAI-Wert: 6.0.
M81	Grenze Ladin/Karn	<i>Gondolella polygnathiformis</i> BUDUROV & STEFANOV 1965. CAI-Wert: 6.0.
LM 7/97	Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958. CAI-Wert: 6.0.
Tr 1a/97	Ober-Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983. CAI-Wert: 6.0.
Tr 2/97	Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
Tr 2a/97	Ober-Ladin - tiefstes Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983, <i>Budurovignathus mungoensis</i> DIEBEL 1956. CAI-Wert: 5.5-6.0.
Tr 3/97	Ober-Ladin	<i>Ozarkodina</i> sp.
Tr 7/97	Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
TR 14/97	Unter-Karn	<i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Neocavitella tetrica</i> SUDAR & BUDUROV 1979, <i>Gondolella</i> cf. <i>polygnathiformis</i> BUDUROV & STEFANOV 1965. CAI-Wert: 6.0.
TR 14a/97	Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Neocavitella tetrica</i> SUDAR & BUDUROV 1979, <i>Gondolella</i> cf. <i>polygnathiformis</i> BUDUROV & STEFANOV 1965. CAI-Wert: 5.5-6.0.
Hi 1/97	wahrscheinlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958. CAI-Wert: 6.0.
Hi 3/97	wahrscheinlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958. CAI-Wert: 6.0.
Hi 7/97	wahrscheinlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958. CAI-Wert: 6.0.
Ta 22/97	höchstes Ober-Ladin - Unter-Karn	<i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983, <i>Gondolella tadpole</i> HAYASHI 1968. CAI-Wert: 6.0.
Ta 24c/97	wahrscheinlich Ober-Ladin	<i>Gondolella</i> cf. <i>inclinata</i> KOVÁCS 1983. CAI-Wert: 6.0.
Pra 24/97	wahrscheinlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
Pra 29/97	wahrscheinlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983. CAI-Wert: 6.0.

Fassan. Conodonten: *Gondolella* sp., *Gondolella excelsa*, *Gladigondolella tethydis*-ME und *Gladigondolella tethydis*) auf (GAWLICK & HÜBLER in Druck).

Im Bereich westlich des Pribitz, am Fuße der steil aufragenden Felswände konnte ein kleines Vorkommen von grauen, massig ausgebildeten Hallstätter Kalken (biogenführender Mikrit) des Karn/Nor-Grenzbereiches aufgefunden werden. Es handelt sich dabei um einen tektonischen Span der zwischen Gutensteiner Dolomit und den Raminger Schichten steckt. Mit der in der Probe PR 61/97 erhaltenen Conodontenfauna *Metapolygnathus* sp. konnte Hallstätter Kalk aus dem Karn/Nor-Grenzbereich nachgewiesen werden (HÜBLER 1998).

3.5.2. Zlambachschichten

Östlich des Pribitztörls treten diese Gesteinsserien in der Nähe des Klammbodens als dunkelgraue, braun verwitternde, weiche Mergel mit zwischengeschalteten Kalken, die im Dezimeterbereich gebankt sind, auf und können durch die Probe PR 56/98, die *Misikella* sp. enthält,

men. Der obere Teil der Schuttfächer ist nicht bewachsen und ist aktiv in Bewegung. Die unteren Bereiche der Schuttfächer, meist in etwas geringerer Neigung ausgebildet, sind hingegen zum größten Teil von Vegetation bedeckt und stellen somit den inaktiven Teil dar. Die bewaldeten Bereiche zeigen aber deutlich ausgebildeten Säbelwuchs, was auf eine zwar geringe, aber doch stetige, kriechende, Talwärtsbewegung dieser Schuttkegel hinweist. Die Größe der Komponenten ist sehr unterschiedlich und liegt im Zentimeter- bis Dezimeterbereich, wobei die gröberen Partien grundsätzlich die stabilere Form der Schuttfächer darstellt, was sich auch in der größeren Hangneigungen dieser Kegel ausdrückt. Die Mächtigkeiten der Schuttkegel können mehrere Zehnermeter erreichen, wobei sie zu den morphologisch tieferen Bereichen hin zunimmt.

Im Norden zum Josertal hin sind die Schuttfächer etwas geringermächtig ausgebildet und es gibt Bereiche, in denen die Schuttfächer von bewachsenen, relativ stabilen Hangschuttkörpern unterbrochen werden. Zur Heinzleralm hin treten im Hangschutt neben dem Kalk- und Dolomitschutt immer wieder Komponenten der sich im Untergrund befindenden Werfener Schiefer auf. Die

Probennummer	Stratigraphische Einstufung	Fauna
PR 56/98	Rhät	<i>Misikella</i> sp. CAI-Wert: hoch.
PR 61/97	Karn/Nor Grenze	<i>Metapolygnathus</i> sp. CAI-Wert: 5.5-6.0.
HS 1/97	?höheres Fassan	<i>Gondolella</i> sp., <i>Gondolella excelsa</i> MOSHER 1968, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958. CAI-Wert: 6.0.

Tab. 3: Stratigraphische Daten und CAI-Werte aus dem Bereich der Hallstätter Salzbergfazies.

Tab. 3: Stratigraphic data and CAI values of the Hallstatt limestones.

belegt werden. Der Aufschluß liegt in einem Bachbett direkt an einer Forststraße und erstreckt sich über eine Fläche von 4 m x 3 m.

3.6. Quartär

Ein großer Teil des Untersuchungsgebietes ist von Quartär bedeckt, wobei man zwischen Schuttfächern, Bergsturzmaterial, Hangschutt, Moränen, fluvioglazialen Ablagerungen und postglazialen Talfüllungen zu differenzieren hat (Abb. 2).

Vor allem im Norden und Südwesten der Meßnerin, an der Ost-, Süd- und Westseite des Pribitz, an der Trenchtling Nord- und Ostseite und rund um den Komplex der Gries- und Heuschlagmauer, kommt es zum Auftreten von riesigen Schuttfächern mit teilweise mehreren hundert Meter Höhendifferenz und einer Hangneigung von 30-40°. Bei diesen Lockerablagerungen handelt es sich um Kalk- und Dolomitschutt der darüberliegenden Wände der Wettersteinkarbonatplattform i. w. S. Daneben sind aber vereinzelt auch Sand- und Siltsteinkomponenten aus dem Ladin/Karn Grenzbereich zu beobachten, die aus Spalten- bzw. Karstfüllungen innerhalb der Karbonatplattformsedimente stam-

Schuttkörper sind in diesem Bereich aufgrund der geringeren Neigung stabil und dicht bewaldet, Säbelwuchs tritt nur in den höheren Bereichen am Fuße der Wände auf, wo die Schuttkegel noch größere Hangneigungen aufweisen (KÖLBL 1999).

Im Bereich der Jassing, dem Pribitztal und entlang der Russenstraße ist die Schuttbildung der darüberliegenden Kalk- bzw. Dolomitwände zum Teil so groß, daß weite Hangbereiche der Werfener Schiefer vom Schutt überdeckt sind und diese dadurch in morphologisch höheren Bereichen zum Teil vollkommen überdeckt werden. Ein sehr ähnliches Bild zeigt sich im Bereich des Klammbodens (HÜBLER 1998) und im Bereich der Gries- und Heuschlagmauer (MERSCHNIK 1998).

Am Fuße dieser Schuttfächer im Südwesten der Meßnerin befindet sich eine hügelige Landschaft aus grobem Kalk- und Dolomitschutt. Diese Schuttmassen sind als schlecht sortierte postglaziale Bergsturzmassen anzusprechen, welche sowohl von der Meßnerin, als auch vom Pribitz stammen und ebenfalls Mächtigkeiten von mehreren Zehnermetern erreichen.

Im Haringgraben treten keine Schuttfächer, wie sie oben beschrieben wurden, auf. Hier dominieren bis zu mehrere Zehnermeter mächtige Hangschuttbildungen mit wesentlich geringeren Hangneigungen. Es handelt sich auch hier

größtenteils um Bergsturzmaterial mit sehr unterschiedlicher Komponentengröße. Diese reicht vom Dezimeterbereich bis hin zu mehreren Meter großen Blöcken. In Gebieten, wo sich Werfener Schiefer oder Haselgebirge im Untergrund befinden, treten diese Komponenten auch im Hangschutt auf (KÖLBL 1999).

Auch im Rötzgraben treten zwischen Pflögalmen und Lahnhube meist Hangrutschmassen bzw. Bergsturzmaterial auf. Alpiner Verrucano, Werfener Sand- und Siltsteine und Karbonate der Wettersteinkarbonatplattform dominieren den Komponentenbestand dieser quartären Lockersedimente, die hier zum größten Teil unverfestigt vorliegen. Nordwestlich Hiaslegg Richtung Tragöß-Oberort treten meist Werfener Schichten auf, die hier von Bergsturzmaterial und sub-rezenten Schuttfächern meist überdeckt werden.

Im Klammoboden und auch weiter südlich im Bereich unter dem Buchriegel treten Moränenreste auf, die sich in Form von sanften, mit Bäumen bewachsenen Hügeln zeigen.

Im Bereich der Laming sind im Talbereich junge, fluviale Schuttfächer ausgebildet (auf Hochwasserereignisse zurückzuführen), die die hier anstehenden Werfener Schichten z. T. in mächtiger Überlagerung bedecken. Randlich dieser fluvialen Sedimente treten Moränenreste auf (GAWLICK & HÜBLER in Druck).

Nördlich der Meßnerin treten am Beginn des Fuchgrabens sehr schlecht sortierte, polymikte, karbonatisch zementierte Konglomerate mit sandiger Matrix auf. Die Korngröße der Komponenten, überwiegend Wettersteinkarbonate und untergeordnet Werfener Schiefer, reicht vom Zentimeter- bis zum Meterbereich. Solche Konglomerate treten auch an der Einfahrt zum Lahner auf. An Komponenten beinhalten diese Konglomerate neben grünen und violetten Werfener Schiefen, Wettersteinkalken und -dolomiten auch Dolomitbrekzien und Quarzite. Sie weisen Schichtung auf, sind aber nicht gradiert (KÖLBL 1999). Bei diesen gut zementierten, einigen Meter mächtigen Konglomeraten dürfte es sich um Reste einer Talverschüttung, die durch Rückstau während der Vereisung gebildet wurde, handeln (FABIANI 1980).

Auch im Bereich des Trenchtling konnten westlich des Wassergraf- und Meistergutes in verschiedenen Höhenlagen bis zu 10 m mächtige, karbonatisch zementierte, Flußschotter bis in eine Höhe von 920 m AN kartiert werden (GAWLICK & HÜBLER in Druck).

Im Bereich des Klammobodens und des Jassinggrabens, insbesondere im Bereich der Pfarreralm, sind mächtige quartäre Ablagerungen vorhanden. Erste lithologische Untersuchungen wurden von SPENGLER & STINY (1926a, b) durchgeführt. In den Jahren 1972/73 wurde eine erste Bohrung im Bereich der Pfarreralm abgeteuft. Diese hat FABIANI (1980) ausführlich beschrieben. Bei der Untersuchung sind Lockersedimentmächtigkeiten von 180 m und grundwasserführende Schichten von mindestens 150 m Mächtigkeit erbohrt worden. Diese übertiefen Taleinschnitte resultieren aus ehemaligen mächtigen Gletschertätigkeiten, wobei dieses Verformen und Ausräumen der Täler durch große Störungen im Bereich des Klammobodens und des Jassinggrabens unterstützt wurde.

Der Aufbau der Talfüllung zeigte sich in Form von „fining-upward-sequences“. Im Liegenden befinden sich vorwiegend Blöcke sowie Grob- und Feinkies. Diese Einheit

dürfte aus Bergstürzen oder aber auch aus Zeiten hoher Bewegungsenergien hervorgegangen sein. Zum Hangenden hin werden die Serien zusehends feiner und kommen in Form von Feinsanden, Schluffen aber auch Kiesen zur Ablagerung (HÜBLER 1998).

4. Metamorphose

Das Gebiet weist aufgrund der vorliegenden CAI-Werte eine einheitlich hohe Temperaturüberprägung von ca. 350 - 400 °C auf (CAI-Werte 5.5-6.0). Dies entspricht damit den in weiten Bereichen der Mürzpalpen-Decke ermittelten CAI-Werten (GAWLICK et al. 1994, 1999).

4.1. Conodont Colour Alteration Index Methode

Conodonten sind aus Fluorapatit (Francolith) aufgebaute Mikroorganismen, die in paläozoischen und triassischen Karbonaten weit verbreitet auftreten. Sie besitzen einen lamellaren Aufbau und speichern organischen Kohlenstoff und Aminosäuren in ihren Interlamellarräumen.

Diese organischen Substanzen wirken als fossiles Thermometer, weil sie parallel zur Aufheizung ihre Farbe von honiggelb über hellbraun - dunkelbraun - schwarz - grau nach weiß verändern. Auf der Basis dieser Farbwechsel wurde durch EPSTEIN, EPSTEIN & HARRIS (1977) und REJEBIAN, HARRIS & HUEBNER (1987) ein Conodont Colour Alteration Standard entwickelt, der bestimmte Temperaturbereiche charakterisiert. Mit Hilfe eines Arrhenius-Diagramms werden die experimentell ermittelten Zusammenhänge für geologische Zeiträume extrapoliert.

Jede Conodontenfarbe, die von der Alteration von Aminosäuren in Conodonten (z. B. PIETZNER et al. 1968, SAVAGE et al. 1990) abhängt und im wesentlichen von der Temperatur und der Dauer der Temperatureinwirkung beeinflusst wird, kann somit jeweils einem bestimmten Temperaturintervall in Abhängigkeit von der Dauer der Temperatureinwirkung zugeordnet werden.

Bei der Conodont Colour Alteration Index Methode sind die Temperatur und die Zeitdauer der thermischen Beanspruchung die steuernden Faktoren. Deshalb sind Paläotemperaturabschätzungen mit Hilfe von Conodonten das wichtigste Hilfsmittel bei der Untersuchung der Diagenese- und Metamorphosefortschritte von reinen Karbonaten, in denen Untersuchungen von Mineralparagenesen nicht oder nur eingeschränkt möglich sind. Ein großflächiges und genaues Erfassen der Diagenese- und Metamorphoseverhältnisse in den Trias-Karbonatfolgen ist deshalb nur mit Hilfe der Conodont Colour Alteration Index (CAI) Methode zu erwarten, denn Conodonten sind in den Gesteinen der Trias häufig und weit verbreitet.

Die CAI-Methode sowie feinstrukturelle Untersuchungen an Conodonten liefern eine große Vielfalt von unterschiedlichen Informationen: neben einer stratigraphischen Aussage können mit Hilfe der Conodonten durch die Conodont Colour Alteration Index Methode auch die Diagenese- und Metamorphoseverhältnisse erkannt werden.

Dabei können, im Gegensatz zu vielen anderen Methoden, auch umgelagerte, bereits früher inkohlte Conodonten (= umgelagerte Temperaturereignisse), direkt durch die mögliche stratigraphische Einstufung der Conodontenfaunen erkannt und bei der Interpretation berücksichtigt werden. Zusätzlich werden mit Hilfe der CAI-Methode Aussagen zur Versenkungs- und Metamorphosegeschichte der untersuchten Gebiete möglich, ebenso geben die postmortalen strukturellen Veränderungen der Conodonten wichtige Hinweise auf kontaktmetamorphe und/oder hydrothermal beeinflusste Gebiete und damit auf mögliche Lagerstätten (EPSTEIN, EPSTEIN & HARRIS 1977, REJEBIAN, HARRIS & HUEBNER 1987, KÖNIGSHOF 1991, BURNETT, HIGGINS & AUSTIN 1994).

Auf der Basis eines geeichten Standards (vgl. dazu NÖTH 1991, KÖNIGSHOF 1992, GAWLICK & KÖNIGSHOF 1993, BURNETT, HIGGINS & AUSTIN 1994) ist es möglich, die jeweilige thermische Überprägung der beprobten Gesteine zu erfassen. Hierzu eignen sich aufgrund ihrer reichen Conodontenführung ganz besonders die Karbonatgesteine, die dem pelagischen Hallstätter Faziesraum paläogeographisch am nächsten gelegen haben.

Conodont Colour Alteration Index-Daten werden heute zur Abschätzung von Temperaturereignissen bzw. von Paläotemperaturen bei der Klärung von regionalgeologischen Fragestellungen, zur Rekonstruktion von Überlagerungsmächtigkeiten, zur Abschätzung von geothermischen Gradienten, der Versenkungsdauer und Versenkungstemperatur weltweit herangezogen (z. B. HARRIS 1979, BERGSTRÖM 1980, BELKA 1982, HARRIS, HATCH & DUTRO 1983, RAVEN & v.d. PLUIJM 1986, NOWLAN & BARNES 1987, DOUGHERTY & UYENO 1987, NÖTH 1991, NÖTH & RICHTER 1992, JONES 1992, HELSEN 1992, HELSEN & KÖNIGSHOF 1994, KÖNIGSHOF & WERNER 1994, BURNETT et al. 1994 u. v. a.). Qualitative Untersuchungen und Vergleiche zur Genauigkeit der Conodont Colour Alteration Index Methode im Vergleich zu anderen Paläotemperaturindikatoren [z. B. Illit-Kristallinität, Vitrinit-Reflexion (RV), Sporen Colour-Index (SCI), Chitinozoen-Reflexion (RCH) - vgl. MARSHALL 1992] wurden u. a. von NÖTH (1991 - cum lit.) für die CAI Bereiche CAI 1.0-5.0 und von BURNETT, HIGGINS & AUSTIN (1994 - cum lit.) für die CAI Bereiche 5.0-8.0 durchgeführt und ausführlich dargestellt (vgl. dazu MARSHALL 1992). Für den Bereich der niedrigen Diagenese (CAI 1.0-2.5) stimmen die CAI-Temperaturen gut überein mit Temperaturbestimmungen mit Hilfe von tonmineralogischen Untersuchungsmethoden (vgl. RIECHE 1971, GAWLICK, STRAUß & VORTISCH 1994).

Das Probenmaterial wurde ausschließlich aus verschiedenen Kalk- und Dolomittypen, die meist mit Essigsäure (Kalke), weniger oft mit Ameisensäure (Dolomite) oder, noch seltener, mit Monochloressigsäure (kieselige Dolomite) aufbereitet werden müssen, gewonnen. Da die Conodontenfarbe von der Dicke des jeweiligen Conodontenelementes abhängig ist, müssen möglichst gleichartige Conodontenelemente, am besten Plattformconodonten, zur Bestimmung des CAI Wertes herangezogen werden.

Die Bestimmung der Conodont Colour Alteration Index Werte erfolgt auf einer weißen Unterlage im Vergleich zu einem Standard aus den Nördlichen Kalkalpen, der von GAWLICK & KÖNIGSHOF (1993) entwickelt und von GAWLICK,

KRYSZYN & LEIN (1993, 1994), LEIN, GAWLICK & KRYSZYN (1997) und KRYSZYN et al. 1998 überregional geprüft und verbessert wurde.

In diesem Standard der Nördlichen Kalkalpen und auf der Basis der in den Nördlichen Kalkalpen auftretenden Trias Conodonten wurden in Anlehnung an KÖNIGSHOF (1992) (vgl. dazu NEUBAUER & FRIEDL 1997) die Oberflächenstruktur, die Fluoritapatitkristallgröße und die Farbe sowie die unterschiedliche Dicke von Conodontenelementen (z. B. der Gattungen *Gondolella*, *Gladigondolella*, *Epigondolella*) berücksichtigt. Der Standard wurde mit verschiedenen paläozoischen Standards aus den Appalachen und aus dem Rheinischen Schiefergebirge (Standards von A.G. HARRIS - U.S. Geological Survey, Reston, Standards von P. KÖNIGSHOF - Forschungsinstitut Senckenberg, Frankfurt/Main) verglichen und an diesen geeicht (siehe dazu GAWLICK & KÖNIGSHOF 1993; weiteres zur Methode u. a. bei NÖTH 1991 - cum lit., KÖNIGSHOF 1992 - cum lit. und BURNETT, HIGGINS & AUSTIN 1994).

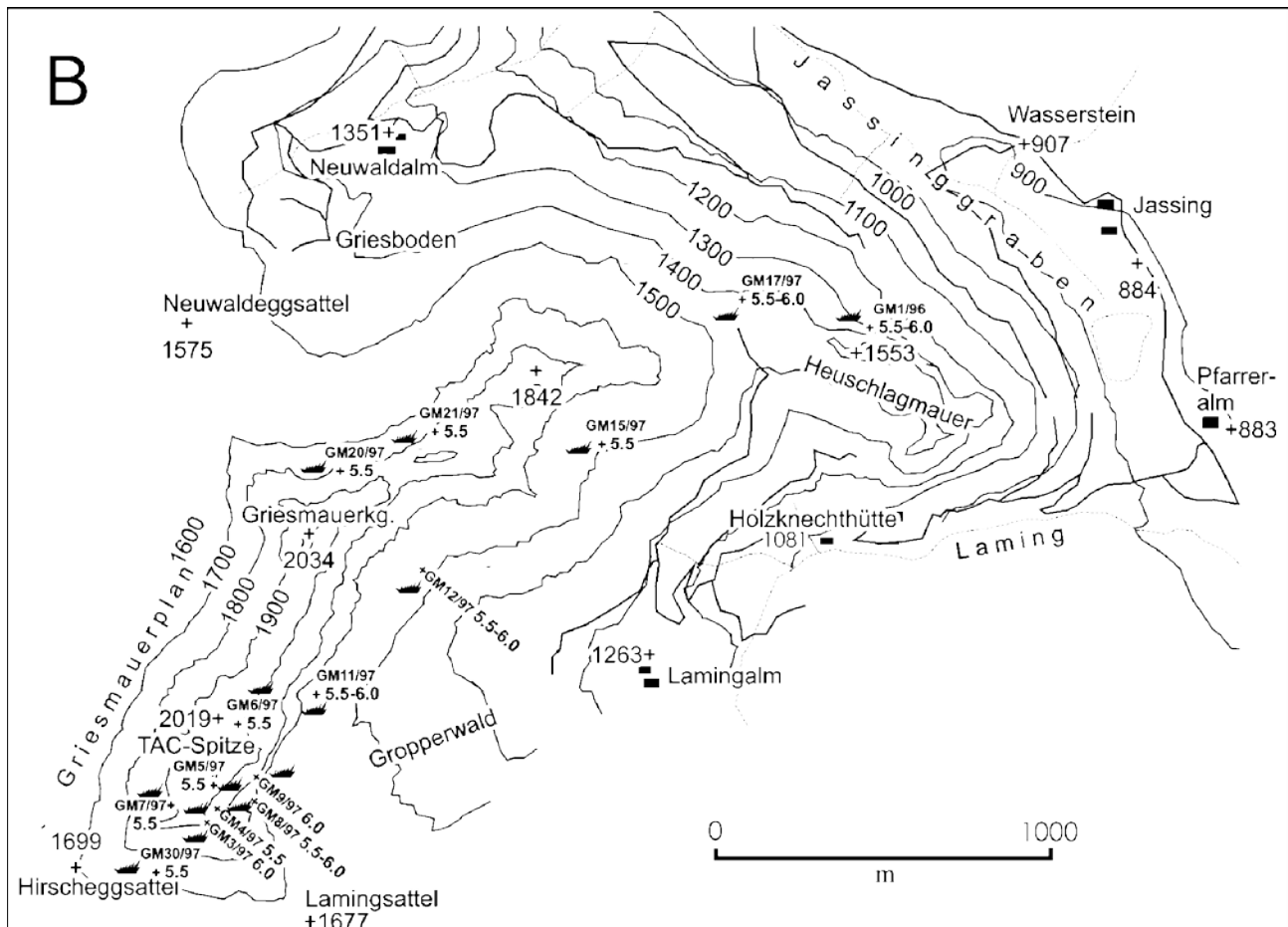
Das hier untersuchte und dargestellte Probenmaterial aus den Schichtfolgen der Trias des Untersuchungsgebietes stammt ausschließlich aus verschiedenen Kalk- und Dolomittypen, die meist mit Essigsäure oder mit Ameisensäure aufbereitet wurden. Da die Conodontenfarbe von der Dicke des jeweiligen Conodontenelementes abhängig ist, wurden möglichst gleichartige Conodontenelemente, fast ausschließlich Plattformconodonten der Gattungen *Gladigondolella*, *Gondolella* und *Epigondolella* zur Bestimmung des CAI-Wertes herangezogen.

4.2. CAI-Werte

Im Bereich südlich des Hochschwabmassives weist die Mürzalpen-Decke eine einheitlich hohe Temperaturüberprägung mit CAI-Werten von CAI 5.5 bis CAI 6.0 auf. Die Karbonatgesteine der Meßnerin (KÖLBL 1999), der Gries- und Heuschlagmauer (MERSCHNIK 1998), der Pribitz (HÜBLER 1998) und des Trenchtling (GAWLICK 1998) weisen mit den ermittelten CAI-Werten von CAI 5.5 bis CAI 6.0 eine einheitlich hohe Temperaturüberprägung auf (Abb. 3) und zeigen somit die gleichen CAI-Werte wie die zentrale Mürzalpen-Decke (GAWLICK et al. 1994). Dies entspricht einer minimalen Überprägungstemperatur von ungefähr 360 °C.

Von Bedeutung ist weiterhin, daß die Hallstätter Kalke und die Zlambachschichten, wie die Mittel-Trias Sedimente, eine hohe Temperaturüberprägung aufweisen. Im allgemeinen zeigen die Hallstätter Gesteine im Bereich der Mürzalpen-Decke nur eine sehr geringe Temperaturüberprägung mit CAI-Werten von CAI 1.0 an (vgl. GAWLICK et al. 1994, 1999).

Brekzienkomponenten (oft hellgraue mikritische hallstätterartige Gesteine) im Bereich des Rötzgrabens an der Trenchtling-Südseite lieferten bisher nur nicht näher bestimmbare mitteltriassische Conodonten mit CAI-Werten von CAI 7.0.



6. Diskussion der Ergebnisse

Die neuen stratigraphischen und faziellen Untersuchungen sowie die Daten zur thermischen Überprägung widerlegen nun, daß das Gebiet aus einer einheitlichen stratigraphischen Schichtfolge aufgebaut ist. Es handelt sich statt dessen um fünf tektonisch voneinander abgrenzbare Decken bzw. tektonische Großeinheiten (MERSCHNIK & GAWLICK 1998, KÖLBL 1999, HÜBLER 1998, MERSCHNIK 1998). Entgegen der bisherigen Interpretation, daß ein einziger Schichtstapel vom Ober-Perm bis in das Nor vorliegt, haben die neuen Untersuchungen ergeben, daß hier mehrere tektonisch eigenständige Schuppen bzw. Decken vorliegen und den tektonischen Aufbau dieses Gebietes im Bereich der zentralen Mürzalpen-Decke prägen.

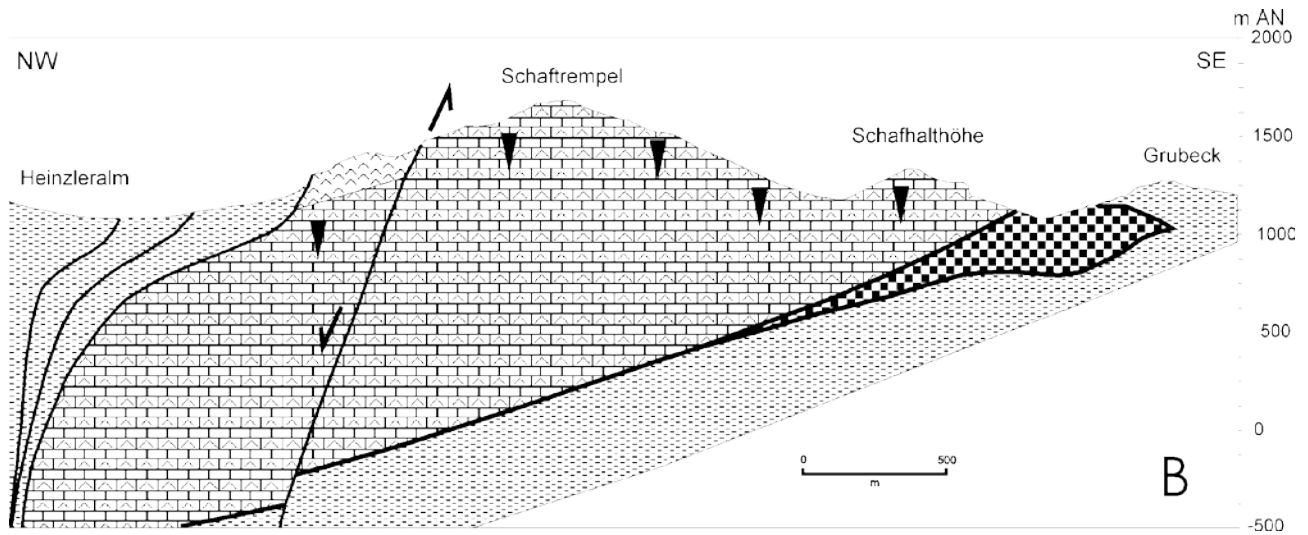
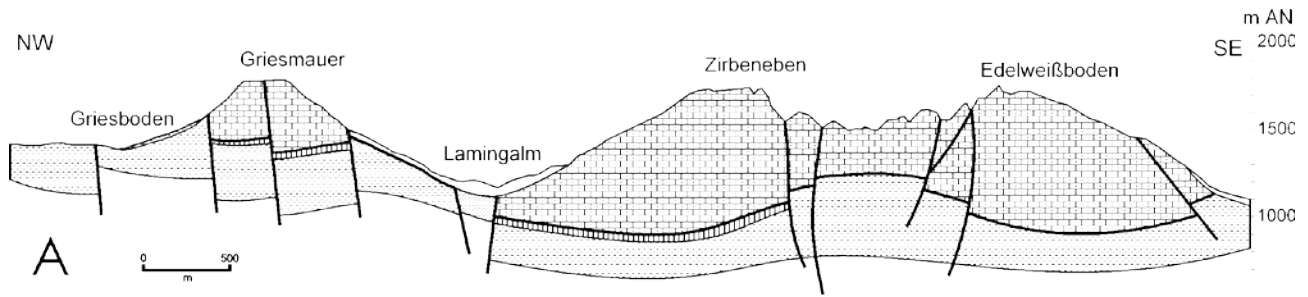
Die stratigraphische Abfolge beginnt mit den permischen Ablagerungen des Alpenen Verrucano und des Haselgebirges (Abb. 5 und Abb. 6). Das im Bereich der Meßnerin und der Pfarreralm in Form von Gips und Anhydrit auftretende Haselgebirge (Abb. 2) fällt in das Stadium der intrakontinentalen Grabenbildung aus dem Ober-Perm, was allerdings nicht im Einklang mit dem an der Südseite des Trenchtling zutage tretenden Verrucano steht. Alpiner Verrucano konnte in den Bereichen der Meßnerin, der Gries- und Heuschlagmauer und des Pribitz nicht nachgewiesen werden.

Aufgrund der heutigen Vorstellungen über die Beckenstrukturen der Paläogeographie im Perm (z. B. TOLLMANN 1985, SPÖTL 1989), kann man davon ausgehen, daß es sich

um zwei verschiedene tektonische Einheiten handelt, deren ursprüngliche Sedimentationsbereiche weit auseinanderlagen, und daß erst durch spätere tektonische Prozesse diese unterschiedlichen faziellen Entwicklungen auf so engem Raum zu liegen gekommen sind. Während das Haselgebirge als eigenständige tektonische Schuppe im Hangenden der Werfener Schichten auftritt, stellt der Verrucano die Unterlagerung der Werfener Schichten an der Trenchtling Südseite dar. Der sedimentäre Übergang zwischen Verrucano und Werfener Schichten erfolgt dabei allmählich. Von den skythischen Werfener Schichten (Abb. 2) sind im Großteil des Gebietes nur noch die violetten und grünen Tonschiefer und Sandsteine erhalten. In quartären Konglomeraten im Bereich des Haringgrabens findet man auch noch Relikte der Werfener Quarzite. Im Bereich der Griesmauer existiert ein kleines Vorkommen von Werfener Kalken, welche in die marinen Gutensteiner Schichten des tieferen Anis überleiten (Abb. 5).

Die Karbonatkomplexe der Gries- und Heuschlagmauer, des Trenchtling, der Pribitz und der Meßnerin lagern als eigenständige tektonische Einheiten, getrennt durch markante Überschiebungsbahnen, auf den Werfener Schichten bzw. den Gutensteiner Schichten auf.

Im Bereich der Gries- und Heuschlagmauer besteht über den Gutensteinerschichten eine Schichtlücke, denn Steinalmkalke (PIA 1930, SCHLAGER & SCHÖLLNERBERGER 1974, KRZYSTYN & LEIN 1996) und echte Reiflinger Schichten (vgl. BECHSTÄDT & MOSTLER 1976, HOHENEGGER & LEIN 1977, KRZYSTYN 1991, KRZYSTYN & LEIN 1996) fehlen. Erst ab dem



Legende

- Quartär
- Wetterstein Formation (Unter-Karn)
- Wetterstein Formation (Ober-Ladin)
- Reiflinger Schichten und Raminger Dolomit (Ladin bis Unter-Karn)
- Gutensteiner Dolomit (Anis)
- Werfener Schiefer und Sandsteine (Skyth)
- Haselgebirge (Perm)
- Karstfüllung
- Überschiebung

Abb. 4: A: NW-SE-Profil im Bereich des Trenchtling und der Griesmauer. B: NW-SE-Profil im Bereich der Meßnerin. Zur Lage der Profile siehe Abb. 2.

Fig. 4: NW-SE cross section - Trenchtling (in the south) to Griesmauer (in the north) (see Fig. 2). B: NW-SE cross section in the area of the Meßnerin (see Fig. 2).

höheren Fassan 1 treten wieder Karbonate in offen mariner Fazies auf. Erst dann wird das Gebiet vollständig vom Riffschutt (Raminger Dolomit) eingenommen. Diese Riffschuttsedimente (Slopesedimente) der Wettersteinkarbonatplattform sind mit den in offen mariner Fazies ausgebildeten Schichten eng verzahnt. Diese Wechselagerung der Raminger mit den Reiflinger Schichten tritt ab dem Langobard 2 auf (Abb. 2, Abb. 4 und Abb. 5). Das hangendste Schichtglied im Bereich der Gries- und Heuschlagmauer ist der Wettersteindolomit. Dieser tritt im Gipfelbereich der Eisenerzer Griesmauer in riffnaher Fazies auf. Die Wettersteinkarbonatplattform progradiert dabei über den Riffschutt (Raminger Dolomit) und weist somit jüngeres Alter auf. Damit endet aber auch die Sedimentation der nachweisbaren Sedimente in diesem Bereich (MERSCHNIK 1998).

Der Trenchtlingzug besteht zum größten Teil aus hell- bis mittelgrauen, z. T. kieseligen, z. T. stark verkarsteten Dolomiten. Es handelt sich hierbei vor allem um Riffschuttsedimente des Ober-Ladin und Unter-Karn (Raminger Formation sensu LEIN 1989), die sich mit dolomitisierten Beckensedimenten verzahnen. Der gesamte Komplex fällt sanft in Richtung Norden ein (Abb. 2 und Abb. 4). Der Karbonatkomplex der Meßnerin, welcher durch einen markanten Abscherungshorizont von den Werfener Schiefen getrennt ist, besteht aus den oberladinischen und unterkarnischen Kalken und Dolomiten der Wetterstein Formation. Es liegt keine vollständige Schichtfolge bis ins Nor mit Hauptdolomit und Dachsteinkalk im Gipfelbereich vor (SPENGLER & STINY 1926a, b). Innerhalb der Wetterstein Formation unterscheidet man Bereiche der Raminger Formation sowie riffnahe bzw. Riffgesteine des Wetter-

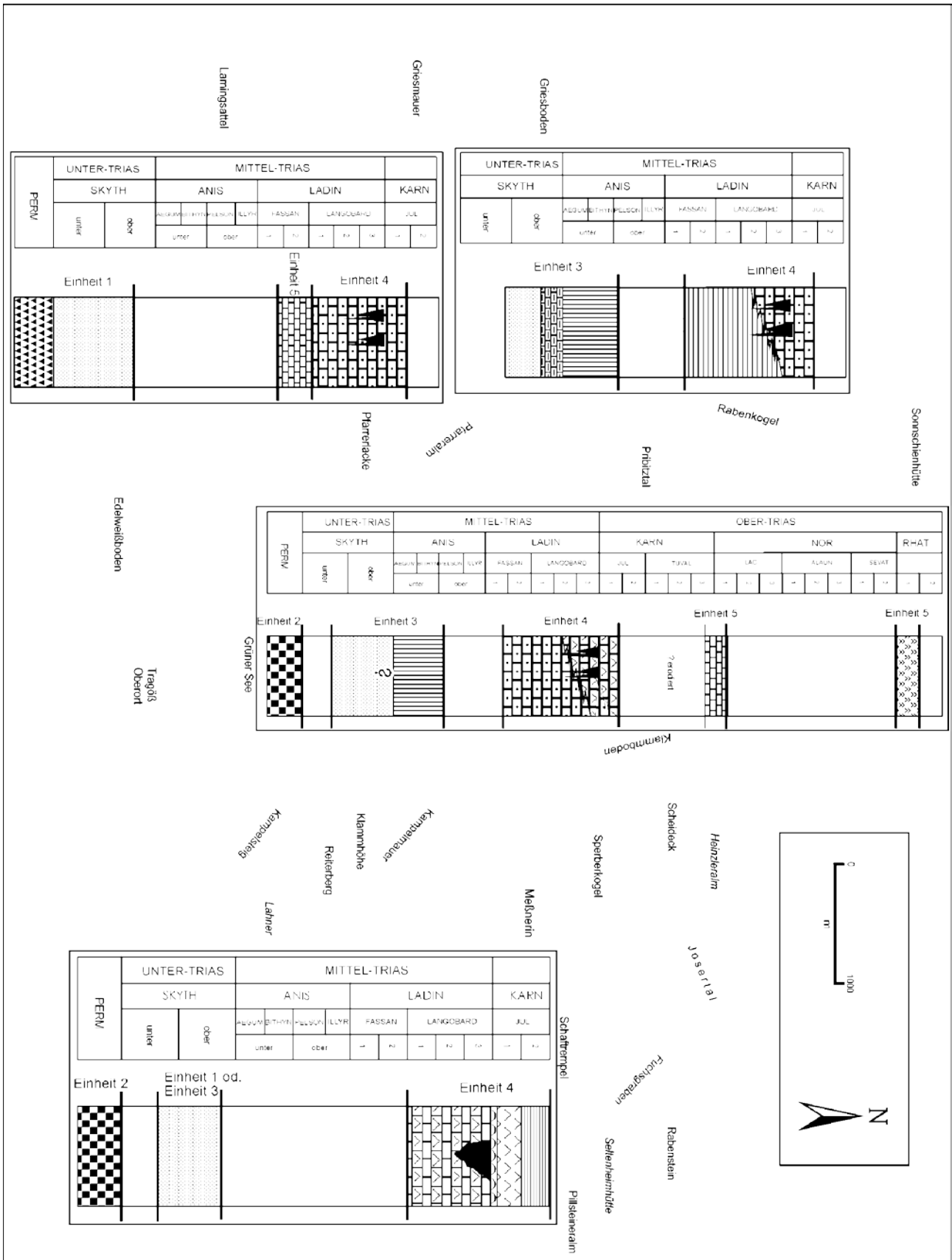


Abb. 5: Rekonstruktion der Schichtfolgen und tektonische Gliederung im Untersuchungsgebiet nach den Ergebnissen der stratigraphischen und faziellen Kartierung sowie den CAI-Untersuchungen.

Fig. 5: Reconstruction of the sedimentary successions and tectonic units in the study area on the base of the stratigraphic, facies and CAI investigations.

Legende

	Zlambachschiefer (tiefes Rhät)
	Hallstätter Kalke (höheres Fassan bzw. Karn/Nor-Grenzbereich)
	Leckkogelschichten (Unter-Karn)
	Wettersteinkalk und -dolomit (Unter-Karn)
	Lumachelle (Ladin/Karn-Grenze)
	brekziöse Spaltenfüllung (Ladin/Karn-Grenze)
	Wettersteinkalk und -dolomit (Ober-Ladin)
	Wettersteinkalk und -dolomit (Ober-Ladin - Unter-Karn)
	Raminger Kalk und Dolomit (Wettersteindolomit i. w. S.) (Ober-Ladin - Unter-Karn)
	Reiflinger Dolomit (Ladin)
	Gutensteiner Dolomit (Unter-Anis)
	Werfener Kalke (Grenzbereich Skyth/Anis)
	Werfener Schiefer und Sandsteine (Skyth)
	Haselgebirge (Perm)
	Alpiner Verrucano (Perm)
	Karstfüllung

steindolomites und im Gipfelbereich der Meßnerin die Riffgesteine des Wettersteinkalkes.

Aus den stratigraphischen Daten kann im Bereich der Meßnerin ein generelles Schichteinfallen in Richtung Nordwesten zum Scheideck und zur Heinzleralm nachgewiesen werden (Abb. 4). Im Bereich Scheideck tritt im Hangenden auch die Überlagerung durch die Leckkogelschichten aus dem oberen Jul auf. Besonders deutlich erkennbar ist die generelle Verjüngung des Schichtbestandes von Südosten nach Nordwesten an der Südwestseite der Meßnerin entlang der Wände der Kampelmauer bis zum Ende der Klamm. Nach diesen Ergebnissen muß die Interpretation einer Muldenstruktur der Werfener Schiefer und des Karbonatkomplexes im Bereich der Meßnerin (FABIANI 1980) verworfen werden (KÖLBL 1999).

Von besonderer Bedeutung ist die fossile Verkarstung in den hangendsten Bereichen der oberladinischen Wetterstein Formation, die vor allem im Bereich der Meßnerin datiert ist. Diese ehemaligen Karstspalten sind mit hellen, braunen Sandsteinen gefüllt und stellen somit einen Leithorizont bei der Abgrenzung der Einheiten dar. Das Alter der Verkarstung ist die Ladin/Karn Grenze, da im Hangenden zum Verkarstungshorizont die unterkarnische, zweite Progradationsphase der Wettersteinkarbonatplattform entwickelt oberladinischen Wetterstein Formation.

Im Bereich westlich des Pribitz konnte ein kleines Vor-

kommen von Hallstätter Kalken des Karn/Nor-Grenzbereiches aufgefunden werden. Es handelt sich dabei um einen tektonischen Span der zwischen Gutensteiner Dolomit und der Raminger Formation steckt (HÜBLER 1998).

Ein weiteres Vorkommen von Hallstätter Kalken aus dem ?höheren Fassan findet man an der Trenchtling Südseite nördlich der Pflalgalm (GAWLICK & HÜBLER in Druck).

Östlich des Pribitztörls treten die rhätischen Zlambachschiefer in der Nähe des Klammbodens als Mergel mit zwischengeschalteten Kalken, die im Dezimeterbereich gebankt sind, auf (Abb. 2). Die Zlambachschiefer werden hier tektonisch von ca. 30 m mächtigen Werfener Schichten überlagert, die ihrerseits vom Wettersteindolomit tektonisch überlagert werden. Die Zlambachschiefer sind typisch für die Hallstätter Zone. Im Bereich der südlichen Mürzalpendecke waren Hallstätter Gesteine bisher völlig unbekannt. Dabei bildet dieser Nachweis von Zlambachschiefern neben den zuvor beschriebenen Hallstätter Kalk Aufschlüssen ein weiteres Vorkommen von Hallstätter Fazies in diesem Bereich (HÜBLER 1998). Das Auftreten dieser eingeschuppten Vorkommen von Hallstätter Fazies in diesem Bereich ist ein weiterer Beweis dafür, daß es sich hier um eine zusammengequetschte Schichtfolge aus mehreren tektonisch voneinander getrennten Einheiten bzw. Decken handelt (Abb. 5 und Abb. 6).

Eine Platznahme im Zusammenhang mit der früh-oberjurassischen Tektonik (GAWLICK et al. 1999a, b) ist wahrscheinlich. Die Metamorphose (CAI-Werte von CAI 5.5 - 6.0) wird als transportiert interpretiert (GAWLICK et al. 1994, 1999).

Es können somit insgesamt fünf tektonische Großeinheiten unterschieden werden (Abb. 5 und Abb. 6):

Einheit 1

bilden der Alpine Verrucano und die Werfener Schichten (Perm - Unter-Trias) im Bereich der Trenchtling Südseite.

Einheit 2

bildet das im gesamten Gebiet als isolierte Schuppe vorliegende Haselgebirge (Perm).

Einheit 3

tritt vor allem im Bereich der Gries- und Heuschlagmauer sowie an der Süd- und Westseite des Pribitz auf und besteht aus Werfener Schichten und den Karbonaten der Gutensteiner Schichten (höhere Unter-Trias - untere Mittel-Trias).

Einheit 4

bilden die Karbonate der Reiflinger Schichten, der Wetterstein Formation i. w. S. bzw. der Raminger Formation und die Leckkogelschichten (höhere Mittel-Trias - untere Ober-Trias).

Einheit 5

bilden Hallstätter Kalke und die Karbonate und Mergel der Zlambachschiefer (Ober-Ladin, Unter-Karn bzw. Rhät).

Abb. 6: Karte der tektonischen Großeinheiten im Bereich Tragöß-Oberort.

Fig. 6: Map of the tectonic units in the area of Tragöß-Oberort.

Dank

Der Geologischen Bundesanstalt (Herrn Dr. Gerhard Mandl) gilt großer Dank für die finanzielle Unterstützung der Diplomarbeiten von J. Kölbl, D. Hübler und A. Merschnik. Herrn Prof. Dr. Leopold Krystyn danken wir für die Überprüfung der Conodontenfaunen und für seine Beratung für die stratigraphische Einstufung.

Literaturverzeichnis

- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (1976): Riff-Becken-Entwicklungen in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. - Ztschr. Dt. Geol. Ges., **127**: 271-289, Hannover.
- BELKA, Z. (1982): Upper Visean conodonts from Orlej in the Cracow Upland: stratigraphical and paleothermal implications. - Acta Geol. Pol., **32** (1/2): 57-67, Warschau.
- BERGSTRÖM, S.M. (1980): Conodonts as paleotemperature tools in Ordovician rocks of the Caledonides and adjacent areas in Scandinavia and the British Isles. - Geologiska Fören. i. Stockholm Förhandl., **102** (4): 377-392, Stockholm.
- BUDUROV, K. (1975): *Paragondolella foliata* sp. n. (Conodonta) von der Trias des Ost-Balkans. - Rev. Bulgar. Geol. Soc., **36**: 79-81, Sofia.
- BUDUROV, K. & STEFANOV, S. (1965): Gattung *Gondolella* aus der Trias Bulgariens. - Trav. Geol. Bulgar., Ser. Paléont., **7**: 115-127, Sofia.
- BUDUROV, K. & STEFANOV, S. (1972): Plattform-Conodonten und ihre Zonen in der Mittleren Trias Bulgariens. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck **21**: 829-852, Innsbruck.
- BURNETT, R. D., HIGGINS, A. C. & AUSTIN, R. L. (1994): Carboniferous-Devonian CAI in England, Wales and Scotland. The pattern and its interpretation: a synoptic review. - Courier Forsch.Inst. Senckenberg, **168**: 267-280, Frankfurt/Main.
- DIEBEL, K. (1956): Conodonten aus der Oberkreide von Kamerun. - Geologie **5**: 424-450.
- EBNER, F. (1997): Die geologischen Einheiten Österreichs und ihre Rohstoffe. - (In (Hrsg.) WEBER, L.: Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralerale und Energierohstoffe Österreichs), Archiv. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **19**: 49-229, Wien.
- EPSTEIN, A.G., EPSTEIN, J.B. & HARRIS, L.D. (1977): Conodont Colour Alteration - An Index to Organic Metamorphism. - Geol. Surv. Prof. Pap., **995**: 1-27, Washington.
- ERKAN, E. (1977): Uran- und gipsführendes Permoskyth der östlichen Ostalpen. - Jb. Geol. B.-A., **120/2**: 343-400, Wien.
- FABIANI, E. (1980): Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet, Teil IV - Die Untersuchungen im Tragößtal. - Berichte wasserwirtschaftlicher Rahmenplanung, **47**: IV: 1-52, Graz.
- FABIANI, E. (1996): Hydrogeologische Aspekte einer systematischen Quellbeobachtungen. - (In: ZETINIGG, H. (Ed.): der Quellkataster der Steiermark - Die systematische Kartierung von Quellen), 85-127, Graz.
- FLÜGEL, E., LEIN, R. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1978): Kalkschwämme, Hydrozoen, Algen und Mikroproblematika aus den Cidarisschichten (Karn, Obertrias) der Mürztaler Alpen (Steiermark) und des Gosaukammes (Oberösterreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **25**: 153-195, Wien.
- FLÜGEL, E., VELLEDEITS, F., SENOWBARI-DARYAN, B. & RIEDEL, P. (1991/92): Rifforganismen aus „Wettersteinkalken“ (Karn?) des Bükk-Gebirges, Ungarn. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **18**: 62, Innsbruck.
- GAWLICK, H.-J. (1996): Revision der *Gutensteiner(kalk)-Basisschichten* CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952 (Trias, Nördliche Kalkalpen). - Zbl. Geol. Pal., **1995**: 87-100, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J. (in Druck): Bericht 1997 über geologische Aufnahmen sowie stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Bereich des Trenchtlings auf Blatt ÖK 101 Eisenerz. - Jb. Geol. B.-A., **141** (3): 000-000, Wien.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T. & BÖHM, F. (1999): The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. - Geol. Rdschau., **87**: 644-657, (Springer) Berlin.
- GAWLICK & HÜBLER (in Druck): Bericht 1998 über geologische Aufnahmen sowie stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Bereich des Pribitz und des Pribitz auf Blatt ÖK 101 EISENERZ. - Jb. Geol. B.-A., **142** (3): 000-000, Wien.
- GAWLICK, H.-J. & KÖNIGSHOF, P. (1993): Diagenese, niedrig- und mittelgradige Metamorphose in den südlichen Salzburger Kalkalpen - Paläotemperaturabschätzung auf der Grundlage von Conodont Colour Alteration Index (CAI) Daten. - Jb. Geol. B.-A., **136**(1): 39-48, Wien.
- GAWLICK, H.-J., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (1993): Conodont Colour Alteration Indices - a key for the kinematic history and the paleogeographic reconstruction of the Alpine Hallstatt Basin. - Terra abstracts, Abstract supplement No.2 to Terra nova, **5**: 166, Strasbourg.
- GAWLICK, H.-J., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (1994): CAI-Paläotemperaturen und metamorphism in the Northern Calcareous Alps - a general view. - Geol. Rundschau, **83**: 660-664, Berlin.
- GAWLICK, H.-J., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (1999): Diagenetic and Metamorphic overprint of the Northern Calcareous Alps on the Base of Conodont Colour Alteration Index (CAI) Data. - Tübinger Geowiss. Arbeiten, Reihe A, **52**: 100-102, Tübingen.
- GAWLICK, H.-J., KRYSSTYN, L., LEIN, R. & MANDL, G.W. (1999): Tectonostratigraphic Concept for the Juvavic Domain. - Tübinger Geowiss. Arbeiten, Reihe A, **52**: 95-99, Tübingen.
- GAWLICK, H.-J., STRAUß, R. & VORTISCH, W. (1994): Metabentonite in dolomitisierten oberladinischen Beckensedimenten westlich von Abtenau (Nördliche Kalkalpen, Salzburger Land, Österreich). - Jb. Geol. B.-A., **137/1**: 35-41, Wien.
- HARRIS, A.G. (1979): Conodont Color Alteration, an organomineral metamorphic index, and its application to Appalachian Basin geology. - SEPM spec. Publ., **26**: 3-16, Tulsa.
- HARRIS, A.G., HATCH, N.L. jr. & DUTRO, J.T. jr. (1983): Late Silurian Conodonts Update the Metamorphosed Fitch Formation, Littleton Area, New Hampshire. - Am. J. Sci., **283**: 722-738, New Haven.
- HAYASHI, S. (1968): The Permian Conodonts of the Adoyama Formation, Ashio Mountains, Central Japan. - Earth Science, **22**: 63-77, Tokyo.
- HELSEN, S. (1992): Conodont Colour Alteration Maps for Paleozoic Strata in Belgium, Northern France and Westernmost Germany - Preliminary Results. - Ann. Soc. Géol. Belgique, T. **115**, fasc. 1: 135-143, Brüssel.
- HELSEN, S. & KÖNIGSHOF, P. (1994): Conodont thermal alteration patterns in Palaeozoic rocks from Belgium, northern France and western Germany. - Geol. Mag., **131**(3): 369-386, Cambridge University Press.
- 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, Wien.
- HUCKRIEDE, R. (1958): Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert. - Paläont. Z., **32** (3/4): 141-175, Stuttgart.
- HÜBLER, D. (1998): Stratigraphie, Fazies, Tektonik und Metamorphose des Pribitz und Pribitztörl und deren Bedeutung für die Hydrogeologie (Nördliche Kalkalpen/Österreich/Steiermark). - Unveröffentl. Diplomarb., Montanuniv. Leoben, 1-129, 1 geol. Karte, Leoben.
- JONES, G.L. (1992): Irish Carboniferous conodonts record maturation levels and the influence of tectonism, igneous activity and mineralization - Terra nova, **4**: 238-244, (Blackwell) Portsmouth.
- KOBER, L. (1909): Über die Tektonik der südlichen Vorlagen des Schneeberges und der Rax. - Mitt. Geol. Ges. Wien, **2**: 443-511, Wien.

- KOBER, L. (1912): Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. - Denkschr. Akad. Wiss. Wien, **88**: 345-396, Wien.
- KÖLBL, J. (1999): Stratigraphie, Fazies, Tektonik und Metamorphose der Meßnerin und ihre Bedeutung für die Hydrogeologie (Nördliche Kalkalpen/Österreich/Steiermark). - Unveröff. Diplomarb., Montanuniv. Leoben, 1-104, 1 geol. Karte, Leoben.
- KÖLBL, J. (in Druck): Bericht 1999 über geologische Aufnahmen sowie stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Bereich der Meßnerin auf den Blättern ÖK 101 EISENERZ und ÖK 102 AFLENZ/KURORT. - Jb. Geol. B.-A., Wien.
- KÖNIGSHOF, P. (1991): Conodont colour alteration adjacent to a granitic intrusion, Harz mountains. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **1991**(2): 84-90, Stuttgart.
- KÖNIGSHOF, P. (1992): Der Farbänderungsindex von Conodonten (CAI) in paläozoischen Gesteinen (Mitteldevon bis Unterkarbon) des Rheinischen Schiefergebirges. Eine Ergänzung zur Vitritreflexion. - Courier Forsch.Inst. Senck., **146**: 1-118, Frankfurt/Main.
- KÖNIGSHOF, P. & WERNER, R. (1994): Zur Bestimmung der Versenkungstemperaturen im Devon der Eifeler Kalkmuldenzone mit Hilfe der Conodontenfarbe. - (In: KÖNIGSHOF, P. & WERNER, R. (Eds.): Willi Ziegler-Festschrift I.), Courier Forsch.Inst. Senckenberg, **168**: 255-265, Frankfurt/Main.
- KOVÁCS, S. (1977): New Conodonts from the North Hungarian Triassic. - Acta. Miner. Petr. Szeged, **23**/1: 77-90, Szeged.
- KOVÁCS, S. (1983): On the evolution of *excelsa-stock* in the upper Ladinian - Carnian (Conodonta, genus *Gondolella*, Triassic). - (In: ZAPFE, H. (Ed.): Neue Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias), Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österreich. Akad. Wiss., **5**: 107-120, Wien.
- KOVÁCS, S., KOZUR, U. & MIETTO, P. (1980): *Gondolella pseudolonga* n. sp. (Conodontophorida), an important Lower Ladinian guide form. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **10** (6): 217-221, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1971): Probleme der Conodontenforschung in der Trias. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **1** (4): 1-19, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1972): Die Conodonten der Trias und ihr stratigraphischer Wert. I. Die Zahnreihen-Conodonten der Mittel- und Obertrias. - Abh. Geol. B.-A., **28**/I: 1-53, Wien.
- KOZUR, H. (1972): Die Conodontengattung *Metapolygnathus* HAYASHI 1968 und ihr stratigraphischer Wert. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **2** (11): 1-37, Innsbruck.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A. (1962): Die Mürzalpendecke - eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen. - Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. 1, **171**: 7-39, Wien.
- KRZYSTYN, L., GAWLICK, H.-J. & LEIN, R. (1998): Triassic CAI-distribution patterns and their implications for the tectonic history of north Slovenia. - Carpathian-Balkan Geological Association XVI Congress, Abstracts, 320, Wien.
- KRZYSTYN, L. & LEIN, R. (1996): Triassische Becken- und Plattformensedimente der östlichen Kalkalpen. - Exkursionsführer Sediment '96, Berichte der Geol. B.-A., **1996/33**: 1-23, Wien.
- KRZYSTYN, L. (1991): Die Fossilagerstätten der alpinen Trias. - (In: NAGEL, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs), 24-78, Wien.
- LEIN, R. (1989): Neufassung des Begriffes Raminger Kalk (Oberladin - Unterkarn) auf mikrofazieller Grundlage. - 4. Treffen deutschspr. Sedimentologen, Innsbruck **1989**: 2 Seiten: Innsbruck.
- LEIN, R., GAWLICK, H.-J. & KRZYSTYN, L. (1997): Paläogeographie und tektonische Herkunft des Drauzuges - Eine Diskussion auf der Basis von Fazies- und Conodont Colour Alteration Index (CAI)-Untersuchungen. - Zbl. Geol. Paläont., **1996**(1/2): 471-483, Stuttgart.
- LOBITZER, H. (1990): Comparativ study of Wetterstein carbonate platforms of the easternmost northern calcareous alps and west carpathian mountains: preliminary results. - (In: MINARIKOVA, D. & LOBITZER, H. (Eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia), 136-158, Vienna Prague.
- MARSHALL, J.D. (1992): Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate record and their preservation. - Geol. Mag., **129**: 143-160, Amsterdam.
- MASLOV, V. P. (1956): Iskopaemye itsvestkovye vodorosli SSSR. - Trudy in-ta geol. Akad. nauk. SSSR, **160**: 1-301, Moskau.
- MERSCHNIK, A. & GAWLICK, H.-J. (1998): Dolomitisierte ladinische Riffschutt- und Beckensedimente im Bereich der Mürzalpendecke und damit verbundene hydrogeologische Aspekte (Nördliche Kalkalpen, Steiermark). - Erlanger geol. Abh., Sonderband **2**: 59-60, Erlangen.
- MERSCHNIK, A. (1998): Stratigraphie, Fazies, Tektonik und Metamorphose der Gries- und Heuschlagmauer und deren Bedeutung für die Hydrogeologie (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Unveröffentl. Diplomarb. Montanuniv. Leoben, 1-103, 1 geol. Karte, Leoben.
- MERSCHNIK, A. (in Druck): Bericht 1997 über geologische Aufnahmen sowie stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Bereich der Gries- und Heuschlagmauer auf Blatt ÖK 101 EISENERZ. - Jb. Geol. B.-A., **141** (3): 000-000, Wien.
- MOSHER, L. C. (1968): Triassic conodonts from western North America and Europe and their correlation. - J. Paleont., **42** (4): 895-946, Tulsa.
- MOSHER, L.C. & CLARK, D.L. (1965): Middle Triassic Conodonts from the Proda Formation of Northwestern Nevada. - J. Paleont., **39**: 551-565, Tulsa.
- MÜLLER, K.J. (1956): Triassic Conodonts from Nevada. - J. Paleont., **30**: 818-830, Tulsa.
- NEUBAUER, F. & FRIEDL, G. (1997): Conodont preservation within the Gurktal nappe complex, Eastern Alps. - Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, **1996** (3/4): 277-289, Stuttgart.
- NÖTH, S. (1991): Die Conodontendiagenese als Inkohlungsparameter und ein Vergleich unterschiedlich sensibler Diageneseindikatoren am Beispiel von Triassedimenten Nord- und Mitteldeutschlands. - Boch. geol. und geotechn. Arb., **37**: 1-169, Abb. 1-46, Tab. 1-14, Taf. 1-3, Bochum.
- NÖTH, S. & RICHTER, D.K. (1992): Infrared spectroscopy of Triassic conodonts: a new tool for assessing conodont diagenesis. - Terra Nova, **4**: 668-675, (Blackwell) Portsmouth.
- NOGAMI, Y. (1968): Trias-Conodonten von Timor, Malaysia und Japan (Palaeontological study of Portuguese Timor, 5). - Mem. Fac. Sci. Kyoto. Univ., Geol. & Min., **34**: 115-135, Kyoto.
- NOWLAN, G.S. & BARNES, C.R. (1987): Thermal maturation of Paleozoic strata in eastern Canada from Conodont Colour Alteration Index (CAI) data with implications for burial history, tectonic evolution, hot spot tracks and mineral and hydrocarbon exploration. - Bull. Geol. Surv. Can., **367**: 1-47, Ottawa.
- OTT, E. (1967): Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. - Bayrische Akademie der Wissenschaften. Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, N. F., H **131**: 1-96; Tafel 1-10, München.
- PETRASCHEK, W. E., ERKAN, E. & HÖNIG, J. (1977): Die Gipslagerstätten der Steiermark. - Mitt. Abt. Geol. etc. Landesmus. Joanneum, **38**: 89-99, 3 Abb., 1 Beil., Graz.
- PIA, J. (1930): Grundbegriffe der Stratigraphie. - 1-255, (Deuticke) Wien.
- PIETZNER, H., VAHL, J. & ZIEGLER, W. (1968): Zur chemischen Zusammensetzung und Mikromorphologie der Conodonten. - Palaeontographica, Abt. A., **128**: 115-152, Stuttgart.
- PIROS, O., MANDL, G. W., LEIN, R., PAVLIK, W., BÉRCZI-MAKK, A., SIBLIK, M. & LOBITZER, H. (1994): Dasycladaceen-Assoziationen aus triadischen Seichtwasserkarbonaten des Ostabschnittes der nördlichen Kalkalpen. - Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich - Ungarn, **Teil 2**: 343-362, Wien.
- RAVEN, J.G.M. & v.d PLUIJM, B.A. (1986): Metamorphic fluids and transition in the Cantabrian Mountains of northern Spain: an application of the Conodont Colour Alteration. - Geol. Mag., **123**(6): 673-681, London.
- REJEBIAN, V.A., HARRIS, A.G. & HUEBNER, J.S. (1987): Conodont

- Colour and textural alteration: An index to regional metamorphism and hydrothermal alteration. - Geol. Soc. Am. Bull., **99/4**: 471-479, Boulder.
- RIECHE, J. (1971): Die Hallstätter Kalke der Berchtesgadener Alpen. - Diss. TU Berlin, 1-173, Berlin.
- SAVAGE, N.M., LINDORFER, M.A. & McMILLEN, D.A. (1990): Amino Acids from Ordovician Conodonts. - Courier Forsch.Inst. Senck., **118**: 267-275, Frankfurt/Main.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W. (1974): Das Prinzip der stratigraphischen Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. - Mitt. geol. Ges. Wien, **66/67**: 165-193, Wien.
- SPENGLER, E. (1920): zur Stratigraphie und Tektonik der Hochschwabgruppe. - Verh. Geol. R.-A., **2**: 49-60, Wien.
- SPENGLER, E. (1922): Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen, 1. Teil. - Jb. Geol. B.-A., **72**: 155-182, Wien.
- SPENGLER, E. (1951): Die Nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. - (In: SCHAFFER, F. X. (Ed.): Geologie von Österreich. 2. Aufl.), 302-413, (Deuticke) Wien.
- SPENGLER, E. & STINY, J. (1926a): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich. - Nr. 4954, Maßstab 1:75.000, Eisenerz, Wildalpe und Aflenz., Geol. B.-A. Wien.
- SPENGLER, E. & STINY, J. (1926b): Erläuterungen zur Geologische Spezialkarte der Republik Österreich. 1:75.000, Blatt „Eisenerz, Wildalpe und Aflenz“. - 1-100, Geol. B.-A. Wien.
- SPÖTL, CH. (1989): The Alpine Haselgebirge Formation, Northern Calcareous Alps (Austria): Permo-Skythian evaporites in an alpine thrust system. - Sedimentary Geology, **65**: 113-125, Amsterdam.
- SUDAR, M.N. & BUDUROV, K. (1979): New Conodonts from the Triassic in Yugoslavia and Bulgaria. - Geol. Balkan., **9**: 47-52, Sofia.
- SUMMESBERGER, H. (1966): Stellungnahme zu einigen Schichtnamen der nordalpinen Mitteltrias („Diploporen“-Gesteine). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **16**: 71-83, Wien.
- TOLLMANN, A. (1976a): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. - 1-580, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1976b): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. - 1-449, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich (Außerzentralalpiner Teil), Band 2. - 1-710, (Deuticke) Wien.

