

# Die Radiolaritbecken in den Nördlichen Kalkalpen (hoher Mittel-Jura, Ober-Jura)

The late Middle to Upper Jurassic Radiolarite Basins in the Northern Calcareous Alps

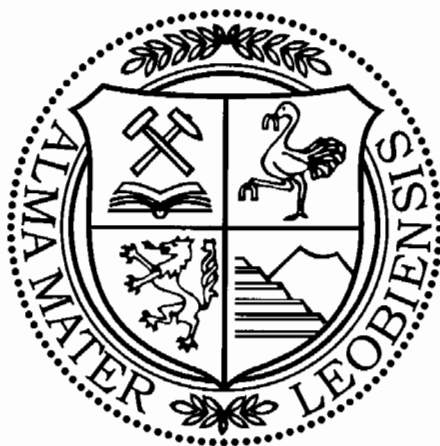
Von

Hans-Jürgen GAWLICK  
unter Mitwirkung von Volker DIERSCHKE

mit 33 Abbildungen und 5 Tafeln  
with 33 figures and 5 plates

Exkursionsführer

## SEDIMENT 2000



Anschriften der Verfasser, addresses of the authors:

Dr. Hans-Jürgen GAWLICK  
Montanuniversität Leoben  
Institut für Geowissenschaften:  
Prospektion und Angewandte Sedimentologie  
Peter-Tunner-Straße 5  
8700 Leoben  
Österreich.  
gawlick@unileoben.ac.at

Dr. Volker DIERSCHKE  
Peuntgraben 14  
97320 Sulzfeld/Main  
Deutschland

## Inhalt

1. Einleitung.....	99
2. Der kalkalpine Sedimentationsverlauf und die plattentektonische Geschichte der Nördlichen Kalkalpen vom Perm bis in die Unter-Kreide.....	100
2.1. Perm und Trias.....	101
2.2. Jura und Kreide.....	103
3. Die Exkursionspunkte.....	104
3.1. Das Lammer Becken.....	106
3.1.1. Strubbergsschichten.....	107
3.1.1.1. Lithologie der Strubbergsschichten.....	108
3.1.2. Die Exkursionsroute.....	109
3.1.2.1. Aufschlüsse an der Schönalm Forststraße.....	110
3.1.2.2. Rauhes Sommereck.....	111
3.1.2.3. Profil an der Westseite des Sattlberges.....	112
3.1.2.4. Aufschlüsse im Bereich der Infangalm.....	115
3.1.2.5. Aufschlüsse im Bereich des Lammeregg Schollenkomplexes.....	115
3.1.3. Sedimentationsverlauf im Lammer Becken.....	116
3.2. Das Tauglboden Becken.....	119
3.2.1. Unterer (schwarzer) und Oberer (roter) Radiolarit.....	120
3.2.1.1. Aufschlüsse im Mörtlbachgraben.....	120
3.2.2. Tauglbodenschichten.....	121
3.2.2.1. Lithologie der Tauglbodenschichten.....	122
3.2.2.2. Urbangraben und Kesselstraße.....	122
3.3. Stratigraphie, Fazies und Hochdruck-Mitteltemperatur-Metamorphose der Hallstätter Kalke der Pailwand.....	126
3.3.1. Geologische und tektonische Übersicht.....	129
3.3.2. Stratigraphische und fazielle Entwicklung.....	130
3.3.3. Metamorphose.....	130
3.4. Die Trattberg Schwelle.....	133
4. Zusammenfassung.....	135
Dank.....	140
Literatur.....	141

## Contents

1. Introduction.....	99
2. The sedimentary record and the plate tectonic history of the Northern Calcareous Alps (Permian to Early Cretaceous).....	100
2.1. Permian and Triassic.....	101
2.2. Jurassic and Cretaceous.....	103
3. Outcrops.....	104
3.1. Lammer Basin.....	106
3.1.1. Strubberg Formation.....	107
3.1.1.1. Lithology of the Strubberg Formation.....	108
3.1.2. Excursion route.....	109
3.1.2.1. Outcrops: Schönalm road.....	110
3.1.2.2. Rauhes Sommereck.....	111
3.1.2.3. Section on the west side of the Sattlberg.....	112
3.1.2.4. Outcrops in the Infangalm area.....	115
3.1.2.5. Outcrops in the area of the Lammeregg slide complex.....	115
3.1.3. Sedimentary sequence in the Lammer Basin.....	116
3.2. Tauglboden Basin.....	119
3.2.1. Lower (black) and Upper (red) Radiolarite.....	120
3.2.1.1. Outcrops: Mörtlbach valley.....	120
3.2.2. Tauglboden Formation.....	121
3.2.2.1. Lithology of the Tauglboden Formation.....	122
3.2.2.2. Urban valley and Kesselstreet.....	122
3.3. Stratigraphy, facies and high pressure – medium grade metamorphism of the Hallstatt limestones of the Pailwand.....	126
3.3.1. Geologic and tectonic overview.....	129

3.3.2. Stratigraphy and facies.....	130
3.3.3. Metamorphism.....	130
3.4. The Trattberg Rise.....	133
4. Summary.....	135
Acknowledgements.....	140
References.....	141

## 1. Einleitung / Introduction

Bis heute gehen die meisten Modelle der Rekonstruktion der Entwicklung des zentralen Tethysnordwestrandes und damit der Nördlichen Kalkalpen von einer Dehnung im Bereich dieses Krustenstückes in der Zeit vom Perm bis in die Unter-Kreide aus (z. B. DERCOURT et al. 1986, 1993, MARCOUX & BAUD 1996, RICOU 1996, FOURCADE et al. 1996, DE WEVER et al. 1996, STAMPFLI et al. 1998). Lediglich in wenigen Arbeiten wird bereits im Jura eine innerozeanische Subduktionszone weit entfernt vom zentralen Tethysnordwestrand angenommen (z. B. innerozeanische Subduktionszone ab Toarcium - RICOU 1996). Eine gebirgsbildende Phase im Ober-Jura ist für diesen Raum bisher nicht verzeichnet oder akzeptiert (Zusammenstellung in GUIRAUD & BELLION 1996, FAUPL 1997, STAMPFLI et al. 1998).

Im Ober-Jura wird für den zentralen Tethysnordwestrand jedoch schon seit längerer Zeit eine tektonisch induzierte generelle Umstellung der geodynamischen Situation vermutet und aus verschiedenen Indizien abgeleitet (z. B. LEIN 1984, 1985, 1987b). Allgemein akzeptierte Belege für diese Umstellung der geodynamischen Situation am Tethysnordwestrand lagen aber zu dieser Zeit nicht vor.

Im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen dominieren vom höheren Dogger an kieselige Sedimente (Kiesel-schiefer, Radiolarite - vgl. DIERSCHKE 1980). Dabei ist die sedimentäre Entwicklung im Süden von der im Norden grundverschieden. Während sich im Süden, am Hagen- und Tengegebirgsnordrand ein tiefmarines, langezogenes Becken (Lammer Becken, s. u.) mit einer bis zu 2000 m mächtigen Beckenfüllung (Brekzien, Gleitschollen) entwickelt, werden gleichzeitig weiter im Norden, im Bereich der Osterhorngruppe, nur geringmächtige, graue bis schwarze Radiolarite (= Unterer Radiolarit sensu DIERSCHKE 1980) abgelagert.

Insgesamt kann die Radiolaritsedimentation in drei Zeitabschnitte unterteilt werden: Der erste Abschnitt (Callovium bis Unter-/Mittel-Oxfordium; = Unterer Radiolarit sensu DIERSCHKE 1980) ist gekennzeichnet durch graue bis schwarze Sedimentfolgen. Während im Norden echte, z. T. geringmächtige Radiolarite abgelagert werden, kommt es im Süden zur Sedimentation von mächtigen Sedimentfolgen mit Brekzienkörpern und Gleitschollen (Strubbergschichten). Im zweiten Abschnitt folgt darüber der rote Radiolarit (?Mittel- bis Ober-Oxfordium; = Oberer Radiolarit sensu DIERSCHKE 1980), der im Süden, im Ablagerungsbereich der Strubbergschichten, nicht mehr abgelagert wurde. Als letztes Radiolarit-Schichtglied entwickeln sich über dem roten Radiolarit die Tauglbodenschichten mit Brekzienkörpern und Gleitschollen vom höheren Oxfordium bzw. Oxfordium/Kim-

meridium-Grenzbereich an. Sie treten nur im nördlichen Bereich der Kalkalpen (z. B. Osterhorngruppe; SCHLAGER & SCHLAGER 1973, vgl. GAWLICK et al. 1999) auf und reichen bis in das tiefere Tithonium (GAWLICK et al. 1999a, b).

The Jurassic-Early Cretaceous tectonic history in the Northern Calcareous Alps has long been disputed. Its reconstruction is hampered by later orogenic movements.

The large scale Early and Middle Jurassic evolution in the Northern Calcareous Alps has been interpreted as that of a rifted continental margin by many authors, although the exact timing and the relative proportions of extensional and lateral movements stayed controversial (WÄCHTER 1987, CHANNELL et al. 1992, Kraimer et al. 1994, BÖHM et al. 1995). An analysis of the Early Jurassic sequence in the study area (BÖHM 1992, BÖHM et al. 1995) showed that a pronounced rifting pulse during the Hettangian, previously proposed to be responsible for drowning of the Late Triassic carbonate platform, is not recorded in the central Northern Calcareous Alps. In fact, a subsidence pulse could easily be compensated by accelerated production in a carbonate platform environment. The main pulse of rifting rather occurred in middle Early Jurassic times. A similar conclusion was reached by EBLI (1997).

Several hypotheses have been proposed to explain the late Middle to early Late Jurassic tectonic phase, which was associated with the formation of asymmetric basins, large-scale sliding, halokinesis, and basin inversion. DIERSCHKE (1980) showed that the basins were asymmetric troughs and sketched a scenario in which the rise separating the basins is explained as a large-scale anticline. Consideration of the northern part of the studied transect resulted in the reconstruction of rifted or transtensive basins by previous authors. For example, WÄCHTER (1987) and VECSEI et al. (1989) proposed that north-dipping listric faults formed tiltblocks as an expression of transtension-induced rifting (see also DERCOURT et al. 1986, 1993, MARCOUX & BAUD 1996, RICOU 1996, FOURCADE et al. 1996, DE WEVER et al. 1996, STAMPFLI et al. 1998). They related this process to the opening of the South Penninic ocean. CHANNELL et al. (1992), based on paleomagnetic and stratigraphic data, inferred that listric faults along the basin margins commonly dipped towards the south. They proposed that Late Jurassic basin formation was still a result of transtension centered in the Hallstatt Zone.

Basin and facies analysis, fossil dating, and the study of the metamorphism in the Middle to Late Jurassic sedimentary successions in the central part of the Northern Calcareous Alps allow to reconstruct the tectonic evolution in the area

between the South Penninic Ocean in the northwest and the Tethys Ocean in the southeast. Several hypotheses have been proposed to explain the late Middle to early Late Jurassic tectonic phase, which was associated with the formation of asymmetric basins, large-scale sliding, halokinesis, and basin inversion by transtension-induced rifting due to the opening of the Penninic Ocean. In contrast to current models, which propose an extensional regime for the central and eastern Northern Calcareous Alps in the Late Jurassic, GAWLICK et al. (1999) propose a geodynamic model with a compressional regime related to the Kimmerian orogeny. The Early and Middle Jurassic sediments were deposited in a rifted, transtensive continental margin setting. The sedimentation pattern dramatically changed around the Middle/Late Jurassic boundary. Significant sedimentation resumed with the deposition of radiolarian chert (Ruhpolding Fm.).

Around the Middle/Late Jurassic boundary two trenches in front of advancing nappes formed in sequence in the central part of the Northern Calcareous Alps. First several trenches formed in the south and then further trenches formed in the north. The southern trenches (Lammer Basin and equivalents - Callovian to Middle Oxfordian) accumulated a thick succession of gravitatively redeposited sediments (coarse breccias and slides) derived from the sedimentary sequences of the accreted Triassic-Liassic Hallstatt Zone (deposited on the outer shelf) and the margin of the Late Triassic carbonate platform. In an early stage, these sediments derived from sequences deposited on the more distal shelf (Salzberg facies zone of Hallstatt unit, Meliaticum), in a later stage from more proximal parts (Zlambach facies zone of Hallstatt unit, Late Triassic reef belt). Some Hallstatt limestone units, which experienced low temperature - high pressure metamorphism before redeposition, indicate deep burial by subduction in Late Jurassic times.

In the northern trenches (Tauglboden Basin and equivalents - Late Oxfordian to Early Tithonian) several hundred meter thick sediments accumulated, including redeposited material from a near-by topographic rise. This rise (Trattberg Rise) is interpreted as an advancing nappe front as a result of the subduction process. The basins and the rise, which are related to the closure of parts of the Tethys Ocean, are sealed by latest Jurassic pelagic and shallow-water carbonates representing a period of tectonic quiescence. The sealing by Tithonian sediments (Oberalm Fm.), gives an upper time constraint for the tectonic events.

The conclusions of GAWLICK et al. (1999) appear to be of general validity for a large part of the Northern Calcareous Alps, although detailed investigation is still lacking in most of these basins. The results show that an important orogenic event occurred in Late Jurassic time. In a greater geodynamic context, an important contractional event due to the closure of parts of the Tethys Ocean occurred at about Late Jurassic times in a vast region stretching from the European Alpides to southeast Asia. This event is known since long as the „Kimmerian orogeny“ and infers a similar pattern of plate movements along the entire orogenic belt.

## **2. Der kalkalpine Sedimentationsverlauf und die plattentektonische Geschichte der Nördlichen Kalkalpen vom Perm bis in die Unter-Kreide / The sedimentary record and the plate tectonic history of the Northern Calcareous Alps (Permian to Early Cretaceous)**

Viewed from its plate tectonic background the Permo-Triassic Tethys represents the transition phase from the Palaeotethys to the Neotethys Ocean. Its evolution is characterized by new seafloor spreading north of Gondwana with synchronous subduction along Eurasia. According to currently popular reconstructions (DERCOURT et al. 1993, MARCOUX & BAUD 1996) the Neotethys Ocean extended from less 25° south of the equator to about 30° north of it. It had an elongated shape of more than 10000 km length and about 3000 km width. Uniform tropical conditions have therefore prevailed in the Tethys Ocean with 25-30° C sea surface temperatures and formed widespread carbonate platforms.

Austria's Northern Calcareous Alps formed together with the Carpathians, the Southern Alps and the Dinarids an up to 300 km wide and approximately 700 km long shelf strip at the western Tethys end. Along this as well as other parts of the Tethyan passive margin, belts of marine sedimentation were arranged in a characteristic shore parallel fashion. They have often been illustrated below by classical Upper Triassic Alpine sedimentary environments (HAAS et al. 1995). The first and nearshore zone was the Keuper belt as deposition site of hypersaline or extreme shallow marine siliciclastics (Lower/Middle Austroalpine). Seaward followed broad Hauptdolomit and Dachstein carbonate platforms (Bajuvaricum, Tirolicum) flanked by reefs towards open shelfbasins. The Dachstein reefs (Juvavicum p.p.) produced large masses of skeletal and non-skeletal detritus which were deposited mostly along the platform margins and on the attached basin floors. Further offshore only a small amount of periplatform mud reached as reduced sediment supply the pelagic Hallstatt facies belt (Juvavicum p.p.). The latter now is generally regarded as evidence for a contiguity of an ocean and is used as tool for delineating the Gondwanian margin towards the deep sea of Tethys.

The Jurassic opening of the Central Atlantic Ocean with its continuation into the Penninic Ocean leads to a new Mediterranean plate configuration. The Apulian plate is formed and its northern Alpine-Carpathian segment is initially dismembered by transform faults into several crustal blocks with a strongly differing later tectonic history (e.g. Tisza, Moesia). Successive spreading of the Ligurian-Penninic Ocean is on the other hand compensated by the closure of parts of the Neotethys Ocean („Pindos-Vardar-Meliata“) resulting in an early deformation of the Juvavic shelf in late Jurassic times (Fig. 33). The Iberia-Adria-Zone (IAZ – GAWLICK, KRYSZYN, LEIN & MANDL 1999) characterizes the missing fragment between the Southern Alps and the Austroalpine. This Zone was in the Permian to Middle Triassic an extension zone with a high heat flow. In late Upper Triassic and Jurassic times lateral movements starts in the area between the IAZ and the AAT (GAWLICK et al. 1999).

Compared with the simple palaeogeographical model, the present configuration of the tectonized fragments of this shelf is rather complicated and reason for many long lasting controversies. One of the crucial points in any palinspastic reconstruction of the Northern Calcareous Alps is the question of the original relationship between the Tirolic and the Juvavic domains. Were both units tied together within one facies belt (Dachstein Facies) as suggested by SPENGLER (1951) and TOLLMANN (1985), or were they separated by a basal zone like in the northern Dinarids well-known there as Slovenian trough in the Julian Alps (KRYSZYN et al. 1994). Recently detected sequences of a peculiar middle to late Triassic basal facies incorporated as small tectonic slices between the Tirolicum and the Juvavicum in the southeastern part of the Northern Calcareous Alps could be interpreted as remnants of such a basin. In any case, the Tirolicum and Juvavicum were part of one and the same shelf (single shelf model) and show a southfacing facies polarity within both units (MANDL 1999), until recently when NEUBAUER (1994) and SCHWEIGL & NEUBAUER (1997a) proposed the origin of the Juvavic nappes from a different (i. e. opposite) shelf with an ocean in between (dual shelf model).

In Early to Middle Jurassic times the area was part of a pelagic platform on top of the drowned Upper Triassic shallow water carbonate platform. The area continued its subsidence but without significant sediment supply (BÖHM 1992). The facies distribution follows in early Early Jurassic times the Upper Triassic pattern with grey cherty basinal limestones and red nodular hemipelagic to deep neritic crinoidal limestones. In the late Early Jurassic large parts of the Alpine-Carpathian region were destroyed by a trans-tensional tectonic regime related to the rifting in the Penninic realm. Breccias, neptunian dykes and new basins were formed. The Middle Jurassic is a period of widespread omission, as shown by strongly condensed red limestone sequences and widespread ferromanganese crusts. Most of the area became a deeply drowned, slightly tilted pelagic plateau without significant relief, unaffected by rifting or other tectonic activity.

The sedimentation pattern in the Alpine-Carpathian region changed around the Middle/Late Jurassic boundary (Callovian-Oxfordian). The geodynamic history is characterized by a tectonic regime that differed from that of the Early to Middle Jurassic period, explained in different ways by TOLLMANN (1981) and FAUPL (1997). Significant sedimentation started with the deposition of radiolarian chert (Ruhpolding Formation) and the formation of new, elongate W-E striking, basins.

New investigations however show the existence of two radiolarite basin types partly formed in sequence (Fig. 3) indicating migration of tectonic activity: an older one (Lammer Basin and equivalents - Early Callovian to Middle/Late Oxfordian = Strubberg Formation) containing mass flows and slides originated in the former Hallstatt Zone and a younger one (Tauglboden Basin and equivalents - Late Oxfordian to Early Tithonian = Tauglboden Formation) containing mass flows and slides originated from nearby topographic rises. The basins can be interpreted as trenches in front of advancing nappes (= rises) as a result of the partial

closure of the Tethys Ocean (GAWLICK et al. 1999). By this the radiolarite succession (Ruhpolding Formation) in the southern and central parts of the Northern Calcareous Alps can be subdivided into an older (= Strubberg Formation - Callovian to Oxfordian; GAWLICK & SUZUKI 1999a) and a younger (= Tauglboden Formation - Late Oxfordian to Early Tithonian, GAWLICK et al. 1999a, b) sedimentary succession. Both contain mass flows, blocks and slides, the Strubberg Formation Juvavic material and the Tauglboden Formation local material.

Thrusting along the southern margins of the Lammer and the Tauglboden Basins occurred in sequence, respectively during early and late time of radiolarian chert deposition. The successive destruction of the continental shelf and the thrust sequence indicate that tectonic movements prograded from the distal shelf area (Juvavic domain) towards the interior of the Northern Calcareous Alps (Fig. 33). The Juvavicum attains the overall structure of a tectonic melange formed originally by sedimentary processes and overprinted by metamorphism and later thrust tectonics. Due to this process some slides were rotated and show an inverse facies polarity. The melange components, from sand fraction to kilometres in size, derived from the Tethyan shelf. They were successively mobilized from the distal to the more internal parts of the Hallstatt Zone.

Due to thrusting and subduction burial a partly high pressure metamorphism occurs in certain tectonic slices of the Juvavicum (GAWLICK & HÖPFER 1999), whereas large parts near the southern rim of the Northern Calcareous Alps were subject to temperatures corresponding to low-grade metamorphism (GAWLICK et al. 1994). Metamorphism occurred mainly contemporaneous with the deposition of the older radiolarian chert. The pressure conditions of this early metamorphism near the southern rim of the Northern Calcareous Alps is unknown because of a younger overprint (GAWLICK et al. 1999). The tectonic structures (basin and rise formation), which are related to the closure of the Tethys Ocean, are sealed by latest Jurassic pelagic and shallow-water carbonates representing a period of tectonic quiescence. The sedimentary sealing is documented by uniform deep-water sedimentation (Oberalm Formation) and gives an upper time constraint for this tectonic event (Fig. 33). The higher parts of the Oberalm Formation (Late Tithonian) uniformly spread over the former basin-and-rise morphology. The latest Jurassic - Neocomian phase of tectonic quiescence was followed by local thrusting and siliciclastic flysch sedimentation (Barremian-Aptian Rossfeld Formation; Fig. 33).

## 2.1. Perm und Trias

Im frühen Riftstadium, das durch Ausdünnen der kontinentalen Lithosphäre (Zerrtektonik) gekennzeichnet ist, werden im Perm teils kontinentale (alpiner Verrucano) teils saline Bildungen (Haselgebirge) abgelagert (z. B. TOLLMANN 1976a, b, 1985, PAK & SCHAUBERGER 1981, SCHAUBERGER 1979, 1986, SPÖTL 1989).

In der darauf folgenden kalkalpinen Sedimentationsgeschichte folgt die Entwicklung der Fazieszonen der Trias der Nördlichen Kalkalpen dem Trend der tektonischen

Entwicklung in der nordwestlichen Tethys. Transgressionen, Subsidenz und synsedimentäre Bruchtektonik greifen kontinuierlich von Südosten nach Nordwesten vor (z. B. FRISCH 1979, TOLLMANN 1985, ZIEGLER 1988, MARCOUX & BAUD 1996).

Im Skyth sind zwei Haupttypen mariner Ablagerungen als Bildungen eines flachen Schelfmeeres ausgebildet: stark terrigen-klastisch beeinflusster Alpiner Buntsandstein in Landnähe (z. B. KRÄINER 1985, STINGL 1989), vorwiegend im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen, und die Schlamm-sedimente der Werfener Schichten in Richtung Tethys, vorwiegend im Mittel- und Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (z. B. TOLLMANN 1976a, 1985, MOSTLER & ROSSNER 1984). Die Dreigliederung der Werfener Schichten in Quarzite und Sandsteine an der Basis, darüber folgende mächtige Werfener Schiefer und geringmächtige Werfener Kalke im Hangenden zeigt den generell abnehmenden Festlandeinfluß und den transgressiven Trend der Tethys an. Diese Flachwasserkarbonate schnüren im Verlauf des höheren Skyth den noch stark terrigen beeinflussten Werfener Faziesraum von der Tethys ab, so daß sich vom Grenzbereich Skyth zum Anis ein lagunärer Flachwasserkarbonatfaziesraum (= Karbonatrampe) ausbreiten kann (z. B. MOSTLER & ROSSNER 1984).

An der Grenze vom Skyth zum Anis setzt über der detritischen Werfener Folge die Karbonatbildung mit den Werfener Kalken (MOSTLER & ROSSNER 1977, TOLLMANN 1985) und den meist dunkelgrauen bis schwarzen Gutensteiner Schichten (Reichenhaller Niveau) ein, die das Sediment einer seichten, eingeschränkt durchlüfteten Ruhigwasserentwicklung sein sollen (z. B. PLÖCHINGER 1983, KRYSSTYN & LEIN 1996). Randlich kommt es z. T. zur Bildung einer Salarfazies (SCHAUBERGER & ZANKL 1976). Die Werfener Kalke und der Gutensteiner Dolomit umfassen den Zeitraum Ober-Skyth bis Mittel-Anis (z. B. MOSTLER & ROSSNER 1984, TOLLMANN 1985, KRYSSTYN & LEIN 1996). Aus der im tieferen Anis noch undeutlich differenzierten Fazieszonierung innerhalb der Karbonatrampe der Gutensteiner Schichten entwickelt sich im höheren Anis zunächst die Karbonatrampe des Steinalmkalkes/-dolomites (z. B. SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER 1974, KRYSSTYN & LEIN 1996). Darüber

folgen über der sich eintiefenden Karbonatrampe der Steinalmkalk/-dolomit-Entwicklung zunächst pelagisch beeinflusste Kalke und Dolomite (Reiflinger Formation i. w. S.). Die Reiflinger Schichten umfassen stratigraphisch den Zeitraum vom höheren Anis bis in das höhere Ladin. Im Ober-Ladin beginnt mit der Progradation der Wettersteinkarbonatplattform von Süden her die zweite Ausdehnungsphase flachmariner Plattformkarbonate, aus der sich über das Stadium einer versteilten Karbonatrampe (BRANDNER & RESCH 1981) im Unter-Karn die in Becken, Riff und Lagune gegliederte Wettersteinkarbonatplattform s. str. entwickelt (KRYSSTYN & LEIN 1996).

Die durch Tektonik und Meeresspiegelschwankungen geprägte Sedimentationsgeschichte (siehe u. a. BECHSTÄDT & MOSTLER 1976, BRANDNER 1984, LEIN 1985, TOLLMANN 1985, KRYSSTYN 1991) der Mittel-Trias-Karbonatplattformen und -rampen (z. B. Steinalmkarbonatrampe- und Wettersteinkarbonatplattformentwicklung i. w. S.) beginnt im höheren Anis und endet mit der Schüttung des terrigenen, siliziklastischen Materials der Raibler Schichten im höheren Unter-Karn (Reingrabener Wende - SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER 1974, vgl. JERZ 1966).

Im Raibler Niveau des höheren Unter-Karn ist die Riffentwicklung (= Karbonatproduktion) durch die Schüttung von terrestrischem Material stark eingeschränkt. Nur im heute südlichen Kalkhochalpinen Faziesraum werden auf einer Schwellenregion noch Seichtwasserkarbonate gebildet. Dieser Seichtwasserkarbonatgürtel wird von quer streichenden Rinnen durchzogen, durch die feinkörniges, siliziklastisches Material in die Hallstätter Zone geschüttet wird (Leckkogelschichten; vgl. DULLO & LEIN 1982). Die Hauptmenge des siliziklastischen Materials wird im Kalkvoralpinen Faziesraum als Lunzer Schichten abgelagert (TOLLMANN 1976a, 1985, BEHRENS 1972).

Im Tuval, d. h. im höheren Karn entwickelt sich zunächst eine Karbonatrampe über den Raibler Schichten, die faziell gegliedert ist in die gemischt terrigen-karbonatische Opponitzer Formation im Kalkvoralpinen Dachsteinkalkfaziesraum, die Waxeneck Formation (LEIN in KRYSSTYN et al. 1990) im Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum und geringfügig terrigen verunreinigte pelagische Sedimente im

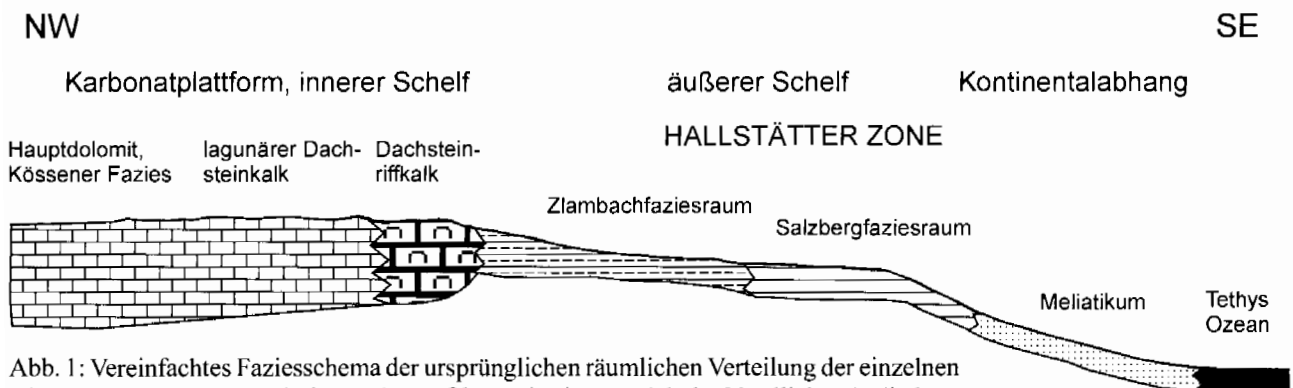


Abb. 1: Vereinfachtes Faziesschema der ursprünglichen räumlichen Verteilung der einzelnen Ablagerungsräume zur Zeit der höchsten Ober-Trias im Bereich der Nördlichen Kalkalpen (u. a. nach ZANKL 1971, LEIN 1985, 1987a, KRYSSTYN ab 1971, TOLLMANN 1976a, 1985, GAWLICK et al. 1994, HAAS et al. 1995, GAWLICK 1996; verändert nach GAWLICK et al. 1999).

Fig. 1: Simplified reconstruction of the facies belts of the Northern Calcareous Alps during Late Triassic (e. g. ZANKL 1971, LEIN 1985, 1987a, KRYSSTYN since 1971, TOLLMANN 1976a, 1985, GAWLICK et al. 1994, HAAS et al. 1995, GAWLICK 1996; after GAWLICK et al. 1999).



Zlambachfaziesraum sowie im Hallstätter Salzbergfaziesraum. Aus dieser Karbonatrampe entwickelt sich allmählich vom höchsten Tuval bzw. tieferen Lac an die in Lagune, Riff und Becken gegliederte Dachsteinkalkkarbonatplattform mit dem Hauptdolomit (z. B. CZURDA & NICKLAS 1970, FRUTH & SCHERREICKS 1985), dem gebankten Dachsteinkalk (z. B. FISCHER 1964, 1975, HAAS 1991), dem Dachsteintuffkalk (z. B. ZANKL 1962, 1968, 1969, ZAPPE ab 1963, FLÜGEL 1962, 1981) und der Hallstätter Zone (Abb. 1).

Die räumliche Ausdehnung der Flachwasserareale wird vom höheren Nor an auf Grund der tektonischen Umstellung im Kalkhochalpinen Faziesraum stark eingengt (u. a. LEIN 1985, 1987a). Im Süden transgrediert die Hallstätter Zone, im Norden entwickelt sich ab höherem Sevat das Kössener Becken im Bereich der Lagune der Dachsteinkalkkarbonatplattform (z. B. FABRICIUS 1966, GOLEBIOWSKI 1990, 1991). Im unteren Rhät entwickeln sich am Südrand des Kössener Beckens Riffe (z. B. SCHÄFER 1979, SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN 1981) bzw. eine Karbonatrampe (STANTON & FLÜGEL 1989, 1995), die nach Norden über das Kössener Becken progradiert (GOLEBIOWSKI 1990, 1991). Südlich davon entwickelt sich eine offene Plattform, durch die feinkörniges siliziklastisches Material vom Kössener Becken in die

Hallstätter Zone transportiert wird. Hier werden im Rhät die terrigenen Zlambachschieben abgelagert.

## 2.2. Jura und Kreide

Im Jura werden die tethyalen Grundmuster in den Nördlichen Kalkalpen durch das beginnende Rifting im Penninischen Ozean nördlich bzw. nordwestlich (vgl. KRYSSTYN & LEIN in HAAS et al. 1995) des Ostalpins überprägt. Während sich auf der einen Seite das Ostalpin von Europa abzuspalten beginnt, endet im Trias/Jura-Grenzbereich das Riffwachstum infolge eines Massensterbeereignisses. Die in der Ober-Trias großräumig gegliederte Dachsteinkalkkarbonatplattform mit einer rekonstruierbaren Verteilung der Fazieszonen (z. B. ZANKL 1971) wird im Lias durch die anhaltende tektonische Subsidenz von einer Pelagischen Plattform abgelöst.

Im Lias entsteht im Bereich der Ober-Trias-Plattform ein faziell sehr differenzierter Ablagerungsraum (Abb. 3; z. B. BERNOULLI & JENKYN 1974, BÖHM 1989, 1992, BÖHM et al. 1995, MOSTLER et al. 1989, KRAINER & MOSTLER 1997, KRAINER et al. 1994, EBEL 1997). Spaltenbildung ist häufig (z. B. SCHÖLL & WENDT 1971). Analog zu der lithofaziellen Entwicklung in der Hallstätter Zone der Trias werden im

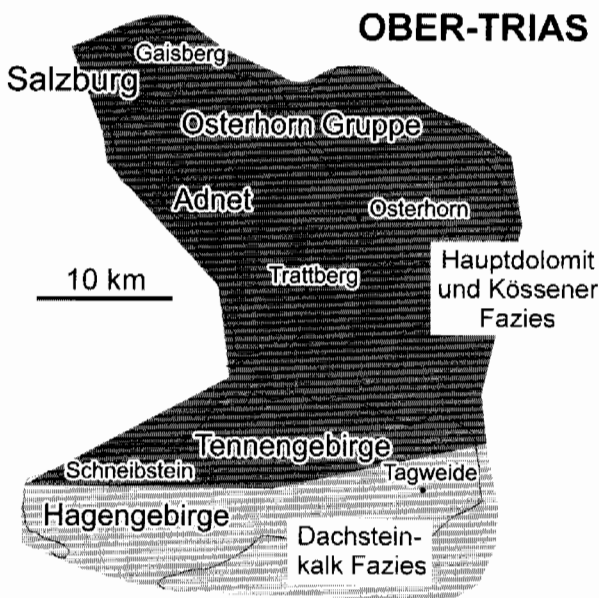


Abb. 2: Fazieskarte des zentralen Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen zur Zeit des Nor/Rhät-Grenzbereiches. Dargestellt ist die größte Ausdehnung des Kössener Beckens Richtung Süden im Nor/Rhät-Grenzbereich (vgl. GOLEBIOWSKI 1990, 1991, GAWLICK 1996). Im Rhät progradiert die Flachwasserkarbonatplattform nach Norden bis Adnet („Adnet Schwelle“ in Abb. 3) (nach GAWLICK et al. 1999).

Fig. 2: Facies map of the excursion area for Norian/Rhaetian times, showing widest extension of Kössen Basin towards the south around the Norian/Rhaetian boundary (GOLEBIOWSKI 1990, 1991, GAWLICK 1996). In Rhaetian times the carbonate platform prograded north up to the area of Adnet („Adnet Rise“ in Fig. 3) (after GAWLICK et al. 1999).

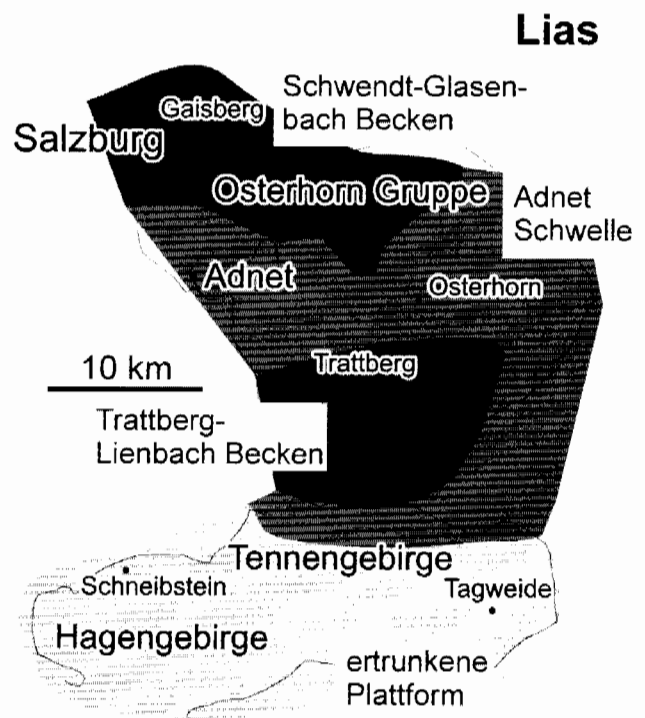


Abb. 3: Fazieskarte des zentralen Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen zur Zeit des Pliensbachium (nach BÖHM 1992). Das Trattberg-Lienbach Becken ist in dieser Zeit infolge von Tektonik im Bereich der früheren Ober-Trias Karbonatplattform neu gebildet worden (nach GAWLICK et al. 1999).

Fig. 3: Facies map of the excursion area for Sinemurian/Pliensbachian times (BÖHM 1992). Trattberg-Lienbach Basin is a new feature on the former carbonate platform (after GAWLICK et al. 1999).

Lias kondensierte Rotkalk (Adneter Kalk - BERNOULLI & JENKYN 1970, FISCHER 1969, WENDT 1969, 1970, BÖHM 1992 - auf Tiefschwellen) und Graukalk (Allgäuschichten - JACOBSHAGEN 1964, 1965, BÖHM 1992 - in Becken) abgelagert (u. a. HALLAM 1971). Im höheren Lias erfolgt durch die fortschreitende Öffnung des Penninischen Ozeans mit Ozeanbodenbildung ab dem Dogger (z. B. WEISSERT & BERNOULLI 1985) eine fazielle Umstellung des kalkalpinen Ablagerungsraumes (z. B. BÖHM 1992, BÖHM et al. 1995). Vom höheren Lias an kennzeichnen stark kondensierte hemipelagische Karbonate (z. B. KRYSZYN 1971) und z. T. kieselige Karbonate das Ablagerungsmilieu.

Die im Lias und Dogger ausgebildete Pelagische Plattform (z. B. WENDT 1988) mit kondensierter Sedimentation stellt in der strukturellen Entwicklung des Passiven Kontinentalrandes der Nördlichen Kalkalpen das Zwischenglied zwischen der Frühphase der Sedimentation der mächtigen triassischen Karbonatplattformen und der abschließenden Flyschphase im ausgehenden Mittel- und frühen Ober-Jura dar.

Vom höheren Dogger an ändert sich im Bereich des Tethysnordwestrandes das Sedimentationsgeschehen grundlegend (Ruhpolding-Wende nach SCHLAGER & SCHÖLLBERGER 1974). Eine genaue zeitliche Einstufung des Einsetzens der kieseligen Sedimentation (Ruhpolding Formation i. w. S.) war auf Grund der oft sehr stark kondensierten Profile oder auf Grund des Auftretens von Hartgründen in den roten pelagischen Kalken des Lias und Dogger nicht exakt zu erfassen (Zusammenstellung in DIERSCHKE 1980, vgl. KRYSZYN 1971, MANDL 1982). Zudem sind stratigraphisch aussagekräftige Faunen nur in sehr wenigen Profilen erhalten (HUCKRIEDE 1971, DIERSCHKE 1980, GAWLICK et al. 1999). Ausführliche Zusammenfassungen über die Radiolaritsedimentation und deren stratigraphische Einstufung im Bereich der Tethys geben in neuerer Zeit u. a. WINTERER & BOSELLINI (1981), JENKYN & WINTERER (1982), BAUMGARTNER (1984, 1987), DE WEVER (1989), BAUMGARTNER et al. (1995 - cum lit.) und DE WEVER et al. (1996). Im Bereich der Nördlichen Kalkalpen, speziell für den Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen, sind neuere Bearbeiter DIERSCHKE (1980), VECSEI et al. (1989), GAWLICK (1996), GAWLICK & SUZUKI (1999a) und GAWLICK et al. (1999).

Über den Radiolariten folgen stratigraphisch die Karbonate der Ober-Jura Karbonatplattform bzw. deren Äquivalente: Oberalmer Schichten (?Kimmeridgium bis Tithonium; STEIGER 1992 - cum lit.), Plassenkalk (höheres Oxfordium bis Tithonium; vgl. TOLLMANN 1985 - cum lit.), Tressensteinkalk (höheres Oxfordium bis Tithonium; vgl. TOLLMANN 1985 - cum lit.), Barmsteinkalke (?Kimmeridgium bis Tithonium; STEIGER 1992 - cum lit.). Innerhalb der Oberalmer Schichten wechsellagern dünnbankige, mikritische Kalk mit mächtigen, oft grobklastischen Kalkschuttströmen, den Barmsteinkalken (STEIGER 1981). Die mikritischen Kalken werden wegen ihrer Aptychenführung oft auch als Aptychenschichten bezeichnet. Die Barmsteinkalke sind meist Fluxoturbidite und Turbidite, die aus Flachwasserkarbonatplattformmaterial bestehen und den Oberalmer Schichten in mehreren charakteristischen Lagen zwischengeschaltet sind. Die stellenweise bis zu 700 m mächtigen Flachwasserkarbonatplattformen (Plassenkalk

am Plassen) haben sich auf isolierten Hochzonen, meist am Top von Gleitschollen oder tektonisch gebildeten Hochzonen des Kalkvorarlpin, gebildet. Zwischen dem Plassenkalk und den Barmsteinkalken vermitteln die Tressensteinkalken als Riff flankenfazies. Im Gegensatz zur Ober-Trias Karbonatplattform handelt es sich bei den Ober-Jura Flachwasserkarbonaten allerdings nicht um eine zusammenhängende Karbonatplattform, sondern um kleine, isolierte, atollartige Riffe. Daneben treten auf Untiefen crinoidenreiche Rotkalken (Mühlbergkalk - TOLLMANN 1985) auf.

Diese oberjurassischen Flachwasser- und Tiefwasserkarbonate überlagern diskordant die Beckenfüllungen des Radiolaritniveaus und sedimentieren die im aus dem Kalkhochalpinen Raum eingegleiteten Schollen zu (jurassische Neoautochthonie, z. B. MANDL 1984).

Im Verlauf der Unter-Kreide wird die Karbonatsedimentation allmählich durch siliziklastischen Schüttungen abgelöst (Roßfeldschichten - u. a. FAUPL & TOLLMANN 1979, DECKER et al. 1987, SCHWEIGL & NEUBAUER 1997c). Schwermineraluntersuchungen (POBER & FAUPL 1988, FAUPL & POBER 1991) in den Roßfeldschichten belegen die Erosion des im frühen Ober-Jura akkretionierten Tethys Ozeans, dessen Gesteine ab der mittleren Unter-Kreide durch Hebung und Erosion freigelegt worden sind (vgl. dazu v. EYNATTEN 1996, v. EYNATTEN et al. 1996).

### 3. Die Exkursionspunkte / Outcrops

Die Genese und sedimentäre Füllung der Radiolaritbecken in den Nördlichen Kalkalpen (Callovium – Tithonium) hat sich in letzter Zeit als Schlüssel für die Interpretation der geodynamischen Vorgänge im Bereich der Nördlichen Kalkalpen im Ober-Jura herausgestellt. Am Beispiel der Beckenentwicklung im zentralen Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Lammer und Tauglboden Becken) wird gezeigt, daß sich die Beckenachsen durch Raum und Zeit vom Südrand der Nördlichen Kalkalpen in den zentralen Teil verlagern und daß diese Becken langgezogene Tiefsee-Gräben mit karbonatklastischen flyschoiden Beckenfüllungen vor herannahenden Deckenfronten darstellen, die im späten Ober-Jura von Gesteinen einer Karbonatplattform (z. B. Plassenkalk, Oberalmer Schichten) diskordant überlagert werden. Die Kieselsedimente stellen dabei die Matrix von Brekzienkörpern, großen Gleitschollen und Decken dar. Das umgelagerte Material in den einzelnen Becken unterscheidet sich dabei in seiner Herkunft. Neben der Radiolaritbeckenentwicklung sind hochdruckmetamorph überprägte Hallstätter Gesteine, die im Lammer Becken liegen, Ziel der Exkursion. Die tektonischen Vorgänge, die im Ober-Jura zu der Entstehung der Radiolaritbecken und deren Füllung führten, werden diskutiert.

Der erste Exkursionstag beschäftigt sich mit der stratigraphischen und faziellen Entwicklung der sedimentären Füllung des Lammer Beckens (I in Abb. 4). In einer ganztägigen Wanderung am Tennengebirgsnordrand (von Oberscheffau zum Paß Lueg) wird der Verlauf der sedimentären Entwicklung der Beckenfüllung gezeigt. Am zweiten Exkursionstag werden zuerst die zeitgleichen, aber stark kondensierten, Kieselsedimente weiter im Norden im Bereich der



Osterhorngruppe (Mörtlbachgraben, Urbangraben) vorgestellt (2 und 3 in Abb. 4). Danach ist die sedimentäre Füllung des Tauglboden Beckens im Bereich des Tauglbaches (Kesselstraße) Ziel dieser Exkursion. Die hochdruckmetamorph überprägten Hallstätter Kalke der Pailwand südöstlich von Abtenau (4 in Abb. 4) sind ein weiterer Schlüssel für das Verständnis der oberjurassischen Tektonik.

Der letzte Aufschluß, der die neoautochthone sedimentäre Bedeckung (Oberalmer Schichten) zum Thema hat, liegt auf der Trattberg Schwelle im Bereich der Moosbergalm (5 in Abb. 4). Von hier aus hat man gleichzeitig einen guten Überblick über das Exkursionsgebiet. Dieser Aufschluß im Bereich der Moosbergalm ist nicht obligatorisch und kann aus Zeitgründen wegfallen.

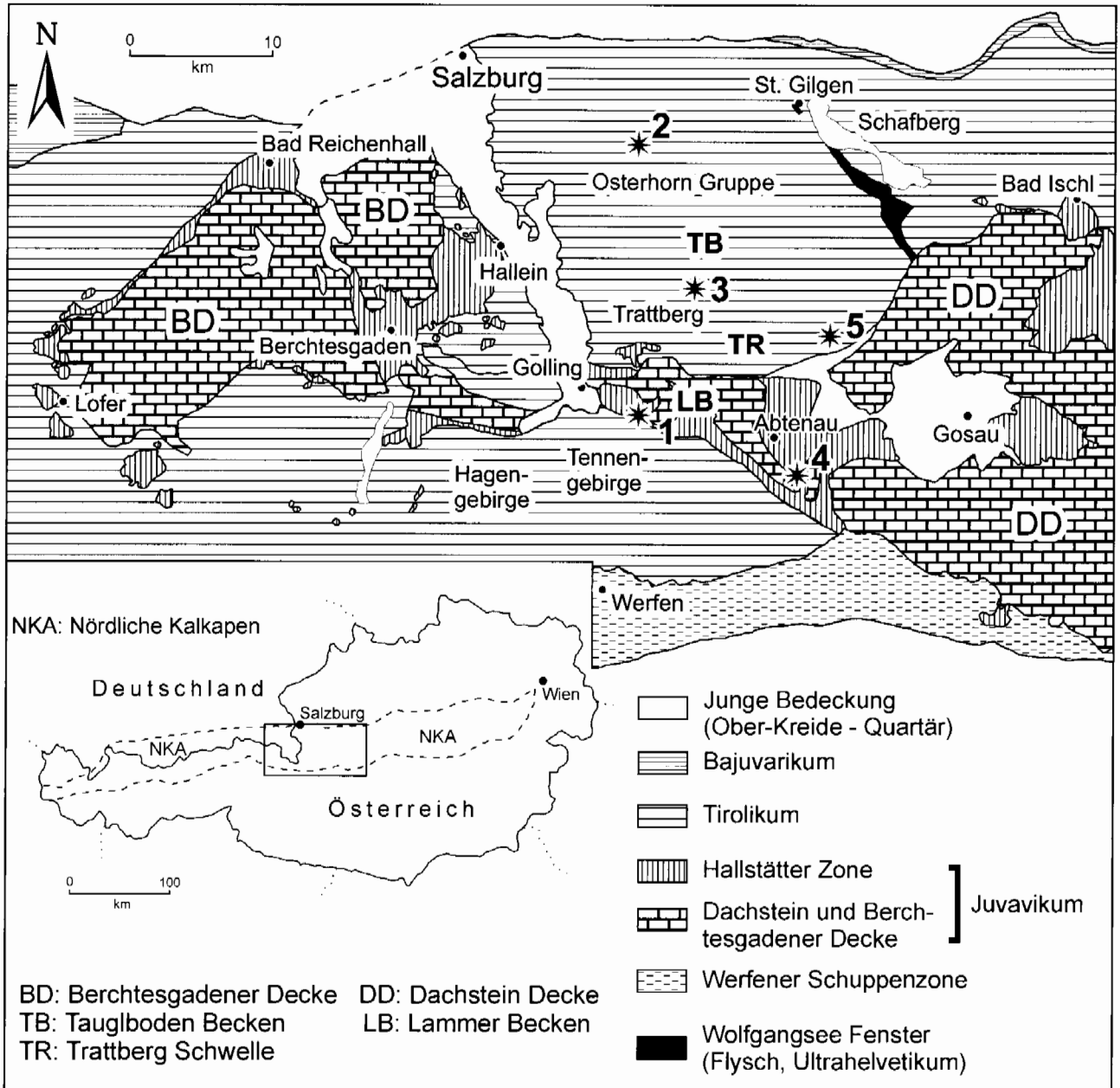


Abb. 4: Lage der Exkursionspunkte bzw. der Exkursionsroute. 1 = Tennengebirgsnordrand zwischen Oberscheffau und Paß Lueg (Lammer Becken); 2 = Mörtlbachgraben nördlich Krispl (Unterer und Oberer Radiolarit); 3 = Tauglbach, Urbangraben und Kesselstraße (Unterer und Oberer Radiolarit; Tauglboden Becken); 4 = Pailwand (hochdruckmetamorph überprägte Hallstätter Kalke); 5 = Moosbergalm (neoautochthone Überdeckung; Trattberg Schwelle). Tektonische Übersicht nach: TOLLMANN (1985), GANSS et al. (1988) und GAWLICK et al. (1994).

Fig. 4: Visited outcrops and excursion route. 1 = northern rim of the Tennengebirge between Oberscheffau and Paß Lueg (Lammer Basin); 2 = Mörtlbach valley north of Krispl (Lower and Upper Radiolarite); 3 = Taugl valley, Urban valley and Kessel street (Lower and Upper Radiolarite; Tauglboden Basin); 4 = Pailwand (high pressure – medium grade metamorphism of Hallstatt limestones); 5 = Moosbergalm (neoautochthoneous cover; Trattberg Rise). Tektonic map after: TOLLMANN (1985), GANSS et al. (1988) and GAWLICK et al. (1994).

### 3.1. Das Lammer Becken / Lammer Basin

The Lammer Basin is located between the Osterhorn Group (Trattberg Rise) in the north and the Tennengebirge in the south and was formed as an elongate trough in the former area of the Late Triassic lagoonal carbonate platform (Tirolicum of the Northern Calcareous Alps, Staufen-Höllengebirgs nappe). The Lammer Basin contains a more than 1.5 km thick series of deep-water cherts and shales intercalated with breccias, mega-olistoliths and slides (Strubberg Formation).

The redeposited rocks were derived from the continental margin along the southern rim of the Northern Calcareous Alps (Hallstatt Zone – GAWLICK 1996). The basin fill is composed of Callovian/Oxfordian deep-water sediments (radiolarites, cherty limestones, marls), which contain in the Oxfordian different types of mass-flow deposits and large slide masses. Examination of the stratigraphy and facies of the resedimented clasts and blocks suggests that the ancient Hallstatt Zone was destroyed and that its Triassic to Liassic sediments were eroded or mobilized as slides and redeposited in the Lammer Basin.

The sedimentary record in the Lammer Basin starts in the Early Callovian with cherty limestones, radiolarites and marlstones. Upsection thin turbidites and, later (Oxfordian), different types of internally chaotic debris-flow deposits with variable matrix content are intercalated. The overlying, typically radiolarian-rich parts contain disorganized deposits bearing various clasts derived from the proximal Hallstatt Zone (Pötschen Formation of Zlambach facies; Carnian to Norian). Further upsection, mass flow deposits with small resedimented clasts of Late Triassic condensed cephalopod limestones (Hallstatt limestone) rarely occur together with large slides of Pötschen Formation of the same age. A younger generation of mass-flow deposits also contains Pötschen Formation material but ranging in age from Anisian to Liassic. The middle part of the Strubberg Formation (~Middle Oxfordian) is characterized by large resedimented blocks and slide sheets of the siliciclastic Werfen Formation (Scythian). These are overlain by 2-3 km sized slides of the Pötschen Formation composed again of various dolomites and limestones (Carnian to Liassic). Mass-flow deposits on top of these large slides contain clasts and hectometric blocks of the Hallstatt cephalopod limestones (Carnian to Norian) and small clasts of Middle Triassic radiolarites and cherty limestones (Meliaticum). This facies suggests an origin from the distal parts of the Hallstatt Zone (Hallstatt Salzberg facies and Meliaticum). The piggy-back transportation of distal Hallstatt Salzberg facies and Meliaticum components in slide masses derived from the Zlambach facies area show that Callovian to Oxfordian resedimentation was a multiple process. These slides are overlain by mass-flow deposits (~Middle Oxfordian) with clasts from the Pötschen Formation (Carnian to Norian).

The upper part of the Strubberg Formation (Middle to Late Oxfordian) is characterized by mass flows and slides bearing clasts of Hallstatt limestones (Carnian to Norian). In these mass-flow deposits components from the Dachstein reefal limestone facies occur. The sequence is terminated by large slides of the reefal Dachstein limestone facies zone (Scythian to Liassic). These are, in turn, overlain by mass-flow deposits

and by large blocks and slides derived from the typical Hallstatt Salzberg facies. Contemporaneous with the emplacement of the reef tract slides also appear high-pressure metamorphic slides derived from the Hallstatt Salzberg facies zone (GAWLICK & HÖPFER 1999). Sediment redeposition ended in the Lammer Basin in the ?late Oxfordian, contemporaneous with the formation of the Trattberg Rise and the Tauglboden Basin to the north. After a sedimentation gap in the Kimmeridgian and Early Tithonian, pelagic limestones of the Oberalm Formation were deposited on top of several slide masses sealing the chaotic basin fill.

Die spät mittel- bis früh-oberjurassische Beckenfüllung des Lammer Beckens (= Göll-Lammerzone; Strubbergsschichtenbecken) liegt geographisch im Zentrum des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen (Abb. 4). Den nördlichen Rahmen bildet die Osterhorngruppe, die zu der zum Tirolikum (= Kalkvoralpin) gehörenden Staufen-Höllengebirgs-Decke gestellt wird. Im Süden wird das Lammer Becken im Westteil durch das Hagengebirge, im zentralen und Ostteil durch das Tennengebirge begrenzt. Diese beiden Gebirgsstöcke werden wie die Osterhorngruppe zur tirolischen Staufen-Höllengebirgs-Decke gestellt.

Im Bereich des Lammer Beckens (Abb. 4, Abb. 6) kann von der Ober-Trias bis in den Ober-Jura folgende sedimentäre Entwicklungsgeschichte rekonstruiert werden (Abb. 5 und Abb. 18, Genauerer in GAWLICK 1996): In der Ober-Trias ist sowohl am Tennengebirgsnordrand als auch am Osterhorngruppensüdrand eine typische Kalkvoralpine Faziesentwicklung erhalten. Am Tennengebirgsnordrand folgen über dem gebankten, in Loferer Fazies ausgebildeten norischen Dachsteinkalk gebankter Dachsteinkalk ohne Algenlaminiten und Auftauchhorizonte, darüber Einlagerungen von Kössener Schichten, die im Hangenden von megalodontenführendem, gebanktem, rhätischem Dachsteinkalk überlagert werden. Am Osterhorngruppensüdrand wird der unternorische Hauptdolomit von einer Kalk/Dolomit-Wechselfolge (Plattenkalk) überlagert, die allmählich in gebankten, megalodontenführenden Dachsteinkalk übergeht. Im Hangenden entwickeln sich unter Einlagerung von Detrituskalken und Mergellagen die Kössener Schichten, die von rhätischem Dachsteinkalk überlagert werden. Von der Trias/Jura-Grenze an beginnt die Ober-Trias Karbonatplattform zu ertrinken. Die fazielle Ausbildung der einzelnen liassischen Schichtglieder weist am Tennengebirgsnordrand auf ein im Norden gelegenes unterjurassisches Riftbecken hin, stellenweise wahrscheinlich mit Halbgrabenstruktur. Im proximalen Bereich belegen liassische Spalten den sich dehrenden Ablagerungsraum und weisen auf eine nördlich gelegene oberliassische Bruchzone hin. Am östlichen Tennengebirgsnordrand treten als Anzeiger für steile Hänge an der Basis Megabrekzien auf, die fast ausschließlich aus Dachsteinkalkkomponenten und großen Dachsteinkalkblöcken bestehen. Am westlichen Tennengebirgsnordrand belegen Liashornsteinknollenkalke die tieferen Beckenbereiche (vgl. auch BÖHM 1992). Die Lias-sedimentation konnte stratigraphisch bis in das Toarcium belegt werden (GAWLICK 1996), Aalenium bis Bathonium (vgl. GAWLICK & SUZUKI 1999a) konnten stratigraphisch nicht

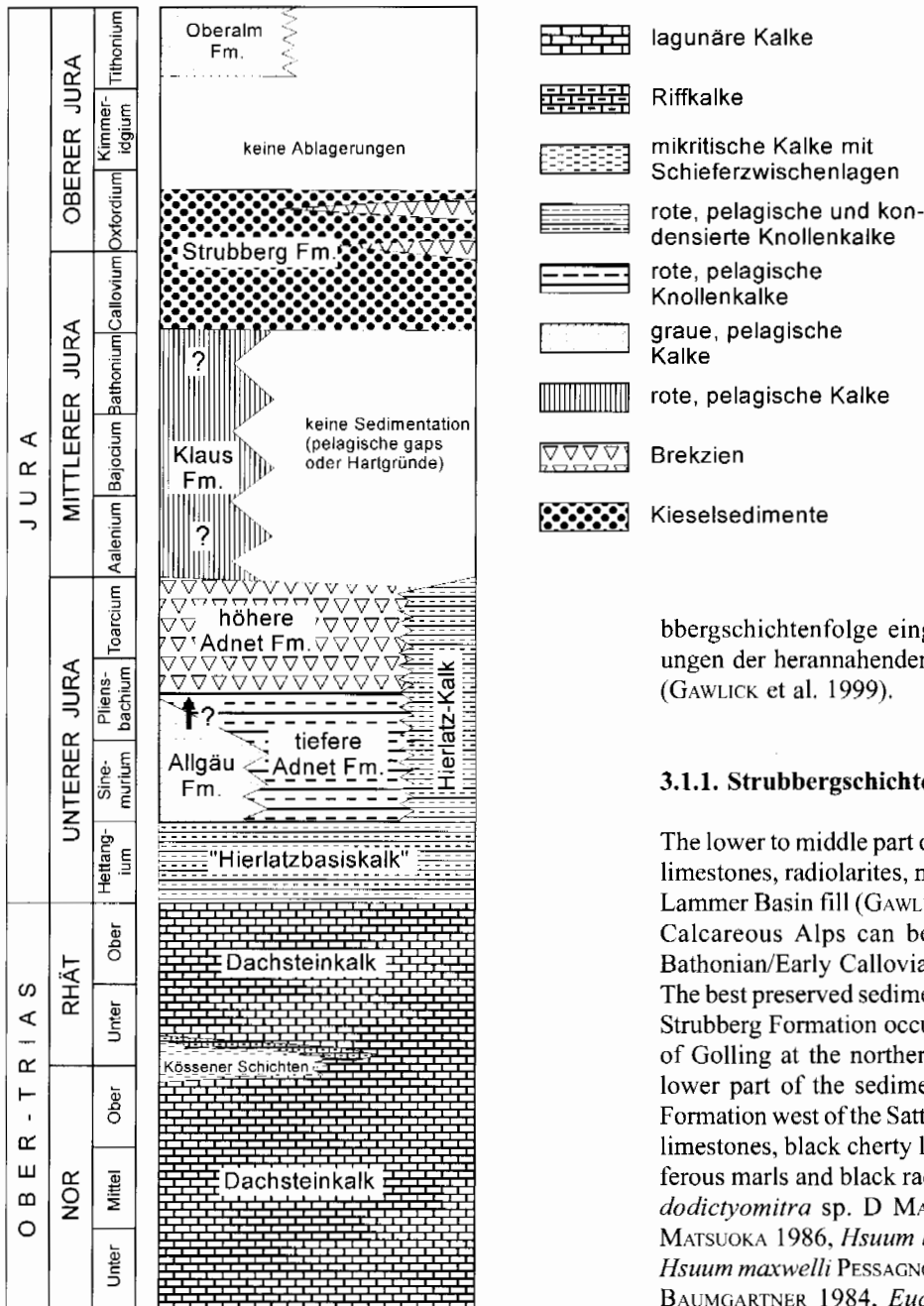


Abb. 5: Stratigraphische und fazielle Entwicklung der Schichtfolge von der Ober-Trias bis in den Ober-Jura im Bereich des Lammer Beckens am Tennengebirgsnordrand. Fm. = Formation. Verändert nach GAWLICK, FRISCH, VECSEI, STEIGER & BÖHM (1999).

Fig. 5: Stratigraphy and facies of the Norian to Tithonian sedimentary succession in the area of the Lammer Basin (northern rim of the Tennengebirge). Modified after GAWLICK, FRISCH, VECSEI, STEIGER & BÖHM (1999).

bergsschichtenfolge eingelagert, die die ersten Ablagerungen der herannahenden Subduktionsfront repräsentieren (GAWLICK et al. 1999).

### 3.1.1. Strubbergsschichten / Strubberg Formation

The lower to middle part of the Strubberg Formation (cherty limestones, radiolarites, mass flow deposits) as a part of the Lammer Basin fill (GAWLICK 1996) in the southern Salzburg Calcareous Alps can be dated by radiolarians as Late Bathonian/Early Callovian to Early/Middle Oxfordian.

The best preserved sedimentary sequence of the fine grained Strubberg Formation occurs west of the Sattlberg southeast of Golling at the northern rim of the Tennengebirge. The lower part of the sedimentary sequence of the Strubberg Formation west of the Sattlberg consists of dark grey micritic limestones, black cherty limestones, grey to black manganese marls and black radiolarit and can be dated by *Pseudodictyomitra* sp. D MATSUOKA 1986, *Parahsuum* sp. S MATSUOKA 1986, *Hsuum brevicostatum* (OZVOLDOVA 1975), *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977, *Eucyrtidiellum pustulatum* BAUMGARTNER 1984, *Eucyrtidiellum unumaense* s.l. YAO 1979, *Dictyomitrella kamoensis* MIZUTANI & KIDO 1983, *Cinguloturris carpatica* DUMITRICA & MELLO 1982, *Tricolocapsa plicarum* s.l. YAO 1979 and *Theocapsomma cordis* KOCHER 1981 as Early Callovian (= high U.A.7, U.A.7 = Late Bathonian to Early Callovian after BAUMGARTNER et al. 1995).

The middle part of the Strubberg Formation consists of dark grey micritic limestones, black cherty limestones, grey to black marls and graded sequences. These graded sequences contain breccias (with crinoids and small clasts of Pötschen limestone). These parts of the Strubberg Formation can be dated by *Tricolocapsa plicarum* s.l. YAO 1979, *Theocapsomma cordis* KOCHER 1981, *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983, *Archaeodictyomitra apiarium* (RÜST 1885) and *Stylocapsa oblongula* KOCHER 1981 as Middle Callovian to Early Oxfordian (= U.A.8 = Middle Callovian to Early Oxfordian after BAUMGARTNER et al. 1995). The Callovian/Oxfordian-boundary cannot be exactly defined in this sec-

nachgewiesen werden. Am Südrand der Osterhorngruppe reicht die stark deformierte Schichtfolge aus Rot- und Graukalken bis in den höheren Lias, Brekzienkörper mit Dachsteinkalkkomponenten fehlen (Abb. 5).

An der Wende Dogger/Malm wird die Sedimentation am Tennengebirgsnordrand vor allem von der stark erhöhten tektonischen Subsistenz im Bereich des Lammer Beckens und den Veränderungen am Kalkalpensüdrand kontrolliert. Als Äquivalent des Unteren Radiolarites werden im Lammer Becken vom tieferen Callovium bis zum unteren/mittleren Oxfordium die Strubbergsschichten abgelagert (GAWLICK & SUZUKI 1999a). Die Mächtigkeit der Beckenfüllung, die als intrakontinentale Tiefseeabgrabenfüllung interpretiert wird (GAWLICK ab 1991), erreicht insgesamt 1500-2000 Meter: im Liegenden dominieren gebankte Kieselkalke bis Radiolarite und dünn-schichtige Mergel, im Hangenden sind mächtige Brekzienkörper und Gleitschollen in die Stru-

tion.

The upper part of the Strubberg Fm. consists of manganese-rich marls, cherty limestones, mass flow deposits (limestones and dolomites of the Pötschen Formation), slides (limestones and dolomites of the Pötschen Formation) and radiolarites on the top of the sequence. The radiolarites on top of the sequence can be dated by *Stylocapsa oblongula* KOCHER 1981, *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970, *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI 1981) and *Tricolocapsa cf. conexa* MATSUOKA 1983 as Middle Oxfordian (= lower U.A.9, U.A.9 = Middle to Late Oxfordian after BAUMGARTNER et al. 1995).

Der stratigraphische Umfang der Strubbergsschichten war bisher stark umstritten. Stratigraphisch aussagekräftige Fossilfunde aus der z. T. mergelig, z. T. als Kieselkalke und z. T. als Radiolarit ausgebildeten Schichtfolge lagen bisher nicht vor, so daß der stratigraphische Umfang einerseits aus den unterlagernden Sedimenten und andererseits aus litho- und mikrofaziellen Vergleichen mit anderen, sedimentologisch ähnlich ausgebildeten Schichtfolgen (Ruhpoldinger Radiolarit, Tauglbodenschichten) der Nördlichen Kalkalpen abgeleitet wurde (vgl. TOLLMANN 1976a, 1985, PLÖCHINGER 1983). Es wurde angenommen, daß die Sedimentation der Strubbergsschichten im höheren Lias einsetzt (z. B. CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952: 61, PLÖCHINGER 1980, 1983, HAMILTON 1981 - vgl. dazu PLÖCHINGER 1990) und bis in den höheren Malm reicht (HÄUSLER 1979, 1981). Der höhere Abschnitt der Strubbergsschichten mit den eingelagerten polymikten Brekzienkörpern und Megaolistolithen bis Gleitschollen wurde als zeitliches Äquivalent der Tauglbodenschichten, die in der Inneren Osterhorngruppe vom höheren Oxfordium bzw. Oxfordium/Kimmeridgium-Grenzbereich an auftreten, interpretiert (u. a. SCHLAGER, M. 1959, HÖCK & SCHLAGER 1964, SCHLAGER, W. 1968, SCHLAGER & SCHÖLLBERGER 1974, PLÖCHINGER 1979, 1984, HÄUSLER 1979, 1981, TOLLMANN 1981, 1985, BERAN et al. 1981, 1983, BRAUN 1997, 1998).

Das lithologisch Liegende der Strubbergsschichten bilden grauschwarze Kieselkalke mit tonigen und mergeligen Zwischenlagen, die litho- und mikrofaziell dem grauschwarzen Radiolarit im Hangenden weitgehend entsprechen. Die biostratigraphische Einstufung der Strubbergsschichten erfolgte mit Hilfe von Radiolarienfaunen (zur Erhaltung: FAUPL & BERAN 1983), die sowohl aus dem Liegenden der Strubbergsschichtenfolge als auch aus dem Hangenden der Strubbergsschichtenfolge herausgelöst werden konnten.

### 3.1.1.1. Lithologie der Strubbergsschichten

Die Strubbergsschichten bestehen aus lithologisch und lithofaziell sehr heterogen zusammengesetzten Sedimenten (Abb. 10):

#### 1) Kalke, Kieselkalke und Radiolarite

- a) Geschichtete Sedimenttypen: oft laminiert, die einzelnen Laminae meist ohne erosiven Basiskontakt. Zwischengeschaltet sind oft bis zu zwei Zentimeter mächtige turbiditische, gradierte Lagen. An der Basis dieser gradierten Lagen oft mit Anreicherung

von Erzkörnern, selten mit erosivem Basiskontakt, selten „flame structures“. Schrägschichtung ist nur selten vorhanden. Synsedimentäre Rutschfalten sind häufig. Meist treten radiolarienführende Sedimente auf, selten ist das Gefüge radiolariengestützt; Filamente sind selten. Daneben treten fossilfreie Sedimente auf.

- b) Nicht geschichtete, texturell homogene Sedimente: fast immer radiolarienführende Sedimente. Schwammnadeln sind selten. Synsedimentäre Rutschfalten fehlen meist.
- 2) Mergel und Mergelkalke
- a) Meist dünn geschichtete, selten texturell homogene Sedimente: oft mit synsedimentären Rutschfalten, selten bioturbat, selten laminiert. Meist treten radiolarienführende Sedimenttypen auf, selten ist das Gefüge radiolariengestützt; Filamente sind selten. Daneben treten fast fossilfreie Sedimente auf.
  - b) Manganreiche Sedimente, lithofaziell wie a).
- 3) Resedimente
- Intraformationale Brekzienlagen, die Fragmente fast aller Lithofaziestypen der Sedimenttypen 1) und 2) als Komponenten führen. Polymiktes, parautochthones Komponentenspektrum. Die einzelnen Klasten sind meist abgerundet bis gerundet, selten eckig. Daneben treten Crinoidenschuttlagen auf.
- 4) Grobarenitische, gradierte Folgen und Feinbrekzien
- Mit Bankmächtigkeiten zwischen 30 cm und 70 cm. Die einzelnen Bänke sind meist durch den Sedimenttyp 2) voneinander getrennt. Oft sehr crinoidenreich, gradiert. Innerhalb dieser Folgen sind oft bis zu einem Meter mächtige, matrixgestützte Brekzienkörper (Sedimenttyp 5) eingeschaltet.
- 5) Polymikte Brekzienkörper
- Allochthones Komponentenmaterial aus dem Hallstätter Faziesraum dominiert (vgl. GAWLICK 1996). Geländebefunde, stratigraphische und fazielle Untersuchungen charakterisieren die Gesteine, die innerhalb der Strubbergsschichtenfolge einerseits als Komponenten in Mass-Flow Ablagerungen und andererseits als große Gleitschollen eingelagert sind, als allochthon. Sowohl das Komponentenmaterial der Brekzienkörper in den Strubbergsschichten als auch die großen Gleitschollen stammen aus dem Kalkhochalpinen Ablagerungsraum, dem ehemaligen triassischen/liassischen Kalkalpensüdrand (Hallstätter Zone i. w. S.). Die Hallstätter Zone wurde vom höheren Dogger an an einer konvergenten Plattengrenze zerlegt (GAWLICK et al. 1999). Dabei wurden Brekzienkörperkomponenten und Gleitschollen mobilisiert, die in das als intrakontinentaler Tiefseegraben ausgebildete Strubbergsschichtenbecken im Kalkvoralpinen Raum zwischen Osterhorngruppe im Norden und Hagen-/Tennengebirge im Süden einglitten (GAWLICK 1996).
- Innerhalb der Beckenfüllung konnten Gesteine aus allen Faziesbereichen der Hallstätter Zone nachgewiesen werden: Gesteine aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich, der den Übergangsbereich zwischen Kalkvoralpiner Dachsteinkalkfazies und Hallstätter Zone s. str. markiert; Gesteine aus dem Zlambachfazies-

bereich, der sich dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalk-faziesbereich distal (beckenwärts) angeschlossen hat

und Gesteine aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich, der den faziellen Übergang zur Tethys markiert. Diese

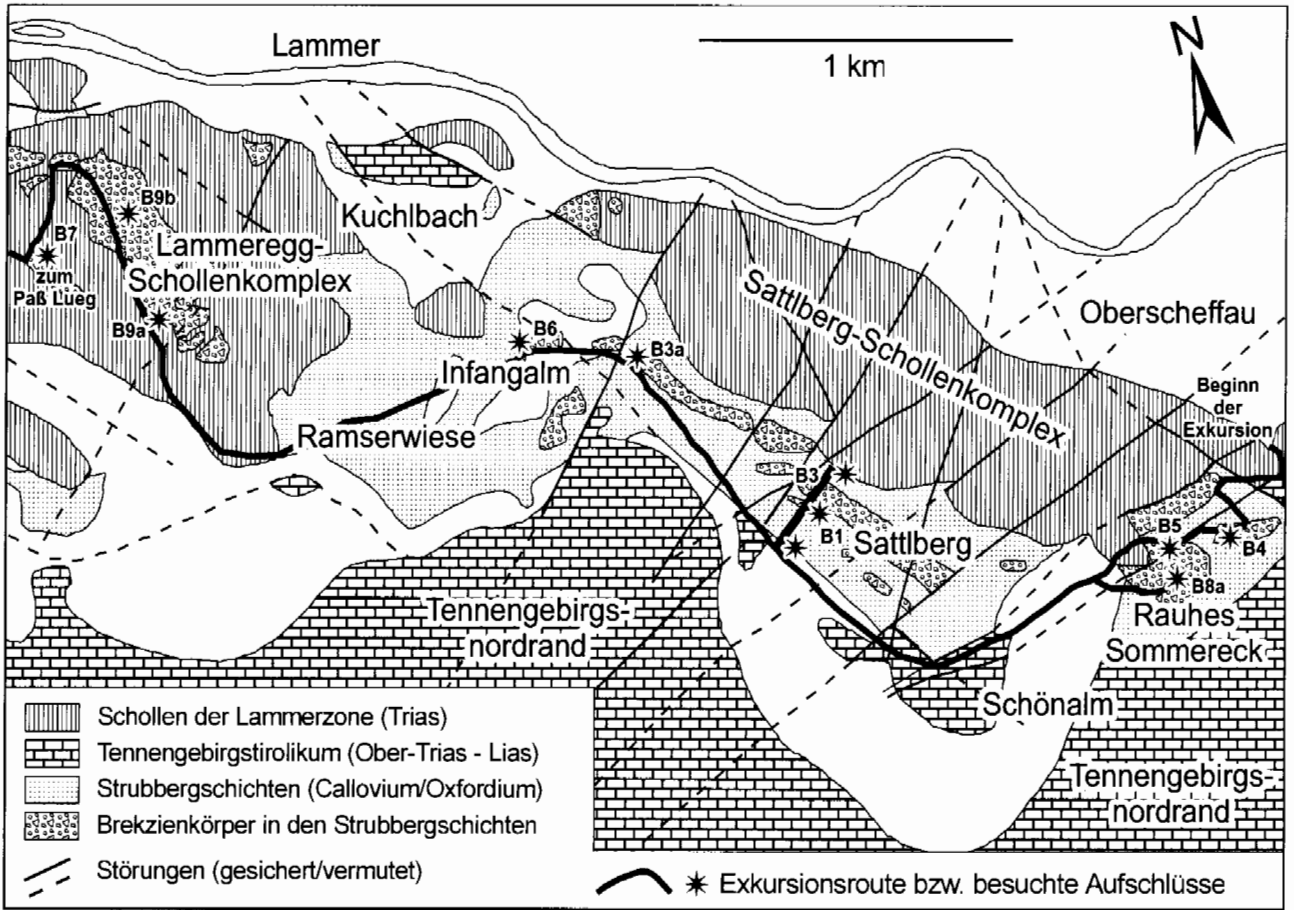
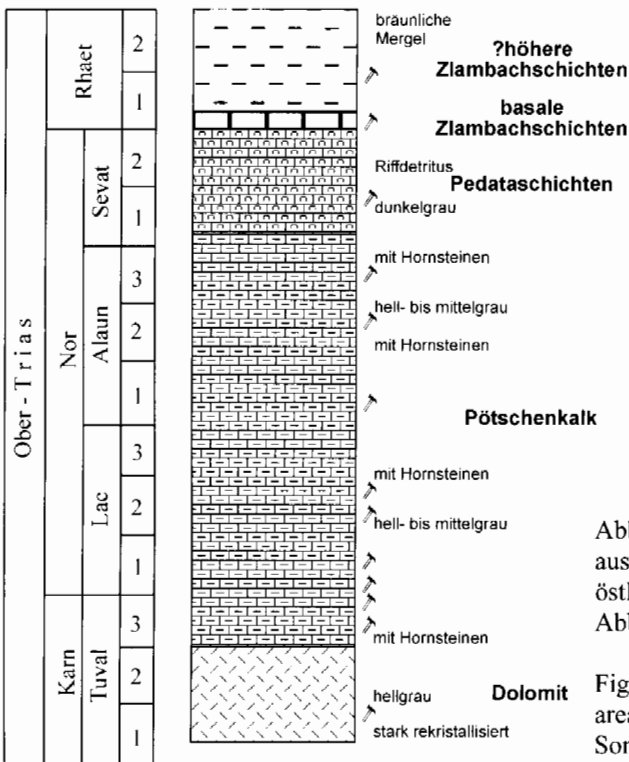


Abb. 6: Exkursionsroute durch das Lammer Becken und Lage der ausgewählten Aufschlüsse.

Fig. 6: Excursion route in the Lammer Basin and visited outcrops.



faziell unterschiedlich ausgebildeten Schichtfolgen der Hallstätter Zone liegen heute im Bereich des Lammer-tales über- und nebeneinander (Abb. 6). Sie sind dabei als sedimentäre Einlagerung innerhalb der Strubbergsschichten immer an deren Auftreten gebunden.

### 3.1.2. Die Exkursionsroute

Die Exkursion beginnt in Oberscheffau (Abb. 6) und verläuft zuerst entlang der Schönalm Forststraße auf die Schönalm (800 m AN). Entlang der Schönalm Forststraße sind verschiedene Aufschlüsse in den Strubbergsschichten mit polymikten Brekzienkörpern (Komponentenmaterial: Pötschenschichten) aufgeschlossen. Von der Schönalm geht es

Abb. 7: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschenschichtenfolge aus dem Komponentenmaterial der Brekzienkörper an der nord-östlichen Basis des Rauhen Sommereck (Brekzienkörper 4 – vgl. Abb. 17).

Fig. 7: Pötschensequence: Reconstruction of the original source area section. Mass-flow deposit at the northern rim of the Rauhes Sommereck (breccia 4 – see Fig. 17).

auf das Rauhe Sommereck. Dort befindet sich ein großer Pötschenkalk-Olistolith, der von polymikten Brekzien unter- und überlagert wird (Komponentenmaterial: Pötschenschichten). Die weitere Exkursionsroute führt über die Schönalm zur Westseite des Sattlberges. Dort befindet sich das am besten aufgeschlossene und mit Hilfe von Radiolarienfaunen datierte Profil. Im höheren Teil sind verschiedene polymikte Brekzienkörper eingeschaltet (Komponentenmaterial: meist Pötschenschichten). Über die Infangalm

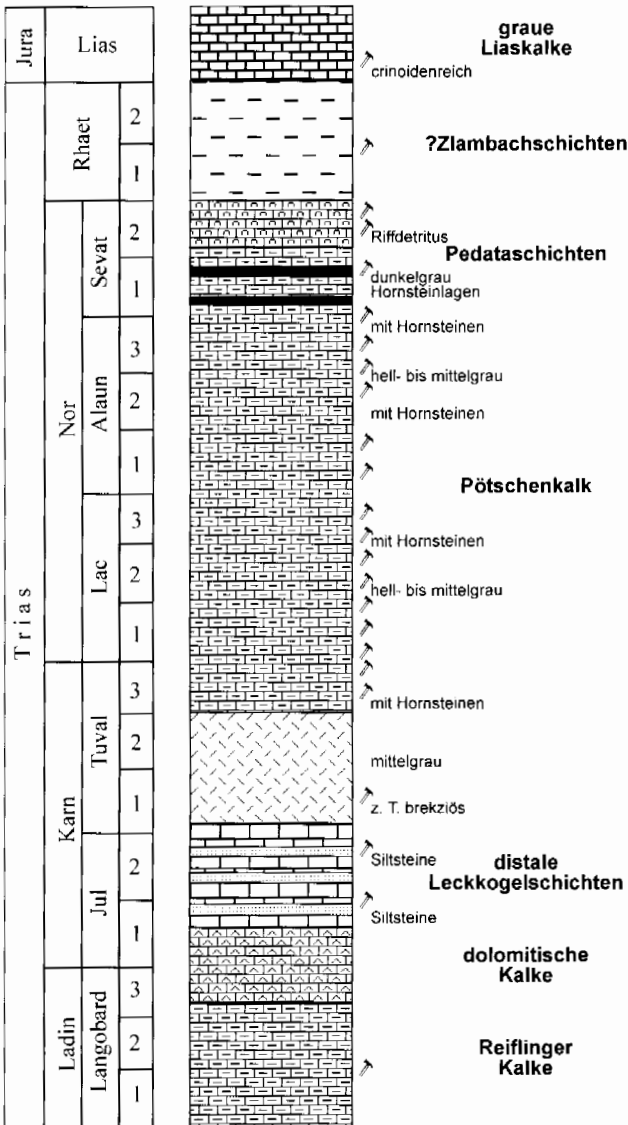


Abb. 8: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschenschichtenfolge aus dem Komponentenmaterial der Brekzienkörper an der nördlichen Basis des Rauhen Sommereck (Brekzienkörper 5 – vgl. Abb. 17).

Fig. 8: Pötschensequenz: Rekonstruktion der originalen source area section. Mass-flow deposit at the northern base of the Rauhes Sommereck (breccia 5 – see Fig. 17).

(dort weitere polymikte Brekzienkörper – Komponentenmaterial: Pötschenschichten) und die Ramserswiese geht es zur Großscholle des Lammeregg-Schollenkomplexes, der von Osten aus bestiegen wird. Der Lammeregg-Schol-

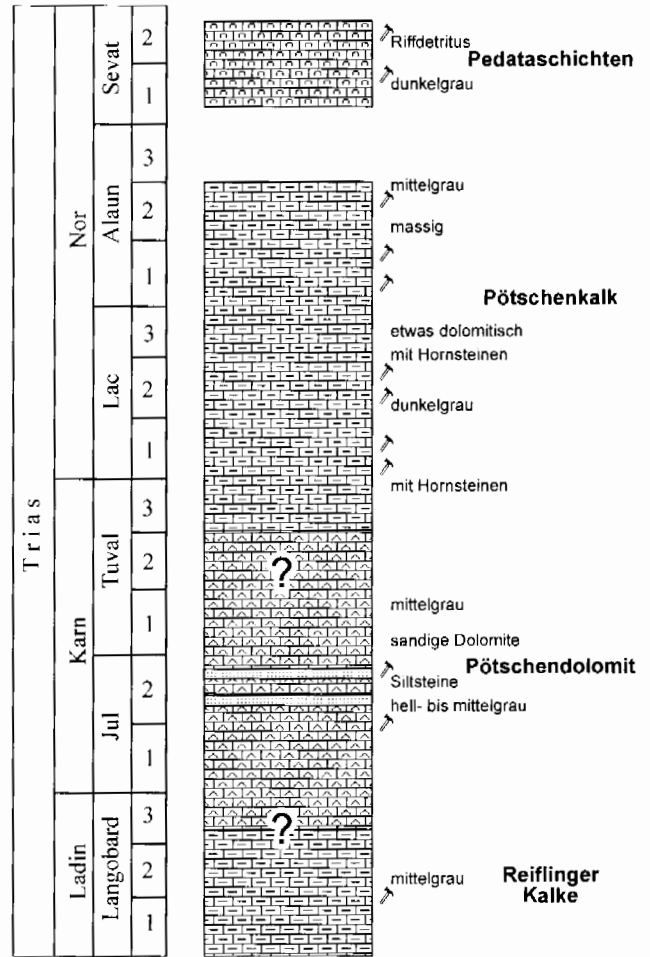


Abb. 9: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschenschichtenfolge aus dem Komponentenmaterial der Brekzienkörper an der nordöstlichen Basis des Rauhen Sommereck (Brekzienkörper 8a – vgl. Abb. 17).

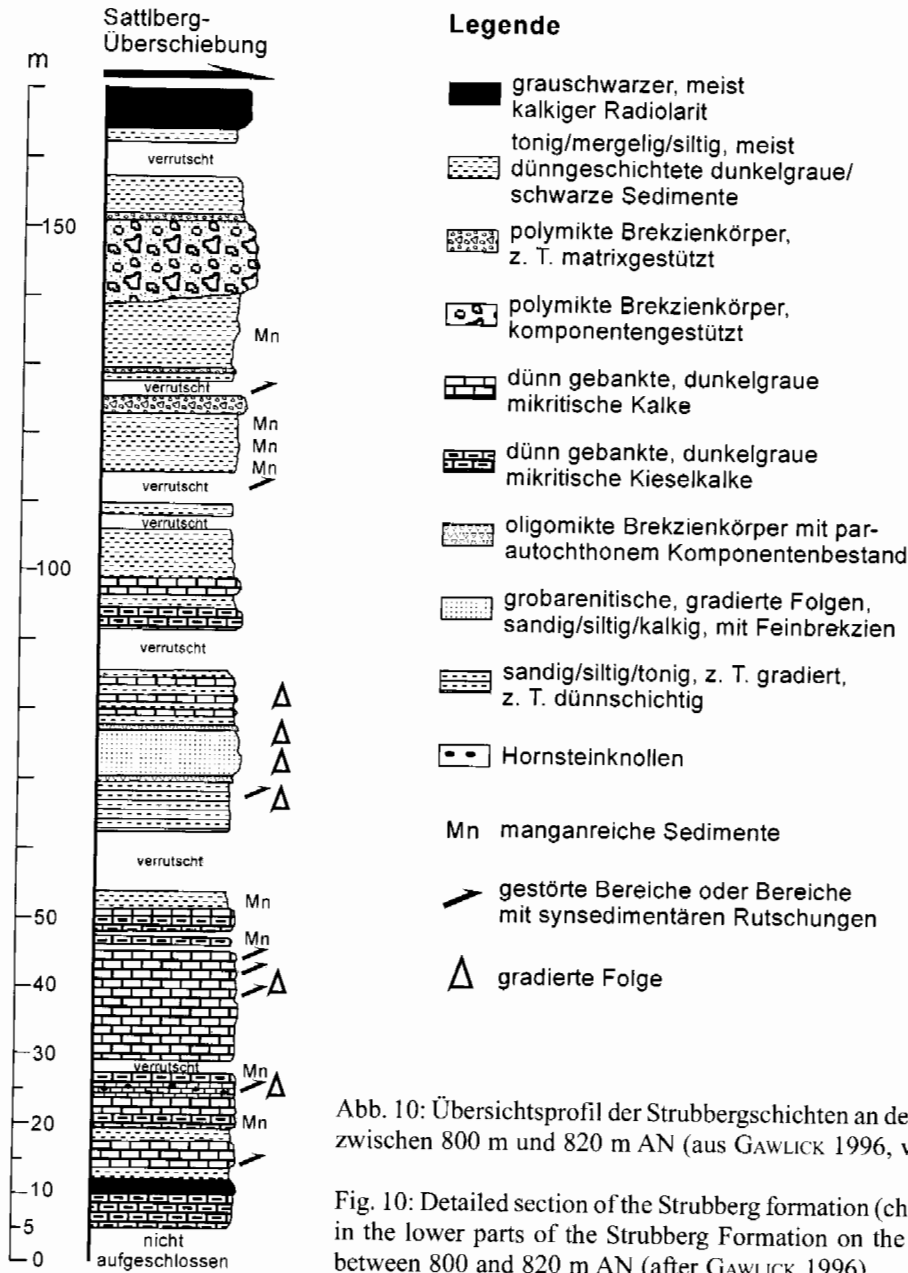
Fig. 9: Pötschensequenz: Rekonstruktion der originalen source area section. Mass-flow deposit in the top-area of the Rauhes Sommereck (breccia 8a – see Fig. 17).

lenkomplex besteht aus zwei verschiedenen Abfolgen von Pötschenschichten und wird überlagert von verschiedenen polymikten Brekzienkörpern. Einerseits führt die Exkursion zu Brekzienkörpern, deren Komponentenmaterial aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich und dem Meliatikum stammt, z. T. mit großen Schollen und andererseits zu Brekzienkörpern mit einem Komponentenmaterial aus Pötschenschichten. Diese Brekzienkörper entsprechen den Brekzienkörpern im Bereich des Profils an der Sattlberg Westseite und der Infangalm weitgehend. Über das Lammeregg führt der Weg dann weiter nach Westen Richtung Paß Lueg.

**3.1.2.1. Aufschlüsse an der Schönalm Forststraße (B4, B5)**

An der Schönalm Forststraße (Oberscheffau zur Schönalm) sind einige polymikte Brekzienkörper in den Strubberschichten aufgeschlossen. Das Komponentenmaterial dieser





Brekzienkörper an der Nordseite des Rauhen Sommereck kann aus dem Zlambachfaziesraum (Pötschenschichten i. w. S.) hergeleitet werden (Abb. 7, Abb. 8).

Die Brekzien am Nordostfuß des Rauhen Sommereck (Abb. 6, Abb. 7, Abb. 17) zwischen 760 und 770 m AN besteht vorwiegend aus Komponenten des Zlambachfaziesbereiches i. e. S. (Brekzienkörper 4 in Abb. 17). Nachweisbar ist eine lückenhaft rekonstruierbare Schichtfolge vom Tuval bis in das Sevat.

Der Brekzienkörper 5 an der Nordseite des Rauhen Sommereck (Abb. 6, Abb. 8, Abb. 17) zwischen 740 und 760 m AN besteht aus Abschnitten mit komponenten- und matrixgestütztem Gefüge. Als Komponenten treten vorwiegend verschiedene Graukalke und (selten) Dolomite aus dem Zlambachfaziesbereich, daneben Hornsteine, Sand- und Siltsteine sowie Strubbergsschichten auf. Stratigraphisch nachweisbar (meist mit Hilfe von Conodonten) ist eine

mobilisierte Schichtfolge, die vom Ober-Ladin bis in den Lias reicht (Abb. 8).

Herkunftsgebiet dieser Schichtfolge ist wahrscheinlich ein Ablagerungsraum, der zwischen dem Zlambachfaziesbereich i. e. S. und dem eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesbereich vermittelt (vgl. Abb. 1).

### 3.1.2.2. Rauhes Sommereck (B8a)

Die Strubbergbrekzie im Gipfelbereich des Rauhen Sommereck (Abb. 6, Abb. 9, Abb. 17) in 890 m AN besteht aus verschiedenen Graukalken und Dolomiten aus dem Zlambachfaziesbereich i. w. S. In diesen Brekzienkörper sind verschiedene Megaolistolithe eingelagert.

Der Mega-Olistolith im südlichen Gipfelbereich besteht aus

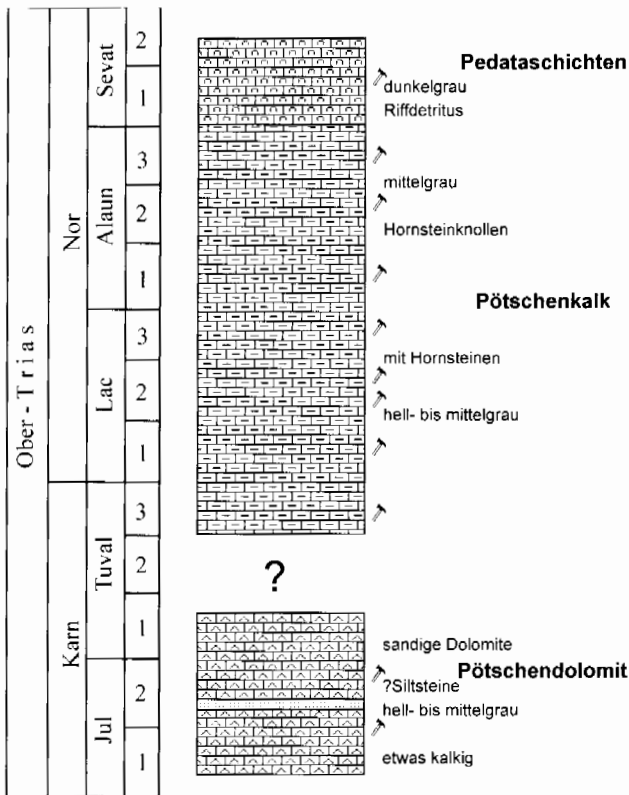


Abb. 11: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschendolomitschichtfolge aus dem Komponentenbestand des unteren Brekzienkörpers des Profiles an der Sattlberg Westseite (Brekzienkörper 1 – vgl. Abb. 17).

Fig. 11: Pötschensequenz: Reconstruction of the original source area section. Mass-flow deposit (lower mass-flow) in the section west of the Sattlberg (breccia 1 – see Fig. 17).

Pötschenkalken des Alaun. Stratigraphisch nachweisbar (meist mit Hilfe von Conodonten) ist eine mobilisierte Schichtfolge des Ober-Ladin bis Sevat, die faziell vom Zlambachfaziesbereich i. e. S. in den eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesbereich überleitet (vgl. Abb. 1).

### 3.1.2.3. Profil an der Westseite des Sattlberges (B1, B3)

Das radiolarienführende Profil liegt an der Westseite des Sattlberges an einer Forststrasse zwischen 800 m und 820 m AN (Abb. 4). Im höheren Abschnitt des Profiles sind polymikte Brekzienkörper eingelagert (Abb. 10).

Der untere Brekzienkörper (Abb. 6, Abb. 11, Abb. 17) besteht fast ausschließlich aus Komponenten aus dem proximalen Zlambachfaziesbereich (Kalke und Dolomite). Biostratigraphisch konnte eine Schichtfolge vom Jul bis in das Sevat nachgewiesen werden.

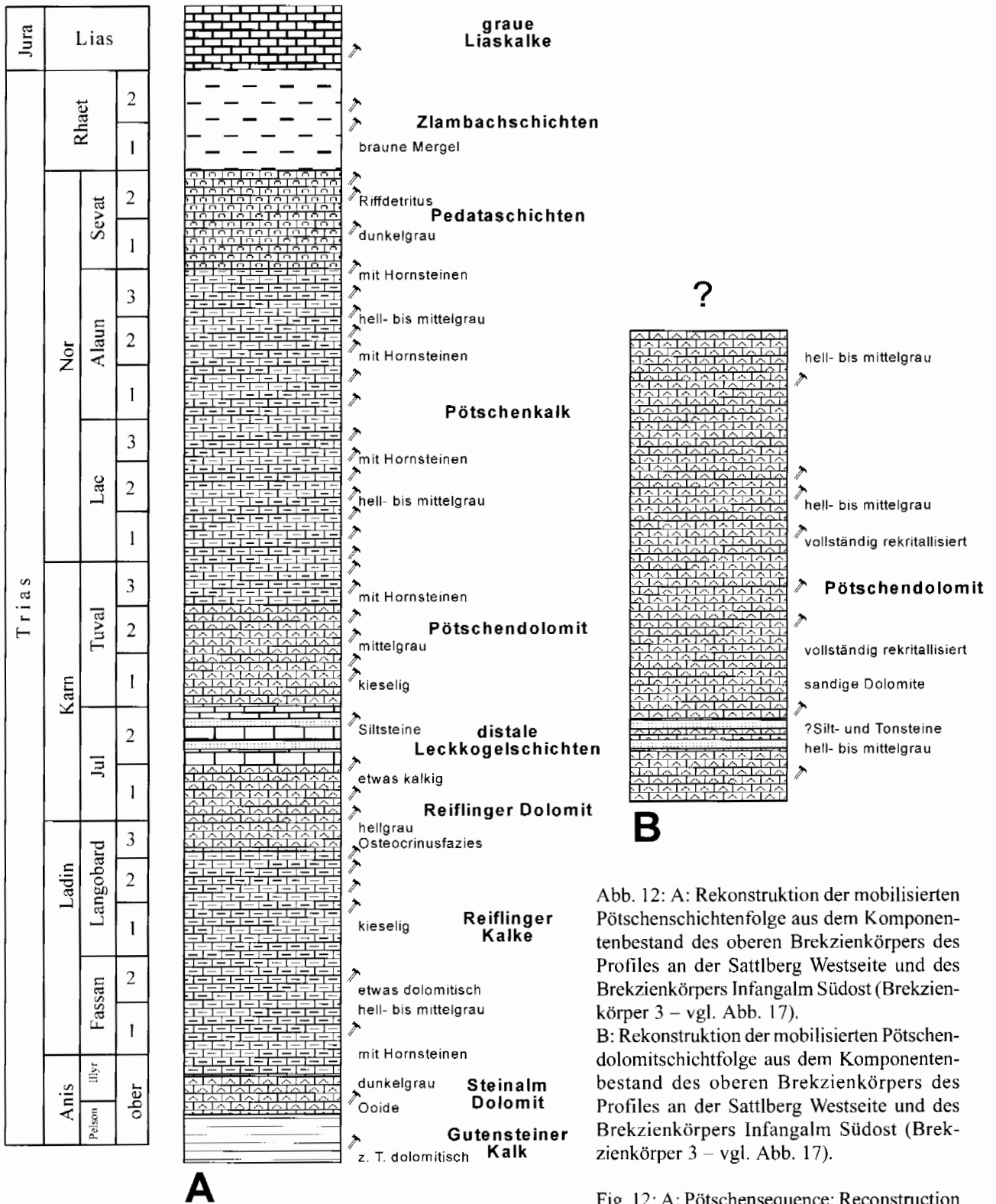
Der obere Brekzienkörper (Abb. 6, Abb. 12, Abb. 17) führt ein sehr polymiktes Komponentenspektrum. Pötschendolomite, Pötschenkalken und Pedatakalke überwiegen. Die biostratigraphisch nachgewiesene Schichtfolge (Conodon-

ten und Ammoniten) reicht vom Anis bis in den Lias. Allerdings konnten aus dem Komponentenmaterial zwei faziell unterschiedliche Liefergebiete nachgewiesen werden: ein durch Pötschenkalk und ein durch Pötschendolomit dominiertes Liefergebiet. Ursache dafür sind synsedimentäre Umlagerungen im Bereich des Zlambachfaziesraumes in der höheren Ober-Trias. Es wurde hier eine bereits umgelagerte Schichtfolge mobilisiert. Daneben treten im Komponentenbestand kleine umgelagerte Komponenten aus dem Hallstätter Salzberg-faziesbereich (Massiger Hellkalk) auf.

### Stratigraphische Einstufung der Radiolarien

Die vorliegenden Radiolarienfaunen (vgl. GAWLICK & SUZUKI 1999a, b) sowohl aus dem Liegende als auch aus dem Hangendabschnitt der Strubbergsschichtenfolge des Sattlberg Profiles ergaben für den Liegende ?höheres Bathonium/ ?tieferes Callovium und für den Hangendteil tieferes bis mittleres Oxfordium als Alter (Abb. 13).

Im Profil an der Sattlberg-Westseite treten in den verschiedenen Proben folgende Radiolarienarten auf: *Tricolocapsa cf. conexa* MATSUOKA 1983, *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI 1981), *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970, *Stylocapsa oblongula* KOCHER 1981, *Archaeodictyomitra apiarium* (RÜST 1885), *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983, *Theocapsomma cordis* KOCHER 1981, *Tricolocapsa plicarum* s.l. YAO 1979, *Cinguloturris carpatica* DUMITRICA & MELLO 1982, *Dictyomitrella kamoensis* MIZUTANI & KIDO 1983, *Eucyrtidiellum unumaense* s.l. YAO 1979, *Eucyrtidiellum pustulatum* BAUMGARTNER 1984, *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977, *Hsuum brevicostatum* (OZVOLDOVA 1975), *Parahsuum* sp. S MATSUOKA 1986, *Pseudodictyomitra* sp. D MATSUOKA 1986. Die meisten Radiolarienarten treten dabei im Mittel- bzw. unteren Ober-Jura auf. Die mitteljurassischen Formen sind *Eucyrtidiellum unumaense*, *Eucyrtidiellum pustulatum*, *Tricolocapsa plicarum*, *Tricolocapsa conexa* und *Stylocapsa oblongula* (vgl. MATSUOKA 1983, MATSUOKA & YAO 1986, GORICAN 1994). Die oberjurassischen Formen sind *Parahsuum* sp. S, *Pseudodictyomitra* sp. D, *Cinguloturris carpatica*, *Archaeodictyomitra apiarium*, *Archaeodictyomitra minoensis* und *Zhamoidellum ovum* (vgl. MIZUTANI 1981, MATSUOKA 1986, GORICAN 1994). In BAUMGARTNER et al. (1995) sind die stratigraphischen Reichweiten dieser Arten und die Unitäre Assoziations-Zonengliederung (U.A.-Zone) dargestellt. Die stratigraphische Einstufung der Strubbergsschichten anhand der Radiolarienfaunen wird vor allem auf der Basis dieser Zonierung von BAUMGARTNER et al. (1995) diskutiert. Folgende Radiolarienarten aus dem Liegenden des Profiles (Abb. 13) reichen stratigraphisch bis an das Ende der U.A.-Zone 8 (Mittel-Callovium bis Unter-Oxfordium): *Tricolocapsa plicarum*, *Theocapsomma cordis*, *Stylocapsa oblongula*, *Eucyrtidiellum unumaense* und *Eucyrtidiellum pustulatum*. *Tricolocapsa conexa* und *Dictyomitrella kamoensis* enden nach BAUMGARTNER et al. (1995) in der U.A.-Zone 7 (Ober-Bathonium bis Unter-Callovium). MATSUOKA (1995) diskutiert als letztes Auftreten von *Tricolocapsa conexa* auf Grund von Nannofossilien (DSDP – Site 534) Oxfordium, was der U.A.-Zone 8 bis 9 nach BAUMGARTNER et al. (1995)



entspricht. Daneben treten auch Arten auf, die erstmals in der U.A.-Zone 7 oder 8 auftreten, es sind dies *Parahsuum* sp. S und *Cinguloturris carpatica* von der U.A.-Zone 7 an und *Archaeodictyomitra apiarium* von der U.A.-Zone 8 an. Aus der zeitlichen Überlappung des Auftretens der verschiedenen Arten ergibt sich somit hohe U.A.-Zone 7 (Ober-Bathonium bis Unter-Callovium) oder 8 (Mittel-Callovium bis Unter-Oxfordium).

Abb. 12: A: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschensequenzfolge aus dem Komponentenbestand des oberen Brekzienkörpers des Profils an der Sattlberg Westseite und des Brekzienkörpers Infangalm Südost (Brekzienkörper 3 – vgl. Abb. 17).

B: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschendolomitschichtfolge aus dem Komponentenbestand des oberen Brekzienkörpers des Profils an der Sattlberg Westseite und des Brekzienkörpers Infangalm Südost (Brekzienkörper 3 – vgl. Abb. 17).

Fig. 12: A: Pötschensequenz: Rekonstruktion of the original source area section. Mass-flow deposit (higher mass-flow) in the section west of Sattlberg to southeast Infangalm (breccia 3 – see Fig. 17).

B: Dolomitic Pötschensequenz: Rekonstruktion of the original source area section. Mass-flow deposit (higher mass-flow) in the section west of Sattlberg to southeast Infangalm (breccia 3 – see Fig. 17).

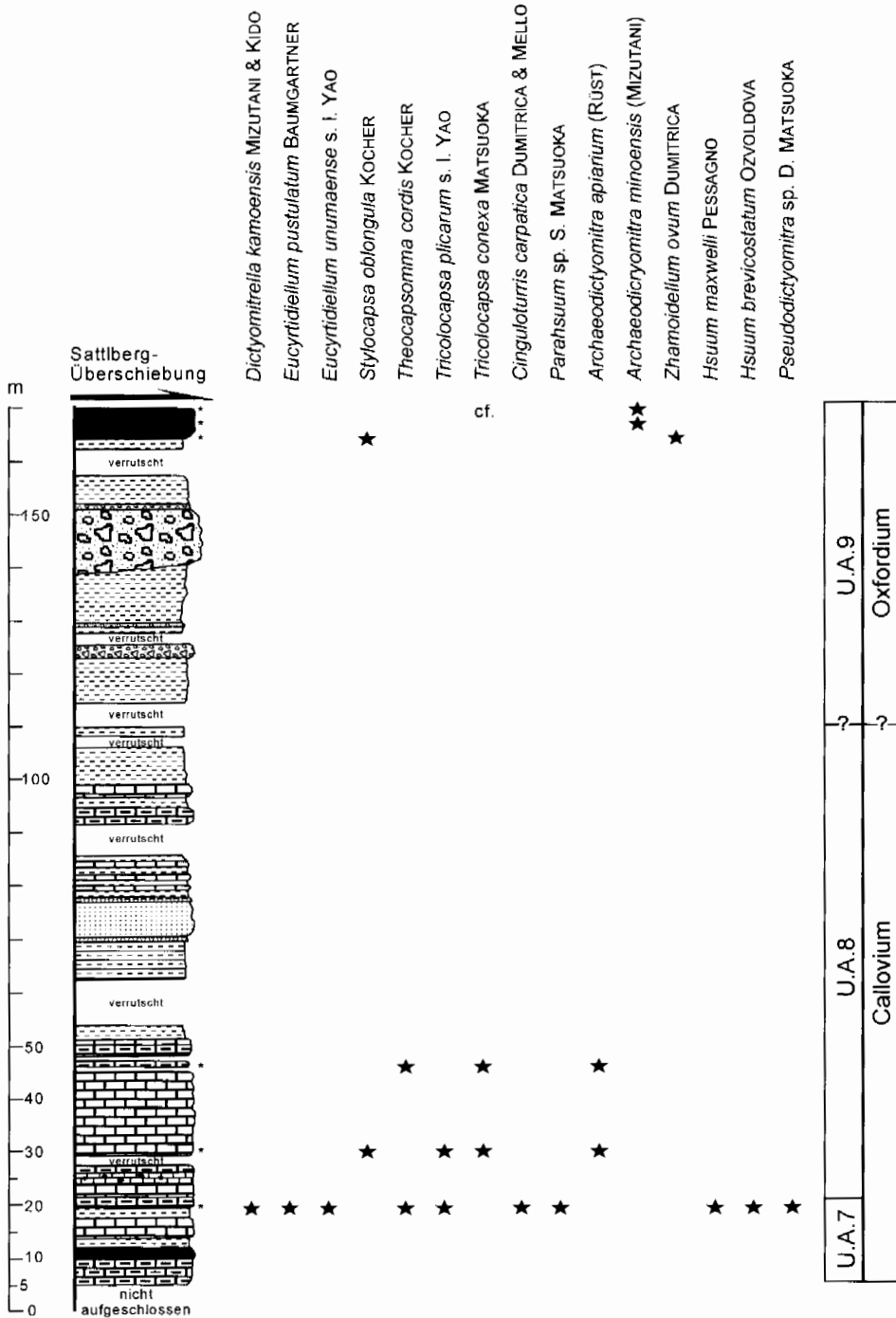


Abb. 13. Stratigraphische Einstufung der Strubberg-schichtenfolge des Profiles an der Sattlberg Westseite. Radiolarien-Zonierung (U.A.-Zonen) nach BAUMGARTNER et al. (1995). U.A.7 = Ober-Bathonium bis Unter-Callovium; U.A.8 = Mittel-Callovium bis Unter-Oxfordium; U.A.9 = Mittel- bis Ober-Oxfordium. Nach GAWLICK & SUZUKI (1999a).

Fig. 13: Stratigraphy of the Strubberg Fm. of the section west of the Sattlberg. Radiolarian zonation (U. A.-Zones) after BAUMGARTNER et al. (1995). U.A.7 = Late Bathonian to Early Callovian; U.A.8 = Middle Callovian to Early Oxfordian; U.A.9 = Middle to Late Oxfordian. After GAWLICK & SUZUKI (1999a).

Aus dem Hangenteil des Profiles (Abb. 13) konnten *Archaeodictyomitra minoensis* und *Zhamoidellum ovum* nachgewiesen werden, die von der U.A.-Zone 9 (Mittel- bis Ober-Oxfordium) an auftreten. Die Ausnahme ist das Auftreten von *Tricolocapsa cf. conexa* und *Stylocapsa oblongula* – wobei *Tricolocapsa conexa* nach MATSUOKA (1995) durchaus bis in das Oxfordium reichen kann, *Stylocapsa oblongula* aber soll in der U.A.-Zone 8 enden nach BAUMGARTNER et al. (1995).

Auf der Basis der biostratigraphischen Einstufung der einzelnen Radiolarienfaunen kann man für den liegendsten Abschnitt des Profiles an der Sattlberg-Westseite (Abb. 13) und damit als stratigraphisches Einsetzen der Strubberg-

schichtenfolge die U.A.-Zone 7 (Ober-Bathonium bis Unter-Callovium) diskutieren, sicher beginnt die Sedimentation der Strubbergschichten in der U.A.-Zone 8 (Mittel-Callovium bis Unter-Oxfordium), womit für den Basisteil der Strubbergschichtenfolge auf jeden Fall Callovium belegt ist. Der Hangenteil des Profiles ist auf Grund der auftretenden Radiolarienfaunen in die U.A.-Zone 9 (Mittel- bis Ober-Oxfordium) zu stellen, wobei auf Grund des Auftretens von vereinzelt Formen, die bereits in der U.A.-Zone 8 (nach BAUMGARTNER et al. 1995) aussterben sollen, tieferes Oxfordium diskutiert werden kann, mittleres Oxfordium aber am wahrscheinlichsten ist. Im Mittelteil des Profiles konnten keine Radiolarienfaunen gewonnen werden, so daß in diesem Profilschnitt die Grenze zwischen der U.A.-

Zone 8 und der U.A.-Zone 9 nicht exakt festzulegen ist. Wahrscheinlich ist, daß die U.A.-Zone 8 vor Einsetzen der ersten polymikten Brekzienkörper endet.

### 3.1.2.4. Aufschlüsse im Bereich der Infangalm (B3a, B6)

Der im Bereich der südöstlichen Infangalm zwischen 630 und 660 m aufgeschlossene Brekzienkörper (Abb. 6, Abb. 17) ist die westliche Fortsetzung im Streichen des oberen Brekzienkörpers des Profils an der Sattlberg Westseite. Der Komponentenbestand, das sedimentäre Gefüge und die stratigraphisch nachgewiesene Schichtfolge sind weitgehend identisch (vgl. Abb. 12a, b). Wie am Sattlberg ist hier ein Pötschendolomit Megaolistolith in den Brekzienkörper eingelagert.

Der im Bereich der westlichen Infangalm (Abb. 6, Abb. 14, Abb. 17) zwischen 600 und 620 m AN aufgeschlossene Brekzienkörper führt verschiedene, litho- und mikrofazial sehr ähnliche Komponenten aus dem Zlambachfaziesbereich. Biostratigraphisch nachweisbar ist eine Schicht-

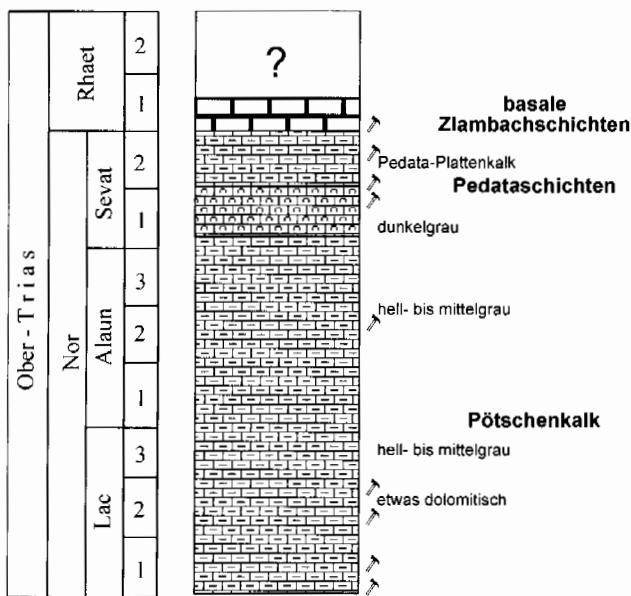


Abb. 14: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschenschichtenfolge aus dem Komponentenbestand des Brekzienkörpers im Bereich der westlichen Infangalm (Brekzienkörper 6 – vgl. Abb. 17).

Fig. 14: Pötschensequenz: Rekonstruktion der originalen source area section. Mass-flow deposit in the western Infangalm area (breccia 6 – see Fig. 17).

folge vom Lac bis in das tiefere Rhät. Das Komponentenmaterial kann aus einem Ablagerungsbereich hergeleitet werden, der zwischen dem distalen Zlambachfaziesbereich und dem eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesbereich (vgl. Abb. 1) vermittelt.

### 3.1.2.5. Aufschlüsse im Bereich des Lammeregg Schollenkomplexes (B7, B9a, B9b)

Der Lammeregg Schollenkomplex, der aus Pötschenkalk und –dolomit (Karn – Rhät) besteht (GAWLICK 19989), wird von verschiedenen polymikten Brekzienkörpern überlagert (Abb. 6). Verschiedene Brekzienkörper bestehen dabei aus Komponentenmaterial aus dem Zlambachfaziesbereich mit einer Matrix aus Strubbergsschichten. Aus den verschiedenen kleinen Vorkommen im Bereich des Lammeregg Schollenkomplexes konnte eine Schichtfolge vom Tuval bis in das basale Rhät rekonstruiert werden (Abb. 15). Faziell steht der Komponentenbestand dieser Brekzienkörper dem

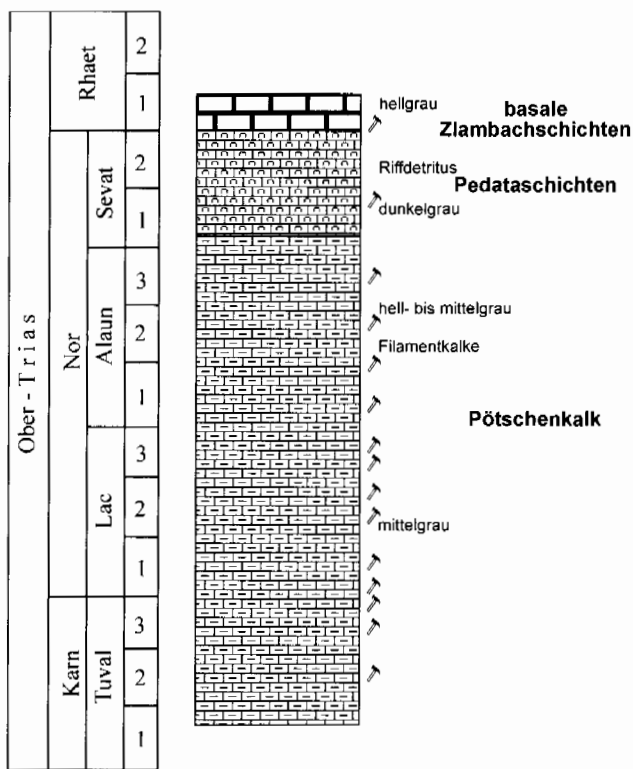


Abb. 15: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschenschichtenfolge aus dem Komponentenbestand der Brekzienkörper auf dem Lammeregg Schollenkomplex (Brekzienkörper 7 – vgl. Abb. 17).

Fig. 15: Pötschensequenz: Rekonstruktion der originalen source area section. Mass-flow deposits in the area of the Lammeregg (breccia 7 – see Fig. 17).

Komponentenbestand des Brekzienkörpers im Bereich der westlichen Infangalm nahe und kann aus einem Ablagerungsbereich hergeleitet werden, der zwischen dem distalen Zlambachfaziesbereich und dem eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesbereich vermittelt.

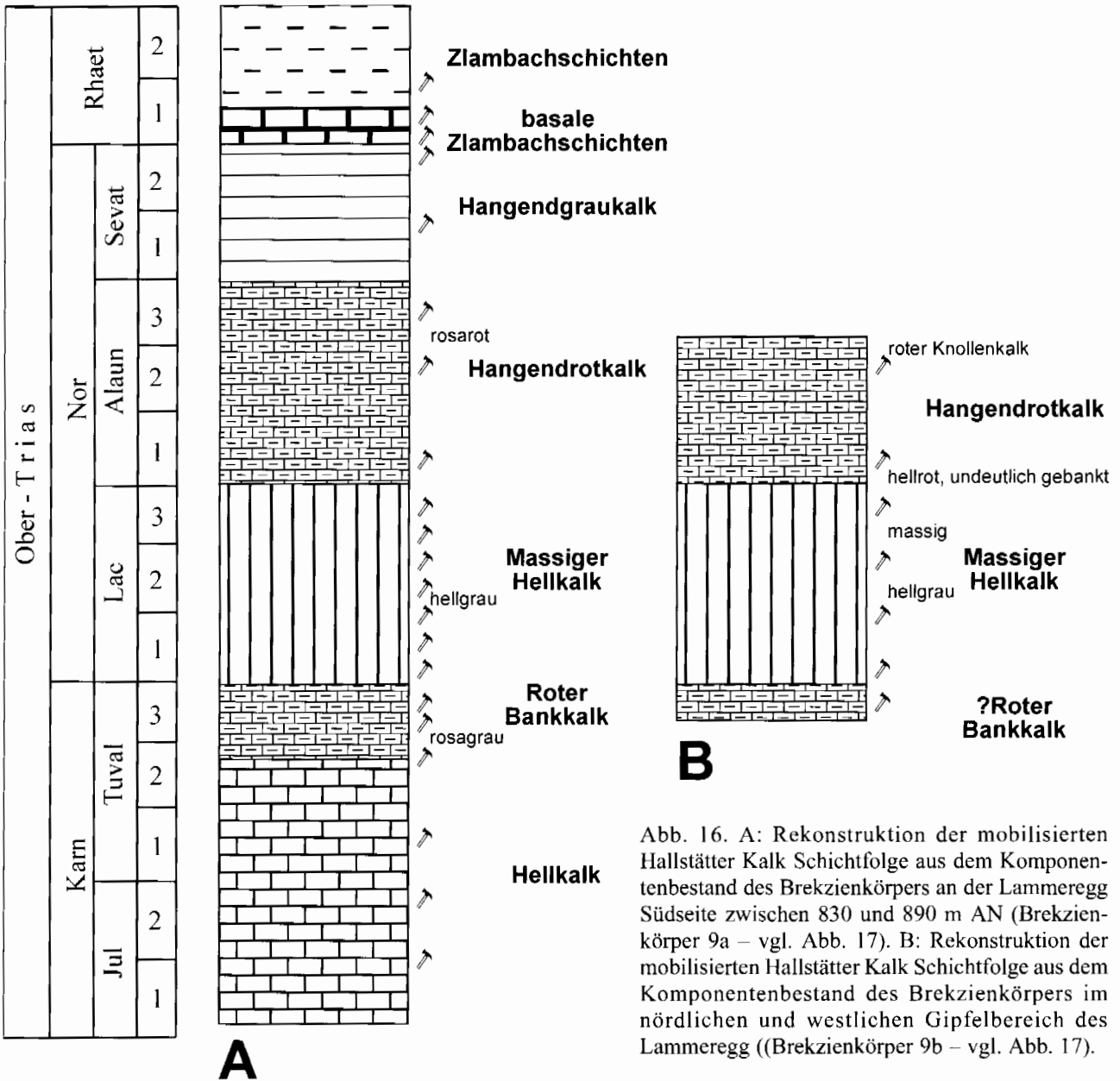
Im südlichen Gipfelbereich des Lammeregg Schollenkomplexes zwischen 830 und 890 m AN treten polymikte Brekzienkörper auf (Abb. 6, Abb. 16, Abb. 17), deren Komponentenmaterial aus dem distalen Hallstätter Salzbergfaziesbereich hergeleitet werden kann. Biostratigraphisch kann eine Schichtfolge vom Jul bis in das Rhät rekonstruiert

werden. Zusätzlich führt dieser Brekzienkörper Komponenten, die aus dem Meliaticum (vgl. Abb. 1) hergeleitet werden können, u. a. mitteltriassische Radiolarite (vgl. GAWLICK 1993). Die Matrix dieses Brekzienkörpers besteht aus fossilfreien gelblichen Mergeln. Dieser Brekzienkörper wird von anderen Brekzienkörpern überlagert, deren Komponentenmaterial aus dem distalen Zlambachfaziesbereich stammt mit einer Matrix von Strubberschichten. Es handelt sich hierbei um einen Brekzienkörpertyp, der „huckepack“ auf dem Rücken des Lammeregg Schollenkomplex transportiert wurde, d. h. um eine mittransportierte Brekzie.

nachgewiesen. Daneben treten Komponenten aus Dachsteinriffkalk auf (aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich – vgl. Abb. 1). Dieser Brekzienkörper überlagert die Brekzienkörper mit dem Komponentenmaterial aus dem distalen Zlambachfaziesbereich. Die Matrix ist fossilfrei.

### 3.1.3. Sedimentationsverlauf im Lammer Becken

Die einzelnen Brekzienkörper können auf Grund des Kom-



Der nördliche und westliche Gipfelbereich des Lammeregg wird von verschiedenen Hallstätter Kalk Megaolistolithen aufgebaut, die (mit Einschränkung) aus dem proximalen Hallstätter Salzbergfaziesbereich stammen und die in polymikter Strubbergbrekzie mit dem gleichen Komponentenbestand eingelagert sind. Biostratigraphisch ist eine mobilisierte Schichtfolge vom höheren Tuval bis in das Alaun

Abb. 16. A: Rekonstruktion der mobilisierten Hallstätter Kalk Schichtfolge aus dem Komponentenbestand des Brekzienkörpers an der Lammeregg Südseite zwischen 830 und 890 m AN (Brekzienkörper 9a – vgl. Abb. 17). B: Rekonstruktion der mobilisierten Hallstätter Kalk Schichtfolge aus dem Komponentenbestand des Brekzienkörpers im nördlichen und westlichen Gipfelbereich des Lammeregg ((Brekzienkörper 9b – vgl. Abb. 17).

Fig. 16. A: Hallstatt limestone sequence: Reconstruction of the original source area section. Mass-flow deposit in the southern area of the Lammeregg between 830 and 890 m AN (breccia 9a – see Fig. 17). B: Hallstatt limestone sequence: Reconstruction of the original source area section. Mass-flow deposit in the northern and western top-area of the Lammeregg (breccia 9b – see Fig. 17).



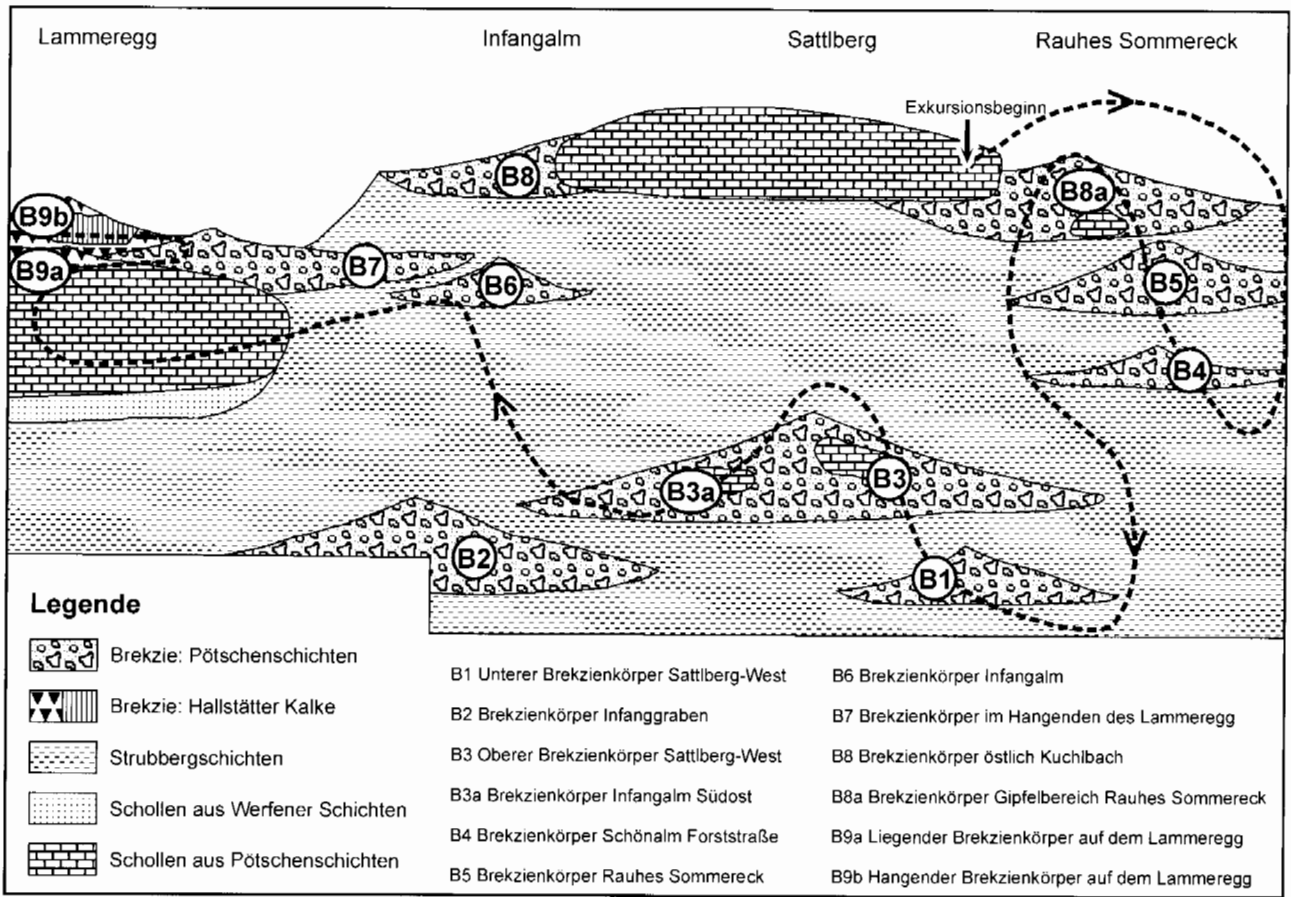


Abb. 17: Rekonstruktion der relativen Abfolge der Sedimentation der einzelnen Breckzienkörper in den Strubbergsschichten am westlichen Tennengebirgsnordrand.

Fig. 17: Reconstruction of the sedimentary sequence of the mass-flow deposits in the Strubberg Formation.

ponentenbestandes, der relativen Lage im Gelände zueinander, der Lösungscharakteristik des Komponentenbestandes, des Rundungsgrades und unter Berücksichtigung der litho- und mikrofazialen Ausbildung der Komponenten miteinander korreliert werden (Abb. 17).

Die Breckzienkörper des Sattberg-Westprofils und im Infangalm repräsentieren die erste Breckzienkörpergeneration. Breckzienkörper 1 und 2 (Abb. 17) bestehen vorwiegend aus dem Komponentenmaterial des proximalen Zlambachfaziesraumes. Strubbergsschichtenkomponenten sind häufig. Die mobilisierte Schichtfolge reicht vom Jul bis in das Rhät oder den Lias.

In Breckzienkörper 3 reicht die mobilisierte Schichtfolge stratigraphisch bis in das Pelson hinunter. Das Liefergebiet besteht aus einer primär unterschiedlichen Schichtfolge ähnlich dem Lammeregg Schollenkomplex. Resedimentierte Komponenten aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich, eine Pötschdolomitfolge vom Jul bis in das Alaun und Kieselolomit-Megaolistolithe kündigen das Eingleiten der ersten Schollengeneration an.

Die gesamte obertriassische Schichtfolge des proximalen Zlambachfaziesraumes wird also mobilisiert und die stratigraphische Basis freigelegt. Die Werfener Schichten Scholle an der östlichen Basis des Lammeregg Schollenkomplexes wird danach mobilisiert und gleitet in das Lammer Becken

ein. Unmittelbar darauf folgt der Lammeregg Schollenkomplex mit bereits auflagernden Breckzien, deren Komponenten aus dem distalen Hallstätter Salzbergfaziesbereich herzuleiten sind und die triassische Kieselkalke und Radiolarite des Meliatikums führen. Komponenten aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum fehlen.

Die Breckzienkörper 4, 5 und 6 führen ausschließlich Komponentenmaterial aus dem distalen Zlambachfaziesbereich. Die litho- und mikrofaziale Ausbildung der Komponenten und die daraus rekonstruierbaren mobilisierten Schichtfolgen vermitteln zwischen dem Zlambachfaziesbereich i. e. S. und dem eingeschränkten (proximalen) Hallstätter Salzbergfaziesbereich. Komponenten aus der Ober-Trias dominieren. Komponenten aus dem distalen Hallstätter Salzbergfaziesraum oder dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum fehlen. Die mobilisierte Schichtfolge reicht vom Langobard bis in den Lias.

Die Breckzienkörper 7, die den Lammeregg Schollenkomplex überlagern, führen ein fast identisches Komponentenpektrum wie der Breckzienkörper 6 im Bereich der Infangalm. Die Breckzienkörper 8 und 8a repräsentieren die letzte Breckzienkörpergeneration innerhalb der Strubbergsschichten und führen ein ähnliches Komponentenpektrum wie die Breckzienkörper 4 bis 7 aus dem distalen Zlambachfaziesbereich. Die rekonstruierbaren mobilisierten Schichtfolgen

## Sedimentäre Füllung des Lammer Beckens



Abb. 18: Vereinfachtes Sedimentationsmodell der zeitlichen Abfolge der Lammer Becken Füllung.

Fig. 18: Simplified stratigraphic superposition of the Lammer Basin fill.

vermitteln zwischen den Schichtfolgen des Zlambachfaziesraumes i. e. S. und dem proximalen, eingeschränkten, Hallstätter Salzbergfaziesbereich. Im Gipfelbereich des Rauhen Sommereck sind Megaolistolithe und die östliche Sattberg Liegend-scholle einsedimentiert. Das mobilisierte Komponentenmaterial umfasst stratigraphisch Ladin bis Rhät; z. Zt. der Mobilisierung der Brekzienkörper 8 und 8a waren also bereits stratigraphisch liegende Serien angeschnitten, die in den Brekzienkörpern 4 bis 7 noch nicht nachweisbar sind. Komponenten aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich fehlen. Der Brekzienkörper 8 im Bereich der westlichen Sattberg Liegend-scholle führt bereits erste kleine Komponenten aus dem Kalkhochalpiner Dachstein-

kalkfaziesraum, d. h. bereits während der Sedimentation der Strubberg-schichten im tieferen und mittleren Oxfordium wird Material aus allen Faziesräumen des triassischen Kalkalpensüdrandes mobilisiert und nach Norden in das Lammer Becken geschüttet.

Fast gleichzeitig mit dem Eingleiten der zweiten Schollen-generation aus dem Zlambachfaziesbereich i. e. S. wird Material aus dem proximalen Hallstätter Salzbergfaziesbereich mobilisiert und in das Lammer Becken geschüttet. Die mobilisierte Schichtfolge des Brekzienkörpers 9a im Hangenden des Lammeregg Schollenkomplexes gleicht litho- und mikrofaziell der Schichtfolge des proximalen Hallstätter Salzbergfaziesbereiches. Es treten Hallstätter Kalk Mega-

olistolithen auf, die das Eingleiten der dritten Schollengeneration aus dem proximalen Hallstätter Salzbergfaziesbereich anzeigen (z. B. Holzwehralm Scholle). Daneben tritt verstärkt Material aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum hinzu. Das Komponentenmaterial kündigt bereits das Eingleiten der letzten Schollengeneration (z. B. Gollinger Schwarzenberg) an. Danach endet die Sedimentation im Lammer Becken bis in den höheren Oberjura. Oberalmer Schichten (Tithonium), z. T. mit grobem Riffdetritus überlagern die Lammer Becken-Füllung diskordant (z. B. im Bereich der Gollinger Hallstätter Schollenregion).

### 3.2. Das Tauglboden Becken / Tauglboden Basin

The Tauglboden Basin (Tauglboden Formation and Oberalm Formation) is located in the Osterhorn Group north of the Trattberg Rise and was formed as an elongate trough in the former area of the Late Triassic lagoonal carbonate platform (Tirolicum of the Northern Calcareous Alps, Staufen-Höllengebirgs nappe). In the up to 500 m thick Tauglboden Formation occur mass flow deposits and sliding sheets (SCHLAGER & SCHLAGER 1973, DIERSCHKE 1980), mobilized from the Trattberg Rise to the south: Therefore the Tauglboden Basin (Late Oxfordian to Tithonian) is interpreted as a trench fill in front of advancing nappes (= Trattberg Rise) formed as response to accretion (GAWLICK et al. 1999).

The sedimentary sequence of the Tauglboden Formation starts in the Late Oxfordian or around the Oxfordian/Kimmeridgian boundary (HUCKRIEDE 1971). In the upper part of the Tauglboden Formation (cherty limestones, radiolarites, breccias) at the section Kesselstreet occur layers of metabentonites and clays with metabentonites. The metabentonites are interpreted as a result of subduction processes in the Tethys region.

These metabentonites and clays with metabentonites in the upper part of the Tauglboden Formation can be dated by *Archaeospongoprunum imlayi* PESSAGNO 1977, *Eucyrtidiellum pyramis* (AITA 1986), *Pseudoeucyrtis reticularis* MATSUOKA & YAO 1985, *Cinguloturris cylindra* KEMKIN & RUDENKO 1993, *Parvicingula mashitaensis* MIZUTANI 1981, *Mirifusus medioidilatus* (RÜST 1885), *Ristola altissima* (RÜST 1885), *Spongocapsula perampla* (RÜST 1885), *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970, *Parvicingula dhimenaensis* BAUMGARTNER 1984, *Podobursa triacantha* (FISCHLI 1916), *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN 1973, *Tricolocapsa funatoensis* (AITA 1987) and *Sphaerostylus lanceola* (PARONA 1890), *Eucyrtidiellum pyramis* (AITA 1986), *Archaeospongoprunum patricki* JUD 1994, *Archaeodictyomitra apiarium* (RÜST 1885), *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI 1981), *Tricolocapsa funatoensis* (AITA 1987), *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970 and *Parvicingula boesii* (PARONA 1890) as Early Tithonian (boundary U.A.-Zone 11/U.A.-Zone 12; U.A.-Zone 11 = Late Kimmeridgian to Early Tithonian, U.A.-Zone 12 = Early Tithonian to early Late Tithonian after BAUMGARTNER et al. (1995)).

The Tauglboden Formation is overlain by the pelagic limestones of the Oberalm Formation (Early Tithonian to Early

Cretaceous) intercalated by coarse-grained calcareous turbidites (Barmstein limestones). These sediments formed a neoautochthonous cover sealing preceding nappe movements.

Die oberjurassische Beckenfüllung des Tauglboden Beckens liegt geographisch im Zentrum des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen (Abb. 4) im Bereich der inneren Osterhorngruppe, die zu der Staufen-Höllengebirgs-Decke des Tirolikums (= Kalkvorlpin) gestellt wird. Dabei nimmt das Tauglboden Becken, das eine West-Ost streichende Beckenachse aufweist, zwischen der Trattberg Schwelle im Süden und Salzburg im Norden (SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973, DIERSCHKE 1978, 1980) den größten Bereich der Osterhorngruppe ein. Die Verbreitung der Tauglbodenschichten reicht im Süden bis unter die Trattberg Schwelle (GAWLICK et al. 1999; vgl. dazu SCHWEIGL & NEUBAUER 1997a), wo sie die größten Mächtigkeiten erreichen (SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973, DIERSCHKE 1980, VECSEI et al. 1989). Nach Norden sollen die Tauglbodenschichten s. str. Richtung Salzburg in ihrer Mächtigkeit rasch auskeilen (SCHLAGER 1959, PREY 1969, SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973, TOLLMANN 1976a, DIERSCHKE 1980, VECSEI et al. 1989 - vgl. dazu PLÖCHINGER 1987 und GAWLICK et al. 1999). Überlagert werden die Tauglbodenschichten von den pelagisch abgelagerten Oberalmer Schichten (zur Stratigraphie und Lithologie der Oberalmer Schichten siehe STEIGER 1992 - cum lit.) mit zwischengeschalteten Barmsteinkalklagen (u. a. FENNINGER & HOLZER 1970, STEIGER 1981, 1992, TOLLMANN 1985 - cum lit.). Die Oberalmer Schichten gleichen dabei geringe lokale topographische Differenzen des Beckenbodens aus, plombieren das Prärelief (= jurassische Neoautochthonie - MANDL 1984) und weisen im Bereich der Osterhorngruppe eine relativ konstante Mächtigkeit auf (SCHLAGER 1960).

Die gesamte Beckenfüllung, die stratigraphisch höheres Oxfordium (Tauglbodenschichten) bis Tithonium (Oberalmer Schichten) umfaßt (GAWLICK et al. 1999a, b), erreicht am Beckensüdrand nördlich der Trattberg Schwelle fast 1100 m (Tauglbodenschichten und Oberalmer Schichten, vgl. VECSEI et al. 1989). Dabei weisen die namengebenden Tauglbodenschichten s. str. (SCHLAGER 1956), die von VORTISCH (ab 1950) im Bereich der inneren Osterhorngruppe als „Tiefmalmische Plattenkalk“ bezeichnet werden Mächtigkeiten bis zu 500 m (350 m - SCHLAGER & SCHLAGER 1969, TOLLMANN 1976a, 450 m - TOLLMANN 1985) auf.

Innerhalb der Radiolaritssedimente der Nördlichen Kalkalpen können die Metabentonite bzw. metabentonitführenden Lagen, die als Ergebnis eines intermediären bis sauren Vulkanismus (vgl. HUCKRIEDE 1971, DIERSCHKE 1980) im Zusammenhang mit der Subduktion der Tethys (GAWLICK et al. 1999) interpretiert werden können, eventuell als Leithorizonte innerhalb der Kieselsedimente verwendet werden. Bisher konnten mehrere Zentimeter mächtige Metabentoniteinlagerungen innerhalb der Radiolarit-Schichtfolgen (Ruhpoldinger Radiolarit, Strubbergsschichten, Tauglbodenschichten) nur innerhalb der Tauglbodenschichten nachgewiesen werden. In den Strubbergsschichten, d. h. in der älteren Beckenfüllung, fehlen diese mächtigen Metabentonitlagen (vgl. GAWLICK 1996, während sie in den Tauglbodenschichten

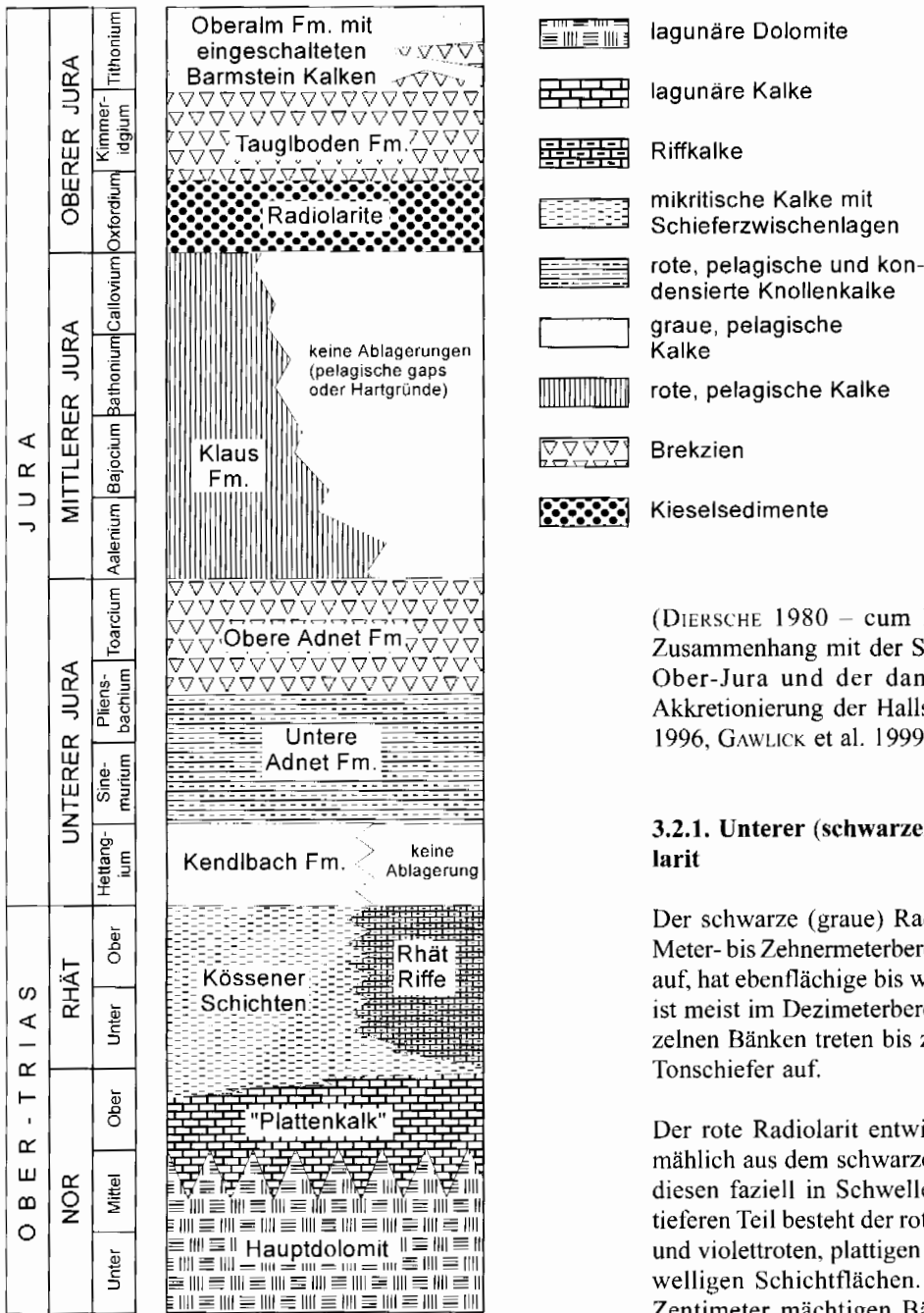


Abb. 19: Stratigraphische und fazielle Entwicklung der Schichtfolge von der Ober-Trias bis in den Ober-Jura in der inneren Osterhorngruppe im Bereich des Tauglboden Beckens. Fm. = Formation. Verändert nach GAWLICK, FRISCH, VECSEL, STEIGER & BÖHM (1999).

Fig. 19: Stratigraphy and facies of the Norian to Tithonian sedimentary succession in the area of the Tauglboden Basin (Osterhorn Group). Modified after GAWLICK, FRISCH, VECSEL, STEIGER & BÖHM (1999).

(DIERSCHKE 1980 – cum lit.). In neuerer Zeit wird ein Zusammenhang mit der Subduktion der Tethys im frühen Ober-Jura und der damit in Verbindung stehenden Akkretionierung der Hallstätter Zone diskutiert (GAWLICK 1996, GAWLICK et al. 1999).

**3.2.1. Unterer (schwarzer) und Oberer (roter) Radiolarit**

Der schwarze (graue) Radiolarit weist Mächtigkeiten im Meter- bis Zehnermeterbereich (max. 70 m – DIERSCHKE 1980) auf, hat ebenflächige bis welligflächige Schichtflächen und ist meist im Dezimeterbereich gebankt. Zwischen den einzelnen Bänken treten bis zu mehrere Zentimeter mächtige Tonschiefer auf.

Der rote Radiolarit entwickelt sich zum Hangenden allmählich aus dem schwarzen Radiolarit heraus oder vertritt diesen faziiell in Schwellenposition (DIERSCHKE 1980). Im tieferen Teil besteht der rote Radiolarit meist aus bräunlich- und violettroten, plattigen und gebankten Folgen mit meist welligen Schichtflächen. Den einzelnen, meist mehrere Zentimeter mächtigen Bänken sind nur geringmächtige Mergelschiefer und Schiefertone zwischengelagert.

immer wieder auftreten (z. B. JANAUSCHEK et al. 1999, GAWLICK et al. 1999).

Hinweise auf Vulkanismus sind im frühen Ober-Jura seit langem bekannt (vgl. u. a. HUCKRIEDE 1971, DIERSCHKE 1980, EBLI 1997). Diese vulkanischen Einschaltungen (v. a. Lapilli und Kristalltuffe) sollen Ausdruck eines rhyolitisch-dazitischen Vulkanismus sein (DIERSCHKE 1980). Diese Tuffite sollen dabei vorwiegend am Top der Rotkalke an der unmittelbaren Basis der Radiolarite auftreten (vgl. HUCKRIEDE 1971, DIERSCHKE 1980), in den Radiolarit-Schichtfolgen sind sie eher selten oder bisher nicht nachgewiesen (DIERSCHKE 1980). Die im frühen Ober-Jura in der Schichtfolge auftretenden Vulkanite werden bisher mit vulkanischen Ereignissen im Zusammenhang mit einer frühen Subduktion der ozeanischen Kruste des Penninischen Ozeans gesehen

**3.2.1.1. Aufschlüsse im Mörtlbachgraben (2 in Abb. 4)**

Im Hangenden der Lias und Dogger Schichtfolge (vgl. BÖHM 1992) folgt zunächst eine mehrere Meter mächtige Abfolge von im Dezimeterbereich gebankten schwarzen Radiolariten des ?höheren Callovium bis ?mittleren Oxfordium. Die einzelnen Bänke sind massiv verkieselt und weisen welligknollige Bankunterseiten auf. Die Radiolarien liegen meist nur in mäßig guter Erhaltung vor. Zum Hangenden hin wird der schwarze Radiolarit zunehmend rot. Der Übergang zum roten Radiolarit (?Ober-Oxfordium), der hier mehrere 10er Meter Mächtigkeit aufweist ist leicht gestört und nicht abgeschlossen. Die Mächtigkeit der einzelnen welligflächigen Bänke schwankt zwischen 5 und 10 cm, die einzelnen Bänke

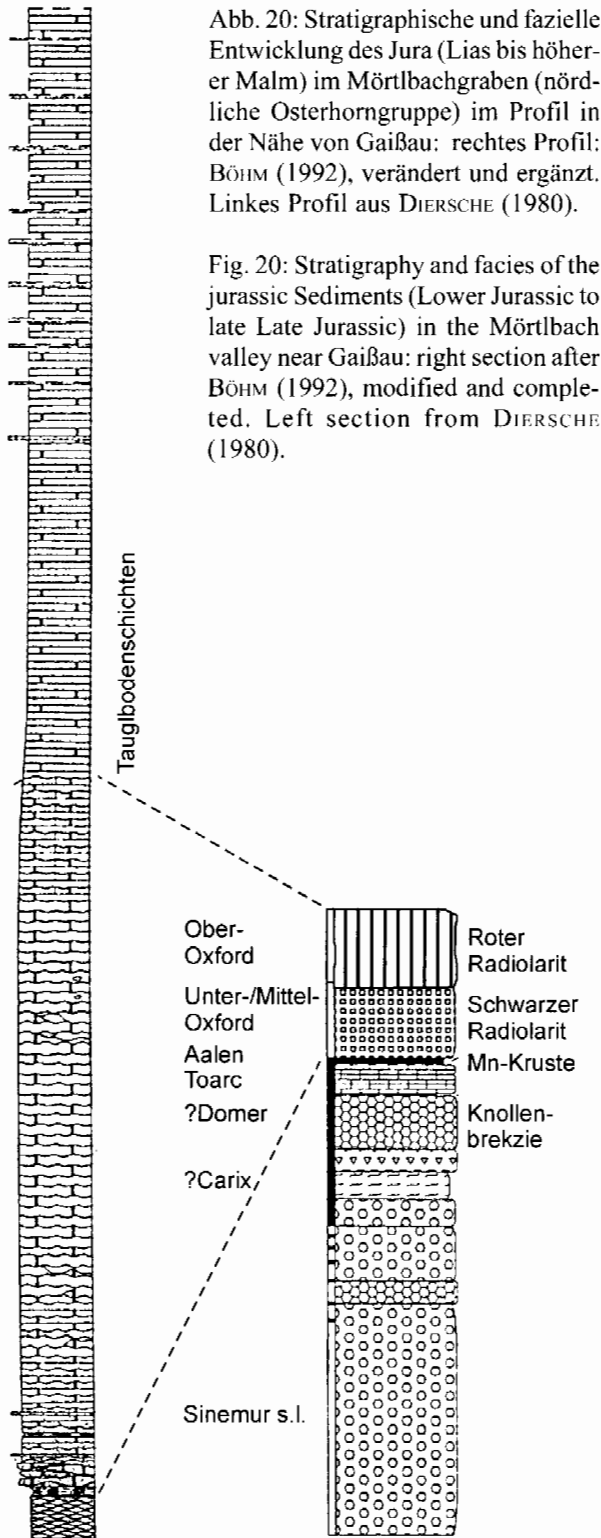


Abb. 20: Stratigraphische und fazielle Entwicklung des Jura (Lias bis höherer Malm) im Mörtlbachgraben (nördliche Osterhorngruppe) im Profil in der Nähe von Gaißau: rechtes Profil: BÖHM (1992), verändert und ergänzt. Linkes Profil aus DIERSCHÉ (1980).

Fig. 20: Stratigraphy and facies of the Jurassic Sediments (Lower Jurassic to late Late Jurassic) in the Mörtlbach valley near Gaißau: right section after BÖHM (1992), modified and completed. Left section from DIERSCHÉ (1980).

sind durch geringmächtige Tonfugen voneinander getrennt. Zum Hangenden hin wird der rote Radiolarit zunehmend grau, die einzelnen Bänke werden ebenflächig und es erfolgt der Übergang in die Tauglbodenschichten.

In diesem Profil stellt der schwarze Radiolarit an der Basis ungefähr das Zeitäquivalent der Strubbergsschichten dar. Brekzien treten in diesem Profil lediglich im basalen Teil des grauen Radiolarites in Form von feinen Rotkalk-Olistostromen auf.

### 3.2.2. Tauglbodenschichten

Die Tauglbodenschichten (SCHLAGER 1956), eine Wechselfolge von bunten Kieselplattenkalcken, Kieselmergeln und Brekzien zwischen Adneter Kalk und Oberalmer Schichten (= tiefmalmische Plattenkalke der inneren Osterhorngruppe (VORTISCH 1950, 1953, 1955) in den Nördlichen Kalkalpen haben vor allem als Träger von polymikten Brekzienkörpern und großen Gleitschollen eine große Bedeutung für die Interpretation der tektonischen Vorgänge, die im frühen Ober-Jura die Nördlichen Kalkalpen umgestaltet haben.

Der stratigraphische Umfang der Tauglbodenschichten (Ober-Oxfordium bzw. Oxfordium/Kimmeridium-Grenzbereich bis tiefes Tithonium – vgl. GAWLICK et al. 1999a, b) konnte bisher fast nur aus Alterseinstufungen der liegenden (HUCKRIEDE 1971) und der überlagernden Serien (Oberalmer Schichten – vgl. STEIGER 1992) abgeleitet werden, da datierbare Fossilien in den Tauglbodenschichten sehr selten sind (vgl. SCHLAGER 1956). Besonders der exakte Zeitraum der mächtigen Massenumlagerungen ist bisher nicht genau bekannt und eine genauere stratigraphische Einstufung dieses Ereignisses fehlt bisher.

Stratigraphisch aussagekräftige Fossilfunde aus der z. T. mergelig, z. T. als Kieselkalke und z. T. als Radiolarit ausgebildeten Schichtfolge liegen bisher praktisch nicht vor (SCHLAGER 1956, SCHLAGER & SCHLAGER 1973), so daß der genaue stratigraphische Umfang aus den unter- und überlagernden Sedimenten und aus litho- und mikrofaziellen Vergleichen mit anderen, sedimentologisch ähnlich ausgebildeten Schichtfolgen (Ruhpoldinger Radiolarit - TRAUTH 1948; Strubbergsschichten - HÖCK & SCHLAGER 1964, CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952) der Nördlichen Kalkalpen verglichen wurde (vgl. FENNINGER & HOLZER 1970, SCHLAGER & SCHLAGER 1973, DIERSCHÉ 1980, TOLLMANN 1976a, 1985, PLÖCHINGER 1983).

Geländebefunde, stratigraphische und fazielle Untersuchungen charakterisieren die Gesteine, die innerhalb der Tauglbodenschichtenfolge einerseits als Komponenten von Fluxoturbiditen bzw. Olistostromen (sensu SCHLAGER & SCHLAGER 1973) und andererseits als große Gleitschollen eingelagert sind, als allochthon. Dabei kann das karbonat-klastische Fremdmaterial aufgrund von faziellen Vergleichen von der Trattberg Schwelle am Südrand des Tauglboden Beckens hergeleitet werden. Die Trattberg Schwelle (u. a. SCHLAGER 1953, SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973, PLÖCHINGER 1953, 1983, 1990, DIERSCHÉ 1980) wurde vom höheren Oxfordium an als Deckenstirn herausgehoben (GAWLICK et al. 1999). Dabei wurden an der Nordflanke Brekzienkomponenten und Gleitschollen mobilisiert, die in das als intrakontinentaler Tiefseeegraben ausgebildete Tauglboden Becken der südlichen Osterhorngruppe einglitten. Nach Norden überschiebt die Trattberg Schwelle das Tauglboden Becken und im Süden wird sie durch die neogene Königssee-Lammertal-Traunsee-Blattverschiebung (KLT; DECKER et al. 1994) zum Lammer Becken hin begrenzt.

Die Tauglbodenschichten mit den eingelagerten polymikten Brekzienkörpern und Megaolistolithen bis Gleitschollen wurden früher oft als zeitliches Äquivalent des Ruhpoldinger Radiolarites und der Strubbergsschichten interpretiert (u. a. SCHLAGER 1959, 1960, HÖCK & SCHLAGER 1964, SCHLAGER, W. 1968, SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER 1974, PLÖCHINGER

1979, 1984, HÄUSLER 1979, 1981, TOLLMANN 1981, 1985, FAUPL & BERAN 1983, BRAUN 1998), die nach neueren Untersuchungen am Tennengebirgsnordrand vom Callovium (SUZUKI & GAWLICK 1998, GAWLICK & SUZUKI 1999a, b) an auftreten und die bis in das mittlere Oxfordium reichen. Eine sedimentologische Abgrenzung der Strubbergsschichten von den sedimentgenetisch gleichartigen, wahrscheinlich im höchsten Oxfordium oder Oxfordium/Kimmeridgium-Grenzbereich einsetzenden, Tauglbodenschichten im Bereich der südlichen Osternhorngruppe sensu SCHLAGER & SCHLAGER (1969, 1973) erfolgte bisher über Komponentenbestandsanalysen der jeweils in den Schichtfolgen (Strubbergsschichten und Tauglbodenschichten) eingelagerten polymikten Brekzienkörpern und Gleitschollen. Während das Komponentenmaterial der in die Tauglbodenschichten einschalteten Brekzienkörper ausschließlich aus dem Kalkvorarlpinen Ablagerungsraum (= Tirolikum und Bajuvarikum) und dabei von der Trattberg Schwelle stammt (u. a. SCHLAGER 1960, SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973, DIERSCHKE 1980, VECSEI et al. 1989), setzen sich die Brekzienkörper der Strubbergsschichten (= Strubbergbrekzie) ausschließlich aus Kalkhochalpinem Komponentenmaterial zusammen, das den verschiedenen pelagischen Ablagerungsräumen der triassischen bis unterjurassischen Hallstätter Zone (= Juvavikum i. w. S.) zugeordnet werden kann (z. B. GAWLICK 1996).

### 3.2.2.1. Lithologie der Tauglbodenschichten

Die Tauglbodenschichten bestehen aus lithologisch und lithofaziell sehr heterogen zusammengesetzten Sedimenten (Genauerer in VORTISCH ab 1950, SCHLAGER & SCHLAGER, 1969, 1973, DIERSCHKE 1980) (Abb. 21):

- 1) Kalke, Kieselkalke und Radiolarite
  - a) Geschichtete Sedimenttypen: dünnplattig, ebenflächig, oft laminiert, die einzelnen Laminae meist ohne erosiven Basiskontakt. Zwischengeschaltet sind oft bis zu zwei Zentimeter mächtige turbiditische, gradierte meist kalkige Lagen. Schrägschichtung ist nur selten vorhanden. Synsedimentäre Rutschfalten sind häufig. Meist treten radiolarienführende graue bis grauschwarze, stellenweise auch graugrüne Sedimenttypen auf, selten ist das Gefüge radiolariengestützt. Daneben treten fossilfreie Sedimenttypen auf.
  - b) Nicht geschichtete, textuell homogene Sedimente: fast immer radiolarienführende Sedimente. Schwammnadeln sind selten. Synsedimentäre Rutschfalten fehlen meist.
- 2) Mergel und Mergelkalke
- 3) Meist dünn geschichtete, selten textuell homogene Sedimente: oft mit synsedimentären Rutschfalten, selten bioturbat, selten laminiert. Meist treten radiolarienführende Sedimenttypen auf, selten ist das Gefüge radiolariengestützt; Filamente sind selten. Synsedimentäre Rutschungen sind häufig.
- 4) Resedimente  
Intraformationale Brekzienlagen, die Fragmente fast aller Lithofaziestypen der Sedimenttypen 1) und 2) als Komponenten führen. Polymiktes, parautochthones

Komponentenspektrum. Die einzelnen Klasten sind meist angerundet bis gerundet, selten eckig. Daneben treten vereinzelt Crinoidenschuttlagen und Komponenten von einer Flachwasserkarbonatplattform im Süden auf. Synsedimentäre Gleitpakete sind häufig.

- 5) Grobarenitische, gradierte Folgen und Feinbrekzien  
Mit Bankmächtigkeiten zwischen 30 cm und 70 cm. Die einzelnen Bänke sind meist durch den Sedimenttyp 2) voneinander getrennt. Oft gradiert. Innerhalb dieser Folgen sind oft bis zu einem Meter mächtige, komponentengestützte Brekzienkörper (Sedimenttyp 5) eingeschaltet.
- 6) Polymikte Brekzienkörper und Gleitschollen  
Allochthones Komponentenmaterial aus dem Kalkvorarlpinen Faziesraum (Trattberg Schwelle) dominiert. Norischer Dachsteinkalk, Kössener Schichten, rhätischer Dachsteinkalk, Lias-Fleckenmergel bzw. Allgäuschichten, Rotkalke der Adneter Formation, schwarzer Radiolarit und roter Radiolarit treten in Form von Brekzienkomponenten bzw. großen Schollen auf.
- 7) Graue bis graugrüne Metabentonitlagen bzw. metabentonitführende Tonlagen.

### 3.2.2.2. Urbangraben und Kesselstraße (3 in Abb. 4)

An der Typlokalität der Tauglbodenschichten (Abb. 4; vgl. SCHLAGER 1956, SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973; Aufschlüsse unterhalb der Einmündung des Davidgrabens = Urbangrabens, vgl. HUCKRIEDE 1971) tritt im Liegenden, an der Basis eines roten Radiolarites, dessen Ablagerung hier im mittleren/höheren Oxfordium beginnt (HUCKRIEDE 1971), zunächst ein roter Filamentkalk auf, der durch Globigerinen (BÖHM 1992) und Rhyncholithen (HUCKRIEDE 1971), in den höchsten Dogger (Callovium) eingestuft wurde (Abb. 22). In einer roten Mergellage unmittelbar unter dem Radiolarit (Radiolarit-Basismergel) treten Aptychen und Rhyncholithen des Oxfordium auf (HUCKRIEDE 1971). Das ungefähr 30 cm mächtige Sedimentpaket mit den rhyncholithenführenden Mergellagen vertritt hier im Bereich des Tauglbaches den schwarzen, Unteren Radiolarit bzw. die Strubbergsschichten faziell.

### Aufschluß im Urbangraben

Das Profil im Mündungsbereich des Urbanbaches (Urbangraben) in den Tauglbach (Abb. 22) wurde von HUCKRIEDE (1971) im Detail untersucht. Das Alter der Rhyncholithen-Anreicherungen an der Basis des roten Radiolarites gibt HUCKRIEDE (1971) mit Oxfordium (?Ober-Oxfordium) an, so daß die Sedimentation des roten Radiolarites frühestens im Ober-Oxfordium beginnt (Genauerer in HUCKRIEDE 1971). Die Rotkalke an der Basis reichen auf Grund der Untersuchungen von HUCKRIEDE (1971) und BÖHM (1992) bis in das höhere Bathonium oder tiefere Callovium. Die 30 cm mächtige Schichtfolge mit den Rhyncholithen-Anreicherungen vertritt demnach stratigraphisch große Teile des Calloviums und des Oxfordiums. Während im Lammer Becken zur gleichen Zeit fast 2000 m Sediment akkumuliert werden, beträgt die Mächtigkeit der ungefähr gleichalten



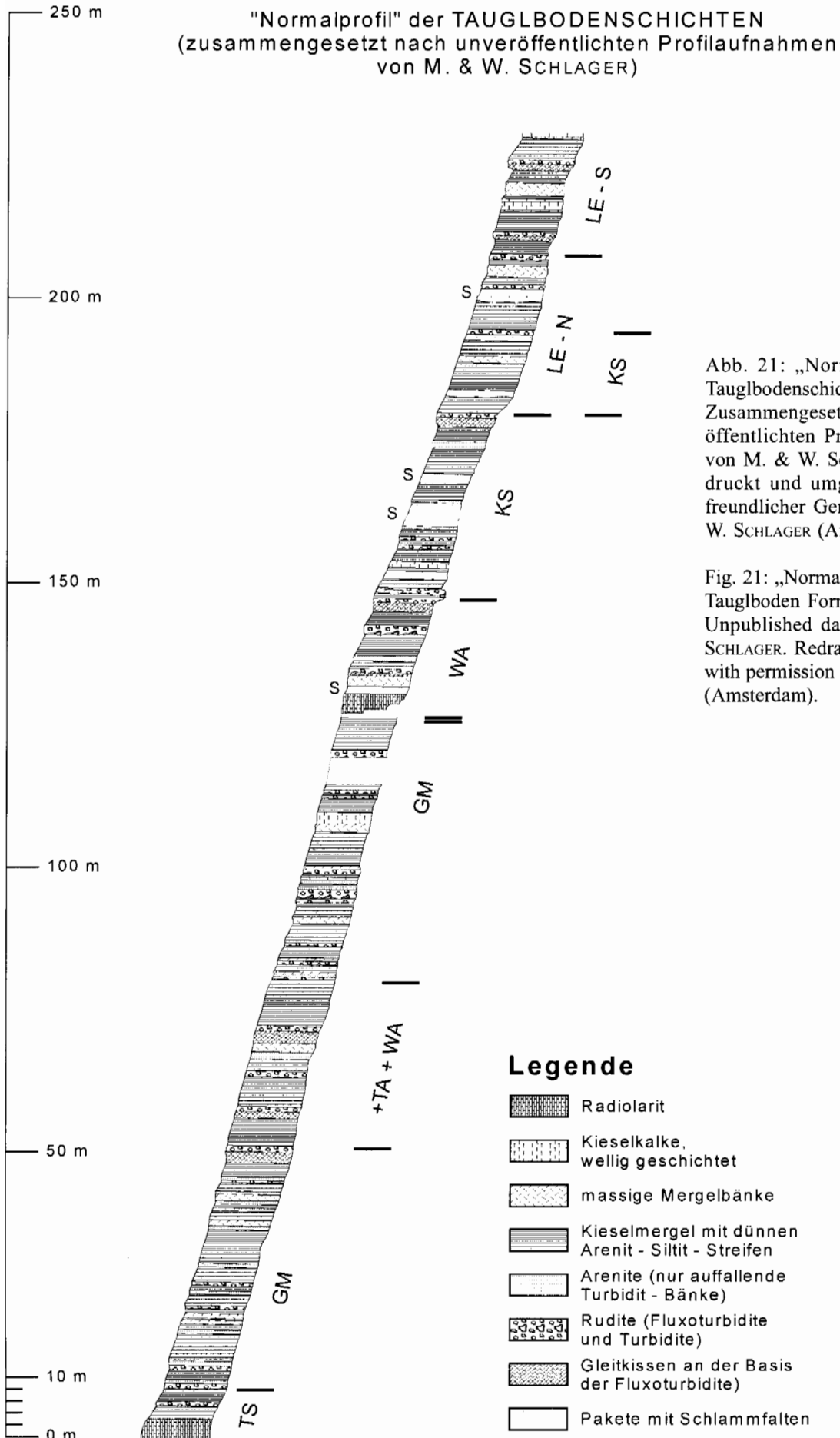


Abb. 21: „Normalprofil“ der Tauglbodenschichten. Zusammengesetzt nach unveröffentlichten Profilaufnahmen von M. & W. SCHLAGER. Abgedruckt und umgezeichnet mit freundlicher Genehmigung von W. SCHLAGER (Amsterdam).

Fig. 21: „Normal profile“ of the Tauglboden Formation. Unpublished data of M. & W. SCHLAGER. Redrawn and printed with permission of W. SCHLAGER (Amsterdam).

Sedimente im Bereich des Tauglboden Beckens also nur 30 cm.

### Aufschlüsse im Bereich der Kesselstrasse

Die innerhalb der Tauglbodenschichten eingelagerten Turbidite, Brekzienkörper und großen Gleitmassen, meist Fluxoturbidite, Olisthostrome (sensu GÖRLER & REUTTER 1968) und die synsedimentären Rutschpakete mit Gleitfalten und Schichtverdoppelungen zeigen eine deutliche Korngrößenabnahme von Süden nach Norden, was für eine im wesentlichen nach Norden gerichtete Schüttungsrichtung spricht (SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973, DIERSCHKE 1980, VECSEI et al. 1989, GAWLICK et al. 1999). Dies wird außerdem durch Einregelung von Komponentenachsen, Gleitfalten etc. belegt (SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973, DIERSCHKE 1980).

### Stratigraphische Einstufung der Radiolarien

In den Tauglbodenschichten liegen innerhalb der meist kalkigen Radiolarite, Kieselkalke und der Mergel die Radiolarien meist in Kalziterhaltung vor. Die bisherigen Radiolarienfaunen stammen aus Metabentoniten bzw. metabentonitführenden Lagen aus dem Zentralteil des Profiles an der Kesselstrasse (Wirtskesselgraben) östlich des Tauglbaches, der Typlokalität der Tauglbodenschichten, die ausführlich von SCHLAGER & SCHLAGER (1969, 1973) und DIERSCHKE (1980) bearbeitet, beschrieben und genetisch gedeutet wurde. Im folgenden ist deshalb nur der zentrale Abschnitt des Gesamtprofils im Bereich der Kesselstraße

(vgl. Abb. 21) mit den mächtigen Massenumlagerungen als Übersichtsprofil mit der Lage der einzelnen Probenpunkte dargestellt. In Abb. 23 (Profil 1, Profil 2) sind Detailprofile mit der genauen Lage der radiolarienführenden Metabentonite bzw. der metabentonitführenden Lagen dargestellt.

Die vorliegenden Radiolarienfaunen aus den höheren Tauglbodenschichten mit den mächtigen Massenumlagerungen ergaben Unter-Tithonium als Alter (GAWLICK et al. 1999a, b). In den bis zu 20 cm mächtigen Metabentoniten bzw. den metabentonitführenden Lagen treten folgende Radiolarienarten auf (vgl. Abb. 10 und Abb. 11):

Im oberen Metabentonit: *Archaeospongoprimum imlayi* PESSAGNO 1977, *Eucyrtidiellum pyramis* (AITA 1986), *Pseudoeucyrtis reticularis* MATSUOKA & YAO 1985, *Cinguloturris cylindra* KEMKIN & RUDENKO 1993, *Parvicingula mashitaensis* MIZUTANI 1981, *Mirifusus mediodilatatus* (RÜST 1885), *Ristola altissima* (RÜST 1885), *Spongocapsula perampla* (RÜST 1885), *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970, *Parvicingula dhimenaensis* BAUMGARTNER 1984, *Podobursa triancantha* (FISCHLI 1916), *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN 1973, *Tricolocapsa funatoensis* (AITA 1987).

In der unteren, metabentonitführenden Lage: *Sphaerostylus lanceola* (PARONA 1890), *Eucyrtidiellum pyramis* (AITA 1986), *Archaeospongoprimum patricki* JUD 1994, *Archaeodictyomitra apiarium* (RÜST 1885), *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI 1981), *Tricolocapsa funatoensis* (AITA 1987), *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970, *Parvicingula boesii* (PARONA 1890).

Die meisten dieser Radiolarienarten treten dabei im Ober-Jura bzw. in der Unter-Kreide auf. In BAUMGARTNER et al.

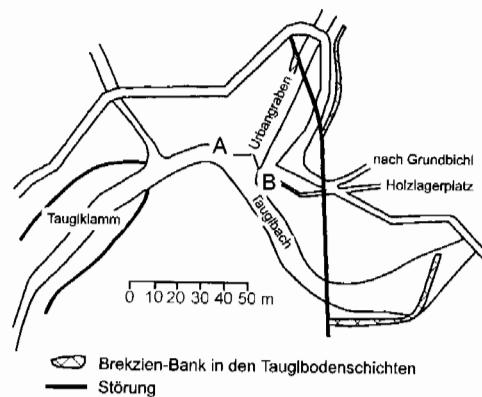
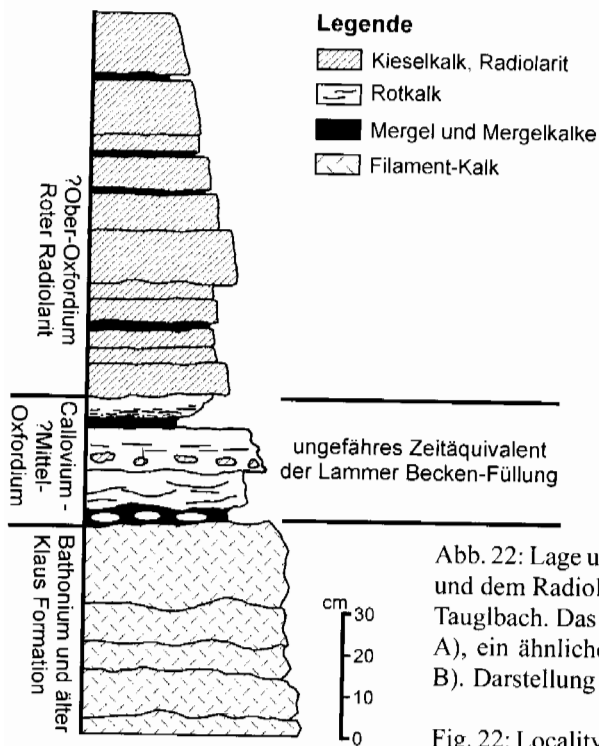


Abb. 22: Lage und Detailprofil des Übergangsbereiches zwischen den Klauskalke und dem Radiolarit im Mündungsbereich des Urbanbaches (Urbangraben) in den Tauglbach. Das hier dargestellte Profil liegt westlich des Urbangrabens (Lokalität A), ein ähnliches Profil ist östlich des Urbangrabens aufgeschlossen (Lokalität B). Darstellung aus HUCKRIEDE (1971), umgezeichnet und geringfügig verändert.

Fig. 22: Locality and detailed section of the boundary Klaus Formation/Radiolarite in the area of the Urban creek/Taugl creek. The drawn section is from west of the Urban valley (A), an equivalent section is seen east of the Urban creek (B). Redrawn after HUCKRIEDE (1971).

(1995) sind die stratigraphischen Reichweiten dieser Arten und die Unitäre Assoziationszonengliederung (U.A.-Zone) dargestellt (vgl. BAUMGARTNER 1984). Die stratigraphische Einstufung der Radiolarienfaunen aus dem mittleren bis höheren Teil der Tauglbodenschichten mit den mächtigen Massenumlagerungen wird anhand der Radiolarienfaunen und vor allem auf der Basis der Zonierung von BAUMGARTNER et al. (1995) vorgenommen. Die stratigraphischen Reichweiten der einzelnen Radiolarienarten sensu BAUMGARTNER et al. (1995) werden hier unter Einbeziehung neuerer Daten diskutiert (z. B. ZÜGEL 1997). Die in weiterer Folge

verwendeten U.A.-Zonen werden von BAUMGARTNER et al. (1995) wie folgt korreliert: U.A.-Zone 11: Ober-Kimmeridium bis Unter-Tithonium; U.A.-Zone 12: Unter-Tithonium bis unteres Ober-Tithonium; U.A.-Zone 13: oberstes Tithonium bis unterstes Berriasium. In der unteren, metabentonitführenden Lage ist das letzte Auftreten von *Tricolocapsa funatoensis* (U.A.-Zone 3 bis 11 – in BAUMGARTNER et al. (1995) als *Sethocapsa funatoensis* AITA 1987 bezeichnet), *Zhamoidellum ovum* (U.A.-Zone 9 bis 11) und *Archaeodictyomitra minoensis* (U.A.-Zone 9 bis 12) sowie das Erstauftreten von *Eucyrtidellum*

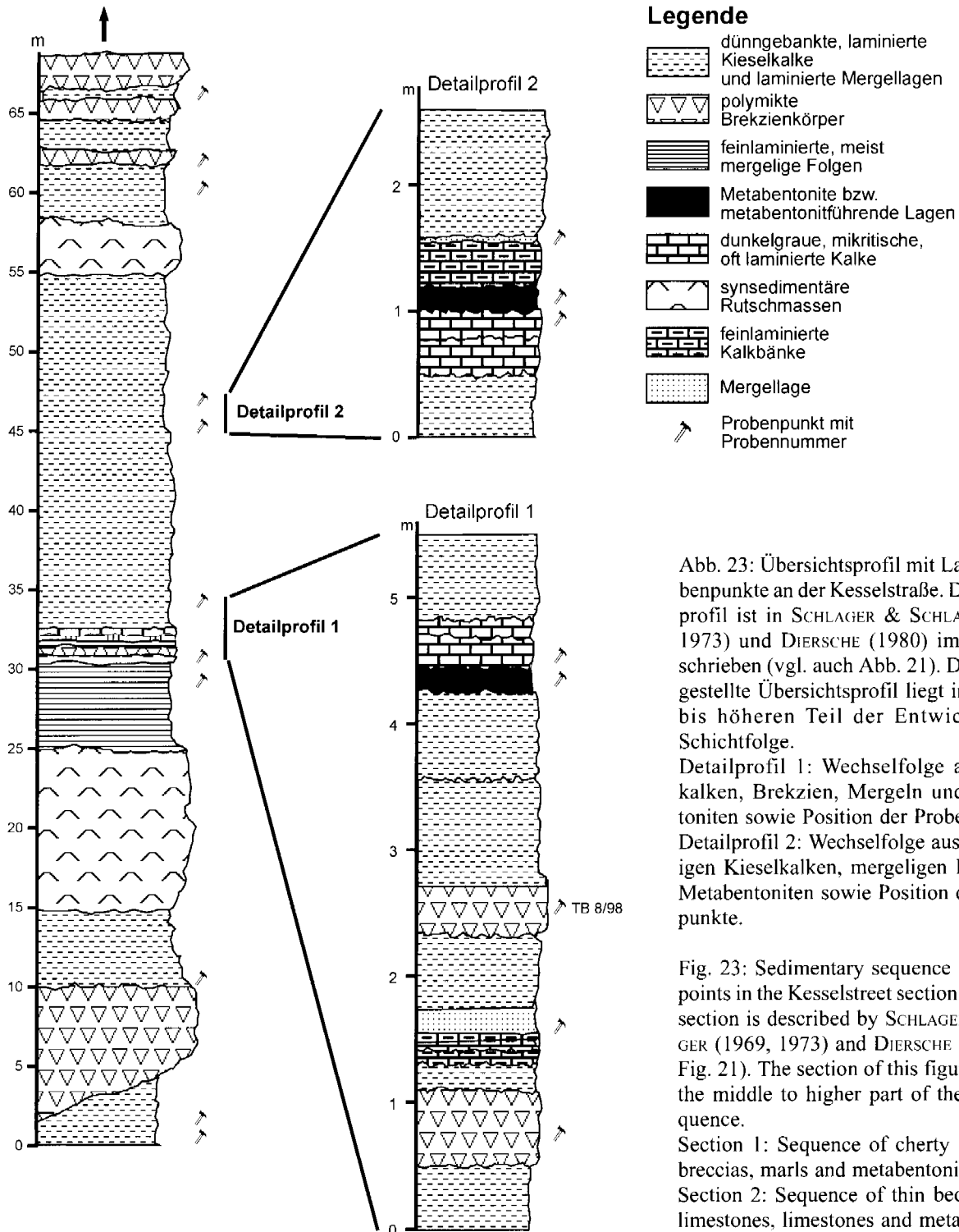


Abb. 23: Übersichtsprofil mit Lage der Probenpunkte an der Kesselstraße. Das Gesamtprofil ist in SCHLAGER & SCHLAGER (1969, 1973) und DIERSCHKE (1980) im Detail beschrieben (vgl. auch Abb. 21). Das hier dargestellte Übersichtsprofil liegt im mittleren bis höheren Teil der Entwicklung der Schichtfolge.  
 Detailprofil 1: Wechselfolge aus Kieselkalcken, Brekzien, Mergeln und Metabentoniten sowie Position der Probenpunkte.  
 Detailprofil 2: Wechselfolge aus dünnbankigen Kieselkalcken, mergeligen Kalken und Metabentoniten sowie Position der Probenpunkte.

Fig. 23: Sedimentary sequence and sample points in the Kesselstreet section. The whole section is described by SCHLAGER & SCHLAGER (1969, 1973) and DIERSCHKE (1980) (see Fig. 21). The section of this figure is part of the middle to higher part of the whole sequence.  
 Section 1: Sequence of cherty limestones, breccias, marls and metabentonites.  
 Section 2: Sequence of thin bedded cherty limestones, limestones and metabentonites.

*pyramis* (U.A.-Zone 12 bis 13), *Sphaerostylus lanceola* (U.A.-Zone 11 bis 22 - in BAUMGARTNER et al. (1995) als *Pantanellium squinaboli* (TAN 1927) bezeichnet) und *Archaeospongoprimum patricki* (U.A.-Zone 13 bis 22) von besonderer Bedeutung. Mit der Ausnahme von *Archaeospongoprimum patricki* kann die untere metabentonitführende Lage auf Grund der auftretenden Radiolarienarten in die U.A.-Zone 11 oder 12 eingestuft werden. Das Erstauftreten von *Archaeospongoprimum patricki* liegt auf Grund dieser Einstufung vielleicht stratigraphisch etwas tiefer.

Im oberen Metabentonit treten *Eucyrtidiellum pyramis* (U.A.-Zone 12 bis 13) und *Cinguloturris cylindra* (U.A.-Zone 12 bis 17) von der U.A.-Zone 12 an auf. *Pseudoeucyrtis reticularis* (U.A.-Zone 8 bis 11), *Parvicingula dhimenaensis* (U.A.-Zone 3 bis 11), *Spongocapsula perampla* (U.A.-Zone 6 bis 11), *Tricolocapsa funatoensis* (U.A.-Zone 3 bis 11) und *Zhamoidellum ovum* (U.A.-Zone 9 bis 11) enden allerdings schon in der U.A.-Zone 11. Das Auftreten dieser Arten in dem oberen Metabentonit fällt somit in die höhere U.A.-Zone 11 oder in die tiefere U.A.-Zone 12. Auch folgende Arten können in der U.A.-Zone 11 oder 12 auftreten: *Parvicingula mashitaensis* (U.A.-Zone 8 bis 15), *Mirifusus mediodilatatus* (U.A.-Zone 7 bis 20 - in BAUMGARTNER et al. (1995) als *Mirifusus dianae* (KARRER 1867) bezeichnet) und *Ristola altissima* (U.A.-Zone 5 bis 12). *Archaeospongoprimum imlayi* ist aber nicht in BAUMGARTNER et al. (1995) beschrieben. Diese Art wurde von PESSAGNO (1977) aus der Nordamerikanischen *Buchia piochii*-Zone des Tithonium beschrieben.

Für die stratigraphische Einstufung der Tauglbodenschichten ist dabei wichtig, daß die bis in die U.A.-Zone 11 und 12 reichenden Arten und die von der U.A.-Zone an auftretenden Arten gemeinsam vorkommen. *Parvicingula dhimenaensis*, *Pseudoeucyrtis reticularis*, *Spongocapsula perampla*, *Tricolocapsa funatoensis* und *Zhamoidellum ovum* enden in der U.A.-Zone 11. *Pseudoeucyrtis reticularis* wurde von MATSUOKA & YAO (1985) als eine der kennzeichnenden Arten der *Pseudodictyomitra primitiva*-Faunenzone beschrieben. Die *Pseudodictyomitra primitiva*-Faunenzone umfaßt nach YAO (1986) noch einen Teil des Unter-Tithonium. *Cinguloturris cylindra* und *Eucyrtidiellum pyramis* treten von der U.A.-Zone 12 an auf. Nach BAUMGARTNER et al. (1995) enthalten sowohl die U.A.-Zone 11 als auch die U.A.-Zone 12 das Unter-Tithonium. Die U.A.-Zone 11 wird dabei mit dem Ober-Kimmeridgium bis Unter-Tithonium korreliert, die U.A.-Zone 12 mit dem Unter- bis Ober-Tithonium. Die aus den Metabentoniten bzw. aus den metabentonitführenden Lagen herausgeschlammten Radiolarienfaunen können somit in das Unter-Tithonium eingestuft werden, das der höheren U.A.-Zone 11 bzw. der tieferen U.A.-Zone 12 nach BAUMGARTNER et al. (1995) entspricht. Von ZÜGEL (1997) wurde aus der mit Ammoniten datierten Solnhofener Mörnshiem-Formation (Malm  $\zeta$ 3, Unter-Tithonium) eine Radiolarienfauna beschrieben, die mit der U.A.-Zone 12 von BAUMGARTNER et al. (1995) korreliert. Dabei treten sechs der von ZÜGEL (1997) beschriebenen Arten auch in den metabentonitführenden Lagen bzw. Metabentoniten der Tauglbodenschichten auf: *Eucyrtidiellum pyramis*, *Cinguloturris cylindra*, *Parvicingula dhimenaensis*, *Archaeodictyomitra minoensis*, *Podobursa triacantha* und

*Podocapsa amphitrepta*. Diese Alterseinstufung der Solnhofener Radiolarien als Unter-Tithonium korreliert gut mit unserer stratigraphischen Einstufung für den mittleren bis höheren Teil der Tauglbodenschichten als Unter-Tithonium.

Auf der Basis dieser biostratigraphischen Einstufung der einzelnen, aus den Metabentoniten bzw. aus den metabentonitführenden Tonlagen isolierten, Radiolarienfaunen, und unter Einbeziehung der Daten von HUCKRIEDE (1971) und STEIGER (1992) kann der Liegendabschnitt der Tauglbodenschichten wahrscheinlich auf höchstes Oxfordium bzw. Oxfordium/Kimmeridgium-Grenzbereich, der Mittelabschnitt des Profiles im Bereich der polymikten Brekzienkörper auf höheres Kimmeridgium bis tiefstes Tithonium und der Hangenteil der Tauglbodenschichten auf tiefes Tithonium (vgl. STEIGER 1992 – Einsetzen der Oberalmer Schichten im Unter-Tithonium) eingengt werden (Abb. 23). Allerdings ist zu bemerken, daß an der Basis der Tauglbodenschichten noch ein geringmächtiges Paket eines roten Radiolarites auftritt (vgl. HUCKRIEDE 1971, DIERSCHKE 1980), das stratigraphisch bisher nicht erfaßt worden ist und eventuell bis in das tiefste Kimmeridgium reicht.

Wichtig ist bei dieser Einstufung der Tauglbodenschichten mit Hilfe der Radiolarienfaunen vor allem die biostratigraphische Einstufung der mächtigen Massenumlagerungen von der zu dieser Zeit aufsteigenden Trattberg Schwelle im Süden. Es kann auf der Basis dieser Einstufungen nun davon ausgegangen werden, daß sich die Trattberg Schwelle im Oxfordium/Kimmeridgium-Grenzbereich oder frühen Kimmeridgium zu heben begann, denn es treten bereits im tiefen Teil der Tauglbodenschichten polymikte Brekzien mit parautochthonem Komponentenbestand von der Trattberg Schwelle auf. Die Zeit der größten Reliefbildung in Verbindung mit der Umlagerung von Gleitschollen und Komponenten lag im höheren Kimmeridgium bis tiefsten Tithonium. Im Verlauf des Tithonium endet die Schüttung von karbonatlastischem Material von der Trattberg Schwelle. Die einzelnen Barmsteinkalklagen mit eindeutigen Komponenten einer Flachwasserkarbonatplattform (Mittel- bis Ober-Tithon – vgl. STEIGER 1992) innerhalb der Oberalmer Schichten führen zum Hangenden hin immer weniger karbonatlastisches Material von der Trattberg Schwelle (STEIGER 1981 - cum lit.).

### 3.3. Stratigraphie, Fazies und Hochdruck-Mitteltemperatur-Metamorphose der Hallstätter Kalke der Pailwand / Stratigraphy, facies and high-pressure – medium grade metamorphism of the Hallstatt limestones of the Pailwand

The carbonate rocks of the Pailwand (located ca. 50 km SE of Salzburg, Lammer Basin) were derived from the Hallstatt Zone of the Northern Calcareous Alps. The Pailwand itself is composed of a variety of different calcareous and dolomitic gravity nappes, derived from different Hallstatt-palaeoproveniences (Hallstatt Salzberg Facies Zone, Zlambach Facies Zone and the Kalkhochalpine Dachstein Limestone Facies Zone). The different gravity nappes are characterized

by a different burial history. The Hallstatt limestones in the northeastern gravity nappe show the strongest metamorphic overprint.

Mm- to dm-thick horizons clayey layers between the Hallstatt limestone beds (Anisian – Svatian) containing sheet silicates intercalated. Thin sections show a variety of different textures. Progressive compaction is indicated by pressure-solution yielding calcite-veins. Deformation leads to a foliation (s1) subparallel to the sedimentary layering. Mg-Fe-Chlorite and Phengite crystallized during the genesis of s1, with a crystal size of about 2-100  $\mu\text{m}$ . The following mineral-paragenesis is established: phengite + Mg-Fe-chlorite + calcite + albite + opaques  $\pm$  quartz  $\pm$  dolomite. Subsequent folding is seen as a microcrenulation (D2). Phengite and Mg-Chlorite crystallized along a second foliation, idioblasts of both phases postdate this kind of deformation. Calcite crystals recrystallized during D1 and D2 (ca. 50  $\mu\text{m}$ ). The chlorite-composition (clinocllore or pycnochlorite) with  $\text{Al}^{\text{IV}} = 1.10\text{-}1.20$  pfu (per formula unit), points to temperatures above 300  $^{\circ}\text{C}$ . The CAI-index of this unit, ranging between CAI >5.5 and CAI 6.0, and calcite-dolomite solvus-thermometry, suggest minimum-temperatures of about 300-480  $^{\circ}\text{C}$ . Microprobe analyses of the texturally different white micas (D1 & D2) show a relatively high seladonite-content of 3.35-3.45 Si pfu, which implies minimum pressures of about 6-8 kb at 360  $^{\circ}\text{C}$  and 10 kb at 400  $^{\circ}\text{C}$  (after MASSONE & SCHREYER 1987).

The relations between the high-pressure - low-temperature metamorphism of the Hallstatt limestones and its geochronological data (K-Ar, Rb-Sr on mica - 152 and 155 Ma - KRÁLIK, KLIMA & RIEDMÜLLER 1987, Ar-Ar on mica - 130-140 Ma, fraction < 5  $\mu\text{m}$  - W. FRANK, Vienna), the facies and sedimentary characteristics, and the metamorphic overprint of the southern parts of the Northern Calcareous Alps and the tectonic evidence are discussed, as well as the geodynamic evolution of the Northern Calcareous Alps in the early Upper-Jurassic.

We conclude that the Hallstatt limestone of the Pailwand displays a remarkable metamorphic anomaly in contrary to the very low metamorphic overprint of the Hallstätter Zone recognized by KRÁLIK, KRUMM & SCHRAMM (1987) and FREY, DESMONS & NEUBAUER (1999). Our data are in accordance to the low to high metamorphic overprint of the Hallstatt Zone (GAWLICK, KRYSZYN & LEIN 1994). The medium temperature - high pressure metamorphism of the Hallstatt limestones of the Pailwand before redeposition is explained by the closure of parts of the Tethys Ocean in Middle to Late Jurassic times and associated subduction.

Der gesamte Pailwand-Schollenkomplex ist Teil der karbonatlastischen früh-oberrjurassischen Beckenfüllung der Göll-Lammerzone (Abb. 4; z. B. GAWLICK et al. 1990, GAWLICK 1996). Die stratigraphische Position liegt nach der stratigraphischen und faziellen Entwicklung der Teilschollen im Hangenden der Beckenfüllung, die aus früh-oberrjurassischen Tiefwassersedimenten (Kieselkalke, Radiolarite - vgl. DIERSCHKE 1980, GAWLICK 1996) sowie darin eingesediementierten Brekzienkörpern und Gleitschollen besteht (Abb. 24).

Der in den südlichen Salzburger Kalkalpen südöstlich von

Abtenau gelegene Pailwand-Schollenkomplex besteht aus mehreren Einzelschollen. Die einzelnen Teilschollen können jeweils aus verschiedenen Ablagerungsräumen der Hallstätter Fazieszone, nämlich dem Hallstätter Salzbergfaziesraum und dem Zlambachfaziesraum sowie auch aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum hergeleitet werden. Neben der jeweils unterschiedlichen faziellen und stratigraphischen Entwicklung zeigen die einzelnen Teilschollen der Pailwand auch eine unterschiedliche Temperaturüberprägung. Besonders die Hallstätter Kalke aus dem Hallstätter Salzbergfaziesraum der Pailwand-Nordostscholle lassen eine hohe metamorphe Überprägung erkennen.

Diese führte zur metamorphen Neubildung von Phengit und Chlorit, mit Korngrößen von 2 bis 100  $\mu\text{m}$ . Schichtsilikatführende Lagen im Millimeter- bis Zentimeterbereich innerhalb der Hallstätter Kalk-Schichtfolge zeigen folgende Mineralparagenese: Phengit + Mg-Fe-Chlorit + Kalzit + Albit + Erze  $\pm$  Quarz  $\pm$  Dolomit (HÖPFER & GAWLICK 1995, GAWLICK & HÖPFER 1996). Durch die Schichtsilikate wird die 1. Schieferung (s1) abgebildet, die subparallel zur sedimentären Schichtung liegt. Eine dieser Sprossung folgende Deformation (D2) führte zu einer kleinräumigen Faltung dieser Lagen, Phengit und Mg-Fe-Chlorit kristallisieren erneut, entlang einer zweiten Foliation. Bei beiden Deformationen kommt es zur Rekristallisation von Kalzit (mit Korngrößen um 50  $\mu\text{m}$ ) und zur Ausbildung von Deformationszwillingen. Die Temperaturen, die im wesentlichen mit Hilfe des Conodont Colour Alteration Index (CAI) an Conodonten aus den Hallstätter Kalken ermittelt werden konnten, weisen mit einheitlichen CAI-Werten zwischen CAI >5.5 bis CAI 6.0 auf Temperaturen >360  $^{\circ}\text{C}$  hin. Auch aus der Zusammensetzung der Chlorite (Klinochlor, Pycnochlorit) mit  $\text{Al}^{\text{IV}} = 1.10\text{-}1.20$  p. F. (pro Formeleinheit) lassen sich Temperaturen von über 300  $^{\circ}\text{C}$  ableiten; zusätzlich weisen die errechneten Temperaturen, die mit Hilfe der Kalzit-Dolomit Solvusthermometrie an dolomitischen Kalken ermittelt wurden, auf eine ähnliche Größenordnung der metamorphen Überprägung (300-480  $^{\circ}\text{C}$ ) hin. Mikrosondenanalysen der beiden textuell unterschiedlichen Phengite (D1 und D2) zeigen einen relativ hohen Seladonitgehalt um 3.35-3.45 Si p. F., woraus sich Minimaldrucke von 6-8 kb bei 360  $^{\circ}\text{C}$  und von 10 kb bei 400  $^{\circ}\text{C}$  ableiten lassen.

Auch die bisher vorliegenden, nicht interpretierten, Isotopen-Bildungsalter aus Fraktionen <5  $\mu\text{m}$  einiger der Schichtsilikate aus den Hallstätter Kalke mit einem Alter von 152 und 155 Mio. a (KRÁLIK et al. 1987a) sprechen für eine frühe Platznahme (Oxfordium - vgl. GRADSTEIN et al. 1995) der Hallstätter Kalke der Pailwand im Bereich der Göll-Lammerzone. Weitere Daten aus den Fraktionen >5  $\mu\text{m}$  liegen mit 140-145 Mio. a (KRÁLIK et al. 1987a, b) im Trend einer bis weit nach Norden in die Kalkalpen hineinreichenden Temperaturüberprägung (z. B. HEIL & GRUNDMANN 1989, KRÁLIK & SCHRAMM 1994, SPÖTL et al. 1996, 1998), obwohl auch aus dem Bereich der zentralen Hallstätter Zone Alterswerte von 138-154 Mio. a vorliegen (SPÖTL et al. 1996, 1998). Auch neue  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Messungen, die an der Fraktion 5-10  $\mu\text{m}$  (Phengite) gemessen wurden, ergaben Alter von 130-140 Mio. a. Diese Altersdaten sind aber wahrscheinlich auf eine geringfügige randliche Alteration der Schichtsilikate zurückzuführen und keine Isotopenbildungsalter (mdl).

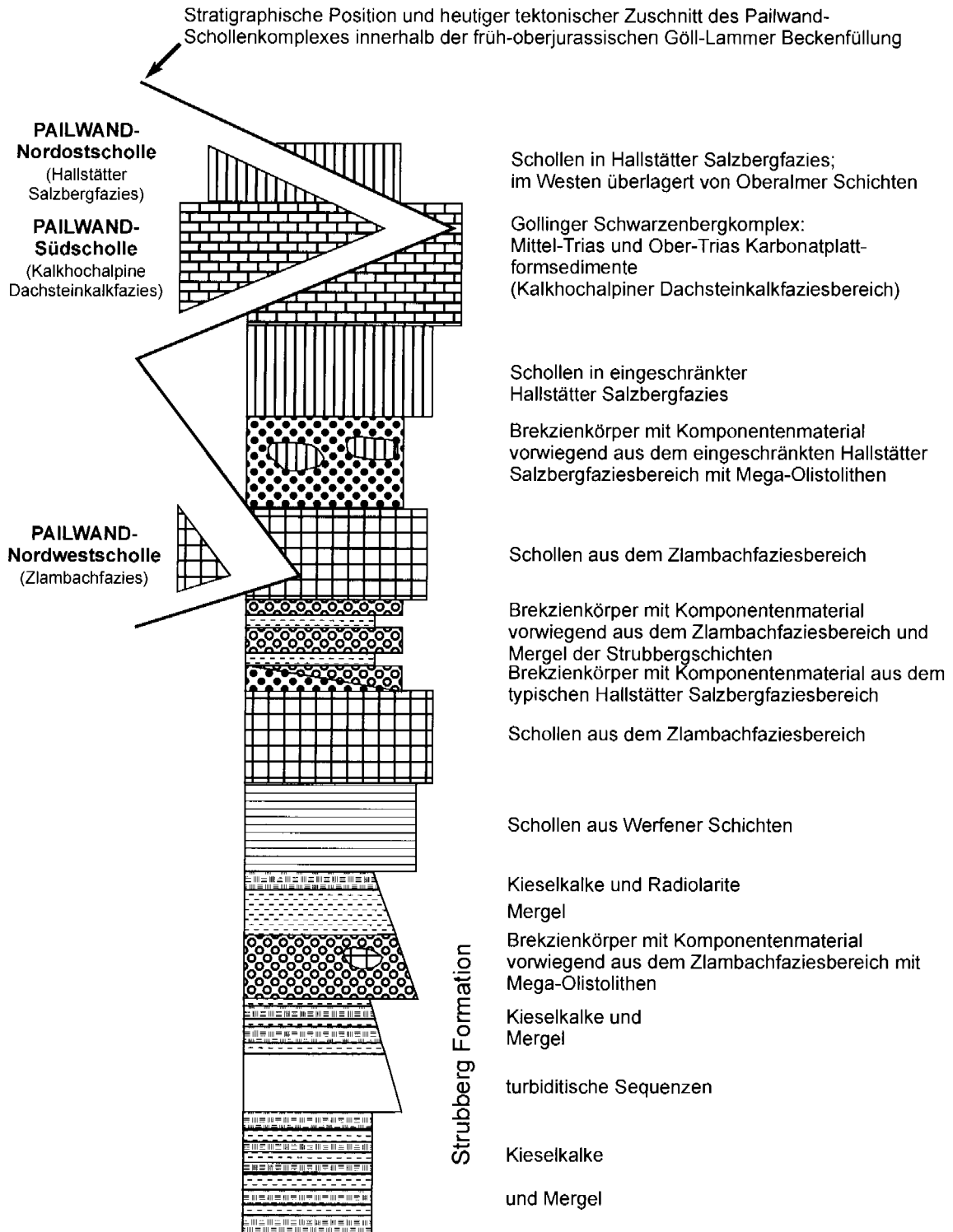


Abb. 24: Stratigraphische Position der Teilschollen der Pailwand einschließlich der Hallstätter Kalke innerhalb der früh-objurassischen Lammer Becken-Füllung der Göll-Lammerzone. Verändert nach GAWLICK (1996) und GAWLICK & HÖPFER (1999).

Fig. 24: Stratigraphic position of the Pailwand slides including the Hallstatt limestones in the early Upper-Jurassic basin fill of the Göll-Lammerzone. Simplified after GAWLICK (1996) and GAWLICK & HÖPFER (1999).

Mitt. Prof. W. Frank/Wien).

Dieses jüngere Temperaturereignis, das im Bereich der Göll-Lammerzone vor allem durch einen erhöhten Wärme flu ß gekennzeichnet ist (GAWLICK 1997), erreichte weder die

Stärke noch steht es in unmittelbarem zeitlichen Zusammenhang mit der früh-objurassischen Entwicklung, verjüngt aber durch eine geringe randliche Alteration der Schichtsilikate die absoluten Isotopen-Bildungsalter.



Insgesamt sollte die Metamorphose der Hallstätter Kalke der Pailwand zwischen der höchsten Ober-Trias (Rhät) und der Platznahme der Hallstätter Kalke im Bereich der Göll-Lammerzone im frühen Ober-Jura erfolgt sein. Dabei ist allerdings der Zeitraum Rhät bis höherer Lias/tiefer Dogger auf Grund des gesamten geodynamischen Kontextes im Bereich des westlichen Tethysraumes unwahrscheinlich. Die Metamorphose der Hallstätter Kalke kann nur unmittelbar vor dem Beginn der jurassischen Gleittektonik im basalen Ober-Jura erfolgt sein (GAWLICK et al. 1999).

### 3.3.1. Geologische und tektonische Übersicht

Die Pailwand mit ihren Hallstätter und hallstätterartigen Gesteinen ist Teil der früh-oberrjurassischen Beckenfüllung der Göll-Lammerzone (GAWLICK 1996) und besteht aus mehreren, genetisch nicht zusammengehörenden Einzelschollen, die aus jeweils anderen primären Ablagerungsgebieten des Hallstätter Faziesraumes herzuleiten sind. Die Schichtfolgen des am Nordostrand des Tennengebirges

östlich von Abtenau gelegenen Pailwand-Schollenkomplexes (Abb. 4) wurden u. a. von BITTNER (1884), FUGGER (1914), CORNELIUS & PLÖCHINGER (1952) und HAMILTON (1981) untersucht, die tektonischen Lagerungsverhältnisse der Gesteine der Pailwand und die Zusammengehörigkeit der Schichtfolgen wurden u. a. von SICKENBERG (1926), CORNELIUS & PLÖCHINGER (1952), TOLLMANN (1981), HAMILTON (1981 - cum lit.) und PLÖCHINGER (1982a, b) untersucht und diskutiert. Trotz zahlreicher neuer stratigraphischer und fazieller Daten (zusammengestellt in HAMILTON 1981 und PLÖCHINGER 1982b, 1983) blieben der tektonische Aufbau und die Herkunft der Pailwand sowie ihre Abgrenzung zu anderen tektonischen Großeinheiten (vgl. TOLLMANN 1985: 190ff.) umstritten (PLÖCHINGER 1982a, TOLLMANN 1985: 171ff. und 190ff.).

Der dicht bewaldete, an der morphologischen Basis quartärbedeckte, stark geschuppte (CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952: 188f., HAMILTON 1981: 140ff.) und gestörte Pailwand-Schollenkomplex wird von Schollen aus drei verschiedenen Faziesbereichen aufgebaut:

1. Schollen aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich,

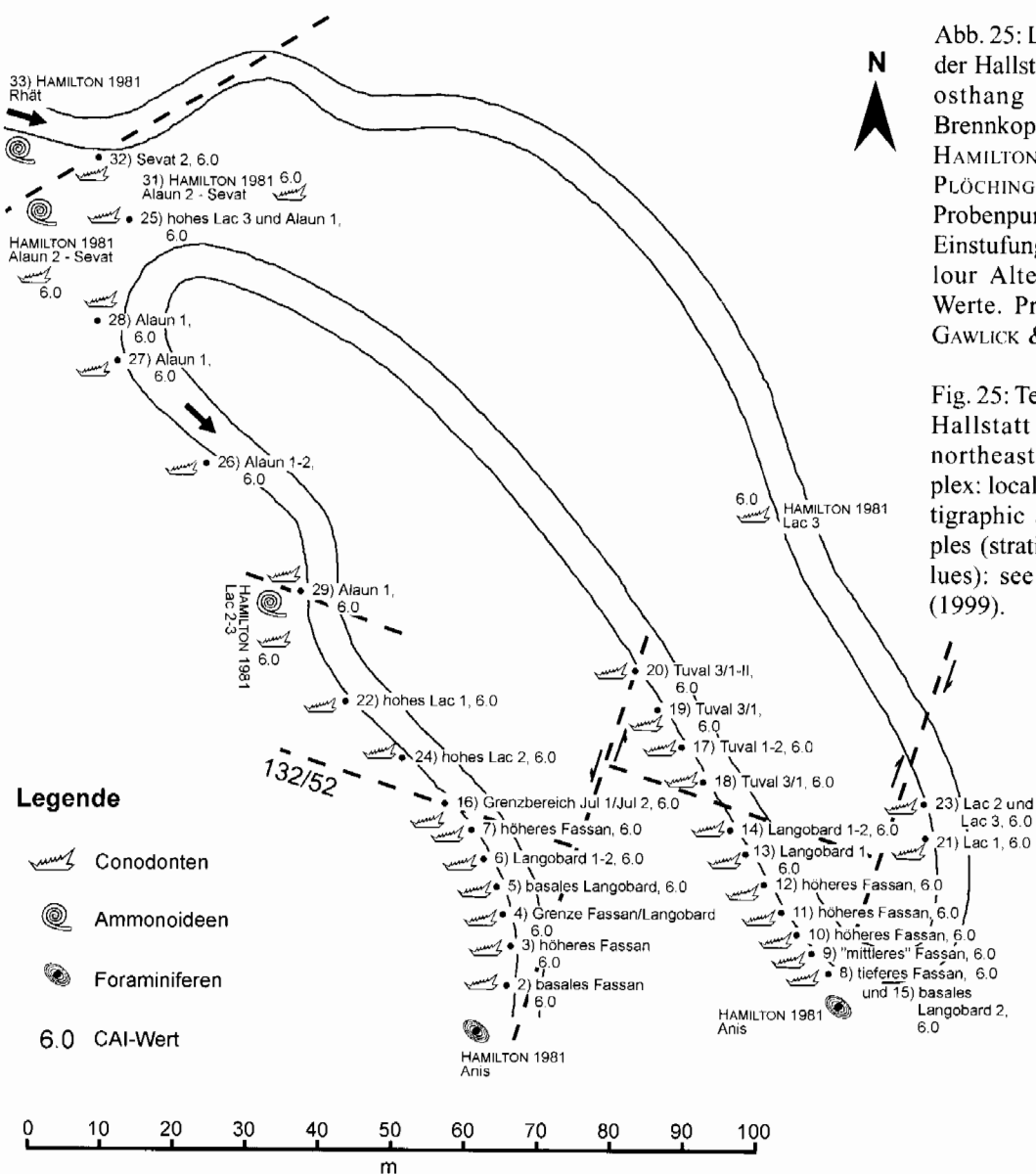


Abb. 25: Lagerungsverhältnisse der Hallstätter Kalke am Nordosthang der Pailwand am Brennkopfgüterweg (vgl. dazu HAMILTON 1981: geol. Karte, PLÖCHINGER 1983): Lage der Probenpunkte, stratigraphische Einstufung und Conodont Colour Alteration Index (CAI) Werte. Probennummern: vgl. GAWLICK & HÖPFER (1999).

Fig. 25: Tectonic layering of the Hallstatt Limestones in the northeastern Pailwand-complex: localities of samples, stratigraphic and CAI-data. Samples (stratigraphy and CAI values): see GAWLICK & HÖPFER (1999).

2. Schollen aus dem Zlambachfaziesbereich,
3. Schollen aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich.

Während die Metasedimente der aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich stammenden Nordostscholle meist steil bis mittelsteil nach S bis SE einfallen, ist in den benachbarten Schollen ein steiles Einfallen der Schichtung nach NW bis NNW zu beobachten. Schieferungsflächen sind in schichtsilikatführenden Lagen ausgebildet. Die Schieferung ist zum Teil wellig oder verläuft um Karbonat-Klasten. Die Lage der Schieferung ist subparallel zur sedimentären Schichtung. Metamorph gebildete Phengite und Chlorite zeichnen damit den sedimentären Lagenbau nach. Auf der Schieferungsfläche ist durch eine Längung der Schichtsilikate eine, teils schwache, Minerallineation ausgebildet. Die Lineare fallen flach bis mittelsteil nach W bis SW. Die ursprüngliche Lagerung der einzelnen Schollen zueinander ist auf Grund junger Nordost-Südwest streichender Störungen nicht erhalten (HAMILTON 1981: geol. Karte).

### 3.3.2. Stratigraphische und fazielle Entwicklung

Die Pailwand-Nordostscholle zeigt vom Pelson bis zum Obernor (Abb. 25, Abb. 26) eine epi- bis hemipelagische Hallstätter Beckenfaziesrandentwicklung. Trotz der hohen metamorphen Überprägung zeigen die reinen, (bio)mikritischen Kalke innerhalb der Hallstätter Kalk-Schichtfolge der Pailwand oft weder makroskopisch noch in der Mikrofazies deutliche Unterschiede im Vergleich mit anderen, gleichalten und faziell gleichartigen Schichtgliedern aus nicht metamorph überprägten Hallstätter Kalk-Schichtfolgen der Nördlichen Kalkalpen.

Rekonstruktion der lithofaziellen und stratigraphischen Entwicklung (unter Verwendung der Daten von CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952 und HAMILTON 1981) aus verschiedenen Teilprofilen und aus den Ergebnissen einer stratigraphischen und faziellen Übersichtskartierung: Im höheren Anis wird der im Meter-Bereich gebankte, mittelgraue, feinkörnige, stellenweise Flachwasserdetritus führende (Dasycladaceen, Pelloide, Foraminiferen - HAMILTON 1981: 46) Steinalmkalk/-dolomit von dolomitisierten Beckensedimenten (Äquivalent des Schreyeralmkalkes) des ?höheren Pelson überlagert. Noch im Anis entwickeln sich aus diesen Gesteinen graubunte Knollenflaserkalk und knollige Kalke als Äquivalent des Grauvioletten bis Graugelben Bankkalkes, die bis weit in das Langobard reichen. Mikrofaziell handelt es sich hier um biogen- und detritusarme bis biogenreiche Mikrite mit Ostracoden, Conodonten, Foraminiferen und Crinoiden.

Im tieferen Langobard ist eine oligomikte sedimentäre Brekzie eingelagert (vgl. auch Abb. 26), die verschiedene Rotkalk- und Graukalkkomponenten des Grauvioletten bis Graugelben Bankkalkes führt. Zusätzlich gibt es Spalten, die bis in das Knollenkalk Niveau des Fassan hinabreichen. Die Spalten sind zusätzlich zu den Komponenten mit einem violettgrauen Knollenflaserkalk des Langobard 2 gefüllt. Darüber folgen meist undeutlich gebankte bis knollige, fossilreiche Kalke, die stratigraphisch bis in das Langobard

2 reichen. Diese Folge wird im Hangenden von einem grauen, massigen, teilweise brekziösen Kalk des Langobard 2 überlagert, über dem noch zwei bis zu einem Meter mächtige grüngraue, bisher fossilere Kalkbänke folgen. Im höheren Jul 1 bzw. tiefen Jul 2 folgt über dem massigen grauen Kalk ein dunkelgraubrauner, brekziöser Kalk, der noch im höheren Jul in einen hellgrauen, massigen Kalk übergeht und der das Tuval 1-2 umfaßt. Ein unterkarnisches Terrigenintervall fehlt.

Als Äquivalent des Roten Bankkalkes treten im höheren Tuval conodontenreiche, z. T. gebankte graue Kalke, vorwiegend biogenreiche Mikrite mit Conodonten, Ostracoden und Radiolarien, mit roten Hornsteinlagen auf, aus denen allmählich der typische Massige Hellkalk des Lac hervorgeht, der vorwiegend aus biogenreichen Mikriten mit Ostracoden, Conodonten, Foraminiferen, Crinoiden und Radiolarien besteht. Der Massige Hellkalk ist im östlichen Gipfelbereich der Pailwand von vollständig umkristallisierten und metamorph umgewandelten Rotkalkspalten durchsetzt. Conodonten konnten aus den Spaltenfüllungen nicht gewonnen werden. Die zeitliche Entstehung der Spalten wird analog zur Entstehung des Hauptspaltensystems zu anderen Hallstätter Schollen (KRYSSTYN 1991 - cum lit.) im höheren Alaun 3/Sevat 1 vermutet. Die Füllung der Spalten besteht wahrscheinlich aus Hangendrotkalk.

Der geringmächtige, rotbraune bis rote, biogenreiche, massige bis knollig ausgebildete, stellenweise ammonidenreiche Hangendrotkalk entwickelt sich im Alaun 1 und reicht bis in den Alaun/Sevat-Grenzbereich bzw. das basale Sevat. Der vom tieferen Sevat an über dem Hangendrotkalk folgende, hier massige, biogenreiche bis biogenführende, graugelb-rötliche Hangendgraukalk endet im hohen Sevat 2 und besteht vorwiegend aus biogenreichen Mikriten mit Conodonten, Holothurien, Radiolarien und Ostracoden.

### 3.3.3. Metamorphose

#### Phasenpetrologische Untersuchungen

Im Handstück läßt sich neben der sedimentären Schichtung an den glimmerreichen Lagen bereits eine Schieferung erkennen. Teilweise weisen die Gesteine auch eine zugehörige Minerallineation auf, die durch eine Einregelung und Längung der Schichtsilikate abgebildet ist.

Über eine Gefügeanalyse mittels Dünnschliffmikroskopie ist es daher möglich, sedimentäre, diagenetische und metamorphe Mikrogefüge voneinander zu unterscheiden. Da eine Druck-Temperaturbestimmung mittels konventioneller Geothermobarometer auf Grund der vorhandenen Mineralparagenesen nicht möglich ist, können hierfür nur glimmer- und chloritführende Gesteine herangezogen werden. Über den Einbau von Si in die Tetraederposition des Hellglimmers läßt sich eine Druckabschätzung vornehmen (VELDE 1965, MASSONE & SCHREYER 1987). Die Zusammensetzung der Chlorite gibt auch Anhaltspunkte über die Metamorphosetemperaturen. Die Mineralzusammensetzungen wurden mit einer Mikrosonde (Camebax microbeam) ermittelt, unter Verwendung des Korrekturprogramms nach POUCHOU & PICOIR (1984). Die Verrechnung der Hellglimmer erfolgte auf der Basis von 11 Sauerstoffen. Eine

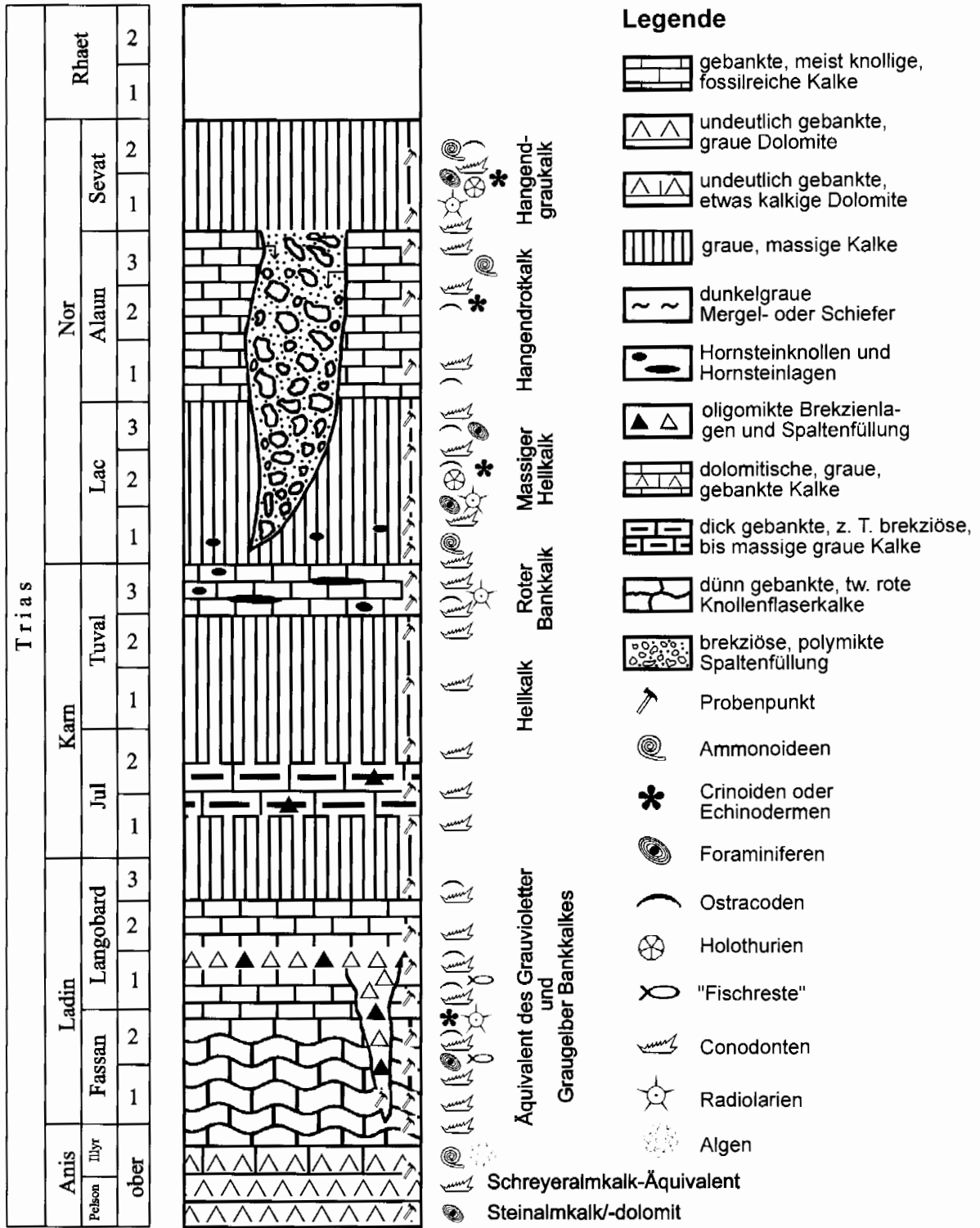


Abb. 26: Rekonstruktion der Hallstätter Kalk Schichtfolge der Pailwand-Nordostscholle, zusammengesetzt aus den Ergebnissen der stratigraphischen und faziellen Detailkartierung und verschiedenen Teilprofilen. Probenpunkte vgl. GAWLICK & HÖPFER (1999).

Fig. 26: Reconstruction of the Hallstatt limestone sequence of the northeastern Pailwand-complex, based on stratigraphic mapping and sedimentary successions. Samples: see GAWLICK & HÖPFER (1999).

Eisenkorrektur wurde nach den folgenden Substitutionsmöglichkeiten vorgenommen:  $Si + (Fe^{2+}, Mg) = Al^{IV} + Fe^{3+}$  und  $Ti^{4+} + (Mg, Fe^{2+}) = 2 Al^{VI}$  (siehe GUIDOTTI 1984), somit

gilt:  $Fe^{2+} = Si - 3 - Mg + Ti$  (Genaueres in HÖPFER 1997). Die Verrechnung der Chlorit-Analysen erfolgte auf der Basis von 14 Sauerstoffen.

In die Hallstätter Kalk-Schichtfolge (vgl. Abb. 26) der Pailwand-Nordostscholle sind, vorwiegend im Bereich der Mittel-Trias, primäre Millimeter- bis Zentimeter-mächtige Schichtsilikatlagen eingelagert. Abhängig vom Protolith treten metamorphe Neusprossungen in unterschiedlicher Ausbildung auf. Diese primären Schichtsilikatlagen zeigen heute, übereinstimmend mit Proben aus verschiedenen stratigraphischen Positionen, folgende Mineralparagenese: Phengit + Mg-Fe-Chlorit + Kalzit + Albit + Erze ± Quarz ± Dolomit. Die Albite, mit Korngrößen um 50-150 µm, liegen xenomorph zwischen den Kalziten und führen häufig Karbonateinschlüsse. Die Bildung der Albite ist daher im Diagenese-Stadium erfolgt. Drucklösung ist durch mit Kalzit gefüllte Gängchen angezeigt.

Phengit und Chlorit sind in einer ersten Schieferung (S1) subparallel zur sedimentären Schichtung kristallisiert. Die Korngrößen der isolierten Kristalle erreichen Größen um 100 µm. In der Probe PW 1/93 sind Phengit und Chlorit eng verwachsen, mit Korngrößen überwiegend zwischen 2 und 10 µm. Beide Phasen bilden bis zu mehrere Zentimeter mächtige Lagen oder Aggregate mit Durchmessern um 500 µm. In dieser Matrix treten Karbonat-Klasten auf. Möglicherweise handelt es sich bei den Schichtsilikat-Bereichen primär um glasreiche Aschen (Metabentonite - vgl. GAWLICK et al. 1994 - cum lit.), die in der Mittel-Trias häufig und weit verbreitet auftreten.

Eine zweite Deformation ist ebenso im Mikrogefüge erkennbar. Hier wird die erste Schieferung engständig verfalltet. Phengit und Chlorit kristallisieren im Zuge der zweiten Deformation (D2) entlang einer zweiten Foliation oder rekristallisieren in einer Faltenscheitelposition. Der Kalzit erwirbt bei dieser Deformation Deformationszwillinge (ca. 50 µm im Durchmesser) und rekristallisiert.

Neben der Stabilität der auftretenden Mineralparagenese weist die Chloritzusammensetzung (Klinochlor, Pycnochlorit), die durch Mikrosondenanalysen und durch röntgendiffraktometrische Phasenanalyse ermittelt wurde, mit  $Al^{IV} = 1.10-1.20$  p. F. auf Temperaturen über 300 °C (Abb. 28, LAIRD 1991 - cum lit.).

Um Aussagen über die Druckbedingungen zur Zeit der metamorphen Überprägung zu erhalten, wurden die Phengite auf ihren Seladonitgehalt untersucht (Abb. 27). Die Mikrosondendaten der textuell unterschiedlichen Phengit-Populationen zeigen dabei einen relativ hohen Seladonitgehalt zwischen 3.51-3.28 Si p. F. Da die für die Hellglimmer-Thermobarometrie nach MASSONE & SCHREYER (1987) geforderte Mineralparagenese Phengit + Biotit + Kalifeldspat + Quarz nicht vorliegt, die Phengite aber vergesellschaftet sind mit Chlorit, lassen sich hieraus Mindestdrucke von ca. 8-10 kb ableiten (Abb. 29).

Ergänzend wurde zur Einengung der Temperaturüberprägung bei mehr als 20 Proben die Kalzit-Dolomit-Solvusthermometrie (sensu GOLDSMITH & NEWTON 1969, RICE 1977) angewandt. Hierbei ergibt sich ein Temperaturbereich von ca. 300-480 °C ( $x_{MgCO_3} = 0.02-0.04$ , Druckkorrektur um 0.0009  $MgCO_3$  pro kb, Abb. 29). Diese Variation ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, daß Dolomit in den untersuchten Proben nicht im Überschuß vorliegt. Damit handelt es sich um Minimumtemperaturen, die jedoch damit die mit Hilfe der CAI-Daten und der

phasenpetrologischen Untersuchungen ermittelten Temperaturabschätzungen bestätigen.

### Conodont Colour Alteration (CAI) Index-Daten

Die Hallstätter Kalke aus dem Hallstätter Salzbergfaziesraum weisen eine relativ einheitliche Temperaturüberprägung mit CAI-Werten von CAI >5.5 oder CAI 6.0 auf.

Auf der Basis dieser phasenpetrologischen und CAI-Untersuchungen können für die Hallstätter Kalke der Pailwand folgende P-T Bedingungen rekonstruiert werden: aus dem CAI-Index ergeben sich Temperaturen >360 °C, wahrscheinlich 400-420 °C auf Grund der geringen Zeitdauer (max. 10-20 Mio. a), die für die thermische Überprägung zur Verfügung stand. Die Zusammensetzung der Chlorite weist auf Temperaturen über 300 °C und die Kalzit-Dolomit-Thermometrie läßt auf Temperaturen über 300-480 °C schließen.

Über die Druckbedingungen lassen sich auf Grund der Mineralparagenese nur Mindestangaben herleiten. Die bei D1 kristallisierten Phengite, die z. T. in Berührungsparagenese mit Mg-Fe-Chlorit vorliegen, weisen Si-Gehalte um 3,40 bis maximal 3,51 p. F. auf (Abb. 27). Die im Zuge von D2 gebildeten Phengite kennzeichnen geringfügig niedrigere Si-Gehalte um 3,35 p. F. (Abb. 27).

Die Summe dieser Daten läßt auf Mindestdruck-Temperaturbedingungen von ca. 8-10 kb und 360-480 °C schließen

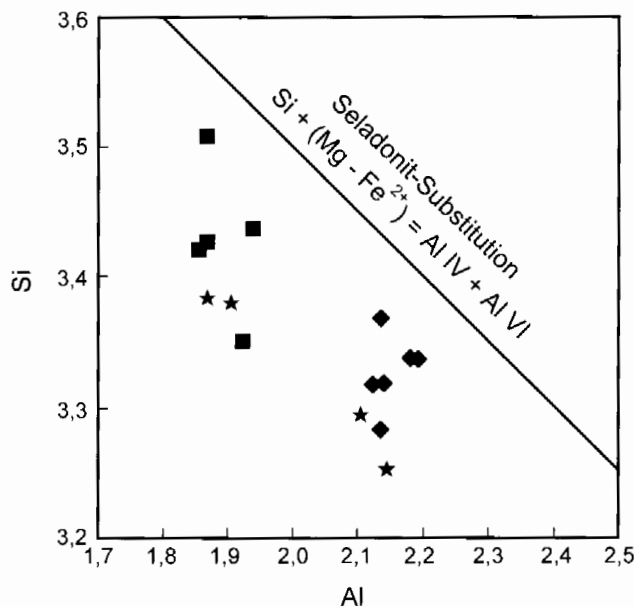


Abb. 27: Darstellung der mit der Mikrosonde gemessenen Phengite im Diagramm Si gegen Al, Proben PW 1/93, PW1a/93, PW4a/93: ■ Phengite kristallisiert syn D1, ◆ syn-post D2, ★ in Berührungsparagenese mit Chlorit (aus GAWLICK & HÖPFER 1999).

Fig. 27: Plot of the measured phengites, Si versus Al, samples PW 1/93, PW1a/93, PW4a/93. ■ phengite generated syn D1, ◆ syn-post D2, ★ in contactparagenesis with chlorite (after GAWLICK & HÖPFER 1999).

(Abb. 10). Dies entspricht einem geothermischen Gradienten von ca. 15 °C/km und kann damit einem Subduktionsregime zugeordnet werden. Weitaus höhere Drücke und Temperaturen sind auf Grund der Stabilität von Albit und Phengit nicht anzunehmen, da ein Abbau von Albit unter Bildung von Jadeit nicht zu beobachten ist. Diese Reaktion verläuft bei ca. 14 kb und 500 °C (HOLLAND 1980). Weitere druck-sensitive Minerale wie Karpholith, Chloritoid oder Na-Amphibol treten in den untersuchten Gesteinen nicht auf. Sowohl textuelle als auch petrologische Daten aus den Hallstätter Kalken der Pailwand belegen eine Hochdruck-Mitteltemperatur-Metamorphose und damit ein frühes Subduktionsereignis am Südrand der Nördlichen Kalkalpen

im Bereich der Hallstätter Zone, das bisher aus sedimentären, faziellen und stratigraphischen Daten abgeleitet wurde (z. B. LEIN 1984, 1985, GAWLICK 1996). Diese Metamorphose innerhalb der Hallstätter Kalke der Pailwand steht im unmittelbaren Zusammenhang mit der „Gleittektonik“ im Ober-Jura (vgl. PLÖCHINGER 1974, LEIN 1981, 1985, 1987b, FAUPL 1997), der Zerlegung des Hallstätter Faziesraumes und der Füllung von intrakontinentalen tiefmarinen Gräben (GAWLICK 1996, GAWLICK et al. 1999).

### 3.4. Die Trattberg Schwelle / Trattberg Rise

The Trattberg Rise formed along the southern margin of the Osterhorn Block after deposition of the radiolarian chert in the Late Oxfordian and persisted into the Tithonian (SCHLAGER & SCHLAGER 1973, DIERSCHKE 1980). The rise was probably synsedimentarily thrust to the north over the southern margin of the Tauglboden Basin.

The present southern boundary of the Trattberg Rise is a Neogene sinistral strike-slip fault zone (Königssee-Lammertal-Traunsee Fault - DECKER et al. 1994). The Trattberg Rise was probably starting in the late Oxfordian or early Kimmeridgian an area of erosion. Clastic material and slides found in the Tauglboden Basin were derived from this rise. The present remnants of the Trattberg Rise are composed of Late Triassic platform carbonates, sediments of the Liassic Trattberg-Lienbach Basin, and a few occurrences of gray (lower) radiolarite. The Oberalm beds unconformably overlie the older sequence, cutting down to the Dachstein limestone.

On the northern margin of the Trattberg Rise graded breccias occur at the transition to the Tauglboden Basin. The breccias are composed of various lithoclasts comprising Liassic calcareous material and radiolarites.

Die Trattberg Schwelle (u. a. SCHLAGER 1953, SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973, PLÖCHINGER 1953, 1983, 1990, DIERSCHKE 1980, Abb. 4) am Südrand der Osterhorngruppe

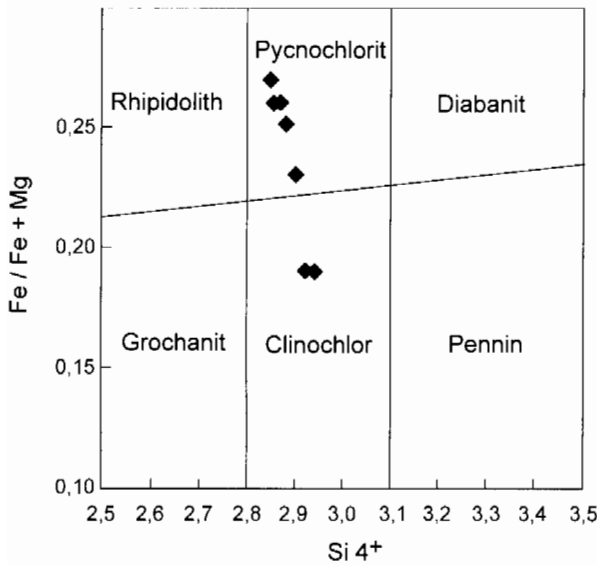


Abb. 28: Darstellung der analysierten Chlorite, Proben PW 1/93 und PW1a/93. Felderteilung nach HEY (1954), Fe/Fe+Mg gegen Si (aus GAWLICK & HÖPFER 1999).

Fig. 28: Plot of the measured chlorites, samples PW 1/93, PW1a/93. Diagramm after HEY (1954), Fe/Fe + Mg versus Si (after GAWLICK & HÖPFER 1999).

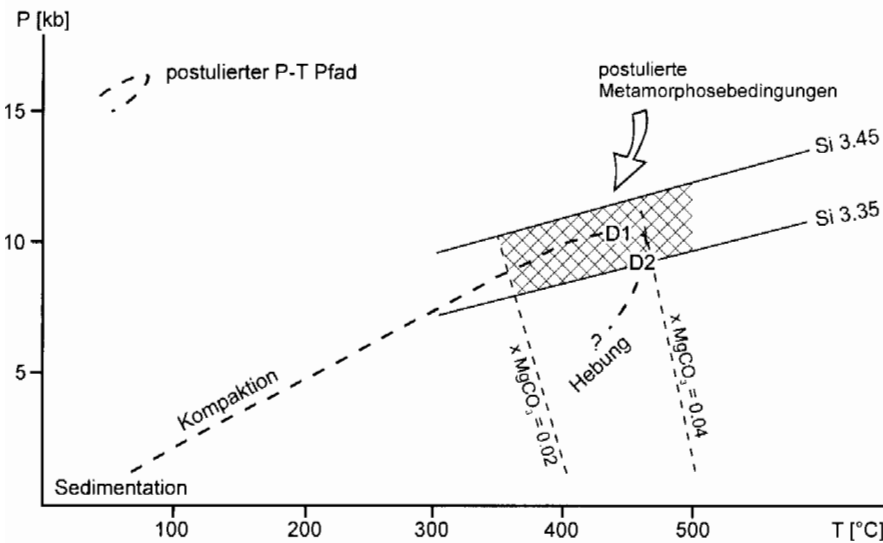
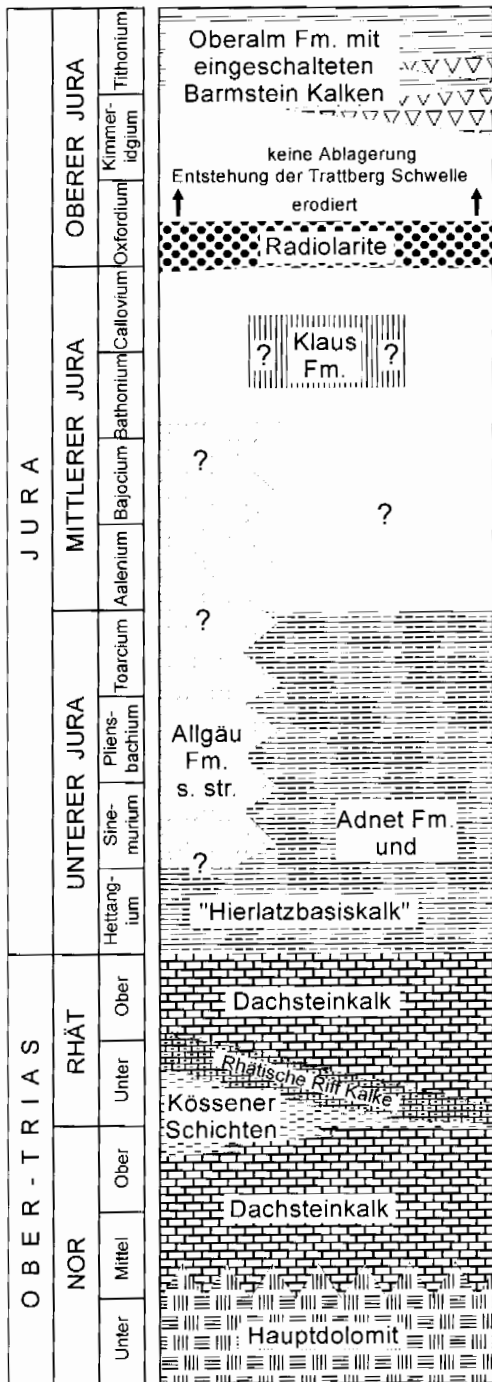


Abb. 29: Postulierter Druck-Temperatur-Pfad der Hallstätter Kalke der Pailwand. Eingetragen sind die Si-Isoplethen (MASSONE & SCHREYER 1987) für die gemessenen Phengite sowie der aus der Kalzit-Dolomit Solvusthermometrie gewonnene Temperaturbereich (aus GAWLICK & HÖPFER 1999).

Fig. 29: Postulated P-T path of the Hallstatt limestone at the Pailwand. The Si-isopleths (MASSONE & SCHREYER 1987) are drawn after the measured phengites. Upper and lower limit of the calcite-dolomite-thermometry is shown by the range of  $x \text{ MgCO}_3$  (after GAWLICK & HÖPFER 1999).



- lagunäre Dolomite
- lagunäre Kalke
- Riffkalke
- mikritische Kalke mit Schieferzwischenlagen
- rote, pelagische und kondensierte Knollenkalke
- graue, pelagische Kalke
- rote, pelagische Kalke
- Brekzien
- Kiesersedimente

Abb. 30: Stratigraphische und fazielle Entwicklung der Schichtfolge von der Ober-Trias bis in den Ober-Jura im Bereich der Trattberg Schwelle. Fm. = Formation. Verändert nach GAWLICK, FRISCH, VECSEI, STEIGER & BÖHM (1999).

Fig. 30: Stratigraphy and facies of the Norian to Tithonian sedimentary succession in the area of the Trattberg Rise. Modified after GAWLICK, FRISCH, VECSEI, STEIGER & BÖHM (1999).

h. die Trattberg Schwelle liefert Material in Form von Gleitmassen und Schutt aus tektonischen Bruchstufen in das sich unmittelbar nördlich sich bildende Tauglboden Becken, Hinweise auf ein Auftauchen der Trattberg Schwelle bis zum Meeresspiegel (SCHLAGER & SCHLAGER 1973) konnten bisher allerdings keine gefunden werden (vgl. GAWLICK et al. 1999).

Stratigraphisch und faziiell ist die Trattberg Schwelle, wie auch der gesamte Bereich der Osterhorngruppe, dem Kalkvor-alpinen Dachsteinkalkfaziesraum zuzuordnen (Abb. 1, Abb. 2). In der Ober-Trias und im unteren Lias vermittelt die lithofazielle Ausbildung zwischen der Schichtfolge der inneren Osterhorngruppe und der Schichtfolge des Tennen-gebirgsnordrandes (Abb. 5, Abb. 19, Abb. 30; GAWLICK 1996, GAWLICK et al. 1999). Im höheren Lias bildet sich das Trattberg-Lienbach Becken (BÖHM 1992) im Bereich der südlichen Osterhorngruppe und damit auch im Bereich der Trattberg Schwelle.

Am Osterhorngruppensüdrand wird im Bereich des Einberg-zuges (Trattberg Schwelle) über den liassischen Rot- und Graukalken der im Vergleich zu den Strubberg-schichten, geringmächtige, schwarze Untere Radiolarit abgelagert (vgl. DIERSCHKE 1980). Nach der Sedimentation des roten, Oberen Radiolarites, der z. T. in Form von Gleitpaketen in das nördlich der Trattberg Schwelle sich bildende Tauglboden Becken abrutschte, wird der Einbergzug als Trattberg Schwelle gehoben. Dabei werden die Sedimente der Ober-Trias bis zum basalen Malm tektonisch deformiert (GAWLICK et al. 1999). Ablagerungen des höheren Radiolaritniveaus sind heute nur am äußersten Nordrand der Trattberg Schwelle und im Tauglboden Becken der inneren Osterhorngruppe erhalten (s. o.). Die Oberalmer Schichten überlagern vom ?höheren Kimmeridgium bzw. tieferen Tithonium an diskordant den Einbergzug bzw. die Trattberg Schwelle.

Im Bereich der Moosbergalm und nördlich davon ist diese diskordante Überlagerung aufgeschlossen. Die Sedimente der Ober-Trias, des Lias und Dogger sowie der schwarze Radiolarit sind deformiert und zeigen wechselndes Einfallen, stehen z. T. steil und zeigen z. T. einen Faltenbau.

beginnt sich nach der Ablagerung des roten Radiolarites (= höherer Radiolarit sensu DIERSCHKE 1980) zu heben. Im Norden überschiebt die Trattberg Schwelle das Tauglboden Becken (Abb. 1) und im Süden wird sie durch die neogene Königssee-Lammertal-Traunsee Blattverschiebung (KLT; DECKER et al. 1994) zum Lammer Becken hin begrenzt.

Die Trattberg Schwelle besteht während des gesamten Kimmeridgiums sowie des tieferen Tithoniums und wird erst im höheren Tithonium von Oberalmer Schichten diskordant überlagert (STEIGER 1992, GAWLICK et al. 1999). Vom höheren Oxfordium bis in das tiefere Tithonium wurde im Bereich der Trattberg Schwelle submarin erodiert. Große Gleitschollen und Brekzienkomponenten wurden mobilisiert und nach Norden in das Tauglboden Becken umgelagert, d.



Die überlagernden Oberalmer Schichten mit zwischengeschalteten Barmsteinkalklagen dagegen fallen sanft nach Norden (Postalmgebiet) und zeigen keine Deformation.

#### 4. Zusammenfassung / Summary

Die Tauglbodenschichtenfolge wird von GAWLICK (1996) und GAWLICK et al. (1999) als Beckenfüllung verstanden, welche mit den Strubbergsschichten des südlich folgenden Lammer Beckens sedimentogenetisch weitgehend vergleichbar ist. BRAUN (1997, 1998) dagegen faßt auf der Basis seiner Untersuchungen im Berchtesgadener Raum Strubbergsschichten und Tauglbodenschichten aufgrund ihrer litho- und mikrofaziellen Ähnlichkeit zusammen und stellt die Existenz zweier zeitlich und räumlich voneinander getrennten Becken - das Lammer Becken im Süden mit der Strubbergsschichtenfüllung und das Tauglboden Becken im Nor-

den mit der Tauglbodenschichten-füllung in Frage, ohne allerdings selbst einen stratigraphischen Nachweis der dort auftretenden Schichtfolgen zu erbringen. Auch fehlen bei BRAUN (1997, 1998) detaillierte Komponentenbestandsuntersuchungen der in die jeweiligen Schichtfolgen eingelagerten Brekzienkörper, die eine Zuordnung zu der einen oder der anderen Schichtfolge ermöglichen.

Aufgrund der stratigraphischen Einstufung (vgl. GAWLICK et al. 1999a, b) der Tauglbodenschichten und der Strubbergsschichten (SUZUKI & GAWLICK 1998, GAWLICK & SUZUKI 1999a, b) kann auf der Basis von biostratigraphischen Daten das Lammer Becken nicht nur räumlich, sondern auch zeitlich von dem Tauglboden Becken abgegrenzt werden. Die Strubbergsschichten mit ihren polymikten Brekzienkörpern mit Material aus dem Hallstätter Faziesbereich wurden vom ?höheren Bathonium/tieferen Callovium bis mittleren/höheren Oxfordium abgelagert und stellen somit eine deutlich ältere Beckenentwicklung dar als die Tauglbodenschichten (Abb. 31; GAWLICK & SUZUKI 1999a, b). Die

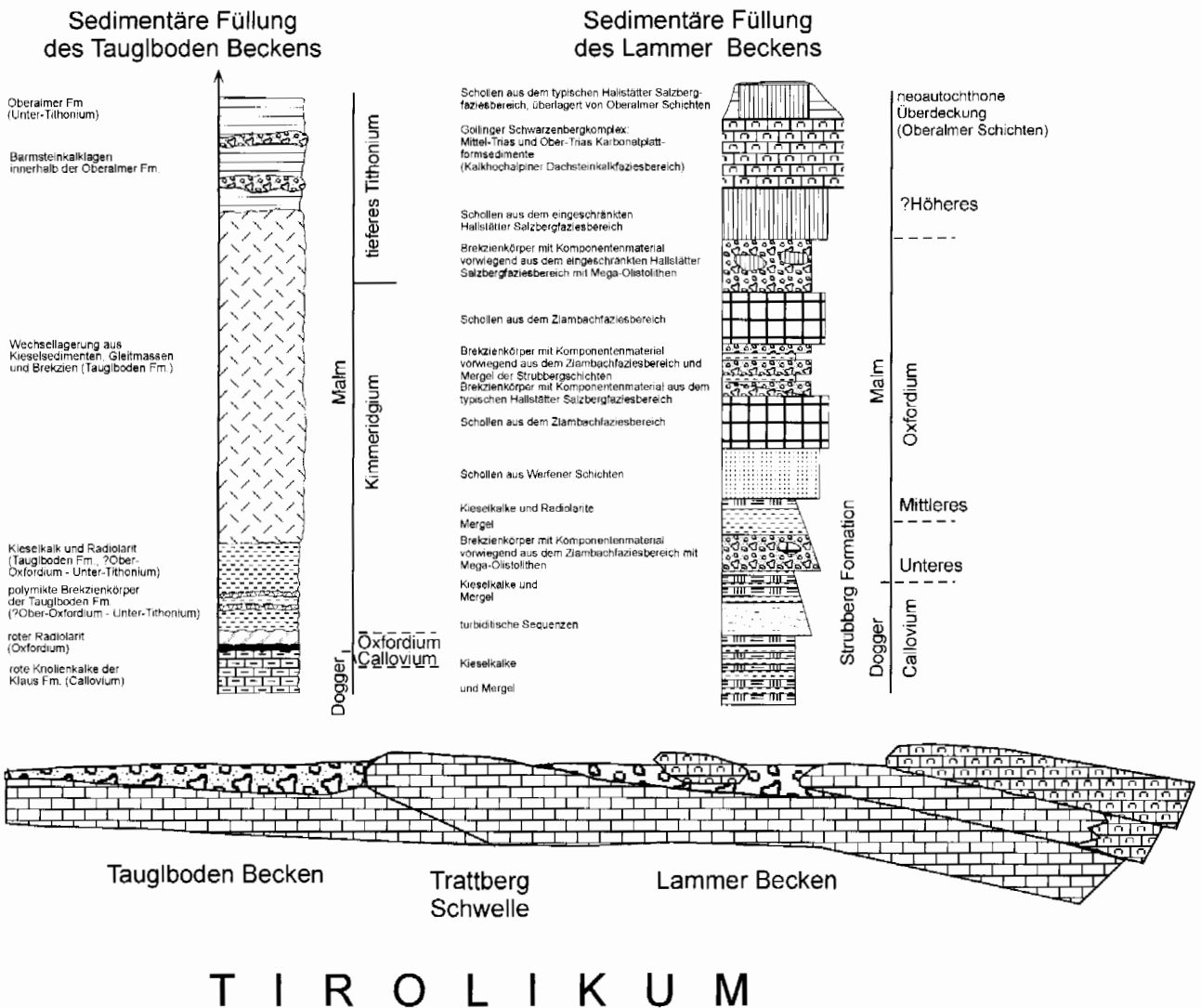


Abb. 31: Gegenüberstellung der sedimentären Füllungen des Lammer und des Tauglboden Beckens.

Fig. 31: Sedimentary sequences of the Lammer and the Tauglboden Basin.

Massenumlagerungen (Strubbergbrekzie, Gleitschollen) aus dem Hallstätter Faziesraum setzen dabei im Unter-Oxfordium ein und reichen bis in das Mittel-/Ober-Oxfordium. Dagegen können die Tauglbodenschichten auf Ober-Oxfordium bzw. Oxfordium/Kimmeridgium-Grenzbereich bis Unter-Tithonium datiert werden (Abb. 23, vgl. dazu u. a. SCHLAGER 1956, HUCKRIEDE 1971, SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973, DIERSCHKE 1980).

Vom höheren Dogger an kollidieren die Nördlichen Kalkalpen mit einer bisher nicht näher bekannten Gegenplatte (vgl. dazu gegensätzliche Auffassungen von z. B. FUCHS 1985, TOLLMANN 1987 - cum lit., SCHMIDT et al. 1991, NEUBAUER 1994, SCHWEIGL & NEUBAUER 1996, 1997a, b, c - cum lit. u. v. a.). Dieses Ereignis ist durch ein weitverbreitetes Brekzienereignis dokumentiert (z. B. HUCKRIEDE 1959, GARRISON & FISCHER 1969, WÄCHTER 1987, OTTNER 1990, LACKSCHEWITZ et al. 1991, HEBBELN et al. 1996). Die Sedimentationsphase des Passiven Kontinentalrandes wird vom höheren Dogger an von der Phase des Aktiven Kontinentalrandes abgelöst. Die subduzierende kalkalpine Platte wird plötzlich abgesenkt (z. B. WÄCHTER 1987). Durch zusätzliche Seitenbewegungen entstehen verschiedene Dehnungsbecken auf dem ehemaligen kalkalpinen Schelfareal. Karbonatlastische Fächer mit Olisthostromen im intrakontinentalen Tiefseeegrabenbereich, geringenergetische Turbidite und Radiolaritsedimentation im schnell absinkenden kalkalpinen Bereich kennzeichnen die Sedimentation im höheren Dogger und im tieferen Malm (Radiolarit-Niveau, z. B. DIERSCHKE 1980, GAWLICK 1996). In die südlichsten Radiolarit Becken (= Lammer Becken) gleiten vom höheren Dogger bzw. Dogger/Malm-Grenzbereich an Brekzienkörper und Schollen aus dem durch die Kontinentkollision akkretionierten triassischen/liassischen Hallstätter Faziesraum (Abb. 32) der Trias als orogene Trogfüllungen ein (Gleittektonik der Hallstätter Zonen).

Die Mobilisierung der einzelnen Faziesräume erfolgt durch die auf den Südrand der Nördlichen Kalkalpen übergreifende Subduktionsfront (GAWLICK ab 1991, GAWLICK et al. 1999). Nacheinander werden die Gesteine der Tethys, des Meliatikums und des Hallstätter Salzbergfaziesraumes, des Zlambachfaziesraumes und schließlich des Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraumes akkretioniert und mobilisiert (Abb. 32, GAWLICK 1996, GAWLICK et al. 1999).

Dokumentiert ist die auf den Kalkvoralpinen Faziesraum vorschreitende Subduktionsfront durch den Sedimentationsverlauf im Bereich der Hallstätter Zonen im zentralen Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Abb. 32): zuerst werden das Meliatikum und der Hallstätter Salzbergfaziesraum von ihrer Unterlage abgelöst. Das mobilisierte Material wird in Richtung Zlambachfaziesraum und Kalkhochalpinem Dachsteinkalkfaziesraum geschüttet und dort abgelagert, schließlich bei der Ablösung dieser Faziesräume zusammen mit diesen weiter in Richtung Kalkvoralpiner Dachsteinkalkfaziesraum mit umgelagert bzw. weitertransportiert (GAWLICK 1996).

Die zeitliche Aufeinanderfolge der Becken- und Schwellenentwicklungen und die sedimentären Beckenfüllungen im zentralen Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Lammer Becken, Trattberg Schwelle und Tauglboden Becken) zeigen den genauen Verlauf dieser Entwicklung (GAWLICK

et al. 1999). Der intrakontinentale Tiefseeegraben des Lammer Beckens (Unter-Callovium bis Mittel-Oxfordium - GAWLICK & SUZUKI 1999a), der im Bereich der obertriassischen Lagune im Süden der Trattberg Schwelle gebildet hat, enthält eine mehr als 1500 m mächtige Beckenfüllung aus kieseligen Tiefwassersedimenten, in die Brekzien, Megaolistolithe und Großschollen eingelagert sind (Strubbergsschichten).

Das Schließen der Tethys und das Mobilisieren und Ablösen von Gleitschollen erfolgte am Südrand der Nördlichen Kalkalpen nach den vorliegenden biostratigraphischen Daten bereits im tiefen Oxfordium. Zu dieser Zeit wird die Sedimentation im Bereich des Lammer Beckens vor allem von der stark erhöhten tektonischen Subsidenz und den Veränderungen am Kalkalpensüdrand im Bereich des Kalkhochalpin kontrolliert. Der größte Teil der Strubbergsschichten selbst stellen aufgrund der stratigraphischen Einstufung somit das Zeitäquivalent des Unteren Radiolarites, z. T. auch der höheren Klaus Formation im Bereich des nördlichen Kalkvoralpin dar. Als südliche fazielle Vertretung des Unteren Radiolarites erreicht die Strubbergsschichtenbeckenfüllung, die als intrakontinentale Tiefseeegrabenfüllung interpretiert wird, Mächtigkeiten von 1500-2000 m. Im basalen Abschnitt der Lammer Beckenfüllung werden dabei Kieselkalke, Radiolarite und Mergel abgelagert. Darüber folgen zuerst geringmächtige Turbidite und schließlich verschiedene Typen von Brekzienkörpern, die z. T. komponentengestützt und z. T. matrixgestützt sind. Das Komponentenmaterial der ersten Brekzienkörpergeneration stammt aus dem proximalen Zlambachfaziesbereich (1 in Abb. 32, Karn bis Nor). Darüber folgen Brekzien, die neben Komponenten und Megaolistolithen aus dem proximalen Zlambachfaziesbereich (Anis bis Lias) auch einige wenige resedimentierte Komponenten aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich führen. Im mittleren Abschnitt der Lammer Beckenfüllung dominieren Megaolistolithe und große Gleitschollen. Zuerst treten Schollen aus Werfener Schichten (Skyth) auf, die überlagert werden von Großschollen, die aus dem proximalen Zlambachfaziesraum stammen (1 in Abb. 32, Karn bis Nor). Brekzien, die diese Großschollen überlagern, führen Hallstätter Kalke (Komponenten bis Megaolistolithe) und Komponenten des Meliatikum (4 und 5 in Abb. 32). Daß diese Brekzien huckepack auf dem Rücken der Schollen aus dem proximalen Zlambachfaziesraum transportiert worden sind, belegt die Überlagerung durch Brekzien, deren Komponentenmaterial aus dem distalen Zlambachfaziesbereich stammt (2 in Abb. 32, Karn bis Nor). Der hangende Abschnitt der Lammer Beckenfüllung schließlich ist gekennzeichnet durch die Ablagerung von Brekzien und Großschollen, zuerst aus dem eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesbereich (3 in Abb. 32, Karn bis Rhät) mit vereinzelt Komponenten aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich. Über diesen Brekzien und Schollen folgen dann Großschollen aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich. (Skyth bis Lias). Diese Großschollen, die die Größe von Decken erreichen, werden überlagert von Schollen, die aus dem typischen Hallstätter Salzbergfaziesbereich stammen (4 in Abb. 32, Anis bis Nor).

Die umgelagerten und im Lammer Becken abgelagerten

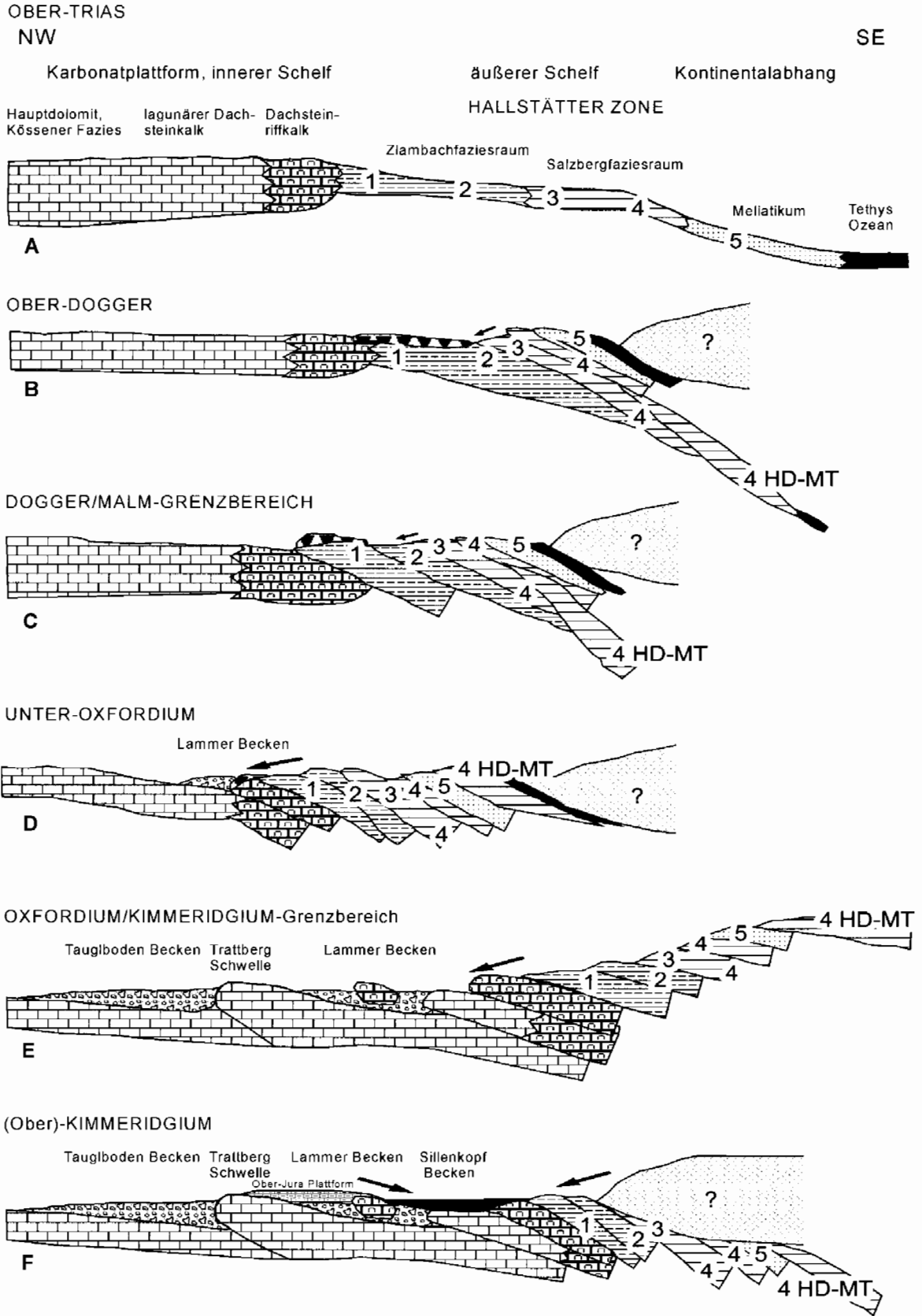


Abb. 32: Plattentektonisches Modell der Entwicklung der Hallstätter Zone und der Nördlichen Kalkalpen im Dogger/Malm-Grenzbereich und im frühen Malm. Verändert und ergänzt nach GAWLICK, FRISCH, VECSEI, STEIGER & BÖHM (1999). HD-MT: Hochdruck-Mitteltemperatur-Metamorphose.

Fig. 32: Plate tectonic history of the Northern Calcareous Alps in late Middle and Upper Jurassic times. Modified after GAWLICK, FRISCH, VECSEI, STEIGER & BÖHM (1999). HD-MT: high pressure – medium grade metamorphism.

Gesteine können dabei ausnahmslos aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum und der Hallstätter Zone hergeleitet werden (GAWLICK ab 1991). Eine detaillierte Analyse des Sedimentationsverlaufes im Lammer Becken zeigt (Genauerer in GAWLICK 1996), daß zuerst die Gesteine der distalen Bereiche des Kontinentalrandes, das Meliatikum und der Hallstätter Salzbergfaziesraum, mobilisiert und umgelagert wurden. Danach wurden die Gesteine des Zlambachfaziesraumes und schließlich des Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraumes mobilisiert und in das Lammer Becken umgelagert (Abb. 32). Mit dem Eingleiten der letzten Schollengeneration aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum endet die Sedimentation am Tennengebirgsnordrand im Bereich des Lammer Beckens vor der neoautochthonen Überdeckung durch Oberalmer Schichten. Gleichzeitig mit der Platznahme der Schollen aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum erfolgt die Platznahme von Schollen aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich, die eine Hochdruck-Mitteltemperatur-Metamorphose aufweisen (4 HD-MT in Abb. 32, GAWLICK & HÖPFER 1999). Die Sedimentation im Lammer Becken endet wahrscheinlich im Ober-Oxfordium, gleichzeitig entstehen die Trattberg Schwelle und das Tauglboden Becken (Oxfordium/Kimmeridgium-Grenzbereich bis Unter-Tithonium - GAWLICK et al. 1999) weiter im Norden (Abb. 31).

Der Sedimentationsverlauf der Beckenfüllung mit einem Material, das ausschließlich aus dem Kalkhochalpinen Faziesbereich hergeleitet werden kann, repräsentiert das Übergreifen der Subduktionsfront der Tethys auf den heutigen Kalkalpensüdrand. Der zeitliche Ablauf der Sedimentation im Lammer Becken spiegelt die Sedimentation vor einem Aktiven Kontinentalrand wider. Vermutlich während der Sedimentation des roten, Oberen Radiolarites wird das Lammer Becken durch das Übergreifen der Subduktionsfront auf den Kalkvoralpinen Raum gehoben (DIERSCHKE 1980, GAWLICK 1996). Dabei entsteht das weiter im Norden gelegene, jüngere Tauglboden Becken (GAWLICK et al. 1999). Das Tauglboden Becken im zentralen Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen dokumentiert aufgrund seiner sedimentären Beckenfüllung das Übergreifen der Subduktionsfront auf den Zentralteil des Tirolikums im Zusammenhang mit dem Schließen der Tethys im Ober-Jura (GAWLICK et al. 1999).

Dieses tektonische Ereignis und die Sedimente der Radiolaritbecken werden diskordant überlagert von den Karbonaten der Ober-Jura Karbonatplattform, deren Sedimentation im Ober-Kimmeridgium beginnt (Abb. 32).

Im Zuge der weiteren tektonischen Verkürzung entsteht eine neue Generation von Radiolaritbecken im Bereich des Kalkalpensüdrandes (F in Abb. 32, Sillenkopf Becken - MISSONI & GAWLICK 2000). Im Gebiet der ersten Generation der Radiolaritbecken (= Lammer Becken) bzw. südlich davon, die von den Karbonaten der Ober-Jura Plattform diskordant überlagert wird, entstehen neue Tiefwasserablagerungsräume, z. T. geht die Sedimentation in den älteren Radiolaritbecken weiter. Die Ober-Jura Karbonatplattform zerbricht in diesem Raum. Die Sedimentation in diesen Becken, die ungefähr zeitgleich (ab tieferem Kimmeridgium) mit den Tauglbodenschichten erfolgt, unterscheidet sich aber im Komponentenbestand der eingelagerten Brekzienkörper deutlich von dem der Brekzienkörper der Tauglboden-

schichten (MISSONI et al. 2000).

Während also der gesamte Hallstätter Faziesraum im höheren Dogger und tieferen/mittleren Oxfordium infolge der Subduktion im Tethysraum akkretioniert und z. T. mobilisiert und in das Lammer Becken umgelagert wurde, beginnt die Sedimentation im Tauglboden Becken im höchsten Oxfordium bzw. tieferen Kimmeridgium. Die Massenumlagerungen kulminieren auf der Basis dieser Einstufungen im höchsten Kimmeridgium und tiefsten Tithonium, bevor sich vom Unter/Mittel-Tithonium an mit der Ablagerung der Oberalmer Schichten allmählich wieder ruhige Sedimentationsbedingungen einstellen. Die Oberalmer Schichten und ihre zeitlichen Äquivalente plombieren vom Tithonium an das zuvor durch die Subduktion der Tethys im kalkalpinen Raum entstandene Relief (= jurassische Neoautochthonie, z. B. MANDL 1984). Am Kalkalpensüdrand herrschen wieder tektonisch relativ ruhige Sedimentationsbedingungen. Die Subduktionsfront hat sich weiter nach Norden verlagert. Im Bereich der Hallstätter Zonen können sich auf großen Schollen bzw. Deckenstirnen wie der Trattberg Schwelle, die bis nahe an die Wasseroberfläche heranreichen, wieder Riffe bilden (Plassenkalk). Allerdings zeigt der oberjurassische Meeresboden im Bereich des heutigen Kalkalpensüdrandes auf Grund der vorhergehenden tektonischen Ereignisse eine sehr unruhige Morphologie mit steilem Relief und kleinräumiger Faziesverteilung (u. a. FENNINGER & HOLZER 1970). Areale mit Flachwasserkarbonaten (Plassenkalk, Tressensteinkalk) grenzen unmittelbar an Areale mit Beckenkarbonaten (Oberalmer Formation, mit zwischengelagerten Riffdetritusbänken = Barmsteinkalke; STEIGER 1981).

Im Verlauf des Tithonium endet die Schüttung von älterem karbonatlastischem Material von der Trattberg Schwelle. Die Barmsteinkalklagen innerhalb der Oberalmer Schichten führen vom Liegenden zum Hangenden immer weniger karbonatlastisches Material von der Trattberg Schwelle (STEIGER 1981).

Auf Grund der hier vorgestellten Ergebnisse werden die Prinzipien der Sedimentation und Tektonik in den Nördlichen Kalkalpen neu interpretiert (Abb. 33). Als Tiefjuvavikum werden jene Decken interpretiert, die im Ober-Jura mobilisiert und in die Radiolaritbecken umgelagert wurden. In dieser Zeit werden alle Faziesbereiche des distalen kalkalpinen Schelfes (Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum, Zlambachfaziesraum, Hallstätter Salzbergfaziesraum, Meliatikum) in den Bereich der ehemaligen Lagune der Ober-Trias Karbonatplattform umgelagert. Diese Schollen und Decken werden im höchsten Ober-Jura diskordant von Sedimenten einer Karbonatplattform überlagert. Während der jüngeren tektonischen Ereignisse werden diese Schollen und Decken remobilisiert und weitertransportiert, so daß sie heute z. T. auf kretazischen Sedimenten auf sekundärer Lagerstätte liegen. Diese Schollen und Decken, die später von Gosausedimenten diskordant überlagert werden, werden als Hochjuvavikum bezeichnet (GAWLICK, KRYSSTYN, LEIN & MANDL 1999).

The Callovian to Kimmeridgian evolution is characterized by a tectonic regime that differed from that of the older

periods. Several lines of evidence suggest that the Northern Calcareous Alps were part of a thrust system during this time. The main arguments come from facies analysis, metamorphism and tectonic considerations.

GAWLICK et al. (1999) propose that the formation of the Late Jurassic submarine relief was a consequence of the south-eastward subduction of parts of the Tethys Ocean and parts of the Hallstatt Zone. Units of the Hallstatt Zone were thrust onto the margin of the main body of the Northern Calcareous Alps and formed morphologic highs, which were destroyed by erosion and gravitational slides. The model further develops the hypotheses of LEIN (1984, 1987b) for the eastern sector and of GAWLICK (1996) for the central sector of the Northern Calcareous Alps.

The main argument for thrust tectonics in the southern part of the central Northern Calcareous Alps is the sedimentary record and the basin-and-rise configuration in the Late Jurassic. The Lammer Basin, as a part of the so-called Hallstatt Zone, attains the overall structure of a tectonic melange (GAWLICK et al. 1994) mainly formed by sedimentary processes and overprinted by thrust tectonics and metamorphism. The melange components, from sand fraction to kilometres in size, derived from the Tethyan shelf. They were successively mobilized from the distal (i. e., the outermost shelf, Fig. 32) to the more internal parts of the Hallstatt Zone, and finally from the reef belt of the adjacent carbonate platform. Closure of the Tethys Ocean resulted in soft collision with limited continental subduction. Soft collision is indicated by the limitation of large-scale thrusting to the internal (in the sense of thrusting, i. e. Tethys-ward) parts of the Northern Calcareous Alps. In contrast, in the external (northern) parts of the Northern Calcareous Alps (i. e. the Bavaric nappes), discontinuous but throughout pelagic sedimentation (FENNINGER & HOLZER 1970, DIERSCHKE 1980) and in some areas resedimentation from nearby topographic

risers (LACKSCHEWITZ et al. 1991, HEBBELN et al. 1996) indicate that this area was not affected by major tectonic movements. Thrusting and subduction caused burial and high pressure metamorphism of certain tectonic slices of the Hallstatt Salzberg facies zone (GAWLICK & HÖPFER 1999). The metamorphic slices were exhumed in extremely short time (within the Oxfordian) and mobilized as slide masses. High pressure (>10 kb) - low temperature (<400 °C) metamorphism of Hallstatt limestone (GAWLICK & HÖPFER 1999) was dated as Oxfordian (152 Ma: Rb/Sr and 155 Ma: K/Ar on mica - KRÁLIK et al. 1987). Metamorphism therefore occurred contemporaneously with the deposition of the radiolarian chert. The metamorphic data indicate burial to >30 km depth, which can only be explained by a subduction process. Metamorphism of eclogites in the Austroalpine crystalline basement around 150-135 Ma (THÖNI & JAGOUTZ 1993) is partly contemporaneous and considered to be related to the same process.

Conodont Colour Alteration Index data in Triassic sediments show that large parts of the southern margin of the Northern Calcareous Alps were subject to temperatures corresponding to low-grade metamorphism (GAWLICK et al. 1994). The pressure conditions of this metamorphism are yet unknown. High-angle tilting occurred in the Trattberg Rise in Late Oxfordian times. This is indicated by steep dips of the strata below an unconformity beneath the Oberalm fm. exposed in the eastern Trattberg Rise. The mode of tilting is consistent with the formation of a nappe front fold during north-vergent thrusting. The kilometer-large gravitational slides are unlikely to derive from the footwall of a half-graben, as proposed by VECSEI et al. (1989), because in such an environment the strata typically dip away from the (commonly listric) fault that forms the escarpment of the adjacent basin. The asymmetric Tauglboden Basin is therefore considered to be the result of trench formation in front of an advancing

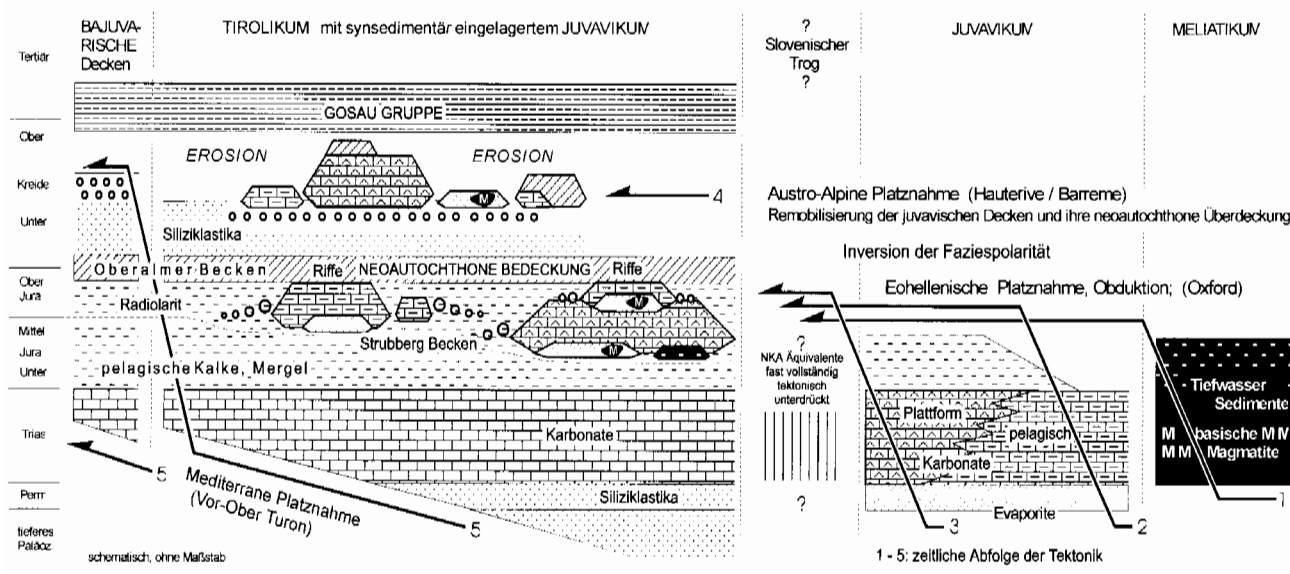


Abb. 33: Prinzipien der sedimentären und tektonischen Entwicklungsgeschichte der Nördlichen Kalkalpen (nach GAWLICK et al. 1999).

Fig. 33: Principles of sedimentation and tectonics of the Northern Calcareous Alps (after GAWLICK et al. 1999).

nappe (Fig. 32). Tilting along the nappe front favoured mobilization of large slides. The general fining-upward trend of the Tauglboden fm. indicates that the tectonic activity ceased during fill-up of the Tauglboden Basin.

Thrusting along the southern margins of the Lammer and the Tauglboden Basins occurred in sequence, i. e. respectively during the earlier and later times of radiolarian chert deposition. The consecutive destruction of the continental shelf and the thrust sequence indicate that tectonic movements prograded from the distal shelf area towards the interior of the Northern Calcareous Alps. Late Jurassic nappe thrusting, however, did not reach the external parts of the Northern Calcareous Alps.

Two types of Late Jurassic basins formed in sequence, indicating migration of tectonic activity. An older generation occurs in the southern parts of the Northern Calcareous Alps and can generally be correlated with the Lammer Basin. The younger generation formed along the central axis of the Northern Calcareous Alps and can be correlated with the Tauglboden Basin. Strongly varying thicknesses and facies lead to the suggestion that tectonic movements affected the Northern Calcareous Alps and considerable reliefs existed at this time. In different basins, gravity flow deposits occur in different stratigraphic intervals (SCHLAGER & SCHLAGER 1973; DIERSCHKE 1980, VECSEI et al. 1989, GAWLICK 1996). Both groups of basins formed as trenches in front of advancing nappes and may have been rather continuous features.

The southern group of basins is filled up by material derived from the Hallstatt Zone. It contains large volumes of clastics and slide material as part of the Strubberg Fm. in the Lammer Basin (GAWLICK 1996).

The sedimentary record in this Lammer Basin starts with cherty limestones, radiolarites and marlstones (basal Strubberg Fm.). Upsection thin turbidites and, later, different types of internally chaotic debris-flow deposits with variable matrix content are intercalated. The overlying, typically radiolarian-rich parts of the Strubberg Fm. contain disorganized deposits bearing various clasts derived from the proximal Hallstatt Zone (Pötschen fm. of Zlambach facies; 1 in Fig. 32; Carnian to Norian). Further upsection, mass flow deposits with small resedimented clasts of Late Triassic condensed cephalopod limestones (Hallstatt limestone) rarely occur together with large slides of Pötschen fm. of the same age. A younger generation of mass-flow deposits also contains Pötschen fm. material but ranging in age from Anisian to Liassic.

The middle part of the Strubberg Fm. is characterized by large resedimented blocks and sheets of the siliciclastic Werfen Fm. (Scythian). These are overlain by 2-3 km sized slideblocks of the Pötschen Fm. composed again of various dolomites and limestones (Carnian to Liassic; 1 in Fig. 32; e. g. the Lammeregg and Roadberg. Mass-flow deposits on top of these large slides contain clasts and hectometric blocks of the Hallstatt cephalopod limestones (Carnian to Norian) and small clasts of Middle Triassic radiolarites and cherty limestones. This facies suggests an origin from the distal parts of the Hallstatt Zone (Hallstatt Salzberg facies and Meliaticum; 4, 5 in Fig. 32).

The piggy-back transportation of distal Hallstatt Salzberg facies and Meliaticum components in slide masses derived from the Zlambach facies area show that Callovian to Oxfordian resedimentation was a multiple process. These slides are overlain by mass-flow deposits with clasts from the Pötschen fm. (Carnian to Norian; 2 in Fig. 32).

The upper part of the Strubberg Fm. is characterized by mass flows and slides bearing clasts of Hallstatt limestones (Carnian to Norian; 3 in Fig. 32; e. g. the Holzwehralm-complex). In these mass-flow deposits components from the Dachstein reefal limestone facies occur. The sequence is terminated by large slides of the reefal Dachstein limestone facies zone (Scythian to Liassic; e. g. the Gollinger Schwarzenberg-complex). These are, in turn, overlain by mass-flow deposits and by large blocks and slides derived from the typical Hallstatt Salzberg Facies (Hallstatt limestones; 4 in Fig. 32; e. g. the Golling Hallstatt slides). Contemporaneous with the emplacement of the reef tract slides there also appear high-pressure metamorphic slides derived from the Hallstatt Salzberg facies zone, indicating late-stage out-of-sequence thrusting (see below and 4 LT-HP in Fig. 32). Sediment redeposition ended in the Lammer Basin probably in the late Oxfordian, contemporaneous with the formation of the Trattberg Rise and the Tauglboden Basin to the north. After a sedimentation gap in the Kimmeridgian, pelagic limestones of the Oberalm Fm. were deposited on top of several slide masses.

The northern group of Late Jurassic basins was filled by local materials derived from adjacent highs. Examples are the breccias in the Unken Basin (Schwarzbergklamm Breccia - GARRISON & FISCHER 1969, WÄCHTER 1987) and in the Berchtesgaden-Kühroint Basin (DIERSCHKE 1980). The two basin groups were separated by a structural high (Trattberg Rise in the Osterhorn Block).

Another type of Radiolarite Basins (Sillenkopf Basin - Kimmeridgian and younger; MISSONI & GAWLICK 2000) is formed in the area of the older (southern) Radiolarite Basins (Lammer Basin) and south of them, which were overlain by the neoautochthonous cover of the Late Jurassic carbonate platform (on a slight south tilted block - SCHLAGINTWEIT & EBLI 1999 - in the area of the Steinernes Meer since Late Kimmeridgian) and is related to further tectonic shortening. These basin type shows a similar age range as the northern basin type (Tauglboden Basin) but differs completely in the components of the mass-flow deposits (Sillenkopf Fm. - MISSONI et al. 2000).

## Dank

Wir danken Herrn W. SCHLAGER (Amsterdam) für die Genehmigung, ein „Normalprofil“ der Tauglbodenschichten, zusammengesetzt aus unveröffentlichten Profilaufnahmen von M. & W. SCHLAGER, zu verwenden. Frau DI E. WEGERER übernahm dankenswerterweise das Zeichnen einiger Abbildungen.



## Literatur

- AITA, Y. (1987): Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of Shikoku with reference to selected sections in Lombardy Basin and Silicy. - *Sci. Rep. Tohoku Univ, Series 2: Geology*, **58**: 1-91, Sendai.
- AITA, Y. & OKADA, H. (1986): Radiolarians and calcareous nannofossils from the uppermost Jurassic and Lower Cretaceous strata of Japan and Tethyan regions. - *Micropaleontology*, **32**: 97-128, New York.
- BAUMGARTNER, P.O. (1984): A Middle Jurassic-Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites. - *Eclogae geol. Helv.*, **77**: 729-837, Basel.
- BAUMGARTNER, P.O. (1987): Age and genesis of Tethyan Jurassic Radiolarites. - *Eclogae geol. Helv.*, **80**: 831-879, Basel.
- BAUMGARTNER, P.O., BARTOLINI, A., CARTER, E.S., CONTI, M., CORTESI, G., DANELIAN, T., DE WEVER, P., DUMITRICA, P., DUMITRICA-JUD, R., GORICAN, S., GUEX, J., HULL, D.M., KITO, N., MARCUCCI, M., MATSUOKA, A., MURCHEY, B., O'DOHERTY, L., SAVARY, J., VISHNEVSKAYA, V., WIDZ, D. & YAO, A. (1995): Middle Jurassic to Early Cretaceous radiolarian biochronology of Tethys based on Unitary Associations. - *Mem. de Géol.*, **23**: 1013-1048, Lausanne.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (1976): Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. - *Ztschr. dt. Geol. Ges.*, **127**: 271-289, Hannover.
- BEHRENS, M. (1972): Schwermineralverteilungen und Sedimentstrukturen in den Lunzer Schichten (Karn, Trias, Österreich). - *Jb. Geol. B.-A.*, **116**: 51-83, Wien.
- BERAN, A., FAUPL, P. & HAMILTON, W. (1981): Anchizonale Metamorphose am Nordrand des Tennengebirges (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). - *Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. 1*, **118**: 63-66, Wien.
- BERAN, A., FAUPL, P. & HAMILTON, W. (1983): Die Manganschiefer der Strubbergsschichten (Nördliche Kalkalpen, Salzburg) - eine diagenetisch geprägte Mangankarbonatvererzung. - *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **31**: 175-192, Wien.
- BERNOULLI, D. & JENKYN, H.C. (1970): A Jurassic Basin: The Glaserbach Gorge, Salzburg, Austria. - *Verh. Geol. B.-A.*, **1970**: 504-531, Wien.
- BERNOULLI, D. & JENKYN, H.C. (1974): Alpine, Mediterranean, and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. - *SEPM spec. Publ.*, **19**: 129-160, Tulsa.
- BITTNER, A. (1884): Aus den Salzburger Kalkalpen - das Gebiet der unteren Lammer. - *Verh. Geol. R.-A.*, **1884/5**: 78-87, Wien.
- BÖHM, F. (1989): Fazieswechsel im Lias der Osterhorngruppe - Eustatik oder Tektonik? (Nördliche Kalkalpen, Salzburg, Österreich). - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **16**: 11, Innsbruck.
- BÖHM, F. (1992): Mikrofazies und Ablagerungsmilieu des Lias und Dogger der Nordöstlichen Kalkalpen. - *Erlanger geol. Abh.*, **121**: 55-217, Erlangen.
- BÖHM, F., DOMMERGUES, J.-L. & MEISTER, C. (1995): Breccias of the Adnet Formation: indicators of a Mid-Liassic event in the Northern Calcareous Alps (Salzburg/Austria). - *Geol. Rdsch.*, **84**: 272-286, (Springer) Berlin.
- BRANDNER, R. (1984): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. - *Jb. Geol. B.-A.*, **126**: 435-475, Wien.
- BRANDNER, R. & RESCH, W. (1981): Reef development in the Middle Triassic (Ladinian and Cordevolian) of the Northern Limestone Alps near Innsbruck, Austria. - *SEPM spec. Publ.*, **30**: 203-231, Tulsa.
- BRAUN, R. (1997): Torrener-Joch-Zone/Jenner/Hoher Göll - eine durch Kontinent/Kontinent-Kollision ausgelöste Gleitdecke in den Tauglbodenschichten (mittlerer Oberjura) der Berchtesgadener Alpen. - Unveröffentl. Diss. Philipps-Universität Marburg/Lahn, 1-249, 4 Beil., Marburg/Lahn.
- BRAUN, R. (1998): Die Geologie des Hohen Gölls. Torrener-Joch-Zone/Jenner/Hoher Göll eine durch Kontinent/Kontinent-Kollision ausgelöste Gleitdecke in den Tauglbodenschichten (mittlerer Oberjura) der Berchtesgadener Alpen. - *Forschungsbericht*, **40**: 1-192, Nationalpark Berchtesgaden.
- CHANNELL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & STONER, J.S. (1992): Paleomagnetism and paleogeography of the Northern Calcareous Alps (Austria). - *Tectonics*, **11**: 792-810, Washington.
- CORNELIUS, H.P. & PLÖCHINGER, B. (1952): Der Tennengebirgs-N-Rand mit seinen Mangangerzen und die Berge im Bereich des Lammertales. - *Jb. Geol. B.-A.*, **1952**: 145-225, Wien.
- CZURDA, K. & NICKLAS, L. (1970): Zur Mikrofazies und Mikrostratigraphie des Hauptdolomites und Plattenkalk-Niveaus der Klostertaler Alpen und des Rhätikon (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg). - *Festband d. Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck*, 165-253, Innsbruck.
- DE WEVER, P. (1989): Radiolarians, Radiolarites, and Mesozoic Paleogeography of the Circum-Mediterranean Alpine Belts. - (In: HEIN, J.R. & OBRADOVIC, J. (Eds.): *Siliceous Deposits of the Tethys and Pacific Regions*), 31-49, (Springer) Berlin Heidelberg New York.
- DE WEVER, P., BAUDIN, F., AZÉMA, J. & FOURCADE, E. (1996): Radiolarians and Tethyan Radiolarites from primary production to their paleogeography. - (In: NAIRN, A.E.M., RICOU, L.-E., VRIELYNCK, B. & DERCOURT, J. (Eds.): *The ocean basins and margins. Vol. 8: The Tethys Ocean*), 267-318, (Plenum Press) New York.
- DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A. (1987): Synorogenic Sedimentation on the Northern Calcareous Alps During Early Cretaceous. - (In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*), 126-141, (Deuticke) Wien.
- DECKER, K., PERESSON, H. & FAUPL, P. (1994): Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsverteilung während der "lateralen Extrusion" der Zentralalpen. - *Jb. Geol. B.-A.*, **137/1**: 5-18, Wien.
- DERCOURT, J., RICOU, L. E. & VRIELYNCK, B. (Eds.) (1993): *Atlas Tethys palaeoenvironmental maps and explanatory notes*. - 1-307, Karten 1-14, (Gauthier-Villars) Paris.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L.P., RICOU, L.E., KAZMIN, V.G., LE PICHON, X., KNIPPER, A.L., GRANDIACQUET, C., SBORTSHIKOV, L.M., GEYSSANT, J., LEVRIER, C., PECHERSKY, D.H., BOULIN, J., SIBUET, J.-C., SAVOSTIN, L.A., SOROKHTIN, O., WESTPHAL, M., BAZHENOV, M.I., LAUER, J.P. & BIJU-DUVAL, B. (1986): Geological Evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. - *Tectonophysics*, **123**: 241-315, Amsterdam.
- DIERSCHKE, V. (1978): Upper Jurassic Radiolarites in the Northern Calcareous Alps. - *Int. Union. Comm. on Geodynamics, Scientific report*, **38**: 113-117, Stuttgart.
- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. - *Geotekt. Forsch.*, **58**: 1-217, Stuttgart.
- DULLO, W.-C. & LEIN, R. (1982): Facies and environment of the Leckkogel Beds (Carnian; Alps). - *Facies*, **6**: 25-36, Erlangen.
- DUMITRICA, P. (1970): Cryptocephalic and cryptothoracic Nasselaria in Mesozoic deposits, Romania. - *Rev. Roumaine de Geol. Geophy. Geog. (ser. Geol.)*, **14**: 45-124, Bukarest.
- DUMITRICA, P. & MELLO, J. (1982): On the age of the Meliata Group and the Silica Nappe radiolarites (localities Drzkovce and Bohunovo, Slovak Karst, CSSR). - *Geol. Prace*, **77**: 17-28, Prag.
- EBLI, O. (1997): Sedimentation und Biofazies an passiven Kontinentalrändern: Lias und Dogger des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen und des frühen Atlantik (DSDP site 547B, Marokko). - *Münchner Geowissen. Abh., Reihe A*, **32**: 1-255, München.
- EYNATTEN, H.V. (1996): Provenanzanalyse kretazischer Siliziklastika aus den Nördlichen Kalkalpen. - Unveröffentl. Diss. Johannes-Gutenberg-Universität Mainz, 1-145, Mainz.
- EYNATTEN, H.V., GAUPP, R. & WIJBRANS, J.R. (1996): <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar laserprobe dating of detrital white micas from Cretaceous sedimentary rocks of the Eastern Alps: Evidence for Variscan high-pressure metamorphism and implications for Alpine orogeny. - *Geology*,

- 24: 691-694, Boulder.
- FABRICIUS, F. (1966): Beckensedimentation und Rifffbildung an der Wende Trias/Jura in den bayrisch-tiroler Kalkalpen. - Int. Sediment. Petrogr. Series, **IX**: 1-143, Taf. 1-27, Leiden.
- FAUPL, P. (1997): Austria. - (In (Eds.): MOORES, E.M. & FAIRBRIDGE, R.W.: Encyclopedia of European and Asian Regional Geology), 51-63, (Chapman & Hall) London.
- FAUPL, P. & BERAN, A. (1983): Diagenetische Veränderungen an Radiolarien- und Schwammspicula-führenden Gesteinen der Strubbergsschichten (Jura, Nördliche Kalkalpen, Österreich). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1983**: 129-140, Stuttgart.
- FAUPL, P. & POBER, E. (1991): Zur Bedeutung detritischer Chromspinelle in den Ostalpen: Ophiolithischer Detritus aus der Vardarsutur. - (In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (Eds.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich - Ungarn, Teil 1), 133-143, Wien.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. - Geol. Rdsch., **68**: 93-120, Stuttgart.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L. (1970): Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malms. - Mitt. Geol. Ges. Wien, **63**: 52-141, Wien.
- FISCHER, A.G. (1964): The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. - Bull. geol. Surv. Kansas, **169**: 107-149, Lawrence.
- FISCHER, A.G. (1975): Tidal Deposits, Dachstein Limestone of the North-Alpine Triassic. - (In: GINSBURG (Ed.): Tidal deposits), 235-242, (Springer) New York.
- FISCHER, R. (1969): Roter Ammonitenkalk und Radiolarit aus dem unteren Dogger der Kammerker (Nordtirol). - Mitt. Bayer. Staatssamm. Paläont. Hist. Geol., **9**: 93-116, München.
- FISCHLI, H. (1916): Beitrag zur Kenntnis der Fossilen Radiolarien in der Riginagelfluh. - Mitt. Naturwiss. Ges. Winterthur, Jahrgang 1915-1916, **11**: 44-47, Winterthur.
- FLÜGEL, E. (1962): Beiträge zur Paläontologie der nordalpinen Riffe. Neue Spongien und Algen aus den Zlambach-Schichten (Rhät) des westlichen Gosaukammes, Oberösterreich. - Ann. Naturhist. Mus. Wien, **65**: 51-56, Wien.
- FLÜGEL, E. (1981): Paleoecology and Facies of Upper Triassic Reefs in the Northern Calcareous Alps. - SEPM Spec. Publ., **30**: 291-359, Tulsa.
- FOREMAN, H.P. (1973): Radiolaria from DSDP Leg 20. - Init. Rep. Deep Sea Drilling Project, **20**: 249-305, Washington.
- FOURCADE, E., AZÉMA, J., BASSOULET, J.-P., CECCA, F. & DERCOURT, J. (1996): Paleogeography and Palaeoenvironment of the Tethyan Realm during the Jurassic Breakup of Pangea. - (In: NAIRN, A.E.M., RICOU, L.-E., VRIELYNCK, B. & DERCOURT, J. (Eds.): The ocean basins and margins. Vol. 8: The Tethys Ocean), 191-214, (Plenum Press) New York.
- FREY, M., DESMONS, J. & NEUBAUER, F. (1999): Metamorphic maps of the Alps: Map of Alpine metamorphism. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **79/1**, Zürich.
- FRISCH, W. (1979): Tectonic Progradation on Plate Tectonic Evolution of the Alps. - Tectonophysics, **60**: 121-139, Amsterdam.
- FRUTH, I. & SCHERREIKS, R. (1985): Zur Fazies, Diagenese und Paläogeographie der nordalpinen Hauptdolomit-Formation. - Jahresbericht 1984 der Generaldirektion Staatl. Naturw. Sammlungen Bayerns, 7-16, München.
- FUCHS, W. (1985): Großtektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. - Jb. Geol. B.-A., **127(4)**: 571-631, Wien.
- FÜGGER, E. (1905): Die Gruppe des Gollinger Schwarzen Berges. - Jb. Geol. R.A., **55**: 189-216, Wien.
- GANSS, O., HEIJL, E., MANDL, G.W. & PAVLIK, W. (1988): CC 8742 BAD REICHENHALL: Geologische Übersichtskarte 1:200000 der Bundesrepublik Deutschland. - Hrsg.: Geol. Bundesanstalt f. Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- GARRISON, R.E. & FISCHER, A.G. (1969): Deep water Limestones and Radiolarites of the Alpine Jurassic. - SEPM spec. Publ., **14**: 20-56, Tulsa.
- GAWLICK, H.-J. (1991): Die Lammereinheit - eine oberjurassische Beckenfüllung (Nördliche Kalkalpen, Salzburger Land, Österreich). - Nachr. dt. Geol. Ges. **46**: 23-24, Hannover.
- GAWLICK, H.-J. (1993): Triassische Tiefwasserfazieskomponenten (Kieselkalke, Radiolarite) in der jurassischen Strubbergbrekzie am Tennengebirgsnordrand (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Jb. Geol. B.-A., **136(2)**: 347-350, Wien.
- GAWLICK, H.-J. (1996): Die früh-oberjurassischen Brekzien der Stubbergsschichten im Lammertal - Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **39/40**: 119-186, Wien.
- GAWLICK, H.-J. (1997): Conodont Colour Alteration Indices (CAI) - eine Möglichkeit für die Kartierung des Öl- und Gasfensters in mehrphasig deformierten karbonatdominierten Sedimentbecken. - Erdöl Erdgas Kohle, **113/4**: 164-167, Hamburg.
- GAWLICK, H.-J. (1998): Obertriassische Brekzienbildung und Schollenleitung im Zlambachfaziesraum (Pötschenschichten) - Stratigraphie, Paläogeographie und diagenetische Überprägung des Lammeregg-Schollenkomplexes (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). - Jb. Geol. B.-A., **141(2)**: 147-165, 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. Rdsch., **87**: 644-657, (Springer) Berlin.
- GAWLICK, H.-J. & HÖPFER, N. (1996): Die mittel- bis früh-oberjurassische Hochdruckmetamorphose der Hallstätter Kalke (Trias) der Pailwand - ein Schlüssel zum Verständnis der frühen Geschichte der Nördlichen Kalkalpen. - Schriftenr. dt. Geol. Ges., **1**: 30-32, Hannover.
- GAWLICK, H.-J. & HÖPFER, N. (1999): Stratigraphie, Fazies und Hochdruck-Mitteltemperatur-Metamorphose der Hallstätter Kalke der Pailwand (Nördliche Kalkalpen, Österreich) - Ztschr. dt. Geol. Ges., **150**: 641-671, Hannover.
- GAWLICK, H.-J., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (1994): CAI-Paleotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps - a general view. - Geol. Rdschau, **83**: 660-664, Berlin.
- 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., LEUSCHNER, K. & ZANKL, H. (1990): Neuinterpretation eines Querprofils durch die westliche Lammereinheit (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Jb. Geol. B.-A., **133**: 561-566, Wien.
- 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.
- GAWLICK, H.-J. & SUZUKI, H. (1999a): Zur stratigraphischen Stellung der Strubbergsschichten in den Nördlichen Kalkalpen (Callovium - Oxfordium). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **211**: 233-262, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J. & SUZUKI, H. (1999b): Die Strubbergsschichten (Callovium-Oxfordium) in den Nördlichen Kalkalpen - Stratigraphie, Fazies und tektonische Bedeutung. - Terra Nostra, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung, **99/4**: 68-71, Köln.
- GAWLICK, H.-J., SUZUKI, H., VORTISCH, W. & WEGENER, E. (1999a): Die Tauglbodenschichten (Kimmeridgium-Tithonium) in den Nördlichen Kalkalpen - Stratigraphie, Fazies und tektonische Bedeutung. - Terra Nostra, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung, **99/4**: 72-75, Köln.
- GAWLICK, H.-J., SUZUKI, H., VORTISCH, W. & WEGENER, E. (1999b): Zur stratigraphischen Stellung der Tauglbodenschichten an der Typlokalität in der Osterhorngruppe (Nördliche Kalkalpen, Ober-Oxfordium - Unter-Tithonium). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **42**: 1-20, Wien.
- GÖRLER, K. & REUTTER, K.-J. (1968): Entstehung und Merkmale der Olisthostrome. - Geol. Rdsch., **57**: 484-514, Stuttgart.
- GOLDSMITH, J.R. & NEWTON, R.C. (1969): P-T-X relations in the system CaCO<sub>3</sub>-MgCO<sub>3</sub> at high temperatures and pressures. -

- Amer. Jour. Sci., **267-A**: 160-190, New Haven.
- GOLEBIEWSKI, R. (1990): The Alpine Kössen Formation, a Key for European Topmost Triassic Correlations. A Sequence- and Ecostratigraphic Contribution to the Norian-Rhaetian Discussion. - *Albertiana*, **8**: 25-35, Stockholm.
- GOLEBIEWSKI, R. (1991): Becken und Riffe der alpinen Obertrias. Lithostratigraphie und Biofazies der Kössener Formation. - (In: NAGEL, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): *Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs*), 79-119, Wien.
- GORICAN, S. (1994): Jurassic to Cretaceous radiolarian biostratigraphy and sedimentary evolution of the Budva Zone (Dinarides, Montenegro). - *Mem. de Geol.*, **18**: 1-120, Lausanne.
- GRADSTEIN, F.M., AGTERBERG, F.P., OGG, J.G., HARDENBOL, J., VEEN, P.V., THIERRY, J. & HUANG, Z. (1995): A Triassic, Jurassic and Cretaceous Time Scale. - *SEPM spec. publ.*, **54**: 95-126, Tulsa.
- GUIDOTTI, C.V. (1984): Micas in metamorphic rocks. - (In: BAILY, S.W. (Ed.): *Reviews in Mineralogy*), Vol. **13**: 357-467, Washington.
- GUIRAUD, R. & BELLION, Y. (1996): Late Carboniferous to Recent, Geodynamic Evolution of the West Gondwanian, Cratonic, Tethyan Margins. - (In: NAIRN, A.E.M., RICOU, L.-E., VRIELYNCK, B. & DERCOURT, J. (Eds.): *The ocean basins and margins. Vol. 8: The Tethys Ocean*), 101-124, (Plenum Press) New York.
- HAAS, J. (1991): A Basic Model for Lofer Cycles. - (In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (Eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*), 722-732, (Springer) Berlin Heidelberg New York.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KRYSZYN, L. & LEIN, R. (1995): Significance of Late Permian - Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine - North Pannonian domain. - *Tectonophysics*, **242**: 19-40, Amsterdam.
- HÄUSLER, H. (1979): Zur Geologie und Tektonik der Hallstätter Zone im Bereich des Lammertales zwischen Golling und Abtenau (Sbg.). - *Jb. Geol. B.-A.*, **122**: 75-141, Wien.
- HÄUSLER, H. (1981): Über die Einstufung der Hallstätter Schollen im Bereich der westlichen Lammermasse (Salzburger Kalkhochalpen). - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **27**: 145-159, Wien.
- HALLAM, A. (1971): Evaluation of bathymetric criteria for the mediterranean Jurassic. - *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, **54**, fasc. **2**: 63-69, Budapest.
- HAMILTON, W. (1981): Die Hallstätter Zone des östlichen Lammertales und ihre geologischen Beziehungen zum Tennengebirgstirolikum (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). - Unveröff. Diss. Univ. Wien, 1-226, 7 Beilagen, Wien.
- HEBBELN, D., HENRICH, R., LACKSCHWITZ, K.S. & RUHLAND, G. (1996): Tektonische Struktur und fazielle Gliederung der Lechtaldecke am NW-Rand des Tirolischen Bogens in den Chiemgauer Alpen. - *Mitt. Ges. Geol.-Bergbaustud.*, **39/40**: 221-235, Wien.
- HEJL, E. & GRUNDMANN, G. (1989): Apatit-Spaltspurendaten zur thermischen Geschichte der Nördlichen Kalkalpen, der Flysch- und Molassezone. - *Jb. Geol. B.-A.*, **132/1**: 191-212, Wien.
- HEY, M.H. (1954): A new review of chlorites. - *Mineral. Mag.*, **30**: 277-292, London.
- HÖCK, V. & SCHLAGER, W. (1964): Einsedimentierte Großschollen in den jurassischen Strubbergbrekzien des Tennengebirges (Salzburg). - *Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. 1*, **101**: 228-229, Wien.
- HÖPPER, N. (1997): Sedimentäre Abfolge und Alpine Überprägung der Permotriassischen Roisan Zone (Südliche Austroalpine Dent Blanche Decke, Italienische Westalpen). - *Bonner geowiss. Schriften*, **25**: 1-154, Bonn.
- HÖPPER, N. & GAWLICK, H.-J. (1995): First record of high pressure - low temperature metamorphism in Hallstatt limestones (Pailwand, Northern Calcareous Alps, Austria). - *Terra abstracts, Abstract supplement No.1 to Terra nova*, **7**: 179 (Blackwell).
- HOLLAND, T.J.B. (1980): The reaction albite=jadeit+quartz determined experimentally in the range 600-1200 °C. - *Amer. Mineral.*, **65**: 129-143, Washington.
- HUCKRIEDE, R. (1959): Die Eisenspitze am Kalkalpensüdrand (Lechtaler Alpen, Tirol). - *Ztschr. dt. Geol. Ges.*, **111(2)**: 410-433, Hannover.
- HUCKRIEDE, R. (1971): Rhyncholithen-Anreicherung (Oxfordium) an der Basis des Älteren Radiolarits der Salzburger Kalkalpen. - *Geologica et Palaeontologica*, **5**: 131-147, Marburg/Lahn.
- JACOBSHAGEN, V. (1964): Lias und Dogger im West-Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. - *Geol. Romana*, **3**: 303-318, Rom.
- JACOBSHAGEN, V. (1965): Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. - *Jb. Geol. B.-A.*, **108**: 1-114, Wien.
- JANAUSCHEK, W., DIERSCHKE, V. & GAWLICK, H.-J. (1999): Zur stratigraphischen Stellung der mittel- bis oberjurassischen Radiolaritbecken im Berchtesgadener Raum - Neuergebnisse auf der Basis von Komponentenbestandsanalysen der Brekzienkörper im Bereich Torrener-Joch-Zone - Hoher Göll-Komplex (Nördliche Kalkalpen). - *Terra Nostra, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung*, **99/4**: 123-126, Köln.
- JENKYN, H.C. & WINTERER, E.L. (1982): Paleocyanography of Mesozoic ribbon radiolarites. - *Earth Planet. Sci. Letters*, **60**: 351-375, Amsterdam.
- JERZ, H. (1966): Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). - *Geologica Bavarica*, **56**: 3-99, Beil. 1-2, München.
- JUD, R. (1994): Biochronology and systematics of Early Cretaceous Radiolaria of the Western Tethys. - *Mém. de Géol.*, **19**: 1-147, Lausanne.
- KARRER, F. (1867): Über einige Foraminiferen aus dem weissen Jura von St. Veit bei Wien. - *Sitzber. Kaiserl. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl.*, **55**: 364-368, Wien.
- KEMKIN, I.V. & RUDENKO, V.S. (1993): Novye predstaviteli roda Cinguloturris (Radiolarii) v mezozojskikh otlozheniakh Sikhote-Alinia. - *Tikhookeanskaya Geologiya*, 110-121, (in Russian).
- KOCHER, R.N. (1981): Biochronostratigraphische Untersuchungen oberjurassischer radiolarienführender Gesteine, insbesondere der Südalpen. - *Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich, N.F.*, **234**: 1-184, Zürich.
- KRAINER, K. (1985): Zur Sedimentologie des Alpinen Buntsandsteins und der Werfener Schichten (Skyth) Kärntens. - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **14(2)**: 21-81, Innsbruck.
- KRAINER, K. & MOSTLER, H. (1997): Die Lias-Beckenentwicklung der Unkenener Synklinale (Nördliche Kalkalpen, Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Scheibelberg Formation. - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **22**: 1-41, Innsbruck.
- KRAINER, K., MOSTLER, H. & HADITSCH, J.G. (1994): Jurassische Beckenbildung in den Nördlichen Kalkalpen bei Lofer (Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Manganerz-Genese. - *Abh. Geol. B.-A.*, **50**: 257-293, Wien.
- KRALIK, M., KLIMA, K. & RIEDMÜLLER, G. (1987): Dating fault gouges. - *Nature*, Vol. **327**, No. **6126**: 315-317, London.
- KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, J.M. (1987): Low grade and Very Low Grade Metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke Zone: Illit-Crystallinity Data and Isotopic Ages. - (In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*), 164-178, (Deuticke) Wien.
- KRALIK, M. & SCHRAMM, J.M. (1994): Illit-Wachstum: Übergang Diagenese - Metamorphose in Karbonat- und Tonsteinen der Nördlichen Kalkalpen: Mineralogie und Isotopengeologie (Rb-Sr, K-Ar und C-O). - *Jb. Geol. B.-A.*, **137**: 105-137, Wien.
- KRYSZYN, L. (1971): Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaus-Schichten (Aalenium-Oxford) in den östlichen Nordalpen. - *Verh. Geol. B.-A.*, **1971/3**: 486-509, Wien.
- KRYSZYN, L. (1991): Die Fossilagerstätten der alpinen Trias. - (In: NAGEL, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): *Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs*), 24-78, Wien.
- KRYSZYN, L. & LEIN, R. (1996): Triassische Becken- und Plattform-sedimente der östlichen Kalkalpen. - *Exkursionsführer Sediment '96, Berichte der Geol. B.-A.*, **1996/33**: 1-23, Wien.
- KRYSZYN, L., LEIN, R., MELLO, J., RIEDEL, P. & PILLER, W. (1990): "Tisovec Limestone" - an example of the problems of lithostratigraphic correlation between the Northern Calcareous Alps

- and the central West Carpathians. - (In: MINARIKOVÁ, D. & LOBITZER, H. (Eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia), 125-136, Prag Wien.
- KRYSZYN, L., LEIN, R., SCHLAF, J. & BAUER, F.K. (1994): Über ein neues obertriadisch-jurassisches Intraplattformbecken in den Südkarawanken. - Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich - Ungarn, Teil 2: 409-416, Wien.
- LACKSCHEWITZ, K.S., GRÜTZMACHER, U. & HENRICH, R. (1991): Paleogeography and rotational block faulting in the Jurassic carbonate series of the Chiemgau Alps (Bavaria). - *Facies*, **24**: 1-24, Erlangen.
- LAIRD, J. (1991): Chlorites: Metamorphic Petrology. - (In: BAILY, S.W. (Ed.): Reviews in Mineralogy), Vol. **19**: 405-453, Washington.
- LEIN, R. (1981): Deckschollen aus Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Müritaler Alpen südlich von Mariazell (Steiermark). - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **27**: 207-235, Wien.
- LEIN, R. (1984): Geologie der Hohen Wand. - (In: WURM, F. (Hrsg.): Hohe Wand und Umgebung), Exkursionsführer, 10-28, Payerbach.
- LEIN, R. (1985): Das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen als Beispiel eines gerichteten Sedimentationsverlaufes infolge fortschreitender Krustenausdünnung. - *Arch. f. Lagerstättenforschung. Geol. B.-A.*, **6**: 117-128, Wien
- LEIN, R. (1987a): Evolution of the Northern Calcareous Alps During Triassic Times. - (In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps), 85-102, (Deuticke) Wien.
- LEIN, R. (1987b): Zur Verbreitung der Hallstätter Zone beiderseits des Pyhrn-Passes. - *Oö. Geonachrichten* 2, Folge **2**: 21-37, Linz.
- MANDL, G.W. (1982): Jurassische Gleittektonik im Bereich der Hallstätter Zone zwischen Bad Ischl und Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich). - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **28**: 55-76, Wien.
- MANDL, G.W. (1984): Zur Trias des Hallstätter Faziesraumes - ein Modell am Beispiel Salzkammergut (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **30/31**: 133-176, Wien.
- MANDL, G.W. (1999): Triassic depositional realms of the Juvavic domain (Northern Calcareous Alps, Austria). - *Tüb. Geowiss. Arb.*, **52**: 88-89, Tübingen.
- MARCOUX, J. & BAUD, A. (1996): Late Permian to Late Triassic, Tethyan Paleoenvironments - Three Snapshots: Late Murgabian, Late Anisian, Late Norian. - (In: NAIRN, A.E.M., RICOU, L.-E., VRIELYNCK, B. & DERCOURT, J. (Eds.): The ocean basins and margins. Vol. 8: The Tethys Ocean), 153-190, (Plenum Press) New York.
- MASSONE, H.J. & SCHREYER, W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**: 212-224, (Springer) New York.
- MATSUOKA, A. (1983): Middle and Late Jurassic Radiolarian Biostratigraphy in the Sakawa and Adjacent Areas, Shikoku, Southwest Japan. - *Journ. Geosci. Osaka City Univ.*, **26**: 1-48, Osaka.
- MATSUOKA, A. (1986): Tricolocapsa yaoi assemblage (Late Jurassic radiolarians) from the Togano Group in Shikoku, Southwest Japan. - *Journ. Geosci. Osaka City Univ.*, **29**: 101-115, Osaka.
- MATSUOKA, A. (1995): Jurassic and Lower Cretaceous radiolarian zonation in Japan and in the western Pacific. - *The Island Arc*, **4**: 140-153, Tokyo.
- MATSUOKA, A. & YAO, A. (1985): Latest Jurassic radiolarians from the Torinosu Group in Southwest Japan. - *Journ. Geosci. Osaka City Univ.*, **28**: 125-145, Osaka.
- MATSUOKA, A. & YAO, A. (1986): A newly proposed radiolarian zonation for the Jurassic of Japan. - *Marine Micopal.*, **11**: 91-105, Amsterdam.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2000): Analysis of mass-flow deposits in Late Jurassic cherty sediments on top of the Steineres Meer - implications for a polyphase genesis of the Radiolarite Basins in the Northern Calcareous Alps. - *Terra Nostra, Schriften der Alfred Wegener Stiftung*, **2000/1**: 77, Wien.
- MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., DIERSCHKE, V. & GAWLICK, H.-J. (2000): Alter, Fazies und Komponentenbestand der polymikten Brekzienkörper in oberjurassischen Kieselsteinen im Bereich des Königssees (Sillenköpfe, Abwärtsgraben, Funtensee) und deren Bedeutung für die Rekonstruktion der oberjurassischen Tektonik in den Nördlichen Kalkalpen (Berchtesgadener Land, Deutschland). - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **43**: 92-94, Wien.
- MIZUTANI, S. (1981): A Jurassic formation in the Hida-Kanayama area, central Japan. - *Bull. Mizunami Fossil Museum*, **8**: 147-190, Mizunami [Japanisch mit engl. Beschreibung].
- MIZUTANI, S. & KIDO, S. (1983): Radiolarians in Middle Jurassic siliceous shale from Kamiyaso, Gifu Prefecture, central Japan. - *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, **132**: 253-262, Tokyo.
- MOSTLER, H., KRAINER, K. & STINGL, V. (1989): Juraentwicklung (unterjurassische Gleittektonik und Beckensedimente) im Raum Lofer. - *Sediment* 89, Exkursionsführer zur Exkursion C am 21. Mai 1989, 1-5, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R. (1977): Stratigraphisch-fazielle und tektonische Betrachtungen zu Aufschlüssen in skyth-anisichen Grenzschiefern im Bereich der Annaberger Senke (Salzburg, Österreich). - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **6(2)**: 1-44, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R. (1984): Mikrofazies und Palökologie der höheren Werfener Schichten (Untertrias) der Nördlichen Kalkalpen. - *Facies*, **10**: 87-144, Erlangen.
- NEUBAUER, F. (1994): Kontinentkollision in den Ostalpen. - *Geowissenschaften*, **12**: 136-140, Bonn.
- OTTNER, F. (1990): Zur Geologie der Wurzer Deckscholle und deren Rahmen im Bereich des Warschenecks (O.Ö.). - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **36**: 101-145, Wien.
- OZVOLDOVA, L. (1975): Upper Jurassic radiolarians from the Kisuca Series in the Klippen Belt. - *Zapadne Karpaty, Ser. Paleont.*, **1**: 73-86.
- PAK, E. & SCHAUBERGER, O. (1981): Die geologische Datierung der ostalpinen Salzlagertstätten mittels Schwefelisotopenuntersuchungen. - *Verh. Geol. B.-A.*, **1981**: 185-192, Wien.
- PARONA, C. F. (1890): Radiolarie nei noduli selciosi del calcare giurese di Cittiglio presso Laveno. - *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **9**: 132-175, Roma.
- PESSAGNO, E.A. Jr. (1977): Upper Jurassic radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges. - *Micropaleontology*, **23**: 56-113, New York.
- PLÖCHINGER, B. (1953): Der Bau der südlichen Osterhorngruppe und die Tithon-Neokomtransgression. - *Jb. Geol. B.-A.*, **XCVI**: 357-372, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1974): Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg), mit einem Beitrag von I. Draxler. - *Verh. Geol. B.-A.*, **1974**: 71-88, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1979): Argumente für die intramalmische Eingleitung von Hallstätter Schollen bei Golling (Salzburg). - *Verh. Geol. B.-A.*, **1979**: 181-194, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1980): Die Nördlichen Kalkalpen. - (In (Ed.): OBERHAUSER, R.: Der geologische Aufbau Österreichs), 217-264, (Springer) Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1982a): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000, 95 ST. WOLFGANG. - *Geol. B.-A.* 1982, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1982b): Erläuterungen zu Blatt 95 ST. Wolfgang im Salzkammergut der österreichischen Karte der Republik Österreich 1:50000. - 1-76, *Geol. B.-A.*, 1982, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1983): Salzburger Kalkalpen. - *Sammlung geol. Führer*, **73**: 1-144, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1984): Zum Nachweis jurassisch-kretazischer Eingleitungen von Hallstätter Gesteinsmassen beiderseits des Salzach-Quertales (Salzburg). - *Geol. Rdschau*, **73**: 293-306, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000, 94 HALLEIN. - *Geol. B.-A.*, 1987, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1990): Erläuterungen zu Blatt 94 Hallein im Salzkammergut der österreichischen Karte der Republik Öster-



- reich 1:50000. - Geol. B.-A., **1990**: 1-76, Wien.
- POBER, E. & FAUPL, P. (1988): The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. - Geol. Rdsch., **77**: 641-670, Stuttgart.
- POUCHOU, J.K. & PICOIR, F. (1984): A new model for quantitative x-ray microanalysis, part I, application to the analysis of homogeneous samples. - Recherche Aerospatiale, **3**: 13-38, Paris.
- PREY, S. (1969): Geologische Karte der Umgebung der Stadt Salzburg 1:50000. - Geol. B.-A., 1969: Wien.
- RICE, J. (1977): Contact metamorphism of impure dolomitic limestone in the Boulder Aureole, Montana. - Contr. Min. Petr., **59**: 237-259, (Springer) New York.
- RICOU, L.-E. (1996): The Plate Tectonic History of the Past Tethys Ocean. - (In: NAIRN, A.E.M., RICOU, L.-E., VRIELYNCK, B. & DERCOURT, J. (Eds.): The ocean basins and margins. Vol. 8: The Tethys Ocean), 3-70, (Plenum Press) New York.
- RÜST, D. (1885): Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura. - Palaeontographica, **31**: 269-321, Stuttgart.
- SCHÄFER, P. (1979): Fazielle Entwicklung und palökologische Zonierung zweier obertriadischer Riffstrukturen in den Nördlichen Kalkalpen ("Oberhät"-Riff-Kalke, Salzburg). - Facies, **1**: 3-245, Erlangen.
- SCHÄFER, P. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1981): Facies development and paleoecologic zonation of four upper Triassic patch-reefs, Northern Calcareous Alps near Salzburg, Austria. - SEPM Spec. Publ., **30**: 241-259, Tulsa.
- SCHAUBERGER, O. (1979): Die alpinen Salzlagerstätten. - Verh. Geol. B.-A., **1979**: 455-459, Wien.
- SCHAUBERGER, O. (1986): Bau und Bildung der Salzlagerstätten des ostalpinen Salinars. - Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **7**: 217-254, Wien.
- SCHAUBERGER, O. & ZANKL, H. (1976): Die geologischen Ergebnisse der Salzbohrungen im Talbecken von Bad Reichenhall (mit Beiträgen von R. KÜHN und W. KLAUS). - Geol. Rdsch., **65**: 558-579, Stuttgart.
- SCHLAGER, M. (1953): Beiträge zur Geologie des Trattberges. - Mitt. Naturw. Arb. Gem. Haus der Natur Salzburg, **3/4**: 11-26, Salzburg.
- SCHLAGER, M. (1956): Geologische Studien im Tauglboden. - Mitt. Naturw. Arb. Gem. Haus der Natur Salzburg, **5**: 31-44, Salzburg.
- SCHLAGER, M. (1959): Bericht 1958 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Hallein (94) und Salzburg (63). - Verh. Geol. B.-A., **1959**: A70-A80, Wien.
- SCHLAGER, M. (1960): Bilder von Sedimentations- und Bewegungsvorgängen im Jura des Tauglgebietes. - Mitt. Naturwiss. Arb. gem. Haus der Natur, geol.-mineral. Arbeitsgruppe, **1960**: 7-18, Salzburg.
- SCHLAGER, M. & SCHLAGER, W. (1969): Über die Sedimentationsbedingungen der jurassischen Tauglbodenschichten (Osterhorngruppe, Salzburg). - Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. 1, **106**: 178-183, Wien.
- SCHLAGER, W. (1968): Bericht über Aufnahmen auf den Blättern 94 Hallein und 95 St. Wolfgang. - Verh. Geol. B.-A., **1968**: A59-A60, Wien.
- SCHLAGER, W. & SCHLAGER, M. (1973): Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglbodenschichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). - Sedimentology, **20**: 65-89, Amsterdam.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNERBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. - Mitt. geol. Ges. Wien, **66/67**: 165-193, Wien.
- SCHLAGINTWEIT, F. & EBLI, O. (1999): Kippschollentektonik im Oberjura und der tieferen Unterkreide im Bereich des Hallstätter Schollenkranzes ("Lärchberg Schichten"; Salzburger Kalkalpen). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **42**: 221-222, Wien.
- SCHMIDT, T., BLAU, J. & KÁZMÉR, M. (1991): Large-scale strike-slip displacement of the Drauzug and the Transdanubian Mountains in early Alpine history: evidence from Permo-Mesozoic facies belts. - Tectonophysics, **200**: 213-232, Amsterdam.
- SCHÖLL, W. & WENDT, J. (1971): Obertriadische und jurassische Spaltenfüllungen im Steinernen Meer (Nördliche Kalkalpen). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **139**: 82-98, Stuttgart.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1996): Von den Nördlichen Kalkalpen zur Molassezone in der Umgebung von Salzburg. - Exkursionsführer 6. Symposium für Tektonik, Strukturgeologie und Kristallingeologie, 1-33, Salzburg.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997a): Structural evolution of the central Northern Calcareous Alps: Significance for the Jurassic to Tertiary geodynamics in the Alps. - Eclogae geol. Helv., **90**: 303-323, Basel.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997b): Semiductile deformation in pelagic limestones at diagenetic conditions. - Geologica carpathica, **48**: 361-370, Bratislava.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997c): New structural, sedimentological and geochemical data on the Cretaceous geodynamics of the central Northern Calcareous Alps (Eastern Alps). - Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, **1996** (H. 4/4): 329-343, Stuttgart.
- SICKENBERG, O. (1926): Das Ostende des Tennengebirges. - Mitt. geol. Ges. Wien, **19**: 79-149, Wien (1928).
- SPENGLER, E. (1951): Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. - (In: SCHAFER, F.X. (Hrsg.): Geologie von Österreich), 302-413, 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.
- SPÖTL, Ch., KRÁLIK, M. & KUNK, M.J. (1996): Authigenic feldspar as an indicator of paleo-rock/water interactions in Permian carbonates of the Northern Calcareous Alps, Austria. - Journ. of Sedim. Research., **A66**: 139-146, Lawrence.
- SPÖTL, Ch., LONGSTAFFE, F.J., RAMSEYER, K., KUNKS, M.J. & WIESHFU, R. (1998): Fluid-rock reactions in an evaporitic mélange, Permian Haselgebirge, Austrian Alps. - Sedimentology, **45**: 1019-1044, Amsterdam.
- STAMPFLI, G.M., MOSAR, J., MARQUER, D., MARCHANT, R., BAUDIN, T. & BOREL, G. (1998): Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. - Tectonophysics, **296**: 159-204, Amsterdam.
- STANTON, R.J. Jr. & FLÜGEL E. (1989): Problems with Reef Models: The Late Triassic Steinplatte „Reef“ (Northern Alps, Salzburg/Tyrol, Austria). - Facies, **20**: 1-138, Erlangen.
- STANTON, R.J. Jr. & FLÜGEL E. (1995): An accretionary distally steepened ramp at an intrashelf basin margin: an explanation for the Upper Triassic Steinplatte „reef“ (Northern Calcareous Alps, Austria): - Sedimentary Geology, **95**: 269-286, Tulsa.
- STEIGER, T. (1981): Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmsteinkalke, Salzburg, Österreich). - Facies, **4**: 215-348, Erlangen.
- STEIGER, T. (1992): Systematik, Stratigraphie und Palökologie der Radiolarien des Oberjura-Unterkreide-Grenzbereiches im Osterhorn-Tirolikum (Nördliche Kalkalpen, Salzburg und Bayern). - Zitteliana, **19**: 1-188, München.
- STINGL, V. (1989): Marginal marine Sedimentation in the basal alpine Buntsandstein (Skythian) in the western part of the Northern Calcareous Alps (Tyrol/Salzburg, Austria). - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **72**: 249-262, Amsterdam.
- SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (1998): Fossile Radiolarien aus den Strubbergsschichten und deren Alter (Österreich, Nördliche Kalkalpen). - Palaeont. Soc. of Japan, 147<sup>th</sup> Regular Meeting **1998**: 56, Sapporo [in Japanese].
- TAN, S.H. (1927): Over de samenstelling en het ontstaan van krijten mergelgesteenten van de Molukken. - Jb. van het mijnwezen in Nederlandsch-Indie, **55**: 5-165, Batavia (Djakarta).
- THÖNI, M. & JAGOUTZ, E. (1993): Isotopic constraints for eo-Alpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of the Eastern Alps: bearing on Alpine orogenesis. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **73**: 177-189, Zürich.
- TOLLMANN, A. (1976a): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. - 1-580, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1976b): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. - 1-449, Text- und Tafelband, (Deuticke) Wien.

- TOLLMANN, A. (1981): Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. - Mitt. österr. geol. Ges., **74/75**: 167-195, Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2. - 1-710, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1987): Late Jurassic/Neocomian Gravitational Tectonics in the Northern Calcareous Alps in Austria. - (In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps), 112-125, (Deuticke) Wien.
- TRAUTH, F. (1948): Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. - Verh. Geol. B.-A., **1948**: 10-218, Taf. 1-3, Wien.
- VECSEI, A., FRISCH, W., PIRZER, M. & WETZEL, A. (1989): Origin and Tectonic Significance of Radiolarian Chert in the Austroalpine Rifted Continental Margin. - (In (Eds.): HEIN, J & OBRADOVIC, J.: Siliceous Deposits of the Tethys and Pacific Regions), 65-80, (Springer) Berlin Heidelberg New York.
- VELDE, B. (1965): Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence. - Amer. J. Sci., **263**: 886-913, New Haven.
- VORTISCH, W. (1950): Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe. II. Teil (Kendelbach). - N. Jb. Min. Abh., **91**: Abt. B 1950, 429-496, Stuttgart.
- VORTISCH, W. (1953): Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe. III. Teil: Liegendgebirge und Bewegungszone im Karlgraben. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **96**: 181-200, Stuttgart.
- VORTISCH, W. (1955): Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe. I. Teil. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **102**: 77-142, Stuttgart.
- WÄCHTER, J. (1987): Jurassische Massflow- und Intembreccien und ihr sedimentär-tektonisches Umfeld im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. - Bochumer geol. u. geotechn. Arb., **27**: 1-239, Bochum.
- WEISSERT, H.J. & BERNOULLI, D. (1985): A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. - Geol. Rdsch., **74**: 665-679, Stuttgart.
- WENDT, J. (1969): Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalkes im Sonnwendgebirge (Tirol, Österreich). - N. Jb. Geol. Pal. Abh., **132/2**: 219-238, Stuttgart.
- WENDT, J. (1970): Stratigraphische Kondensation in triadischen und jurassischen Cephalopodenkalken der Tethys. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1970**: 433-448, Stuttgart.
- WENDT, J. (1988): Condensed carbonate Sedimentation in the late Devonian of the eastern Anti-Atlas (Marocco). - Eclogae geol. Helv., **81**: 155-173, Basel.
- WINTERER, E.L. & BOSSELINI, A. (1981): Subsidence and Sedimentation on Jurassic Passive Continental Margin, Southern Alps, Italy. - AAPG Bull., **65**: 394-421, Tulsa.
- YAO, A. (1979): Radiolarian fauna from the Mino belt in the northern part of the Inuyama area, central Japan, part II: Nasselaria 1. - Jour. Geosci., Osaka City University, **22**: 21-72, Osaka.
- YAO, A. (1986): Geological age of Jurassic radiolarian zones in Japan and their international correlations. - News of Osaka Micropaleontologists, Spec. Vol., **7**: 63-74, Osaka.
- ZANKL, H. (1962): Neue Untersuchungen an Triasriffen in den Alpen. - Ztschr. dt. Geol. Ges., **114**: 697-698, Hannover.
- ZANKL, H. (1968): Sedimentological and Biological Characteristics of a Dachsteinkalk Reef Complex in the Upper Triassic of the Northern Calcareous Alps. - (In: MÜLLER, G. & FRIEDMAN, G. M. (Eds.): Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Zentral Europe), 215-218, (Springer) Berlin Heidelberg New York.
- ZANKL, H. (1969): Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. - Abh. Senckb. Naturf. Ges., **519**: 1-123, (Kramer) Frankfurt.
- ZANKL, H. (1971): Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps. - (In: MÜLLER, G. & FRIEDMAN, G. (Eds.): Sedimentology of parts of Central Europe), 147-185, (Kramer) Frankfurt.
- ZAPPE, H. (1963): Beiträge zur Paläontologie der nordalpinen Riffe. Zur Kenntnis der Fauna des oberrhätischen Riffkalkes von Adnet, Salzburg (exkl. Riffbildner). - Ann. Naturhist. Mus. Wien, **66**: 207-259, Wien.
- ZAPPE, H. (1964): Fragen und Befunde von allgemeiner Bedeutung für die Biostratigraphie der alpinen Obertrias. Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich) VIII. - Verh. Geol. B.-A., **1964**: 13-27, Wien.
- ZIEGLER, P.A. (1988): Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. - AAPG Memoir, **43**: 1-198, Beil. Bd., Tulsa.
- ZÜGEL, P. (1997): Discovery of a radiolarian fauna from the Tithonian of the Solnhofen area (Southern Franconian Alb, southern Germany). - Paläont. Ztschr., **71**: 197-209, Stuttgart.



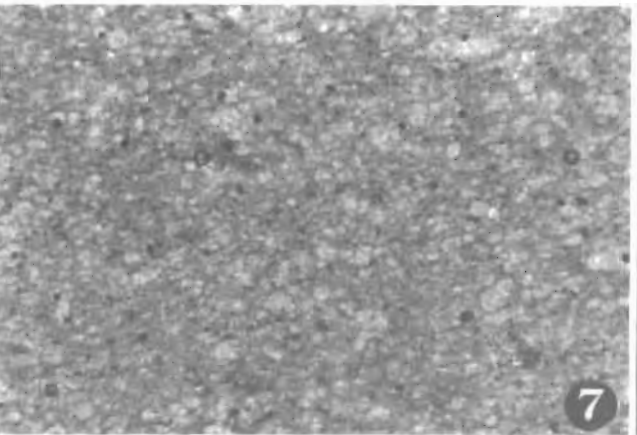
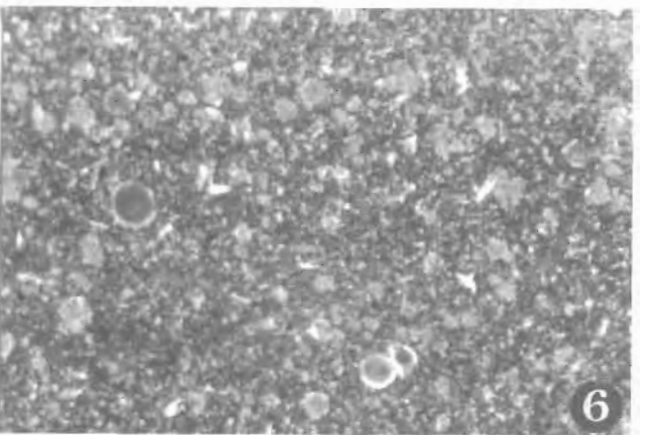
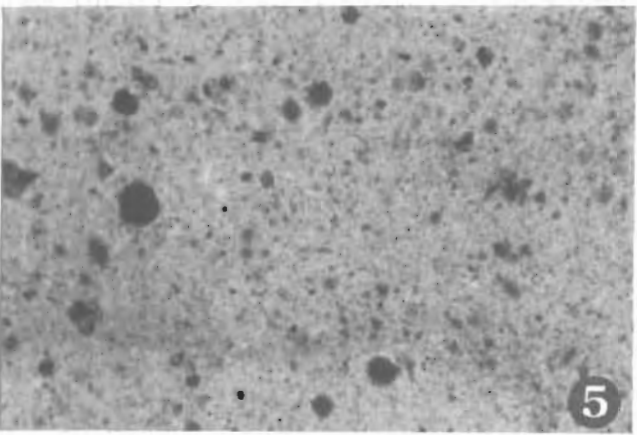
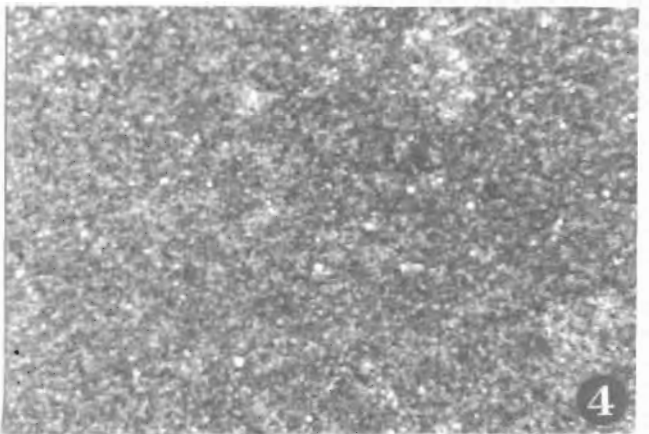
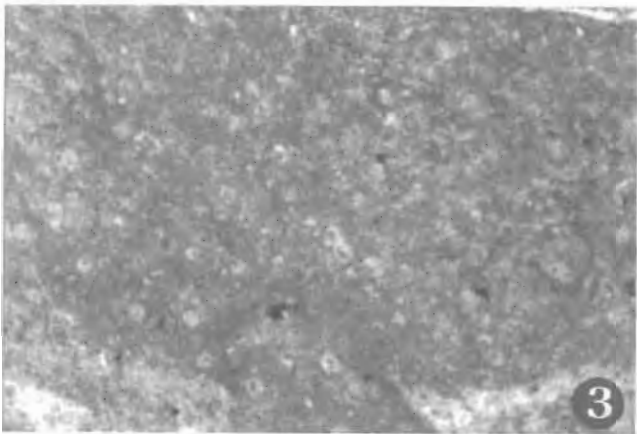
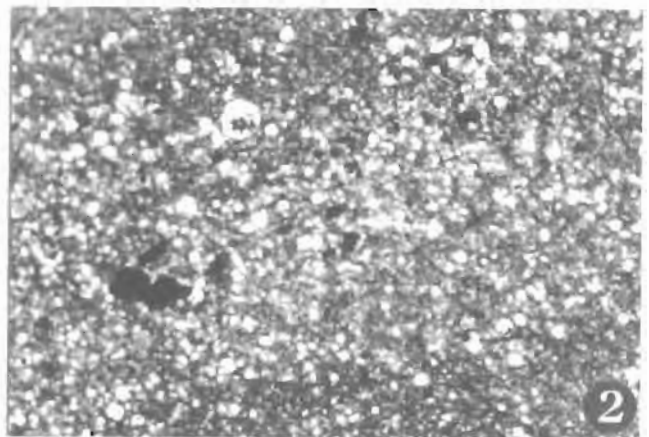
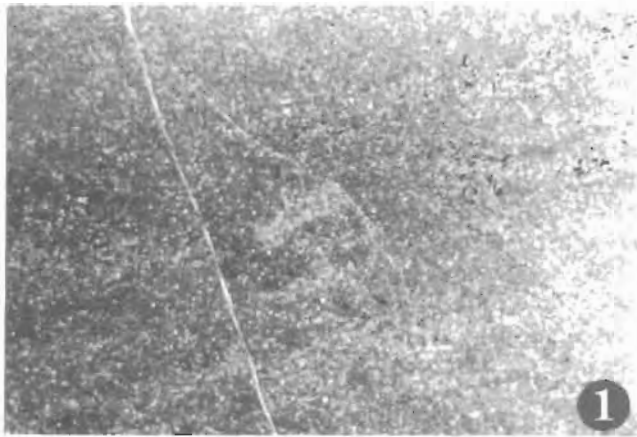
## Tafel 1 / Plate 1

Lithofazielle Variationsbreite der Strubbergsschichten.

1. Radiolarienreiche, nicht geschichtete Kieselschiefer aus dem Hangendabschnitt des Strubbergsschichtenprofils an der Sattlberg Westseite. Die Radiolarien sind vollständig kalzitisiert. Probe 1/89, Bildbreite 1,3 cm.
2. Vergrößerung (Bildbreite 3 mm) aus 1. Meist bilden die Radiolarien ein korngestütztes Gefüge (Probe 1/89).
3. Radiolarit (Bildbreite 3 mm) aus dem Hangenteil des Profils an der Sattlberg Westseite. Vereinzelt, z. T. gut erhaltene Radiolarien schwimmen in einer kieseligen Matrix (Probe 2/89-3).
4. Übersicht (Bildbreite 6,5 mm) der mergeligen, ungeschichteten Strubbergsschichten mit kalzitisierten Radiolarien und stark tonigen Partien aus dem Hangenteil des Profils an der Sattlberg Westseite (Probe 4/89-2).
5. Radiolarit (Bildbreite 1,5 mm) aus dem Hangenteil des Profils an der Sattlberg Westseite. Die Radiolarien schwimmen in einer kieseligen Matrix (Probe 2/89-3).
6. Wie 5. Gekreuzte Polarisatoren. Deutlich sind vereinzelt, hier in kieseliger Erhaltung vorliegende, Radiolarien zu erkennen (Probe 2/89-3).
7. Kieselige Mergel aus dem Liegendteil des Profils an der Sattlberg Westseite aus dünn gebankter Folge (Bildbreite 3 mm). Die einzelnen Bänke zeigen keine Internschichtung. Die kalzitisierten Radiolarien bilden ein korngestütztes Gefüge (Probe 23/89).
8. Kieselige Schiefer aus dem Liegendteil des Profils an der Sattlberg Westseite (Bildbreite 6,5 mm). Laminierte Sedimente. Die einzelnen Schichten zeigen einen ebenen Basiskontakt, die meist kalzitisierten Radiolarien sind homogen in den einzelnen Lagen verteilt (Probe 25/89).

Lithofacies of the Strubberg Formation.

1. Radiolarian-rich, not laminated cherty sediments (cherty slates) from the upper part of the section Sattlberg west (size in width 1,3 cm, sample 1/89). The radiolarians occur as calcite.
2. 1 enlarged (size in width 3 mm). The radiolarians are grain supported (sample 1/89).
3. Radiolarite (size in width 3 mm) from the upper part of the section Sattlberg west. Radiolarians are rare but well preserved, cherty matrix (sample 4/89-2).
4. Overview of the cherty, not laminated marls from the upper part of the section Sattlberg west (size in width 0,65 cm, sample 4/89-2). The radiolarians occur as calcite.
5. Radiolarite (size in width 1,5 mm) from the upper part of the section Sattlberg west. Matrix supported (sample 2/89-3).
6. Same as 5, + nicols. The radiolarians (rare) occur as quartz (sample 2/89-3).
7. Cherty marls from the lower part of the section Sattlberg west, thin bedded sediments (size in width 3 mm). Without laminae. The calcitic radiolarians are grain supported (sample 23/89).
8. Cherty marls from the lower part of the section Sattlberg west (size in width 6,5 mm). Laminated sediments without erosive contact. The radiolarians occur as calcite and in all layers (sample 25/89).



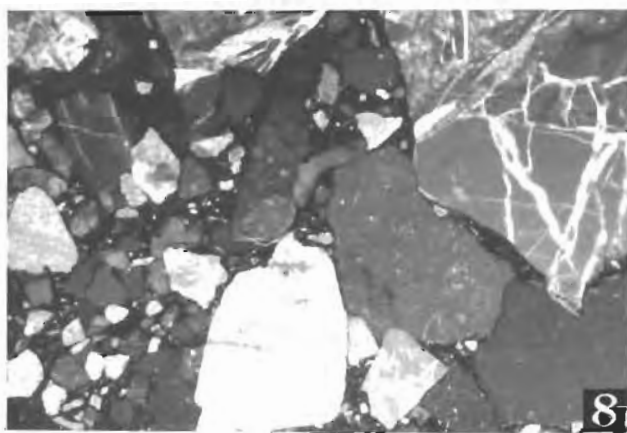
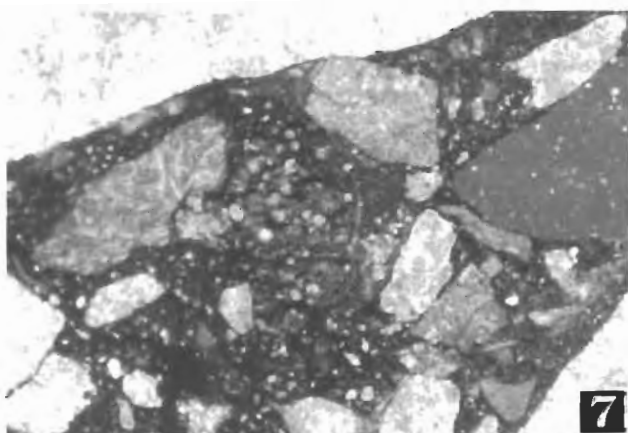
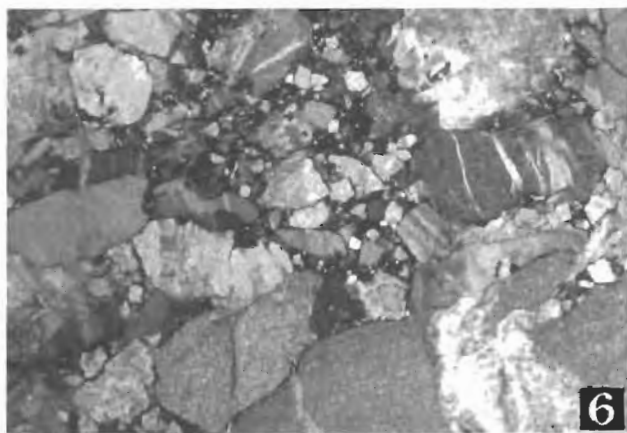
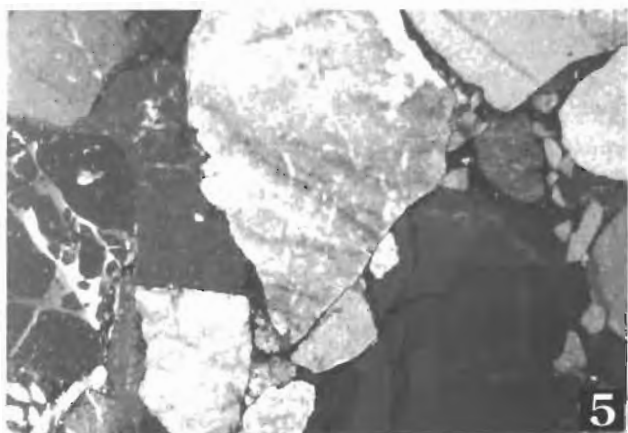
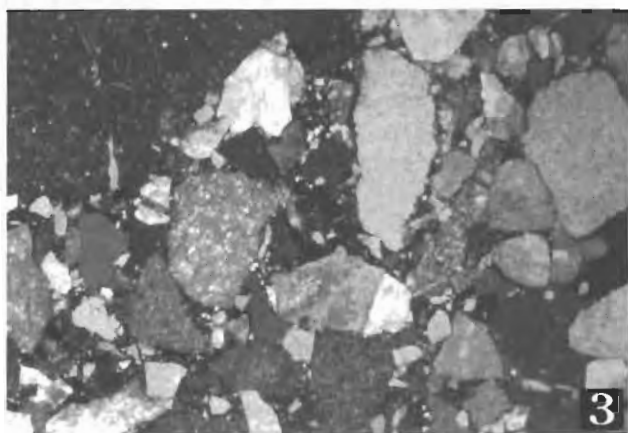
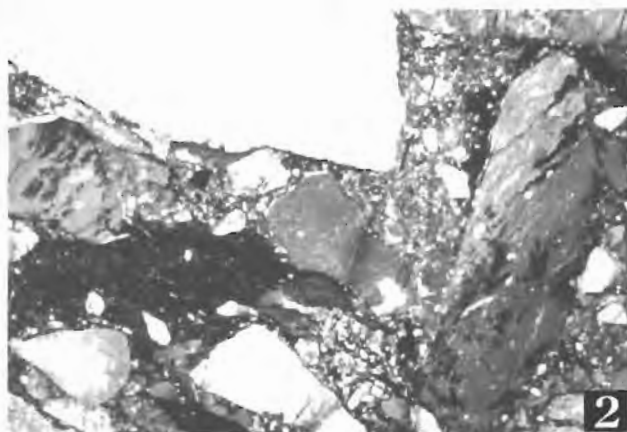
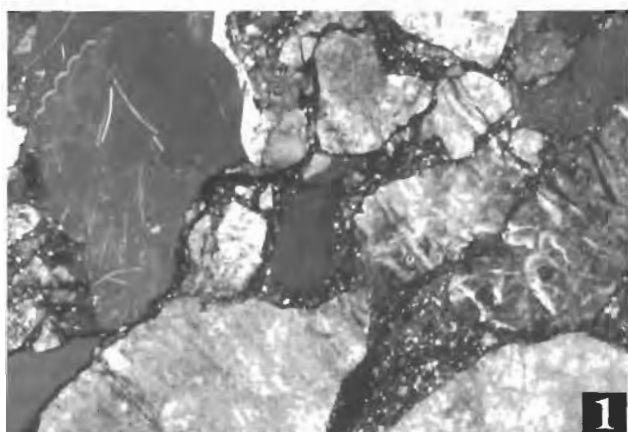
## Tafel 2 / Plate 2

Komponenten aus den Brekzienkörpern (Fluxoturbidite, Olisthostrome), die innerhalb der Strubbergsschichten auftreten.

1. Komponentenbestand der polymikten Brekzie an der nördlichen Basis des Rauhen Sommereck (Bildbreite: 2.0 cm; Probe BRS 10a). An Komponenten treten verschiedene obertriassische Pötschenkalke und -dolomite auf. Zwischen den Komponenten tritt die radiolarienreiche Matrix der Strubbergsschichten auf.
2. Komponentenbestand der polymikten Brekzie an der nördlichen Basis des Rauhen Sommereck (Bildbreite: 2.0 cm; Probe BRS 10a). An Komponenten treten verschiedene obertriassische Pötschenkalke (selten) und -dolomite (dominierend) auf. Daneben sind Strubbergsschichtenkomponenten, die hier als Plastiklasten auftreten, häufig. Zwischen den Komponenten tritt die radiolarienführende Matrix der Strubbergsschichten auf.
3. Komponentenbestand der polymikten Brekzie an der Westseite des Sattlberges (Bildbreite: 2.0 cm; Probe 1/89). An Komponenten treten verschiedene obertriassische Pötschenkalke und -dolomite auf. Daneben treten vereinzelt Flachwasserkarbonatkomponenten (?allodapische Lagen der Pedatakalke) auf. Strubbergsschichtenkomponenten sind selten. Zwischen den Komponenten tritt die radiolarienfreie Matrix der Strubbergsschichten auf.
4. Komponentenbestand der polymikten Brekzie an der Westseite des Sattlberges (Bildbreite: 2.0 cm; Probe 4/89-1). An Komponenten treten obertriassische Pötschenkalke (Lumachelle Kalke des Alaun) und -dolomite sowie resedimentierte Strubbergsschichten auf. Strubbergsschichtenkomponenten sind selten. Die Komponenten zeigen z. T. eine transportierte Tektonik. Zwischen den Komponenten tritt die radiolarienführende Matrix der Strubbergsschichten auf.
5. Komponentenbestand der polymikten Brekzie an der Westseite des Sattlberges (Bildbreite: 2.0 cm; Probe 1b/89). An Komponenten treten verschiedene obertriassische Pötschenkalke und -dolomite auf. Die Komponenten zeigen z. T. eine transportierte Tektonik. Matrixarm.
6. Komponentenbestand der polymikten Brekzie an der Westseite des Sattlberges (Bildbreite: 2.0 cm; Probe O4/1). An Komponenten treten verschiedene obertriassische Pötschenkalke und -dolomite (dominierend) auf. Strubbergsschichtenkomponenten sind selten. Die Komponenten zeigen z. T. eine transportierte Tektonik.
7. Komponentenbestand der polymikten Brekzie an der Westseite des Sattlberges (Bildbreite: 0,65 cm; Probe O4/2). Neben Pötschenkalcken und -dolomiten treten radiolarienreiche Strubbergsschichtenkomponenten und Siltsteine des Karn (Leckkogelschichten) auf. Die Matrix ist radiolarienreich.
8. Komponentenbestand der polymikten Brekzie an der Ostseite des Sattlberges (Bildbreite: 2.0 cm; Probe BS 3/90). An Komponenten treten verschiedene obertriassische Pötschenkalke und -dolomite auf. Strubbergsschichtenkomponenten sind selten. Die Komponenten zeigen z. T. eine transportierte Tektonik. Zwischen den Komponenten tritt die radiolarienführende Matrix der Strubbergsschichten auf.

Components from the fluxoturbidites and olistostromes of the Strubberg Formation.

1. Components of a polymikt mass-flow deposit at the northern side of the Rauhes Sommereck (size in width 2,0 cm, sample BRS 10a). As components occur Late Triassic Pötschen limestones and dolomites. Matrix: radiolarianrich marls of the Strubberg Formation.
2. Components of a polymikt mass-flow deposit at the northern side of the Rauhes Sommereck (size in width 2,0 cm, sample BRS 10a). As components occur Late Triassic Pötschen limestones (rare) and dolomites (mostly). Matrix: marls of the Strubberg Formation with radiolarians.
3. Components of a polymikt mass-flow deposit at the west side of the Sattlberg (size in width 2,0 cm, sample 1/89). As components occur Late Triassic Pötschen limestones and dolomites. Components of the Strubberg Formation occur half-lithified. Matrix: marls of the Strubberg Formation with radiolarians.
4. Components of a polymikt mass-flow deposit at the west side of the Sattlberg (size in width 2,0 cm, sample 4/89-1). As components occur Late Triassic Pötschen limestones (Lumachelle - Alaunian) and dolomites. Components of the Strubberg Formation are rare. Some components show transported tectonics. Matrix: marls of the Strubberg Formation with radiolarians.
5. Components of a polymikt mass-flow deposit at the west side of the Sattlberg (size in width 2,0 cm, sample 1b/89). As components occur Late Triassic Pötschen limestones and dolomites. Some components show transported tectonics.
6. Components of a polymikt mass-flow deposit at the west side of the Sattlberg (size in width 2,0 cm, sample O4/1). As components occur Late Triassic Pötschen limestones and dolomites (mostly) and cherty limestones of the Strubberg Formation. Some components show transported tectonics.
7. Components of a polymikt mass-flow deposit at the west side of the Sattlberg (size in width 0,65 cm, sample O4/2). As components occur Pötschen limestones and dolomites, radiolarianrich cherty sediments of the Strubberg Formation and silty sediments of the Carnian Leckkogel Formation. Matrix: radiolarianrich.
8. Components of a polymikt mass-flow deposit at the east side of the Sattlberg (size in width 2,0 cm, sample BS 3/90). As components occur Late Triassic Pötschen limestones and dolomites and rarely cherty limestones of the Strubberg Formation. Some components show transported tectonics. Matrix: radiolarianrich marls of the Strubberg Formation.



### Tafel 3 / Plate 3

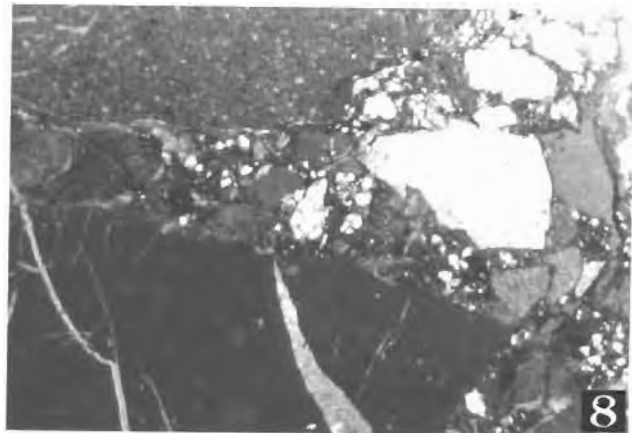
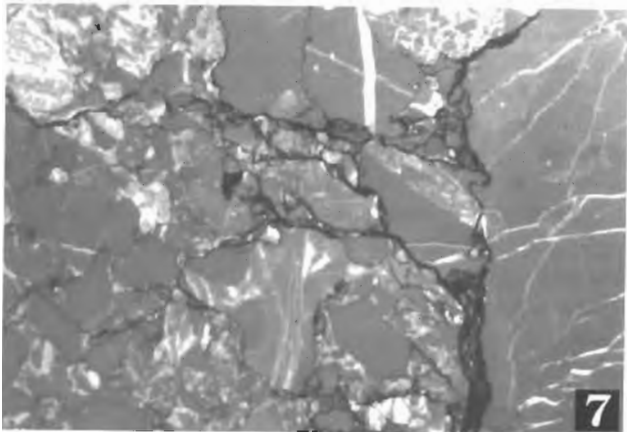
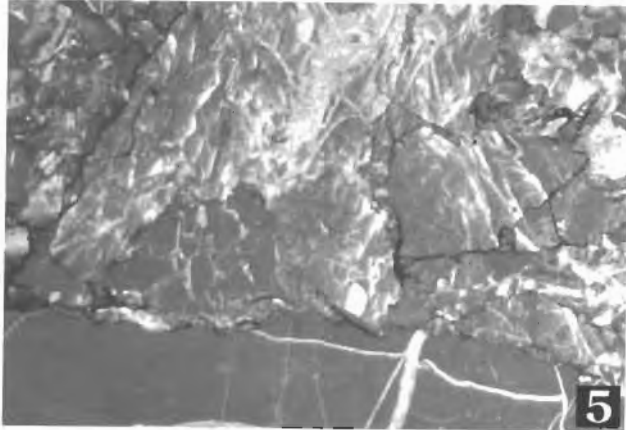
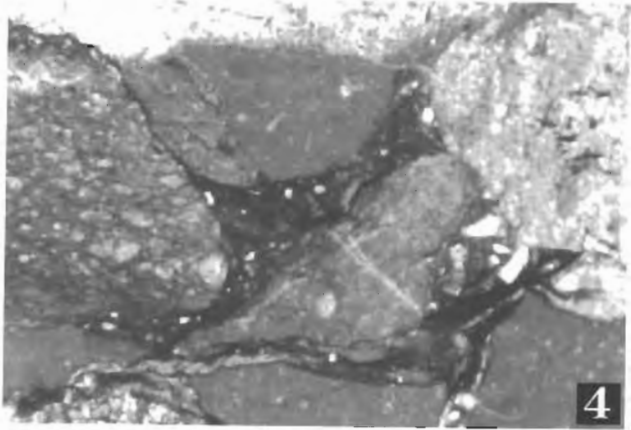
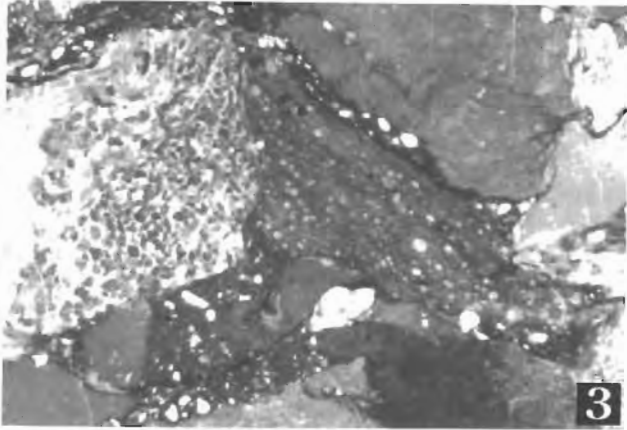
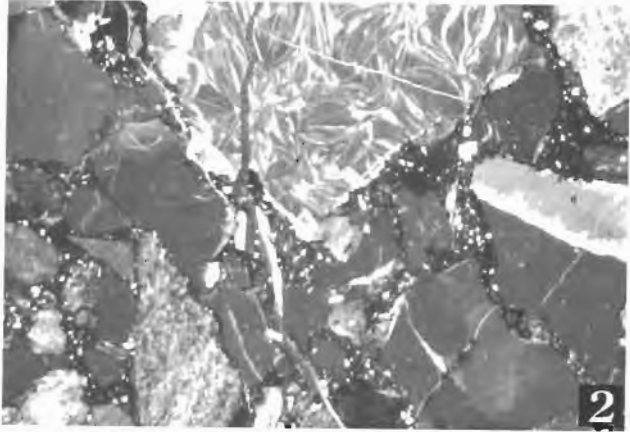
Komponenten aus den Brekzienkörpern (Fluxoturbidite, Olisthostrome), die innerhalb der Strubbergsschichten auftreten.

1. Crinoiden-Turbidit aus dem Profil an der Westseite des Sattlberges (Bildbreite: 2.0 cm; Probe 14/89), der den radiolarienreichen kieseligen Mergeln der Strubbergsschichten zwischengelagert ist.
2. Komponentenbestand eines polymikten Brekzienkörpers im südöstlichen Gipfelbereich des Lammeregg (Bildbreite 2,0 cm; Probe L 17/89). Hallstätter Kalke (Rotkalke und Graukalke des distalen Hallstätter Salzbergfaziesbereiches) der Ober-Trias dominieren, daneben treten Filamentkalke auf (Tuval oder Sevat). Z. T. zeigen die Komponenten eine transportierte Tektonik.
3. Komponentenbestand eines polymikten Brekzienkörpers im südöstlichen Gipfelbereich des Lammeregg (Bildbreite 1,0 cm; Probe L 17/89). Hallstätter Kalke (Rotkalke und Graukalke des distalen Hallstätter Salzbergfaziesbereiches) der Ober-Trias treten hier neben (mitteltriassischen, radiolarienreichen Kieselkalken - Meliatikum - auf), daneben vermutlich eine mitteltriassische Flachwasserkarbonatkomponente (Typ Gutensteiner Kalk).
4. Komponentenbestand eines polymikten Brekzienkörpers im südöstlichen Gipfelbereich des Lammeregg (Bildbreite 0,5 cm; Probe L 17/89). Linke Bildhälfte: mitteltriassischer Radiolarit des Meliatikums. Daneben obertriassische Hallstätter Kalke und Dolomitkomponenten (?Steinalm oder Gutensteiner Dolomit).
5. Komponentenbestand eines polymikten Brekzienkörpers im westlichen Gipfelbereich des Lammeregg (Bildbreite 2,0 cm; Probe L 14/89). An Komponenten dominieren obertriassische Hangendrotkalke und filamentreicher Hangendgraukalk. Matrixfrei.
6. Komponentenbestand eines polymikten Brekzienkörpers im westlichen Gipfelbereich des Lammeregg (Bildbreite 2,0 cm; Probe L 16/89). An Komponenten dominieren obertriassische Hangendrotkalke und filamentreicher, radiolarienführender Massiger Hellkalk, daneben treten vereinzelt Strubbergsschichtenkomponenten auf. Matrixfrei.
7. Komponentenbestand eines polymikten Brekzienkörpers im westlichen Gipfelbereich des Lammeregg (Bildbreite 2,0 cm; Probe L 14/89). An Komponenten dominieren obertriassische Hangendrotkalke und Hangendgraukalke. Die meisten Komponenten zeigen eine transportierte Tektonik. Matrixfrei.
8. Komponentenbestand eines polymikten Brekzienkörpers im westlichen Gipfelbereich des Lammeregg (Bildbreite 2,0 cm; Probe BL 11/90). An Komponenten dominieren obertriassische Pötschenkalke und -dolomit (vgl. Brekzien am Sattlberg). Die Matrix besteht aus radiolarienführenden Strubbergsschichten.

Components from the fluxoturbidites and olistostromes of the Strubberg Formation.

1. Crinoidal-turbidite from the westside of the Sattlberg (size in width 2,0 cm, sample 14/89) in radiolarianrich marls of the Strubberg Formation.
2. Components of a polymikt mass-flow deposit at the southeastern side of the Lammeregg (size in width 2,0 cm, sample L 17/89). Late Triassic Hallstatt limestones (red nodular limestones - Alaunian, grey nodular limestones - Sevatian) are common, limestones with filaments are Tuvalian or Sevatian. Some components show transported tectonics.
3. Components of a polymikt mass-flow deposit at the southeastern side of the Lammeregg (size in width 1,0 cm, sample L 17/89). Late Triassic Hallstatt limestones (red nodular limestones - Alaunian, grey nodular limestones - Sevatian) are common, Middle Triassic radiolarianrich cherty limestones (Meliatikum) occur rarely, also dolomites (Steinalm or Gutenstein Formation).
4. Components of a polymikt mass-flow deposit at the southeastern side of the Lammeregg (size in width 0,5 cm, sample L 17/89). Left: Middle Triassic Radiolarite, Meliatikum. Middle Triassic shallow water carbonate component: ?Steinalm or Gutenstein Formation.
5. Components of a polymikt mass-flow deposit at the western side of the Lammeregg (size in width 2,0 cm, sample L 14/89). Mostly Late Triassic Hallstatt limestones (Alaunian and Sevatian). Without matrix.
6. Components of a polymikt mass-flow deposit at the western side of the Lammeregg (size in width 2,0 cm, sample L 16/89). Mostly Late Triassic Hallstatt limestones (Alaunian and Sevatian). Components: Hallstatt limestones - Alaunian (Hangendrotkalk) and Lacian (Massiger Hellkalk with filaments and Radiolarians). Components of the Strubberg Formation with radiolarians are rare. Without matrix.
7. Components of a polymikt mass-flow deposit at the western side of the Lammeregg (size in width 2,0 cm, sample L 14/89). Mostly Late Triassic Hallstatt limestones (Alaunian and Sevatian). Components: Hallstatt limestones - Alaunian (Hangendrotkalk) and Sevatian (Hangendgraukalk). Some components show transported tectonics. Without matrix.
8. Components of a polymikt mass-flow deposit at the western side of the Lammeregg (size in width 2,0 cm, sample BL 11/90). As components occur Late Triassic Pötschen limestones and dolomites (see breccias on the west side of the Sattlberg). Matrix: marls of the Strubberg Formation with radiolarians.







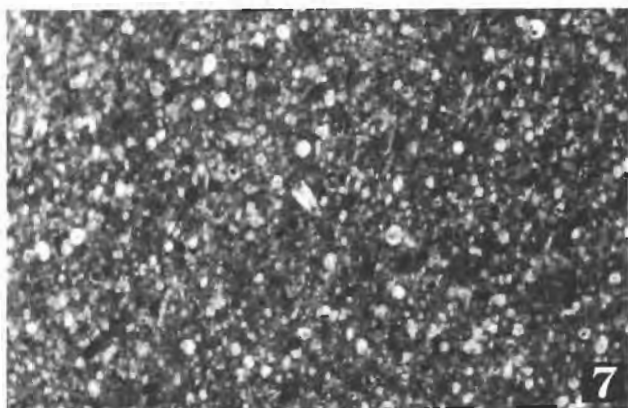
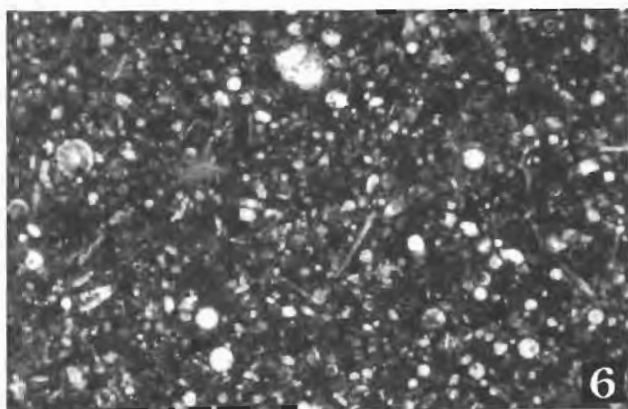
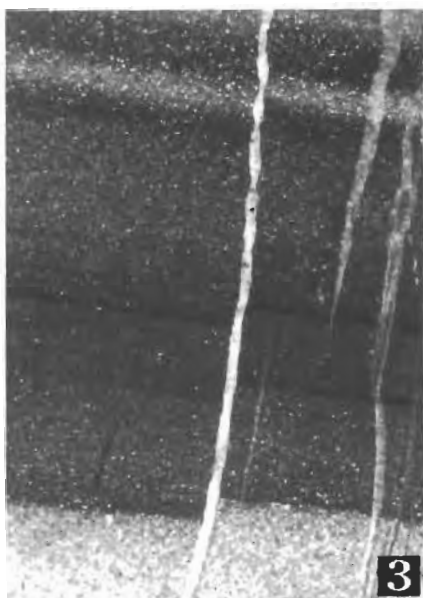
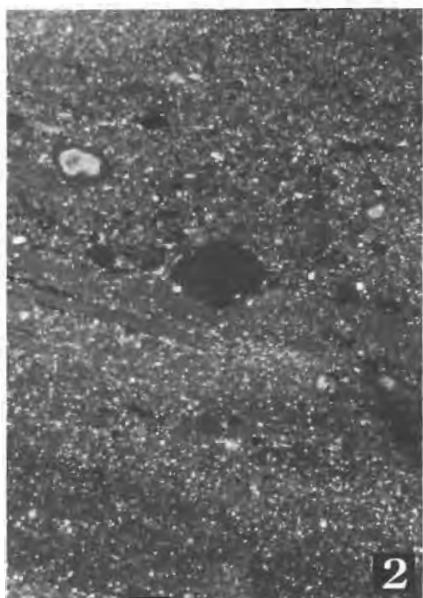
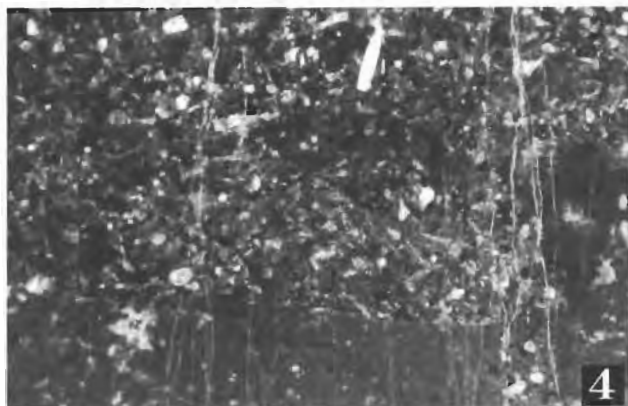
## Tafel 4 / Plate 4

Lithofazielle Variationsbreite der Tauglbodenschichten.

1. Wechsellagerung aus radiolarienreichen Kieselschiefern (obere Bildhälfte) und Detrituskalken (untere Bildhälfte) (Bildhöhe: 2,0 cm) aus dem mittleren Abschnitt des Profiles an der Kesselstraße (Probe TB 8/98). Am Kontakt tritt eine komplett silifizierte Lage (hell) auf. In den Detrituskalken dominieren Crinoiden, Kalkalgen und lagunäre Flachwasserkomponenten sowie vereinzelt auftretende Tiefwasserkomponenten.
2. Detritusreiche Kieselkalke an der Basis des Profiles an der Kesselstraße (Probe TB 3a/98; Bildhöhe: 2,0 cm). Die einzelnen Kalkkomponenten schwimmen in radiolarienreichen Kieselschiefern. Neben den Radiolarien treten vereinzelt Schwammnadeln auf. Das Komponentenmaterial stammt aus dem Bereich eines benachbarten oberjurassischen Flachwasserkarbonatareals.
3. Radiolarienreiche, feinflamierte Kieselschiefer und Radiolarite aus dem Liegendabschnitt den Profiles an der Kesselstraße (Probe TB 3/98; Bildhöhe: 2,0 cm).
4. Komponentenbestand einer 30 cm mächtigen Brekzienbank im mittleren Bereich des Profiles an der Kesselstraße. An größeren Komponenten (bis 3 cm) treten vorwiegend obertriassische Flachwasserkarbonate (Dachsteinkalk) auf, die in einer feinkörnigen Matrix aus Karbonatklasten schwimmen (Bildbreite: 0,65 cm; Probe TB 8/98).
5. Anderer Ausschnitt als 4. (Probe TB 8/98; Bildbreite: 0,65 cm). Im Komponentenbestand treten zusätzlich oberjurassische, umkrustete Flachwasserkalkkomponenten (Bildmitte) auf.
6. Vergrößerung aus 2. (Probe TB 3a/98; Bildbreite: 3 mm). Neben den in guter Erhaltung auftretenden Radiolarien, die hier ein komponentengestütztes Gefüge zeigen, treten vereinzelt Schwammnadeln auf.
7. Vergrößerung aus 3. (TB 3/98; Bildbreite: 3 mm). Die Radiolarien, die hier ein komponentengestütztes Gefüge bilden, sind nur mäßig gut erhalten. Im Gegensatz zu der unmittelbar im Hangenden auftretenden Probe TB 3a/98 fehlen hier Schwammnadeln vollständig.

Lithofacies of the Tauglboden Formation.

1. Radiolarianrich cherty sediments (upper part) and allodapic limestones (lower part) from the middle part of the section Kesselstreet (size in high 2,0 cm, sample TB 8/98). The contact is completely silicified. In the allodapic limestones dominate crinoids, algae and Late Jurassic shallow water carbonate clasts. Deep water clasts are rare.
2. Cherty limestones with detrital clasts from the lower part of the section Kesselstreet (size in high 2,0 cm, sample TB 3a/98). The carbonate clasts occur in a matrix of radiolarianrich cherty sediments. Spiculae occur rarely. The carbonate clasts derived from an adjacent shallow water carbonate platform.
3. Radiolarianrich, laminated cherty sediments and radiolarites from the lower part of the section Kesselstreet (size in high 2,0 cm, sample TB 3/98).
4. Components of a 30 cm thick mass flow deposit in the middle part of the section Kesselstreet (size in width 0,65 cm, sample TB 8/98). Upper Triassic shallow water carbonates (Dachstein limestone) occur as clasts up to 3 cm in size, matrix supported.
5. Sample TB 8/98, size in width 0,65 cm. Upper Jurassic shallow water carbonate clast, encrusted (middle part of the figure).
6. Sample TB 3a/98, size in width 3 mm, enlarged. The radiolarians are well preserved and grain supported. Spiculae occur rarely.
7. Sample TB 3/98, size in width 3 mm, enlarged. The radiolarians are grain supported and only partly well preserved. In this sample occur no spiculae in contrast to the sample TB 3a/98.



## Tafel 5 / Plate 5

Komponenten aus den Brekzienkörpern (Fluxoturbidite, Olisthostrome), die innerhalb der Tauglbodenschichten auftreten.

1. Komponentenbestand eines 30 cm mächtigen Brekzienkörpers im mittleren Bereich den Profiles an der Kesselstraße (Bildbreite: 2.0 cm; Probe TB 8/98). An Komponenten treten verschiedene obertriassische Flachwasserkarbonate (Dachsteinkalk und proximale Kössener Schichten) und unter- bis mitteljurassische pelagische Kalke auf (vorwiegend Allgäuschichten und Scheibelbergkalke), Radiolaritkomponenten sind selten.
2. Vergrößerung aus 1. (Probe TB 8/98; Bildbreite: 0,85 cm). Neben der 0,5 cm großen Dachsteinkalkkomponente in der Bildmitte sind hier verschiedene unter- bis mitteljurassische pelagische Wackstones zu erkennen.
3. Komponentenbestand eines 60 cm mächtigen Brekzienkörpers im mittleren Bereich den Profiles an der Kesselstraße (Bildbreite: 2,0 cm; Probe TB 6/98). An Komponenten treten vorwiegend verschiedene unter- bis mitteljurassische Wackstones bis Packstones auf (Allgäuschichten i. w. S). Bei den Mikritklasten könnte es sich um Mudstones der Kössener Schichten handeln. Radiolarienreiche Komponenten treten als Plastiklasten auf. Deutlich zu erkennen ist, daß einzelne Komponenten eine transportierte Tektonik aufweisen.
4. Vergrößerung aus 3. (Probe TB 6/98; Bildbreite: 0,85 cm). Deutlich zu erkennen sind die obertriassischen Dachsteinkalke (Rhät) mit *Triasina* sp., die Plastiklasten und die Komponenten mit der transportierten Tektonik.
5. Anderer Ausschnitt als 3. (Bildbreite: 2,0 cm; Probe TB 6-2/98). In diesem Ausschnitt sind neben verschiedenen Dachsteinkalkkomponenten, Kössener Schichten, unter- bis mitteljurassischen Graukalkkomponenten auch kleine Dolomitkomponenten (vermutlich Hauptdolomit) und Filamentkalkkomponenten zu sehen.
6. Vergrößerung aus 5. (Probe TB 6-2/98; Bildbreite: 0,85 cm). Filamentkalkkomponente (vermutlich Bositrakalk aus dem höheren Dogger).
7. Komponentenbestand eines 30 cm mächtigen Brekzienkörpers im mittleren Bereich des Profiles an der Kesselstraße (Bildbreite: 2.0 cm; Probe TB 8-2/98). Zusätzlich zu dem oben beschriebenen Komponentenbestand treten hier zahlreiche Komponenten auf, die aus feinlaminierten Kieselschiefern und radiolarienreichen Wackstones des Radiolaritniveaus bestehen.
8. Anderer Ausschnitt als 5. (Probe TB 6/98; Bildbreite: 2.0 cm). Zusätzlich zu dem oben beschriebenen Komponentenbestand treten hier ostracodenreiche Wackstones (?Lias) und ?oberjurassische Flachwasserkarbonate (linke Bildhälfte) auf.

Components from the fluxoturbidites and olistostromes of the Tauglboden Formation.

1. Components of a 30 cm thick mass flow deposit in the middle part of the section Kesselstreet (size in width 2,0 cm, sample TB 8/98). As components occur Late Triassic shallow water limestones (Dachstein limestone and shallow water Kössen beds), Early and Middle Jurassic pelagic limestones (mostly Allgäubeds and Scheibelberg limestone). Rarely occur components of Radiolarite.
2. Sample TB 8/98, size in width 0,85 cm, enlarged. The components are Dachstein limestone and Early to Middle Jurassic pelagic limestones.
3. Components of a 60 cm thick mass flow deposit in the middle part of the section Kesselstreet (sample TB 6/98, size in width 2,0 cm). As components occur Early to Middle Jurassic wackstones and packstones (Allgäu beds). The mudstones may be Kössen beds. Radiolarienrich clasts are not lithified and occur as pseudomatrix. Some components show a transported tectonic.
4. Sample TB 6/98, size in width 0,85 cm. Shallow water Dachstein limestone (Rhaetian) with *Triasina* sp., not lithified components and components with a transported tectonic.
5. Sample TB 6-2/98, size in width 2,0 cm. Dachstein limestones, Kössen beds and Early to Middle Jurassic pelagic limestones, rarely Dolomit clasts (?Hauptdolomite) rich in filaments and Wackstones.
6. Sample TB 6-2/98, size in width 0,85 cm, enlarged. Clast rich in filaments (?Bositra limestone, late Middle Jurassic).
7. Components of a 30 cm thick mass flow deposit in the middle part of the section Kesselstreet (size in width 2,0 cm, sample TB 8-2/98). In addition the described clasts in 5. and 6. a lot of laminated cherty sediments of the "Ruhpolding Radiolarite" occur.
8. Sample TB 6/98, size in width 2,0 cm. In addition to the described clasts in 5. occur ostracoden-rich Wackstones (?Early Jurassic) and ?Upper Jurassic shallow water carbonates (left side).

