



# Die Geologie des Hohen Gölls



# 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

Reiner Braun

Fachbereich Geowissenschaften der  
Philipps-Universität Marburg

**Impressum:**

Nationalpark Berchtesgaden  
Forschungsbericht 40/1998

Herausgeber:

Nationalparkverwaltung Berchtesgaden, Doktorberg 6,  
D-83471 Berchtesgaden, Telefon 0 86 52/96 86-0, Telefax 0 86 52/96 86 40,  
im Auftrag des Bayerischen Staatsministeriums  
für Landesentwicklung und Umweltfragen

Alle Rechte vorbehalten!

ISSN 0172-0023  
ISBN 3-922325-43-2

Druck: Druckerei Plenk, Berchtesgaden

Gedruckt auf chlorfrei gebleichtem Papier

Titelbild:

Die Westfront des Göllmassivs mit Blick vom Hintersee

Fotos:

Titelbild: Ammon, alle anderen Fotos Reiner Braun

Kartengrundlage:

Topographische Karte 1:25.000, Blatt Nr. 8244/8344 und 8444;  
Wiedergabe mit Genehmigung des Bayerischen Landesvermessungsamtes München, Nr. 6415/97.

# Inhaltsverzeichnis

## Die Geologie des Hohen Gölls von Reiner Braun

<b>1</b>	<b>Einleitung</b> .....	7
1.1	Aufgabenstellung .....	9
1.2	Danksagung .....	10
<b>2</b>	<b>Geographischer und geologischer Rahmen des Untersuchungsgebietes</b> .....	11
2.1	Geographische Lage des Untersuchungsgebietes .....	11
2.2	Geologischer und tektonischer Rahmen .....	12
<b>3</b>	<b>Die Stratigraphie und Fazies des Tirolikums</b> .....	15
3.1	Die Präriftphase – Obertrias .....	15
3.1.1	Einleitung .....	15
3.1.2	Der Dachsteinkalk .....	15
3.1.3	Die Kössener Schichten .....	16
3.2	Die Synriftphase – Unterjura bis Mitteljura .....	19
3.2.1	Einleitung .....	19
3.2.2	Der Scheibelbergkalk .....	20
3.2.3	Die Adneter Schichten .....	21
3.2.4	Die Fleckenmergelserie .....	25
3.3	Die Konvergenz- oder Postriftphase – Mitteljura bis Kimmeridge .....	26
3.3.1	Einleitung .....	26
3.3.2	Der Radiolarit .....	27
3.3.3	Die Tauglbodenschichten .....	28
3.3.3.1	Einleitung .....	28
3.3.3.2	Die Tauglbodenschichten der Sillenköpfe .....	32
3.3.3.3	Die Tauglbodenschichten der Torrener-Joch-Zone .....	32
3.3.3.4	Die Tauglbodenschichten des Büchsenkopfes .....	36
3.3.3.5	Die Tauglbodenschichten des Jenners .....	36
3.3.3.6	Die Tauglbodenschichten des Krautkasergrabens .....	37
3.3.3.7	Die Tauglbodenschichten des Höllgrabens .....	41
3.3.3.8	Die Tauglbodenschichten zwischen Kressen und Graflhöhe ..	42
3.3.3.9	Die Tauglbodenschichten des Salzbergwerks .....	43
3.3.3.10	Die Tauglbodenschichten des Weißenbachs .....	43
3.4	Die Postkonvergenzphase – Kimmeridge bis U. – Valendis ...	44
3.4.1	Einleitung .....	44
3.4.2	Die Oberalmer Schichten .....	47
3.4.2.1	Die Oberalmer Schichten im Gebiet des Obersalzbergs .....	56
3.4.2.2	Die Oberalmer Schichten im Gebiet des Kehlsteins .....	56
3.4.2.3	Die Oberalmer Schichten im Weißenbachtal .....	58
3.4.2.4	Die Oberalmer Schichten am Hohen Brett und in der Torrener-Joch-Zone .....	58
3.4.3	Die Schrambachschichten .....	59

3.4.4	Die Roßfeldschichten .....	60
3.5	Zusammenfassung der sedimentären und synsedimentär- tektonischen Ereignisse .....	61
<b>4</b>	<b>Die Stratigraphie und Fazies der Juvavischen Gleitschollen/-decken im Umfeld des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll .....</b>	<b>63</b>
4.1	Einleitung .....	63
4.2	Der Deckenkomplex Berchtesgadener Salzberg .....	63
4.2.1	Das Haselgebirge .....	63
4.2.2	Die Schiedbichl-Scholle .....	63
4.2.2.1	Die Werfener Schichten .....	63
4.2.2.2	Die Skythisch-anisische-Karbonatfolge .....	64
4.2.2.3	Der Steinalmdolomit .....	67
4.2.2.4	Der Hallstätter Kalk .....	67
4.2.3	Die Brandkopf-Scholle .....	67
4.3	Die Alplstein-Scholle .....	70
4.4	Die Zlambachschichten-Scholle des oberen Höllgrabens .....	73
4.5	Die Sillenkopf-Scholle .....	73
4.5.1	Einleitung .....	73
4.5.2	Das Haselgebirge .....	74
4.5.3	Die Skythisch-anisische-Karbonatfolge .....	74
4.5.4	Der Wetterstein-/Ramsaudolomit .....	74
4.5.5	Der Dachsteinkalk in proximaler Vorriffazies .....	75
4.6	Unterjura-Vorkommen der Ofner Kirche .....	77
4.6.1	Einleitung .....	77
4.6.2	Adneter Mergel .....	77
4.6.3	Fleckenmergelserie .....	77
4.6.4	Adneter Rotkalk .....	78
4.6.5	Hornsteinknollenkalk .....	78
<b>5</b>	<b>Die Stratigraphie und Fazies des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll .....</b>	<b>78</b>
5.1	Einleitung .....	78
5.2	Die Torrener-Joch-Zone .....	80
5.2.1	Einleitung .....	80
5.2.2	Das Haselgebirge .....	81
5.2.3	Die Werfener Schichten .....	81
5.2.4	Die Skythisch-anisische-Karbonatfolge .....	82
5.2.5	Der Wettersteinkalk/-dolomit .....	83
5.2.6	Die Raibler Schichten .....	86
5.2.7	Der Karnisch-norische-Dolomit .....	86
5.2.7.1	Einleitung .....	86
5.2.7.2	Der Tisovec-Dolomit .....	87
5.2.7.2.1	Die massige Riff- bis riffnahe Rückriffazies .....	87
5.2.7.2.2	Die dünnbankige Rückriffazies .....	88
5.2.7.3	Der Dachsteindolomit .....	89
5.2.7.3.1	Die massige proximale Vorriffazies .....	89
5.2.7.3.2	Die gebankte distale Vorriffazies .....	89
5.2.7.3.3	Die massige riffnahe Rückriffazies .....	89
5.2.8	Dachsteinkalke innerhalb der Torrener-Joch-Zone .....	90

5.2.9	Zur Frage der Hallstätter Kalke in der Torrener-Joch-Zone . . . .	91
5.2.10	Manganschiefer und Fleckenmergel . . . . .	92
5.3	Das Göllmassiv und der Jenner . . . . .	92
5.3.1	Einleitung . . . . .	92
5.3.2	Die triassische Abfolge . . . . .	92
5.3.2.1	Einleitung . . . . .	92
5.3.2.2	Spaltensysteme mit Hallstätter Kalken . . . . .	92
5.3.2.3	Die Zlambachschichten . . . . .	93
5.3.2.4	Der Dachsteinkalk . . . . .	94
5.3.2.4.1	Die distale Vorrifffazies . . . . .	96
5.3.2.4.2	Die Vorriff-Biohermfazies am Jenner und Vogelstein . . . . .	100
5.3.2.4.3	Die proximale Vorrifffazies . . . . .	102
5.3.2.4.4	Der zentrale Riffbereich . . . . .	105
5.3.2.4.5	Die Rückrifffazies . . . . .	109
5.3.2.4.5.1	Die riffnahe Zone . . . . .	109
5.3.2.4.5.2	Die rifferne Zone . . . . .	113
5.3.2.4.5.2.1	Einheit A . . . . .	115
5.3.2.4.5.2.2	Einheit B – Loferite . . . . .	116
5.3.2.4.5.2.3	Einheit C . . . . .	117
5.3.2.4.5.2.3.1	Die Biolithoklastische Fazies . . . . .	117
5.3.2.4.5.2.3.2	Die Fleckenriff-Fazies . . . . .	118
5.3.2.4.5.2.3.3	Die Ooid-Fazies . . . . .	118
5.3.2.4.5.2.3.4	Die Grapestone-Fazies . . . . .	118
5.3.2.4.5.2.3.5	Die Onkoid-Fazies . . . . .	120
5.3.2.4.5.2.3.6	Die Peloid-Fazies . . . . .	120
5.3.2.4.5.2.3.7	Die Schlamm-Fazies . . . . .	121
5.3.2.5	Die Kössener Schichten . . . . .	121
5.3.2.6	Der Oberrhätalk . . . . .	127
5.3.2.7	Zusammenfassung der obertriassischen Entwicklung . . . . .	128
5.3.3	Die jurassische Abfolge . . . . .	129
5.3.3.1	Einleitung . . . . .	129
5.3.3.2	Die Synriffphase – Unterjura bis Mitteljura . . . . .	130
5.3.3.2.1	Die Spaltenfazies . . . . .	130
5.3.3.2.1.1	Der Cephalopodenkalk . . . . .	131
5.3.3.2.1.2	Der Brachiopodenkalk . . . . .	132
5.3.3.2.1.3	Der Scheibelbergkalk . . . . .	132
5.3.3.2.1.4	Die Adneter Schichten . . . . .	132
5.3.3.2.1.5	Die Fleckenmergelserie . . . . .	132
5.3.3.2.2	Die Bankfazies . . . . .	132
5.3.3.2.2.1	Der Cephalopodenkalk . . . . .	133
5.3.3.2.2.2	Der Scheibelbergkalk . . . . .	134
5.3.3.2.2.3	Der Flaserknollenkalk . . . . .	134
5.3.3.2.2.4	Der Adneter Kalk . . . . .	135
5.3.3.2.2.5	Der Hierlatzkalk . . . . .	135
5.3.3.2.2.6	Die Fleckenmergelserie . . . . .	136
5.3.3.3	Die Konvergenzphase . . . . .	139
5.3.3.3.1	Der Radiolarit . . . . .	140
5.3.3.3.1.1	Der graue Radiolarit . . . . .	140
5.3.3.3.1.2	Der rote Radiolarit . . . . .	140
5.4	Zusammenfassung . . . . .	140
<b>6</b>	<b>Vergleichende Analyse des Tirolikums und Juvavikums zum Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll . . .</b>	<b>142</b>

<b>7</b>	<b>Die tektonischen Verhältnisse des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll</b> .....	149
7.1	Die synsedimentäre Tektonik .....	150
7.2	Die postsedimentäre Tektonik .....	150
7.3	Interpretation der plattentektonischen Ereignisse .....	157
<b>8</b>	<b>Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse</b> .....	161
<b>9</b>	<b>Ausblick</b> .....	162
<b>10</b>	<b>Zusammenstellung der Probenentnahmepunkte</b> .....	163
<b>11</b>	<b>Literaturverzeichnis</b> .....	170
	<b>Tafeln</b> .....	184

# 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

Reiner Braun

## 1 Einleitung

Seit zu Beginn dieses Jahrhunderts die Deckentektonik ihren Einzug in die Geologie der Ostalpen gehalten hat, bestehen unterschiedliche Meinungen hinsichtlich der tektonischen Stellung des Göllmassivs und seiner fraglichen Unterlage, der Torrener-Joch-Zone (siehe Tab. 1). Bereits bei SCHAFHÄUTL (1851) wird die Problematik um den Hohen Göll sichtbar, ordnete er doch die Dachsteinkalke des Göllmassivs<sup>1)</sup> dem mittleren Jura zu. Zu dieser Einschätzung gelangte er vermutlich auf Grund der Überlagerung der von ihm datierten Unterjuragesteine durch den vermeintlich mittleren Jura (Dachsteinkalk) an der Basis des Dürreckberges. Spätestens seit HAUG (1906) werden unterschiedliche Auffassungen diskutiert, die die deckentektonische Stellung des überwiegend aus triassischen Gesteinen bestehenden „Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll“<sup>2)</sup> betreffen. Dieser wird unterlagert bzw. umgeben von triassischen und jurassischen Gesteinen unterschiedlicher deckentektonischer und fazieller Zugehörigkeit. Fast allseitig von sichtbaren Störungen begrenzt, wird die Göllmasse (z. T. inkl. Torrener-Joch-Zone) je nach Auffassung entweder zum Tirolikum (liegende, autochthone Decke) oder Juvavikum (hangende allochthone Decken) gestellt. Unterschieden werden die Decken nach der Definition von HAHN (1912) durch die Abfolge der in ihnen enthaltenen Sedimente sowie an Hand ihrer Auf- und Unterlage. Da innerhalb dieser Decken fazielle Übergänge und gleichartige Gesteine auftreten, ist eine sichere Zuordnung nicht immer möglich. Die dabei auftretenden Zuordnungsschwierigkeiten werden durch die vom oben genannten Deckenschema abweichende Namensgebung wie Lammer-Göll-Masse, undifferenziertes Juvavikum oder Göll-/Schwarzer Berg-Masse besonders deutlich.

Es stellt sich daher die Frage, welche geologischen Bedingungen zu dieser viel diskutierten Unsicherheit bei der Zuordnung führten:

1. Der Dachsteinkalk des westlichen Göllmassivs überlagert im Westen und Norden jurassische Gesteine.
2. Zwischen den obertriassischen Dachsteinkalken des Hagengebirges und des Büchsenkopfs tritt, durch Störungen randlich begrenzt, die E-W verlaufende Torrener-Joch-Zone mit überwiegend unter- bis obertriassischen Gesteinen auf. Für die Torrener-Joch-Zone wurden seit HAHN (1913b, c) fazielle

Anklänge an die Hallstätter Fazies aufgezeigt. Da für Jenner und Göllmassiv ebenfalls Hallstätter Fazieseinfluß nachgewiesen wurde, folgt daraus eine relative Zusammengehörigkeit dieser drei Elemente (ZANKL 1962).

3. Die a) Lithologie und b) Fazieszonierung des Göllmassivs mit Hallstätter Kalk, Zlambachschichten und Dachsteinkalk in Vorriffazies im Süden sowie lagunärer Dachsteinkalkfazies und Kössener Schichten im Norden.
4. Faziesgegensätze ergeben sich zwischen dem lagunären Dachsteinkalk des Hagengebirgsnordrandes, Büchsen-, Strubkopfgebietes und dem Dachsteinkalk in Vorriff- bzw. Riffazies des Jenners sowie Göllmassivs.
5. Die ausschließlich dem Tirolikum zuzurechnenden Oberalmer Schichten der Südflanke der Roßfeld-Mulde lagern sedimentär dem Dachsteinkalk des nördlichen Göllmassivs auf (KÜHNEL 1925, 1929).

Aus erstens folgt je nach Auffassung die Deckennatur (HAUG 1906, LEBLING 1914) bzw. unter Einbeziehung von fünfens eine geringweite Überschiebung von Tirolikum auf Tirolikum (LEBLING 1935, ZANKL 1962). Aus zweitens und viertens folgten für die Vertreter der ortsgelunden Tektonik paläogeographische Modelle, die die „Kanaltheorie“ von MOJSISOVICS (1903) wieder aufleben ließen (ZANKL 1967, TOLLMANN 1981, 1985). Da das Göllmassiv bei juvavischer Zugehörigkeit dem Hochjuvavikum zuzurechnen wäre, folgten aus drittens Widersprüche, da die Gesteine des Göllmassivs lithologisch und faziell eine viel größere Affinität zum Tirolikum als zum Hochjuvavikum besitzen (BRAUN 1992). Seit KÜHNEL (1925, 1929) folgte aus fünfens die Autochthonie des Göllmassivs (Zuordnung zum Tirolikum). Für die Vertreter der Allochthonie folgte aus viertens die Deckennatur bzw. die relative Ortsfremdheit (HAUG 1906, FISCHER 1965).

Seit KÜHNEL (1925) schien die Zugehörigkeit zum Tirolikum bewiesen zu sein, da die tirolischen Oberalmer Schichten dem Dachsteinkalk sedimentär aufliegen. Die Überlagerung von Dachsteinkalk auf Jura wurde folglich

1) Göllmassiv: Archenkopf, Dürreckberg, Freleck, Gruberhorn, Hohes Brett, Hoher Göll, Kahlstein und Kleiner Göll

2) Als Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll werden hier die heute tektonisch getrennten, ursprünglich zusammengehörigen triassischen und jurassischen Gesteine der Torrener-Joch-Zone, des Jenners und des Göllmassivs bezeichnet.

Tab. 1: Zugehörigkeit des Göllmassivs und der Torrener-Joch-Zone nach verschiedenen Autoren (Auswahl). In der Spalte „Tektonische Stellung“ ist die juvavische Zuordnung schattiert dargestellt.

Tektonische Stellung des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll		
Autoren	Tektonische Ausstellung	
HAUG (1906)	Dachsteindecke/Juvavikum	
NOWAK (1911)	Dachsteindecke/Juvavikum	
HAHN (1913b, c)	Dachsteindecke/Juvavikum	
LEBLING (1914)	Juvavikum	
KOBER (1923)	Juvavikum	
KÜHNEL (1925, 1929)	Tirolikum	
LEBLING (1935)	Tirolikum	
DEL NEGRO (1950)	Tirolikum	
PLÖCHINGER (1955)	Kehlstein = Tirolikum,	Hoher Göll = Juvavikum
SPENGLER (1956)	Kehlstein = Tirolikum,	Hoher Göll = Juvavikum
ZANKL (1962)	Tirolikum	
FISCHER (1965)	Tirolikum	
BOLZ (1967)	Tirolikum	
PLÖCHINGER (1968)	Tirolikum	
TOLLMANN (1968, 1969)	Juvavikum	
TOLLM. & KR.-T. (1970)	Lammerdecke	
DEL NEGRO (1972)	Tirolikum	
TOLLMANN (1976c)	Tirolikum	
PLÖCHINGER (1983)	Lammermasse (inkl. Göll-/Schwarzer Berg-Masse)	
PLÖCHINGER (1984)	Lammer-/Göllmasse	
SCHANG (1983)	Tirolikum	
MOUSSAVI (1985)	südliche Torrener-Joch-Zone = Tirolikum	nördliche T-J-Zone und Göllmassiv = fragliches Juvavikum
PLÖCHINGER (1990)	Göll-Lammermasse, (undifferenziertes Juvavikum)	
BRAUN (1992)	Tirolikum / Kalkvoralpin (zumindest für Kehlstein, Mannlsteig, Ecker First und nördlichsten Hohen Göll)	
DECKER et al. (1994)	Tirolikum	
BRAUN (1997)	Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll	

seit LEBLING (1935) als geringweite Überschiebung des Göllmassivs in Richtung Westen gedeutet. Auch die Untersuchungen von ZANKL (1962) stellten die tirolische Zuordnung nicht in Frage, sondern untermauerten die ortsgebundene Tektonik durch neue Erkenntnisse. Zu einer anderen Einschätzung gelangten TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN (1970) auf Grund ihrer Untersuchungen im Bereich des Lammertals, des nördlichen Hohen Gölls und der Torrener-Joch-Zone. Danach soll es sich beim Göllmassiv, dem Jenner und der Torrener-Joch-Zone um einen Teil der Lammerdecke handeln, die als Vielfaziesdecke aufzufassen sei. Auf Grund der Analyse der Hallstätter Schollen im Bereich Roßfeld-Hallein-Dürrnberg kam PLÖCHINGER (1976, 1984) zur Erkenntnis, daß während des Oberjuras Schollen aus Gesteinen des Hallstätter Faziesraumes synsedimentär in das Oberjura-Becken eingeglitten sind. Dadurch wur-

de u. a. deutlich, daß die Autochthonie der Göllmasse nur bezüglich der Oberalmer Schichten bestehen könnte, nicht jedoch zur primären Lage während der Trias. Durch umfangreiche Neukartierungen im Bereich der Lammereinheit mit der Hallstätter Zone zwischen Tennengebirge und Osterhorngruppe (GAWLICK, LEUSCHNER & ZANKL, 1990) steht die tektonische Stellung der Göllmasse ebenfalls wieder zur Diskussion. PLÖCHINGER (1990) ordnet den Hohen Göll einem undifferenzierten Juvavikum zu und verbindet ihn zur Göll-Lammermasse. BRAUN (1992) benutzte die Kössener Schichten als Zuordnungsmöglichkeit zum Tirolikum. Nach DECKER et al. (1994) stellt die Torrener-Joch-Zone und das Göllmassiv ein während der miozänen transpressionalen Bewegungen entlang des Königssee-Lammertal-Traunsee-Blattverschiebungssystems ausgequetschtes Tirolikum dar.

In der vorliegenden Arbeit wird der Name Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll prozeßorientiert benutzt, um:

1. die Gleitdeckennatur in Verbindung mit den Tauglbodenschichten und die daraus resultierende Allochthonie zum Ausdruck zu bringen.
2. die ursprüngliche Zusammengehörigkeit seiner Hauptdeckenteile (Torrener-Joch-Zone, Jenner und Göllmassiv) zu verdeutlichen, die heute tektono-sedimentär bedingt zerstückelt vorliegen.
3. die Zuordnung zum Juvavikum nach der Originaldefinition von HAHN (1912)<sup>3)</sup> herauszuheben, obwohl die Gesteinsfolge des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll lithologisch und faziell größere Ähnlichkeit zum Tirolikum als zum Berchtesgadener Hochjuvavikum besitzt.
4. die Begriffe Lammerdecke, -masse und Lammer-Göllmasse zu vermeiden, weil es sich dabei um verschiedene, heterogen zusammengesetzte Gleitdecken und -schollen handelt, die primär keinem einheitlichen stratigraphischen Verband angehören.
5. den Begriff Göll-Schwarzer Berg-Masse zu vermeiden, da die Strubbergsschichten mit dem darin enthaltenen Schwarzenberg-Komplex älter sein sollen, als der in Tauglbodenschichten eingelagerte Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll des eigenen Untersuchungsgebietes.

Hinter dem Bemühen, eine Zuordnung zu treffen, steht die Intention, ein paläogeographisches Modell zu entwickeln, welches die relative Lage der einzelnen, heute tektonisch isolierten Teile des ehemaligen passiven nördlichen Kontinentalrandes der Tethys während der Triaszeit rekonstruieren hilft. Mit diesem Modell besäße man einen wirksamen Schlüssel, der den Zugang zu dem „Puzzle“ ermöglichen würde, das die plattentektonischen Prozesse der Folgezeit hinterlassen haben.

## 1.1 Aufgabenstellung

Bedingt durch die umfangreichen Kartier- und Diplomarbeiten seit 1980, die z. T. der Erstellung der geologischen Karte des Nationalparks Berchtesgaden dienen, liegt eine Fülle neuen Datenmaterials bezüglich der Geologie der Berchtesgadener und Salzburger Alpen vor. Durch die Grenzlage des Göllmassivs zwischen Deutschland und Österreich kam es in der Vergangenheit zu Unsicherheiten in Bezug auf die Geologie der jeweils „anderen Seite“, die PLÖCHINGER (1955) wie folgt in Worte faßte: „Es wird wohl auf bayerischer Seite entschieden werden müssen, ob die Vorstellung einer über den Wilden Freithof zum Endstal zu ziehenden Überschiebungslinie einer höheren Deckenmasse richtig ist, oder ob jene Störung nur als Bruchphänomen zu

sehen ist.“ Diese geographische Besonderheit führte dazu, daß bisher keine umfassende Detailkartierung des gesamten Göllmassivs und seiner Umrahmung vorlag. Eine gewisse Ausnahme stellte die Fazieskartierung/-analyse von ZANKL (1969) dar, die sich aber auf den Dachsteinkalk beschränkte. Kontroversen zwischen den jeweiligen Bearbeitern blieben folglich nicht aus, standen ihnen doch unterschiedliche Aufschlüsse zur Verfügung, deren Deutung scheinbar widersprüchliche Ergebnisse lieferte. Folglich ist es auch nicht verwunderlich, daß die Autoren zu unterschiedlichen Vorstellungen hinsichtlich der tektonischen Stellung des Göllmassivs samt Jenner und Torrener-Joch-Zone (Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll) gelangen mußten. Somit war eine grenzübergreifende Neubearbeitung dieses Deckenkomplexes und seiner Umrahmung erforderlich.

Die Zielsetzung der Arbeit bestand in der Klärung der Fragen

- nach der tektonischen Stellung,
- der Zusammengehörigkeit der Teilschollen,
- den Ursachen für die Platznahme,
- dem Zeitpunkt der Platznahme
- und der Herkunft des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll.

Zur Klärung dieser Fragen wurde(n)

- eine Detailkartierung (Maßstab 1:10.000) des gesamten Göllmassivs einschließlich seiner Umrahmung durchgeführt. Als Grundlage dafür dienten auf deutscher Seite die Diplommkartierungen für die geologische Karte des Nationalparks Berchtesgaden (BOLZ 1967, LANGENSCHIEDT 1981, SCHANG 1983, HAHN 1985, MOUSSAVI 1985, OTHOLT 1987 und BRAUN 1992), auf österreichischer Seite die Kartierungen von PLÖCHINGER (1955, 1987) und KELLERBAUER (1988), die gegebenenfalls ergänzt bzw. verändert wurden.
- eine Erfassung der Gesteinsabfolge des nördlich der Torrener-Joch-Zone gelegenen Tirolikums, deren Stratigraphie und Fazies durchgeführt.
- die Tauglbodenschichten und Oberalmer Schichten als Basis bzw. einhüllende Schichten der Gleitdecken und -schollen einer Analyse unterzogen.
- die Bohrungen des Salzbergwerks Berchtesgaden hinsichtlich der oben erläuterten Zielsetzung ausgewertet.
- die Schichtenfolgen der Gleitdecken und -schollen, deren Stratigraphie und Fazies mit Schwerpunkt Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll analysiert.
- eine Ermittlung und Analyse des tektonischen Inventars durchgeführt.

Die Kartierung wurde durch die Auswertung von Luftbildern ergänzt. Neben den Geländeuntersuchungen dienten Dünnschliffe der Faziesanalyse. Einen wichtigen Anteil hatte die stratigraphische Einstufung der unterschiedlichen Gesteinsfolgen. Durch die exakte Datierung lassen sich zeitlich fazielle Unterschiede zwischen

3) Def. HAHN (1912): „Die juvavische Einheit. Hierunter sind alle Deckschollen mit Berchtesgadener und Hallstätter Fazies zwischen Saalach und österreichischer Traun zu verstehen.“

heute benachbarten Gebieten aufzeigen, die für die paläogeographische Rekonstruktion von erheblicher Bedeutung sind. In der Trias lieferten Conodonten, Dasycladaceen und Echinodermensklerite, während des Unterjuras Ammoniten und ab dem Oberjura Radiolarien die biostratigraphischen Einstufungen. Sofern die Lage der Proben genau rekonstruierbar war, wurde das Belegmaterial der oben genannten Diplomarbeiten für die Untersuchungen herangezogen.

Die durchgeführten Untersuchungen erlauben eine zeitlich-fazielle Rekonstruktion der tektono-sedimentären Ereignisse, die im Zusammenhang mit der Platznahme der Gleitdecken/-schollen stehen, so daß die steuern den plattentektonischen Prozesse während des Juras abgeleitet werden können. Die erarbeitete Schichtenfolge mit den z. T. prägnanten Faziesverläufen ermöglicht die Charakterisierung eines möglichen Ursprungsortes für den Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll.

## 1.2 Danksagung

Die vorliegende Dissertation sollte eigentlich von einer Einzelperson ausgeführt worden sein. Daß dies aber nicht ohne die Mithilfe einer Vielzahl von Personen und Institutionen vollzogen werden konnte, soll diese Danksagung zum Ausdruck bringen.

Mein Dank gilt zuerst meinem Doktorvater Herrn Prof. Dr. H. ZANKL (Marburg), der die Anregung zu dieser Arbeit gab, sie förderte und in zahlreichen Diskussionen mit seinem reichen Erfahrungsschatz zu deren Gelingen beitrug.

Ein ganz besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. R. FISCHER (Hannover), der die mühevollen Aufgabe übernahm, die vielen und häufig schlecht erhaltenen Ammoniten zu bestimmen und stratigraphisch einzustufen. Herrn Prof. Dr. A. v. HILLEBRANDT (Berlin) stellte mir Bestimmungen und Datierung der Unterjuraspalte am Hohen Brett zur Verfügung; Frau D. BATTISTONI (Dorheim) überließ mir ihre Ammonitensammlung des Endstales und Geländeaufzeichnungen – beiden sei für ihre Unterstützung gedankt.

Herrn Universitätsdozent Dr. L. KRISTYN (Wien) und Herrn Dr. H.-J. GAWLICK (Leoben) sei für ihre Mithilfe bei der Conodontenbestimmung, deren stratigraphischen Einstufung sowie die anregende Diskussion gedankt. Die Bestimmung der CAI-Werte der Conodonten übernahm dankenswerterweise Herr Dr. P. KÖNIGSHOF (Frankfurt), dem ich auch für die Durchsicht des Manuskripts zu Dank verpflichtet bin.

Herrn Dr. V. DIERSCHKE (Sulzfeld) danke ich für Tips und Diskussionen.

Für Anregungen zum Tektonikkapitel danke ich Herrn Dr. D. TANNER (Freiburg).

Für ihre Tips und Unterstützung u. a. bei der Durchlicht- und REMfotographie der Radiolarienfaunen sei Herrn Prof. Dr. R. SCHMIDT-EFFING und Herrn Dr. A. SCHAPER (beide Marburg) recht herzlich gedankt.

Allen Angehörigen des Fachbereichs Geowissenschaften der Philipps-Universität Marburg insbesondere Herrn Dr. G. KAUFFMANN, Herrn J. KIRSCH, Herrn E. KLINGELHÖFER, Herrn F. LEMMER, Frau M. PREUSSER und Herrn A. WEISBROD sei für die Unterstützung bei der Lösung der alltäglichen Probleme und Problemchen gedankt. Für die Mithilfe bei der Dünnschliffherstellung danke ich Herrn M. ERDMANN, Frau S. RATHMANN, Frau E. RICHTER und Herrn C. HELFERT, der mir auch Gefügedaten aus der Torrener-Joch-Zone zur Verfügung stellte.

Dank geht natürlich auch nach Berchtesgaden. Dieser gebührt den Mitarbeitern der Nationalparkverwaltung für ihre Unterstützung in organisatorischen Angelegenheiten, der Bereitstellung von Karten, Luftbildern und Förderung der Arbeit. Insbesondere sei Herrn Dr. E. LANGENSCHIEDT (Rotthalmünster) für Tips, rege Diskussion und der Durchsicht des Manuskripts gedankt. Herr Dr. S. KELLERBAUER (Salzbergwerk Berchtesgaden) führte mit mir mehrere Bergwerks- und Geländebegehungen durch; für die zur Verfügungstellung von Bohrkernen, Informationen zur Geologie des Bergwerks und die anregenden Diskussionen sei ihm recht herzlich gedankt. Dem Forstamt Berchtesgaden namentlich Herrn Oberförster S. NEUMÜLLER danke ich für die Erteilung der Fahrgenehmigung und die Bereitstellung der Klauseben-Hütte als Unterkunft. Dank gebührt auch dem Straßenbauamt Traunstein für die mautfreie Benutzung der Roßfeldstraße und der Forstverwaltung Hallein für die Genehmigung zum Befahren der Jochstraße. Einen angenehmen Aufenthalt in Berchtesgaden ermöglichte mir Familie BLATT (Resten), deren Haus Göllblick jederzeit offene Türen für mich und meine „Stoana“ hatte.

Die vorliegende Arbeit wurde dankenswerterweise finanziell von der Philipps-Universität Marburg durch ein Promotionsstipendium unterstützt. Der Druck wurde durch die Nationalparkverwaltung Berchtesgaden ermöglicht. Allen, die sich in diesem Zusammenhang für mich und meine Arbeit eingesetzt haben, insbesondere Herrn N. HASENKNOPF (Nationalparkverwaltung Berchtesgaden), bin ich zu Dank verpflichtet.

Vor allem danke ich meiner Mutter Frau S. BRAUN, die mich während Studium und Promotion finanziell unterstützte und damit die Arbeit erst ermöglichte.

Mein Dank gilt natürlich meiner Lebensgefährtin Frau D. GUTHARDT, die mit viel Geduld auf die Fertigstellung dieser Arbeit warten mußte und nicht nur mit der Durchsicht des Manuskripts zu deren Gelingen beitrug.

## 2 Geographischer und geologischer Rahmen des Untersuchungsgebietes

### 2.1 Geographische Lage des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet liegt im Südosten Deutschlands, im Grenzgebiet zwischen Bayern und Österreich, ca. 20 km südlich von Salzburg. Es beinhaltet das südöstlich von Berchtesgaden gelegene Massiv des Hohen Gölls (H. 2522 m NN) mit seiner Umrahmung, das zu den Berchtesgadener und Salzburger Kalkalpen gerechnet wird (Abb. 1). Kartographisch umfaßt das Untersuchungsgebiet den Südteil der topographischen Karte 1:25.000 Berchtesgaden Ost (Nr. 8244/8344) und den Nordteil der topographischen Karte 1:25.000 Hoher Göll (Nr. 8444). Einzelne Aufschlüsse befinden sich auf den topographischen Karten Berchtesgaden West (Nr. 8343) und Königssee (Nr. 8443).

Entsprechend der Abb. 1 verläuft die Nordgrenze entlang einer Linie vom Salzbergwerk Berchtesgaden (H. ca. 525 m NN) im Westen zum Ecker Sattel (H. 1412 m NN), – hier wird die Grenze zu Österreich überschritten –, und durch das Weißenbachtal abwärts bis zum Gollinger Ortsteil Lacher (H. ca. 500 m NN) im Osten. Um den Ostfuß des Kleinen Gölls erstreckt sich die Grenze Richtung Süden bis zum Gollinger Ortsteil Torren (H. ca. 480 m NN). Von hier schwenkt sie nach Südwesten in das Bluntautal. Der Hagengebirgsnordfuß bildet hier die Südgrenze des Untersuchungsgebietes bis zum Torrener Joch (H. 1733 m NN) und wieder auf deutscher Seite in Richtung Westen bis zum Königssee (Kessel, H. 608 m NN). Der Westrand des Arbeitsgebietes verläuft nun immer Richtung Norden, zuerst am Ostufer des Königssees, dann entlang der Königsseer Ache bis zum Bahnhof Berchtesgaden und von hier der Berchtesgadener Ache folgend bis zum Salzbergwerk zurück.

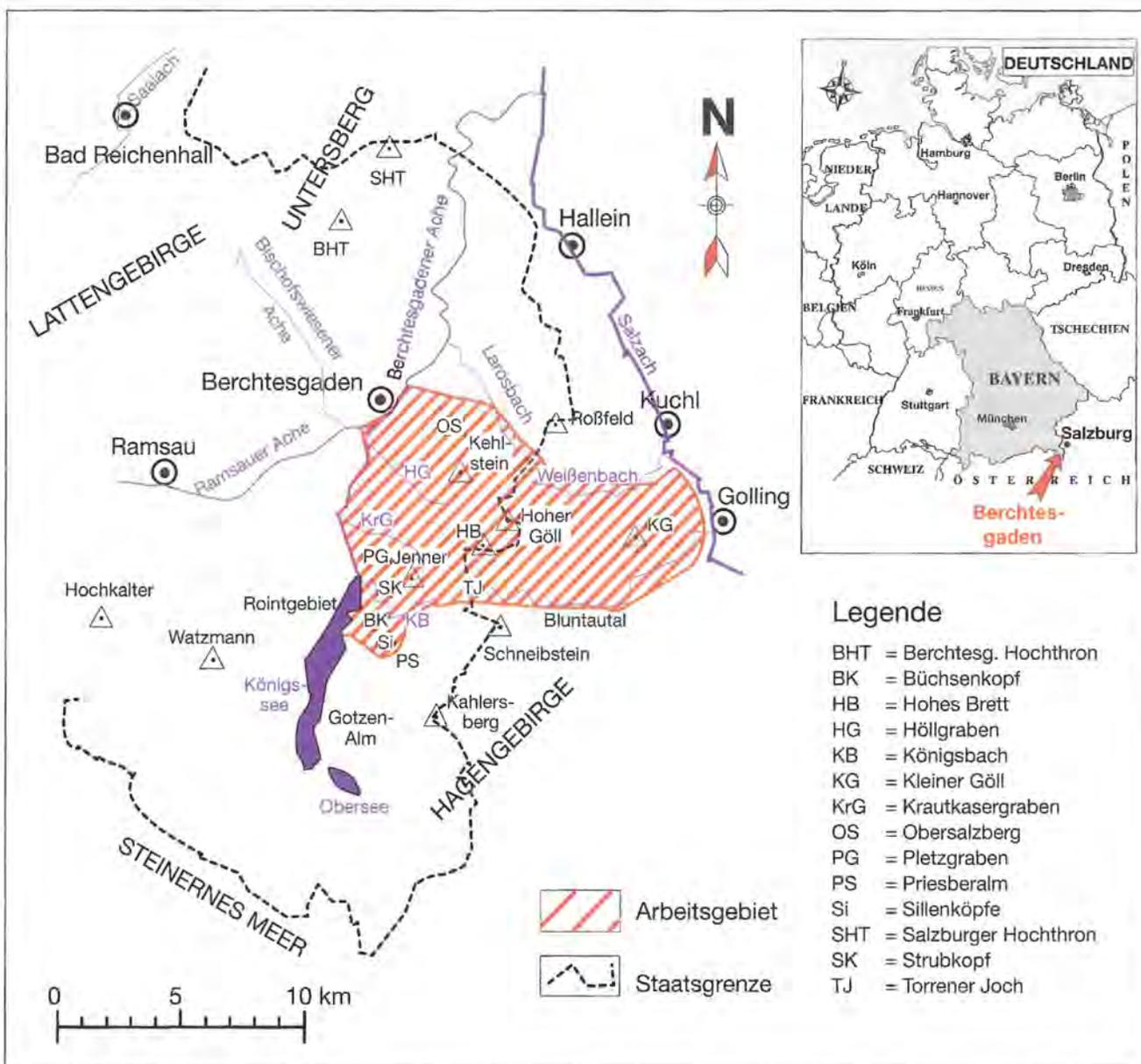


Abb. 1: Die Lage des Arbeitsgebietes.

## 2.2 Geologischer und tektonischer Rahmen

Die geologischen Gegebenheiten im Raum Berchtesgaden werden nach herrschender Meinung dominiert von einem aus deckentektonischer Sichtweise dreigeteilten Deckenstapel. Dieser besteht vom Liegenden zum Hangenden (siehe Abb. 2) aus dem autochthonen Tirolikum, dem Tiefjuvavikum (Hallstätter Decke) und dem Hochjuvavikum (Berchtesgadener Decke). Weiterhin finden sich Komplexe mit bisher umstrittener Zugehörigkeit wie das Göllmassiv, die Torrener-Joch-Zone und die nach Osten anschließende Lammer-Zone.

Die autochthonen Gesteinsserien gehören zur Staufen-Höllengebirgs-Decke (SPENGLER 1928, TOLLMANN 1976c, 1985) des Tirolikums der Nördlichen Kalkalpen. Diese bildet eine Großmulde zwischen Steinernem Meer im Süden und Bad Reichenhall im Norden. Ihre Nordflanke ist in Hauptdolomitfazies entwickelt. Die Südflanke, zu der auch das Untersuchungsgebiet zählt, ist in Dachsteinkalkfazies ausgebildet. Die Staufen-Höllengebirgsdecke stellt somit eine Vielfaziesdecke im Sinne von TOLLMANN (1976a) dar. Der zentrale Teil der schüsselförmigen Struktur wird durch juvavische Decken überlagert (Abb. 3).

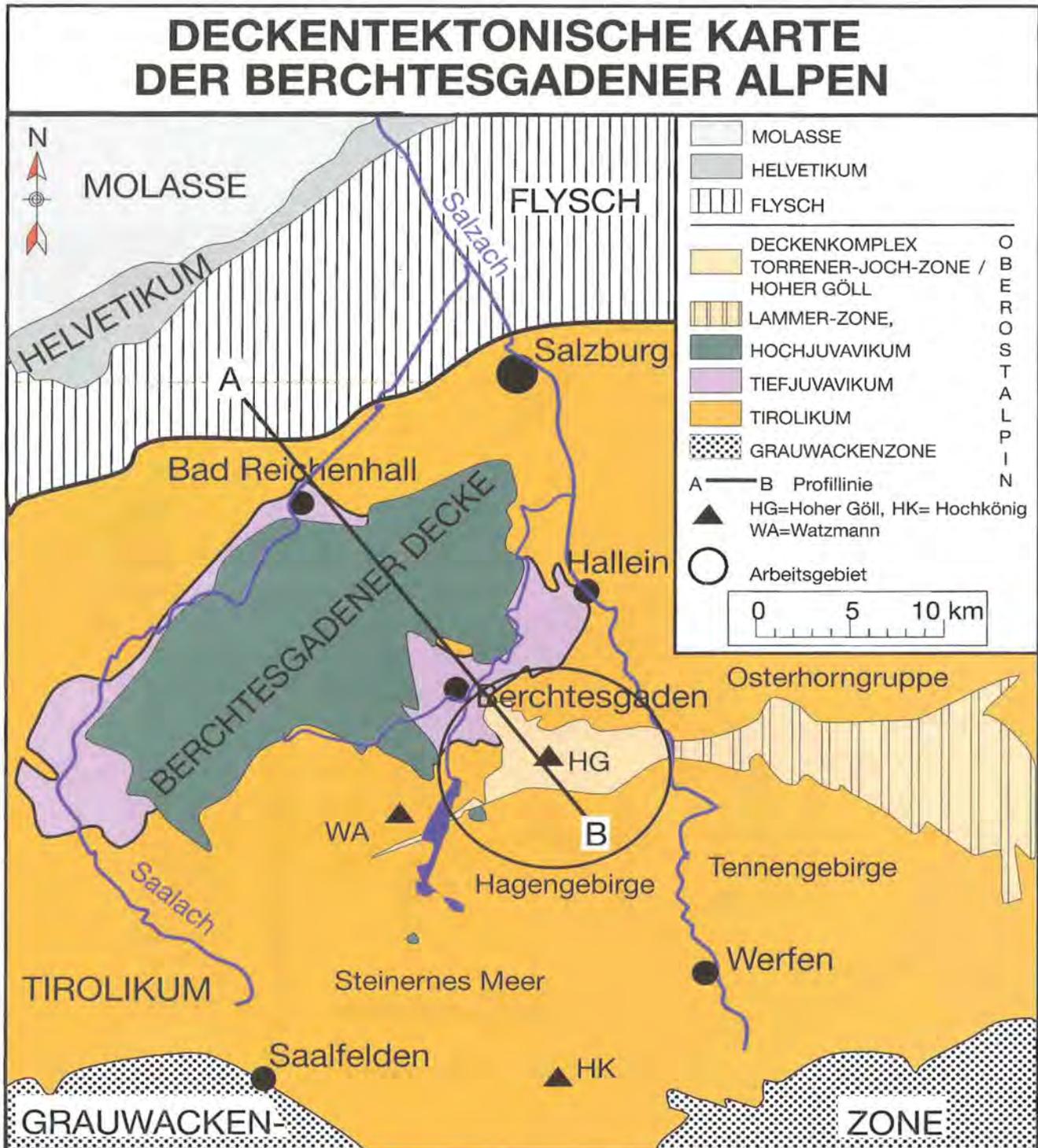


Abb. 2: Tektonische Übersichtskarte der Berchtesgadener und Salzburger Kalkalpen. Profil siehe Abb. 3.

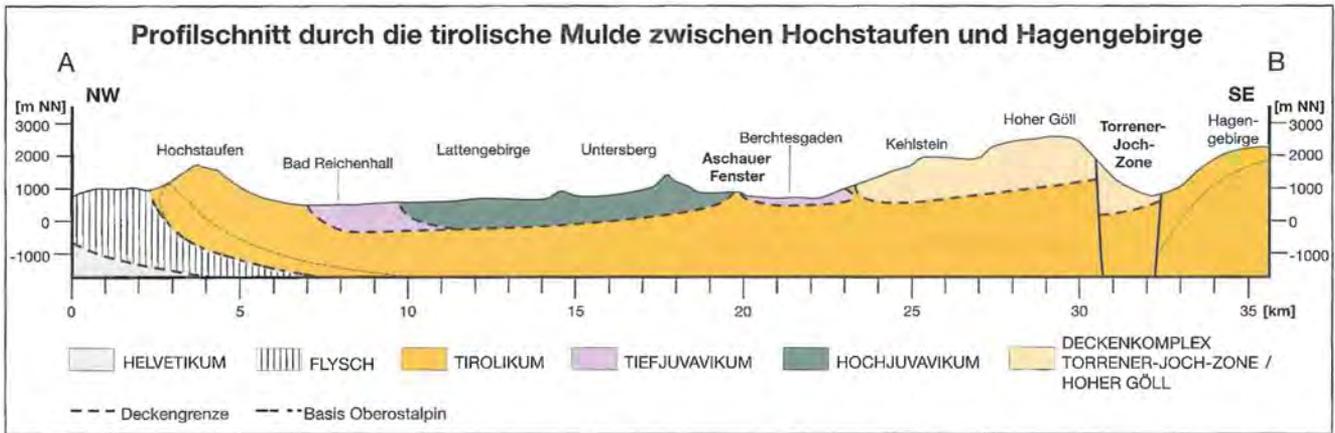


Abb. 3: Profilschnitt durch die tirolische Mulde entlang der in Abb. 2 dargestellten Profillinie.

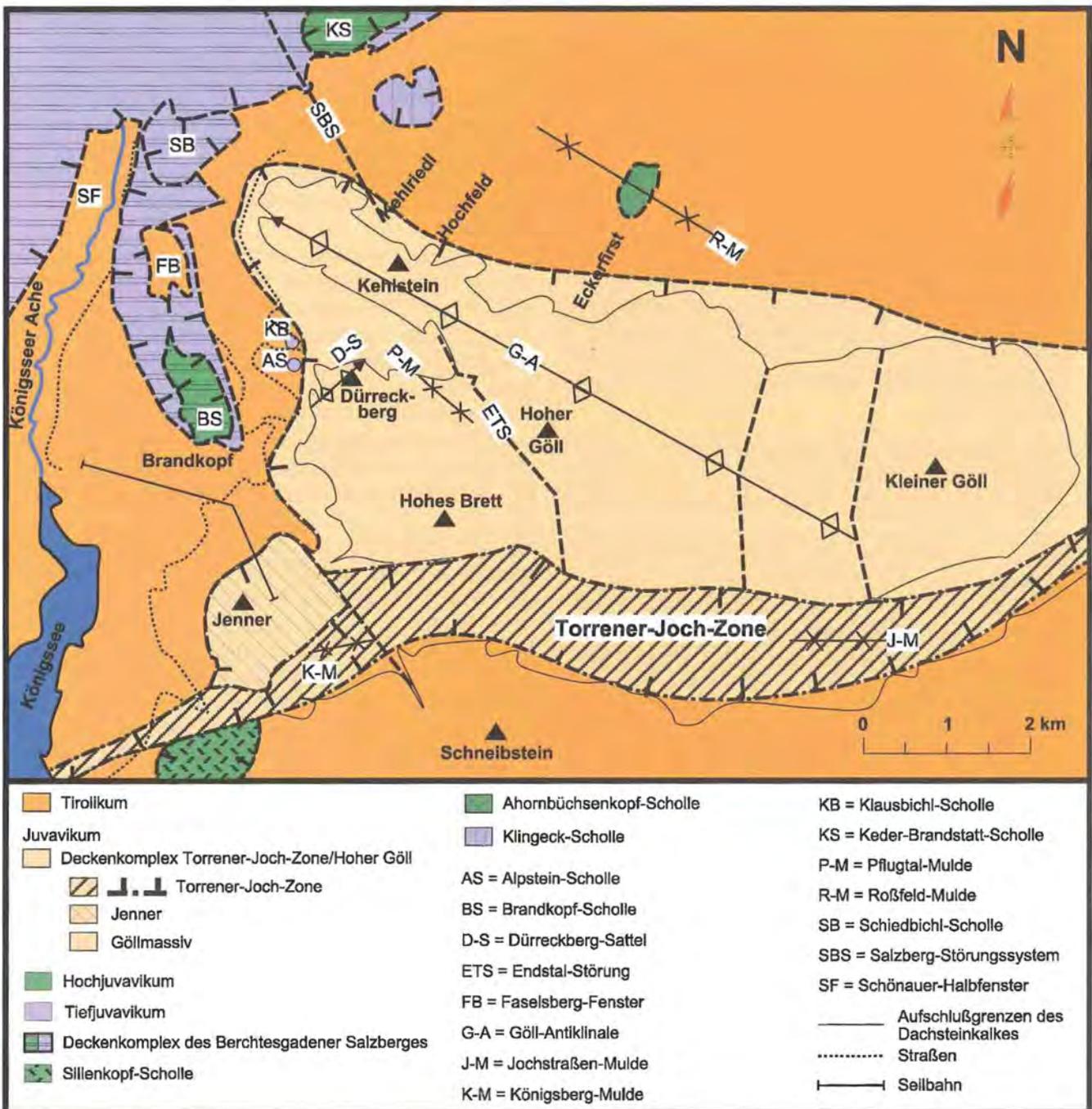


Abb. 4: Vereinfachte tektonische Karte des Untersuchungsgebietes.

Die Gesteinsfolge innerhalb des Tirolikums reicht von der Untertrias (Skyth) bis in die Unterkreide (Hauterive). Bedingt durch die Lage am Nordrand des Südflügels der tirolischen Mulde, bildet im Untersuchungsgebiet der obertriassische Dachsteinkalk das älteste Gestein. Die orogenen Prozesse bewirkten eine tektonisch gesteuerte Sedimentation, die hier, bezogen auf die Verhältnisse des Untersuchungsgebietes, wie folgt aufgliedert wird:

- **Prärriftphase** (Trias): Sich zunehmend ausdünnender kontinentaler Schelfrand mit sehr variabler Sedimentzusammensetzung, je nach Ablagerungsraum supra- bis subtidal.
- **Synriftphase** (Hettangium-Mitteljura): Überwiegend pelagische Sedimentation, die stark von der Dehnungstektonik gesteuert wird. Es entstehen Rift- und Pull-Apart Becken mit Kippschollen und Massenverlagerungen aus lokalem Material.
- **Konvergenzphase** (Mitteljura-Kimmeridge): Sedimentation von tiefmarinen, kieseligen Sedimenten, die zum Hangenden in flyschartige Serien übergehen und ortsfremde Gleitdecken/-schollen beinhalten. Als Obergrenze wird hier die Zeit angesetzt, die mit der Kontinent/Kontinent-Kollision im Wirkungsfeld des Untersuchungsgebietes zusammenfällt. Obwohl die Konvergenz bis zum endgültigen Schließen des keilförmigen Vardarozeans bis ins Unterapt weitergeht, werden die jüngeren Gesteine der Postkonvergenzphase zugerechnet, da bis zum Ende des Valangiums keine konvergenten Sedimentationserscheinungen mehr auftreten.
- **Postkonvergenzphase** (Tithon-Hauterive): Pelagische Sedimente, die im Liegenden mit Kalkturbiditen wechsellagern (fining-up Sequenz). Ab dem obersten Valangium entwickelt sich eine coarsening-up Sequenz mit gemischt karbonatisch/siliziklastischen Sedimenten. Der Sedimentationsverlauf läßt sich dadurch erklären, daß nach der zuvor erfolgten Kontinent/Kontinent-Kollision die konvergenten Bewegungen des ersten Phasenteils auf Grund der keilförmigen Plattenrandgeometrie in Lateralbewegungen abgeleitet wurden, die während des zweiten Teils, bedingt durch das endgültige Schließen wieder in stärker konvergente Bewegungen übergingen. An der Wende Jura/Kreide findet die hydrothermale penetrative Überprägung des Tirolikums ihren Abschluß.

Die triassischen Gesteine repräsentieren flachmarine Ablagerungen, die mit Ausnahme der unteren Werfener Schichten und Teilen der Raibler Schichten karbonatische Lithologie besitzen. Sie erreichen eine Mächtigkeit zwischen 2000–3000 m und gehören zum ehemaligen

passiven nördlichen Kontinentalrand der Tethys. Ab der Wende Trias/Jura gelangten pelagische Sedimente zur Ablagerung, deren Lithologie einen zunehmend absinkenden Sedimentationsraum dokumentieren, dessen größte Tiefe im unteren Oberjura erreicht war. Mit den Tauglbodenschichten erfolgte die Platznahme der deckenartigen Gleitschollen aus Süden bis Südosten. Innerhalb des Untersuchungsgebietes lassen sich diese Decken/Schollen lithofaziell dem Tiefjuvavikum (Alpstein-Scholle, Klausbichl-Scholle), dem Hochjuvavikum (Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll, Silenkopf-Scholle) sowie aus Tief- und Hochjuvavikum zusammengesetzten Schollen (Deckenkomplex Berchtesgadener Salzberg) zuordnen (Abb. 4). Sie bestehen, mit Ausnahme des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll, der zusätzlich größere jurassische Anteile besitzt, aus oberpermischen-triassischen Gesteinen. Diese repräsentieren im Tiefjuvavikum zuerst evaporitische, dann flachmarine und ab der Mitteltrias pelagische Sedimente. Die hochjuvavischen Schollen und der Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll besitzen eine überwiegend flachmarine triassische Faziesentwicklung; letzterer zusätzlich noch eine jurassische pelagische Fazies. Die Versiegelung der Deckengrenzen erfolgte durch die Oberalmer Schichten.

Die östlich an das Untersuchungsgebiet anschließende Lammer-Zone wird hier mit Vorbehalt vom Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll separiert. Die dort vorkommende oberjurassische Beckenfüllung der Strubbergsschichten, die ebenfalls juvavische Gleitschollen beinhaltet, müssen nach GAWLICK (1992) älter angesehen werden als die Tauglbodenschichten des eigenen Untersuchungsgebietes. Da es sich bei beiden Vorkommen um lithologisch identische Gesteine handelt, ergeben sich durch die Reorganisation der heutigen räumlichen Beziehungen zwei Möglichkeiten. Einerseits könnte es sich trotz der scheinbaren zeitlichen Diskrepanz um einen einheitlichen Sedimentationsbereich (Berchtesgaden-Lammer-Becken) gehandelt haben. Andererseits könnte ein älteres südliches (Lammer-Becken) und ein jüngeres nördliches Becken (Berchtesgadener Becken) existiert haben. Weil die Tauglbodenschichten des eigenen Untersuchungsgebietes an verschiedenen Lokalitäten sowohl nördlich als auch südlich der Torrener-Joch-Zone zweifelsfrei über dem Radiolarit einsetzen, wird hier der ersten Variante der Vorzug gegeben. Danach wird als Berchtesgaden-Lammer-Becken jener ?mittel- bis oberjurassische Beckenbereich bezeichnet, dessen Reste (Tauglboden-/Strubbergsschichten) in der Torrener-Joch-Zone, dem nördlichen (Berchtesgadener Tirolikum) und südlichen Vorland (Hagengebirge) sowie in der Lammer-Zone zu finden sind.

### 3 Die Stratigraphie und Fazies des Tirolikums

#### 3.1 Die Präriifphase – Obertrias

##### 3.1.1 Einleitung

Das älteste tirolische Gestein des Untersuchungsgebietes ist der obertriassische Dachsteinkalk<sup>4)</sup>. Stratigraphisch umfaßt er das Nor und das Rhät. Im Arbeitsgebiet treten Dachsteinkalke in unterschiedlichen deckentektonischen Stellungen und faziellen Ausbildungen auf (Abb. 5). Zur autochthonen tirolischen Basis gehört aber nur der im allgemeinen flach nach N-NW einfallende Dachsteinkalk entlang der Ostseite des Königssees zwischen dem Kessel/Büchsenkopf im S und Königssee-Koppenstein im N.

Die aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt maximal 800–900 m. Seine tatsächliche Mächtigkeit läßt sich nach VOLK (1981) am Watzmann mit mindestens 1100 m abschätzen. Der Dachsteinkalk entwickelte sich faziell aus dem Karnisch-norischen Dolomit<sup>5)</sup>, eine nach VOLK (1981) am Watzmann ca. 600 m mächtige Dolomitserie eines flachmarinen Ablagerungsraumes. Die Übergangs-

zone zwischen beiden Gesteinsarten besitzt 10–150 m Mächtigkeit und ist gekennzeichnet durch einen allmählich abnehmenden Dolomitgehalt. Zumindest in den hangenden Partien hat der Karnisch-norische-Dolomit eine dem Dachsteinkalk ähnliche Faziesausbildung mit Megalodonten, die aber wegen der diagenetischen Überprägung des Gefüges nur selten zu beobachten ist.

##### 3.1.2 Der Dachsteinkalk

Am Nordrand der Tethys entstand in der Obertrias eine ausgedehnte flachmarine bis supratidale Karbonatplattform. Im Untersuchungsgebiet repräsentieren die über 1000 m mächtigen Dachsteinkalke den lagunären, riff-rückwärtigen Ablagerungsraum dieser Plattform (ZANKL 1971). Der tiefere norische Anteil des Dachsteinkalks ist durch eine dreigeteilte, sich wiederholende supra- bis flach subtidale Schichtenfolge (Abb. 51), die sogenann-

4) Begriffsprägung: SIMONY 1847

5) Begriffsprägung: PLÖCHINGER 1955 (Geologische Karte); ZANKL 1962.  
Synonyme: – Dachsteindolomit, z. B. STUR 1871; HAHN 1913b, c; LEBLING 1914; PLÖCHINGER 1983, 1990;  
– Hauptdolomit, PLÖCHINGER 1955;  
– Oberer Ramsaudolomit, LEBLING 1935; TICHY 1979.

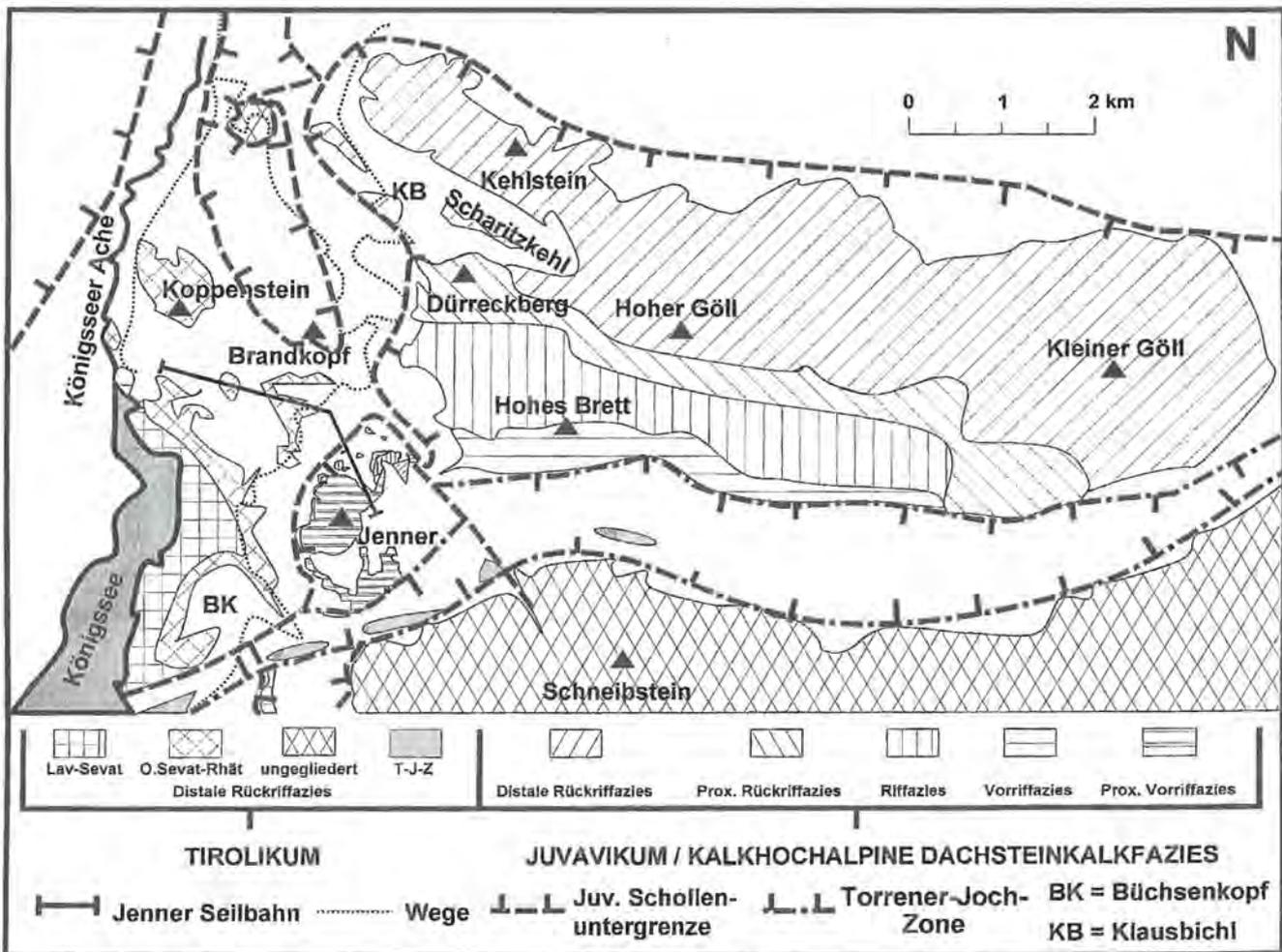


Abb. 5: Die Faziesausbildung des Dachsteinkalks im Untersuchungsgebiet verändert und ergänzt nach ZANKL (1969), nach SCHANG (1983) und eigenen Untersuchungen. T-J-Z = schollenartige tirolische Dachsteinkalkhorste innerhalb der Torrener-Joch-Zone (Wasserpalfen, Bärenwand, Scheffelspitze und Klamm Spitze).

ten Loferer Zyklen (FISCHER 1964), repräsentiert. Der obersevatische bis rhätische Anteil zeigt eine Sedimentationsumstellung zu massigeren Dachsteinkalken, bei denen die supra- und intertidalen Schichtglieder A und B überwiegend fehlen (vgl. SCHLAGER & SCHÖLLNERBERGER 1974). Dieser Sedimentationswechsel beruhte auf einem verstärkten Rifting in der Tethys und dem daraus resultierenden Wechselspiel zwischen Klimaveränderungen im Keuperhinterland und der obersevat.-rhätischen Transgression (BRANDNER 1984; RÖHL et al. 1991; BRAUN & ZANKL 1992a). Dadurch kam es im ehemaligen Hauptdolomit-Faziesbereich zur Ausbildung des Kössener Intraplattformbeckens und in einigen Bereichen der südlich anschließenden Dachsteinkalkplattform zu einer kurzzeitigen flachmarinen Beckenentwicklung. Im Tirolikum der näheren Umgebung des Arbeitsgebietes sind diese Einlagerungen nur am Hochkalter (SCHLAGINTWEIT 1919; BARTH 1968; BARTHEL 1987) und am Paß Lueg (GAWLICK 1988; PLÖCHINGER 1990) deutlich entwickelt. Im engeren Arbeitsgebiet finden sich ähnliche Einschaltungen, die aber weit aus weniger charakteristisch ausgebildet sind (Kap. 3.1.3).

In Anlehnung an SCHANG (1983) läßt sich der tirolische Dachsteinkalk des Untersuchungsgebietes (Abb. 5) in einen gut gebankten liegenden norischen Anteil, der in lagunärer Loferer Fazies entsprechend Abb. 51 entwickelt ist, und einen eher massigen, hangenden obersevat.-rhätischen Anteil mit einem stärker subtidalen Fazieseinfluß untergliedern. An zwei Lokalitäten lassen sich Einschaltungen von bräunlich grauen mergeligen Kalken in den Dachsteinkalk beobachten, die mikrofaziell als locker gepackter Bivalvenmikrit/Wackestone (Tab. 2, Proben 41, 636) charakterisiert werden können. Sofern es sich bei diesen Vorkommen tatsächlich um eine eingeschränkte Kössener Faziesentwicklung handelt, liegt die Faziesgrenze zwischen den unterschiedlichen Dachsteinkalktypen wie am Kehlstein (vgl. Kap. 5.3.2.5) im Liegenden der stratigraphischen Grenze (Sevat/Rhät). Die Mächtigkeit des rhätischen Dachsteinkalkanteiles läßt sich am Strubkopf auf ca. 170 m schätzen.

Die in Tab. 2 ausgewerteten ca. 80 Dünnschliffe entstammen überwiegend dem obersevat.-rhätischen Anteil des Dachsteinkalkes und wurden über das gesamte Aufschlußgebiet verteilt entnommen, dabei zeigt sich eine relative Homogenität und Konstanz der Faziesverteilung und Mikrofaziestypen. Der Großteil der untersuchten Dünnschliffe besitzt als Hauptkomponenten randlich bis völlig mikritisierte unbestimmbare Bioklasten (Cortoide/Bahamitpeloide) und Grapestones des Mittel- bis Grobsandbereiches. Etwas weniger häufig vertreten sind Algenlumps, deren Durchmesser im Feinkiesbereich liegt. Unter günstigen Bedingungen konnten sich Ooidsandbarren ausbilden, deren Einfachooide häufig bereits wieder randlich mikritisiert wurden. Abgesehen von den nicht näher bestimmbar Bioklasten (überwiegend Cortoide) treten andere Bioklasten wie Muschel-, Gastropodenschalen, Seeigelstacheln und Trochiten meist nur untergeordnet auf. Faziesbestimmende und charakterisierende Biogene sind die in fast allen Dünnschliffen vertretenen involuti-

niden Foraminiferen der Gattungen Aulotortus und Triasina. Häufig verleihen sie den Gesteinen, auf Grund ihres Durchmessers von 1–2 mm, ein bimodales Korngrößenspektrum. Die Sedimente sind überwiegend gut ausgewaschen, lediglich in einigen geschützten Bereichen konnten sich Packstones und Wackestones bilden.

Auf Hartgründen der inneren Plattform konnten unter günstigen Bedingungen kleinere Fleckenriffe entstehen. Sie setzen sich aus Thecosmitten-Bafflestones zusammen, deren Matrix mikritisch (Mud- bis Packstone) ist.

Eingeschränkte Plattformbereiche mit Loferiten, die für die älteren Dachsteinkalke typisch sind, treten nur sehr selten auf. Da bei diesen Trockenrisse und Brekzien fehlen, ist ein intertidaler Ablagerungsraum anzunehmen. Brackische Verhältnisse werden durch Oogonien-Gastropoden-Wackestones (Tab. 2, Probe 636/1) angezeigt (vgl. FLÜGEL 1982). Auf der Grundlage mikrofazieller Untersuchungen läßt sich für den obersevat.-rhätischen Anteil des im Arbeitsgebiet auftretenden tirolischen Dachsteinkalkes ein flach subtidaler bis selten intertidaler Ablagerungsraum mit konstanten Fazies- und Strömungsbedingungen rekonstruieren (vgl. Tab. 2).

### 3.1.3 Die Kössener Schichten

Bedingt durch die weltweit zu beobachtende Transgression im Unterrhät kommt es in weiten Bereichen der Dachsteinkalkplattform zu einer kurzfristigen Ausbildung eines Intraplattformbeckens (RÖHL et al. 1991, BRAUN & ZANKL 1992). Durch Klimaveränderungen im Keuper-Hinterland bildeten sich, in Abhängigkeit der lokalen sedimentologischen Bedingungen, mergelige Sonderfaziesbereiche als Einschaltungen im Dachsteinkalk heraus, die GOLEBIEWSKI (1990b, 1991) dem Hochalm Member der Kössener Schichten zurechnet. Im tirolischen Anteil des Untersuchungsgebietes finden sich die Kössener Schichten<sup>6)</sup> an der Rabenwand und an der Fahrstraße unterhalb des Strubkopfes. Die ca. 4 m mächtige Einschaltung setzt sich aus violettgrauen 10–20 cm-bankigen Kalken mit cm-dicken, violetten Mergelzwischenlagen zusammen. Neben ihrer Farbe und Bankdicke unterscheiden sich die Kössener Schichten durch ihren Reichtum an Bivalven vom Dachsteinkalk. Conodonten und biostromale Entwicklungen (Hauptlithodendronkalk) konnten nicht nachgewiesen werden. Einschaltungen von Kössener Schichten in den tirolischen Dachsteinkalk kommen westlich des Untersuchungsgebietes am Hochkalter (SCHLAGINTWEIT 1919; BARTH 1968; BARTHEL 1987), östlich am Paß Lueg (GAWLICK 1988, 1996a; PLÖCHINGER 1990) und südwestlich im Steinernen Meer (SATTERLEY 1996a) vor. Lithologisch ähneln die Kössener Schichten des Untersuchungsgebietes denen des Paß Luegs, sowohl was die rötlich graue Farbe, die Wechsellagerung Kalk/Mergel als auch das Fehlen der Conodonten anbetrifft. Unterschiede sind durch das Auftreten von Brachiopoden, Korallen (Lithodendronkalk) und Kalkknollen in Mergeln am Paß Lueg gegeben. Am Hochkalter treten

6) Begriffsprägung: SUESS 1852

Tab. 2: Mikrofaziesanalyse des tirolischen Dachsteinkalks und der darin eingeschalteten Kössener Schichten (unterstrichene Probennummern). Zeichenerklärung zu den Spalten: *Probe*: \* = eigene Proben, die restlichen Proben entstammen dem Belegmaterial SCHANG (1983); *Komp. ø* = *Komponentendurchmesser*: fS, mS, gS, fG, mG = Fein-, Mittel-, Grobsand, Fein-, Mittelkies; *Bem* = *Bemerkung*: Biot = Bioturbation, dg = dicht gepackt, dia = diagenetisch überprägt, Dol = Dolomit; e = eckig, edg = extrem dicht gepackt, er = eingeregelt, fg = feingeschichtet, gg = gut gerundet, gk = gut klassiert, kg = kantengerundet, LF = laminares Fenstergefüge, lg = locker gepackt, m = mikritisiert, sa = schlecht ausgewaschen, sk = schlecht klassiert, st = stark tektonisiert, w = wellige Schichtung; *abiogene Komponenten*: AL = Algenlumps, Bp = Bahamitpeloide, Co = Cortoide (randlich mikritisierte Biogene/-klasten), Gs = Grapestones, Oo = Ooide, Oo (m) = Ooide (randlich mikritisiert), P = Pelloide, PP = Pseudopeloide, Ik = Intraklasten; *biogene Komponenten*: Br = Brachiopoden, Bk = unbestimmbare Bioklasten, C = Crinoiden, Cay = *Cayeuxia* sp., D = Dasycladaceen, E = Seeigelstacheln, F = Fora-miniferen (aggl = agglutinierend, Alp = *Alpinophragmium perforatum* FLÜGEL 1967, Am = *Ammobaculites* sp., An = *Angulodiscus* sp., Anf = *Angulodiscus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN 1962), Au = *Aulortus* sp., Di = *Diplostromina* sp., Du = *Duostromina* sp., Ear = *Earlandina* sp., En = *Endothyranella* sp., Fr = *Fronducularia* sp., Gl = *Glomospirella* sp., No = *Nodosaria* sp., pA = porostomate Algen, Pl = *Planinivoluta* sp., Pli = *Planinivoluta irregularis* SALAJ, BORZA & SAMUEL 1983, Reo = *Reophax* sp., Si = *Sigmoilina* cf. *bystricki* SALAJ, BORZA & SAMUEL 1983, Sig = *Sigmoilina* sp., Te = *Tetrataxis* sp., Tei = *Tetrataxis inflata* KRISTAN 1957, Tr = *Triasina hantkeni* MAJZON 1954, Tro = *Trochammina* sp., Val = *Valulina* sp.), G = Gastropoden, H = Holothurien, K = Korallen, Li = *Lithocodium* sp., Bi = Bivalven, Mi = *Microtubus communis* FLÜGEL 1964, O = Ostrakoden, PrA = Problematikum A OHLEN 1959, S = Schwämme, T = Trochiten, Th = Thecosmilia, Tha = *Thaumatoporella parvovesiculifera* (REINER 1922); *Folk*: [Klassifikation nach FOLK (1962)] bf = biogenführend, die restlichen Abkürzungen sind in den vorangegangenen Spalten erläutert; *Dunham*: [Klassifikation nach DUNHAM (1962)] mit der Erweiterung durch EMBRY & KLOVAN (1972)] MS, WS, PS, GS, RS, BS = Mud-, Wacke-, Pack-, Grain-, Rud-, Bafflestone; *SMF-Typ* = *Standard Mikrofazies Typ*: nach FLÜGEL (1972) und WILSON (1975); *Abl.* = *Ablagerungsraum*; *FZ* = *Fazieszone*: nach WILSON (1975).

Mikrofaziesanalyse des tirolischen Dachsteinkalks										
Probe	Komp. ø	Bem.	Hauptkomponenten		Nebenkompontenten		Mikrofaziestypen			Abl
			abiogene	biogene	abiogene	biogene	Folk	Dunham	SMF-Typ	
1	gS	gg	Oo, Gs		Bp	Bi, G	Oosparit	GS	15	6
1	f-mS	sa	Bp		Oo, Gs	H, F	Bp-mikrit	PS	17	7
2	fS, gS*	fg	PP	F* (Tr)			Ig-Triasina-Pelmikrit	MS-WS	18	7-8
3	mS, gS*		Bp	F (Tr*, Au*, Val, Ear)		Bi	Bp-sparit	GS	17	7
4	f-mS	sa	Bp			F	Bp-sparit	GS	17	7
5		st					Mikrit	MS	23	8
9	mS	Biot		F (Anf, Di), O		G	Ig F-mikrit	WS	8	7-8
9	fS		P			O	Pelsparit	GS	16	8
12	gS, fG*	sa	Bp	Tr	AL*	K, Bi	Triasina-Bp-sparit	GS	17-18	7
13	mS	sa	P	F (Au, Gl)	Gs, AL		Pelmikrit	PS	17	7-8
14	mS		Oo (m)				Oosparit	GS	15	6
23	mS	st	P, PP	Bk		E, F	Ig-Biopel-mikrit	WS	10	7
25	m-gS	gg	Oo (m), Co		Gs		Oosparit	GS	15	6
26	m-gS		Co, Gs, Bp	F (Au, Tr, G, Bk)	AL	T, F (Te)	Biocortoid-Gs-sparit	GS	17	7
27	gS		Gs, Oo	F (Tr, Au)	Bp		Gs-mikrit	PS-GS	17	7
29	mS	st	Bp		Co, Gs	F, Tha	Bp-sparit	GS	17	7
34	mS, gS*, fG*	sk	Bp, AL*	F* (Au, Tr, Fr), Bk		G, Bi	Bp-AL-Bio-mikrit	GS	17-18	7
35	m-gS	sk, sa, kg	Bp		Gs	G, F	Bp-sparit	GS	17	7
36	fS	fg			PP		Loferit	MS	19	8
37	gS	lg, w	Bp	F (Au, Si, Var), T, Bi, Bk		D	Bio-Bp-sparit	GS	17	7
38	f-mS, gS*	sk, Biot, sa	Bp			G*, Bi, F, T	Bp-sparit	GS	17	7
39	mS	e, edg, Biot		T, Bi		F (Du), E	Biomikrit	PS	10	7
40	f-mS	Biot		K (Th.)		F (Pl.), Mi, G, Bi	Biolithit, Ig Biomikrit	BS, Matrix: MS-WS	7	5
41	f-mG			Bi		sessile F	bf Mikrit	MS	8	2
42		st, dol					Mikrit	MS	23	8
43	gS		Bp, Co	Bk		Bi	Biocortoid-Bp-sparit	GS	17	7
51	f-mS	e, dia		G, Bi	P, Co	T, E, F, Br, Tha	Biomikrit	PS	9	7
53	gS, (fG*)			F (Au, Tr)	AL*	O	Ig F.-mikrit	WS	17-18	7
54	mS	fg	Bp		Gs	F, D	Bp-sparit	GS	17	7
55	gS	m		F (An, Au, Tr)	Gs	Bi	F-sparit	GS	18	7
56	f-gS, f-mG*	m	Bp	F (Au, Tr)	lk*, Gs		F-Bp-sparit	PS	17-18	7-8
57	m-gS	sa, sk	Bp	F (Au)		Bi, G	Bp-sparit	GS	17	7
58	gS		Co	Bk	Bp	F (Au), Bi, G	Biocortoid-sparit	GS	17	7
59	gS	gK	Gs	Bk	Bp, Co	F, D	Gs-sparit	GS	17	7
83	gS	st	Bp, Co	Bk, F			Biocortoid-Bp-sparit	GS	17	7
85	m-gS, f-mG*		AL*	F	Gs, Co	E, F, G	Lump-mikrit	PS-(GS)	17	7-8
94	gS	sa	Gs, Co	F (Tr, Au)	Bp, L		F-Gs-sparit	GS	17-18	7
95	gS		Gs, Co	F (An, Au)			F-Gs-sparit	GS	17-18	7
101	mS, (fG*)	Biot, sa, st	Co, Gs	Bk	AL*, Bp	F (En)	Co-Gs-sparit	GS	17	7-8
102	gS, (fG*)		Co, Gs	F (Tr, Au), Bk	AL*, Bp, Oo		Co-Gs-sparit	GS	17	7

Tab. 2: Fortsetzung.

Mikrofaziesanalyse des tirolischen Dachsteinkalks											
Probe	Komp. ø	Bem.	Hauptkomponenten		Nebenkompontenten		Mikrofaziestypen				Abl
			abiogene	biogene	abiogene	biogene	Folk	Dunham	SMF-Typ	FZ	
103	gS	gk	Co, Gs, Oo	F (Reo, Te, Tr), Bi	Bp			Gs-Oo-sparit	GS	15, 17	6-7
116	gS-fG		Co, AL	F, D, Bi, Bk	Gs, Bp	T		AL-Biocortoid-sparit	GS	17	7
148	mS-fG*	lg, sk	AL, Co, Gs	F (Au, Di, Pl, Te, Tei, Tr)	Bp	D, Li, Bi		F-AL-sparit	GS	17-18	7-8
150a	mS, gS*	sa	P, Co	F* (Au, Tr)	Gs, Oo	F (Fr)		F-Pel-mikrit	GS	17-18	7-8
150	gS, f-mG*		Oo (m), Co	F (Tr, Au), Bi	Bp, Gs, lk*	D, F (Sig), G, T		Oosparit	GS	15-(17)	6
158	gS	sa, Biot	Bp, Co, Oo	Bk, F (Tr)	AL, Gs, lk	D, F (Te), Bi, T		Biocortoid-Bp-sparit	GS	17	7-8
159	fS			Bk, F (No, Tei)	P	G, Tha		lg Biomikrit	WS	10	7
160	gS, fG*	sk	Co, Gs, Oo	F (Ac, Au, Tr), Bi*	Bp,	E		Bio-Oo-sparit	GS	15	6
172	m-gS, fG*	sa	AL*, Co	F (Au), D, Bi		F (Te, aggl)		F-AL-sparit/-mikrit	GS-PS	17-18	7-8
173	f-mS, gS*	sk	Bp, Co	F (Tr, Au)*, Bk		Bi, G		F-Bp-mikrit/-sparit	GS-PS	17-18	7-8
174	m-gS		Gs, Co		Bp	Cay, Bi, T		Gs-Co-sparit	GS	17	7
175	mS	Biot*	Co, Bp	O*	AL	T, F		lg-O-mikrit* / Co-Bp-mikrit	MS-WS* PS	19, 17	8
196	fS	st	P	O				lg Pelmikrit	WS-(PS)	16	8
197	mS, mG°	Biot*	Bp, Co, Gs	D°, F (Au, Tr), G, Bi		B, K, T		Biocortoid-mikrit/ Bp-sparit*	WS, GS*	10, 17	7
198	fG, fS*	sk	P*, Co	Cay, S,	AL, Bp	G, F (Au)		Biopel-sparit	GS	17	7
199	gS, (fG*)	st, sa	Bp	T	AL*, Gs	E, T		Bp-sparit	GS	17	7
200	m-gS, (fG*)		Bp, Co	F (Tr), Bk	AL*, Gs, lk	Br, G, Bi, T		Biocortoid-mikrit	PS	10	7
201	f-mS*	fg, LF	PP*		Bp*, Co	Cay.*		Laminat	MS, GS*	19	8
202	mS		Bp, Co		Gs	F (Fr, Te), G		Co-Bp-sparit	GS	17	7
203	gS-fG	sa, Biot	AL*, Bp	F (Am, Au, Gl, Tr)	Co			AL-Bp-sparit	GS-(PS)	17	7
204	mS-fG	sa	AL*, Bp	BK, F (Alp, Di, Pl, Tr)	Gs	Cay., E, K		Bio-Bp-mikrit	PS	10	7
205	mS		Bp, Co	Bk, F (Alp, Au, Tr)	Oo	E, G		Bp-sparit	GS	17	7
206	m-gS	sa	AL, Co, Gs	Bk	Bp	E, F (Fr, Tr), G, H, Bi		Biocortoid-AL-sparit	GS	17	7
208	gS, (fG*)	st	Bp, Gs	F (Au)	AL*	D, E, Tha, F (En), T,		F-Gs-mikrit	PS-(GS)	17-18	7
210	mS, gS-fG*	Biot, sa	AL*, Gs	Bk, F (An, Di, Du, Tr*)	Bp, lk*	G, Bi, T		F-AL-sparit	GS	17-18	7
215	mS, gS*, fG°		Bp, Co	Br, Bk, F* (Te, Tr)	AL, Gs	G°, Bi		Biocortoid-Bp-sparit	GS	17	7
216	m-gS		Bp	F (Au, Tr), G, D, B	AL, Gs	E, F (Fr)		F-Bp-sparit	GS	17-18	7
218	Matrix: fS*, (gS)			F (Alp, Pl),	P	E, Li, O, PrA, Mi		Biolithit	FS WS*, PS	7	5
222	gS-fG		Co, Oo (m),	G, T	Bp	D		Biocortoid-Oo-sparit	GS	17	7
229	mS-fG*	st, Biot	AL	K, G				AL-Bio-sparit	GS	17	7
230		dia, Dol						Mikrit	MS	23	8
234	mS	dia, Dol	Bp, Co			F, Bi		Bp-Co-Sparit	GS	17	7
237	mS	dia, Dol, st	Bp, Co					Bp-Co-Sparit	GS	17	7
238	gS	dia, Dol	Bp, Co					Bp-Co-Sparit	GS	17	7
239	gS	dia, Dol	Bp, Co					Bp-Co-Sparit	GS	17	7
243	gS	e, dia		F, Bi, G				Biomikrit	PS	9	7
244	gS		Bp, Co			F (Au), Bk		Bp-sparit	GS	17	7
246	m*-gS	Biot, dg	Bp, Co	Bk, F (Au), G, T,	AL, PP*	Cay.,		Bp-Biocortoid-sparit	GS	17	7
247	m-gS	edg, er, sk	Bp, AL	F (Au), G, T,	PP*	Cay.,		F-AL-sparit	GS	17-18	7
253	gS	edg	Gs, Bp	Bk, F (Au, Du, Fr)		G, Bi		Biopel-sparit / -mikrit	GS-PS	17	7
253	f-mG		AL	D		G, T, F (Tr, Au)		AL-sparit	GS	17	7
636*	f-mG			Bi		G		lg Biomikrit	WS	8	2
636/1*	mS, fG*			G*, Oogonien				lg Biomikrit	WS		8
636/2*	m-gS, Bi<6 mm		Bp, Co	Bi		C, F, G		Bi-Bp-sparit	GS	12	6
636/3*	gS, fg', Bi<5 mm	e	AL	Bi	Gs	C, D, F, G, K, pA		lg Bi-AL-mikrit	WS-PS	10	7
676*	fS	g ar Ko	P	F (Fr, Reo, Te, Tro)				Pelmikrit	PS	16	7-8
677*	mS	m, sa	Oo		Bp			Oosparit	GS	15	6
816*	gS-fG, (mG)	e, edg		K (Th)		F (sessil), G, T,		Biomikrit	RS	5	4

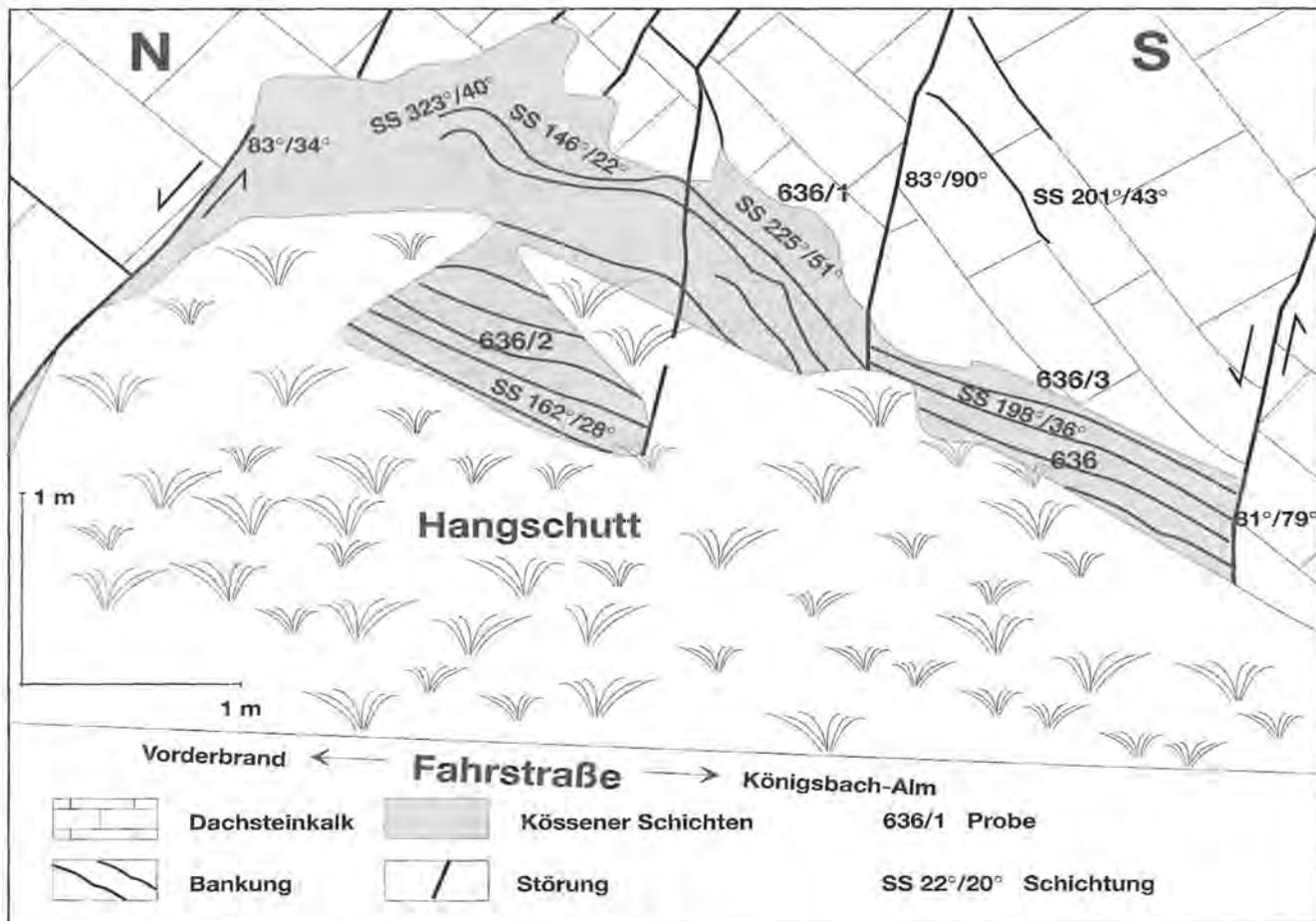
sowohl farblich als auch faziell andersartige Kössener Schichten auf, die Conodontenfaunen geliefert haben. Auch bei diesem Vorkommen fehlt die Lithodendronkalkbank. Die Einschaltungen im Steinernen Meer entwickeln sich über einem 5 m mächtigen Korallen-Bioström, sind ca. 16 m mächtig und werden durch eine Kalk/Mergel-Wechselagerung aufgebaut (SATTERLEY 1996a). Neben diesen autochthonen Vorkommen treten im Untersuchungsgebiet am Göllmassiv allochthone Kössener Schichten auf, die in Kap. 5.3.2.5 beschrieben werden. Auch zu diesen Kössener Schichten bestehen Unterschiede bezüglich des Fehlens von Conodonten und des Lithodendronkalks. Gemeinsam sind beiden Vorkommen der Bivalvenreichtum und die dünnbankige Kalkmergelabfolge.

Faziell lassen sich die Kössener Schichten des tirolischen Anteils des Untersuchungsgebietes einem flachmarinen Becken mit eingeschränktem Wasseraustausch zuordnen. Anschließend scheint das Becken unter Brack- bis Süßwassereinfluß geraten zu sein, da die hangende Übergangsbank zum Dachsteinkalk des Vorkommens als Oogonienkalk (Tab. 2, Probe 636/1) entwickelt ist. Die sich anschließende erneute subtidale Plattformentwicklung des Dachsteinkalks wurde bereits im vorangegangenen Kapitel erläutert.

### 3.2 Die Synriftphase – Unterjura bis Mitteljura

#### 3.2.1 Einleitung

Im allgemeinen werden für die Vertiefung im Zuge der Adneter Wende tektonische Ursachen und erhöhte Subsidenzraten in Trias-/Unterjura-Grenzprofilen verantwortlich gemacht (FABRICIUS 1966, JURGAN 1969, SCHÖLL & WENDT 1971). Das weit verbreitete Fehlen tiefer unterjurassischer Sedimente und das Auftreten von Omissionshinweisen in den Nördlichen Kalkalpen führte auch zur Annahme, daß die Karbonatplattform entweder subaerisch verkarstet oder submarin korrodiert worden sei. Die erste These wird durch Untersuchungen an der Steinplatte im SW von Berchtesgaden durch HALLAM (1988) und MAZZULO et al. (1990) bestätigt, die in den basalen jurassischen Sedimenten und im Oberrhätalk meteorische Diagenese nachweisen konnten. Hinweise für die zweite Möglichkeit beschrieben JURGAN (1969) und SCHÖLL & WENDT (1971) südlich des Arbeitsgebietes. Aus dem Bereich des Kössener Beckens treten nach GOLEBIEWSKI & BRAUNSTEIN (1988) und GOLEBIEWSKI (1990a) durchgehende Trias/Jura Grenzprofile auf. BÖHM (1992a, 1994) sieht in den östlich benachbarten Salzburger Kalkalpen keine Hinweise für erhöhte Subsidenz und tektonische



**Abb. 6:** Einschaltung von Kössener Schichten in den tirolischen Dachsteinkalk an der Fahrstraße Richtung Königsbach-Alm unterhalb des Strubkopfes. Die ca. 4 m mächtigen violetten Mergel und violettgrauen Kalke liegen hier in Form eines Sattels vor, der durch zwei Störungen begrenzt wird. Die Proben 636 und 636/2 entstammen den Kössener Schichten, die Proben 636/1 und 636/3 aus der hangenden Dachsteinkalkbank (alle Proben Tab. 2).

Aktivitäten bezogen auf die initiale Phase während des Hettangiums. Ökologische Faktoren bedingen danach eine eingeschränkte Karbonatproduktion; bei gleichzeitigem Meeresspiegeltiefstand folgte darüber hinaus eine Vertiefung des Ablagerungsraumes, da die Karbonatproduktion mit der Subsidenz nicht mehr schritthalten konnte. Überträgt man die Verhältnisse, die zur Entstehung des obersevatischen Kössener Intraplattformbeckens führten, auf die Wende Trias/Jura, so könnte man vermuten, daß durch fortschreitende Norddrift die ehemalige Hauptdolomit- und Dachsteinkalkfazies in die humidere Klimazone (vgl. FABRICIUS et al. 1970) verlagert wurde, die im Obersevat die weiter nördlich gelegene Keuperfazies einnahm. Dies könnte zum Absterben der Riffe und zum Niedergang der phytogenen Karbonatproduktion geführt haben. Bei gleichbleibender Subsidenz könnte es zur Vertiefung des Ablagerungsraumes gekommen sein. HALLAM (1981) sieht allerdings keine Hinweise für klimatisch bedingte Veränderungen des Ablagerungsraumes an der Wende Trias/Jura und führt die Vertiefung auf eustatische Ursachen zurück.

Im Bereich zwischen Büchsenkopf und Königssee müssen tektonische oder synsedimentäre Ereignisse zur weitestgehenden Erosion der Scheibelbergkalke bis zum Beginn der *bucklandi*-Zone geführt haben. Zwischen Sinemurium und Oberpliensbachium werden im gesamten Untersuchungsgebiet Rotkalk abgelagert. Lokale Morphologie- und Strömungsunterschiede bedingen deren Mächtigkeitsunterschiede sowie lithologische und mikrofazielle Ausbildungsvarianten. Mit dem Domerium beginnt die tektonisch aktivste Zeit der Synriftphase. Es kommt zu weit verbreiteten Massenverlagerungen. Ab dem Untertoarcium führen die unterschiedlichen Relativbewegungen zur Herausbildung von Becken und Schwellen mit jeweils unterschiedlichem Sedimentationsverlauf. Auf den Schwellenregionen sedimentierten weiterhin Rotkalk, während in den Beckenbereichen Fleckenmergel abgelagert wurden. Das Ende der Synriftphase läßt sich stratigraphisch nicht genau einstufen, da entsprechende Sedimente selten sind und keine stratigraphisch verwertbaren Fossilien besitzen. Da aber einerseits die Rotkalksedimentation auf den Schwellen bis in das obere Aalenium nachgewiesen ist (SCHÖLL & WENDT 1971, LANGENSCHIEDT 1981, HAHN 1985), und andererseits im oberen ?Callovium-Oxfordium die Konvergenzphase mit den Tuffiten der Radiolarite (DIERSCHKE 1980) und Lithoklasten der Strubergschichten<sup>7)</sup> (GAWLICK 1996a) belegt ist, folgt als maximale Obergrenze für die Synriftphase mittlerer Mitteljura.

Die plattentektonische Ursache der Synriftphase wird im Aufreißen des mittleren Atlantiks (BERNOULLI & JENKYN 1974), des südpenninischen Ozeans (TOLLMANN 1989) und der Westverlagerung der Tethys (SCHMIDT et al. 1991) gesehen. Nach LEIN (1985, 1987) ist sie das Ergebnis einer in der Trias im Hallstätter Faziesbereich beginnenden und sich im Unterjura nach Norden fortsetzenden Krustenausdünnung des passiven nördlichen Kontinentalrandes der Tethys. Die Ver-

änderungen der Synriftphase sind danach nicht kausal mit der Öffnung des südpenninischen Ozeans verknüpft.

### 3.2.2 Der Scheibelbergkalk

Die ältesten unterjurassischen Sedimente in diesem Teilgebiet sind Scheibelbergkalke<sup>8)</sup> (Lias-Hornsteinknollenkalke, bzw. Graukalkgruppe nach DIERSCHKE, 1980). Hierbei handelt es sich um mittelbankige<sup>9)</sup> Kalke mit Mergelzwischenlagen (0–10 cm Dicke) und rotbraunen Hornsteinknollen, die lagig angeordnet sein können. Die grünlichgrauen Kalke und violettgrauen Mergel treten im tirolischen Vorland entlang der Westfront von Jenner und Göllmassiv auf. Die Mächtigkeit dieser Kalke zwischen dem Dachsteinkalk im Liegenden und den Rotkalken im Hangenden beträgt am Büchsenkopf ca. 10 m und am Pletzgraben/Hochbahn (Abb. 7) ca. 20 m. Im aufgelassenen Steinbruch am Koppenstein (Abb. 8) sind knapp 10 m aufgeschlossen, jedoch ist die Liegendgrenze zum Dachsteinkalk von Hangschutt überlagert, daher ist ihre Mächtigkeit größer anzunehmen. Am Strubkopf fehlen sie völlig. Die ursprüngliche Mächtigkeit der Scheibelbergkalke könnte größer als 20 m gewesen sein, sie wurden jedoch vor Beginn der Rotkalksedimentation (*bucklandi*-Zone) im ganzen Gebiet fast vollständig erodiert, so daß sich heute nur Erosionsreste unter einer flächendeckenden Rotkalkerkaltung finden. Zeugen dieses Ereignisses sind an der Skipiste unterhalb der Jenner-Mittelstation aufgeschlossen. Dem Dachsteinkalk lagern dort reliktsch Scheibelbergkalke mit darüber folgenden Rotkalken sowie komponentengestützte Brekzien in Rotkalkmatrix auf.

Während die Scheibelbergkalke im Arbeitsgebiet überwiegend mergelig sind, besitzen sie am Büchsenkopf eine etwas abweichende Lithologie. Die dem Dachsteinkalk direkt aufliegenden zwei bis drei Bänke zeichnen sich durch eine ungewöhnlich große Dicke von bis zu 1 m aus, so daß man sie zunächst für Dachsteinkalk halten könnte. Von diesem unterscheiden sie sich jedoch lithologisch in Bruch, Farbe und Mikrofazies (Wackestone, Spiculaemikrit). Darüber folgen 10–30 cm dicke Kalkbänke ohne bzw. mit sehr dünnen Mergelzwischenlagen, die dem Gestein einen massigen Ausdruck verleihen.

Mikrofaziell lassen sich die Scheibelbergkalke als Wacke- bis Packstone charakterisieren (Tab. 3). Die wichtigsten Biogene sind Spiculae, Radiolarien, Ostrakoden und Mikrobioklasten. Crinoiden und Foraminiferen kommen weniger häufig vor, Ammoniten konnten selten beobachtet werden. Je nach Biogenezusammen-

7) Begriffsprägung: FUGGER (1915)

8) Begriffsprägung: GARRISON 1964

9) Klassifikation der Bankmächtigkeit nach INGRAM (1954): laminiert =  $\leq 1$  cm; sehr dünnbankig = 1–3 cm; dünnbankig = 3–10 cm; mittelbankig = 10–30 cm; dickbankig = 30–100 cm; sehr dickbankig =  $> 100$  cm.

Tab. 3: Mikrofazies der Scheibelbergkalke. Zeichenerklärung zu den Spalten: Probe: \* = Belegmaterial SCHANG (1983); Verh. Ma/Ko = Verhältnis Matrix/Komponenten; Kom  $\emptyset$  = Komponentendurchmesser: fS, mS, = Fein-, Mittelsand; Bem = Bemerkungen: Bio = Bioturbation, Gl = Glaukonit; Komponenten: Sp = Spiculae, C = Crinoiden (überwiegend Schwebcrinoiden), R = Radiolarien, F = Foraminiferen (II = *Involutina liassica* (JONES 1853), Nm = *Nodosaria metensis* TERQUEM 1864, Fr = *Fronicularia* sp., L = *Lenticulina* sp., M = *Marginulina* sp., N = *Nodosaria* sp., Op = *Ophthalmidium* sp.; O = Ostrakoden, A = Ammoniten, MB = Mikrobioklasten, PP = Pseudopeloide, Relative Häufigkeitsverteilung der Komponenten im Dünnschliff: ++ = sehr häufig, + = häufig, o = mäßig häufig, - = selten, -- = sehr selten; Folk: Ig = locker gepackt; Dunham: WS = Wackestone, PS = Packstone.

Mikrofaziesanalyse des tirolischen Scheibelbergkalkes																	
Probe	Verh. Ma/Ko [%]	Kom $\emptyset$	Bem	Komponenten							MF-Typ			Ablagerungsraum			
				A	C	F	O	R	Sp	MB	PP	Folk	Dunham		SMF		
11*	60/40	f-mS			-	-		+	+	++			Ig Spiculae-Mikrit, Spiculae-Mikrit	WS-PS	1	unterer Hang	
84*	40/60	fS			+	-	Nm	o				++	o	Bioklast. Mikrit	PS	2	mittlerer - oberer Hang
626/3	50-60/40-50	fS	Bio			o	L, Op, Nm, II	o	+	+	++	o		Ig bioklast. Mikrit, Bioklast. Mikrit	PS-WS	1-2	unterer Hang
628	50-60/40-50	fS			o	-	M, L	+		o	++	--		Ig bioklast. Mikrit, Bioklast. Mikrit	WS-PS	1-2	mittlerer Hang
817/2	40-60/40-60	f-mS	Bio, Gl		o	o	Nm, II, L, Fr	+		o	o			Ig bioklast. Mikrit, O-F-Mikrit	WS-PS	1-2	mittlerer - oberer Hang
817/3	50-60/40-50	fS	Bio, Gl	--	o	-	L, N	o	+	+	o			Ig R-Sp-Mikrit, R-Sp-Mikrit	WS-PS	1-3	unterer Hang
970	40/60	fS	Bio		o	-				++				Spiculaemikrit	PS	1	unterer Hang

setzung/-verteilung läßt sich ein Ablagerungsraum des oberen bis tieferen Hangbereichs ableiten (vgl. BERNOULLI & JENKYN 1974; BÖHM 1992b). In Profilen, die den Übergang zwischen Scheibelberg- und Adneter Kalk ungestört aufweisen, lassen sich die allmählichen mikrofaziellen Veränderungen, die zu diesen Schichtgliedern führten, gut beobachten (Profile 626 und 817).

Becken- oder Schwellenpositionen lassen sich anhand der Sedimentüberlieferung (Auftreten oder Fehlen), in Abhängigkeit vom zeitlich-faziellern Umfang der erhaltenen Schichten, ableiten. Bis zur Sedimentation der ersten Rotkalke im Hagengebirge (Untersinemurium; HAHN 1985) wurden ältere unterjurassische Sedimente, sofern sie überhaupt vorhanden waren, fast vollständig erodiert. Verglichen mit dem Jennergebiet kann man somit von einer Schwellenposition des Hagengebirges für diesen Zeitraum ausgehen. Da Scheibelbergkalke aus dem Gebiet südlich der Torrener-Joch-Zone (Hagengebirge, Steinernes Meer) nicht überliefert sind, fungierte diese nicht nur als tektonische, sondern auch als sedimentologische Trennungslinie. Initiiert wurden diese Unterschiede durch die ab dem Hettangium als Strike-Slip-Störung wirkende Torrener-Joch-Zone. Diese führte ab dem Domerium zum Entstehen eines Pull-Apart Beckens im westlichen Hagengebirge (BRAUN et al. 1994). Zwei Schwellenregionen des Unterjuras, die vermutlich eine nach N einfallende Kippschollenmorphologie besessen haben, können im Gebiet zwischen Torrener-Joch-Zone im Süden und Berchtesgaden im Nor-

den nachgewiesen werden. Dabei handelt es sich um den südlichen Büchsen- und den Strubkopf, die keine Scheibelbergkalke und geringmächtige Rotkalke aufweisen.

### 3.2.3 Die Adneter Schichten

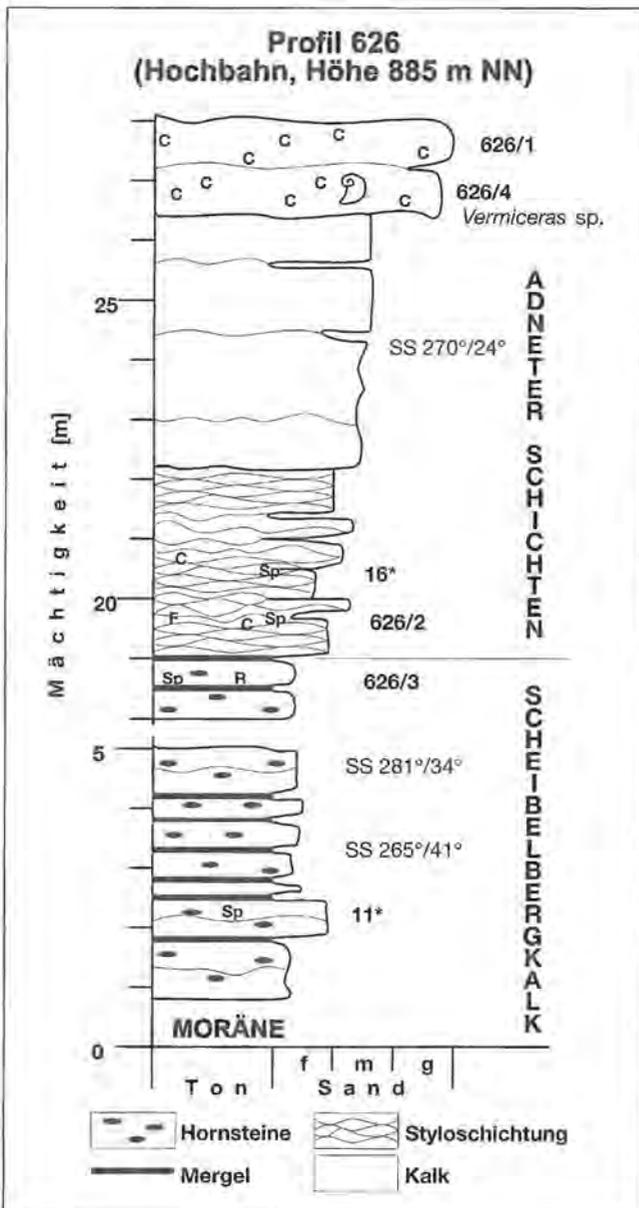
Mit erosiver Basis überlagern Rotkalke der Adneter Schichten<sup>10)</sup> in Normalfazies den Dachsteinkalk oder die Scheibelbergkalke. Unter dem Begriff Adneter Schichten werden rote mikritische Kalke und Mergel des Unterjuras zusammengefaßt, die lediglich auf länger existierenden Schwellen bis in den mittleren Jura reichen. Lithologisch lassen sich mittelbankige Kalke bis massige knollige Kalke, Knollenflaserkalke und Mergel unterscheiden. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 2–30 m. Intensive Spaltenbildung, die für das südlich angrenzende Tirolikum des Hagengebirges typisch ist, tritt im Untersuchungsgebiet nur selten auf. Dies liegt an der Ausbildung eines Pull-Apart Beckens im westlichen Hagengebirge auf Grund der als Blattverschiebung wirkenden Torrener-Joch-Zone und den damit zusammenhängenden Spaltensystemen (vgl. Abb. 68). Das vermutlich tektonisch bedingte jurassische Paläorelief und die daraus resultierenden Sedimentationsbedingungen lassen sich entlang des Weges am westlichen Büchsenkopf gut nachvollziehen. Während am südlichen Büchsenkopf

10) Begriffsprägung: GÜMBEL 1856

lediglich dünne (0–2 m mächtig) massige Rotkalk dem Dachsteinkalk ein- und auflagern, finden sich am nördlichen Büchsenkopf – durch eine Störung getrennt – 20–30 m mächtige Knollenflaserkalk über Scheibelbergkalken. Mit *Arnioceras* sp. (Probe 826), *Metaderoceras* cf. *gemellaroi raricostatum* GECZEY 1976 (Probe 705/1), *?Uptonia kondai* GECZEY 1976 (Probe 705/2) und *Uptonia* sp. (Probe 825/1) konnte am nördlichen Büchsenkopf höheres Untersinemurium und Untercari-

xium (*jamesoni*-Zone) nachgewiesen werden. Am Pletzgraben/Hochbahn (Abb. 7 Probe 626/4) fand sich *Vermiceras* sp. (Untersinemurium, *bucklandi*-Zone). Während die überwiegend massigen Schichten am Büchsenkopf eher mergelig ausgebildet sind, ist ihre Lithologie am Koppenstein stärker kalkig. Das vollständigste Unterjuraprofil ist am Koppenstein aufgeschlossen. Über den Resten von Scheibelbergkalk treten im alten Steinbruch auf der Nordseite des Koppensteins (Abb. 8, Prof. 817) ca. 10 m mächtige Knollenflaserkalk auf, die auf der Südseite (Abb. 8, Prof. 813) eine 10–15 m mächtige Steilstufe bilden. Darüber folgt ein ca. 4 m mächtiger Konglomerat- und Brekzienhorizont, der die tektonisch aktivste Zeit (Oberpliensbachium bis Untertoarcium) der Synriftphase belegt. Die hangenden fossilreichen Schichten konnten mit *Cenoceras* sp., *Harpoceras falciferum* (SOWERBY 1820), *Harpoceras* sp. und *Hildaites* sp. in das untere Toarcium (*falcifer*-Zone) eingestuft werden.

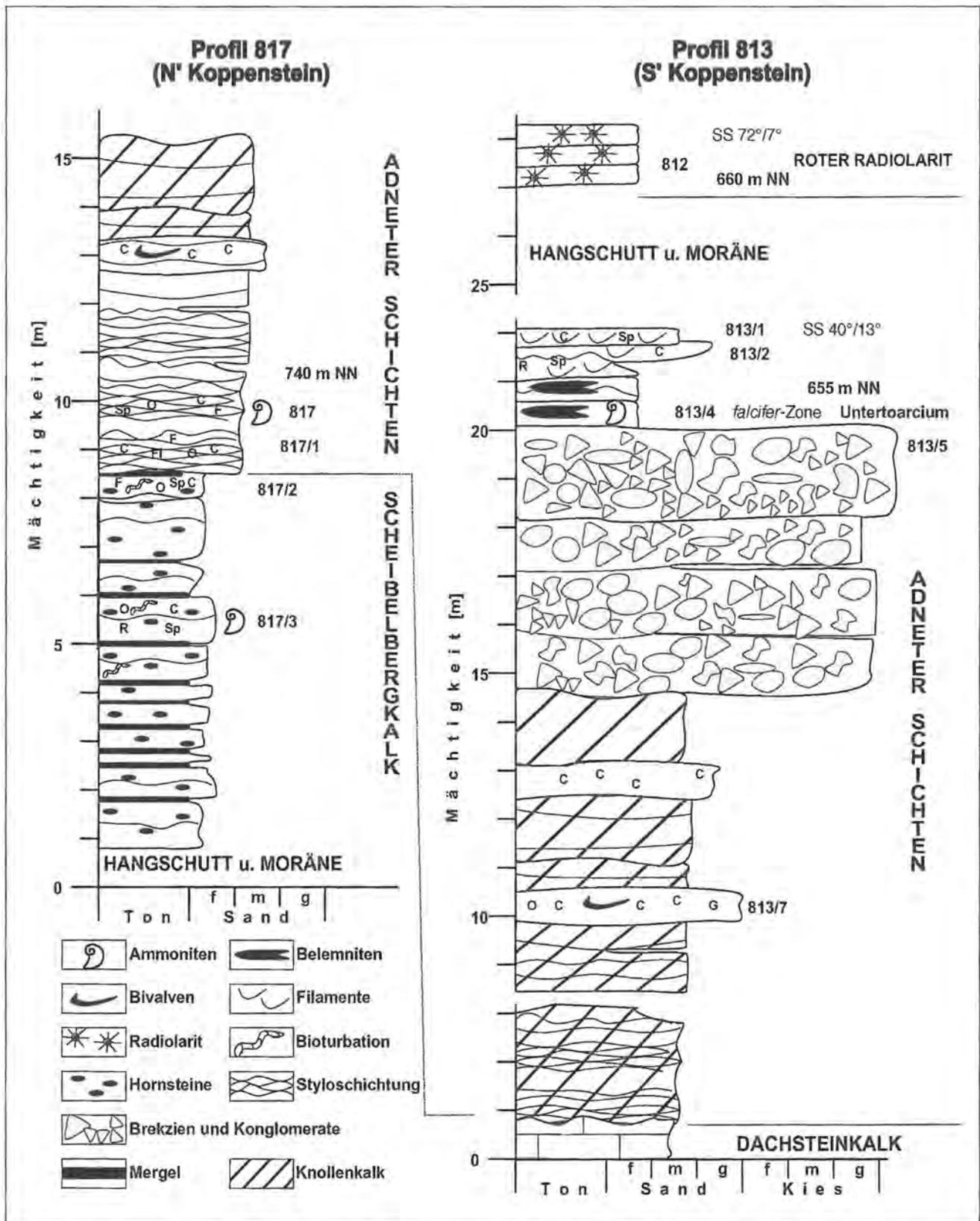
Mikrofaziell sind die Rotkalk als Wacke- bis Packstones ausgebildet, deren Hauptkomponenten Crinoiden darstellen. Je nach Alter und Ablagerungsraum vertreten andere Biogene wie Spiculae und Filamente die Crinoiden (vgl. Profile 626, 813 und 817). Die Mergel sind hauptsächlich aus siltitischen Mikrobioklasten aufgebaute Mud- bis Wackestones. An drei verschiedenen Lokalitäten des Arbeitsgebietes treten komponentengestützte Brekzien und Konglomerate mit mergeliger roter Matrix auf. Eine Lokalität befindet sich an der Skiabfahrt zwischen Mittel- und Talstation Jenner (Tab. 4, Probe 682). Diese dem Dachsteinkalk auflagernde Brekzie besitzt Komponenten, deren Durchmesser bis m-Größe betragen kann. Die Extraklasten bestehen aus hellgrauen, jurassischen, locker gepackten Biomikriten, die Spiculae und Mikrobioklasten aufweisen. Diese Klasten sind mikrofaziell den Scheibelbergkalken sehr ähnlich. Untergeordnet kommen Dachsteinkalklithoklasten vor, deren mikrofazielle Ausbildung mit dem umgebenden tirolischen Dachsteinkalk identisch ist (Grainstone, Cortoidspart). Auf Grund der Lagerungsverhältnisse dieser Brekzie ist es möglich, daß sie das Abtragungsprodukt der oberhettangischen Erosionsphase darstellt, während der die Scheibelbergkalk aufgearbeitet wurden. Ein anderes nicht näher datierbares Vorkommen liegt am westlichen Koppenstein an der Königsseer Straße (Abb. 9). Die Brekzie lagert dem Dachsteinkalk auf, bzw. diesem an und greift taschenförmig in Spalten ein. Makroskopisch lassen sich Dachsteinkalk- und rötliche Hornsteinlithoklasten unterscheiden. Mikroskopisch (Tab. 4, Probe 816/1) treten überwiegend locker gepackte Radiolarienmikrite als Komponenten auf. Die rötliche, mikritische Matrix der Brekzie enthält einzelne Crinoiden. Die Klastengröße des komponentengestützten Gefüges liegt im mm-dm Bereich. Die einzige datierbare unterjurassische Brekzie des Arbeitsgebietes tritt im Profil 813 (Abb. 8) des südlichen Koppensteins auf. Die Lithoklasten lassen sich der tektonisch aktivsten Zeit der Synriftphase, während des Oberpliensbachiums bis Untertoarciums, zurechnen. Diese Phase ist in den Nördlichen Kalkalpen weitverbreitet und wurde in Nähe des



**Abb. 7:** Das Profil 626 liegt in 885 m NN Höhe am Pfad, der die Hochbahn mit dem Fahrweg (Hinterbrand-Königsbach Alm) verbindet. Mit *Vermiceras* sp. (Probennr. 626/4) ist Untersinemurium (*bucklandi*-Zone) nachgewiesen. Der Übergang zum liegenden Dachsteinkalk (Probennr. 173\*, 215\* in Tab. 2) ist von Moränenresten verdeckt. Während die Lithologie der Scheibelbergkalken und darin eingeschalteter Mergel relativ gleichförmig ist, lassen sich die Adneter Schichten dreiteilen: Der unterste Bereich besteht aus geflaserten und stylogeschichteten Knollenkalken und -mergeln, die mikrofaziell den Scheibelbergkalken noch sehr ähnlich sind. Der mittlere Bereich besteht aus massigen Kalken, der obere aus Crinoidenspatkalken. Legende: SS 270°/24° = Einfallrichtung der Schichtung; C = Crinoiden, F = Foraminiferen, R = Radiolarien, Sp = Spiculae; 11\* = Probennummer. (siehe Tab. 3 und Tab. 4).

Tab. 4: Mikrofaziesanalyse der tirolischen Adneter Schichten. Sofern nicht aufgeführt, entsprechen die verwendeten Abkürzungen den vorangegangenen Tabellen. Matrix: Mi = Mikrit, Si = Silt. Komp Δ: sfS = sehr feiner Sand, sgS = sehr grober Sand, sgG = sehr grober Kies. Komponenten: Ol = *Ophthalmidium leischneri* (KRISTAN-TOLLMANN 1962), V = *Vaginulina* sp., B = Brachiopoden, Bi = Bivalven, Fi = Filamente, G = Gastropoden. Ex = Extraklasten: Dk = Dachsteinkalk, Rk = Adneter Schichten, Sbk = Scheibelbergkalk, In = Intraklasten. Bem: Bo = angebohrte Komponenten, fg = feingeschichtet, g = gerundet, kg = kantengerundet, e = eckig, sk = schlecht klassiert, gs = gut sortiert, Hk = Hartgrundklasten, sty = stylolithisiert. SMF: A 1.1 PICKERING et al. (1986, 1989)

Mikrofaziesanalyse der tirolischen Adneter Schichten															Bem	MF-Typ			Ablagerungsraum				
Probe	Matrix	Verh. Ma/Komp [%]	Komp ø	Komponenten												Dunham	Folk	SMF					
				C	Sp	F	O	B	Bi	Fi	R	G	A	MB						In	Ex		
626/1	Mi	40-50/50-60	m-gS	++		-L	-	-										Biot, Bo	PS	C-mikrit	(9)	Tiefschwelle	
626/2	Mi	40-60/40-60	fS	o	++	o L, N, Nm, O	o												WS-PS	Biomikrit	1	mittlerer Hang	
	Mi	60/40	f-mS	+														sty	WS	Ig C-mikrit	(9)	oberer Hang	
627	Mi	70-80/20-30	m-gS	++		o L	o								+	-		Biot, sty	WS	Ig C-mikrit	(9)	Tiefschwelle	
682	Mi	30-40/60-70	fS-gG, X															e	RS	Extramikrit	A 1.1	Becken, Debrisflow	
813/1	Mi	30/70	f-mS	o	+	o L					++							Biot, fg	PS	Fi-mikrit	3	Becken	
813/2	Mi	50-60/40-50	fS, gS°	o°	o	-	-				+	+						Biot	WS-PS	Ig R-Fi-mikrit	3	Becken	
	Mi	40-50/50-60	Silt-sfS																PS	MB-mikrit	2	unterer Hang	
813/4/11	Mi	40-50/50-60	Silt-fS			-	-												WS	Ig MB-mikrit	2	unterer Hang	
813/5	Mi mit O (-), C (-)	40-50/50-60	f-gG, X															++ (Rk-, Sbk++)	g-kg	RS	Extramikrit	A 1.1	Becken, Debrisflow
813/7	Mi	70-80/20-30	gS-fG	+		-L, II	o	-						o	-	o		Bo, Biot	WS	Ig Biomikrit	(9)	Tiefschwelle	
816/1	Mi mit C(-)	30-40/60-70	m-sgG, X															++ (Dk-, Sbk++)	sk, gs, e-kg	RS	Extramikrit	A 1.1	Becken, Debrisflow
817	Mi	50/50	f-mS	+	+	o II, Nm	o							-	-				PS	C-Sp-mikrit	(9)	oberer Hang	
817/1	Mi	50-60/40-50	f-mS	++		o II, L, O	o		+	o								Biot, Hk,	PS	C-Bi-mikrit	(9)	Tiefschwelle	
10*	Mi, Si	60-70/30-40	f-mS	o	+	-L, N, V	o		+	o								Biot	WS	Ig Biomikrit	2	unt. - mittl. Hang	
16*	Mi, Si	70-80/20-30	f-mS°	o°	+	o	o		-										WS	Ig Biomikrit	2	unt. - mittl. Hang	
31*	Mi, Si	60/40	f-mS°	+	++	-	o												WS-PS	Sp-C-mikrit	1	mittl. - oberer Hang	
32*	Si	90-95/5-10	fS	++	+	o	o		o									Biot	MS	biogenf. Siltit	(9)	Tiefschwelle	
33*	Mi, Si	80/20	gS	++		o	o							-					WS	Ig C-mikrit	(9)	Tiefschwelle	
45*	Si	60/40	gS	++		-L, Nm								-				Biot	WS-PS	Ig C-siltit	(9)	Tiefschwelle	
46*	Mi, Si	50-60/40-50, (<10)	m-gS	++		o Fr, L, N, O	-											Biot	WS (MS)	Ig C-mikrit	(9)	Tiefschwelle	
47*	Mi, Si	90-95/5-10	gS	++		o I, L	o	o						-					MS	C führ. Mikrit	(9)	Tiefschwelle	
219*	Mi, Si	60-70/30-40	f-gS°	++°		-L	+		o									Biot	WS	Ig C-mikrit	(9)	Tiefschwelle	
220*	Mi, Si	60-70/30-40	f-mS, gS°	o°	++	- Fr, Nm, OI	o		-										WS	Sp-mikrit	1	mittlerer Hang	
233*	Mi, Si	75-80/20-25	sgS	++		-L	-											Biot	WS	Ig C-mikrit	(9)	Tiefschwelle	



**Abb. 8:** Profile 813 und 817 (südlicher und nördlicher Koppenstein). Die Adneter Schichten überlagern primär die Scheibelbergkalk, diese Abfolge bleibt vor der präsinemurischen Erosion überwiegend in tektonischen Gräben erhalten. Daher überlagern auch am Koppenstein die Adneter Schichten meist den Dachsteinkalk. Die Adneter Schichten des Koppensteins lassen sich grob dreiteilen: Der basale Anteil ist ein massiger Rotkalk, der früher am nördlichen Koppenstein in einem Steinbruch abgebaut wurde (Profil 817) und am südlichen Koppenstein eine 10–15 m hohe Steilstufe bildet. Diese werden überlagert von 5 m mächtigen Brekzien und Konglomerathorizonten, deren Matrix aus roten Mergeln besteht. Das Gefüge ist komponentengestützt, und die Komponenten ( $\varnothing$  bis dm) bestehen überwiegend aus grauen Hangsedimenten, die mikrofaziell den Scheibelbergkalken vergleichbar sind. Die jüngsten tirolischen Adneter Schichten im Arbeitsgebiet konnten in das Untertoarcium (*falcifer*-Zone) eingestuft werden. Es sind ziegelrote mergelige Kalk mit Mangankonkretionen und einer reichen Ammoniten- und Belemnitenfauna. Verglichen mit den zeitgleichen Fleckenmergeln der Birkenfeld-„Einlagerung“, lassen sie sich mikrofaziell einem gut durchlüfteten randlichen Beckenbereich zuordnen. Die Biogenabkürzungen sind in Tab. 3 und Tab. 4 erläutert.

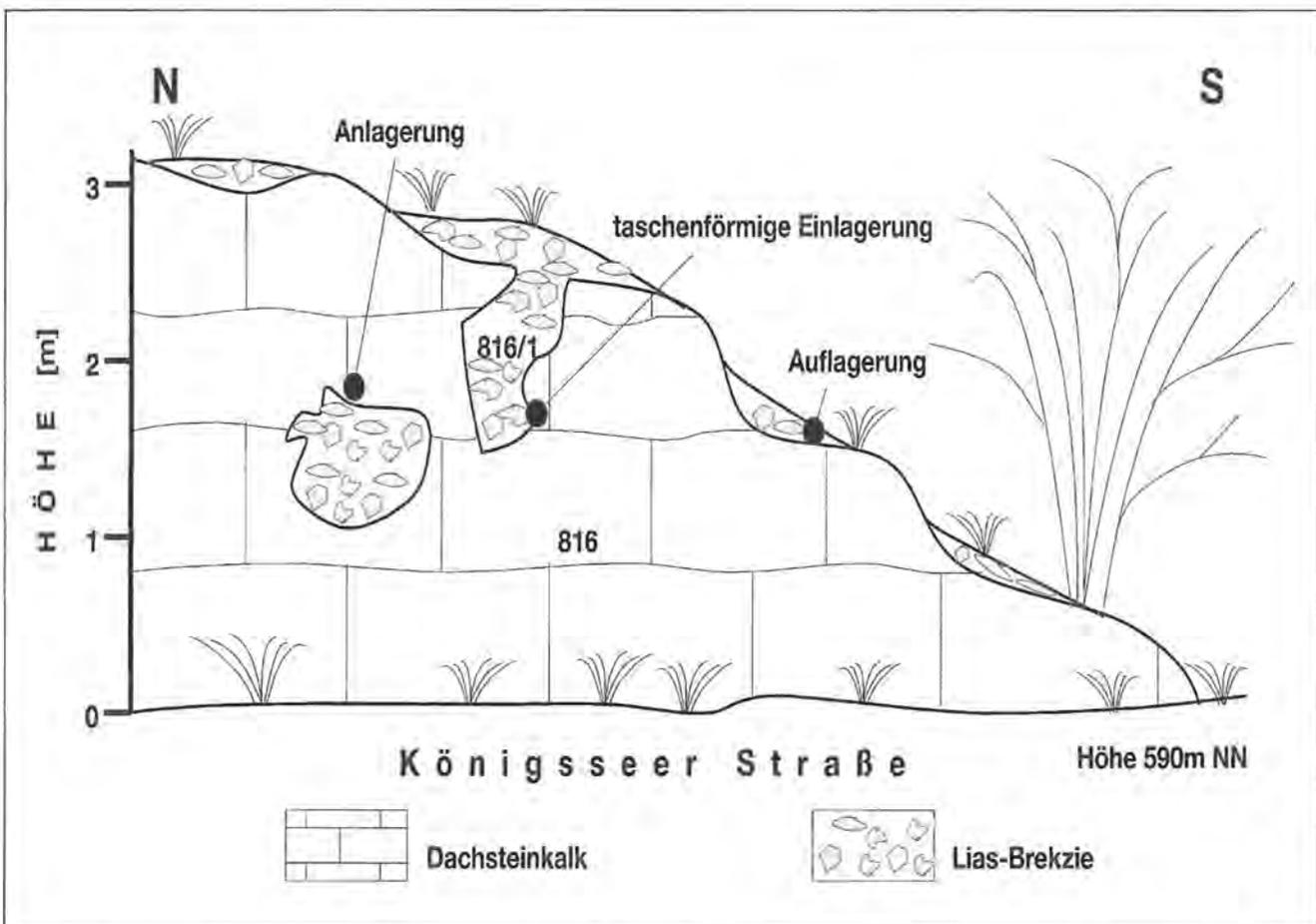
Arbeitsgebietes aus dem Hagengebirge (LANGENSCHIEDT 1981, HAHN 1985), dem Westrand des Steinernen Meeres (KRÄINER et al. 1994), von der Steinplatte und Unken Mulde (WÄCHTER 1987) sowie aus der Osterhorngruppe (BÖHM 1992b) beschrieben. Sie korrelieren mit einem drastischen Meeresspiegelanstieg und einem anoxischen Event sowie daraus folgendem Aussterbeereignis benthischer Organismen (HALLAM 1996). Sedimentologische Folge bezogen auf das Arbeitsgebiet ist das Auftreten von Filamentkalken sowohl in der Rotkalk- als auch in der Fleckenmergelfazies.

Auffallend bei allen drei Vorkommen des Arbeitsgebietes ist, daß nicht die in der Nähe weitverbreiteten Adneter Schichten und Dachsteinkalke die Hauptkomponenten darstellen, sondern unterjurassische Kalke, die auf Grund ihrer mikrofazialen Ausbildung den Scheibenbergkalken zuzuordnen sind. Die Ablagerung erfolgte durch Debrisflows in einen randlichen Beckenbereich, da in den tieferen Beckenbereichen ab dem Untertoarcium bereits Fleckenmergel sedimentiert wurden (vgl. Kap. 3.2.4). Die durch die Lithoklasten überlieferte tektonische Phase, die in den hangenden Filamentkalken dokumentiert ist, führte zu einer Vertiefung des Ablagerungsraumes.

### 3.2.4 Die Fleckenmergelsérie

Ab dem Untertoarcium kamen im Zuge der fortschreitenden Absenkung zuerst in den Beckenbereichen Sedimente der Fleckenmergelsérie<sup>11)</sup> zur Ablagerung. Westlich des Göll-/Jennerggebietes sind Reste einer Fleckenmergelsedimentation am Büchsenkopf, Pletzgraben und Strubkopf erhalten. Die von LEBLING (1935) und SCHANG (1983) als Fleckenmergelsérie auskartierten Gesteine im Liegenden des Dachsteinkalks des Jennerg werden hier, wie bereits von DIERSCHKE (1980), als Tauglbodenschichten mit darin eingelagerten Olistolithen älterer Sedimentgesteine (u. a. Gesteinen der Fleckenmergelsérie) angesehen. Am Büchsenkopf finden sich ca. 5 m mächtige Reste einer Fleckenmergelbedeckung unter grauem Radiolarit. Die hornsteinführenden, dunkelgrauen, mittelbankigen Kalke besitzen dünne Mergelzwischenlagen. Mikrofazial handelt es sich dabei um einen bioturbaten Spiculae-Radiolarien-Mikrit, der Ostrakoden führt (Probe 705a). Zwischen Pletzgraben und Strubkopf sind an einigen Stellen Fleckenmergel aufgeschlossen. Auf Grund der Lage-

11) Begriffsprägung: GÜMBEL 1856



**Abb. 9:** Aufschlußskizze der Unterjura-Brekzie des westlichen Koppensteins. Die Lokalität befindet sich am Südennde des Straßenanschnitts der Königsseer Straße, auf der dem Campingplatz gegenüberliegenden Straßenseite. Die aus mm-dm großen Lithoklasten bestehende komponentengestützte Brekzie ist dem horizontal lagerndem Dachsteinkalk auf-, an- und taschenförmig eingelagert. Die Matrix besteht aus rötlichen Mikriten mit einzelnen Crinoiden. Die Proben 816 und 816/1 sind in Tab. 2 und Tab. 4 aufgeführt.

rungsverhältnisse könnten es z. T. Gleitschollen in den Tauglbodenschichten sein. Entsprechende Komponenten mit gut erhaltener Radiolarienfauna treten in den Tauglbodenschichten des Pletzgrabengebietes auf. An der Fahrstraße Hinterbrand/Königsbach-Alm stehen mittelbankige, dunkelgraue, bioturbate Kalke mit Hornsteinen und kieselige Kalke (locker gepackter Spiculaemikrite) an. Feine Mergellagen trennen die nur aus Spiculae (Verhältnis Matrix/Komponenten: 70–80/20–30) aufgebauten Bänke (Probe 635).

Das nördlichste und interessanteste Fleckenmergelvorkommen findet sich in der Birkenfeld-„Einlagerung“ im Salzbergwerk Berchtesgaden. Die schwarzgrauen Mergel und olivgrauen Kalke sind relativ reich an Bivalven, seltener finden sich Ammoniten. Mikrofaziell treten bioturbate Radiolarienmikrite (Wacke- bis Packstones) und feingeschichtete, bioturbate, locker gepackte Radiolarien-Filamentmikrite (Wackestones) auf. Durch den Fund von *Hildaites* sp. (KELLERBAUER 1996) und *Steinmannia bronni* (VOLTZ 1833) [Probe 918/1] kann unteres Toarcium nachgewiesen werden. SCHAFFHÄUTL (1851), GÜMBEL (1888) und BÖSE (1898) erwähnten von dieser Einlagerung bereits eine Bivalven- und Ammonitenfauna. Auf Grund der Faunenliste schloß KÜHNEL (1929), daß den beiden letztgenannten Autoren die gleichen Stücke vorlagen, die er in den Lias E (Untertoarcium) einstuft. Im Lösungsrückstand der Probe 918 finden sich verschiedene Radiolarien, wobei nur die Saturnaliden in einem bestimmbareren Zustand vorliegen. Es konnten *Praehexasaturnalis tetra radiata* KOZUR & MOSTLER 1990 und *Praehexasaturnalis kirchsteinensis* KOZUR & MOSTLER 1990 bestimmt werden. Somit reicht die Gattung *Praehexasaturnalis* zumindest bis in das untere Toarcium und nicht wie bei KOZUR & MOSTLER (1990) beschrieben, bis in das obere Hettangium.

Wie der Name bereits sagt, wurde die Birkenfeld-„Einlagerung“ bisher als Scholle innerhalb des oberpermischen Haselgebirges gedeutet, deren Liegendes bisher nicht erreicht wurde. Bedingt durch die enge Verbindung zwischen Tauglbodenschichten und Fleckenmergel kommen nach den vorliegenden Untersuchungen zwei Möglichkeiten für den Ursprung der Birkenfeld-„Einlagerung“ in Betracht:

1. Bei dieser Einlagerung handelt es sich um eine Fleckenmergel-Gleitscholle in den Tauglbodenschichten, die sekundär von Haselgebirge umhüllt worden ist. Dafür sprechen ähnliche Schollen im Salzstock, z. B. die mit BW 24 bezeichnete Dolomiteinlagerung, in deren Ummantelung Brekzien (Tab. 6, Probe BW 24b) auftreten, die den Tauglbodenschichten zuzurechnen sind. In diesem Falle wäre die Birkenfeld-„Einlagerung“ vergleichbar mit Fleckenmergel-Olistholithen in Bereichen des Krautkaser- und Höllgrabens. Bereits GÜMBEL (1888) äußerte sein Befremden über dieses fossilreiche Fleckenmergelvorkommen, das, verglichen mit anderen Vorkommen im Raum Berchtesgaden, einzigartig ist: „Es kann hinzugefügt werden, dass dieses Auftauchen unterjurassischer Schichten um so auffälliger erscheint, als in

dem Berchtesgadener Gebirge an mehreren Stellen zwar unterjurassische Fleckenmergel, z. B. an der Herrenrointalpe, am Priesberg, im Alpe- und Wimbachthale über dem rothen Unterjurakalk lagernd auftreten, aber an keinem Fundpunkt noch derartige Versteinerungen geliefert haben“. Man muß bei diesem Vorkommen natürlich auch bedenken, daß der scheinbare Fossilreichtum auf die intensiven Untersuchungen dieses für den Salzabbau unliebsamen Gesteins zurückzuführen sein kann.

2. Auf Grund der in den letzten Jahren im Salzbergwerk Berchtesgaden abgeteuften Bohrungen, die das autochthone Liegende des Haselgebirges (Tauglbodenschichten) erreicht haben, könnte es sich bei dieser Struktur auch um einen Horst mit Fleckenmergeln und Tauglbodenschichten handeln, der das Haselgebirge durchspießt. Als mögliches Randstörungssystem bietet sich die „Salzberg-Störung“ (siehe Abb. 4) an, die als junge, NW-SE-streichende Störung über Tage am Rothenbichl das Haselgebirge gegen die Oberalmer Schichten versetzt und in den Geisriesen (westlicher Kehlriedl) einen Vertikalversatz in den Oberalmer Schichten von ca. 100 m bewirkt. Als begrenzendes Störungssystem der Birkenfeld-„Einlagerung“ sind vertikale Versatzbeträge von über 200 m nachgewiesen (KELLERBAUER 1996). Verfolgt man diese Störung weiter nach NW, so trifft man im Aschauer Fenster auf eine ähnliche Situation wie in der Birkenfeld-„Einlagerung“ bzw. Höll- und Krautgraben. Jurassische Beckensedimente (Fleckenmergel, Manganschiefer, Radiolarit und Tauglbodenschichten), z. T. vermutlich Gleitschollen, treten unter den triassischen Gesteinen des Hochjuvavikums hervor.

Verglichen mit dem zeitgleichen, ca. 3,5 km südlich gelegenen Profil Koppenstein (Schwelle – randlicher Beckenbereich) würde sich für die Birkenfeld-„Einlagerung“ im autochthonen zweiten Fall eine Beckenposition für das untere Toarcium ergeben. Im Hagengebirge beschrieb HAHN (1985) eine entsprechende Situation.

### 3.3 Die Konvergenz- oder Posttriftphase – Mitteljura bis Kimmeridge

#### 3.3.1 Einleitung

Wie bereits oben dargelegt, wird als der Beginn der Konvergenzphase mittlerer Mitteljura angesetzt. Als Obergrenze der Konvergenzphase läßt sich oberstes Kimmeridge anführen, da mit den basalen Oberalmer Schichten eine erneute Sedimentationsumstellung zu rein kalkigen Gesteinen stattfand, deren Sedimentation nicht mehr tektonisch, sondern eustatisch gesteuert war (BRAUN 1993). Es bleibt jedoch anzumerken, daß streng genommen die Konvergenzphase, als Kontinent/Kontinent-Kollision zwischen der afrikanischen (Apulia) und eurasischen Platte, erst in der höheren Unterkreide mit dem endgültigen Schließen des keilförmigen Vardarozeans ihren Abschluß findet. Daß hier die

Konvergenzphase enger gefaßt wird, hat seine Begründung darin, daß die im Untersuchungsgebiet wirksame Kontinent/Kontinent-Kollision an der Wende Kimmeridge/Tithon als abgeschlossen betrachtet wird. Dafür sprechen auch die Metamorphosealter von KRALIK & SCHRAMM (1994), wonach die hydrothermale penetrative Überprägung des Tirolikums an der Wende Jura/Kreide beendet war.

Im Laufe der Konvergenzphase erfolgte eine allgemeine Vertiefung der Ablagerungsräume bis unter die CCD-Grenze während der Radiolaritsedimentation im Oxford. Dabei blieb zumindest in Teilbereichen des westlichen Hagengebirges die unterjurassische Schwellen-/Beckenkonfiguration erhalten. Tiefschwellenbereiche sind das nördliche Steinerne Meer (Röth, Funtenseegebiet), das zentrale Hagengebirge und ferner das Gebiet zwischen Gotzen- und Strub-alm. Ein schmaler Beckenbereich entstand westlich der Landtalstörung zwischen Stiergraben und Torrener-Joch-Zone. Nach Norden schloß sich das Berchtesgadener-Lammer-Becken an, dessen zentraler Teil nach den vorliegenden Untersuchungen die Torrener-Joch-Zone und die Lammer-Zone umfaßte. Das nördliche Berchtesgadener Becken der Konvergenzphase erstreckte sich zwischen dem Pletzgraben und dem Rointgebiet im Süden und mindestens Berchtesgadener im Norden. Das Profil Pletzgraben würde im Sinne von DIERSCHKE (1980) zwischen der Gotzen-Strubalm-Schwelle und dem zentralen Berchtesgadener Becken vermitteln. Da nach den vorliegenden Untersuchungen die Torrener-Joch-Zone als faziell trennendes Element zwischen dem nördlich und südlich davon gelegenen Gebieten erkannt wurde, ist die N-S verlaufende Beckengliederung der Kühstein-Rotwandl- und Gotzen-Adnet-Schwelle (Abb. 7 DIERSCHKE 1980) unwahrscheinlich. Die Schwellenbereiche zeichnen sich durch eine eingeschränkte Überlieferung der Gesteinsserien im Liegenden der Tauglbodenschichten aus, die Becken durch entsprechend lückenlose bzw. mächtigere Profile mit Umlagerungsprodukten.

Sicher zur Konvergenzphase gehört der Radiolarit, der Tuffite enthält (HUCKRIEDE 1971), deren Chemismus nach DIERSCHKE (1980) auf einen Subduktionsvulkanismus zurückzuführen ist. Aus der Verbreitung dieser Tuffe bezogen auf das Tirolikum läßt sich ein südlich davon gelegenes Herkunftsgebiet ableiten. Auf Grund der paläogeographischen Rekonstruktionen (z. B. HAAS et al. 1990) ist möglicherweise die Subduktion des Meliataozeans (Vardarozean anderer Autoren), ein in Richtung Nordwesten bis südlich des Tirolikums reichender Ozeanarm der Tethys, die Ursache für den Vulkanismus.

Das heute östlich des Berchtesgadener Beckens liegende Lammerbecken nahm bereits mit den Strubberg-schichten (?Obercallov – Mittelloxford) die flyschoiden Sedimente des südlich gelegenen aktiven Kontinentalrandes auf (GAWLICK 1996a), in denen sich Komponenten finden, die dem Meliaticum zuzurechnen sind (GAWLICK 1993). Die etwas jüngeren Tauglbodenschichten des Berchtesgadener Beckens sind den Strubberg-schichten lithologisch sehr ähnlich. Unter-

schiede bestehen in der Mächtigkeit und Verbreitung von Brekzien sowie deren lithologischer Zusammensetzung. Verglichen mit den Strubberg-schichten enthalten die Tauglbodenschichten des Arbeitsgebietes scheinbar seltener triassische und häufiger jurassische Komponenten. Ein Teil der jurassischen Sedimente, die hier als Gleitschollen angesehen werden (z. B. Manganschiefer), sollen andererseits autochthone Bestandteile der Strubberg-schichten sein. Weiterhin tritt im Falle der Göll-Schwarzenberg-Masse eine Gleitdecke auf, die überwiegend als zusammengehörig betrachtet wird, die aber einerseits allochthoner Bestandteil der Strubberg-schichten, andererseits allochthoner Bestandteil der Tauglbodenschichten sein soll. Problematisch ist auch die exakte Altersdatierung der beiden Sedimentgesteine. Da sie rein lithostratigraphisch erfolgte, könnten Unstimmigkeiten in der zeitlich-räumlichen und faziellen Interpretation die Folge sein. Während die flyschoiden Sedimentation der Strubberg-schichten des Lammerbeckens bereits vor Ende der Radiolaritsedimentation abgeschlossen war (GAWLICK 1996a), kamen die Tauglbodenschichten des Berchtesgadener Beckens erst in deren Hangenden zur Sedimentation. Weiterhin setzen die Tauglbodenschichten des Hagengebirges ebenfalls über dem roten Radiolarit ein (HAHN 1985). Da einerseits eine relative Zusammengehörigkeit von Hagen- und Tennengebirge angenommen wird, und andererseits die Strubberg-schichten lediglich einen tektonischen Kontakt zum Tennengebirge besitzen (GAWLICK 1996a, b), ist die zeitliche Einstufung der ungestörten Profile verlässlicher. Dadurch entstünde auch eine Verbindung zu den Tauglbodenschichten der nördlich gelegenen Osterhorngruppe. Neben den Lagerungsverhältnissen finden sich Hinweise auf die Altersbeziehung zwischen Radiolarit und Tauglbodenschichten in reseedimentierten roten Radiolaritschollen im Bereich Hochlenzer sowie roten und schwarzen Radiolariten im Höll- bzw. Krautkasergebiet (Abb. 10). Von eingesedimentierten schwarzen Radiolaritschollen in den Tauglbodenschichten berichtete bereits DIERSCHKE (1980). In Analogie zu den Verhältnissen im Höll- bzw. Krautkasergebiet könnte es sich bei dem von GAWLICK (1996a) erwähnten, in die Strubberg-schichten eingeschalteten grauen Radiolarit ebenfalls um eine Gleitscholle handeln. Dadurch entfielen die zeitliche Trennung, und folglich könnte auch die Namensgebung vereinheitlicht werden. Auf Grund der Abrollung der jüngeren Tektonik wird hier eine Interpretation vorgeschlagen, nach der ein in sich gegliedertes Berchtesgadener-Lammer Becken im ?Mittel- bis Oberjura existierte. Wobei der heute nördlich des Hagengebirges gelegene Anteil dieses Beckens ursprünglich nördlich des Tennengebirges gelegen haben muß.

### 3.3.2 Der Radiolarit

Sofern die im Arbeitsgebiet vorhandenen Reste der Fleckenmergelserie überhaupt autochthon sind und nicht bis in den Mitteljura reichen, fehlen, entgegen der Annahme von SCHANG (1983), Sedimente des Mitteljuras vollständig. Der Grund hierfür mag in der Kondensa-

tion der Beckensedimente bei fortschreitender Absenkung begründet liegen. Wichtiger aber scheinen die sekundär wirksamen submarinen Umlagerungsprozesse zu sein, die einen Großteil der mitteljurassischen Schichtenfolge der Übergangszeit zwischen der Rift- und Postriftphase erodiert haben. Davon sind die mitteljurassischen Sedimente und Teile der Radiolarite betroffen. Für den Fall, daß sie überhaupt vorhanden sind, überlagern jüngere rote Radiolarite im betrachteten Gebiet Rotkalke (Abb. 10). Lediglich am Büchsenkopf treten die älteren grauen Radiolarite auf.

Nach DIERSCHKE (1980) und LANGENSCHIEDT (1981) sollen am Büchsen- und am Strubkopf ca. 20 m bzw. 10 m mächtige graue Radiolarite auftreten. Am südwestlichen Büchsenkopf überlagern, nach eigenen Untersuchungen, 2–3 m mächtige, dünnbankige, grünlich graue und graue Radiolarite die Adneter Schichten bzw. lokal auch den Dachsteinkalk. Wie bereits bei den unterjurassischen Sedimenten ist auch beim Radiolarit die Mächtigkeit (ca. 10–15 m) am nördlichen Büchsenkopf größer. Bereits SCHANG (1983) konnte am Strubkopf keine Radiolarite nachweisen. Im Pletzgraben/Hochbahn steht ca. 50 m und am Koppenstein/Unterer Krautkasergraben ca. 80 m mächtiger roter Radiolarit an. Einige der Profile, die DIERSCHKE (1980) aus diesem Teilgebiet beschrieb, sind nicht dem autochthonen Tirolikum zuzuordnen. Es handelt sich vielmehr um die dem Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll zuzurechnende Gesteine (Profil 100 Klausbichl, Profil 106–107 Oberer Krautkasergraben, Profil 108 Dürreck) in den Tauglbodenschichten. Anzumerken sei hierzu noch, daß die Sedimente der Gleitschollen sehr wohl primär im tirolischen Faziesraum abgelagert worden sein könnten, im betrachteten Teilgebiet des Tirolikums aber ortsfremd vorliegen und daher hier nicht zur Beckenmodellierung herangezogen werden können.

Die Bankdicke beträgt bis ca. 20 cm, meist aber unter 10 cm. Im unteren Krautkasergraben kommen relativ massige (bis 5 m mächtige), intern undeutlich gebankte Partien vor. Diese dickeren Schichtpakete werden von DIERSCHKE (1980) als Sedimenteingleitung gedeutet. Dafür sprechen auch kleine Rutschfalten. Die Bänke besitzen eine ebene bis leicht wellige Ober-/Unterseite; bereichsweise kommen rippelartige Sohlmarken vor. Die einzelnen Bänke können durch mm-cm dicke Tonsteinlagen getrennt sein und sind intern feingeschichtet. Die Schichtung beruht zum einen in einer undeutlichen locker gepackten Anreicherung von Radiolarien auf Grund schwacher Bodenströmungen, zum anderen in der Entstehung von Hungerrippen, in denen die Radiolarien extrem dicht in einer locker gepackten Umgebung vorliegen. Andere Partien sind im 100µm-Bereich um fragliche Radiolarien herum geflasert; deutlich erkennbare Radiolarien treten nur untergeordnet auf. Diese Erscheinung läßt sich nach SCHOLLE et al. (1983) auf Karbonatlösung zurückführen. Mikrofaziell handelt es sich bei den Radiolariten um Radiolarienmikrite mit einem schwankenden Anteil an Radiolarien (Wacke- bis Packstone), untergeordnet können Spiculae auftreten. Wichtige Hinweise für die paläogeographische Rekonstruk-

tion und die tektonischen Ereignisse geben die von HUCKRIEDE (1971) erstmals erwähnten Tuffite in den Radiolariten, die DIERSCHKE (1980) einem Subduktionszonen-Vulkanismus zuordnete.

Von DIERSCHKE (1980), der die Radiolarite monographisch bearbeitet hat, wird das Alter der Radiolarite mit Oxford angegeben. Im Tirolikum sedimentierten im unteren Oxford graue Radiolarite, die von entsprechend jüngeren roten Radiolariten überlagert werden. Die roten Radiolarite sollen zeit- und faziesäquivalent zu den Tauglbodenschichten sein. Außerdem sprechen nach DIERSCHKE (1978, 1980) graue Radiolarite für eine Becken- und rote für eine Schwellenposition. Bezogen auf den tirolischen Anteil des Untersuchungsgebietes treten Abweichungen dazu dahingehend auf, daß:

1. gerade in den Becken- oder Übergangsprofilen mächtigere rote Radiolarite und Tauglbodenschichten überliefert sind.
2. rote (jüngere) Radiolarite unter Tauglbodenschichten in Bereichen fehlen, wo graue ältere Radiolarite im Liegenden der Tauglbodenschichten auftreten (Büchsenkopf).
3. i. allg. der rote Radiolarit die Tauglbodenschichten unterlagert (vgl. auch HAHN 1985);
4. zudem treten rote und graue Radiolarite als verfestigte Gleitschollen in den Tauglbodenschichten auf und können somit nicht zeitäquivalent zu diesen sein.

Aus erstens bis viertens ergeben sich folgende Konsequenzen für das Ablagerungsgeschehen. Ausgehend von den relativ vollständigen und mächtigen Beckenprofilen zeigt sich, daß ein Großteil der Schichtenfolge zwischen oberem Toarcium und Oxford fehlt. Der Radiolarit fehlt auf den Schwellen oder ist dort nur noch reliktsch erhalten (z. B. älterer grauer Radiolarit am südlichen Büchsenkopf). Als Umlagerungsprodukte findet er sich in den Tauglbodenschichten zusammen mit anderen jurassischen und triassischen Lithoklasten. Tauglbodenschichten und die unterlagernden älteren Gesteine blieben in den Schwellen- bzw. Hangprofilen ab dem Zeitpunkt erhalten, als die Beckensedimentation auf diese Bereiche übergriff und deren Sedimente nicht mehr umgelagert werden konnten.

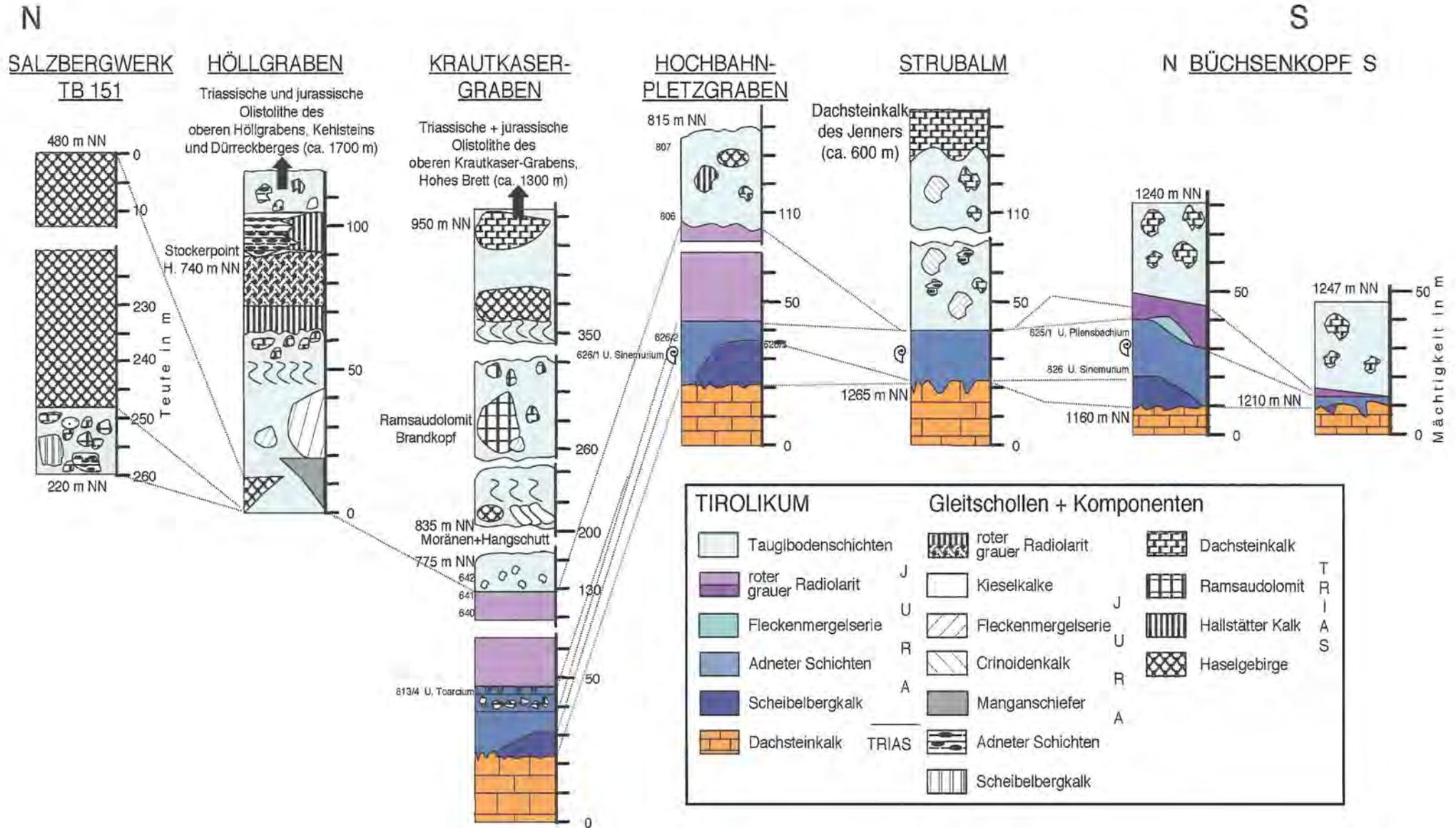
### 3.3.3 Die Tauglbodenschichten

#### 3.3.3.1 Einleitung

Die für die tektono-sedimentäre Interpretation des Großraumes Berchtesgaden wichtigste Schichtenfolge stellen die flyschoiden Tauglbodenschichten<sup>12)</sup> dar. Im betrachteten Teilgebiet treten sie von S nach N an der Basis der Sillenköpfe, in der Torrener-Joch-Zone und gemäß der Profilsérie in Abb. 10 vom Büchsenkopf bis nach Berchtesgaden auf. Wichtig sind hier insbeson-

12) Begriffsprägung: SCHLAGER 1956

# JURAABFOLGE DES WESTLICHEN JENNER UND HOHEN GÖLL-GEBIETES



29 **Abb. 10:** Schematische Sammelprofile der Juraabfolge entlang der Westfront des Jenners und des Göllmassivs.

dere die Lokalitäten, wo die Tauglbodenschichten direkt im Liegenden des „Juvavikums“, bzw. mit diesem verzahnt vorkommen. Es sind dies die Tauglbodenschichten unter dem Jenner und Göllmassiv, im Krautkaser- und Höllgraben, die steilstehenden Kieselplattenkalke in der Ramsauer Ache gegenüber und am Bahnhof Berchtesgaden (vgl. GÜMBEL 1888) und Bereiche im Gernbach (Aschauer Fenster: SCHLAGER 1930, MICHAEL 1989). Von besonderer Wichtigkeit sind bisher unbekannte Aufschlüsse von Tauglbodenschichten im Bereich der Sillenköpfe, in der Torrener-Joch-Zone, im Salzbergwerk Berchtesgaden und auf lagunärem Dachsteinkalk des nördlichen Göllmassivs im Weißenbachtal. Die Schichtenfolge umfaßt Kieselplattenkalke, Mergel, Tonsteine, Konglomerat- bzw. Brekzienkörper und eingeschaltete Gleitschollen lokaler und ortsfremder Herkunft. Bei den Lithoklasten treten sowohl matrix- als auch komponentengestützte Gefüge mit einem weiten Korngrößenspektrum auf, das vom Sandbereich bis zu über 100 km<sup>2</sup> Größe und 2000 m mächtigen Gleitdecken reicht. Die Mächtigkeit der reinen Tauglbodenschichten ist sehr schwer abzuschätzen, da es sich dabei um eine Art Melange handelt, in der sich immer wieder Sedimente, Lithoklasten und Gleitschollen wiederholen und vermischen. Rechnet man die Gleitschollen mit, so sind heute am Jenner ca. 600 m, am Krautkasergraben ca. 1300 m und am Obersalzberg ca. 2000 m aufgeschlossen, wobei die eigentlichen Tauglbodenschichten nur einen Bruchteil ausmachen, die darin enthaltenen Gleitschollen jedoch die größte Mächtigkeit einnehmen können.

Trotz der reichen Mikrofauna, die überwiegend aus Radiolarien und in abnehmender Häufigkeit aus Spiculae, Filamenten, Crinoiden, Ostrakoden und Foraminiferen besteht, konnte im Arbeitsgebiet keine Datierung vorgenommen werden. Die im Lösungsrückstand z. T. massenhaft vorkommenden Radiolarien sind gänzlich sammelkristallisiert. SCHLAGER & SCHLAGER (1973) stufen die Tauglbodenschichten als Zeitäquivalent des Radiolarits auf Oberoxford – Kimmeridge ein. Nach PLÖCHINGER (1990) umfassen die Tauglbodenschichten das Oxford und sind zeitäquivalent zum Radiolarit und den Oberalmer Basiskonglomeraten. Die Tauglbodenschichten schließen nach DIERSCHKE (1980) das obere Oxford und untere Kimmeridge ein und sollen zumindest im unteren Teil zeitäquivalent zum roten Radiolarit sein. Der zeitlichen Einstufung von SCHLAGER & SCHLAGER (1973) und DIERSCHKE (1980) kann für das Untersuchungsgebiet zugestimmt werden, der Zeitäquivalenz zum roten Radiolarit dagegen nicht. Unter der Voraussetzung, daß dieser im Untersuchungsgebiet flächendeckend abgelagert wurde, folgt er deutlich abgrenzbar im Liegenden der Tauglbodenschichten. Diese Abfolge ist auch aus dem südlich anschließenden Hagengebirge überliefert (HAHN 1985). Ein weiteres Kriterium gegen die Zeitäquivalenz sind die verfestigten Radiolaritkomponenten in den Brekzien der Tauglbodenschichten. Die von PLÖCHINGER (1990) beschriebene Zeitäquivalenz des Oberalmer Basiskonglomerats zu den Tauglbodenschichten läßt sich im Untersuchungs-

gebiet als Typlokalität des Oberalmer Basiskonglomerats nicht bestätigen. Die Brekzien und Konglomerate der Tauglboden- und Oberalmer Schichten lassen sich an Hand ihrer lithologischen Ausbildung und Matrix eindeutig unterscheiden und folgen aufeinander. Weiterhin sind deren Sedimentationsbedingungen – bezogen auf das Untersuchungsgebiet – grundlegend verschieden, da die Schüttungsrichtung in den Tauglbodenschichten aus S-SE (s. Abb. 62, Abb. 63, vgl. SCHLAGER & SCHLAGER 1973) und in den Oberalmer Schichten überwiegend aus Norden und Westen (STEIGER 1981, Kap. 3.4.2) erfolgte. Es sei aber angemerkt, daß die Tauglbodenschichten im westlichen Hagengebirge (Sillenköpfe, Fagstein) im hangenden Teil bereits flachmarine Komponenten (LANGENSCHIEDT 1981) enthalten können, die erst für die Barmsteinkalke typisch sind. Diese Besonderheit wird hier, auf Grund der Aufschlußverhältnisse an den Sillenköpfen, dahingehend interpretiert, daß sich relativ früh nach dem Eingleiten der großen juvavischen Decken flachmarine Ablagerungsräume auf ihnen etablieren konnten. Die dort gebildeten Sedimente wurden in das umgebende Becken verfrachtet und vermischten sich mit den weiterhin aus S schüttenden Tauglbodenschichten.

Bis auf die Kieselplattenkalke wurde ein Großteil der Tauglbodenschichten von den bisherigen Bearbeitern des Gebietes (BÖSE 1898, LEBLING 1935, SCHANG 1983 und OTHOLT 1987) überwiegend zur Fleckenmergelerde gestellt. Die Problematik beruht auf dem Mangel/Fehlen von datierbaren Fossilien, auf der faziellen und lithologischen Ähnlichkeit der unterschiedlich alten Beckensedimente sowie auf den lithologisch bedingten schlechten Aufschlußverhältnissen der mergeligen Partien. Die Umlagerungsprodukte in den Tauglbodenschichten können schließlich alle Zustandsformen von der undeformierten Gleitscholle<sup>13)</sup> bei verfestigten Kalken, über die plastisch deformierte Rutschscholle bei halbverfestigten Sedimenten annehmen. Es können Scherungsbrekzien<sup>14)</sup> auftreten, bei denen ursprünglich eine Wechsellagerung von verfestigten Kalken und unverfestigten Mergeln vorlag, die weitestgehend verloren ging, so daß sie heute als Schlammstromablagerungen vorliegen. Schließlich treten noch die zusammenhangslosen polymikten Komponenten der Turbidite und die autochthone pelagische Hintergrundsedimentation auf (Tab. 5). Insbesondere finden sich Tauglbodenschichten häufig nur in den Zwickeln zwischen den Schollen. Brekzien- und Konglomeratkörper scheinen als rinnenartige Ablagerungen ebenfalls lokal begrenzt vorzukommen. Daher kann beim reinen Beckensediment nicht immer sicher entschieden werden, ob es sich bei einem aufgeschlossenen Gestein um eine in situ Bildung (Tauglbodenschichten) oder um eine Gleitscholle/Resediment (Fleckenmergel, Doggerkieselschichten) handelt. Bei der Kartierung wurde diese Unsicherheit dadurch umgangen, daß zweifelhafte Fleckenmergelolithische

13) Klassifikation siehe NARDIN et al. (1979)

14) Klassifikation siehe RICHTER & FÜCHTBAUER (1981)

Tab. 5: Massentransportarten in den Tauglbodenschichten des Untersuchungsgebietes.

Massentransportarten in den Tauglbodenschichten						
Umlagerungsprodukt	Gleitscholle	Rutschscholle	Intembrekzie		Scherungsbrekzie Debris-Flow	Turbidite
Zustandsform bei Mobilisation	fest	halbfest, plastisch	fest	fest	fest, Mergellagen halbfest/plastisch	fest
Lithologie	monomikt	monomikt	entlang der Klüfte diagenetisch verändert, monomikt	monomikt	mono- bis polymikt	überwiegend polymikt
Matrix	keine	keine	diagenetisch veränderte Klüfte sekundär vertont	Tauglboden- schichten	ehemalige Mergellagen, Tauglboden- schichten	Tauglboden- schichten
Scholleninternes Gefüge	ursprünglicher Verband bleibt erhalten			ursprünglicher Verband geht mehr oder weniger verloren		kein ursprünglicher Verband mehr
Deformationen	keine	verfaltet	zerklüftet	zerbrochen	zerschert, gefaltet	zerbrochen, aufgearbeitet
Beispiel	Crinoidenkalk- Schollen um die Strub-Alm	Fleckenmergel- Schollen im Krautkaser- und Höllgraben	Torrener-Joch-Zone Fahrstr. zur Gotzen- tal-Alm Probe 961e	Torrener-Joch-Zone Königsbach Probe 829/2, Basis Jenner	Torrener-Joch- Zone Königsbach Probe 829/1, Krautkasergraben	Pletzgraben Probe 807/1, Krautkaser- graben Probe 646

und -gleitschollen als Tauglbodenschichten eingezeichnet wurden. Dieses Vorgehen läßt sich dadurch rechtfertigen, daß

1. bereits SCHLAGER & SCHLAGER (1973) Schlammstrom-Brekzien unterschieden, die a) eine Tauglbodenschichten Matrix besitzen und b) eine Matrix aus unverfestigten Allgäu Schichten. Dieses Phänomen führte im Untersuchungsgebiet zur Zuordnung entsprechender Gesteine zur Fleckenmergelerde (z. B. am Jenner: LEBLING 1935, SCHANG 1983). Insbesondere dann, wenn die verfestigten Komponenten eine gleichartige mikrofaziale Ausbildung besitzen wie die Matrix, kann die Brekziennatur leicht übersehen, und das Gestein falsch zugeordnet werden.
2. die hangenden Partien der Tauglbodenschichten (Höll-, Krautkaser- und Strubkopfgraben) häufig aus entsprechenden Extraklasten und Gleitschollen bestehen, in deren Zwickeln die Tauglbodenschichten nur untergeordnet vorkommen.
3. der Zusammenhang zwischen autochthonem Sediment (Tauglbodenschichten) und darin eingelagerten Komponenten (Olistholithe und Gleitschollen) besser hervorgehoben wird.

Auffallend ist der Umstand, daß in den älteren Tauglbodenschichten überwiegend intraformationelle und unter- bis mitteljurassische Lithoklasten zur Ablagerung kamen. Einschaltungen und Überlagerungen von z. T. riesigen triassischen Decken/Schollen finden sich erst in den jüngeren Tauglbodenschichten, die seit HAUG (1906) und HAHN (1912) einem unterkretazischen Deckeneinschub zugerechnet wurden. Diese z. T. weit aus dem Süden des Tirolikums stammenden Decken wurden erst im Zuge des finalen Stadiums der Konvergenzphase (Kollisionsphase) mobilisiert bzw. remobilisiert und in den tirolischen Sedimentationsraum verfrachtet. Sie versiegeln das jurassische Berchtes-

gadener Becken und liegen heute als Härtlinge über der Beckenfüllung. Von S nach N sind dies, um nur die wichtigsten zu nennen, die Sillenköpfe, der Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll (Torrener-Joch-Zone, Jenner und Göllmassiv), Deckenkomplex Berchtesgadener Salzberg (Brandkopf, die Schollen zwischen Schiffer Lehen und Obersalzberg), die Hallstätter- und Berchtesgadener Decken zwischen Berchtesgaden und Bad Reichenhall. Von besonderer Wichtigkeit für diesen Zusammenhang sind die neueren Bohrungen des Bergwerks Berchtesgaden (TB 131, TB 151, TB 152, TB 156 und TB 160), die das liegende autochthone Tirolikum des Salzstocks (Tiefjuvavikum) erreicht haben. Entgegen der seit HAHN (1912, 1913b, c), PLÖCHINGER (1976, 1984) und TOLLMANN (1981, 1987b) geltenden Auffassung wurden in diesen Bohrungen nicht die Oberalmer-, Schrambach- oder Roßfeldschichten, sondern Gesteine der Tauglbodenschichten als das Liegende des Juvavikums angetroffen (Abb. 17). Diese Brekzien sind vergleichbar mit den Brekzienkörpern des Pletz-, Krautkaser- und Höllgrabenbereichs (vgl. Abb. 10) und sind auf Grund ihrer polymikten Zusammensetzung den jüngeren Tauglbodenschichten zuzurechnen.

Der Nachweis, daß es sich nicht um Decken im klassischen Sinne, sondern um Gleitdecken/-schollen der Tauglbodenschichten handelt, kann nicht nur aus den Lagerungsverhältnissen abgeleitet werden, er sollte zusätzlich in den Tauglbodenschichten erfolgen. Dieser ist aus der Analyse der Brekzienkomponenten der Tauglbodenschichten zu führen, in denen man einen Teil der als Gleitschollen auftretenden Gesteinsarten wiederfinden sollte. Weil bei der Komponentenanalyse in den seltensten Fällen ein Altersnachweis gelingt, und auch die rein lithologische Zuordnung nicht immer eindeutig ist, seien hier exemplarisch Hallstätter Kalke mit Conodonten aus dem Lac genannt. Sie treten als Brekzienkomponenten in den Tauglbodenschichten auf (Tab. 6, Probe 643) und sind auch als Deckschollen (z. B. Schiedbichl, Abb. 36 – Profil 844) zu finden.

### 3.3.3.2 Die Tauglbodenschichten der Sillenköpfe

Tauglbodenschichten aus dem Bereich südlich der Sillenköpfe (Priesberg-Alm) wurden bereits von DIERSCHKE (1980) und LANGENSCHIEDT (1981) erwähnt. Neu gefundene Vorkommen und die Lithologie der darin auftretenden Gesteinskomponenten weisen auch den aus Haselgebirge, Skythisch-anisischer-Karbonatfolge, Wettersteindolomit und Dachsteinkalk in Riffazies zusammengesetzten Sillenköpfe eine Gleitschollennatur zu. Auf Grund ihrer Lithologie und Biofazies (s. Kap. 4.5) lassen sich die triassischen Gesteine der Sillenkopf-Scholle nicht mit den Gesteinen des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll vergleichen, sondern eher mit denen der Berchtesgadener Decke (z. B. Untersberg).

Im Bachanschnitt, der von Süden in das Priesberger Moos mündet, durchspießen Tauglbodenschichten (Tab. 6, Probe 991) das umlagernde tonige und gipsführende Haselgebirge. An der Südflanke der Sillenköpfe tritt eine leicht verkieselte Brekzie auf, deren Komponenten überwiegend aus schwarzem und grünem Haselgebirgston, Dolomit und Pelsparitkomponenten (vermutliche Skythisch-anisische-Karbonatfolge) bestehen (Taf. 2, Tab. 6, Probe 988). Darin enthaltene umgelagerte Komponenten wie Onkoide, Ooide und Kalkalgen deuten auf erste turbiditische Schüttungen einer flachmarinen Plattform hin. Ob diese bereits von Norden kamen und folglich die Sillenköpfe eine sekundär abgerutschte Scholle der Berchtesgadener Decke wäre, ist auf Grund der lithologischen Ähnlichkeiten des Scholleninventars denkbar (vgl. Kap. 4.5). Weiterhin wäre es denkbar, daß die Sillenkopf-Scholle ein Relikt der eingeglittene Berchtesgadener Decke ist, die von einer Mischung der aus S schüttenden Tauglbodenschichten und der aus N schüttenden flachmarinen Resedimenten der neu entstandenen Karbonatplattform am Top der Berchtesgadener Decke eingehüllt wurde. Von ähnlichen Tauglbodenschichten berichteten DIERSCHKE (1980) und LANGENSCHIEDT (1981) aus dem südöstlich anschließenden Hagengebirge. Im eigenen Untersuchungsgebiet ist dieses Vorkommen an den südlichen Sillenköpfen das einzige seiner Art geblieben. Im Hangenden des Wettersteindolomits fand sich ein kleines Areal mit Kieselkalken (Radiolarien-Packstone, Tab. 6 Probe 989) als Lesesteine.

### 3.3.3.3 Die Tauglbodenschichten der Torrener-Joch-Zone

Bisher waren, mit Ausnahme der entlang der Südrandstörung auftretenden tektonischen Schürflinge des Tirolikums (Manganschiefer und Fleckenmergel s. 5.2.10), lediglich triassische Gesteine aus der Torrener-Joch-Zone bekannt. Neu entdeckte Tauglbodenschichtenvorkommen finden sich zwischen 1335–1350 m NN im Königsbach (Nordrand der Torrener-Joch-Zone) und an der Fahrstraße Büchsenkopf Richtung Gotzentäl-alm im Bereich des Kesselgrabens (Abb. 11). Diese Taugl-

bodenschichten der Torrener-Joch-Zone lassen sich als das Liegende des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll interpretieren. Das Liegende des ersten Vorkommens bilden ca. 5 m mächtige dunkelgraue matrixgestützte Konglomerate (Abb. 12, Tab. 6, Probe 829/1). In einer als locker gepackter Spiculaemikrit zu charakterisierenden dunkelgrauen, mergeligen Matrix schwimmen überwiegend graue, kalkige Spiculaemikritkomponenten, untergeordnet finden sich Adneter Kalk-, Manganschieferkomponenten und cm-große Pyrite (Taf. 3). Das Korngrößenspektrum reicht von Grobsand bis dm Größe. Dieser Gesteinstyp der Tauglbodenschichten ist im Arbeitsgebiet weit verbreitet und entspricht dem Typ Scherungsbrekzie (Tab. 5), in dem unverfestigte (Matrix) und verfestigte (Komponenten) Fleckenmergel das Gestein aufbauen. Überlagert werden diese Schlammstromablagerungen von einer ca. 5 m mächtigen grauen, komponentengestützten Brekzie (Tab. 6, Probe 829/2). In einer Siltmatrix finden sich Komponenten der Dachsteinkalk-Riffazies mit Feinkies bis dm Größe (Taf. 3). Im Westen wird die Brekzie diskordant von dunkelgrauen Mergeln, vermutlich eine Fleckenmergel-Scholle, überlagert. Im südlichen und östlichen Bachbett stehen leicht verkieselte Dachsteinkalke in lagunärer Fazies an, die vergleichbar sind mit den Vorkommen der Bärenwand. Im Norden werden die Tauglbodenschichten von Dachsteinkalken in Jenner-Vorriffazies begrenzt.

Zwei weitere Vorkommen liegen innerhalb der Torrener-Joch-Zone an der Fahrstraße zwischen Büchsenkopf und Gotzentäl-alm. Abweichend zur Kartierung von LANGENSCHIEDT (1981) stellt sich die Geologie am Übergang Büchsenkopf/Kesselgraben im Bereich der Fahrstraße gemäß Abb. 11 verändert dar. Als nördlichstes Gestein der Torrener-Joch-Zone tritt nicht Karnisch-norischer Dolomit, sondern ein ca. 50 m breiter Streifen der Skythisch-anisischen-Karbonatfolge auf. Daran schließt sich nach Süden der Karnisch-norische Dolomit an. Entlang der Westflanke dieser beiden Gesteinskomplexe findet sich eine kataklastische Brekzie aus dunklen, kieseligen Dolomitkomponenten, die in brekziöse Tauglbodenschichten (Taf. 4, Tab. 6, Probe 994) übergeht. Darüberhinaus beinhaltet sie Mergelschmitzen und umhüllt, bzw. ist zwischen beiden triassischen Gesteinsarten eingewalgt. Nach Westen folgt bis zur Fahrstraße Haselgebirge.

Das südliche Vorkommen innerhalb der Torrener-Joch-Zone besteht aus einer Brekzie (Tab. 6, Probe 961e), deren Komponenten ausschließlich aus Hallstätter Kalk zusammengesetzt sind. Im Lösungsrückstand der Brekzie fand sich *Misikella posthernsteini* KOZUR & MOCK 1974 und *Gondolella cf. steinbergensis* MOSHER 1968 mit einem CAI = 3,0. Daraus ergibt sich für die Komponenten ein obersevatiches bis unterrhätisches (höheres Sevat 2 bis unteres Rhät 1) Alter. Das Hangende bildet ein massiger dunkelgrauer Kalk, der als Fleckenmergel-Gleitscholle in den Tauglbodenschichten anzusprechen ist. Dieser wurde von LANGENSCHIEDT (1981) als Hallstätter Kalk auskartiert (vgl. Kap. 5.2.9). Nach

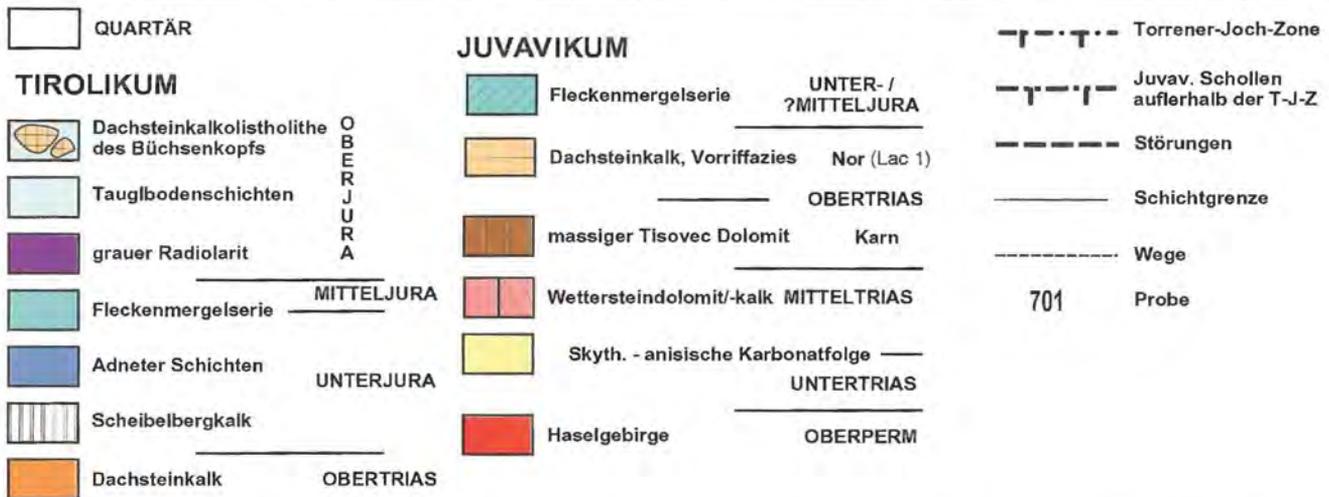
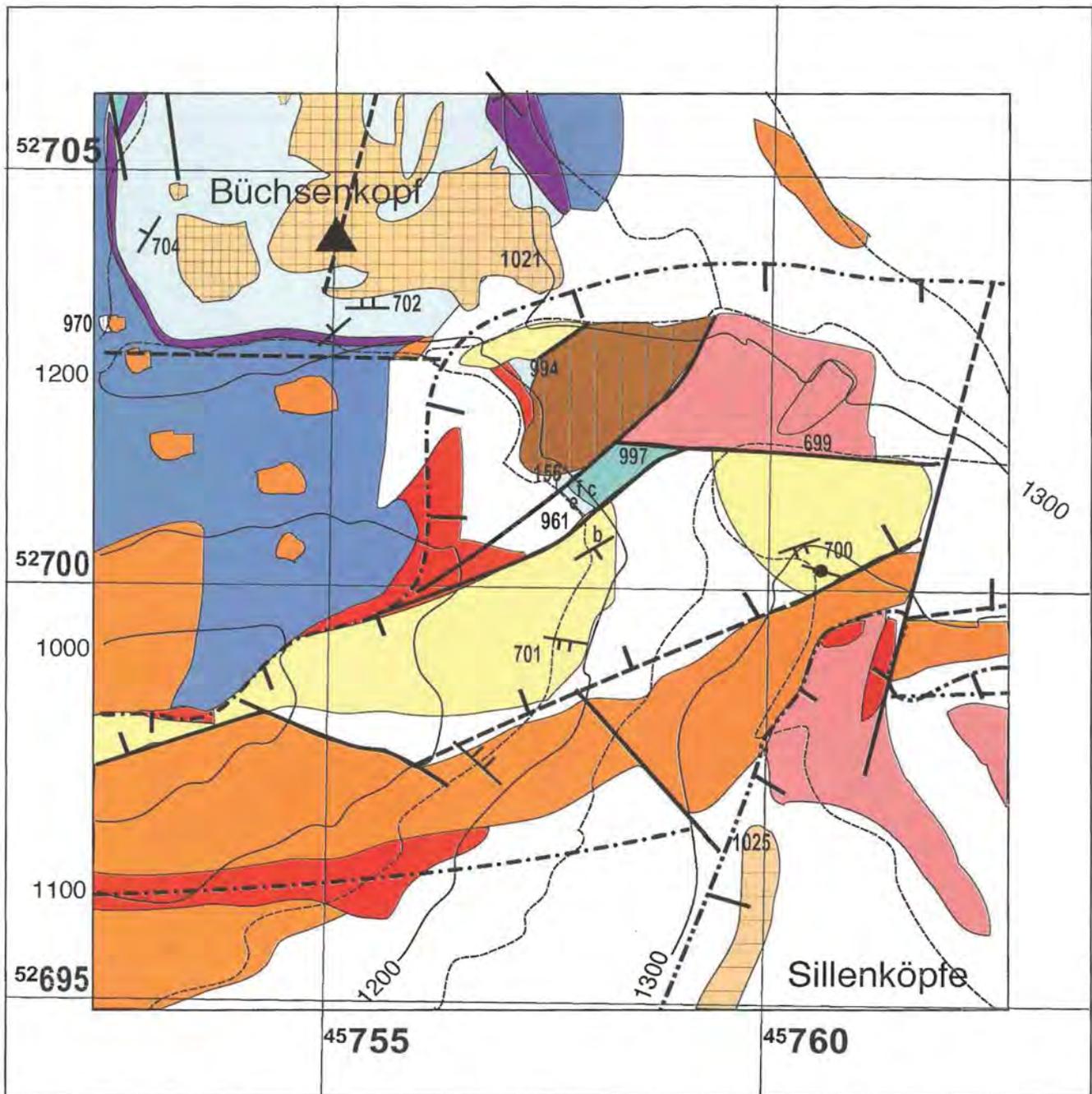


Abb. 11: Geologische Karte der westlichen Torrener-Joch-Zone zwischen Kesselgraben (W) und Königsberg-Alm (E) sowie Büchsenkopf (N) und Sillenköpfen (S). Wichtig für dieses Teilgebiet sind die innerhalb der Torrener-Joch-Zone auftretenden Tauglbodenschichten. Die Probe 156\* entstammt dem Belegmaterial von LANGENSCHIEDT (1981).



Tab. 6: Fortsetzung.

Mikrofaziesanalyse der tirolischen Tauglbodenschichten																												
Probe	Matrix	Verh. Ma/Ko [%]	Komp.- Ø	Komponenten																				Gefüge		Bemerkung	Klassifikation	
				Lithoklasten												Biogene								KG	MG		Dunham	PICKERING et al. (1986, 1989)
				DK	Ig CM	AK	Mn	SpM	MS	FiM	HK	HS	Ig RM	DoS DoM	In	Hi	PP	Qz	R	C	Fi	Sp	O					
779/1	Mi	30/70	f-mG		++																				x		g-kg	A 1.1
783	R-Fi-M	20-30/70-80	fS, gS-fG	+1				+	++	o															x		norgrad, sfg ss, Glau	B 2.1 A 2.8
806	SpM (PS)	30-80/20-70	gS-X					+																u	o	norgrad	A 2.4	
807/1	RM (WS-PS)	<5/>95	gS sgS-sfG m-gG	++1			o	-	-																x		norgrad, edg, e	A 2.7
807/3 o	Si	20-30/70-80	mS						++																x		erba, edg	PS B 1.2
807/3 u	Mi	30/70	fS																						x		la, hd	C 2.3 (E 2.2)
807/4	Si, Mi	5-10/90-95	m-gS	++1																					x		la-sfg	B 1.2
807/5	Mi	30-40/60-70	fS																						x		la, hd, dg	E 2.2
807/7	Mi, Si (-)	60/40	fS																						x		Bio	WS (PS) G 2.1
807/13	Mi	50-70/30-50	fS																						x		lgw. verk, hd	WS E 2.2
807/14	RM	5-10/90-95	f-gG, X	++2				o	o	o															x		fl, su	A 1.1
829/1	Ig SpM	70/30	gS, fG, gG, X				o	-	++																x		kg, g	A 1.3
829/2	Si	<10/>90	fG-X	++3					o																x		e	A 1.1
846/1	Mi, Si	70-90/10-30	fS																						x		bio	WS G 2.1
846/4	Mi	40-60/40-60	fS																						x		la, bio, ks	PS E 2.2
899	Mi	30/70	f-gG																						x		e, gs.	A 1.1
961e	Mi, Si	30-50/50-70	gG, X																						x		e, gs, Lös: Co	A 1.1
TB 131 /103m	Mergel Kalk	60/40	fS, mS*																						x		?Flecken- mergelscholle	WS G 2.1
TB 151 /243,5m	Si	<5/>95	gS-fG (gG)	-				+	+																x		kg, e, fl, su	A 1.1
/244,6m	Si	10-20/80-90	m-gG (gS- gG)	++1			o	o	o																x		kg, e	A 1.1
/251m	Mi	<5/>95	mG (sf-sgG)					++	o																x		e, ss, sk, dg sty	A 1.1
/252,7m	SpM	5/95	m-gG	-1				++																	x		kg, e	A 1.1
/256,2m	Mi, MS-WS	5-10/90-95	mG (sf-sgG)	+1				+																	x		sk, ss, e, dg	A 1.1
/262,6m	Mi, Si	80-95/5-20	sfS-fS																						x		Bio	MS-WS E 1.2
TB 152 /145m	Mi	50-60/40-50	fS, fG																						x			PS G 1.2
TB 156 / 374,3m	Si	10/90	f-gG	-1				+	o																x		e, kg, pu	A 1.1
/380,6m	Mi, Si	20-30/70-80	gG (fG)					++	-																x		e, fl, pu	A 1.1

Mikrofaziesanalyse der tirolischen Tauglbodenschichten																													
Probe	Matrix	Verh. Ma/Ko [%]	Komp.- Ø	Komponenten																				Gefüge		Bemerkung	Klassifikation		
				Lithoklasten + Abiogene												Biogene								KG	MG		Dunham	PICKERING et al. (1986, 1989)	
				A K	Ig CM	DoS DoM	FiM	Ha	HS	In	MS	On	Oo	OS	PS	Qz	Ig RM	Sp M	C	F	Fi	MB	Ka						R
981	Mi	20-30/70-80	gS-gG		++																					x		g, gs, kg, sk, sty	A 1.1
988	Sp	30/70	gS, fg																							x		e, g, kg, ss	A 1.1
989	Mi	50/50	fS				o	o	-																	x			PS E 2.2
991	Mi	100/0																								x		Bm	MS E 1.1
994	Si, (Sp)	30-40/60-70	gS-fG																							x		e, gs	A 1.1
TauBü	Si	30/70	f-sgG, X						++																x		g, kg	A 1.1	
To 15	Si	70-80/20-30	gS, fG, gG, X	o					-		o														x		kg, g	A 1.3	
BW 24b	Si, FiS-FiM	70-80/20-30	f-gG						++																x		gs, gefasert	A 1.1	
BW 24c	Mi, Si	95/5	sfS																						x		la-sfg	MS D 2.3	

Norden treten Mergel (Radiolarien-Packstone) der Fleckenmergel-Serie auf, die ebenfalls eine Gleitscholle darstellen und lithologisch identisch zu entsprechenden Vorkommen am Aufstieg zur Brettgabel, im Krautkaser- und Höllgraben sind. Trotz reicher Radiolarienführung blieb der Versuch erfolglos, eine bestimmbar Fauna aus dem Gestein herauszulösen, da die Radiolarien sammelkristallisiert vorliegen. Diese Mergel wurden von LANGENSCHIEDT (1981) als Raibler Schichten auskartiert.

Da die triassische Schichtenfolge innerhalb der Torrener-Joch-Zone i. allg. tektonisch bedingt von Süden nach Norden zunehmend jünger wird (vgl. ZANKL 1962, SCHANG 1983), liegen die hier beschriebenen Tauglbodenschichten im Hangenden und inmitten der Torrener-Joch-Zone. Die Funde von Tauglbodenschichten in der Torrener-Joch-Zone sind für die geologische Interpretation von entscheidender Bedeutung. Da bisher lediglich triassische Gesteine bekannt waren, weisen die Tauglbodenschichten auch der Torrener-Joch-Zone eine Gleitdeckennatur im Zusammenhang mit der Konvergenzphase zu.

#### 3.3.3.4 Die Tauglbodenschichten des Büchsenkopfes

Die Tauglbodenschichten des Büchsenkopfes wurden bereits von DIERSCHKE (1980) und LANGENSCHIEDT (1981) beschrieben. Sie bestehen aus grauen Kieselkalen und überlagern graue Radiolarite. Ein Großteil der ca. 40–50 m mächtigen Tauglbodenschichten des Büchsenkopfes wird durch Brekzienkörper aufgebaut. Diese z. T. über 2 m mächtigen gradierten, komponentengestützten Bänke werden aus Intra- (Tab. 6, Probe TauBü) und Extraklasten (Dachsteinkalk) aufgebaut. Darin eingeschaltet sind mittel- bis dickbankige kieselige Gesteine (Tab. 6, Probe 704) und laminierte radiolaritähnliche Gesteine. Im hangenden Teil der Schichtenfolge finden sich Dachsteinkalk-Olistholithe (Riffflanzenfazies nach LANGENSCHIEDT 1981), die als Härtlinge die kleinräumig hügelige Morphologie des Büchsenkopfes prägen. Auffallend ist auch hier, verglichen mit dem Vorkommen innerhalb der Torrener-Joch-Zone, daß die Olistholithe aus riffnahem Dachsteinkalk bestehen. In einer sparitischen Grundmasse mit wechselnden Anteilen von Mikrit finden sich als wichtigste Komponenten Pelloide, Crinoiden und Mollusken. Die Riffbildner (Korallen und Schwämme) sind stark rekristallisiert. Untergeordnet finden sich Dasycladaceen, Foraminiferen (nach LANGENSCHIEDT 1981: *Agathamina* sp., *Glomospirella* sp., *Haplophragmoides* ? sp., *Angulodiscus communis* KRISTAN 1957, *Nodosaria* sp., *Tetrataxis* sp. und *Trochammina* sp.) und Intraklasten. In einer Lösungsprobe fand sich ein Bruchstück eines Plattformconodonten, das einen CAI = 1,5 (Probe 1021) aufweist.

#### 3.3.3.5 Die Tauglbodenschichten des Jenners

Im Wiesengelände zwischen Strubkopf und Jenner sind Tauglbodenschichten nur fleckenhaft aufgeschlossen.



**Abb. 12:** Schlammstromablagerung (vgl. Taf. 3, Tab. 6, Probe 829/1) in den Tauglbodenschichten des Königsbaches (Nördliche Torrener-Joch-Zone, H. 1340 m NN). In der mergeligen Matrix schwimmen cm-dm große, eckige überwiegend jurassische Komponenten. Maßstab: Objektivdeckel ø 5,5 cm.

Sie überlagern unterjurassische Rotkalke, die nicht näher datiert werden konnten. Mitteljura konnte hier ebenfalls nicht nachgewiesen werden. Bei den Tauglbodenschichten handelt es sich um dicht gepackte, komponentengestützte Konglomerate, die locker gepackte Crinoidenmikrite (Tab. 6, Probe 707, 981) als Komponenten besitzen. Einzelne größere Olistholithe dieser grauen Crinoidenkalke ragen als Härtlinge ca. 200 m nördlich der Strub-alm aus dem Wiesengelände heraus. Im höheren Wiesenbereich, im Liegenden des Dachsteinkalks des Jenners, finden sich fleckenhaft stark verkieselte, radiolarienführende Gesteine, die von SCHANG (1983) als gebankte Hornsteine des Mitteljuras auskartiert wurden. Sie sind vergleichbar mit grauen radiolaritischen Einschaltungen in die Tauglbodenschichten des Büchsenkopfes und ziehen schlecht aufgeschlossen im Bereich der Jennerwiesen nach NNE bis an den Krautkasergraben. Die überlagernden ortsfremden Dachsteinkalkschollen des Jenners sind hauptsächlich in Vorriffazies ausgebildet. Teilbereiche bestehen aber auch aus Dachsteinkalk in Rückriff- und

Riffazies. Entsprechende Lithoklasten dieser Schollen finden sich in den klastischen Tauglbodenschichten des Pletzgrabens (Tab. 6, Probe 807/14) und der Torrener-Joch-Zone (Tab. 6, Probe 829/2).

Weitere für die tektono-sedimentäre Interpretation des Jennergebietes wichtige Vorkommen von Tauglbodenschichten finden sich in der, von SCHANG (1983) Strubkopfgraben genannten, NW-SE-streichenden tektonischen Struktur. Am Weg von der Mittelstation zur Königsbach-Alm steht unterhalb der Wasserfall-Alm eine komponentengestützte Megabrekzie in dunkelgrauen Mergeln der Tauglbodenschichten an, die aus Dachsteinkalk, Adneter Kalken, Filamentkalken, Fleckenmergeln, roten und schwarzen Radiolariten zusammengesetzt ist. Das Vorkommen liegt am nördlichen Grabenrand.

Zwischen Strubkopf- und Krautkasergraben unterlagern bereichsweise Mergel und kieselige Kalke (Tauglbodenschichten) die Dachsteinkalke. Die homogene mikrofazielle Ausbildung und Gleichartigkeit dieser Dachsteinkalke deuten auf eine Herkunft aus dem direkt umgebenden autochthonen Tirolikum hin. Zwei Möglichkeiten kommen als Ursache für diese Ausbildung in Betracht:

- Die Mächtigkeitszunahmen der jurassischen Schichten und ihre weitestgehende Erhaltung im Bereich nördlich des Strubkopfes sprechen für ein jurassisches Paläorelief. Die Dachsteinkalkschollen könnten demnach von lokalen Schwellenbereichen unweit in die Tauglbodenschichten eingegliedert sein.
- Jüngere tektonische Überprägung führte zu einer Grabenstruktur (Strubkopfgraben), dessen Ränder bei der späteren Einengung auf Tauglbodenschichten überschoben wurden.

Im Gebiet zwischen Jenner-Mittelstation und Vogelhütten-Alm bestehen die Tauglbodenschichten aus Brekzien (Tab. 6, Probe 708) mit Mergelzwischenlagen. Daran gehen Kieselplattenkalke (Radiolarienmikrit) und verkieselte Mikrite oder Siltite hervor. In diese eingelagert und überlagernd folgen die obertriassischen Dachsteinkalk- und Unterjuraschollen des Jenners und Vogelsteins. Die, verglichen mit dem autochthonen Tirolikum, unterschiedliche und ortsfremde Dachsteinkalkfazies tritt besonders am Fußweg Vogelhütten- zur Wasserfall-Alm in Form von Vorriff- und Riffazies zutage.

Deutlichere Hinweise auf Tauglbodenschichten finden sich an der Fahrstraße Parkplatz Hinterbrand in Richtung Königsbach-Alm. Am Nordrand des Strubkopfgrabens liegt eine große Dachsteinkalkscholle (Tab. 2, Proben 43, 222) auf und in Mergeln der Tauglbodenschichten, deren matrixgestütztes Gefüge Intraklasten (Tab. 6, Probe 634) enthält. An diese ca. 60–80 m breite Zone mit mergeligen Tauglbodenschichten, die von SCHANG (1983) als Mergel der Fleckenmergelscholle auskartiert wurde, schließt sich nach Süden eine ca. 40 m breite Lias-Rotkalk-Scholle an, deren Basis Scheibelbergkalke bilden. Kieselige und mergelige Tauglbodenschich-

ten folgen nach Süden hin bis zu dem abzweigenden Pfad in Richtung Strubkopf-Alm. Dort liegt eine weitere Dachsteinkalkscholle mit Adneter Kalkauflagerung über einer komponentengestützten Brekzie mit vorwiegend Dachsteinkalkbruchstücken (Tab. 6, Probe 630). Daran schließen sich von 1140–1135 m NN mergelige Tauglbodenschichten an. Es folgen Spiculite der Fleckenmergelscholle von 1130 m NN bis zur südlichen Grabenrandstörung bei 1120 m NN, in die eine weitere ca. 10 m breite Dachsteinkalkschuppe eingeschaltet ist.

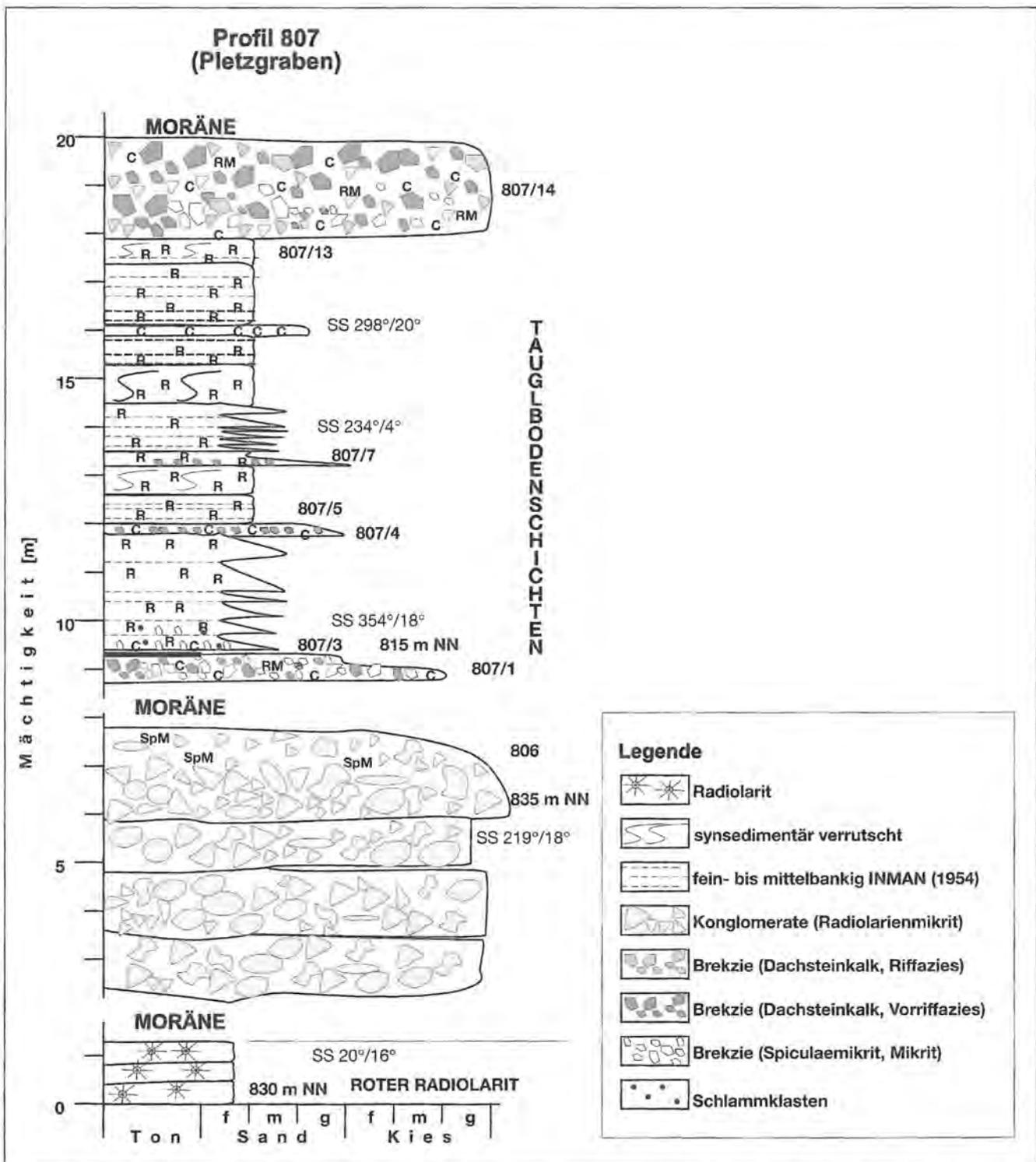
Im Gebiet Hochbahn/Pletzgraben (nordwestlicher Strubkopfgraben) findet sich eine relativ komplette Obertrias-Juraabfolge, die im Sammelprofil Abb. 10 dargestellt ist. Die aufgeschlossenen Tauglbodenschichten geben einen guten Einblick in den tiefmarinen Ablagerungsraum, der durch Schlammstromablagerungen, Turbidite und hemipelagische Sedimente dominiert wurde (Abb. 13, Taf. 4). In die Schichten sind im Osten eine Haselgebirgsscholle (ausgelaugt) und im Norden eine dolomitische Hallstätter Graukalkscholle eingeschaltet. Letztere ist ca. 200 m<sup>2</sup> groß, ca. 5 m hoch und liegt auf dunkelgrauen Mergeln. Das Alter dieser Scholle konnte mit Conodonten (*Epigondolella bidentata* MOSHER 1968, *Epigondolella postera* KOZUR & MOSTLER 1971, *E. sp. juv.*, *Neohindeodella triassica* (MÜLLER 1956) und *Prioniodina sp.*) auf Alaun 2/II-3/I eingestuft werden. Bemerkenswert ist, daß die Dachsteinkalkextraklasten im Profil 807 in den Schichten 807/1 und 807/4 aus lagunärer und in 807/14 aus Riff- und Vorriffazies zusammengesetzt sind. Den Komponenten der Schicht 806 entstammt eine gut erhaltene Radiolarienfauna, die ausschließlich aus Spumellarien zusammengesetzt ist.

### 3.3.3.6 Die Tauglbodenschichten des Krautkasergrabens

Im Profil Krautkasergraben (Abb. 10) bestehen die besten Möglichkeiten, die tektonischen Ereignisse des dem aktiven nördlichen Kontinentalrand der Tethys vorgelagerten Berchtesgadener Beckens und die Stellung des Hohen Gölls zu studieren. Wie am Pletzgraben, so gehen auch hier die Tauglbodenschichten aus roten Radiolariten hervor. Die beginnenden tektono-sedimentären Ereignisse spiegeln sich bereits in den hangenden Radiolariten wieder, in die schon distale Turbidite eingeschaltet sind. Die Grenze zwischen rotem Radiolarit und Tauglbodenschichten liegt bei ca. 750 m NN im Bachbett und zeichnet sich durch einen allmählichen Farbwechsel zu dunkelgrauer Farbe aus. Die basalen Tauglbodenschichten bestehen aus laminierten, stark kieseligen dünn- bis mittelbankigen turbiditischen Gesteinen (Tab. 6, Probe 642), in die dickbankige synsedimentär brekzierte intraformationale Rutschpakete und Hallstätter Kalkkomponenten (Tab. 6, Probe 643) eingeschaltet sind. Der Nachweis der unternorischen (Lac) Hallstätter Kalke konnte durch *Gondolella navicula* (HUCKRIEDE 1958) und *Prioniodina sp.* im Lösungsrückstand der Sammelprobe erfolgen. Sowohl in den hangenden Partien des roten Radiolarits als auch in den

basalen Tauglbodenschichten können kleine synsedimentäre Rutschfalten entwickelt sein, die meist nur auf einzelne Bänke beschränkt sind. Es schließen sich bis ca. 775 m NN dunkelgraue bis schwarze, massige, kieselige Kalke (Tab. 6, Probe 98\*) an. Moränen- und Hangschuttbedeckung verwehren bis 835 m NN den weiteren Einblick.

Ab 835 m NN treten unter der Moräne die Tauglbodenschichten in Form von massigen, matrixgestützten schwarzen Kalken (Tab. 6, Probe 645) hervor, die einzelne (ca. 1 Komp./m<sup>2</sup>) dm-große Lithoklasten enthalten. Diese gehen nach oben in ca. 2 m mächtige, matrixgestützte mergelige Kalke über, die dichter gepackt sind und ca. 10 Komp./m<sup>2</sup> (Tab. 6, Komponentenprobe



**Abb. 13:** Profil 807 der Tauglbodenschichten am südlichen Bachbett des Pletzgrabens. Das Profil läßt sich durch eine Dreiteilung charakterisieren: Der untere Teil wird durch mächtige Schlammstromablagerungen (806) gebildet, darüber folgen mit abnehmender Korngröße turbiditische Lagen (807/3-7). In diese schalten sich pelagische Sedimente ein (807/5, /13). Ein neuer Schüttungszyklus beginnt mit 807/14. Auffallend ist, wie bei vielen Profilen in den Tauglbodenschichten, daß zuerst intraformationale bzw. höher unterjurassische bis mitteljurassische Gesteine mobilisiert werden (806), bevor nachweislich ortsfremde triassische Gesteine als Komponenten auftreten (807/1).



**Abb. 14:** Flammenstruktur in einem Turbidit (Tab. 6, Probe 646) aus dem Krautkasergraben.

645/1) enthalten. Im Süden werden diese Tauglbodenschichten von einer Rutschmasse überlagert, die basal aus ovalen dm-großen, komponentengestützten Extra-/Intraklasten (zerscherte Bänke und Bankteile) besteht. Nach oben nimmt deren Durchmesser auf über m-Größe zu. Im nordöstlichen Bachbett ist eine Haselgebirgsscholle (ausgelaugt) eingelagert. Als Komponenten treten in diesem Abschnitt überwiegend Gesteine auf, die mikrofaziell der Fleckenmergelserie nahestehen.

Zwischen 860–865 m NN folgen laminierte sandige Turbidite (Tab. 6, Probe 100\*), die dick bis sehr dick gebankt vorliegen. Daran schließen sich fein- bis mittelbankige sandig feinkiesige Turbidite mit synsedimentären Rutschfalten und Flammenstrukturen an (Tab. 6, Probe 646 und Abb. 14). Schlammstromablagerungen, die als komponentengestützte Konglomerate mit Intraklasten (Tab. 6, Probe 120\*) feinbankigen Gesteinen (Tab. 6, Probe 211\*) eingeschaltet sind, finden sich zwischen 870–905 m NN. Nördlich zwischen Bachbett und Fußweg Brandkopf-Königssee überlagern Haselgebirge, Werfener Schichten, Fleckenmergel und Ramsaudolomit der Brandkopf-Scholle (s. Kap. 4.2.3) die Tauglbodenschichten.

Mehrere, einige m<sup>3</sup>-große verkieselte Dolomit- und Dachsteinkalkblöcke sind zwischen 915–960 m NN den Tauglbodenschichten eingelagert. Matrixgestützte Konglomerate von Schlammstromablagerungen finden sich

zwischen 960–985 m NN. Diese werden zwischen 985 m NN und 1005 m NN vollständig und bis 1015 m NN nur im Norden von Haselgebirge überlagert. Der Krautkasergraben bildet zwischen 1030–1050 m NN eine Steilstufe mit Wasserfall, die durch eine auf Tauglbodenschichten (Tab. 6, Probe 648/1) liegende Dachsteinkalk-Gleitscholle (Probe 104, Belegmaterial SCHANG 1983) bedingt wird. Das Hangende bilden überwiegend mergelige Tauglbodenschichten, die bis zur nächsten, ebenfalls durch eine Dachsteinkalk-Gleitscholle bedingte Steilstufe mit Wasserfall (1080–1095 m NN) reichen. Diese ist eingeschlossen in feinturbiditische kieselige Kalke, die bis zur nächsten Steilstufe (1110–1140 m NN) unterhalb des Fußweges Parkplatz Hinterbrand-Jenner Mittelstation reichen. Kieselige Kalke (Tauglbodenschichten) und Manganschieferreste unterlagern diese Dachsteinkalk-Gleitscholle und umschließen sie im Norden stark gestört.

Nach Osten schließt sich die z. T. inverse und verschuppte oberjurassisch bis obertriassische Abfolge der Brettgabel und des westlichen Hohen Bretts an. Bachaufwärts in Richtung SE verdecken Moränen und Hangschutt bis in ca. 1250 m NN die Festgesteine. Auf der östlichen Seite, ca. 20–30 m über dem Bachbett stehen in ca. 1250 m NN grünlich schwarze bis grünlich graue Radiolarite an. In diese mittel- bis dickbankigen Gesteine schalten sich m-mächtige synsedimentäre Rutschpakete ein. Diese gehen in 1280 m NN in rotbraun-

ne und anschließend in graugrüne bis blaß rötliche Radiolarite über.

Im Bachbett lassen sich ab 1275 m NN rötliche Radiolarite auskartieren, diese bilden dort eine ca. 20 m hohe Steilstufe. Das Top dieser Steilstufe wird aus schwarzgrün marmorierten Radiolariten gebildet, die bis in 1310 m NN allmählich in schwarze Radiolarite übergehen. Diese Radiolaritfolge wurde von DIERSCHKE (1980) dem Tirolikum zugerechnet (Profile 106–107 Oberer Krautkasergraben). Es folgt eine erneute Moränenüberdeckung. Zwischen 1350–1380 m NN steht rotgrüner unter schwarzem Radiolarit an; den schwach kieselige Kalke überlagern. Die kalkige Fleckenmergelscholle wird ab 1390 m NN zunehmend mergeliger (Tab. 37, Probe 693) und zieht schließlich ab ca. 1435 m NN den SW Hang des Krautkasergrabens hinauf. Dort unterlagern sie die unterjurassischen Crinoidenspatkalk-Gleichscholle und überlagern die aus schwarzem Radiolarit bestehende Steilwand. Gleichartige mergelige Radiolarienmikrite finden sich als Klasten in den matrixgestützten Brekzien (Tab. 6, Proben To 15, 829/1) und zwischen den Manganschiefer- und Crinoidenkalkschollen im unteren Höllgraben sowie zwischen Wembach- und Sappen Lehen (Tab. 6, Probe 664/1).

Ab einem kleinen Wasserfall in ca. 1425 m NN Höhe überlagern unterschiedlich zusammengesetzte Unterjuraschollen, zu denen auch die früher bergmännisch abgebauten Manganschiefer zählen, die als Schlammstromablagerung ausgebildeten Tauglbodenschichten.

Die Ausbildung der Tauglbodenschichten entspricht dem bei SCHLAGER & SCHLAGER (1973) erwähnten Typ, der aus unverfestigter Fleckenmergelmatrix besteht. In Richtung E sind dies Adneter Kalke, Crinoidenkalk und Fleckenmergel. In Richtung S und SW folgt die ca. 30–40 m hohe liegende Doppelfalte, verschiedenartige Unterjuraschollen und die Dachsteinkalkschollen des Vogelsteins. Das Liegende der nördlichen Falte wird durch dünn- bis mittelbankige, laminierte bis feinschichtige turbiditische Kieselplattenkalke (Abb. 15) gebildet, sie sind vergleichbar mit Probe 642 (Tab. 6). Die Unterjuragesteine der Doppelfalte setzen sich aus Scheibelbergkalken, Adneter Schichten, Hierlatzkalken (Crinoidensparit), Gesteinen der Fleckenmergelscholle und Manganschiefern zusammen, in deren Hangenden Dachsteinkalk auftritt. Die fazielle Ausbildung der Dachsteinkalkschollen reicht hier vom Vor- bis Rückriffbereich. Diese synsedimentäre Rutschfalte wird hier, in Analogie zur gleichartig streichenden Falte des Dürrecksbergs, als Parasitär-falte interpretiert (vgl. Abb. 60). Folglich fand der Eingleitvorgang ebenfalls aus SE und nicht wie SCHANG (1983) annahm aus Richtung NW statt.

Der melangeartige Charakter dieser unterschiedlichen Schollen wird am Fußweg zwischen Vogelhütten- und Mitterkaser-Alm sehr augenfällig. Unterschiedlichste triassische und unterjurassische Gesteine wechseln einander ab und sind miteinander vermengt. Sehr deutlich wird dieses Chaos, bei dem reine Tauglbodenschichten kaum sichtbar sind, wenn man die Datierungen der Unterjuraschollen (SCHANG 1983) betrachtet.



**Abb. 15:** Laminierte turbiditische Kieselkalke (Tauglbodenschichten) bilden die Basis der westlichen Gleitfalte im oberen Krautkasergraben (H. ca. 1480 m NN).

Auf engstem Raum (100–200 m Abstand) finden sich allein drei auf unteres Sinemurium datierte Gesteinsarten, die bis auf den Flaserknollenkalk im liegenden Tirolikum in dieser Zeit nicht sedimentiert wurden:

- roter Flaserknollenkalk (Fauna siehe 5.3.3.2.2.3)
- Crinoidenkalk (Fauna siehe 5.3.3.2.2.5)
- Spongilit: *Angulaticeras angulatooides* (QUENSTEDT 1882)

Ein weiteres Indiz für das Eingleiten dieser Schollen in die Tauglbodenschichten liefern die Dachsteinkalke des nordöstlichen Vogelsteins, die z. T. verkieselt sind, worauf bereits SCHANG (1983) hinwies.

### 3.3.3.7 Die Tauglbodenschichten des Höllgrabens

Die geologischen Verhältnisse des Höllgrabens wurden in der Vergangenheit bereits häufig beschrieben. BÖSE (1898), KÜHNEL (1929) und BOLZ (1967) versuchten, die chaotischen Verhältnisse im Höllgraben tektonisch zu erklären. Seine Wichtigkeit erlangte der Höllgraben dadurch, daß er für die Deckentektoniker die Verlängerung der Endstal-Störung (Taf. 9) darstellte, die ihnen dazu diente, die faziellen und sedimentären Widersprüche zwischen den geologischen Verhältnissen am Kehlstein und am Hohen Göll zu erklären. Diese trennte nach ihrer Auffassung einen tirolischen (Kehlstein) von einem juvavischen Anteil (Hoher Göll).

Als Haupttyp treten in den Tauglbodenschichten des Höllgrabens die bereits mehrfach erwähnten Schlammstromablagerungen mit unverfestigter Fleckenmergelmatrix (SCHLAGER & SCHLAGER 1973) auf. Die Verhältnisse werden dadurch wesentlich erschwert, weil kaum eindeutige Tauglbodenschichten vertreten sind, aber relativ große Juraschollen (Adneter Schichten, Fleckenmergel, Crinoidenkalk, Manganschiefer und Radiolarit) auftreten. Bis auf die Fleckenmergel bereitet die Abgrenzung der Schollen im Gelände keine Probleme. Da die Fleckenmergel sich häufig weder farblich noch lithologisch (abgesehen von Brekzien und Konglomeraten) eindeutig im recht unzugänglichen Gelände des Höllgrabens von Tauglbodenschichten unterscheiden lassen, wurden in der geologischen Karte in diesem Bereich einige unsichere Fleckenmergelschollen unter die Tauglbodenschichten subsumiert. Dieser, wegen mangelnder Datierungsmöglichkeiten unvermeidliche Fehler, läßt sich sicherlich durch das die tektono-sedimentären Vorgänge deutlicher charakterisierende Kartenbild entschuldigen.

Im Höllgraben tauchen die Tauglbodenschichten wieder unter dem Tiefjuvavikum und den Moränenablagerungen hervor, durch die sie ab dem Krautkasergraben verhüllt werden. Ab ca. 655 m NN sind sie als Kieselkalke im Bachbett unter dem Haselgebirge (s. Abb. 32, Profil 665) aufgeschlossen. Ab 675 m NN werden sie zunehmend kalkiger und sind als laminierte distale Turbidite (Tab. 6, Probe 667/2) zu charakterisieren. Nördlich des

Höllgrabens tritt eine größere Fleckenmergelscholle auf. Diese Mergel (Tab. 6, Probe 664/1), die mit dünnbankigen Kieselkalcken (Tab. 6, Probe 664) wechsellagern, sind im Bachbett zwischen 690–715 m NN im Bereich des Wasserfalls matrixgestützte Konglomerate eingeschaltet, deren Komponenten mehrere Meter Durchmesser erreichen können. Schwarze Kieselkalke und Radiolarite stehen zwischen 715–725 m NN (Tab. 6, Probe 677/3) an. Größere verfaltete Radiolarit-Gleitschollen folgen zwischen 725–760 m NN. Diese bestehen im Bereich 725 m NN aus dünnbankigen rötlichen Radiolariten (667/4), es schließen sich bis ca. 745 m NN schwarze Radiolarite um Stockerpoint an. Südöstlich der Höllgrabenbrücke, bei Stockerpoint, treten über den schwarzen rote Radiolarite auf, in die bis zu 10 m große Olistholithe, bestehend aus Adneter Schichten, eingefaltet sein können. Auf der nordöstlichen Bachseite findet sich eine Rotkalkscholle. Ab ca. 755 m NN überlagern Rotkalke die Radiolarite. Im Hangenden dieser Schollen folgen Fleckenmergel, in die am Fußweg Klausbichl-Spinnerlehen Crinoidenkalk und Brekzien der Tauglbodenschichten eingewalgt sind.

Einen Einblick in die chaotischen Lagerungsverhältnisse dieser Gleitschollen bietet der Südhang des Höllgrabens ab dem verfallenen Steg bei ca. 790 m NN bis ca. 825 m NN. Gleitschollen, die überwiegend aus Adneter Rotkalk und untergeordnet aus Scheibelbergkalk bestehen, finden sich, rutschungsbedingt verfalltet, in die Tauglbodenschichten eingelagert. Es folgt eine Dachsteinkalkscholle auf der Südseite bis 855 m NN. Auf der Nordseite tauchen aus dem Hangschutt, im Liegenden der Dachsteinkalkklippe unterhalb der Dürreckstraße, verschiedene Unterjuraschollen auf. Auf der Südseite folgen am Bachbett rote Scheibelbergkalk-Schollen, die bis 865 m NN reichen und in Tauglbodenschichten eingelagert sind. Auf tektonisiertem Lias-Rotkalk liegend, schließt sich eine 10–20 m mächtige Dachsteinkalkscholle an, die bis 880 m NN reicht. Beiderseits des Höllgrabens finden sich bis 900 m NN Tauglbodenschichten, in denen bis zu 2 m große Dachsteinkalkolistholithe schwimmen.

Das Tal verbreitert sich ab ca. 900 m NN und wird von Moränenablagerungen ausgefüllt. Zwischen 925–930 m NN taucht eine weitere Dachsteinkalkscholle aus der Moräne hervor, an die sich bis 935 m NN Tauglbodenschichten anschließen. Rotkalkschollen überlagern sie, bis sie von Schollen aus rotem Radiolarit und Dachsteinkalk abgelöst werden. Nach Südosten folgen, auf der dem Klausbichl gegenüberliegenden Bachseite und am Alplstein, die tiefjuvavischen Schollen (Zlambachschichten, Hallstätter Kalk und Dolomit). Die Zlambachschichten-Scholle des oberen Höllgrabens wird im SE von einer Tauglbodenschichtenbrekzie umlagert. Die Komponenten dieser Brekzie bestehen überwiegend aus Mergeln, untergeordnet kommen auch Crinoiden-Cortoid-Grainstone-Komponenten der Zlambachschichten vor (Tab. 6 Probe 584/3). Nach Osten schließt sich die aus obertriassischen bis oxfordischen Gesteinen bestehende Klausbichl-Scholle an.

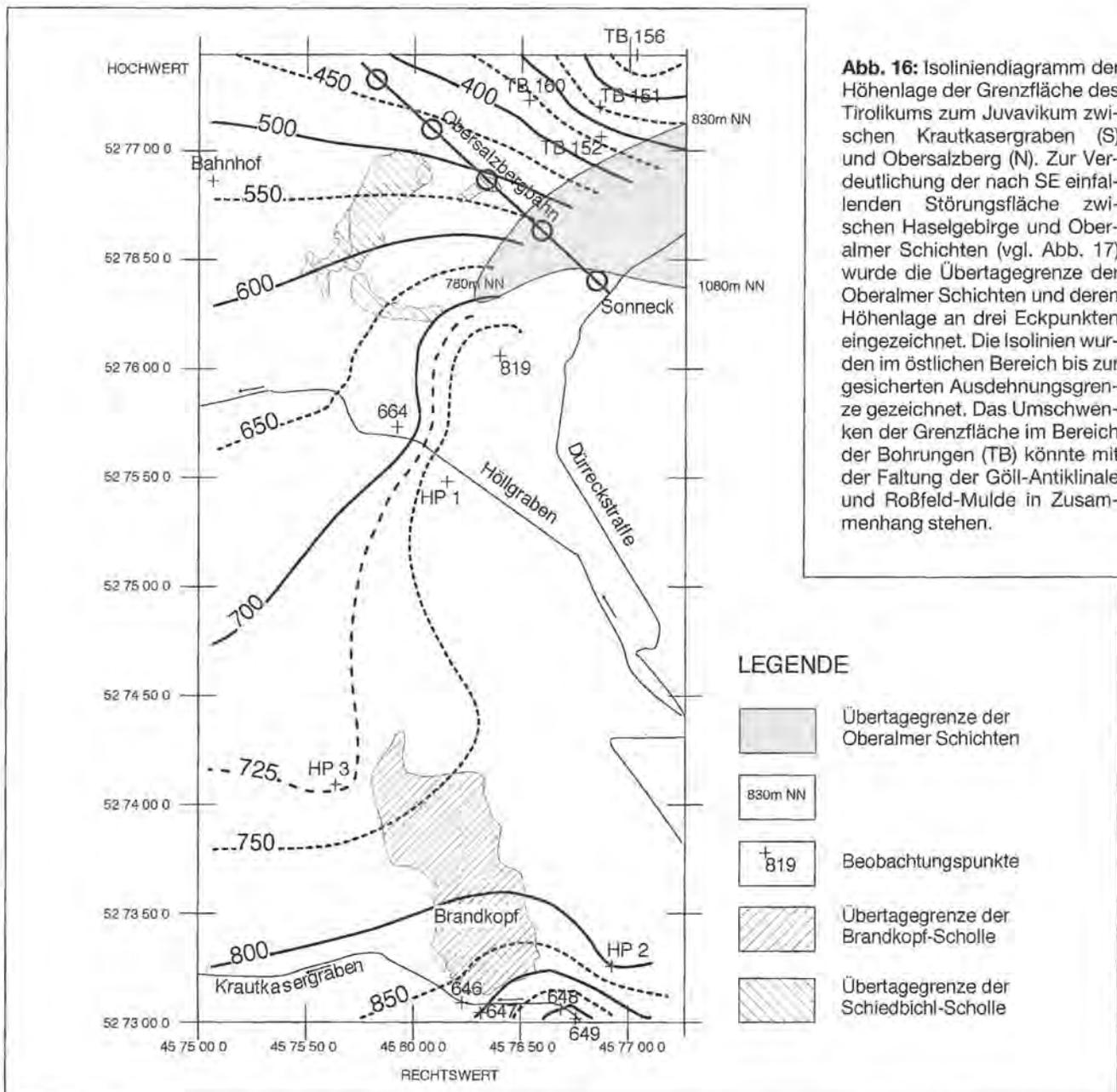
### 3.3.3.8 Die Tauglbodenschichten zwischen Kressen und Graflhöhe

Das nördlichste aufgeschlossene Vorkommen von Tauglbodenschichten des Untersuchungsgebietes erstreckt sich westlich der Dürreckstraße zwischen dem Gasthof Graflhöhe (S) und Kressen (N). Neben schwarzen bis dunkelgrauen Mergeln und Kieselkalcken treten Konglomerate und Brekzien in vorwiegend mergeliger Matrix auf. Das Einfallen der Schichten ist überwiegend nach NW-NNW. Entsprechende „polygene Breccien“ in den Hornsteinschichten des Doggers (Tauglbodenschichten) wurden bereits von KÜHNEL (1929) aus diesem Gebiet beschrieben.

Ab dem Gasthof Graflhöhe bis ca. 100 m südlich des Abzweiges in Richtung Grafl, stehen entlang des Weges in Richtung Hochlenzer schwarze Kieselkalcke mit Mergelzwischenlagen an. In diese sind ca. 100 m östlich von Grafl Konglomerate und Brekzien (Tab. 6, Proben 779,

779/1) eingeschaltet. Am Weg zwischen Grafl und Sappen finden sich überwiegend mergelige Tauglbodenschichten, die bereichsweise syndementär verrutscht sind und Adneter Kalk- und Fleckenmergel- (überwiegend Crinoidenmikrite) Olistholithe enthalten. Ähnlich wie am nördlichen Jenner/Krautkasergraben sind im Bereich zwischen Wembach und Sappen größere Manganschiefer-Gleitschollen eingelagert. Die Manganschiefer wechsellagern im 5–10 m Bereich mit Crinoidenspatkalcken. Letztere treten auf Grund der selektiven Bergbautätigkeit morphologisch als Rippen in Erscheinung.

Relativ ähnliche Verhältnisse finden sich westlich bis südwestlich vom Gasthof Hochlenzer. Auch hier sind Konglomerat- und Brekzienhorizonte (Tab. 6, Probe 783) in Mergel eingeschaltet. Als Komponenten treten Dachsteinkalcke, Hierlatzkalcke, rote Radiolarite und Intra-klasten auf, die einen Durchmesser bis 1 m besitzen können. Das Hangende dieser Folge bildet im W das Haselgebirge des Deckenkomplexes Berchtesgadener



**Abb. 16:** Isolinendiagramm der Höhenlage der Grenzfläche des Tirolikums zum Juvavikum zwischen Krautkasergraben (S) und Obersalzberg (N). Zur Verdeutlichung der nach SE einfallenden Störungsfläche zwischen Haselgebirge und Oberalmer Schichten (vgl. Abb. 17) wurde die Übertagegrenze der Oberalmer Schichten und deren Höhenlage an drei Eckpunkten eingezeichnet. Die Isolinien wurden im östlichen Bereich bis zur gesicherten Ausdehnungsgrenze gezeichnet. Das Umschwenken der Grenzfläche im Bereich der Bohrungen (TB) könnte mit der Faltung der Göll-Antiklinale und Roßfeld-Mulde in Zusammenhang stehen.

Salzberg. Im N überlagern Oberalmer Schichten die Gleitschollen und die Tauglbodenschichten. Leider liegt hier kein Aufschluß, der eine Abfolge Tauglboden zu Oberalmer Schichten aufweist, vor. Nach E schließt sich die z. T. überkippt vorliegende obertriassische-oxfordische Gleitdecke des Göllmassivs (Kehlstein) an.

### 3.3.3.9 Die Tauglbodenschichten des Salzbergwerks

Einen wertvollen Beitrag, die über Tage aufgestellte These des Eingleitens der juvavischen Schollen in die Tauglbodenschichten zu erhärten, liefern neue Bohrungen des Salzbergwerks Berchtesgaden (Abb. 17). Die in Tab. 6 aufgelisteten Bohrungen TB 131, TB 151, TB 152 und TB 156 haben das Liegende des Haselgebirges (älteste tiefjuvavische Schicht) des Deckenkomplexes Berchtesgadener Salzberg erreicht. Dort wurden aber nicht, wie nach dem bisher gültigen tektonischen Modell, Oberalmer-, Schrambach- oder Roßfeldschichten angetroffen (HAHN 1913b, c; PLÖCHINGER 1968, 1976, 1984 und TOLLMANN 1981, 1987b), sondern Tauglbodenschichten (BRAUN & ZANKL 1993, BRAUN et al. 1994).

Die über Tage aufgeschlossene Grenzfläche zwischen Tirolikum und Juvavikum fällt, der allgemeinen Tendenz folgend, nach N-NW hin ab (Abb. 16). Im durch die Bohrungen erschlossenen Bereich liegt die Grenzfläche bereits ca. 400 m tiefer als im 1 km entfernten nördlichsten oberirdischen Aufschluß des Obersalzbergs zwischen Kressen und Hochlenzer (Abb. 16). Die Bohrergebnisse deuten ein Umschwenken der Einfallrichtung dieser Grenzfläche von NW nach NE an. Dies könnte ein Hinweis auf die mit der Göll-Antiklinale und Roßfeld-Mulde in Zusammenhang stehende Faltung sein.

Bei den durch die Bohrungen erschlossenen Tauglbodenschichten handelt es sich um einen Gesteinstyp, der eine Wechsellagerung von dunkelgrauen cm-dicken zerbrochenen Kalkbänken und Mergeln aufweist, die als locker gepackter Biomikrit (Wackestone) klassifiziert werden kann und Radiolarien, Spiculae und Filamente enthält (Tab. 6, TB 131/103 m und TB 152/145 m). Bei diesem Gesteinstyp könnte es sich aber auch um eine Fleckenmergelscholle in den Tauglbodenschichten handeln (ähnlich der Birkenfeld-"Einlagerung", vgl. Kap. 3.2.4). Charakteristischer und häufiger aber sind polymikte Brekzien in dunkelgrauer Matrix (Mud- bis Wackestone mit Spiculae), deren Komponenten ( $\emptyset$  = Grobsand-Grobkies Bereich) überwiegend aus unterschiedlichen jurassischen Lithoklasten (u. a. Spiculaemikrit, Hornsteinknollenkalk, Hierlitzkalk, Filamentkalk, Rotkalk) und Dachsteinkalk bestehen (s. Tab. 6, Abb. 18 und Taf. 5).

Auch im Salzbergwerk konnten bereichsweise Tauglbodenschichten nachgewiesen werden (Tab. 6, Probe BW 24b, c). Dabei handelt es sich um geflaserte Brekzien, deren Komponenten sich aus Mikritlithoklasten mit eingewaligten Filamentkalken zusammensetzen (Taf. 5). Sie stammen vom Rand der Dolomiteinlagerung BW 24 im Haselgebirge.

### 3.3.3.10 Die Tauglbodenschichten des Weißenbachs

Das östlichste und in der Literatur bisher unerwähnte Tauglbodenschichtenvorkommen des Arbeitsgebietes liegt im Bachbett des Weißenbaches, der am Ecker First entspringt und bei Golling in die Salzach mündet. Dieser Aufschluß ist aus mehreren Gründen interessant. Erstens stellt er das bisher einzige Vorkommen dar, bei dem Tauglbodenschichten dem Dachsteinkalk des Göllmassivs auflagern. Bedingt durch diese Lagerungsverhältnisse könnten es die jüngsten überlieferten Tauglbodenschichten des Untersuchungsgebietes sein. Zweitens beinhaltet es eine Gleitscholle aus Unterjura-gesteinen in einer dem Unterjuravorkommen der Ofner Kirche (BRAUN 1992) vergleichbaren Position und entsprechenden lithologischen Umfang. Drittens bildet eine komponentengestützte Brekzie (Tab. 6, Probe 579/1) den Übergang zwischen Tauglboden- und Oberalmer Schichten. Diese ist lithologisch ähnlich zur Tauglbodenschichtenbrekzie am Nordrand der Torrener-Joch-Zone (Tab. 6, Probe 829/2).

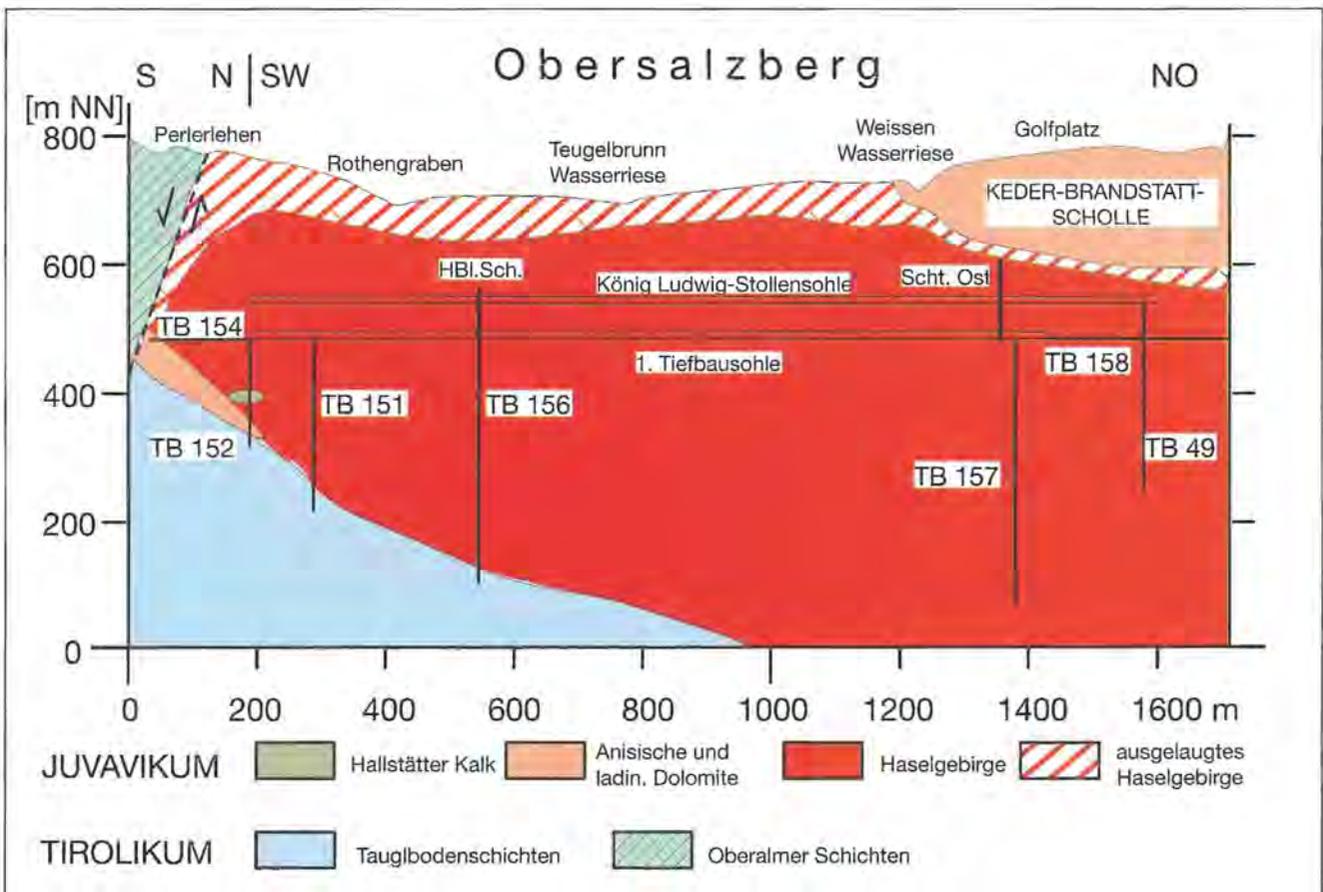
Dachsteinkalke in lagunärer Fazies mit lokal auflagernden kondensierten Lias-Rotkalken, die dem Nordrand des Hohen Gölls zuzurechnen sind, unterlagern diskordant Tauglbodenschichten (Abb. 20). Dabei handelt es sich bei den zwischen 980–985 m NN (Abb. 19) aufgeschlossenen Gesteinen um dünn- bis mittelbankige Kieselkalke mit eingeschalteten Mergellagen von oliver bis dunkelgrauer Farbe und einzelnen braungrauen Brekzienhorizonten mit cm-großen Spiculaemikriten als einziger Komponentenart. In ca. 965 m NN stehen mittel- bis dickbankige dunkelgraue Kieselkalke mit matrixgestützten Konglomeratlagen an. Sie werden überlagert von roten bis rötlichgrauen Lias-Hornsteinknollenkalken (Spiculaemikrite), Adneter Schichten (Knollenflaserkalk) und Fleckenmergeln. Das Alter der Flaserknollenkalke (Abb. 19, Probe 578) kann mit *Amioceras* e. gr. *oppeli* GUERIN-FRANIATTE 1966, *Amioceras* sp., *Agassiceras* cf. *resupinatum* (SIMPSON 1843) und *Asteroceras* sp. auf das mittlere Untersinemurium (*semicostatum*-Zone) festgelegt werden. Mit nach E einfallender Diskordanzfläche lagern sich die jüngsten Tauglbodenschichten an das Schollenrelief an oder kappen die Unterjurascholle. Die Brekzie sieht makroskopisch den Konglomeraten der Oberalmer Schichten sehr ähnlich und könnte daher diesen leicht zugerechnet werden, insbesondere weil sie von Oberalmer Schichten umgeben ist. Die Matrix ist braun- bis dunkelgrau, besteht hauptsächlich aus Radiolarien und ist dadurch zu den Konglomeraten und Brekzien der Oberalmer Schichten verschieden. Die Brekzien in den älteren Oberalmer Schichten weisen sowohl am Kehlstein (BRAUN 1992) als auch in der Nähe des Weißenbaches eine rote, fossilfreie Matrix (Tab. 7, Probe 576) auf. Die Komponenten dieser Tauglbodenschichtenbrekzie bestehen ausschließlich aus Dachsteinkalklithoklasten in Rückriffazies, die in unmittelbarer Nähe den Nordhang des Göllmassivs aufbauen.

### 3.4 Die Postkonvergenzphase – Kimmeridge bis U. Valendis

#### 3.4.1 Einleitung

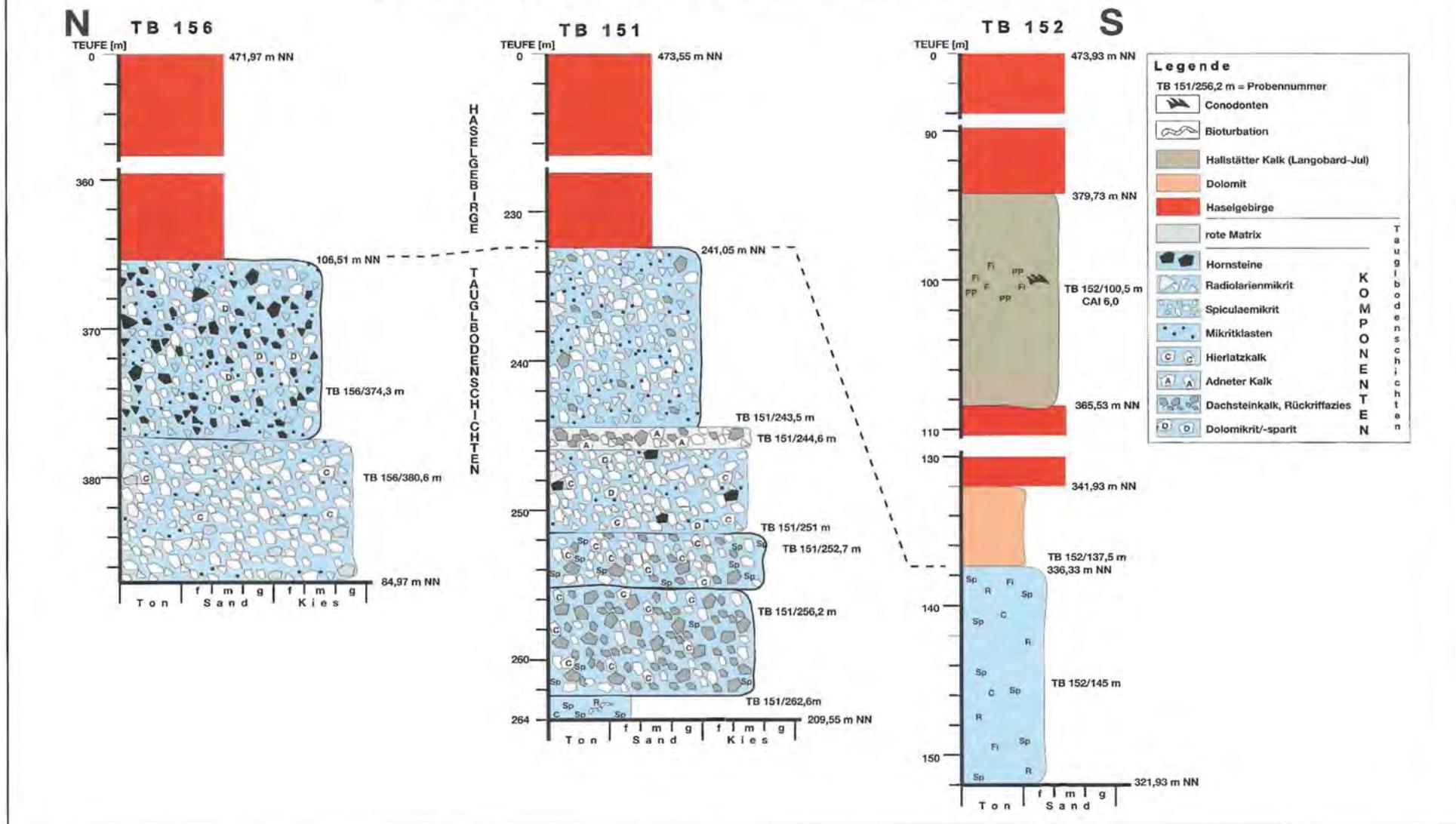
Die tief oberjurassischen Massenbewegungen der Strubberg- und Tauglbodenschichten dokumentieren die plattentektonische Umstrukturierung des NW-Randes der Tethys. Die dem Meliatikum zuzurechnenden triassischen und jurassischen Sedimentgesteine, die in jüngster Zeit aus den Ostalpen bekannt wurden (MANDL & ONDREJICKOVA 1991, 1993; KOZUR 1991a; GAWLICK 1993), liefern wertvolle Hinweise für die paläogeographischen und faziellen Gegebenheiten südlich des betrachteten Gebietes. Da das Meliatikum auf ozeanischer Kruste abgelagert worden ist (FUCHS 1985, SCHMIDT et al. 1991, KOZUR 1991a, KOZUR & MOSTLER 1991/92), läßt sich auf Grund der Funde von Meliatikum in den Nördlichen Kalkalpen ein keilförmig nach W reichender Arm des Kimmerischen Ozeans (KOZUR 1991a), des Meliata-Hallstatt-Ozeans (KOZUR 1990, KOZUR & MOSTLER 1991/92) bzw. des Meliata-Ozeans (HAAS et al. 1990) ableiten, der zwischen mittlerem Mitteljura und Unterapt subduziert wurde. Das westliche Ende dieses Ozeans muß im Mittel- bis mittleren Oberjura wenigstens bis in den Bereich südlich des untersuchten tirolischen Teilgebietes gereicht haben.

Weil Komponenten dieses Ozeanarmes bereits in den Strubbergsschichten (?Obercallov-Mitteloxford) enthalten sind (GAWLICK 1996a), muß die Subduktion schon früher begonnen haben, um die entsprechenden Sedimente aus der bathymetrisch tieferen Akkretionskeilposition in eine exponierte, Lithoklasten liefernde Lage zu bringen. Die Kollision zwischen der Eurasischen Platte („Nördlichen-Kalkalpen-Mikroplatte“ CHANNEL et al. 1992) und der Apulischen/Adriatischen Platte war im oberen Kimmeridge bezogen auf das Tirolikum vorerst abgeschlossen. Die kompressiven Kräfte wurden ab der Wende Kimmeridge/Tithon durch Blattverschiebungen abgeleitet (TOLLMANN 1987a, SCHMIDT et al. 1991), so daß die Sedimentation während des folgenden Zeitabschnitts zwischen Tithon und Obervalangin im betrachteten Gebiet entgegen TOLLMANN (1981, 1987b) und PLÖCHINGER (1984) nicht mehr von S tektonisch gesteuert wurde. Hierfür spricht nach KRALIK & SCHRAMM (1994), daß die hydrothermale penetrative Überprägung des Tirolikums an der Wende Jura/Kreide beendet war. Daher wird dieser Abschnitt als Postkonvergenzphase bezeichnet, wohl wissend, daß die Subduktion des Vardarozeans im E bis zum endgültigen Schließen zwischen Barrême und Unterapt weiterging. Die flyschoiden Sedimentation der Roßfeldschichten mit der erneuten Mobilisierung von juvavischen Schollen und ophiolithischem Material kann als Fortsetzung die-

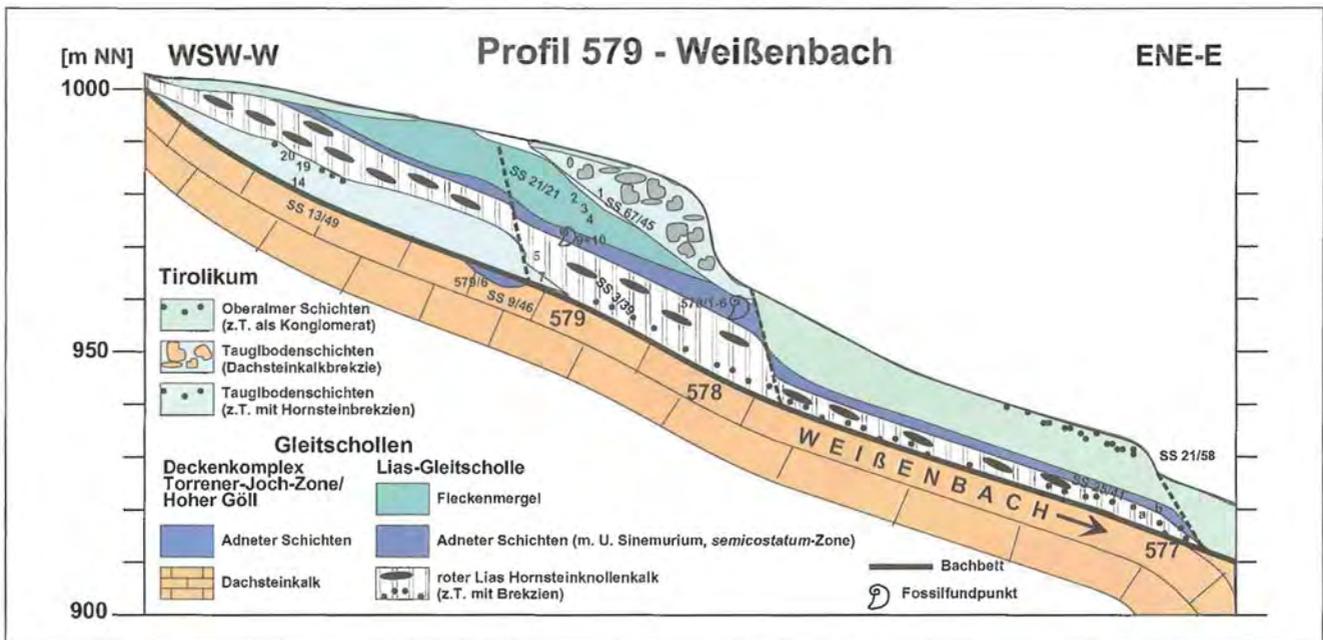


**Abb. 17:** Geologischer Schnitt durch den südwestlichen Randbereich des Berchtesgadener Salzstocks im Bereich Obersalzberg. Anmerkung: HBI.Sch. = Hauptblindschacht, Scht. Ost = Schacht Ost, TB = Tiefbohrung. Ergänz und umgezeichnet nach einer Vorlage von Dr. Stefan Kellerbauer, Salzbergwerk Berchtesgaden. Die Lage des Profils ist in Beil. 1 (H - H<sup>4</sup>) dargestellt. Die Profile zu den Bohrungen TB 151, TB 152 und TB 156 sind in Abb. 18 dargestellt.

# Bohrungen Salzbergwerk Berchtesgaden



**Abb. 18:** Profile von Bohrungen aus dem Salzbergwerk Berchtesgaden, die das liegende Tirolikum (Tauglbodenschichten) des Berchtesgadener Salzstocks (Juvavikum) erreicht haben. Haselgebirge schematisch. Zeichenerklärung: C = Crinoiden, F = Foraminiferen, Fi = Filamente, PP = Pseudopeloide, R = Radiolarien und Sp = Spiculae. Bemerkenswert ist die isoliert im Haselgebirge schwimmende Hallstätter-Kalk-Scholle. Die darin enthaltenen Conodonten *Gondolella* cf. *inclinata* KOVACS 1983 und *?Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE 1958) (Langobard bis Jul) besitzen einen für das Arbeitsgebiet ( $\Delta$  CAI=1,0-1,5) ungewöhnlich hohen CAI von 6,0.



**Abb. 19:** Leicht vereinfachter Profilschnitt durch das Bachbett des Weißenbaches zwischen 910–1000 m NN. Blick auf die nördliche Talseite. Der Dachsteinkalk der südlichen Bachseite ist in dieser Projektion entlang des Bachbettes nach unten geklappt. Über dem Dachsteinkalk in Rückriffazies mit Rotkalkauflage des Göllmassivs folgen diskordante Tauglbodenschichten, in die eine Unterjurascholle eingegliedert ist. Die Unterjurascholle wird von einem Brekzienkörper (Probe 579/1) gekappt. Die gesamte Abfolge wird lokal von Oberalmer Schichten überlagert. Zeichenerklärung: 577–579 Probenentnahmepunkte; Einzelproben: 577/a+b, 578/1–6, 579/1–7, /9–10 /14, /19–20; SS 9/46 = Einfallrichtung.



**Abb. 20:** Aufschluß im Bachbett des Weißenbaches (Lokalität 579/6 in Abb. 19). Von links (S) nach rechts (N) sind Dachsteinkalk (DK) mit überlagernden Adneter Schichten (AS) des Göllmassivs aufgeschlossen, darüber folgen Kieselplattenkalke (Tauglbodenschichten). Diese Lokalität ist bisher die einzige, wo Tauglbodenschichten (TBS) im Hangenden des Göllmassivs beobachtet werden können.

ser Bewegung in Verbindung mit dem „Vorbeischieben des Licischen Blocks“ (TOLLMANN 1987a, SCHMIDT et al. 1991) gesehen werden. Da die Roßfeldschichten mit ihrem coarsening-upward-Sedimentationstrend eine zunehmende Verflachung dokumentieren, die schließlich in einer Verlandung endet, deutet sich hier wieder ein Übergang mit stärker kompressiven Auswirkungen an, die mit dem endgültigen Schließen des Vardarozeans in Zusammenhang gebracht werden kann.

Durch das Fortschreiten der Subduktionsfront nach Norden, dem endgültigen Schließen des betreffenden Teilbereiches dieses Meeresarmes im Unterkimmeridge und der nachwirkenden Einengung, wird das Berchtesgadener Becken in der Postkonvergenzphase aus einem Sedimentationsbereich unter der CCD in einen zwischen CCD und ACD liegenden gehoben. Nach dem Eingleiten der großen juvavischen „Decken“ zum Ende der Konvergenzphase kamen die plattentektonisch bedingten Massenverlagerungen im Untertithon allmählich zum Erliegen. Es erfolgte zuvor eine Sedimentationsumstellung von den dunkelgrauen, kieseligen, flyschoiden Tauglbodenschichten zu den überwiegend kalkigen, eustatisch gesteuerten Oberalmer Schichten. Die Brekzien und Konglomerate des unteren Abschnitts der Oberalmer Schichten (BRAUN 1992) entsprechen finalen bis postfinalen Bewegungen im betrachteten Untersuchungsgebiet und stammen ab diesem Zeitpunkt nicht mehr aus Süden, sondern aus dem nun parautochthonen Erosionsgebieten (Juvavikum) im Westen und Nordwesten des Untersuchungsgebietes.

Nach PLÖCHINGER (1984) werden die Hallstätter Gesteinskomponenten in den basalen Barmsteinkalken durch Salzdiapirismus mobilisiert, der den ehemaligen triassischen Vorriffbereich zu einer Tiefschwelle erhebt. Sie sollen im Tithon, gegen Ende der Sedimentation der Oberalmer Schichten, eingeglitten sein. Diese Datierung kann im Arbeitsgebiet nicht nachvollzogen werden. Vielmehr bilden die Konglomerate und Brekzien, in denen sich Hallstätter Gesteine nachweisen lassen, die Basis der Oberalmer Schichten am Kehlstein (Typlokalität des Oberalmer Basiskonglomerats). Darüber folgen als Hauptanteil noch mindestens 200–300 m Oberalmer Schichten. Die Schüttung der Barmsteinkalke erfolgte nach STEIGER (1981) und den eigenen Untersuchungen aus Richtung Westen. Nach der hier vertretenen Auffassung gelangten die juvavischen Gleitschollen am Ende der Tauglbodenschichten in den tirolischen Ablagerungsraum. Daher sind die in den Oberalmer Schichten enthaltenen juvavischen Komponenten Erosionsprodukte von den Rändern, der ab diesem Zeitpunkt parautochthonen Gleitschollen (Abb. 23). Folglich kann nicht das Vorbeischieben und Erodieren des Licischen Blockes entlang von transformen Verwerfungen im Süden des betrachteten Sedimentationsgebietes (TOLLMANN 1987a) für die Mobilisierung des Schollen- und Konglomeratmaterials in den Oberalmer Schichten verantwortlich sein.

Zunehmend pelagisch werdende Sedimente und das Fehlen von Resedimenten deuten auf einen sich verändernden Ablagerungsraum ab den mittleren Oberalmer

Schichten hin. Aus dem allmählichen Aussetzen der Barmsteinkalkschüttungen ist entweder das Ertrinken der flachmarinen Plassenkalkplattform oder die Verlandung zu folgern. Isostatische Ausgleichsbewegungen unter der Last der großen Gleitschollen bzw. einem eustatischem Meeresspiegelabfall auf Grund der beginnenden Unterkreide-Regression (im unteren Valangium ca. 200 m niedriger als im Untertithon, HAQ et al. 1988) mögen Gründe für die eine bzw. andere Möglichkeit sein. Nach den Faziesuntersuchungen von STEIGER & WURM (1980) und DARGA & SCHLAGINTWEIT (1991) in den Plassen- bzw. Lerchkogelkalken, ist eine Verflachung der jeweiligen Ablagerungsräume zum Hangenden hin zu beobachten. Mit der kompressionsbedingten Hebung des Tirolikums, ab den obersten Schrambachschichten (oberes Valangium), begann ein erneutes Aufleben der tektonisch gesteuerten Sedimentation, die am Ende der Sedimentation der Roßfeldschichten zur Verlandung führte.

### 3.4.2 Die Oberalmer Schichten

Nach den tiefoberjurassischen Massenbewegungen auf Grund der plattentektonischen Umstrukturierung im Bereich der triassischen Tethys, treten mit den Oberalmer Schichten<sup>15)</sup> die ersten autochthonen tirolischen Überlagerungen der Göllmasse auf. Abgesehen von einigen kleineren Vorkommen sind insbesondere der Obersalzberg, der Kehlstein mit den drei N-S verlaufenden Bergkämmen des Kehlriedls, des Hochfelds und des Ecker Grats sowie das Weißenbach Tal zu nennen. Bei diesen Aufschlüssen handelt es sich um die südwestlichen und südlichen Ausläufer der neokomen Roßfeld-Mulde, deren sedimentäre Abfolge aus Oberalmer-, Schrambach- und Roßfeldschichten besteht. Eine sedimentäre Auflage von Tauglbodenschichten auf den Dachsteinkalk des Göllmassivs ist im Untersuchungsgebiet nur bei dem in Kap. 3.3.3.10 erwähnten Profil 579 aufgeschlossen. Um das Kehlsteinhaus und am nördlichem Hohen Göll lagern die Oberalmer Schichten direkt dem obertriassischen Dachsteinkalk auf. Daraus schloß KÜHNEL (1925; 1929), daß das Göllmassiv dem Tirolikum zuzurechnen sei. Dieser Kontakt zeichnet sich durch die enge Verbindung beider Gesteine miteinander aus. Die Verkieselung des Dachsteinkalks ist gemäß BRAUN (1992) ein Hinweis darauf, daß der Dachsteinkalk vor der Eindeckung durch die Oberalmer Schichten zeitweise in einem SiO<sub>2</sub>-übersättigten Milieu offen lag, denn die Verkieselung tritt immer in der Nähe der Oberalmer Schichten auf.

Die Oberalmer Schichten s. l. des Untersuchungsteilgebietes lassen sich nach BRAUN (1992) durch das Auftreten der Hauptbarmsteinkalkbank zweiteilen: „Der untere Teil wird geprägt durch Brekzien (Taf. 5), Konglomerate (Abb. 21), synsedimentäre Rutschkörper, eingeschaltete dünnere Barmsteinkalkbänke und pelagische Oberalmer Schichten s. str.“ (Abb. 25). Allmählich neh-

15) Begriffsprägung: LIPOLD 1854

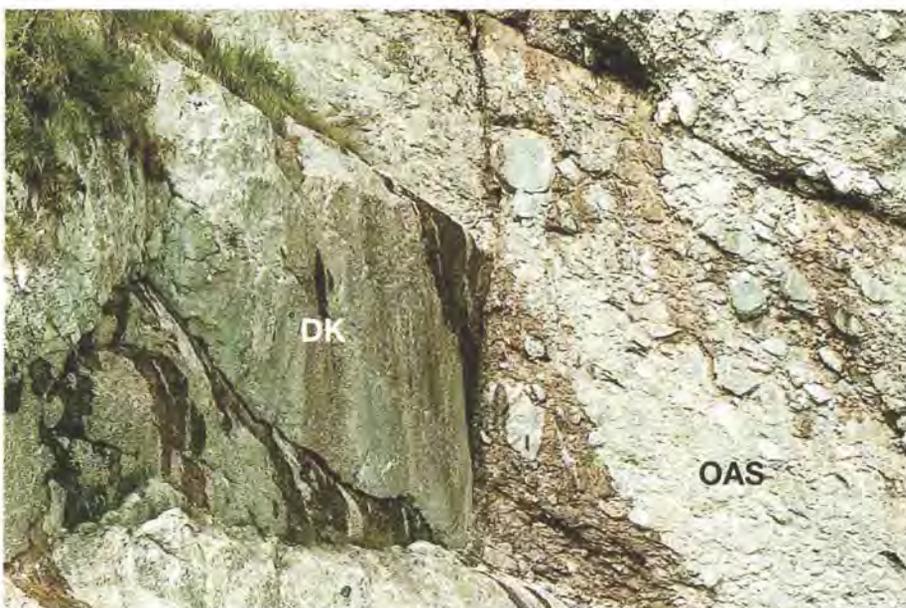
men die klastischen Schüttungen ab, die Barmsteinkalke<sup>16)</sup> bestehen aber noch überwiegend aus Grobsand-Fraktion (Abb. 26). Nach der Schüttung der 5–20 m mächtigen Hauptbarmsteinkalkbank folgen überwiegend distale turbiditische Schüttungen von Pelmikrit/-spariten (Feinsand), und es stellt sich für den oberen Abschnitt ein zunehmend pelagisch werdender Sedimentationsverlauf ein (Abb. 27). Dies zeigt sich in der Abnahme der Bankmächtigkeit, in der Korngrößenverringerung und im Rückgang der Barmsteinkalkeinschalungen (Abb. 25, Abb. 26). Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke liegt zwischen einigen Zentimetern und 20 m, meist aber zwischen 10–50 cm. Ein Großteil dieses 300–400 m mächtigen Sedimentpakets bilden umgelagerte flachmarine Plattformsedimente, die der Plassenkalkfazies entstammen. Pelagische Kalke und Mergel mit Radiolarien und Calpionellen sind diesen zwi-

schengesaltet und lösen diese zum Hangenden allmählich ab. Ammoniten sind selten und meist schlecht als Abdrücke in den Mergelzwischenlagen erhalten; etwas häufiger treten in den Kalken Belemniten und Aptychen auf. Bioturbationsgefüge und verzweigte Bauten finden sich in den mergeligen Partien häufig. Strömungshinweise sind in Form von Rippelstrukturen, syndimentären Gleitfalten und dachziegelartiger Lagerung von syndimentären Rutschkörpern zu beobachten. Ein markantes Zeichen der Oberalmer Schichten sind ihre braunen Hornsteine, die als Lagen, Knollen oder Knauern auftreten. Häufig zeichnet sich in ihnen das Schichtungsgefüge nach.

16) Begriffsprägung: GÜMBEL 1861



**Abb. 21:** Überlagerung der aufgefüllten Schichtstufen des Dachsteinkalks (DK) durch das Oberalmer Basiskonglomerat (OAS) am östlichen Ecker First. Die Mächtigkeit des Konglomerats beträgt an dieser Stelle über 20 m. Blick Richtung W.



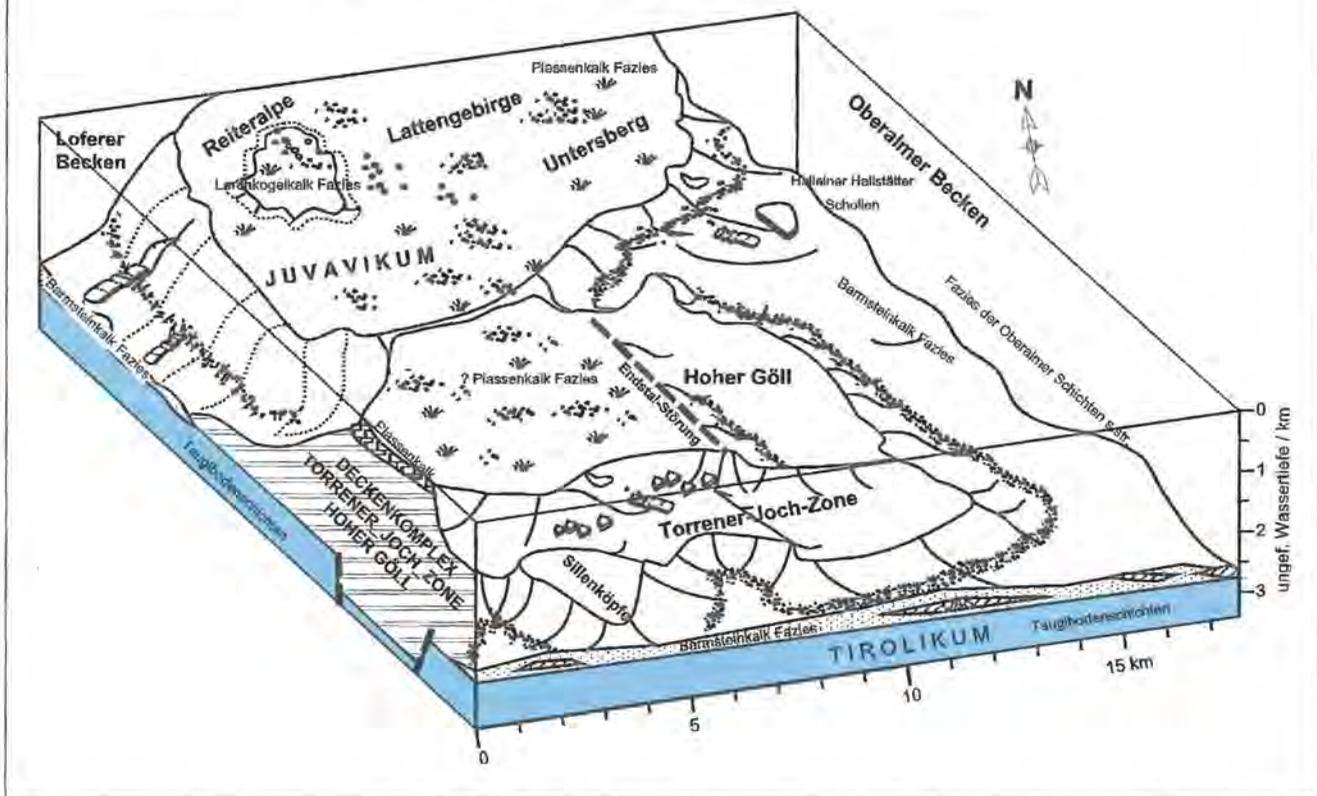
**Abb. 22:** Durch das Oberalmer Basiskonglomerat (OAS) ausgefüllte Schichtstufe des Dachsteinkalks (DK) am östlichen Ecker First. Blick Richtung W. Die Stufe ist ca. 4 m hoch, als Maßstab dient der ca. 30 cm lange Hammer.



Tab. 7: Fortsetzung.

Mikrofaziesanalyse der tirolischen Oberalmer Schichten																														
Probe	Matrix	Verh. Ma/Ko [%]	Komp.- φ	Komponenten																			Gefüge		Bemerkung	Klassifikation				
				Lithoklasten								Karbonat-Komp.			Biogene											DUNHAM	PICKERING et al. (1986, 1989)			
				AK	BM	DK	DoS DoM	HA	HK	IN	KN	KÖ	RM	CO	GS	P	Bi	Br	C	D	F	Ka	Ko	R				Sp	MB	KG
423/15	Mi. (Sp)	40/60	sfS-fS			-								++		+		-							x	x	Bio, fg	PS, WS	B 2.1, C 2.3	
423/23o	Mi. (Sp)	40/60	fS										++		o	-									x			PS (GS)	C 2.3	
423/23u	Mi	80-90/ 10-20	sfS																			-	+		x		fla	WS	G 2.1	
423/32	Mi	60/40	sfS			o				-	+	o	+												x		g, sk, ss	PS	A 1.1	
423/34	Sp, (Mi)	50/50	fS-gS								+	o	++		-	+		-							x			GS	B 2.1, C 2.2	
423/36	Sp	50/50	gS (fG-X)								+		o	o	+		o	o							x		grad	GS	A 2.7	
423/37-1	Sp, (Mi)	50/50	fS-fG								+	++					o	o					o		x	x		PS-GS	A 2.7	
423/37-2	Mi, (Sp)	40/60	fS-fG								o	++			o	o	o								x			PS	A 2.7	
423/47	Sp	50/50	m-gS								+		++		+	+	o						+		x			GS	B 1.1	
423/61	Mi	80-90/ 10-20	sfS								o		++			+							o	o	-	x		Bio, Sac	WS	G 2.1
423/62	Mi	35/65	fS								o		++			o	--						-	-	x		edg, gk	PS	C 2.3	
423/67	Mi, Sp	60/40	mS-fG				-				+	o	+		o				+						x		grad	PS, GS	A 2.7	
423/75	Mi	75-80/ 20/25	fS																				++	-	+		x		WS	G 2.1
423/78	Mi	50-60/ 40-50	sfS								o		++											-	o	x		gk, gs	PS	C 2.3
423/110	Sp	40/60	fS-fG									+	++		o	o		o		--					x		GL, grad, sk	GS	A 2.7	
423/115	Mi, Sp	40-50/ 50-60	sf-fS					-					++		-	o		-							x		fg, gk, gs	PS, GS	C 2.1	
423/125 o	Mi	10-30/ 70-90	sfS															--						+	+	x		fg, grad	WS	C 2.2
423/125 m	Sp	60/40	fS								+		++		-	-									+	x		Bio, fg, grad	GS	C 2.2
423/125 u	Mi (Sp)	30-40/ 60-70	mS (gS)									+	++		+	+	o						--		x		HS, GL, grad	PS-GS	C 2.2	
423/144	Mi (Sp)	40/60	fS										++		-								o		+	x		Bio, fg, GL, grad	PS-GS	C 2.2
423/152	Sp	40/60	f-mS										++		+	o									x		Bio, und fg	GS	C 2.2	
423/154	Mi	70-80/ 20-30	sfS													-	-						+	o	+	x		Bio	WS	G 2.1
423/156	Mi	60-80/ 20-40	sf-fS										++		-	--							+	+	o	x	x	verb	WS-PS	G 2.1
423/165	Mi, Sp	40-50/ 50-60	sf-fS										++		o								-	+	x			PS-GS	C 2.2	
423/168	Sp, Mi	50/50	f-mS								+		++		o	+		-							x		grad	GS, PS	C 2.2	
423/171	Mi	60-70/ 30-40	sfS										+		o							++	+	x	x		verb	WS (PS)	G 2.1	
423/173	Mi	50/50	fS										++		o	o								o	x			PS	C 2.2	
423/182	Mi	40/60	fS										++		o		-						o		x		dg, fg	PS	C 2.2	
451/3	Si	40-50/ 50-60	gS-fG (gG)	o		+				++															x			PS	A 1.1	
576	Mi (Si)	30/70	gG (fG-X)			++																			x		dg, sgs, sk	PS	A 1.1	
609	Mi, Si	20-30/ 70-80	fS-X	-		++				o	-														x		e, edg, sk	PS	A 1.1	
655	Mi	30/70	gS-X			o	o			-		+													x		e, sk	PS	A 1.1	
732	Mi	40-50/ 50-60	fS										++										+	o	x		dg, und fg	PS	C 2.2-3	
934	Mi	20-30/ 70-80	f-mG									++			o		-								x		e, gs	PS	A 1.1	
935	Mi	50-60/ 40-50	fS																					++	o	x	x		WS-PS	G 2.1

## Faziesverteilung u. Sedimentationsbedingungen im Tithon



**Abb. 23:** Interpretation des Ablagerungsraumes und Sedimentationsbedingungen im Untersuchungsgebiet für die Zeit des Tithons. Auf den juvavischen Gleitschollen sind flachmarine Ablagerungsräume entstanden (Plassenkalk, Lerchkogelkalk), deren überschüssige Sedimente als Turbidite (Barmsteinkalk) in die umgebenden Becken verfrachtet wurden und mit der pelagischen Hintergrundsedimentation (Oberalmner Schichten = OAS) wechsellagern.

Der Meeresspiegelhöchststand der oberjurassischen Transgression wurde nach HAQ et al. (1988) während des Mitteltithons und nach HALLAM (1988) im höheren Untertithon erreicht. Hinweise auf den Ablagerungsraum liefern insbesondere die Oberalmner Schichten s. str. durch ihre pelagische Mikrofauna. Die Ablagerungstiefe lag, wie die bevorzugte Lösung von Aragonit zeigt, zwischen der ACD und CCD, da die aragonitischen Ammonitengehäuse gelöst und die kalzitischen Aptychen erhalten sind (vgl. Diskussion in GARRISON & FISCHER 1969). Nach BAUMGARTNER (1984) sank die CCD ab der Grenze Oxford-Kimmeridge bis zum Obertithon von 2,5 km auf 4,5 km Wassertiefe und blieb dann bis zum Hauterive konstant in dieser Tiefe. Bathymetrisch aussagekräftige Spurenfossilien, die in den Oberalmner Schichten des Untersuchungsgebietes nachgewiesen werden konnten, sind *Chondrites* und *Planolites*. Rezent kommt *Chondrites* nach EKDALE (1977) in einer Wassertiefe zwischen 1500–6200 m häufig in Nannoplankton- und Tiefseeschlämmen vor. Unter fast gleichen Bedingungen und meist vor der Besiedelung durch *Chondrites* findet sich rezent nach EKDALE (1977) *Planolites* (Wassertiefe 1100–6200 m). Nach LOBITZER et al. (1994) zeigen die Lebensspuren in den Oberalmner Schichten, Schrambach- und Roßfeldschichten eine klare Abhängigkeit vom Sedimenttyp. Die eustatisch gesteuerten Sedimente der Postkonvergenzphase wer-

den in zwei unterschiedlichen Ablagerungsräumen sedimentiert, die in einem engen Zusammenhang stehen. Ein flachmarines Produktionsgebiet (Plassen- und Lerchkogelkalkfazies) entstand auf den parautochthonen juvavischen Gleitschollen. Plassenkalke<sup>17)</sup> sind am nordwestlichen Untersberg (WEBER 1983) erhalten; Lerchkogelkalke wurden von KÄPPEL (1985) und DARGA & SCHLAGINTWEIT (1991) vom Gerhardtstein und Litzkogel (Westrand des Berchtesgadener Juvavikums) untersucht. Die Umlagerungsprodukte dieser Plattform-sedimente gelangten über Turbidite in die umliegenden Beckenbereiche. Dort wechsellagern diese allodapischen Kalke (MEISCHNER 1964) als Barmsteinkalke mit den pelagischen Oberalmner Schichten s. str.. Während die rein pelagischen Sedimente der Radiolarite noch unter der CCD abgelagert wurden, besaß der Ablagerungsraum der Oberalmner Schichten eine Tiefe zwischen CCD und ACD. Legt man gemäß BRAUN (1993) eine Gleitschollenmächtigkeit von ca. 2,0–2,5 km zu Grunde und geht davon aus, daß die Plassenkalke am Top der diesbezüglich parautochthonen Gleitschollen in einem inter- bis flach subtidalen Ablagerungsraum entstanden sind, so beträgt die Ablagerungstiefe der Oberalmner Schichten und die Lage der ACD  $\leq 2,0$ –2,5 km.

17) Begriffsprägung: HAUER 1850

Aus den Barmsteinkalken lassen sich mikrofazial kaum Rückschlüsse auf die Ablagerungstiefe ziehen, da sie fast ausschließlich aus umgelagerten flachmarinen Sedimenten bestehen. Das Sediment ähnelt hinsichtlich der Komponenten den beschriebenen Plassenkalkvorkommen (FENNINGER 1966, FENNINGER & HOLZER 1970, STEIGER & WURM 1980, WEBER 1983) und teils dem Lerchkogelkalk<sup>18)</sup> (KÄPPEL 1985, DARGA & SCHLAGINTWEIT 1991). Insbesondere der Peloid-, Grapestone-, Rindenkornreichtum und die Biogene (z. B. Foraminiferen, Kalkalgen) sprechen für ein flachmarines Herkunftsgebiet des Sediments.

Nach den Untersuchungen von STEIGER (1981) an der Typlokalität der Barmsteinkalke und eigenen Untersuchungen (vgl. Abb. 26, Abb. 27) erfolgte die Sedimentschüttung aus W. Dort sind im Bereich der Berchtesgadener Decke dem Untersberg die flachmarinen Plassenkalke aufgelagert (WEBER 1985). Dies setzt allerdings voraus, daß die juvavischen Schollen schon zur Zeit des Kimmeridges ihre heutige Position besessen haben, eine Voraussetzung, die im Rahmen dieser Arbeit nachgewiesen wird. Die Gradierung und der damit verbundene Übergang zur pelagischen Hintergrundsedimentation zeugen von der turbiditischen Natur der Barmsteinkalke. Für deren Mobilisierung scheinen zwei Möglichkeiten zu bestehen:

1. Im Gegensatz zu siliziklastischen Turbiditen finden bei Kalkturbiditen Meeresspiegel-Hochstand-Schüttungen („highstand shedding“ nach DROXLER & SCHLAGER 1985, SCHLAGER et al. 1994) bzw. während der initialen Regression („initial lowering“ nach SHANMUGAM & MOIOLA 1984) statt. Während dieser Hochstandsphasen haben die flachmarinen Sedimentationsbereiche die größtmögliche Ausdehnung, somit gehören sie nach HUNT & TUCKER (1993) zu den produktivsten Zeiten der Karbonatplattformentwicklung. In siliziklastischen Systemen wird das terrigene Material in Zeiten von Hochstandsphasen auf dem Schelf akkumuliert und während der Niedrigstandsphasen ins Becken geschüttet. Karbonatplattformen produzieren im Gegensatz dazu ihr Sediment selbst, aber nur während der Hochstandsphasen. Dieses gelangt dann über die Turbidite in die benachbarten tiefer marinen Bereiche. Dieser Umlagerungsmechanismus wird durch die steileren Flanken von Karbonatplattformen im Vergleich zu siliziklastischen Plattformrändern begünstigt (KENTER & SCHLAGER 1989). Folglich lassen sich die zyklisch geschütteten Barmsteinkalke auch als Meeresspiegelhochstands- und die Oberalmer Schichten s. str. als Meeresspiegeltiefstandsedimente auffassen (BRAUN 1992, 1993). In den untersuchten Profilen 365, 414 und 423 (Abb. 25 – Abb. 27) lassen sich Zyklen 3. – 5. Ordnung feststellen. Ob dies mit den globalen Meeresspiegelkurven vereinbar ist, müßte bei genauerer stratigraphischer Auflösung der Oberalmer Schichten erkennbar werden. Aus der „Coastal Onlap“ Kurve in Abb. 24 läßt sich ersehen, daß der Meeresspiegelhöchststand (bezogen auf den gesamt-

ten Jura) während des Untertithons erreicht war (HALLAM 1988). Das Tithon war durch häufige, kurzfristige und relativ starke Meeresspiegeländerungen ( $\pm 50$  m, HAQ et al. 1988) gekennzeichnet. Dies ist der Zeitraum, in dem ein Großteil der Barmsteinkalkschüttungen erfolgte, die dann regressionsbedingt ab dem Obertithon nach und nach zum Erliegen kamen.

2. Eintrag des Plattformmaterials in die Tiefsee auf Grund von gerichteten Oberflächenströmungen durch vorherrschende Windverhältnisse oder Sturmereignisse.

Schüttungsrichtungen in Richtung NE bis ENE können aus Imbrikationsstrukturen von übereinandergelagerten Schichtpaketen, Slumping-Strukturen und der Einregelung von Komponenten ermittelt werden. Die Hauptbarmsteinkalkbank dünnt Richtung N und E aus. Am westlichen Kehlriedl ist sie ca. 20 m, am Hochfeld, der Ofner Kirche ca. 10 m und am Ecker First nur noch ca. 5–10 m mächtig. Der Vergleich zwischen den ca. 1 km voneinander entfernt liegenden Profilen 423 (W) und 365 (E) zeigt die generelle Korngrößen- und Bankmächtigkeitsabnahme in Richtung Osten sehr deutlich. Zusammen mit den Untersuchungen von STEIGER (1981) deutet dies ebenfalls auf ein in Richtung W ansteigendes Relief, mit resultierender Schüttungsrichtung. Die Anlagerungsgefüge der Oberalmer Schichten auf dem Dachsteinkalk bedingen zusätzlich ein Relief in Richtung S (Abb. 23), das durch den Nordrand des Göllmassivs gebildet wurde. Daraus ergibt sich, daß die Beckenmorphologie und die Sedimentation der Berchtesgadener- und Loferer-Beckenbereiche während des Oberkimmeridges und Tithons durch die großen juvavischen Gleitschollen geprägt waren.

Die Konglomerate und Brekzien lassen sich den Fazies-typen A 1.1-disorganized gravels, A 2.3-stratified gravels und A 2.7-normally graded pebbly sands nach PICKERING et al. (1986, 1989) zuordnen. Daraus ergeben sich folgende Ablagerungsbedingungen für die verschiedenen Sedimenttypen:

– A 1.1: Transport über größere Entfernungen durch hochkonzentrierte Turbidite und Debris Flows mit anschließender schneller Sedimentation aller Komponenten durch Reibungserstarrung (frictional freezing).

Bei diesem intern unorganisierten Typ erfolgte die Sedimentation aller Komponenten schlagartig ohne Korngrößensortierung.

– A 2.3: Schnelle Suspensionsedimentation aus einem hochkonzentrierten, grobkörnigen Trübestrom, bei dem weder die Schleppkraft noch die Aufrechterhaltung des Schleppteppichs (traction carpet) ausreicht, um die Komponenten zu halten.

18) Begriffsprägung: HAHN 1910

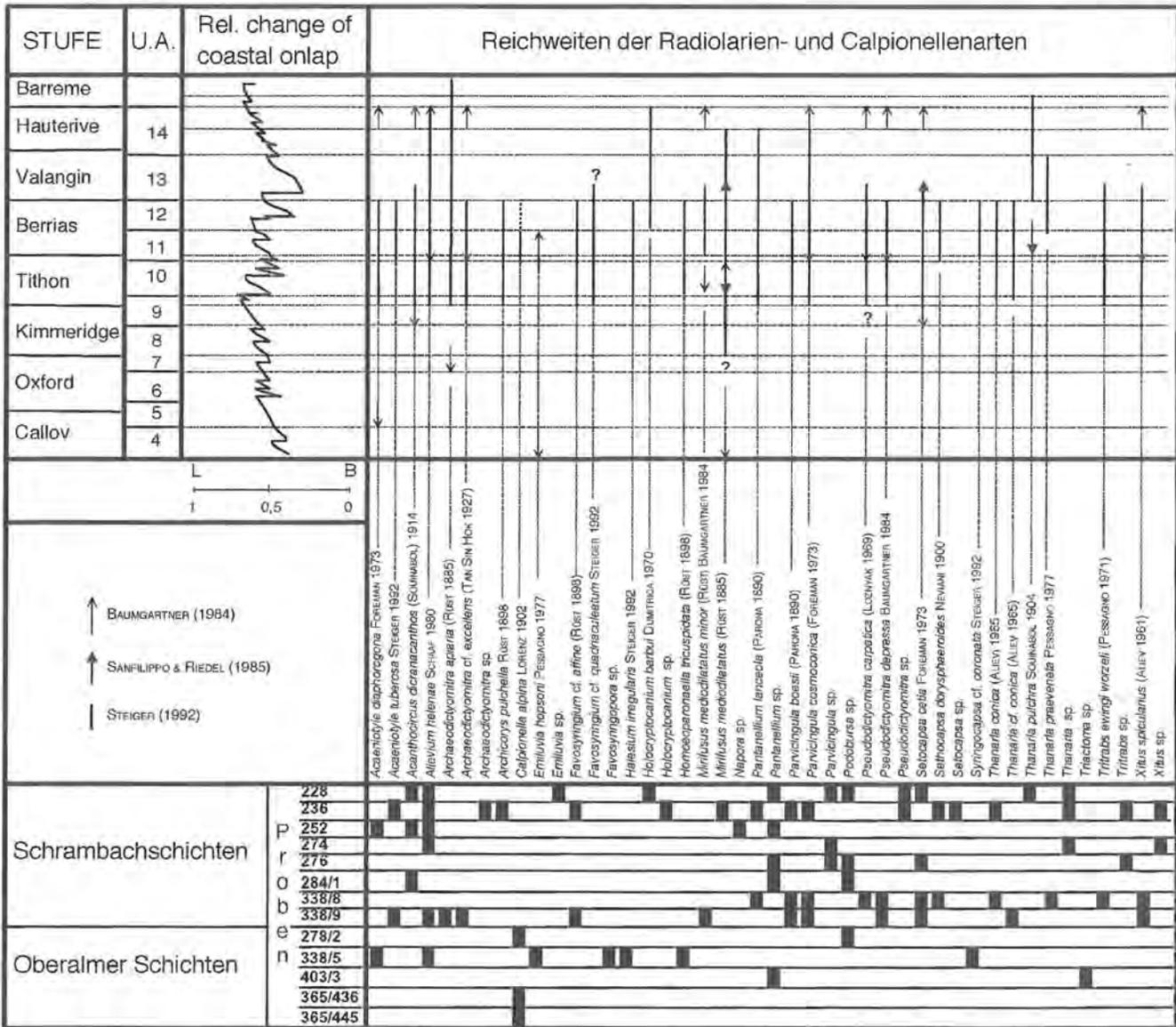


Abb. 24: Reichweite der im Arbeitsgebiet gefundenen Radiolarien und Calpionellen aus den Oberalmer- und Schrambachschichten (Taf. 8). Die Einteilung der Unitary Associations (U.A.) beruht auf BAUMGARTNER (1984). Die Coastal-Onlap Kurve (L = landward, B = basinward) entstammt HAQ et al. (1988). Die Reichweite von *Calpionella alpina* LORENZ 1902 erfolgte nach REMANE (1985).

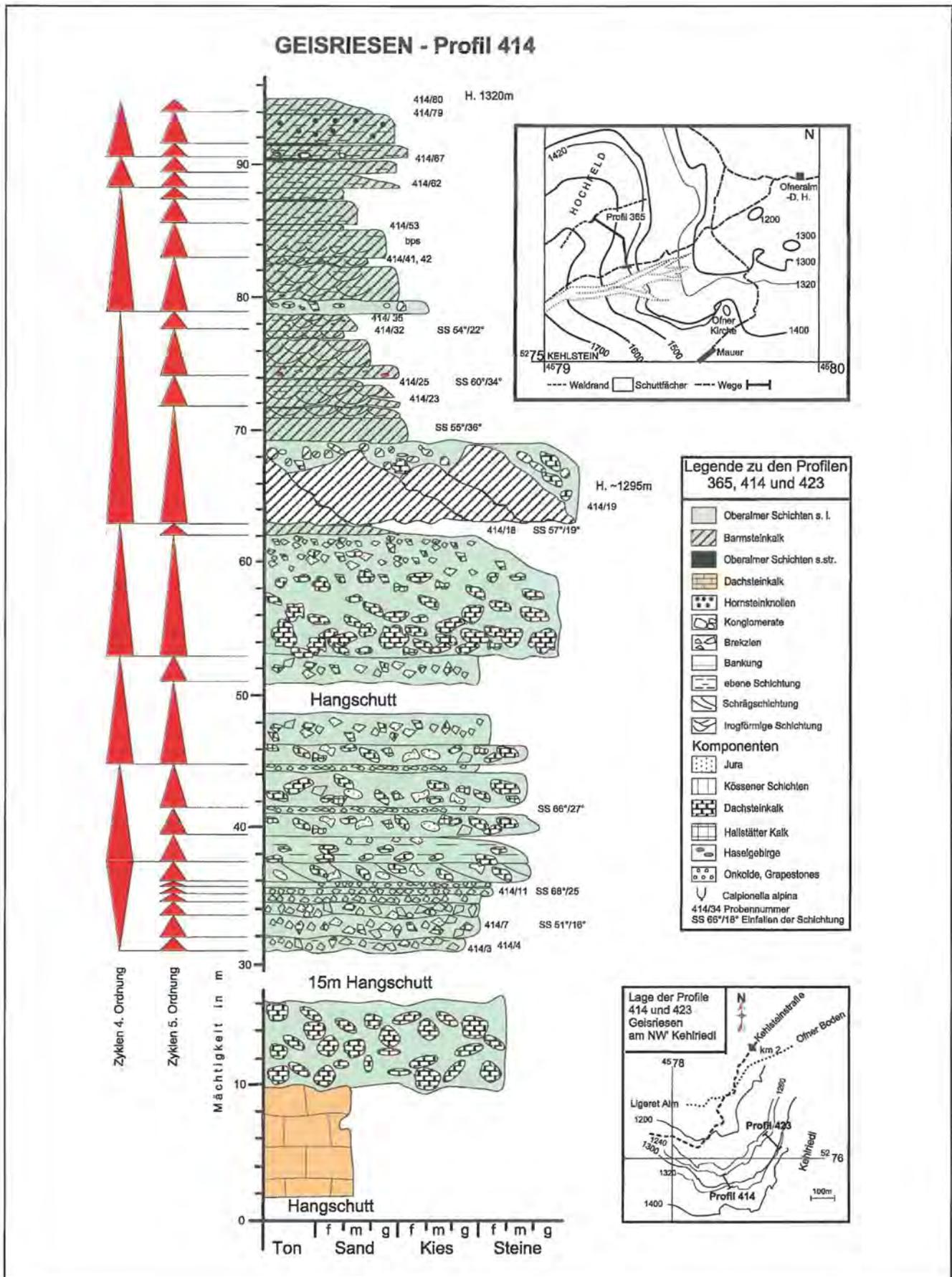
-A 2.7: Schnelle Korn-für-Korn-Ablagerung aus der Suspension eines hochkonzentrierten Trübestroms ohne signifikante Schleppung der Schicht.

Die meisten Barmsteinkalke besitzen Sandkorngröße und ebene Feinschichtung. Sie lassen sich den Typen B 1.1, B 2.1-parallelgeschichtete Sande, B 2.2. oder C 2.1-3 organized medium bedded sand-mud couplets zuordnen (PICKERING et al. 1986, 1989). Dabei handelt es sich um Ausscheidungen aus Turbiditen mit Bouma-Zyklus-Charakteristik ( $T_e - T_a$ ). Im Anschluß an die obere ebene Feinschichtung erfolgt die pelagische Sedimentation der Oberalmer Schichten s. str. ( $T_e$  bzw. G 2.1).

Auf Grund der bis in die heutigen Gipfelbereiche reichenden pelagischen Oberalmer Schichten ist zumindest für den nördlichen Hohen Göll und nordwestlichen Kehlstein ein tieferer Ablagerungsraum (Abb. 19, Abb. 28) anzunehmen. Sofern entsprechende Sedimente am südlichen Hohen Göll/Hohem Brett heute nicht nur

erosionsbedingt fehlen, könnte die Gleitscholle des Hohen Gölls bereits nach der Platznahme entlang der Endstalt-Störung in zwei Teilschollen zerbrochen sein. Auf der nördlichen Tiefscholle wurden die 300-400 m mächtigen Oberalmer Schichten abgelagert, während auf der südlichen Hochscholle geringmächtige Oberalmer Schichten oder vielleicht sogar Plassenkalke abgelagert wurden.

PICHLER (1963) datiert die Oberalmer Schichten der Roßfeld-Mulde mit Mittelkimmeridge-Obertithon (inkl. Berrias). GARRISON (1967) gibt aus der Unkener Mulde ein Alter von ?Untertithon-Unterberrias an. Nach DIERSCHKE (1980) beginnt deren Sedimentation im oberen Kimmeridge. PLÖCHINGER (1990) rechnet die Oberalmer Basalkonglomerate dem Oxford und die Oberalmer Schichten s. I. dem Kimmeridgium bis Berriasium zu. Das Basalkonglomerat ist demnach ein Zeitäquivalent der Tauglbodenschichten und des Radiolarits. Der Radiolarit und die Tauglbodenschichten sind aber nach

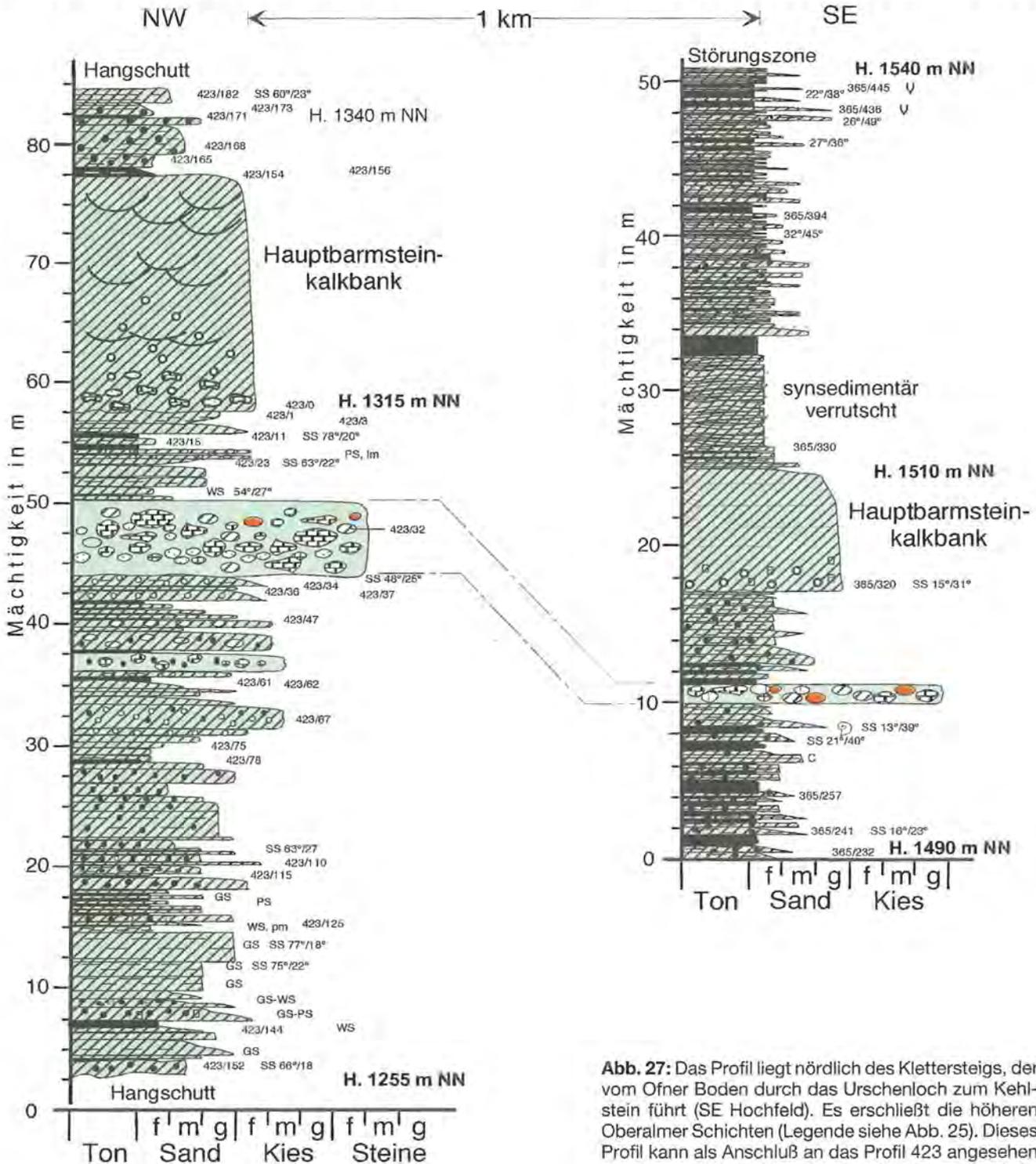


**Abb. 25:** Das Profil (erweitert nach BRAUN 1992) liegt am Übergang zwischen Kehlried und Kehlstein und erschließt die tiefsten im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen Oberalmer Schichten. Sie bestehen im unteren Teil aus bunten polymikten Brekzien (414/3, 4, 7 + 11, Taf. 5) und Konglomeraten, deren Komponenten hauptsächlich aus Dachsteinkalk zusammengesetzt sind. Ab Profilmeter 69,5 m folgen überwiegend Barmsteinkalke. Bei dem basalen Dachsteinkalk handelt es sich vermutlich um einen Olistolith. Aus zeichentechnischen Gründen sind innerhalb des Profils Bänke  $\leq$  ca. 30 cm Mächtigkeit zusammengefaßt worden.

# OBERALMER SCHICHTEN DES KEHLSTEINS

## GEISRIESEN - Profil 423

## HOCHFELD - Profil 365



**Abb. 26:** Das Profil liegt am Übergang zwischen Kehlriedl und Kehlstein (Lage und Legende siehe Abb. 25) und erschließt die höheren unteren und basalen oberen Anteile der Oberalmer Schichten. Die zyklisch geschütteten turbiditischen Barmsteinkalke prägen diesen Profilabschnitt. Zwischen den Profilen 414 und 423 fehlen tektonisch bedingt ca. 50 m an Mächtigkeit. Aus zeichentechnischen Gründen sind innerhalb des Profils Bänke  $\leq$  ca. 30 cm Mächtigkeit zusammengefaßt worden. Profil erweitert nach BRAUN (1992).

**Abb. 27:** Das Profil liegt nördlich des Klettersteigs, der vom Ofner Boden durch das Urschenloch zum Kehlstein führt (SE Hochfeld). Es erschließt die höheren Oberalmer Schichten (Legende siehe Abb. 25). Dieses Profil kann als Anschluß an das Profil 423 angesehen werden, wobei die Hauptbarmsteinkalkbank und die darunterliegende Konglomeratbank in beiden Profilen enthalten ist. Verglichen mit dem Profil 423 (Abb. 26) zeigt das Profil 365 eine deutlich geringere Korngröße und Bankmächtigkeit. Die Mächtigkeit der Hauptbarmsteinkalkbank ist von 20 m auf 10 m, die der Konglomeratbank von ca. 6 m auf ca. 0,5 m verringert. Insgesamt liegt das Profil 365 beckenwärtiger (vgl. den Anteil der Barmsteinkalke zu Oberalmer Schichten s.str.). Mit dem Auftreten von *Calpionella alpina* LORENZ 1902 im höchsten Teil des Profils läßt sich oberstes Tithon bis unteres Berrias nachweisen.

den vorliegenden Untersuchungen nicht nur von ihrem Alter, sondern auch auf Grund ihrer Lithologie und Schüttungsrichtung von den Oberalmer Schichten verschieden. Bereits KÜHNEL (1929) stellte fest, daß die Konglomeratvorkommen am westlichen Kehlstein verschiedenartige juvavische Komponenten (Hallstätter Kalk, Werfener Schichten) enthalten, während die östlichen nur aus Dachsteinkalk, Kössener Schichten und Lias-Rotkalk zusammengesetzt sind. Lediglich Schmitzen aus Salzglanzschiefer des Haselgebirges treten im gesamten Untersuchungsgebiet auf.

Insbesondere scheint diese Abtrennung in Basalkonglomerate und Oberalmer Schichten s. l. stratigraphisch nicht nachvollziehbar, da die letzten Konglomerate der Oberalmer Schichten im direkten Liegenden der Hauptbarmsteinkalkbank anzutreffen sind. Diese besitzt nach STEIGER (1992) mittel- bis obertithones Alter. Die darunterliegende 150–200 m mächtige Sedimentfolge besteht aber aus Konglomeraten, Brekzien, Oberalmer Schichten s. str. und Barmsteinkalken. Stratigraphisch ließ sich dieser untere Teil der Oberalmer Schichten nicht datieren, da keine datierfähige Radiolarienfauna herausgelöst werden konnte. Die in Abb. 24 aufgelistete Fauna entstammt dem höheren Bereich (Obertithon-Berrias) der Oberalmer Schichten. Auf Grund der am Hohen Göll und in seiner Umrahmung vorkommenden Abfolge scheint mir die oben angesprochene Zeitäquivalenz, und folglich auch die Alterseinstufung der basalen Anteile, fraglich zu sein. Die tiefsten im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen Sedimente der Oberalmer Schichten (vermutlich Übergang Kimmeridge/Tithon) finden sich am nordwestlichen Hochfeld, den sogenannten „Geisriesen“ oberhalb der Kehlsteinstraße. Die Hangendgrenze läßt sich lithologisch schlecht fassen, da der Übergang zu den überlagernden Schrambachschichten fließend verläuft. Sie wurde von mir durch das Verschwinden der Barmsteinkalkbänke, der Hornsteinknollen und die Zunahme von dünnbankigen spröden grünlichgrauen mergeligen Kalken auskartiert. Nach PLÖCHINGER (1990) ist die Hangendgrenze der Oberalmer Schichten die Grenze Berrias zu Valendis. Die Oberalmer Schichten reichen aber nach TOLLMANN (1976b) und STEIGER (1992) nur bis in das Untere Berrias; ihre Hauptentwicklung liegt im Obertithon. Aus dieser Diskrepanz ergeben sich für isolierte, kleinräumige bzw. tektonisierte Vorkommen unterschiedliche Zuordnungsmöglichkeiten. Die Proben 236, 338/8 und 338/9 (Abb. 24) sind lithologisch eher den Schrambachschichten zuzurechnen. Auf Grund der Radiolarienfunde lassen sich diese Proben, je nach Lage der Grenze, entweder den Oberalmer (Grenze gemäß PLÖCHINGER 1990) oder den Schrambachschichten (Grenze gemäß STEIGER 1992) zuordnen.

#### 3.4.2.1 Die Oberalmer Schichten im Gebiet des Obersalzbergs

Ein wichtiges Vorkommen von Oberalmer Schichten findet sich im Salzbergwerk Berchtesgaden. Hier begrenzen Oberalmer Schichten tektonisch das Haselgebirge

des Tiefjuvavikums nach Süden hin. Gemäß Abb. 17 und AMBATIELLO (1990) fällt die Grenze Oberalmer Schichten/Haselgebirge nach S hin ein, dadurch überlagern die Oberalmer Schichten im Süden das Haselgebirge. Die Folgen der Auslaugung des unterlagernden Haselgebirges im Grenzbereich zwischen Oberalmer Schichten und Haselgebirge sind zwischen Lindeweg und Dürreckstraße in Form von Bergzerreißen der Oberalmer Schichten und Dolinen deutlich zu beobachten. Nach Norden, Westen und Süden besteht das Liegende des Haselgebirges, wie in den vorangegangenen Kapiteln dargestellt, aus Tauglbodenschichten (vgl. Kap. 3.3.3.9, Abb. 16, Abb. 17, Abb. 18).

Das südwestlichste Vorkommen von Oberalmer Schichten in diesem Gebiet liegt bei Kressen. Entgegengesetzt zur sonst vorherrschenden NNE-NE Richtung fallen die Schichten in diesem Teil der Roßfeld-Mulde nach SW ein. Aufgeschlossen ist der durch Barmsteinkalke geprägte mittlere Anteil der Oberalmer Schichten. Die Hauptbarmsteinkalkbank steht entlang des Lindeweges an. Jüngere Oberalmer-, Schrambach- und Roßfeldschichten finden sich erst im Gebiet zwischen Platterhof und Abfahrtsstelle Kehlstein. Während gemäß KÜHNEL (1929), BOLZ (1967), AMBATIELLO (1990) und Abb. 17 die Keder-Brandstatt Scholle im Haselgebirge schwimmt, liegt die Klingeck-Scholle überwiegend auf Schrambach- und zum Teil auf Roßfeldschichten (Abb. 30). Sie ist demnach, ähnlich wie die juvavischen Schollen des Roßfelds, einem jüngeren Ereignis (Oberhauertive-Unterapt, PLÖCHINGER, 1984) zuzuordnen.

#### 3.4.2.2 Die Oberalmer Schichten im Gebiet des Kehlsteins

Die ältesten Oberalmer Schichten des Untersuchungsgebietes finden sich am NW Hochfeld. Dabei handelt es sich nach BRAUN (1992) um Konglomerate und bunte polymikte Brekzien, deren Gefüge dichtgepackt, komponentengestützt, schlecht klassiert und sortiert ist (Abb. 25). In verschiedenen Positionen unterhalb der Hauptbarmsteinkalkbank kommen Konglomerate vor. Ihre Mächtigkeit beträgt je nach Position zwischen 0,5–10 m, am südlichen Ecker First sogar bis ca. 30 m. Intern sind diese Konglomerate ungeschichtet bis gut geschichtet und zum Teil gradiert. Überlagernde Bänke können erosiv in die unterlagernden einschneiden. Die Komponentengröße reicht von Grobsand bis ca. 1 m Ø, es werden aber auch bis zu 10 m große Dachsteinkalkblöcke eingesedimentiert. Meist liegt der Durchmesser der gut- bis kanten-gerundeten Komponenten bei 10–30 cm. Das Gefüge ist komponentengestützt und weist Gradierung in Form von Korngrößensprüngen auf. Die häufigsten Komponenten bestehen aus Dachsteinkalk, weniger häufig sind jurassische Gerölle (Adneter Kalk, Hierlatzkalk, Hornsteinknollenkalk), selten treten Gesteine des Hallstätter Faziesraumes auf. Eine Ausnahme bildet vermeintlicher Haselgebirgston, der sich auch noch in den „normalen Barmsteinkalken“ findet. Beim Auflösen von Komponenten (Tab. 7, Proben 414/3,4, 7+11) der tiefsten Oberalmer Schichten konnten keine

Conodonten gewonnen werden, somit gelang dort der stratigraphische Nachweis von triassischen Hallstätter Komponenten nicht. Lediglich aus einem stratigraphisch nicht näher einzuordnenden Konglomeratvorkommen am Kehlstein (Probe 424) konnten in einer Mischprobe Conodontenbruchstücke gefunden werden.

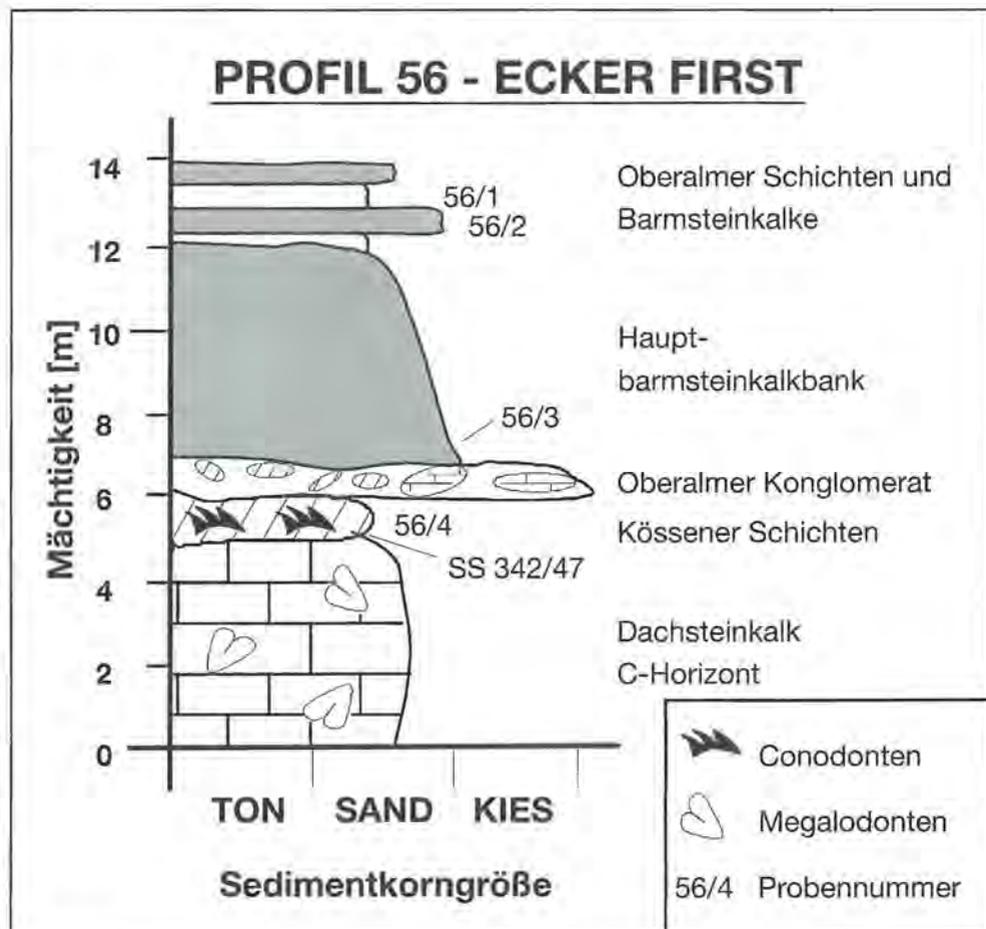
Sehr markant und durchhaltend ist die Konglomeratbank, welche sich ca. 5 m unter der Hauptbarmsteinkalkbank bzw. direkt in deren Liegenden befindet. Sie konnte am Kehlriedl (Abb. 26, Profil 423), am Hochfeld (Abb. 27, Profil 365), der Ofner Kirche und am Ecker First (Abb. 28, Profil 56) beobachtet werden. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 1–7 m. Ein interessantes Vorkommen (Abb. 28) dieses Konglomerathorizonts, bezogen auf die Lagerungsverhältnisse, befindet sich in ca. 2020 m NN Höhe am Klettersteig vom Purtscheller Haus zum Gipfel des Hohen Gölls. Über einem Dachsteinkalk C-Horizont liegen ca. 1 m mächtige Kössener Schichten. Überlagert und zum Teil von dieser erodiert werden die Kössener Schichten von einer ca. 1 m mächtigen Oberalmer Konglomeratbank, die neben Dachsteinkalk auch viele Komponenten aus Kössener Schichten enthält. Darüber folgt sofort die massige, hier 5 m mächtige, Hauptbarmsteinkalkbank. Sie wird von 2–3 m wechselagernden Oberalmer Schichten s. str. und Barmsteinkalken überdeckt (siehe Abb. 28). Zwischen den unterschiedlichen Gesteinskörpern findet sich keine meßbare Winkeldiskordanz. Dieser Aufschluß ist insofern von Bedeutung, da er zweierlei zeigt:

1. Die gesamte unter- bis oberjurassische Schichtenfolge, der Oberrhätalkalk (ca. 200 m mächtig) und ein Teil der ihn unterlagernden Kössener Schichten war schon vor der Ablagerung der Oberalmer Schichten erodiert und/oder abgerutscht.
2. Zusammen mit dem Vorkommen von Oberalmer Basiskonglomeraten, die dem Dachsteinkalk an der östlichen Seite des unteren Eckerfirsts auflagern, zeigt dieser Aufschluß, daß der Dachsteinkalk des Hohen Gölls zur Zeit der Ablagerung der Oberalmer Schichten ein schichtstufenbedingt treppenartig nach SW ansteigendes Relief besaß, auf dem die Oberalmer Schichten abgelagert wurden (Abb. 19, Abb. 22). Dieses Relief wurde sukzessive aufgefüllt, so daß die Sedimentation an dieser Stelle begann, als beispielsweise am ca. 500 m entfernten unteren Ecker First bereits 150–200 m Oberalmer Schichten sedimentiert waren<sup>19)</sup>.

Die höheren Oberalmer Schichten finden sich am nördlichen Kehlriedl mit tektonischem Kontakt zu den Schrambach- und Roßfeldschichten. Das Hochfeld enthält eine Abfolge, die vom höheren unteren bis in den oberen Abschnitt reicht (Profil 365, Abb. 27). Am östlichen Ecker First liegen, abgesehen von den basalen Brekzien, die gesamten Oberalmer Schichten mit z. T. tektonisch überprägtem Übergang zu den Schrambachschichten vor.

19) Die Vergleichbarkeit ist dadurch gewährleistet, daß an beiden Lokalitäten Kössener Schichten als Einschaltungen im Dachsteinkalk vorkommen.

Abb. 28: Profil 56 Ecker First (verändert nach BRAUN 1992), H. 2020 m NN am Klettersteig vom Purtscheller Haus zum Gipfel des Hohen Gölls (R458023 H527441). Aufgeschlossen sind von unten nach oben Dachsteinkalk, Kössener Schichten, Oberalmer Konglomerat, die Hauptbarmsteinkalkbank und Oberalmer Schichten. Bei den in den Kössener Schichten (Probe 56/4) gefundenen Conodonten handelt es sich um *Miskella posthernsteini* KOZUR & MOCK 1974.



### 3.4.2.3 Die Oberalmer Schichten im Weißenbachtal

Die Oberalmer Schichten des Weißenbachtals bilden die Südflanke der Roßfeld-Mulde. Sie lagern, lokal als Erosionreste erhalten, dem lagunären Dachsteinkalk des nördlichen Hohen Gölls auf und stehen in Richtung N großräumig an. Am Gollinger Wasserfall finden sich bisher unkartierte und tektonisch stark überprägte, mit dem Dachsteinkalk des Kleinen Gölls verschuppte Oberalmer- (Tab. 7, Probe 732) und Roßfeldschichten. Eine ähnliche Situation tritt im Talkessel des Weißenbaches in 1100 m NN Höhe auf. Hier ist der Dachsteinkalk auf Oberalmer Schichten überschoben und mit der in Kap. 3.3.3.10 erwähnten Unterjurascholle verschuppt. Zwischen 900–1100 m NN überlagern die Oberalmer Schichten im Bachbett des Weißenbaches die Unterjurascholle (Abb. 19). Im westlichen Weißenbachtal ist das mittelsteile Einfallen nach NE gerichtet und schwenkt im östlichen Teilgebiet nach E-SE um. Zusammen mit der Sulzgrabenstörung bewirkt dieses Umschwenken der Einfallrichtung das Auftreten von Schrambach- und Roßfeldschichten im unteren Weißenbachtal.

Die ältesten Oberalmer Schichten in diesem Teilgebiet sind lokal dem Dachsteinkalk des Hohen Gölls auflagernde Brekzien in roter Matrix (Tab. 7, Probe 576), deren Komponenten ausschließlich aus lagunärem Dachsteinkalk bestehen. Diese Vorkommen von Oberalmer Konglomeraten im Weißenbachtal wurden bereits von PLÖCHINGER (1955) auskartiert. Überwiegend treten höhere dünnbankige Oberalmer Schichten auf, lediglich

im oben erwähnten Talkessel kommt die Hauptbarmsteinkalkbank vor.

### 3.4.2.4 Die Oberalmer Schichten am Hohen Brett und in der Torrener-Joch-Zone

In, um und entlang der nördlichen Randstörung der Torrener-Joch-Zone treten insbesondere an den Südabhängen des Hohen Bretts lokal Konglomerate und Megabrekzien (Abb. 29) auf. Neben den erstmals von MOUSSAVI (1985) beschriebenen Aufschlüssen nördlich der Pfaffenkegel und am Aufstieg zum Hohen Brett konnten weitere Vorkommen auf österreichischer Seite an den Abhängen des Hohen Bretts und auf deutscher Seite im unteren Weidbach (H. 1600 m NN) gefunden werden.

Das Gestein ist schlecht klassiert (Feinkies-Blöcke) und daher dicht gepackt (komponentengestützt), unterschiedlich sortiert (mono- bis polymikt) mit eckigen bis kantengerundeten Komponenten. Die Anteile der Hauptkomponenten (Dachsteinkalk und Karnisch-norischer-Dolomit) ist variabel in Abhängigkeit von der relativen Entfernung zum anstehenden Dachsteinkalk bzw. Karnisch-norischen-Dolomit. Die Dachsteinkalkkomponenten sind z. T. verkieselt (vgl. Dachsteinkalk des Kehlsteins BRAUN 1992). Akzessorische Komponenten sind Adneter Kalk, Hierlatzkalk (Crinoidensparite), rötliche und grünlichgraue Hornsteine, Gesteine der Fleckenmergelserie (Radiolarien-Spikulaemikrit), Zlambachschichten und Hallstätter Kalk. Abgesehen von den in-



**Abb. 29:** Megabrekzie am Fußweg Stahlhaus-Hohes Brett (H. 2015 m NN).

tern strukturlosen Hornsteinen, die nicht zuzuordnen sind (evt. Scheibelbergkalk), lassen sich alle Komponenten aus der direkten Nachbarschaft der Konglomeratvorkommen herleiten. Die Entfernung zu entsprechenden Aufschlüssen am Hohen Brett beträgt max. 2 km für die Fleckenmergel. Die Matrix besteht aus roten und ockerfarbenen, z. T. grünlichen Mergeln, die lokal vertont und in der Regel fossilfrei sind. MOUSSAVI (1985) konnte aus einer vermeintlichen Matrixprobe eine reiche Foraminiferenfauna ausschlämmen, die er in den Lias  $\alpha 3$  einstufen konnte.

Die Matrix ist, wie bereits MOUSSAVI (1985) betonte, bis auf eine Lokalität (Probenpunkt 760) fossilfrei. In den fossilführenden Tonen der betreffenden Stelle fanden sich Fleckenmergel- (Probe 760/1) und Hornsteinkomponenten (Proben 760, 760/2), daher wird hier die Ansicht vertreten, daß die Konglomerate/Brekzien jünger als Unterjura sind. Insbesondere die Fleckenmergelkomponente, die mikrofaziell identisch zu dem Fleckenmergelvorkommen am Hohen Brett ist, führt zu diesem Schluß, da die Fleckenmergelsedimentation im Bereich des Göllmassivs im höheren Unter- bis Obertoarcium einsetzte. Der foraminiferenführende Ton wird hier als tonig zersetzte, größere „unterjurassische Komponente“ innerhalb der Brekzie gedeutet. Dieses Gestein wird hier den basalen Oberalmer Schichten zugeordnet, da es lithologisch vergleichbar zu entsprechenden Vorkommen am Kehlstein (Abb. 25, Profil 414), am Ecker First (Tab. 7, Probe 609) und im Weißenbach (Tab. 7, Probe 576) ist. Auch dort treten Gesteinskomponenten lokaler Herkunft in roter fossilfreier Matrix auf.

Somit handelt es sich bei den Konglomeraten/Brekzien um die postorogene Versiegelung des nun parautochthonen Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll während der initialen Postkonvergenzphase. Sie treten zufällig entlang der sevatischen Plattformrandstörung auf, die durch das Eingleiten in das Berchtesgadener Becken und durch spätere N-S Einengung mehrfach reaktiviert wurde, so daß sie im Störungsgebiet leicht tektonisiert vorliegen. Die Zusammensetzung des Oberalmer Konglomerats zeigt, daß bereits im höheren Kimmeridge ähnliche Lagerungsverhältnisse

zwischen Dachsteinkalk und Karnisch-norischem-Dolomit vorgelegen haben müssen wie heute. Auf Grund der Datierung und den Lagerungsverhältnissen des Konglomerats/Brekzie hatte MOUSSAVI (1985) weitreichende Konsequenzen für Herkunft und den tektonischen Verhältnissen der Torrener-Joch-Zone und des Göllmassivs abgeleitet. Sie sind z. T. auf Grund der geänderten Gesteinszuordnung so nicht mehr haltbar.

### 3.4.3 Die Schrambachschichten

Die Oberalmer Schichten gehen im Hangenden sukzessive in die Schrambachschichten<sup>20</sup> über, daher ist diese Schichtgrenze ungenau zu erfassen. Sie wird hier durch das Verschwinden der Barmsteinkalkeinschaltungen und der Hornsteinknollen, der Zunahme von dünnbankigen, spröden, grünlichgrauen Mergel/Kalke und der rein pelagischen Sedimente gezogen. Bei den Schrambachschichten handelt es sich um überwiegend mittelbankige (5–30 cm) Kalke und Mergel. In die hangenden Partien schalten sich graurote/hellolivgrau marmorierte Mergel und Siltsteine ein (Anzenbach Schichten<sup>21</sup>), die auf Grund ihres Anteils an klastischen Quarzen zu den unteren Roßfeldschichten überleiten. Nach BRAUN (1992) beträgt die Mächtigkeit der Schrambachschichten ca. 140–200 m. Bedingt durch ihre inkompetenten Materialeigenschaften sind sie häufig tektonisch unterdrückt. Aufschlüsse finden sich im Weißenbachtal, am Ecker Sattel, tektonisch verschuppt am Kehlriedl und im Liegenden der Klingeck-Scholle.

Das Alter der Schrambachschichten umfaßt nach TOLLMANN (1976b) und STEIGER (1992) das Oberberriasium und Valangium; nach PLÖCHINGER (1990) das untere Valangium und die Anzenbach Schichten das obere Valangium. Die in den Schrambachschichten gefundenen Radiolarien (Taf. 8) und deren stratigraphische Reichweiten sind in Abb. 24 aufgeführt.

Sie repräsentieren rein pelagische Sedimente, die verglichen mit den Oberalmer Schichten unbeeinflußt

20) Begriffsprägung: LILIENBACH 1830

21) Begriffsprägung: TRAUTH 1950

Tab. 8: Mikrofaziesanalyse der Schrambachschichten. Die Abkürzungen wurden in Tab. 1–4 erläutert.

Mikrofaziesanalyse der Schrambachschichten																	
Probe	Ma	Verh. Ma/Ko [%]	Kom o	Karbonatgehalt			Komponenten					Bem	Gefüge		MF-Typ		
				Cc [%]	Dolo. [%]	unl. [%]	Qz	C	R	Sp	MB		MG	KG	Dunham	SMF	
166	Mi	80/20	sfS	46	6	48	o					+	fg	x		WS	1
166/3	Mi	80/20	fS										o	x		MS	1
173	Mi	95/5	Si					-	+	-				x		WS	1
228	Mi	60-70/30-40	sfS-fS	65		35	o	++		-		fg		x		PS	1
284/1-4	Mi	50-70/30-50	sfS					++	-					x	x	WS-PS	1
332/1	Mi	100/0							-					x		MS	1
334	Mi	90/10	sfS					-	+					x		MS	1
335/1	Mi	80/20	sfS						-					x		WS	1

Tab. 9: Mikrofaziesanalyse der Roßfeldschichten. Sofern nicht vermerkt, entsprechen die Abkürzungen den vorangegangenen Tabellen. Karbonatgehalt: Cc = Calciumcarbonat, Dolo = Dolomit, unl. = unlöslicher Rückstand, Komponenten: HA = Haselgebirge, HS = Hornsteine, Ma = Magmatite, Milntra = Mikritintra-klasten, OAS = Oberalmer Schichten, Qz = klastischer Quarz, Bemerkungen: Am = Ammoniten, Pf = Pflanzenhäcksel, te = tektonisiert, sty = stylolithisiert, MF-Typ: Pickering = PICKERING et al. (1986, 1989).

Mikrofaziesanalyse der Roßfeldschichten																													
Probe	Ma	Verh. Ma/Ko [%]	Kom	Karbonat-gehalt								Komponenten												Bem	Gefüge			MF-Typ	
		$\phi$		Cc [%]	Dolo [%]	unl [%]	AK	DK	HA	HS	Ma	Mi-Intra	OAS	Ig RM	Sp M	Qz	Bi	Br	C	F	R	Sp	MB		MG	KG	Dun	Pick	
254/7	Mi	70/30	fS	48		52						+													Pf	x		WS	C 2.3
255	Misp	30/70	fS									+					++						+				x	GS	C 2.3
258/2	Mi	70-80 / 20-30	sfS	39	3	58						+				o	o								Am, fg, Pf	x		WS	C 2.3
393/1	Mi	30/70	fS-X				-	-	o	-	o		-	-	-	-						o			gg-e, sk, ss		x	PS	A 1.1
393/2	Mi	40/60	sfS-fS	42	4	54						+				o		--	-	--					e		x	PS	C 2.3
393/3	Mi (Si)	60/40	fS	62		38						++				++		--	-						Bio, e, Gl, kg		x	PS	C 2.3
396	Mi	30-40 / 60-70	fS-sgG					-		-		+				++		-	o						e, gg, sk		x	PS	C 2.2
397	Mi	30/70	fS									++				+		-		--					Gl		x	PS	C 2.3
419	Misp	20/80	mS (fS)	32	5	63						-				++		o	--						e, Gl, gk		x	GS	B 1.1
732/1	Mi	60/40	sfS-fS									+				++									Gl, te, sty		x	PS	

durch Turbiditschüttungen bleiben. Unter eustatischen Gesichtspunkten betrachtet, sind die Schrambachschichten als Meeresspiegeltiefstandablagerungen der schon im Untertithon beginnenden Regression zu betrachten. Nach HAQ et al. (1988) erreichte diese Regression im unteren Valangium ihr Maximum mit einem um fast 200 m niedrigeren Meeresspiegel als zur Zeit des Untertithons. Demnach würden die höheren Schrambachschichten respektive Anzenbach Schichten einem neuen transgressiven Zyklus entsprechen. Die zu erwartende transgressive Entwicklung wird jedoch durch die einengenden Kräfte und die Hebung des Sedimentationsraumes kompensiert. Dafür spricht die Schalenerhaltung der Ammoniten ab den unteren Roßfeldschichten und die coarsening-up Sequenz während der Sedimentation der Schrambach- und Roßfeldschichten.

### 3.4.4 Die Roßfeldschichten

Die jüngsten mesozoischen und marinen Sedimente des Arbeitsgebietes sind die Roßfeldschichten<sup>22)</sup>. Ebenso wie die liegenden Schrambachschichten sind sie für die direkten Ereignisse des Göllmassivs nur von untergeordneter Bedeutung; für die plattentektonische Interpretation im Bereich der Nördlichen Kalkalpen aber wichtig. Sie treten nur im nördlichen Arbeitsgebiet auf und gehören zum Südfügel der Roßfeld-Mulde. Die Liegendgrenze zu den Schrambachschichten ist meist tektonisch überprägt, so daß wie am Gollinger Wasserfall, die Schrambachschichten tektonisch unterdrückt werden. Dadurch sind dort stark tektonisierte Roßfeldschichten (Mergelgruppe) vor Oberalmer Schichten und Dachsteinkalk aufgeschlossen. Gute Aufschlußbedingungen finden sich entlang der Roßfeldstraße, im Larosbach und im unteren Weißenbachtal. Nach WEBER

(1942) wurden untere und obere Roßfeldschichten unterschieden. PICHNER (1963) untergliederte die unteren Roßfeldschichten in eine liegende Mergel- und eine hangende Sandsteingruppe. Das Alter der gesamten Schichtenfolge umfaßt nach PICHNER (1963) das Oberalangium und Hauterive.

Die Schrambachschichten gehen unter Zunahme des siliziklastischen Anteils allmählich in die 175 m mächtige Mergelgruppe über (FAUPL & TOLLMANN 1979). Diese Umstellung ist mit einem Farbwechsel der grünlich grauen zu olivgrauen und braunen Mergeln verbunden. Lokal treten Anhäufungen von Pflanzenhäcksel, Belemniten und Ammoniten in der Mergelgruppe auf. Ihr Gefüge weist ebene Feinschichtung auf. Im Übergangsbereich zwischen Mergel- und Sandsteingruppe finden sich dünnbankige Sandsteinzwischenlagen in den Mergeln. Die nach FAUPL & TOLLMANN (1979) 80–100 m mächtige Sandsteingruppe besteht überwiegend aus sehr dickbankigen olivgrauen bis graubraunen kalkig zementierten Sandsteinen.

Mit den oberen Roßfeldschichten erreicht der neokome Orogenzyklus im Arbeitsgebiet seinen Höhepunkt. Sie bestehen aus groben schlecht klassierten und sortierten Konglomeraten und Brekzien mit z. T. kieseliger Matrix, in die größere Blöcke eingelagert sein können. Es treten sowohl matrix- wie komponentengestützte Gefüge auf. Die Komponenten setzen sich aus Dachsteinkalk, unterjurassischem Rotkalk, rotem Radiolarit, Jaspis, Hornsteinen, Plassen- oder Barmsteinkalken und Mikritintra-klasten, die dem tirolischen Ablagerungsraum entstam-

22) Begriffsprägung: LILIENBACH 1830



**Abb. 30:** Konglomerat der oberen Roßfeldschichten (Tab. 9, Probe 393/1) des nördlichen Kehlriedls. Neben eckigen bis gerundeten kalkalpinen Komponenten (Dachsteinkalk, Oberalmer Schichten, Hornsteine, Jaspis) treten gut gerundete mesograde, fein- bis mittelkristalline magmatische Komponenten auf (drei Komponenten mit Pfeil unter dem größten Klast). Die Matrix besteht aus einem karbonatisch zementierten Sandstein.

men, ortsfremden juvavischen (Haselgebirgston, Hallstätter Kalke und verschiedene Dolomite) und magmatischen Komponenten (Abb. 30) zusammen. Für die tektonische Interpretation sind die in den Roßfeldschichten auftretenden Schwerminerale und die juvavischen und kristallinen Gerölle von Bedeutung. Bei den cm-großen Kristallingeröllen handelt es sich um mesokrate, fein- bis mittelkörnige Granite und Granodiorite, die, verglichen mit den kalkalpinen Geröllen, eine sehr gute Rundung aufweisen, so daß ein primär unterschiedlicher Transportweg vorgelegen haben muß. Nach den Untersuchungen von POBER & FAUPL (1988) und FAUPL & WAGREICH (1992) stammen die detritischen Chromspinelle der Roßfeldschichten aus Ophiolith-Sequenzen, die von einem bis in das Ostalpin reichenden „Vardarozean“ hergeleitet werden. Der Chemismus der Chromspinelle besitzt harzburgitischen Inselbogen-Charakter und die selten auftretenden blauen Alkali amphibole sowie Glimmer zeigen keine Hochdruck-Genese (EYNATTEN & GAUPP 1995), sie sind folglich obduziert. Die Sedimentstrukturen und Komponentenzusammensetzung sprechen für ein südliches Liefergebiet (FAUPL & TOLLMANN 1979; DECKER et al. 1987; FAUPL & POBER 1991). Die Sedimentation wurde nicht wie die Oberalmer- und Schrambachschichten durch die eustatischen Meeresspiegelschwankungen gesteuert, da der an der Wende unteres/oberes Valangium beginnende Meeresspiegelanstieg für die Roßfeldschichten einen „fining-upwards“-Trend bedingt hätte. Die orogenen Prozesse

südlich und im Sedimentationsgebiet überlagerten aber diesen erwarteten Trend, so daß ein „coarsening-upwards“- Sedimentstapel ausgebildet ist. Als tektonischer Grund hierfür wird nicht die von FAUPL & TOLLMANN (1979) sich nach Norden verlagernde Tiefseerinne angesehen, sondern entweder das Vorbeischieben des Licischen Blocks (SCHMIDT et al. 1991) oder sich verändernde Spannungszustände im Zuge der endgültigen Schließung des Vardarozceans. Beide Möglichkeiten müssen kompressive Spannungszustände zur Folge haben, so daß sie schließlich das Eingleiten einer zweiten Generation von juvavischen Schollen, die Obduktion von ophiolithischem Material des Vardarozceans und das anschließende Verlanden bewirkten. Insbesondere die sehr gute Rundung der magmatischen Komponenten und das Pflanzenhäcksel könnte für einen längeren, z. T. fluviatilen Transportweg sprechen. Die nach BRAUN (1992) diskordant auf Schrambach- und Roßfeldschichten liegende Klingeck-Scholle (Beil. 5, Profil E) dokumentiert diese Ereignisse, die nach PLÖCHINGER (1984) zwischen Hauterive und Unterapt stattgefunden haben.

### 3.5. Zusammenfassung der sedimentären und syngedimentär-tektonischen Ereignisse

Die Stratigraphie und die dokumentierten syngedimentär-tektonischen Ereignisse im tirolischen Anteil

des Untersuchungsgebietes sind in Abb. 31 dargestellt. Die ältesten Sedimentgesteine sind die flachmarinen, supra- bis subtidalen Dachsteinkalke der Präriftphase. Eine erste Veränderung des Ablagerungsraumes führte an der Wende Nor/Rhät zur allgemeinen Vertiefung. Dies bewirkte in einigen Bereichen der Dachsteinkalkplattform die Entwicklung eines kurzfristigen Kössener Intraplattformbeckens und in anderen Gebieten die längerfristige Abnahme der supra- bis intertidalen gegenüber den subtidalen Ablagerungen.

Die Synriftphase führte zu einem deutlichen Sedimentationswechsel von flach subtidalen zu tiefer marinen Verhältnissen, die durch die Adneter Wende (SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER 1974) an der Trias/Jura Grenze eingeleitet wurde. Die tektonischen Aktivitäten zeigen sich in dem dehnungsbedingten Zerbrecen der Dachsteinkalkplattform. Bereits im Hettangium wirkte die Torrener-Joch-Zone als Störung, mit jeweils unterschiedlichen Sedimentationsbedingungen nördlich und südlich davon. Daraus entwickelte sich spätestens ab Pliensbachium eine Blattverschiebung, so daß sich im

westlichen Hagengebirge das Hagengebirgs-Becken und das Becken von Weißbach-Diesbach als Pull-Apart Becken entstand. Diese Entwicklung fand ihren Höhepunkt im Oberpliensbach-Untertoarcium mit weitverbreiteten Konglomerathorizonten und Gleitschollen. Diese Umstellung der Becken-/Schwellenmorphologie zeigt sich auch in der zeitgleichen Sedimentation von Rotkalen (Schwelle) und Fleckenmergeln (Becken) ab dem Untertoarcium.

Sedimente des Mitteljuras fehlen oder sind auf Grund der Kondensation nicht nachweisbar. Rote Radiolarite sind die nächstjüngeren überlieferten Sedimentgesteine, sie entstammen dem Oxford und dokumentieren bereits die Konvergenzphase. Während der damit verbundenen Ruhpoldinger Wende (SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER 1974) wird der Ablagerungsraum unter die CCD verlagert. Zum Hangenden erfolgt unter Zunahme von klastisch turbiditischem Material der Übergang vom Radiolarit zu den Tauglbodenschichten, ein für die plattentektonischen Ereignisse wichtiger Einschnitt im Sedimentationsgeschehen des Tirolikums. Die eigenen

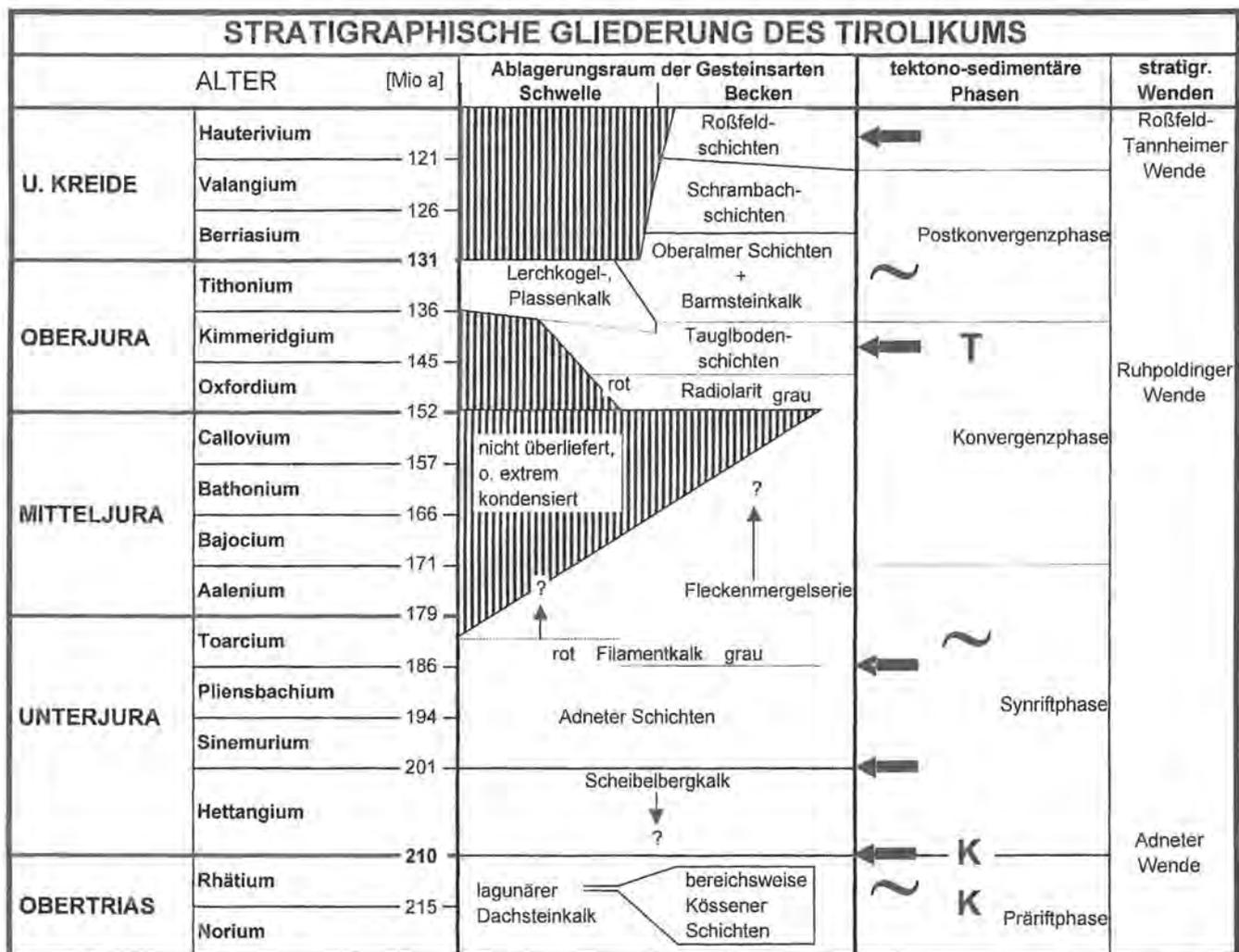


Abb. 31: Stratigraphie, tektono-sedimentäre Phasen und stratigraphische Wenden (SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER 1974) des im Untersuchungsgebiet aufgeschlossenen Tirolikums. Plassen- und Lerchkogelkalke sind hier lediglich als lokale Sedimentlieferanten für die Oberalmer Schichten aufgeführt, sie stehen im Untersuchungsgebiet nicht an. Zeichenerklärung: gestrichelte Linie = unsichere Grenzlage, Pfeil = tektonisch gesteuerte Sedimentation, Wellenlinie = eustatisch gesteuerte Sedimentation, K = klimatisch gesteuerte Sedimentation, T = Thermische Überprägung des Juvavikums (KRALICK & SCHRAMM 1994).

sedimentologischen Untersuchungen der Tauglbodenschichten und die Metamorphosealter von KRALICK & SCHRAMM (1994) zeigen, daß die Platznahme des Berchtesgadener Juvavikums bereits im höheren Oberjura abgeschlossen war. Die Oberalmer Schichten überlagern den Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll und versiegeln seine Deckengrenzen. Mit ihrer Sedimentation begann die, bezogen auf das Tirolikum, tektonisch ruhige Postkonvergenzphase, die bis in das obere Valangium andauerte. Die feindetritischen Schüttungen in den höheren Schrambachschichten markieren den Beginn der Roßfeld-Tannheimer Wende (SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER 1974), einer neuerlichen kompressiven Phase. Diese beendete die langanhaltende Vorherrschaft kalkig dominierter Sedimente mit der Ablagerung von Sandsteinen und Konglomeraten, die neben kalkalpinen auch magmatische Komponenten enthalten. Mit den Roßfeldschichten endete die marine Überlieferung im Untersuchungsgebiet, aber auch im Südteil der mittleren und östlichen Kalkalpen (TOLLMANN 1976b). Erst ab dem Coniac (?Obercenoman, RISCH 1993) treten in den nördlich vorgelagerten Gebieten marine Ablagerungen der Gosau-Formation auf. Deren Sedimentation wird aber nicht mehr von S sondern von N gesteuert.

## 4 Die Stratigraphie und Fazies der juvavischen Gleitschollen/-decken im Umfeld des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll

### 4.1. Einleitung

Juvavische Gleitschollen gelangten, wie in Kap. 3.3.3 und Kap. 3.4.4 beschrieben, während zweier Phasen in den untersuchten tirolischen Ablagerungsraum oder wurden darin umgelagert. Für die Fragestellung dieser Arbeit ist die ältere orogene Phase während der Sedimentation der Tauglbodenschichten (O.Oxford – U.Kimmeridge) von entscheidender Bedeutung. Von den im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen Schollen läßt sich lediglich die Klingeck-Scholle (Beil. 1, Beil. 5 Profil E) der jüngeren Phase (Hauterive-Unterapt) zuordnen. In den folgenden Kapiteln werden die wichtigsten juvavischen Gleitschollen, ihre Fazies und Stratigraphie vorgestellt, deren Platznahme während der älteren Orogenphase stattfand.

### 4.2. Der Deckenkomplex Berchtesgadener Salzberg

Auf Grund der plastischen Eigenschaften des Haselgebirges, dem damit verbundenen engen Kontakt und Inkorporation lithologisch, altersmäßig und bezogen auf ihre deckentektonische Zugehörigkeit verschiedenartigen Schollen, werden hier unter dem Begriff „Deckenkomplex Berchtesgadener Salzberg“ unterschiedliche Einzelschollen zusammengefaßt, denen das Haselge-

birge als Trägerdecke gemeinsam ist. Neben dem Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll ist der überwiegend aus Haselgebirge bestehende Deckenkomplex Berchtesgadener Salzberg die größte Decke des Untersuchungsgebietes. Weiterhin lassen sich mittel- bis obertriassische Gesteine, mit eingeschuppten Fleckenmergeln, in diesem Komplex auskartieren.

#### 4.2.1 Das Haselgebirge

Das oberpermische Haselgebirge (PAK & SCHAUBERGER 1981; SPÖTL 1988a-c) bildet die gemeinsame Basis der vielfältigen Schollen des Deckenkomplexes Berchtesgadener Salzberg und überlagert die tirolischen Tauglbodenschichten (vgl. Kap. 3.3.3.9). Die Ausdehnung des Salzstocks beträgt nach LANGENSCHIEDT (1994) 4,5 km Länge, 1,5 km Breite und bis über 600 m Mächtigkeit (vgl. Abb. 17). Nach AMBATIELLO & NEY (1983) besteht der Hauptteil der Lagerstätte aus dem salzreichen Rotsalzgebirge, dem salzärmeren tonigen Grünsalzgebirge, dem tonigen Buntsalzgebirge, einer sandigen Salz-Ton-Brekzie und aus Anhydritlagen. Entlang von Störungen, um eingelagerte Schollen und über Tage, tritt das ausgelaugte Haselgebirge als schwarzer Ton mit Gipslagen oder als bräunlicher geflaserter Gips mit Brekzien- und grünlichen Feinsandsteinhorizonten auf (Abb. 32). Übertageaufschlüsse finden sich entlang des südöstlichen und südlichen Endes des Deckenkomplexes Berchtesgadener Salzberg, in der Nähe oder über den Tauglbodenschichten, z. B. im unteren Höll- und oberen Krautkasergraben. Nach LEIN (1987) und SPÖTL (1989) wird ein E-W-streichendes riftartiges, periodisch marin überflutetes Grabensystem (Rotes-Meer-Typ) der Tethys als möglicher Ablagerungsraum des Haselgebirges angesehen.

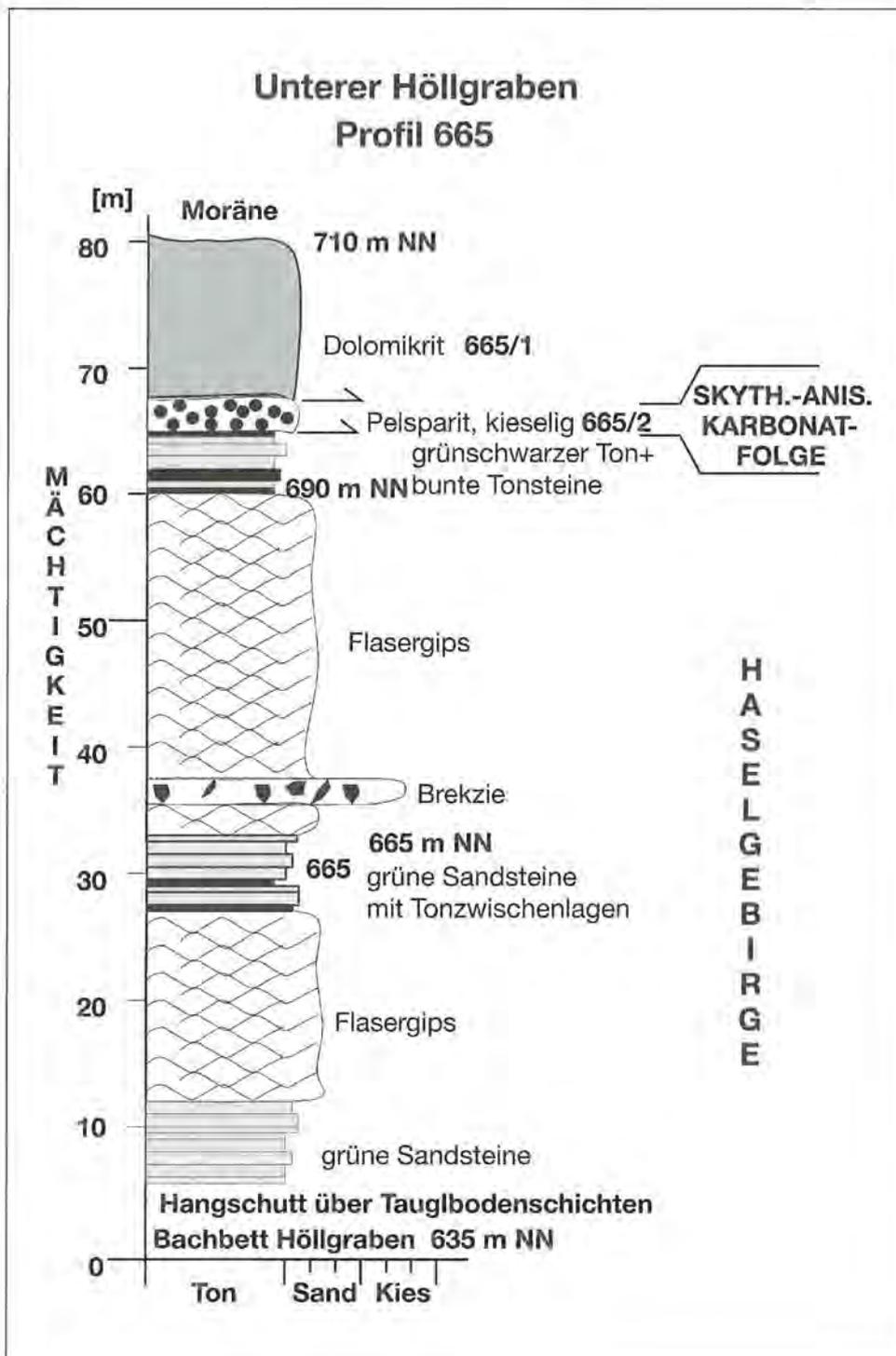
#### 4.2.2 Die Schiedbichl-Scholle

Exemplarisch für eine Vielzahl größerer und kleinerer Schollen, die auf und in dem als Trägerscholle dienenden Haselgebirge des Deckenkomplexes Berchtesgadener Salzberg schwimmen, sei hier die Schiedbichl-Scholle (Abb. 33, Abb. 34) ausführlicher behandelt. Sie beinhaltet verschiedene triassische Gesteine, die in anderen Schollen isoliert vorliegen können. Auf Grund der nach W abfallenden Geländemorphologie und dem im allgemeinen zwischen NNW-NNE schwankenden, flachen bis mittelsteilem Einfallen finden sich die ältesten Schichten im S und W, die jüngsten im NE. Die Scholle besitzt keine stratigraphisch autochthonen Lagerungsverhältnisse, vielmehr können tektonisch bedingt verschieden alte und faziell unterschiedliche Schichtglieder aufeinander liegen. Die Scholle schwimmt auf Haselgebirge, dessen Mächtigkeit schnell nach NNE-N zunimmt.

##### 4.2.2.1 Die Werfener Schichten

Die Werfener Schichten<sup>23)</sup> des Skyths bestehen im Westen der Schiedbichl-Scholle aus feinschichtigen

23) Begriffsprägung: LILIENBACH 1830



**Abb. 2:** Schematisierte Profilaufnahme am Hang der südlichen Bachseite des unteren Höllgrabens. Über Tauglbodenschichten treten Manganschiefer- (nördliches Bachbett) und oberpermisch bis mitteltriassische Schollen (südliches Bachbett) auf. Die tektonisch zusammengesetzte Scholle besteht vom Liegenden zum Hangenden aus Haselgebirge (grüne Feinsandsteine = Probe 665, Flasergips und (Salz)-Ton-Brekzien), isolierten Körpern aus kieselligen, bituminösen Sedimentgesteinen der Skythisch-anisischen Karbonatfolge (Pelsparite = Probe 665/2) und weißem strukturlosem Dolomit (?Steinalm- oder ?Ramsaudolomit = Probe 665/1). Die für oberirdische Verhältnisse relativ guten Aufschlußverhältnisse des Haselgebirges rühren von einem Hangrutsch her. Die Aufschlußwand stellt die Abbruchfläche dar. Die Tauglbodenschichten sind an der Lokalität der Profilaufnahme durch Hangschutt überlagert, sie treten aber ca. 60 m bachauf unter dem Haselgebirge hervor. Auf der dem Profil gegenüberliegenden Bachseite tritt eine Manganschiefer-Scholle in den Tauglbodenschichten auf.

dunkelroten und braunen Feinsand-, Silt- und Tonsteinen, die z. T. Muschelschill beinhalten können. Nach BOLZ (1967) gehen diese in Crinoidenspatkalken (?Obere Werfener Schichten) über, die ihrerseits von Rauwacken und braunen bituminösen Dolomiten überlagert werden (Abb. 35, Profil 907). Im Süden treten sie in Form von braunen bituminösen Siltsteinen unter lückenhaft aufgeschlossenen Rauwacken und Steinalmdolomiten zutage. Die Werfener Schichten der Schiedbichl-Scholle lassen sich den siliziklastisch dominierten unteren Werfener Schichten zuordnen. Dabei handelte es sich um einen terrigen beeinflussten, zunehmend in einen marinen Wirkungsbereich geratenden Ablagerungsraum.

#### 4.2.2.2 Die Skythisch-anisische-Karbonatfolge

Unter diesem Namen werden hier dm-m-bankige bräunliche, bituminöse Dolomite zwischen den Werfener Schichten im Liegenden und dem Steinalmdolomit im Hangenden zusammengefaßt. Die undifferenzierte Namensgebung erfolgt in Anlehnung an MERZ (1987) wegen der mangelnden faziellen und lithologischen Übereinstimmung zu den Gutensteiner Schichten (TOLLMANN 1976b). Gleichartige Schichten wurden aus dem Hochjuvavikum der südlichen und östlichen Berchtesgadener Decke von BARTHEL (1987), MERZ (1987), MICHAEL (1989) und STAUDT (1989) beschrieben. Innerhalb der

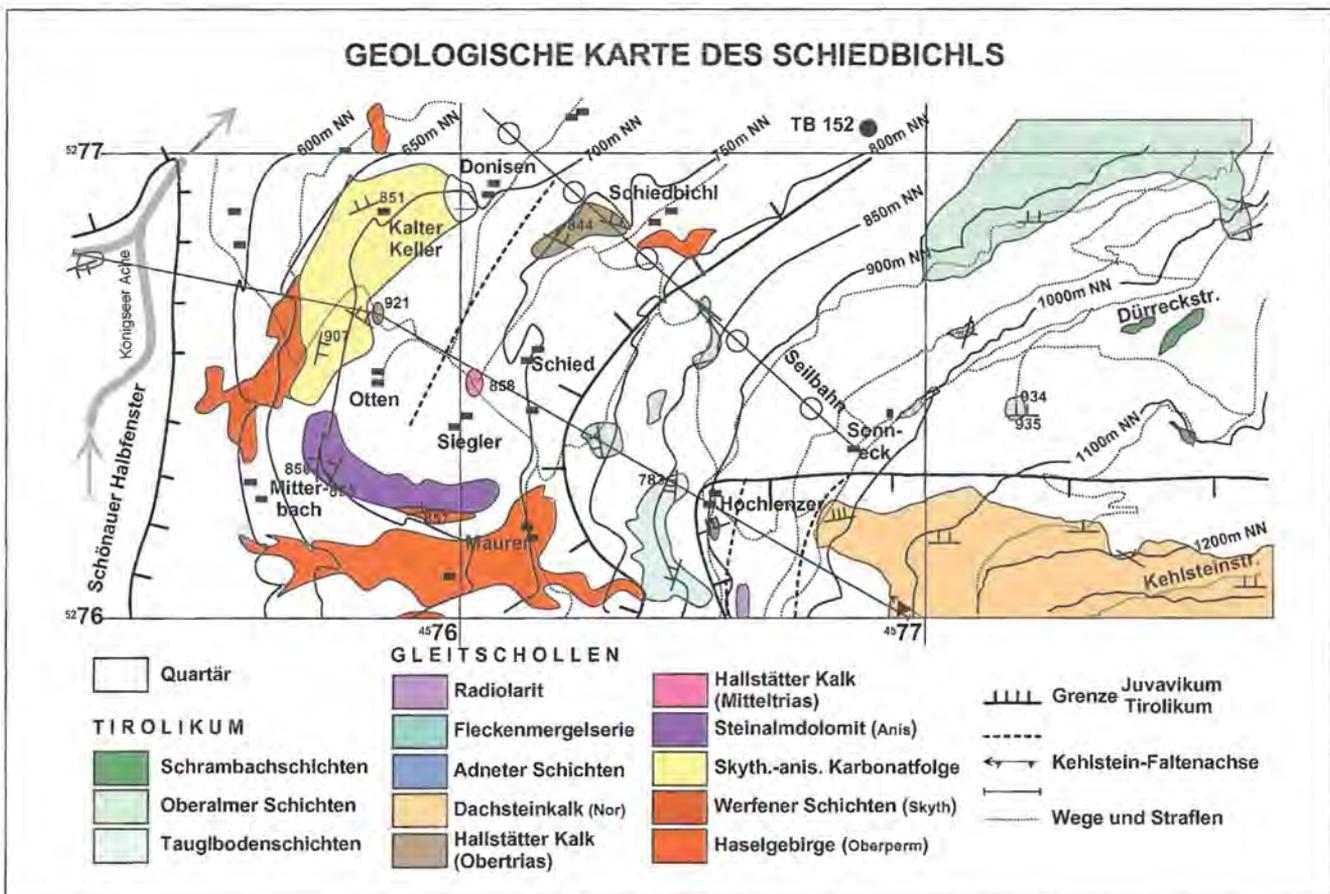


Abb. 33: Geologische Karte der Schiedbichl-Scholle und ihrer Umgebung. 858 = Probennummer.

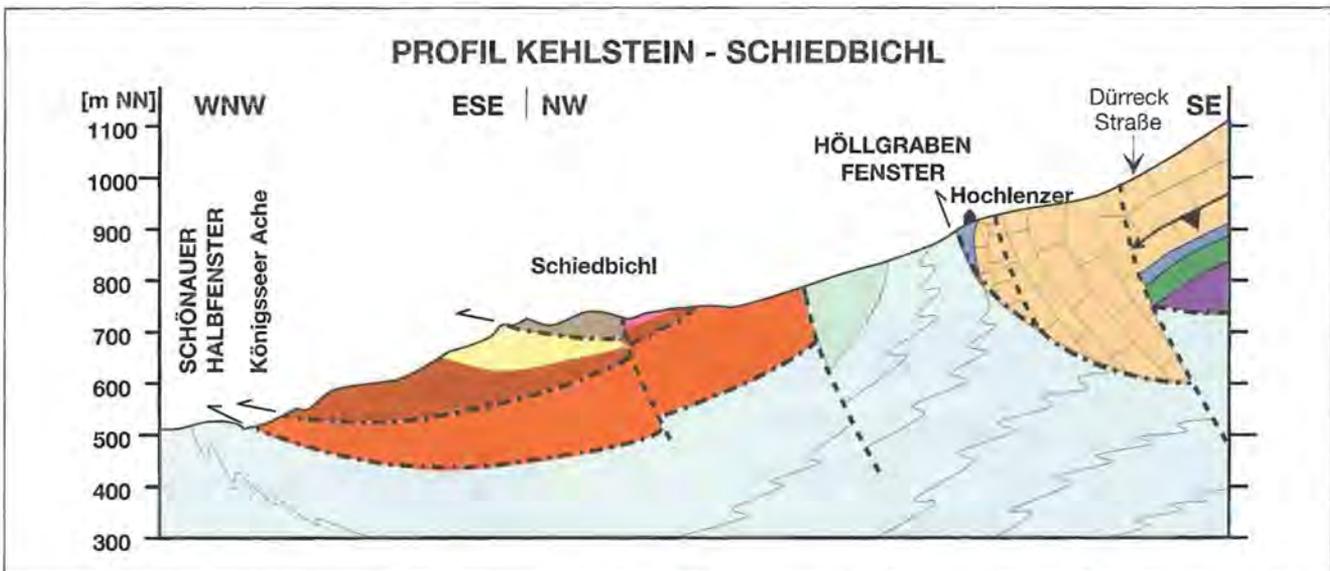
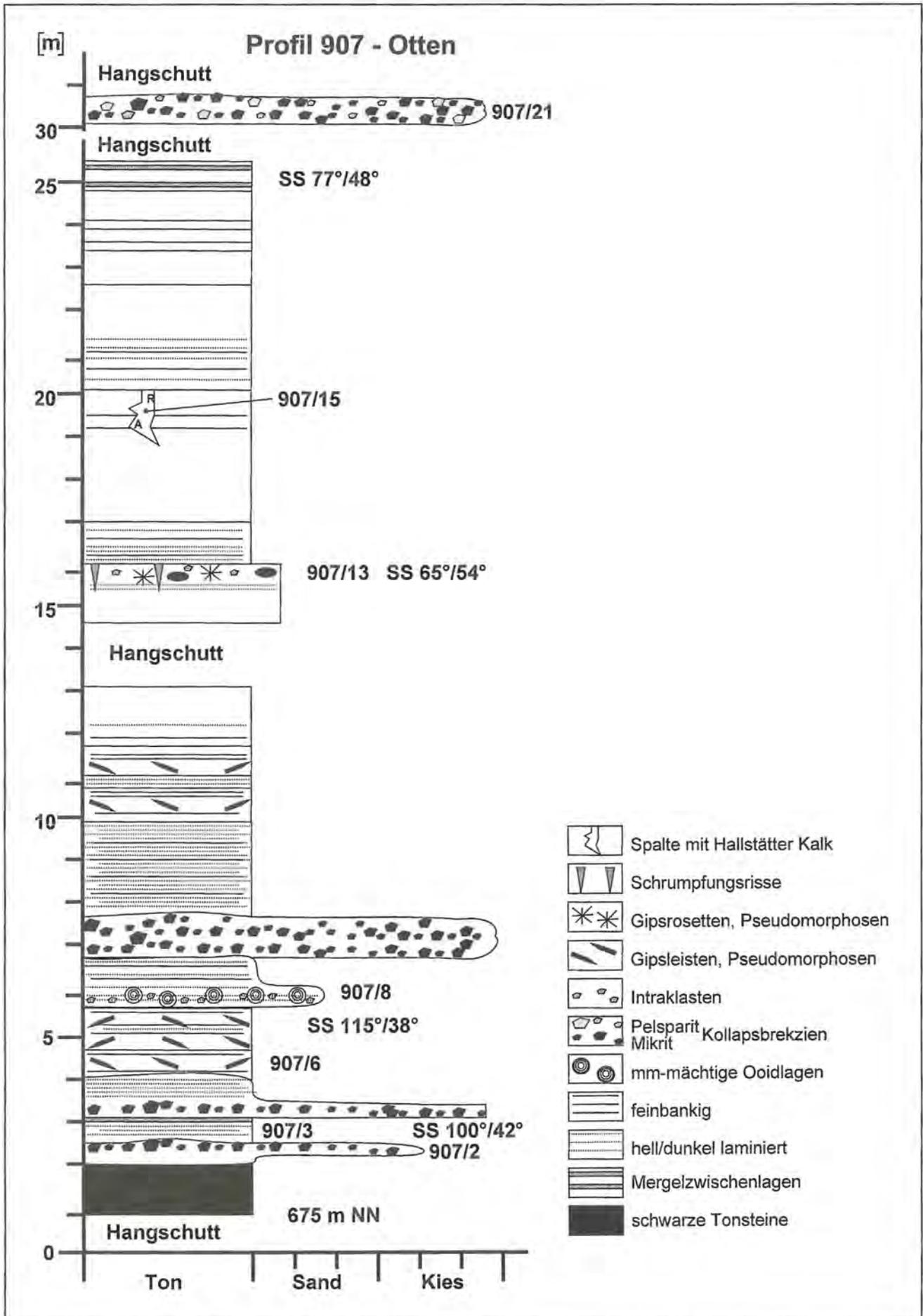


Abb. 34: Abgedeckter schematisierter geologischer Profilschnitt durch die Schiedbichl-Scholle. Die Lage des Profils ist in Abb. 33 eingezeichnet. Im Bereich zwischen Hochlenzer und Dürreckstraße dominiert die Stirneinrollung des westlichen Kehlsteins, südöstlich der Dürreckstraße prägt dann der südvergente, z. T. überkippte Sattel des Kehlsteins die tektonische Ausbildung (Legende siehe Abb. 33).

Schiedbichl-Scholle tritt dieser Dolomit um die gedachte Linie Donisen/Kalter Keller/Mitterbach auf (Abb. 33).

Als ältestes Schichtglied der Skythisch-anisischen-Karbonatfolge tritt nach BOLZ (1967) eine dolomitische Rauhwacke auf. Die Basis des Profils Otten (Abb. 35) bilden schwarze Tonsteine. Nach oben gehen diese in ei-

nen braunen, bituminösen, mittel- bis dickbankigen Dolomit über. Die Gesteine der Skythisch-anisischen-Karbonatfolge setzen sich aus ebenen und leicht welligen hell/dunkel Laminiten (Mudstones) mit Trockenrissen und mm-dicken Ooidlagen, Kollapsbrekzien und Pel-spariten zusammen. In den Laminiten treten Pseudomorphosen nach radialstrahligen Gipskristallen auf. Bio-



**Abb. 35:** Profil 907 NW von Otten (s. Abb. 33) der Skythisch-anisischen Karbonatfolge. Zeichenerklärung A = Ammonit, R = Radiolarien, 907/15 = Probennummer.

gene konnten weder im Dünnschliff noch im Lösungsrückstand beobachtet werden. Die auftretenden Sedimentstrukturen und mikrofaziellen Merkmale deuten auf einen supra- bis flach subtidalen Ablagerungsraum mit erhöhter Evaporation hin. Entsprechende Sedimente treten auch in der Scholle des unteren Höllgrabens (Abb. 32, Profil 655) auf. Zum Hangenden gehen die Dolomite der Skythisch-anisischen-Karbonatfolge unter Abnahme des Bitumengehaltes in den zuckerartigen weißgrauen Steinalmdolomit über. Dieser Übergang ist in der Schiedbichl-Scholle tektonisch überprägt. Die Probe 907/15 erschließt eine Spaltenfüllung, in der Hallstätter Dolomite mit schlecht erhaltenen Ammoniten und Radiolarien auftreten.

#### 4.2.2.3 Der Steinalmdolomit

Südlich von Otten und Siegler treten entlang der Geländeabbruchkante cm-m-bankige hell- bis weißgraue Dolomite auf (Abb. 33). Das Liegende bilden untergeordnet vorkommende Rauhwacken und bräunliche, bis zu 30 cm-bankige Siltsteine (Werfener Schichten). Der Steinalmdolomit<sup>24)</sup> setzt sich aus Dolomitmikrokrystallen, Algenbindstones (Probe 855) und in den hangenden Partien Mudstones zusammen. In den Algenbindstones konnten die Foraminiferen *Glomospirella shengi* HO 1959 und *Endothyranella* sp. nachgewiesen werden. Dasycladaceenkalke, die einem vergleichbaren Ablagerungsraum entstammen könnten, wurden bereits von KÜHNEL (1929), PLÖCHINGER (1955) und BOLZ (1967) aus dem Bereich des Deckenkomplexes Berchtesgadener Salzberg (Keder-Brandstatt-Scholle) mittels *Physoporella dissita* (GÜMBEL 1872) in das Anis datiert. Im Lösungsrückstand der hangenden Mudstones (Probe 856) fanden sich Holothuriensklerite (*Calclamnella regularis* STEFANOVA 1970; *Tetravirga* cf. *imperfurata* FRIZZELL & EXLINE 1955; *Theelia immisorbula* MOSTLER 1968 und *Priscopodatus* sp.) sowie ein nicht näher bestimmbarer Zahnreihenconodont. Nach KOZUR & MOSTLER (1970) läßt sich diese Fauna in das Anis (Pelson-Illyr) einstufen. Die in den Mudstones gefundene Fauna deutet auf eine Vertiefung des Ablagerungsraumes, der mit dem Übergang zu Hallstätter Kalken einhergegangen sein könnte. Die aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt ca. 20 m.

#### 4.2.2.4 Der Hallstätter Kalk

Im NW, W und S, eingerahmt durch die anisischen Dolomite, bilden die Hallstätter Kalke<sup>25)</sup> den zentralen und nordöstlichen Teil der Schiedbichl-Scholle. Bei den ältesten Hallstätter Kalken (Probe 858) dieser Scholle handelt es sich um einen grauroten Mud- bis Wackestone, der auf Grund der gefundenen Fauna in das m.-o. Langobard eingestuft werden kann. An Conodonten treten in dieser Probe *Gondolella* cf. *trammeri* KOZUR 1971, *Gondolella* cf. *inclinata* KOVACS 1983, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE 1958), *Enantiognathus petraeviridis* (HUCKRIEDE 1958), *Prioniodina mülleri* TATGE 1956 neben Brachialia von Roveacriniden sowie den Holothuriern *Theelia sarta* SPECKMAN 1968 und *Eocaudina* cf. *cassianensis* FRIZZELL & EXLINE 1955 auf.

Ein ähnlich alter Hallstätter Kalk (Langobard-Jul) findet sich als isolierter 14 m mächtiger Körper im Haselgebirge schwimmend in der Bohrung TB 152 (Abb. 17, Abb. 18). Dort treten *Gondolella inclinata* KOVACS 1983 und ein Bruchstück von *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE 1958) auf. Bemerkenswert an diesem Vorkommen ist der für das gesamte Arbeitsgebiet ( $\Delta$  CAI 1,0–1,5) ungewöhnlich hohe CAI von 6,0. Der erhöhte CAI weist dieser Hallstätter-Kalk-Scholle einen ursprünglich südlich der anderen Schollen (Schiedbichl- und Alplstein-Scholle) gelegenen Ablagerungsraum zu (vgl. GAWLICK & KÖNIGSHOF 1993; GAWLICK et al. 1994).

Den Rücken des Schiedbichls bilden oberkarnisch-norische Hallstätter Kalke. Auf Grund der Datierung scheint im Profil 844 (Schiedbichl) eine tektonisch bedingte, sich mehrfach wiederholende Abfolge (Tuval-Lac) vorzuliegen (Abb. 36). Die Hallstätter Kalke der Schiedbichl-Scholle lassen sich der Hallstätter Salzbergfazies zuordnen. In diesem Faziesbereich setzte nach LEIN (1987) die pelagische Sedimentation im späten Anis ein.

#### 4.2.3 Die Brandkopf-Scholle

Der südlichste Ausläufer des Deckenkomplexes Berchtesgadener Salzberg ist die heterogen zusammengesetzte Brandkopf-Scholle (Beil. 1; 5, Profil G). Die Scholle überlagert die Tauglbodenschichten des Krautkasergrabens und setzt sich aus oberpermischen bis oberunterjurassischen Gesteinen zusammen. Nach Osten schließt sich die invers liegende Weststirn des Göllmassivs an.

Einen umfassenden Einblick in die strukturelle Zusammensetzung der Scholle bietet die Südflanke entlang des Fußweges Hinterbrand-Königssee. Die Schollenbasis ist im Krautkasergraben aufgeschlossen und wird aus geringmächtigem ausgelaugtem schwarzem Salzglanzton mit Gipsschmitzen gebildet. Dieser Haselgebirgsaufschluß wurde bereits von SCHAFFHÄUTL (1851) beschrieben. Hierbei handelt es sich um das südlichste Vorkommen von Haselgebirge des Deckenkomplexes Berchtesgadener Salzberg. Es folgen, nur lokal um den Fußweg vorhandene, rotbraune, glimmerführende speckige Ton- und Siltsteine der unteren Werfener Schichten. Diese werden nördlich des Fußweges von kieseligen Filamentkalken der Fleckenmergelserie überlagert. Das Hangende bildet der ladinische massige, strukturlose Wettersteindolomit<sup>26)</sup>/Ramsaudolomit<sup>27)</sup>, aus dem der überwiegende Anteil der Brandkopf-Scholle besteht. Aus dem Ramsaudolomit des Vorder- und Hinterbrandkopfes erwähnt BÖSE (1895) Dasycladaceen (Diploporen). Am Fußweg zum Gipfel des Hinterbrandkopfes findet sich ein kleines sandig-mergeliges Vorkommen mit bräunlichen Raibler Schichten<sup>28)</sup> (Tab. 11,

24) Begriffsprägung: PIA 1930

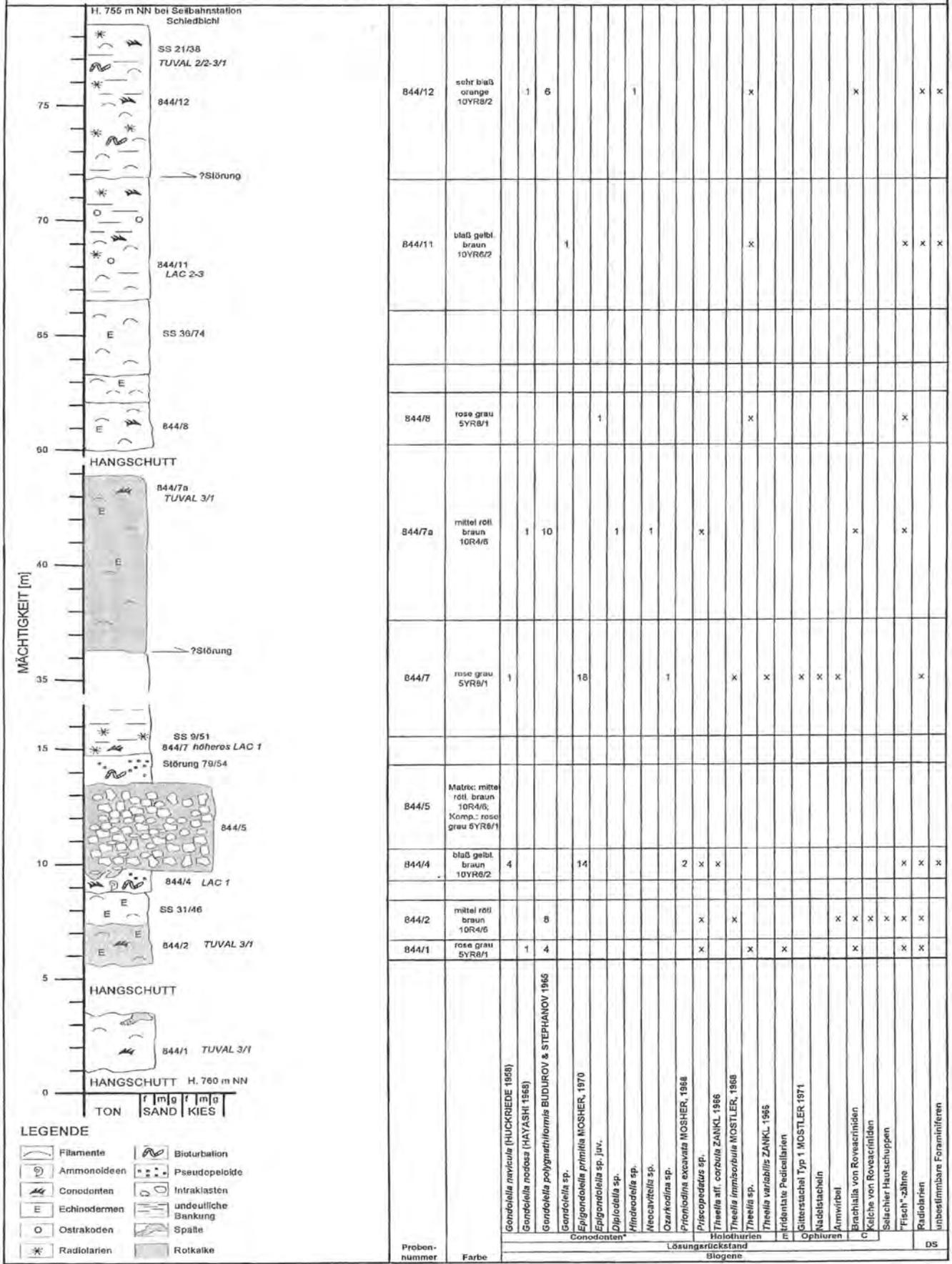
25) Begriffsprägung: HAUER 1853

26) siehe Diskussion in TOLLMANN 1978b

27) Begriffsprägung: BÖSE 1895

28) Begriffsprägung: Foetterle in HAUER 1856: für Südalpen; RICHTHOFEN 1859: Übertragung auf Nordalpen

# SCHIEDBICHL Profil 844



**Abb. 36:** Profil entlang der Westflanke des Schiedbichls zur Seilbahnstation. Das Profil enthält eine sich mehrfach wiederholende Abfolge von Hallstätter Kalken des Tuvals-Lacs. Die MF-Typen sind in Tab. 10 näher charakterisiert. Die im Lösungsrückstand gefundene Anzahl an Conodonten/Probe entstammen einem Ansatz von ca. 5 kg Gestein. Abkürzungen: C = Crinoidea, DS = Dünnschliffe, E = Echinoidea.

Tab. 10: Mikrofaziesanalyse der Hallstätter Kalke der Schiedbichl- und Alpsteinschollen. Sofern nicht nachfolgend erklärt, entsprechen die Abkürzungen den Tab. 2 - Tab. 9. Komponenten -biogene: E = Echinodermen, G = Gastropoden, Hy = Hydrozoen; abiogene: Gs = Grapestones, In = Intraklasten, Oo = Ooide, Pe = Peloide; Bem = Bemerkungen: bio = bioturbat, do = dolomitisiert, e = eckig, gs = gut sortiert, kr = krümelige Matrix, lam = laminiert, sk = schlecht klassiert, sub = Subsolution, und fg = undeutlich feingeschichtet, vugs mit Geo = vugs mit Geopetalgefügen; Lös = Lösungsrückstand: Co = Conodonten, Fis = „Fischzähne“, Hä = Hämatit, Qz = Quarz, Sel = Selachier-Hautzähne, Tm = Tonminerale.

Mikrofaziesanalyse der Hallstätter Kalke der Schiedbichl- und Alpsteinschollen																									
Probe	Matrix	Verh Ma/K	Komp φ	Komponenten												Bem	Lös	Gefüge		Dun					
				biogene						abiogene								ma	ko						
				A	Bi	E	F	Fi	G	Hy	MB	O	R	Sp	Gs						In	Oo	Pe		
486/1	Mi, (Si)	60-70/ 30-40	sfS (mS)				o	o		--	++	-	-					o	kr	Co, E, Fis, R, Qz	x		WS		
486/2	Mi, (Si)	>90/<10 (70/30)	sfS-fS		o		-	+					o						bio, vugs mit Geo	Co, Fis, R	x		MS (WS)		
486/3	Mi, (Si)	70/30	sfS-fS			o	-	+											bio, kr, vugs mit Geo	Co, E, R	x		WS		
486/4	Mi	>90/<10	sfS-fS				-	o											vugs mit Geo	Co, Fis, E, R, Qz	x		MS		
486/5	Sp, (Mi)	40-50/ 50-60	sfS-mS	-	o	+	+	o						o	--	--	++	bio	Co, Do, E, Qz	x	x		GS		
486/6	Mi, (Si)	80-95/ 5-20	sfS-fS																	Co, Fis, R	x		MS (WS)		
486/7	Mi	70/30	fS-mS (m- gG)				-	++											bio, kr, Li (MB MS, Fi PS, e)	Co, R, Tm	x		WS		
486/7a	Mi, (Si)	50-80/ 20-50	fS	--		--	o	-												Bi, Co, G, R	x	x	WS PS		
486/8	Mi	50-60/ 40-50	fS	o		+	o	+											Geo	Co, G, R, Tm	(x)	x	PS (MS- WS)		
486/9	Mi	70-80/ 20-30	φA=5mm		o		o	++											bio	Co, G+U1	x		WS		
486/9a	Mi, (Si)	>90/<10	sfS, φA=5mm	o																Co, Fis, Goe, Tm	x		MS		
486/10	Mi, (Si)	>90/<10	sfS																	lam, Spalte	Co	x		MS	
	Mi, Sp	50-60/ 30-40	sfS-fS			o	-	+										o					x	PS	
486/11	Mi	60-90/ 10-40	fS, fG	--		-	o	+		o										bio, und fg	Co, E	x	x	WS PS	
486/12	Mi	70-80/ 20-30 (60/40)	fS, (mS)	-	o	o	-	-												bio, und fg	Co, Qz, R	x	(x)	WS (PS)	
486/13	Mi	60-95/ 5-40	fS, (mS), A=3cm	+		--	--	-												bio, Geo	Co, Fis, Tm	x	x	MS WS PS	
744/0	Mi	>90/<10	fS, (mS)			-														bio	Co, Qz, Tm	x		MS	
744/2																				Co, Fis					
744/3	Mi	80-90/ 10-20	fS			--	++													bio, Kr	Co, F, Qz, R, TM	x		WS	
807/15	Mi	>90/<10	fS	--	-															do	Co, Do, Fis, Hä, Sel	x		MS	
844/1	Mi	80-95/ 5-20	fS, Fi=1,5mm					++													Cc, Co, E, Fis, Qz	x		WS	
844/2	Mi, (Si)	85-95/ 5-15	fS, Fi=1,5mm					++													Co, Do, Fis, Qz, Se, Tm	x		WS (MS)	
844/4	Mi	75-90/ 10-25	fS	--		--	++													bio	Co, E, Fis, Qz	x		WS	
844/5	Mi	40/60	fG, (sgG)																	gs, Li (Fi WS, e), sk			x	RS	
844/7	Mi	80-95/ 5-20	fS			-	-														Co, E	x		MS WS	
844/7a	Mi	65-90/ 10-35	fS-mS			+	o													bio	Co, E, Fis, Tm	x		WS	
844/8	Mi	80-95/ 5-20	fS			o	+														stark geklüftet	Co, E, Fis, Tm	x		MS WS
844/11	Mi	85-95/ 5-15	fS			-	--	+													stark geklüftet	Co, Hä, Qz, Tm	x		MS WS
844/12	Mi	85-95/ 5-15	fS			--	+														bio, Geo	Cc, Co, E, Hä, Tm	x		MS WS
TB 152 (100,5- 100,7m)	Mi, (Sp)	50/50	fS			-	+														Co, F, Fis, Tm		x	PS GS	

Tab. 11: Mikrofaziesanalyse einiger Gesteinstypen der Brandkopf-Scholle. Gest.-art = Gesteinsart; Fl = Fleckenmergelserie, Rai = Raibler Schichten, Wdo = Wetterstein-/Ramsaudolomit, Ws = Werfener Schichten; Ma.: T = Ton, Bem.: Gli = Glimmer, Komp. Dosp = Komponenten sind zu Dolosparit umkristallisiert, styla = stylolaminiert; die anderen Abkürzungen entsprechen Tab. 1-7.

Mikrofaziesanalyse der Gesteine der Brandkopf-Scholle															
Probe	Gest.-art	Ma.	Verh. Ma/Ko	Ko. $\phi$	Komponenten					Bem.	Gefüge		MF-Typ		Ablagerungsraum
					Cr	Fi	Ra	Do	Qz		ma	ko	Du	SMF	
618/1	Fl	Mi	50/50	fS	-	++	o			fg, styla		X	PS	3	Becken
618/2	Fl	Mi	30/70	fS		++	+			fg, sty		X	PS	3	Becken
620	Fl	Mi	30-40 / 60-70	fS		++	+			bio, fg, styla-stybre		X	PS	3	Becken
720	Rai	T	50/50	Si, fS					++	und. fg		X			
720/1	Wdo	Mi	40-50 / 50-60	fS-mS				++		Brekzie, Komp. Dosp		X	PS		
619	Ws	Ton	30-40 / 60-70	sfS					++	porös, Gli		X			

Probe 720), das bereits LEBLING (1935) erwähnte, und von OTHOLT (1987) als Cardita Schichten<sup>29)</sup> auskartiert wurde.

Von besonderer Wichtigkeit für das Verständnis über den heterogenen Aufbau der Schollen sind die zwischen Werfener Schichten und Wettersteindolomit eingeschuppten Fleckenmergel. Ähnliche Fleckenmergel finden sich auch in den Tauglbodenschichten (Tab. 6, Probe 806), in der Birkenfeldeinlagerung und am Hohen Göll, aber auch im Aschauer Fenster (MICHAEL 1989). Die Probe 618/1 (Tab. 11) enthält eine gut erhaltene Radiolarienfauna, die sich hauptsächlich aus Actinomyden und Hagiastriden zusammensetzt, untergeordnet kommen Nasselarien und Saturnaliden vor.

### 4.3 Die Alplstein-Scholle

Zwischen Dürreckstraße und Christopherus Schule findet sich der isoliert stehende Hallstätter-Kalk-Stotzen des Alplsteins (s. Beil. 1, Abb. 60). Eine genauere mikrofazielle und stratigraphische Bearbeitung des zumindest aus zwei Teilschollen zusammengesetzten Alplsteins lag bisher nicht vor. Im SE wird der Alplstein durch die überkippte Obertrias-Oberjura Abfolge des Dürreckberges begrenzt. Die Nähe des Alplsteins zum Göllmassiv und einige fazielle Besonderheiten bedingen eine genauere Analyse.

Das 45 m mächtige Profil „Nördlicher Alplstein“ (Abb. 38) zeichnet sich durch seine im liegenden Teil dm-m-bankige ammonitenreiche Abfolge von mikritischen, lithoklastenführenden Kalken aus. Es folgen massige, bereichsweise intern undeutlich gebankte, 5–10 m mächtige, graue und blaßrote Bankfolgen, die die Steilwand bilden. Im hangenden Teil der untersten massigen Bank tritt die in der Literatur bereits wiederholt erwähnte Monotis-„Bank“ auf. KÜHNEL (1929), BOLZ (1967), RIESCHE (1971) und OTHOLT (1987) stuften den Hallstätter Kalk auf Grund dieser Monotis-„Bank“ ins Nor ein. Es handelt sich dabei aber um keine durchgehende Bank,

sondern um eine 3–4 m breite und bis zu 1 m hohe linsenförmige Zusammenschwemmung von Monotis-Schalen. Entsprechend der Conodontenfunde umfaßt das Profil das Alaun 3 und Sevat 1. Fast im gesamten Profil treten umgelagerte Lithoklasten des Lacs 1–2 auf.

Während die Schichten des nördlichen Profils fast horizontal gelagert sind, fällt bei dem Profil „Südöstlicher Alplstein“ (Abb. 37) die veränderte Lagerung auf. Bereichsweise ist der basale Teil leicht überkippt und geht dann in eine mittelsteile Lagerung über. Beide Profile sind durch eine E-W-streichende Störung getrennt. Das Profil „Südöstlicher Alplstein“ ist durch seine dm mächtigen, basalen Brekzienlagen charakterisiert. Die Lithoklasten entstammen ebenfalls dem Lac 1–2. Von fazieller Bedeutung ist die Bank 486/5, in der ein gradierter Turbidit überliefert ist, der von der Dachsteinkalkplattform stammendes, flachmarines Sediment (Ooide, Aggregatkörner) in den pelagischen Hallstätter Faziesraum beförderte. Das Profil 744 stellt gewissermaßen das Bindeglied zwischen der rein pelagischen Hallstätter Fazies und den durch die Sedimentschüttungen von der Dachsteinkalkplattform dominierten Profilen des Vorriffbereichs vom Jenner (Profil 638) und Hohes Brett (Profil 686) dar, in denen Hallstätter Kalke untergeordnet vorkommen.

Sofern der bei DIERSCHKE (1980) im Profil 108 als Juvavikum bezeichnete Abschnitt den Hallstätter Kalk des Alplsteins darstellt, befindet sich im Liegenden der Alplstein-Scholle eine Brekzie, die den Tauglbodenschichten angehört; sie konnte von mir nicht aufgefunden werden. Diese Brekzie im Liegenden der inversen Obertrias-Oberjura-Abfolge des Dürreckberges und des Alplsteins wäre ein weiterer Hinweis für den Zeitpunkt der Platznahme der juvavischen Gleitschollen. Eine vergleichbare Brekzie findet sich als Überlagerung auf der Südseite der Zlambach-Schichten-Scholle des oberen Höllgrabens (vgl. Kap. 4.4, Tab. 6, Probe 584/3 und Beil. 1).

<sup>29)</sup> Begriffsprägung: PRINZINGER 1855





#### 4.4 Die Zlambachschichten-Scholle des oberen Höllgrabens

Im oberen Höllgraben, auf der dem Klausbichl gegenüberliegenden Bachseite (Beil. 1), findet sich ein altbekanntes Vorkommen mit Zlambachschichten<sup>30</sup>). Dieses hat in der geologischen Erforschungsgeschichte vielfältige lithostratigraphische Zuordnungen erfahren. Seit der ersten Erwähnung durch LILIENBACH (1830, 1833) wurde das Vorkommen den Cassianer Schichten (GÜMBEL 1861), den Zlambachschichten (FRECH 1890, GÜMBEL 1894, LEBLING 1935, BOLZ 1967, 1971, 1974), den Kössener Schichten (BÖSE 1898, ARTHABER 1905, LEUCHS 1927) und den Fleckenmergeln (BÖSE 1898, KÜHNEL 1929) zugeordnet. Seit der umfassenden Bearbeitung durch BOLZ (1967, 1971, 1974) ist die Zuordnung zu den Zlambachschichten geklärt, und es sollen hier lediglich einige Beobachtungen ergänzt werden.

Bei den Zlambachschichten des oberen Höllgrabens handelt es sich um zwei Hauptgesteinstypen: Braune dm-m-bankige, mittelsandige bis feinkiesige Crinoiden-Cortoid-Grainstones (Kalke) und cm-dm mächtige sil-tige bis feinsandige locker gepackte Biomikrite (Mergel). FRECH (1890) beschrieb daraus nachfolgende Korallen (mit \* versehene Gattungsnamen nach RIEDEL 1991 geändert): *Retiophyllia norica* (FRECH 1890)\*, *Isastrea austriaca* var. *splendens* GÜMBEL 1861, *Kuehnastrea decussata* (REUSS 1854)\*, *Distichophyllia norica* (FRECH 1890)\*, *Astraeomorpha crassisepta* REUSS 1854. Das Alter des Gesteins wird von BOLZ (1974) mit Oberrhät angegeben. Im Lösungsrückstand einer Mergelprobe (Nr. 584/2) fanden sich 12 Exemplare von *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968). Die max. mögliche Reichweite nach KRYSTYN (1980) wäre Alaun 1 – Rhät 1; da aber keine Epigondolellen gefunden wurden, wäre eine Einstufung des Gesteins ins Rhät 1 (*steinbergensis* A. Z.) möglich. Bei der Zlambachfazies handelt es sich um den tethyal beeinflussten Sedimentationsbereich zwischen der flachmarinen Dachsteinkalkplattform und der pelagischen Hallstätter Salzbergfazies. Je nach der relativen ursprünglichen Lage und den eustatischen Bedingungen wurden die Sedimente der Zlambachschichten stärker von der Plattform bzw. vom Becken beeinflusst. Die vorliegenden Zlambachschich-

ten zeigen deutliche Merkmale der Beeinflussung durch die Dachsteinkalkplattform (Turbiditschüttungen der flachmarinen Cortoide und crinoidenreichen Vorriffsedimente), während die Mergel die autochthonen Beckensedimente darstellen.

Im Süden werden die Zlambachschichten von einer braunen, kieseligen, bituminösen, dolomitischen Brekzie überlagert. Die Lithoklasten bestehen aus Zlambachschichten, ähnlich den bereits erwähnten Mikrofaziestypen, wobei die mergeligen Komponenten vorherrschen (Tab. 12, Probe 584/3). Die Vergleichbarkeit der Matrix läßt auf Tauglbodenschichten schließen. Hinweise auf Tauglbodenschichten in diesem Gebiet finden sich auch am südöstlich gelegenen Alpstein (DIERSCHKE 1980, Profil 108 Dürreckberg).

Trotz der räumlichen Nähe zum Hohen Göll und der gemeinsamen aus Tauglbodenschichten bestehenden Basis, ist entgegen BOLZ (1974) für das Zlambachschichten-Vorkommen des Höllgrabens die „primär enge Beziehung zum (noch) heute nahegelegenen Riff am Hohen Göll“ abzulehnen. Zum einen sind die im Riff- und Vorriffbereich aufgeschlossenen Zlambachschichten des Hohen Bretts (Profil 686) lithologisch von denen des Höllgrabens verschieden und zum anderen kann die ortsgebundene Tektonik mit Hallstätter Kanälen im Norden und Süden des Göllmassivs auf Grund der vorliegenden Untersuchungen nicht mehr aufrecht erhalten werden.

#### 4.5 Die Sillenkopf-Scholle

##### 4.5.1 Einleitung

Bemerkenswert sind die Sillenköpfe (Abb. 11, Abb. 39, Beil. 2), eine südlich außerhalb der Torrener-Joch-Zone liegende juvavische Scholle, bestehend aus Skythisch-anisischer-Karbonatfolge, Wetterstein- bzw. Ramsaudolomit und Dachsteinkalk, welche auf tirolischem Dachsteinkalk (N) und Tauglbodenschichten (S) mit ausgequetschten Resten von Haselgebirge und Werfener

30) Begriffsprägung: MOJSISOVIC 1868

Tab. 12: Mikrofaziesanalyse der Zlambachschichten des Höllgrabens. Sofern nicht anders vermerkt, entsprechen die Abkürzungen den Tab. 1-4. abio = abiogene; Co = Cortoide, biogen = biogene; Bi = Bivalven, C = Crinoiden, E = Seeigelstacheln, F = Foraminiferen, O = Ostrakoden, R = Radiolarien, Tr = Trochiten, LöRü = Lösungsrückstand: Bi = Bivalven, Do = Dolomit, F = Foraminiferen, Fis = „Fischzähne“, Go = *Gondolella steinbergensis*, Hä = Hämatit, Hi = *Hindeodella* sp., O = Ostrakoden, Py = Pyrit.

Zlambachschichten des Höllgrabens											
Probe	Matrix	Verh. Ma/Ko [%]	Kom e	Komponenten			Gefüge		SMF-Typ	Dunham	LöRü
				Haupt-		Neben-	Ma	Ko			
				abio	biogen						
584	Sp (Mi)	40/60	mS-fg	Co	Tr	Bi, E, F		x	4	GS	
584/1	Mi	70/30	Si-fs		MB, O, R	Bi, C	x		2	WS	Do, F, Hä, Hi, Fis
584/2	Mi, Si	70-80/20-30	Si-fs		C, O	F	x		2	WS	Bi, F, Fis, Go, Hä, O, Py,

Schichten an den Flanken ruht. Dieses Vorkommen spielt bei der regionalgeologischen Interpretation der tektonosedimentären Ereignisse der Torrener-Joch-Zone eine gewisse Rolle. Dadurch hat dieser Bereich schon früh die Aufmerksamkeit der bearbeitenden Geologen gefunden. LEBLING (1914) scheint zuerst die Natur dieses Vorkommens erkannt zu haben, denn er schreibt: „Ich habe nicht alle Gesteine der südlichen Massive gesehen; aber aufgefallen ist mir das Erscheinen von Dachsteinkalk, wie er in der Schubmasse vorkommt, an folgenden Stellen: ... und an einer kleinen, zwischen südwestlich streichenden Verwerfung eingezwängten Scholle östlich der Kesselalp (Königssee O.); an der letzten Stelle ist auch Ramsau- und norischer Dolomit gleich denen des Lattengebirgs vorhanden.“ In der geologischen Karte von LEBLING (1935) sind bereits alle wichtigen Gesteinstypen erfaßt, auch der Dachsteinkalk wurde als Riffkalk von seiner Umgebung abgegrenzt. Ob dieser aber auch der Hallstätter Schubmasse zugerechnet wurde, wie das Haselgebirge und der Wettersteindolomit, läßt sich weder aus den Profilen noch aus den Erläuterungen entnehmen. ZANKL (1962) betrachtete die Sillenköpfe als seitliche Ausschuppung der Torrener-Joch-Zone. TOLLMANN (1969) läßt die Zugehörigkeit der Sillenkopf-Scholle zur Torrener-Joch-Zone (im Sinne von ZANKL 1962) bzw. als Rest einer juvavischen Deckscholle (LEBLING 1914, 1935) offen. Als sogenannte „Priesbergscholle“ wird die Sillenkopf-Scholle von TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN (1970) der Lammerdecke (Torrener-Joch-Zone, Göllmassiv und Lammer-Zone) zugerechnet und von TOLLMANN (1976c) als Deckenrest einer juvavischen Scholle angesehen. LANGENSCHIEDT (1981) sah keine lithologischen und lagerungsbedingten Hinweise für eine Deckscholle, vielmehr sollen die Aufschuppungen Resultat einer E-W-Verengung gewesen sein. Zu einer ähnlichen Auffassung kommen DECKER et al. (1994). Gegen diese These spricht, daß gerade am Top des Wasserpalfens das Primärgefüge des Dachsteinkalks hervorragend erhalten ist, und die Ausquetschung über diesen vonstatten gegangen sein muß. Außerdem widerspricht die ortsfremde Lithologie des Dachsteinkalks der Sillenköpfe einer Ausquetschung sowohl aus dem Tirolikum (DECKER et al. 1994) als auch aus der Torrener-Joch-Zone (ZANKL 1962, LANGENSCHIEDT 1981). Die oben geschilderte Diskussion um die Natur der Sillenköpfe scheint durch den Nachweis von Tauglbodenschichten im Liegenden (Tab. 6, Probe 991) und bereichsweise im Hangenden (Tab. 6, Proben 988, 989) gelöst. Dadurch erweisen sich auch die Sillenköpfe als eine in die Tauglbodenschichten eingegliederte Scholle. Auf Grund der ortsfremden Lithologie, insbesondere des Dachsteinkalks und der Auflagerung von jüngeren Tauglbodenschichten, die bereits flachmarine Komponenten enthalten, ergeben sich folgende Möglichkeiten für die Natur der Sillenkopf-Scholle:

- Die oberpermischen bis mitteltriassischen Gesteine sind südlich außerhalb der Torrener-Joch-Zone erhalten gebliebene Reste des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll. Zum Dachsteinkalk besteht kein primärer Zusammenhang. Dieser stammt entweder aus Süden oder ist sekundär zusammen

mit den flachmarinen Komponenten von der nördlich gelegenen Berchtesgadener Decke abgerutscht, die zu diesem Zeitpunkt bereits als flachmarine Plattform im Berchtesgadener Becken fungierte.

- Es bestand kein primärer Zusammenhang zur Torrener-Joch-Zone, die Sillenkopf-Scholle ist komplett sekundär von Norden eingeglitten und anschließend von Tauglbodenschichten eingehüllt worden.
- Es bestand kein primärer Zusammenhang zur Torrener-Joch-Zone, die Sillenkopf-Scholle ist eigenständig von Süden eingeglitten und anschließend von Tauglbodenschichten eingehüllt worden.

#### 4.5.2 Das Haselgebirge

Die Sohlfläche der Sillenkopf-Scholle bildet das oberpermische Haselgebirge. Es steht sicherlich flächendeckend zwischen Priesberger Moos im Osten, Wasserpalfen im Norden und Priesberg-Alm im Süden an, wird aber überwiegend durch Moränenwälle verdeckt. In den Senken zwischen den Moränenwällen und in einer Hangrutschung auf der Nordostseite tritt es aber zutage. Einen guten Einblick in die Lithologie des Haselgebirges liefert ein Bacheinschnitt im Süden des Priesberger Moos unterhalb der nördlichen Priesberg-Almhütte. Das ausgelaugte Haselgebirge steht hier als schwarzer Ton mit rotem und grauem Gips an. Zusätzlich finden sich rote und grüne glimmerreiche Siltsteinbröckchen. Das Liegende des Haselgebirges sind kieselige Tauglbodenschichten, die im o. g. Bacheinschnitt zutage treten und sich in der östlichen bis südlichen Umrahmung der Sillenköpfe durch eine fleckenhaft auftretende kiesel-säureliebende Vegetation (Preiselbeeren) in der Umgebung des Haselgebirges andeuten.

#### 4.5.3 Die Skythisch-anisische-Karbonatfolge

Im Süden der Sillenköpfe finden sich in den Hangbereichen dunkelgraue kieselige Dolomit- und Kalkbrocken, die auf ein Vorhandensein der Skythisch-anisischen-Karbonatfolge hinweisen. Anstehend wurde das Gestein nicht gefunden. Auf Grund der Lagerungsverhältnisse könnte es sich dabei um einen abgesicherten Gesteinskörper aus dem Liegenden des Wetterstein-/Ramsaudolomits handeln.

#### 4.5.4 Der Wetterstein-/Ramsaudolomit

Die hügelige Morphologie des Sillenkopfgebietes wird neben den Moränenwällen, vor allem durch den glazial überprägten, aus Wetterstein-/Ramsaudolomit bestehenden Höhenrücken der eigentlichen Sillenköpfe geprägt. Auf Grund der Überlagerung durch Moränen sind die Aufschlußverhältnisse sehr schlecht. Lediglich kleine Blaiken geben Einblicke. Der hellgraue bis weiße Wettersteindolomit ist stark tektonisch beansprucht und fossilfrei – in letzterem, in der fehlenden Vererzung und fehlendem Wettersteinkalk unterscheidet er sich von seinem Pendant in der Torrener-Joch-Zone. Der Zusammenhang zwischen fossilfreiem Wettersteindolomit und dem Dachsteinkalk in Riffazies der Sillenkopf-Scholle legt die

Vermutung nahe, daß die Scholle eventuell dem Hochjuvavikum zuzurechnen wäre, da sich dort lithologische Äquivalente finden (siehe auch LEBLING 1914).

#### 4.5.5 Der Dachsteinkalk in proximaler Vorriffazies

Im Westen der Sillenköpfe zwischen den von der Königsbach-Alm kommenden Fußwegen, die westlich der Sillenköpfe zur Priesberg-Alm und Gotzentalm führen, liegt eine 15–20 m hohe Wandstufe, die ca. 600 m lang und 50 m breit ist und aus einem massigen weißen Kalkstein besteht. Dieser wurde erstmals von LEBLING (1914) erwähnt und von LEBLING (1935) wie folgt beschrieben: „Der Dachstein-Kalk SW. von den Sillenköpfen ist rein weiß und reich an organischen Bestandteilen, unter denen eine *Chaetetes*-Art hervortritt. Es ist wieder die oberste Lage des Dachstein-Kalkes, die so bezeichnet ist.“ Das Vorkommen wurde von LANGENSCHIEDT (1981) mikrofaziell bearbeitet und als Gerüstfazies klassifiziert.

Das massige Gestein fällt durch seine weiße bis hellbeige Farbe und seine Fossilführung (geringfügig umgelagerter Riffschutt, z. T. auch Riffbildner in situ) auf. In beiden Merkmalen unterscheidet sich dieser Kalk vom liegenden tirolischen Dachsteinkalk. Farblich und z. T. faunistisch ist er zudem vom Dachsteinkalk des Jenners und Göllmassivs verschieden; er ist aber vergleichbar zum Dachsteinkalk vom Typus „Reiteralmkalk“<sup>31)</sup>, worauf bereits LEBLING (1914) verweist. Daher wird das Dachsteinkalkvorkommen westlich der Sillenköpfe als eine nicht primär zum Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll gehörende Gleitscholle angesehen. Entsprechendes gilt auch für die fossilfreien Wettersteindolomite und das Haselgebirge.

Die nachfolgende Gesteinsbeschreibung stellt überwiegend eine Zusammenfassung der Ergebnisse von LANGENSCHIEDT (1981) dar, die durch eigene Beobachtungen ergänzt wurden. Die Fauna (Riffbildner, Ammoniten, Brachiopoden, Conodonten und Crinoiden) deutet darauf hin, daß hier der undeutlich gebankte proximale Vorriffbereich aufgeschlossen ist. Verglichen mit der Riffazies des Göllmassivs ist auffallend, daß häufig Sphinctozoen auftreten. Dies kann als ein weiteres Indiz für einen etwas tiefer im Vorriff gelegenen Ablagerungsraum gedeutet werden. Neben den Schwämmen (Inozoa und Sphinctozoa), sind die Korallen die wichtigsten Gerüstbildner. Weniger häufig treten Hydrozoen, Bryozoen/Tabulozoen auf. Das Gerüst wird durch Kalkalgen, Foraminiferen und Mikroproblematika inkrustiert. Nachfolgende Arten konnten bestimmt werden:

Schwämme (Sphinctozoa): *Solenolmia manon* (MÜNSTER 1841)<sup>32)</sup>; *Follicatena cf. cautica* OTT 1967; *Uvanella norica* SENOWBARI-DARYAN 1990<sup>33)</sup>; *Annaecoelia* sp.; *Paradengeria* sp.; *Salzburgia* sp.

Korallen: *Astraeomorpha confusa* (WINKLER 1861); *Astraeomorpha crassisepta* REUSS 1854; *Retiophylia clathrata* (EMMRICH 1853); *Isastrea* sp.; *Montlivaltia* sp.; *Stylophyllum/Stylophyllopsis* sp. ?

Hydrozoen: *Lamellata wöhneri* FLÜGEL & SY (1959); *Lemniscasterina* sp.; *Spongiomorpha* sp. (plattige und massig domale Form)

Kalkalgen: *Parachaetetes maslovi* FLÜGEL 1975; *Solenopora alvicornis* OTT 1964; *Solenopora* sp.; *Apophoretella* sp.; *Cayeuxia* sp.

Mikroproblematika: *Microtubus communis* FLÜGEL 1964; Problematikum A OHLEN 1959; Problematikum 3 FLÜGEL 1964; *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI 1922)

Foraminiferen: *Agathamina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN 1964; *Alpinophragmium perforatum* FLÜGEL 1967; *Angulodiscus gaschei* KOEHN-ZANINETTI & BRÖNNIMANN 1968; *Planinivoluta irregularis* SALAJ, BORZA & SAMUEL 1983; *Sigmollina bystrickyi* SALAJ, BORZA & SAMUEL 1983; *Diplotremina* sp.; *Ophthalmidium* sp.; *Tetrataxis* sp.

Brachiopoden: *Gosaukammerella eomesozoica* (FLÜGEL 1972)<sup>34)</sup>, *Halorella curvifrons* QUENSTEDT 1871

Conodonten (Probe 1025): *Epigondolella primitia* MOSHER 1970, *Epigondolella* sp. juv., *Gondolella cf. navicula* (HUCKRIEDE 1958), *Diplodella thuringensis* KOZUR & MOSTLER 1970, *Prioniodina excavata* MOSHER 1970

Neben den gerüstbildenden und inkrustierenden Organismen treten Gastropoden, Bivalven, Echinodermen, Ostrakoden und Foraminiferen sowie vermutlich eingeschwemmte Ammoniten auf. Die in Nestern zu findenden Brachiopoden (*Halorella curvifrons* QUENSTEDT 1871) deuten ähnlich wie am Jenner und Hohen Brett auf einen Vorriffbereich mit Hallstätter Fazieseinfluß hin. Die Conodonten sind z. T. deformiert und weisen einen CAI von 1,5–2,0 auf. Im Lösungsrückstand fanden sich zusätzlich Selachier-Hautzähne, „Fisch“zähne und *Theelia variabilis* ZANKL 1966. Im Internsediment lassen sich weiterhin Lithoklasten (Intra-), Cortoide, Peloide (überwiegend Bahamitpeloide) und Grapestones unterscheiden. In Abhängigkeit der herrschenden Wellen- oder Strömungsenergie wurde das Internsediment völlig bis nicht ausgewaschen.

Auf Grund der Conodontenfunde läßt sich das Gestein in das Lac 1 einstufen und ist folglich zeitgleich zum Dachsteindolomit des Jenners (Abb. 43). Dies kann als ein weiterer Hinweis auf die Verschiedenheit der Sillenkopf-Scholle und des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll gedeutet werden.

31) Begriffsprägung: HAHN (1910)

32) ehemals *Dictyoecelia manon* (MÜNSTER 1841), revidiert durch SENOWBARI-DARYAN & RIEDEL (1987)

33) ehemals *Follicatena irregularis* SENOWBARI-DARYAN & SCHÄFER 1978, revidiert durch SENOWBARI-DARYAN (1990)

34) ehemaliges Mikroproblematikum *Pycnoporidium ? eomesozoicum* FLÜGEL 1972, revidiert durch SENOWBARI-DARYAN & FLÜGEL (1996)

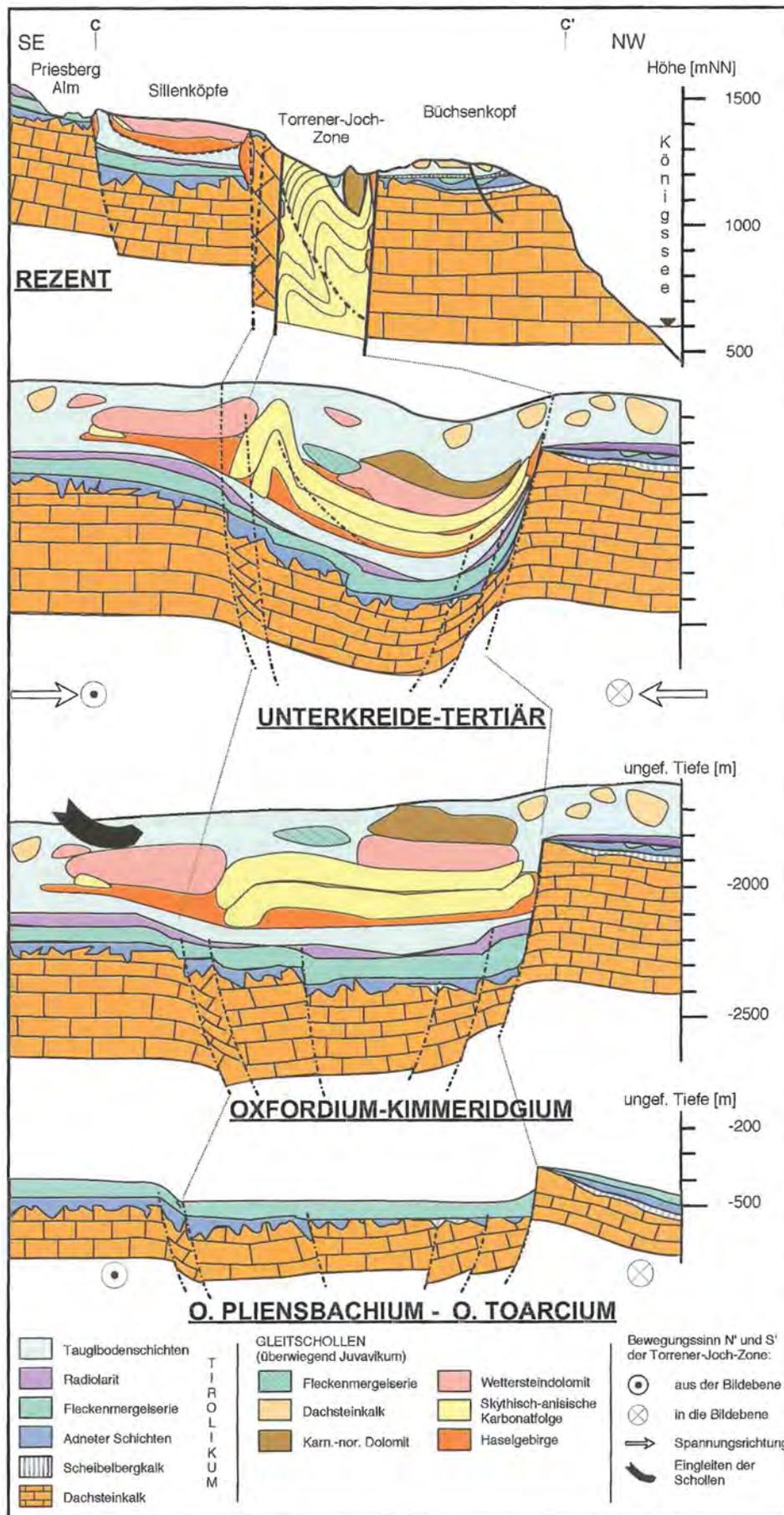


Abb. 39: Interpretation der tektono-sedimentären Ereignisse, die zu den heutigen geologischen Gegebenheiten im Bereich Sillenköpfe/Torrener-Joch-Zone/Büchsenkopf führten. C – C' = Profilinie s. Geol. Karte.

Da entsprechende Vorkommen am östlichen Untersberg (BITTNER 1883, FUGGER 1907b) nicht näher untersucht sind, ist eine Ähnlichkeit lediglich durch die Brachiopodenführung belegt.

## 4.6 Unterjura-Vorkommen der Ofner Kirche

### 4.6.1 Einleitung

Ein wegen seines Fossilreichtums bekanntes Unterjura-Vorkommen am nordöstlichen Kehlstein bildet den Grat westlich der Ofner Kirche. Über dem mittelsteil nach NNE bis NE einfallenden Dachsteinkalk finden sich mit ähnlichem Einfallen synsedimentär und tektonisch stark überprägte rote Mergelkalke, deren Kontakt zum Dachsteinkalk aber nirgends aufgeschlossen ist. KÜHNEL (1929) nahm einen sedimentären, aber tektonisch überprägten Kontakt zwischen Dachsteinkalk und Unterjura an. Die aufgeschlossenen Schichten reichen nach BRAUN (1992) vom Dachsteinkalk über rote Mergelkalke (tiefstes Pliensbachium), Fleckenmergel (?Unterpliensbachium), rote Adneter Kalke (basales Domerium) zu Lias-hornsteinknollenkalk (mittleres Domerium). Sie werden von Oberalmer Schichten diskordant überlagert, können in die Oberalmer Schichten tektonisch eingeschuppt sein oder werden durch sie überfahren (siehe Abb. 40). Die Oberalmer Schichten treten in Form des Oberalmer „Basis“-konglomerats, der Oberalmer Schichten s. str. und der Hauptbarmsteinkalkbank auf, die die unterjurassischen Schichten winkeldiskordant überlagern.

Auf der Grundlage der datierten Gesteine schloß BRAUN (1992), daß es sich beim Unterjuravorkommen an der Ofner Kirche um eine ortsfremde, synsedimentäre Gleitscholle handeln müsse. Entscheidend für diese Einschätzung sind die Hornsteinknollenkalke und die Gesteine der Fleckenmergelserie. Die den Scheibelbergkalken ähnlichen Hornsteinknollenkalke der Ofner Kirche sind deutlich jünger (mittleres Domerium) als das Pendant des Göllmassivs (Sinemurium) und des Tirolikums (Hettangium). Die den Adneter Schichten zwischengelagerten Fleckenmergel sind vermutlich eingeschuppt, so daß keine ungestörte Abfolge überliefert ist. Die vorliegenden Untersuchungen legen den Schluß nahe, daß die Platznahme dieser Scholle mit der des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll und der Unterjura-Scholle des Weißenbaches (Kap. 3.3.3.10) im Zusammenhang steht. Letztere besitzt eine ähnliche Gesteinsfolge, bestehend aus Hornsteinknollenkalk, Adneter Schichten und Fleckenmergeln, wie die Scholle der Ofner Kirche. Beide Unterjura-Schollen besitzen eine vergleichbare tektono-stratigraphische Position zwischen dem Dachsteinkalk des Göllmassivs und Oberalmer Schichten. Sofern die Ofner-Kirche-Scholle nicht bereits mit dem Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll mitverfrachtet oder aufgeschuppt wurde, muß die Platznahme nach der des Göllmassivs erfolgt sein.

Die nachfolgende Beschreibung der auftretenden Gesteinstypen stellt eine Zusammenfassung von BRAUN (1992) dar.

### 4.6.2 Adneter Mergel

Die blaß rötlich braunen Adneter Mergel treten am untersten Osthang der Ofner Kirche in einer Blaike auf (Abb. 40, Lokalität 299). Im Gelände fällt das Verwitterungsprodukt des Gesteins als roter Ton auf. Die undeutliche Bankung wird durch wulstig-wellige Kalkeinschaltungen hervorgerufen, aus denen auch die Cephalopoden stammen. Mikrofaziell handelt es sich um einen locker gepackten Biomikrit oder Wackestone, dessen inhomogene mikritische Matrix einen Siltanteil (Mikrobioklasten) enthält. Wichtigste Biogene sind Echinodermen, Foraminiferen, Schwammspiculae, Ostrakoden und Muschelschalen. Seltener treten Radiolarien und Gastropoden auf. Die Komponenten Korngröße liegt im Feinsand-Bereich, lediglich die Muscheln und Echinodermen können größer sein. Das locker gepackte, matrixgestützte Gefüge zeigt Bioturbationsspuren. Die nachfolgenden Biogene konnten durch BRAUN (1992) bestimmt werden:

#### Foraminiferen:

- *Lenticulina* sp.
- *Nodosaria metensis* TERQUEM 1864

#### Cephalopoden:

- *Lytoceras* sp.
- ?*Tropidoceras* sp.
- *Ectocentritidae* indet. (?*Holcolytoceras* sp.)
- „*Nautilus*“ sp.
- zerbrochene unbestimmbare Belemniten

Auf Grund der gefundenen Ammoniten läßt sich tiefstes Pliensbachium (?höheres Sinemurium möglich, jedoch nicht wahrscheinlich) als Alter angeben.

### 4.6.3 Fleckenmergelserie

Weite Bereiche des Unterjuras der Ofner Kirche werden von Gesteinen der Fleckenmergelserie aufgebaut. Typischer Geländehinweis auf verdeckte Fleckenmergel sind tonige, hellbraune bis gelblichbraune Böden. Das Gestein bildet bis zu dm-mächtige Bänke, die durch cm-dicke Mergellagen getrennt sind. Die Fleckenmergel weisen meist eine hellolivgrau oder dunkelgelblich braune Farbe auf. Kieselsäurereiche Partien werden von schwarzen Hornsteinlagen oder -knollen durchzogen. Die Lagerungsverhältnisse weisen der Fleckenmergelserie eine Position im Hangenden der Adneter Mergel und im Liegenden der Adneter Kalke zu. Diese ungewöhnliche Abfolge wird hier der Platznahme dieser Unterjura-Scholle zugeschrieben und stellt somit entgegen BRAUN (1992) keine primäre sedimentäre Entwicklung dar. Am Übergang Kehlstein zu Hochfeld finden sich eingeschuppt zwischen Dachsteinkalk und Oberalmer Schichten ebenfalls Reste von Fleckenmergel.

Mikrofaziell lassen sich drei Sedimenttypen unterscheiden:

1. Der erste Typ läßt sich als Mud- bis Wackestone ansprechen. Er wird aus einer meist inhomogenen Mikritmatrix (unbestimmbare siltitische Mikrobioklasten) aufgebaut. In dieser Fazies finden sich überwie-

gend Echinodermen und Ostrakoden, die bereichsweise eingeregelt sind. Untergeordnet kommen Foraminiferen und Radiolarien vor. Die Korngröße der Biogene liegt im Feinsandbereich. Durch Bioturbation kann das Gefüge homogenisiert vorliegen.

2. Der zweite Gesteinstyp läßt sich als Spiculaemikrit bezeichnen. Dieser Wacke- bis Packstone fällt schon äußerlich durch seine Hornsteinführung auf. Biogene sind hauptsächlich monaxone, aber auch tetraxone Schwammnadeln, sammelkristallisierte Radiolarien und wenige Ostrakoden bzw. Crinoiden. Die Korngröße der Biogene liegt im Feinsand-, vereinzelt aber auch Mittelsandbereich. Von einer intensiven Durchwühlung des Sediments zeugen schwarze, cm-dicke Wühlgänge oder schlierige Anreicherungen von organogenem Material. Letztere sind leicht gefältelt, zerissen und können als zerwühlte Faulschlammagen gedeutet werden. Sofern das Gefüge nicht bioturbat zerstört wurde, findet man Flaser- und Feinschichtung mit schwach ausgewaschenen Bereichen, deren intrapartikulärer Porenraum verkieselt ist.
3. Der dritte Gesteinstyp der Fleckenmergelserie läßt sich bereits am Handstück deutlich durch die herauswitternden Lithoklasten erkennen, die bis zu 1 cm groß sein können. In diesem lithoklastenführenden, locker gepackten Biomikrit lassen sich mikrofaziell gut gerundete Extra- und Intraklasten unterscheiden. Beide zusammen machen etwa 5–10 % des Sediments aus. Extraklasten treten in Form von Dachsteinkalk- (Ooid-Fazies, Peloid-Fazies) und Hierlitzkalkgeröllern (Crinoiden-Wackestone), sowie anderen nicht näher zu bestimmende Klasten auf. In der mikritischen Matrix findet sich ein Siltanteil aus Mikrobio-klasten. Biogene treten in Form von Crinoiden, Foraminiferen, kleinen Brachiopoden, Ostrakoden und Seeigelstacheln auf. Die Größe reicht bis zu mehreren mm, liegt aber meist im Feinsand-Bereich. Das zum Teil bioturbate Gefüge ist matrix- bis komponenten-gestützt.

#### 4.6.4 Adneter Rotkalk

Die Fleckenmergelserie überlagern rote, mergelige Cephalopodenkalke mit grünen Schmitzen. Sie sind zum Teil stark tektonisiert, so daß die dm-mächtige Bankung schlecht zu erkennen ist. Das Gestein entspricht mikro-faziell dem Adneter Mergel. Die vorliegenden Schichten zeichnen sich durch ihren Reichtum an Ammoniten aus. Am Osthang der Ofner Kirche (Abb. 40 Lokalität 300) konnte BRAUN (1992) nachfolgende Ammonoideen bergen, auf Grund derer das Gestein dem basalen Domerium (*lavinianum*-Zone) zugeordnet werden kann:

- *Calliphylloceras* sp.
- *Phylloceras* sp.
- *Protogrammoceras* sp.
- *Fuciniceras* sp.
- *Fuciniceras brevispiratum* (FUCINI 1900)
- *Fuciniceras ?isseli* (FUCINI 1900)
- *Acanthopleuroceras* sp.

#### 4.6.5 Hornsteinknollenkalk

Am oberen Osthang der Ofner Kirche (Abb. 40, Lokalität 303) treten Hornsteinknollenkalke auf. Sie werden im Hangenden diskordant und mit tektonisch überprägtem Kontakt von Oberalmer Schichten überlagert. Es handelt sich um einen hellgrauen Kalk mit grauroten Schmitzen und cm-großen Hornsteinknollen. Die dm-mächtigen Bänke besitzen eine wulstige Oberfläche, in die sehr dünne Mergellagen eingeschaltet sind. Das Gestein läßt sich als Wacke- bis Packstone oder locker gepackter Biomikrit klassifizieren. Das Gefüge wurde teilweise durch Bioturbation homogenisiert. Als Bioklasten und Biomorpha kommen Schwammnadeln, Echinodermen, Ostrakoden, Foraminiferen (*Nodosaria* sp., *Fron-dicularia* sp.), Brachiopoden und unbestimmbarer Biogendetritus vor. Die Korngröße der Biogene liegt zwischen Fein- und Mittelsand. Mittleres Domerium (*al-govianum*-Zone) kann durch das Vorkommen von *Ariet-iceras* cf. *bertrandi* (KILIAN 1889) abgeleitet werden. Auf Grund der abweichenden Lithologie (im Vergleich zum Scheibelbergkalk des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll) wurde hier, wie beim Vorkommen im Weißenbach, der Name Hornsteinknollenkalk gewählt. Es bleibt jedoch anzumerken, daß lediglich aufschluß-/faziesbedingt eine andersartige Lithologie vorgetäuscht sein kann. Die Datierung zeigt aber, daß die Hornsteinknollenkalke jünger sind als vergleichbare Scheibelbergkalke des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll.

## 5 Die Stratigraphie und Fazies des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll

### 5.1 Einleitung

Obwohl in der vorliegenden Arbeit der Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll als eine ursprüngliche Einheit aufgefaßt wird, die sekundär – durch das Eingleiten in die Tauglbodenschichten und die nachfolgende Tektonik- in Teilschollen zerlegt wurde, wird den heutigen Aufschlußverhältnissen dadurch Rechnung getragen, daß die Teilschollen entsprechend den tektonischen Verhältnissen getrennt behandelt werden. Heute liegen häufig gestörte Grenzen zwischen den lithologischen Einheiten vor. Da sich lokal auch ungestörte Übergänge finden, kann man eine zusammenhängende Schichtenfolge erarbeiten. Die ursprüngliche Einheit läßt sich tektonisch dadurch nachweisen, daß die Nordstörung der Torrener-Joch-Zone von Westen nach Osten in immer jüngere Gesteine springt, so daß daraus eine Verbreiterung der Torrener-Joch-Zone nach E resultiert, und die ungestörten Schichtengrenzen innerhalb der Torrener-Joch-Zone zu nehmen. Das Verbindungsglied zwischen der als Graben (relativ zum Tirolikum) interpretierten Torrener-Joch-Zone und den außerhalb des Grabens liegenden Anteilen (Jenner und Hoher Göll) stellt der Karnisch-norische-Dolomit

# Geologische Spezialkarte der Ofner Kirche

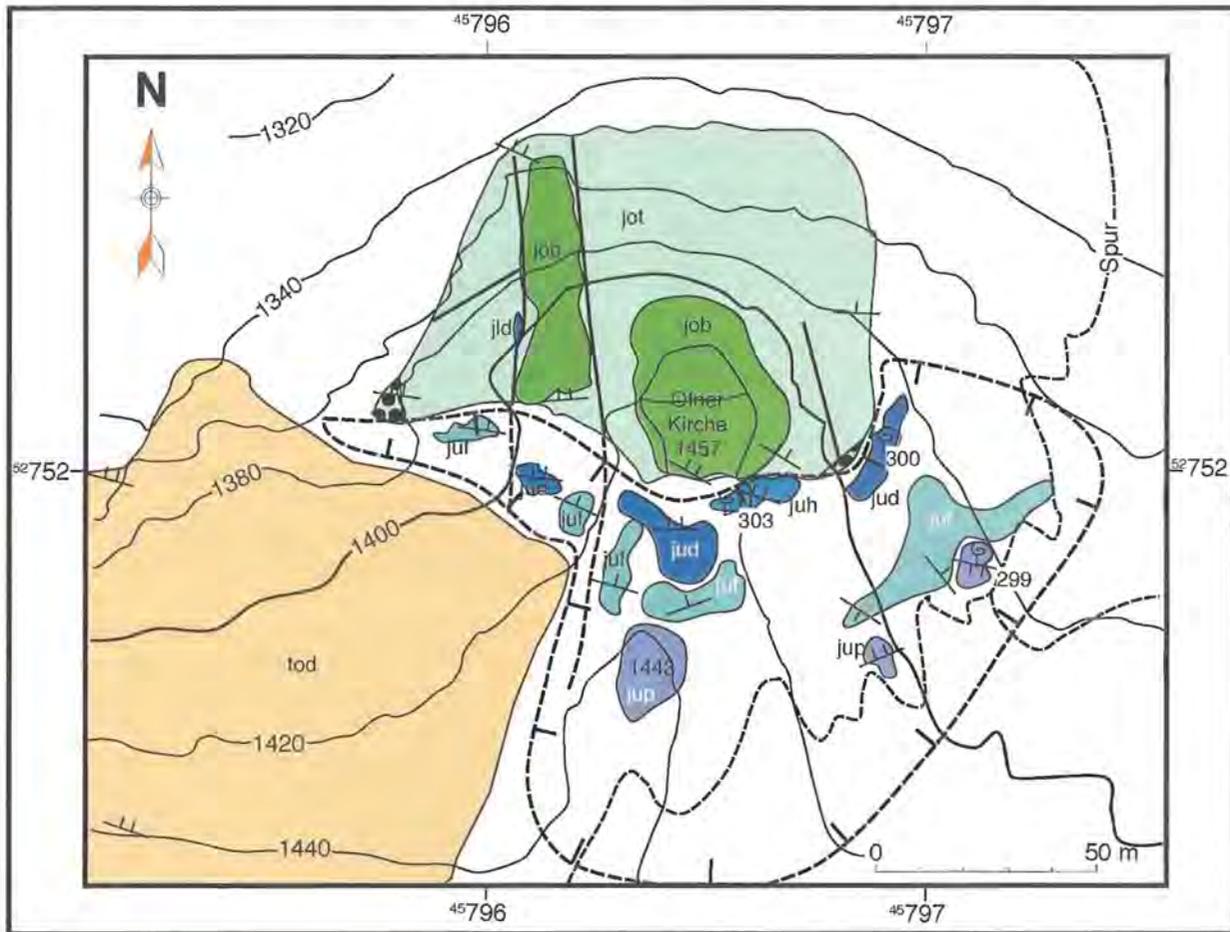


Abb. 40: Geologische Spezialkarte der Ofner-Kirche-Scholle und ihrer Umrahmung (umgezeichnet und ergänzt nach BRAUN 1992).

dar. Er tritt innerhalb und außerhalb der Torrener-Joch-Zone in gleicher Faziesausbildung auf. Lithologisch zeigt erstmals der karnische Anteil des Karnisch-norischen-Dolomits eine eindeutige Plattformrandposition an, die der des Dachsteinkalks des Jenners bzw. Göllmassivs im Nor entspricht. Aus dem zuvor Gesagten kann die ursprüngliche Zusammengehörigkeit abgeleitet werden, unabhängig davon, daß der Karnisch-norische-Dolomit

und der Dachsteinkalk des Göllmassivs tektonisch durch die Nordrandstörung der Torrener-Joch-Zonen getrennt vorliegen.

Da nachgewiesen werden konnte, daß die Platznahme des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll während der Sedimentation der Tauglbodenschichten erfolgte, verliert die bisher brisante Fragestellung um die

Zusammengehörigkeit der Gesteinsserien der Torrener-Joch-Zone und des Göllmassivs seine frühere Bedeutung. Insbesondere trifft dies hinsichtlich der Fazieszusammenhänge im Fall der autochthonen Deutung zu. Lediglich bei der exakteren Eingliederung in ein paläogeographisches Modell -Position vor der Deckenbewegung- ist die ausschließlich flachmarine mittel- und untertriassische Abfolge der Torrener-Joch-Zone von Belang. Die seit HAHN (1913b, c) häufig diskutierte Anklänge der Schichtenfolge der Torrener-Joch-Zone (im engeren Sinn) an die Hallstätter Fazies liegen auf Grund der nachfolgenden Ergebnisse nicht vor. Die Mächtigkeitsreduktion der unter- und mitteltriassischen Sedimente, seit HAHN (1913b, c) als Beweis für die relative Nähe zum Hallstätter Faziesraum angeführt, läßt sich auf Grund der tektonischen Zerstückelung schwerlich nachweisen. Für die meisten Schichtglieder der Torrener-Joch-Zone ist lediglich eine Mindestmächtigkeitsangabe möglich, die dann aber nur für den ungestörten Teil des betrachteten Schichtgliedes gilt.

## 5.2 Die Torrener-Joch-Zone

### 5.2.1 Einleitung

Die Gesteine der Torrener-Joch-Zone können als Basis des während des Kimmeridges in die Tauglbodenschichten eingegliederten Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll angesehen werden. Sie sind entlang eines unterjurassisch angelegten Blattverschiebungssystems mit zugehörigem Becken zwischen Unterkreide und Tertiär grabenartig in das Tirolikum eingeklemt worden. Die Torrener-Joch-Zone beinhaltet oberpermische bis obertriassische Gesteine. Sie wird randlich von zwei E-W-verlaufenden Störungssystemen begrenzt, die als Nord- und Südrandstörung bezeichnet werden.

Die Südrandstörung kann als die Hauptstörung angesehen werden und war länger aktiv wirksam. Auf Grund der grabenartigen Anlage der Torrener-Joch-Zone treten juvavische Gesteine nördlich, neben tirolischen südlich dieser Störung auf. Die tektonische Überprägung bedingte das überwiegend N-Einfallen der Schichtenfolge, so daß die ältesten Gesteine im Süden, die jüngsten im Norden der Torrener-Joch-Zone liegen. Die Südrandstörung überprägt dadurch bereichsweise die Sohlfläche der Gleitdecke. Das südlich außerhalb der Torrener-Joch-Zone liegende Juvavikum der Sillenköpfe stellt den Erosionsrest einer außerhalb des Grabenbruchs vorkommenden eigenständigen Gleitscholle (s. Kap. 4.5) dar. Entlang der Südrandstörung treten innerhalb der Torrener-Joch-Zone verschiedene Dachsteinkalkkörper (u. a. Wasserpalfen, Bärenwand und Scheffelspitze) auf, die in der Vergangenheit eine vielfältige lithologische Deutung erfahren haben (s. Kap. 5.2.8). Sie werden hier als treppenartig abgesetzte tirolische Grabenrandbruchschollen angesehen, die z. T. bereits im Zuge der unterjurassischen, insbesondere aber während der tertiären Strike-Slip-Bewegungen als Scherkörper mobilisiert wurden. Bereichsweise sind sie mit den basalen Gesteinen des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll verschuppt.

Entlang der Nordrandstörung ist die Grenze Tirolikum/Juvavikum lediglich zwischen dem Königssee und der Königsbach-Alm aufgeschlossen. Nach Osten paust sie sich durch die hangenden Schichtglieder des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll durch. Das Durchpausen führt zu einer Trennung zwischen Dachsteinkalk und Karnisch-norischem-Dolomit entlang der Südflanke des Göllmassivs. Diese alte Störungslinie führte bei einigen Autoren zur Auffassung, daß die verschiedenen Fragmente des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll primär unzusammenhängende Teile sein müssen. Die jüngere Hauptstörung verläuft, wie bereits von MOUSSAVI (1985) erkannt, ab dem Torrener Joch im zentralen Teil der Torrener-Joch-Zone und trennt den Karnisch-norischen-Dolomit vom Wettersteindolomit bzw. den Wettersteindolomit von der Skythisch-anischen-Karbonatfolge. Tektonisch entsteht dadurch eine südliche Mulde (z. B. Königsberg-Mulde, Jochstraßen-Mulde) mit älteren und eine nördliche Halbantiklinale mit jüngeren Gesteinen. Entlang der Nordrandstörung treten der tirolische Dachsteinkalk und die Tauglbodenschichten lediglich östlich der Königsbach-Alm im Königsbach zutage (s. Beil. 2).

Vielfach wurden die Torrener-Joch-Zone und die Lammer-Zone als tektonische Einheit angesehen (u. a. ZANKL 1962; FISCHER 1965; TOLLMANN 1976c; PLÖCHINGER 1983, 1984, 1990). Nach GAWLICK (1996a) ist die Lammer-Zone eine mittel- bis oberjurassische (?höheres Callov – tiefes Oxford) Beckenfüllung, die dem tieferen bis höheren Teil des grauen Radiolaritniveaus (sensu DIERSCHKE 1980) zuzurechnen ist. Der Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll und das Berchtesgadener Juvavikum werden aber nach der vorliegenden Arbeit als eine Beckenfüllung der Tauglbodenschichten (Oberoxford – Kimmeridge) angesehen. Lithologisch und sediment-genetisch sind die Strubberg- und die Tauglbodenschichten gleichartig. Hieraus ergeben sich zwei Deutungsmöglichkeiten:

1. Die zeitliche und lithologische Einstufung der Strubbergsschichten der Lammer-Zone und der Tauglbodenschichten des Berchtesgadener Raumes sind richtig, dann hätte sich das Depotzentrum des oberjurassischen Beckens im Laufe des unteren bis mittleren Oberjuras nach Norden und Westen verlagert. Daraus würde sich lediglich eine postsedimentäre (kretazische-tertiäre) tektonische Einheit zwischen der Lammer-Zone und der Torrener-Joch-Zone ergeben.
2. Sollte die zeitliche bzw. lithologische Einstufung ungenügend sein, so daß die Strubbergsschichten der Lammer-Zone und die Tauglbodenschichten des Berchtesgadener Raumes identisch sind, wäre ein einheitlicher Sedimentationstrog in diesem Bereich während des Oberjuras vorhanden gewesen.

Für die zweite Möglichkeit sprechen nachfolgende Übereinstimmungen: Bei den von GAWLICK (1988, 1996a) als lithostratigraphischer Zeitmarker angesehenen grauen Radiolariten im Hangenden der Strubbergsschichten

könnte es sich, ähnlich wie im Bereich Höll- und Krautkasergraben, ebenfalls um Gleitschollen handeln. Gleiches gilt für die bisher als autochthone Bestandteil der Strubbergsschichten geltenden Manganschiefer (HÄUSLER 1981, BERAN et al. 1983, PLÖCHINGER 1990, GAWLICK 1996a). Sie sind allgemein in den Nördlichen Kalkalpen im Toarcium verbreitet (GRUSS 1958, GERMAN 1972, KRÄINER et al. 1994), treten im eigenen Untersuchungsgebiet sehr häufig als größere (Jenner, Wembach) oder kleinere Schollen bzw. Gemengteile (Kraut-/Höllgraben) in den Tauglbodenschichten auf und sind eng mit Fleckenmergel und Crinoidenkalken vergesellschaftet. In jedem Fall stellt die Torrener-Joch-/Lammer-Zone eine grabenartige Struktur dar, deren Ursprung in der gemeinsamen oberkretazischen bis tertiären tektonischen Überprägung begründet liegt. Insbesondere die Rückführung dieser oberkretazischen-tertiären sinistralen Seitenverschiebungen führt zu einem einheitlichen oberjurassischen Sedimentationstrog zwischen dem nördlich der Torrener-Joch-Zone gelegenen tirolischen Vorland und dem Tennengebirgsnordrand, der hier als Berchtesgaden-Lammer-Becken bezeichnet wird. Wegen der Übereinstimmung beider Sedimenttypen, werden die Strubbergsschichten der Lammer-Zone und die Tauglbodenschichten des Berchtesgadener Raumes als gleichartig angesehen. Daher könnte ein Schichtename entfallen bzw. beide durch einen neuen ersetzt werden. Dies führt auch zur Vereinfachung der regionalgeologischen Interpretation, da hierdurch auch der Bezug zu den Tauglbodenschichten der Osterhorngruppe klargestellt würde.

### 5.2.2 Das Haselgebirge

Das oberpermische Haselgebirge, als ältestes Gestein innerhalb der Torrener-Joch-Zone, tritt nur kleinräumig, tektonisch ausgequetscht im Bereich der Südrandstörung auf. Die bunten Tone und Gipstone, die z. T. glimmerführend sind, finden sich auf der deutschen Seite des Arbeitsgebietes am Wasserpalfen (ZANKL 1962, LANGENSCHIEDT 1981), auf der Nordseite der Schefelspitze und auf österreichischer Seite am Lahnerstein sowie in der Badestube (PLÖCHINGER 1955, KELLERBAUER 1988). Der ursprüngliche Schichtverband ist nicht mehr gegeben.

### 5.2.3 Die Werfener Schichten

Die Werfener Schichten der unteren Trias (Skyth) wurden in einem flachmarinen, siliziklastisch beeinflussten Ablagerungsraum sedimentiert, der als der westliche Schelfrand der Tethys angesehen werden kann (MOSTLER & ROSSNER 1984). Die Werfener Schichten gehen unter Zunahme des siliziklastischen Anteils und der Abnahme der Evaporite aus dem liegenden Haselgebirge hervor. Daher lassen sich insbesondere die liegenden bunten, zu Ton verwitterten Anteile, die häufig stark tektonisch überprägt wurden, nur unsicher vom ausgelaugten Haselgebirge unterscheiden. Der hangende Anteil der Werfener Schichten ist karbonatisch ausgebildet

und leitet die bis in die Unterkreide anhaltende Vorherrschaft karbonatischer Sedimente ein. Auf Grund dieses Fazieswechsels werden die Werfener Schichten der Nördlichen Kalkalpen seit BITTNER (1886) und BÖSE (1898) in die bunten glimmerreichen, tonig-mergeligen, sandigen Unteren- und die karbonatischen Oberen Werfener Schichten unterteilt.

In der Torrener-Joch-Zone kommen die Werfener Schichten nur auf deutscher Seite an drei Lokalitäten vor. Von W nach E sind dies tektonisch überprägte, bunte, stark verwitterte Tonsteine im unteren Kesselgraben an der Torrener-Joch-Zonen-Südrandstörung (ZANKL 1962, LANGENSCHIEDT 1981). Am Westende des Königsberggrückens zwischen Bärenwand und Königsbach treten sie flächenmäßig großräumiger und rel. vollständig erhalten auf (GÜMBEL 1894, ZANKL 1962, SCHANG 1983). Der dritte Aufschluß liegt östlich des Schneibsteinhauses und besteht ebenfalls aus bunten, stark verwitterten Tonsteinen mit Übergängen zum Haselgebirge und einzelnen Sandsteinen (PLÖCHINGER 1955, HAHN 1985, MOUSSAVI 1985, KELLERBAUER 1988). Die Werfener Schichten der Torrener-Joch-Zone sind von dem sie ursprünglich unterlagernden Haselgebirge abgeschert, so daß sich heute nur noch lokal Reste von Haselgebirge innerhalb der Torrener-Joch-Zone finden. Darin unterscheiden sich der Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll und der Deckenkomplex Berchtesgadener Salzberg.

Lediglich das Vorkommen zwischen Bärenwand und Königsbach (Beil. 2, Beil. 5 Profil F) ist einigermaßen vollständig und besteht aus höheren Unteren- und Oberen Werfener Schichten. Dabei handelt es sich um den südlichen Schenkel einer NNW-vergente Mulde, deren Faltenachse flach nach E geneigt ist. Die aus den Lagerungsverhältnissen geschätzte Mächtigkeit beträgt 100–200 m. Bei den Unteren Werfener Schichten handelt es sich um dünn- bis mittelbankige olivgraue und braune Silt- und Feinsandsteine, die bereits einem höheren Niveau angehören als die Werfener Schichten der beiden anderen Lokalitäten. Sedimentstrukturen liegen in Form von Rippeln, Schräg- und ebener Feinschichtung vor. Im Königsbach fanden sich Rutschfaltenstrukturen im cm-Maßstab, die durch synsedimentäre Störungen ausgelöst waren. Die Oberen Werfener Schichten sind überwiegend dünnbankige graubraune Kalke und Kalksandsteine mit Mergelzwischenlagen. Mikrofaziell treten von Crinoiden, Bivalven und Ooiden dominierte Kalksandsteine auf (Tab. 13).

Mit dem Fund von *Naticella costata* MÜNSTER 1841 konnte ZANKL (1962) zwischen Bärenwand und Königsbach das obere Skyth nachweisen. Der Versuch, das Alter der Werfener Schichten mit Conodonten zu datieren, mißlang. Die im Dünnschliff bestimmte Foraminifere (Tab. 13, Probe 90) *Meandrospira cheni* (HO 1959) ist nach SALAJ, BORZA & SAMUEL (1983) ein typischer Faziesanzeiger für die detritische Küstenfazies des mittleren und Infralitoralbereiches und kommt in den Nördlichen Kalkalpen im oberen Skyth vor.

Tab. 13: Mikrofaziesanalyse der Werfener Schichten aus der Torrener-Joch-Zone. Die \*-Proben entstammen dem Belegmaterial SCHANG (1983). Sofern nicht gesondert aufgeführt, entsprechen die verwendeten Abkürzungen den vorangegangenen Tabellen. Bem.: e = eckige Quarze; Mc = *Meandrospira cheni* (HO 1959) liegt in den Proben 88 und 90 überwiegend als Ooidkern vor. Die Gastropoden der Proben sind stark sammelkristallisiert, es handelte sich vermutlich ursprünglich um Aragonitschalen.

Mikrofaziesanalyse der Werfener Schichten																				
Probe	Ma	Verh Ma/Ko	Komp $\phi$	Komponenten										Bem	Gefüge		MF-Typ		Ablagerungs- raum	
				biogene					abiogene						ma	ko	Dun	SMF-Typ		
				Bi	Cr	F	G	Co	Do	Gl	Oo	Qz								
833														Lös: Do, Fis, Hä, Tm						
80*	Sp	30-40/ 60-70	f-gS		+		-	+					-	+	e		x	GS	11	flach marin, subtidal
	Sp	40/60	fS		-									++	e		x	GS		flachmarin
88*	Sp	40/60	m-gS	-	+	-	-	++					++	o	Mc		x	GS	11, 15	flachmarin
90*	Sp	50/50	m-gS	o	++	-	-						+		Mc		x	GS	12	flachmarin
264*	Mi	40/60	sf-fS	-	o								--	++	e		x	PS		flachmarin

#### 5.2.4 Die Skythisch-anisische-Karbonatfolge

Die anisischen Sedimente der Torrener-Joch-Zone wurden von den bisherigen Bearbeitern unterschiedlichen Einheiten zugeordnet (siehe Tab. 14), die auf Grund der mikrofazialen und stratigraphischen Ergebnisse hier eine neue Zuordnung erhalten:

- Die Rauhwaacke der Anisbasis befindet sich in den bei PLÖCHINGER (1955), ZANKL (1962), HAHN (1985) und KELLERBAUER (1988) erwähnten Aufschlüssen lediglich tektonisch bedingt an der Basis der anisischen Schichten. Sie entstammen aber vermutlich einem evaporitisch beeinflussten Niveau innerhalb der Skythisch-anisischen-Karbonatfolge.
- Die Anisischen Dolomite von ZANKL (1962), LANGENSCHIEDT (1981) und HAHN (1985) entsprechen im Ganzen oder in Teilen den Gutensteiner Schichten bei PLÖCHINGER (1955, 1987, 1990), SCHANG (1983), MOUSSAVI (1985) und KELLERBAUER (1988).
- Der Gebrauch des Begriffes Gutensteiner Schichten soll hier vermieden werden. Wie bereits in Kap. 4.2.2.2, so entsprechen auch bei den Vorkommen innerhalb der Torrener-Joch-Zone die mikrofazialen Ergebnisse nicht den Beschreibungen der Typlokalität (vgl. FLÜGEL & KIRCHMAYER 1963, SUMMESBERGER & WAGNER 1971). Es wurden vielmehr ähnliche Verhältnisse angetroffen wie im Juvavikum der Berchtesgadener Decke (vgl. BARTHEL 1987, MERZ 1987, MICHAEL 1989 und STAUDT 1989).
- Der Steinalmdolomit (ZANKL 1962) entspricht dem Anisischen Dasycladaceenkalk in SCHANG (1983) und wird hier entsprechend der Einstufung von MOUSSAVI (1985) dem Wettersteindolomit/-kalk zugerechnet.
- Der Anisische Massenkalk (ZANKL 1962) hat sich nach den Untersuchungen von LANGENSCHIEDT (1981), SCHANG (1983) und MOUSSAVI (1985) als Dachsteinkalk herausgestellt.
- Das Vorkommen von Reiflinger Kalk (ZANKL 1962, SCHANG 1983, MOUSSAVI 1985) entlang des oberen Königsbaches unterscheidet sich nicht von den

kieseligen Dolomiten und Kalken der Skythisch-anisischen-Karbonatfolge und wird diesen hier zugeordnet. Durch seine mikrofaziale Ausbildung wird das Gestein einem lagunärem Ablagerungsraum zugerechnet. Somit repräsentiert das Vorkommen nach der neuen Deutung den nördlichen Flügel der Königsberg-Mulde.

Bei den innerhalb der Torrener-Joch-Zone auftretenden Gesteinen der Skythisch-anisischen-Karbonatfolge handelt es sich um bituminöse, dunkelgraue bis schwarze Kalke und Dolomite, die überwiegend kieselig sind. Die dünnbankigen Kalke besitzen dünne Mergellagen und ebene, selten wellige Schichtflächen. Zum Hangenden erfolgt ein Übergang zu dünnbankigen grauen bituminösen Dolomiten, die z. T. diffus verkieselt sein können und zum gebankten Wettersteindolomit überleiten. Die Mächtigkeit läßt sich auf mindestens 50 m abschätzen. Aufschlüsse finden sich (von W nach E) an der Fahrstraße Richtung Gotzen-Alm, zwischen Kesselgraben und Königsbach-Alm (ZANKL 1962, LANGENSCHIEDT 1981, Abb. 11), im Bereich Königsbach-Königsberg (ZANKL 1962, SCHANG 1983, MOUSSAVI 1985, Abb. 11) und auf österreichischer Seite an den südöstlichen Abhängen des Torrener Joches sowie entlang des Fischbaches und der Jochstraße.

Unter allmählicher Zunahme der Dolomitisierung gehen die Werfener Schichten in die Skythisch-anisische-Karbonatfolge über. Dabei blieb anfänglich der Ablagerungsraum und somit die Mikrofazies unverändert erhalten (Tab. 15, Probe 87\*). Einhergehend mit einer Verflachung/Verlandung kam es, in dem nun inter- bis supratidalen Ablagerungsraum unter z. T. evaporitischen Bedingungen (Sabkha), zur Ablagerung der Skythisch-anisischen Karbonatfolge (Rauhwaacke der Anisbasis nach PLÖCHINGER 1955, ZANKL 1962, HAHN 1985 und KELLERBAUER 1988). Eine entsprechende Regression verzeichnet BRANDNER (1984) an der Grenze Skyth/Anis. In abgeschnürten sub- bis intertidalen Gezeitentümpeln kam es zur Ablagerung der dünnbankigen bituminösen

Dolomite. Wattflächen waren von Algenmatten überzogen, die z. T. aufgearbeitet wurden oder bei Einlagerung und Lösung von Evaporiten als Kollapsbrekzien vorliegen. Im Hangenden konnten sich wieder flachmarine Ablagerungsverhältnisse einstellen, die zum gebankten Wettersteindolomit überleiten (Tab. 15, Probe 737).

Durch das Fehlen von datierbaren Fossilien muß die Altersabgrenzung aus den Lagerungsverhältnissen erfolgen. Nach KRYSTYN (1974b) und MOSTLER & ROßNER (1977) enden die Werfener Schichten noch im Skyth. Die Basis des hangenden Wettersteindolomits/-kalks kann zum Liegenden auf Oberanis eingeschränkt werden, damit erhält die Skythisch-anisische-Karbonatfolge ein oberskythisches bis oberanisisches Alter.

#### 5.2.5 Der Wettersteinkalk/-dolomit

Die oberanisisch-ladinischen Gesteine treten in Form der Wettersteinkalke/-dolomite auf. Die umfassendste Beschreibung dieser Gesteine für die Torrener-Joch-Zone lieferte MOUSSAVI (1985), dessen Befunde hier im wesentlichen übernommen und durch eigene Beobachtungen ergänzt werden. Im Gelände lassen sich eine gebankte und eine massige Varietät unterscheiden. Eine stratigraphisch-fazielle Unterscheidung in Wettersteinkalk und -dolomit (Ramsaudolomit) ist zwar kartiertech-

nisch möglich, wird aber stratigraphisch als nicht sinnvoll erachtet, handelt es sich bei letzterem doch um die diagenetisch veränderte Varietät des ursprünglich gleichen Gesteins (vgl. Diskussion in TOLLMANN 1976b, MOUSSAVI 1985). Somit ergibt sich eine Vereinfachung der Namensgebung, und der bisher gebräuchliche Gesteinsname „Ramsaudolomit“ (u. a. BÖSE 1898; LEBLING 1914, 1935; ZANKL 1962; LANGENSCHIEDT 1981; SCHANG 1983; MOUSSAVI 1985) kann für Gebiete entfallen, wo das kalkige Ausgangsgestein zusammen mit der diagenetisch veränderten Varietät vorkommt. Unter diesen Voraussetzungen ergibt sich folgende Definition:

Wettersteindolomit ist die sekundär dolomitisierte Varietät des Wettersteinkalkes und wie dieser, innerhalb seiner natürlichen Grenzen, unabhängig von der Fazies.

Als Beispiel hierfür mögen die Dasycladaceenkalke/-dolomite dienen, die in kalkiger Lithologie im oberen Königsbach sowie östlich des Schneibsteinhauses und dolomitisch westlich des Schneibsteinhauses sowie am alten Almweg zwischen der Königsbach-Alm und der Gotzental-Alm (Abb. 11, Lok. 699) vorkommen.

Nach MOUSSAVI (1985) bestehen sowohl horizontale (W massig – E gebankt) als auch vertikale Übergänge

**Tab. 14: Zusammenstellung der anisischen Schichtgliederung innerhalb der Torrener-Joch-Zone des Untersuchungsgebietes nach verschiedenen Autoren und deren Neueinstufung durch BRAUN 1997. Abkürzungserläuterung: DK = Dachsteinkalk, WK = Wettersteinkalk, SAK = Skythisch-anisische-Karbonatfolge.**

Autor	Gesteinsname	Unterteilung/Lithologie	Neueinstufung		
			SAK	WK	DK
PLÖCHINGER 1955, 1987, 1990	Gutensteiner Dolomit/-kalk	- Gutensteiner Kalk	X		
		- feinkristalliner Dolomit	X		
ZANKL 1962	Anisischer Massenkalk	- massiger Kalk			X
	Reiflinger Kalk	- dünnbankige, dunkelgraue kieselige bituminöse Kalke	X		
	Steinalm Kalk	- Dasycladaceenkalk		X	
	Anisischer Dolomit	- dunkelgraue kieselige bituminöse Dolomite - brekziöse Dolomite	X X		
	Rauhacke der Anisbasis	- zellig-löchriger Dolomit	X		
LANGENSCHIEDT 1981	Anisischer Dolomit	- dunkelgraue kieselige bituminöse Dolomite	X		
SCHANG 1983	Reiflinger Kalk	- dunkelgraue kieselige bituminöse dolomit. Kalke	X		
	Anisischer Dasycladaceenkalk			X	
	Gutensteiner Schichten	- dunkelgraue kieselige bituminöse Dolomite (W) - hellgraue poröse fossilführende Dolomite (E)	X		
HAHN 1985	Anisischer Dolomit	- hellgrauer brekziöser Dolomit	X		
	Rauhacke der Anisbasis	- zellig-löchriger dolom. Kalk	X		
MOUSSAVI 1985	Reiflinger Kalk	- dunkelgraue knollige kieselige bituminöse dolomit. Kalke	X		
	Gutensteiner Dolomit	- gebankte graue brekziöse Dolomite - dunkelgraue kieselige bituminöse Dolomite	X X		
KELLERBAUER 1988	Gutensteiner Schichten	- dunkelgraue kieselige bituminöse Dolomite und Kalke	X		
	Dolomitbrekzie und Rauhacke	- helle Dolomitbrekzie	X		
BRAUN 1997	Skythisch-anisische-Karbonatfolge	- dunkelgraue bis schwarze kieselige bituminöse Kalke u. Dolomite mit Mergel-zwischenlagen, dünnbankig - massig			

Tab. 15: Mikrofaziesanalyse der Skythisch-anisichen-Karbonatfolge aus der Torrener-Joch-Zone. Die Intraklasten der Probe 700/1 bestehen aus Mudstones und Pseudopelspariten; letztere wurden bereits in Kap. 4.2.2.2 beschrieben. Soweit nicht vermerkt, entsprechen die verwendeten Abkürzungen den vorherigen Tabellen. Die mit \* versehenen Probennummern entstammen dem Belegmaterial SCHANG (1983). Ev = Evaporitische Mineralsprossungen, Lös = Lösungsrückstand: Cc = Calcit, Do = Dolomit, Fis = Fischzähne, Go = Goethit, Hä = Hämatit, iHä = idiomorpher Hämatit, Py = Pyrit, Qz = Quarz, Tm = Tonminerale.

Mikrofaziesanalyse der Skythisch-anisichen Karbonatfolge																				
Probe	Matrix	Verh Ma/Ko	Komp φ	Komponenten									Ev	Bem	Lös	Gefüge		MF-Typ		Ablagerungs- raum
				biogene					abiogene							ma	kom	Dun	SMF-Typ	
				Bi	Cr	F	G	O	Co	Gs	In									
19*	Mi	100/0													x		MS	23	abgeschnürter Gezeitentümpel	
20*	Mi											sa								
87*	Mi	80-90 /10-20	m-gS	o	+										x		WS	8	flachmarin	
700														Do, Hä						
700/1	Sp, Mi	30/70	gS-mG								++	e, dg, sk	Hä, Py		x	RS	24	Gezeitenkanal		
700/2	Mi, Si	100/0												Do, Hä	x	MS	23	abgeschnürter Gezeitentümpel		
737	Sp, Mi	40-50 /50-60	f-gS	-	--	--	+	o	+	+			Do, Fis iHä		x	GS- PS	17	flachmarin, eingeschränkte Zirkulation		
741	Mi, (Si)	100/0											Cc, Do, Go, iHä, Tm	x	MS	23	abgeschnürter Gezeitentümpel			
742	Mi	100 /0	fS									x	ufg	Do, Fis, Hä	x	MS	23	abgeschnürter Gezeitentümpel		
742/1	Mi	100/0	fS									x	uhla	Do, Go, Hä	x	MS	23	abgeschnürter Gezeitentümpel		
831														Do, Hä, Qz						
832														Do, Hä, Qz, Tm						
960	Mi	100/0										do, verk			x	MS	23	abgeschnürter Gezeitentümpel		
961/b	Mi	100/0 (40/60)	(fS)								(++)	x	fg, sty		x	MS, (PS)	23	abgeschnürter Gezeitentümpel		

(Liegendes massig – Hangendes zunehmend bankig) zwischen beiden Varietäten. Diesen Beobachtungen wird auf Grund der eigenen Untersuchungen widersprochen. Vielmehr läßt sich am östlichen Torrener Joch und etwas weniger gut am Königsberggrücken ein Übergang der gebankten Skythisch-anisichen-Karbonatfolge in den gebankten Wettersteindolomit beobachten. Dieser Übergang vollzieht sich auf wenigen Metern dergestalt, daß die durchgängige Verkieselung der Skythisch-anisichen-Karbonatfolge in eine diffuse Verkieselung übergeht und letztlich ganz verschwindet. Dies geht einher mit der leichten Abnahme des Bitumengehaltes, Zunahme der Dolomitierung und der Porosität. Die Dolomitierung mit ihrer mittel- bis grobkristallinen Kristallkorngröße zerstört leider jede primären mikroskopisch sichtbaren Gefügemerkmale. Zum Hangenden findet ein Wechsel zu massigen, überwiegend dasycladaceen-führenden Wettersteindolomiten statt, in denen relik-tisch die Wettersteinkalke als Edukte erhalten geblieben sind. Morphologisch heben sich die Wettersteinkalke als Geländerippen oder Wandstufen ab. Als solcher aus dem Wettersteindolomit herausgewittert, zieht ein 10–20 m breiter und 400–500 m langer Rücken vom Schneibsteinhaus über das Torrener Joch bis in die Nähe der Klammspitze. Ein kleines Vorkommen läßt

sich westlich der Königsbach-Alm (Abb. 11) auskartieren. Wettersteindolomit tritt mit lokalen Unterbrechungen ab der Königsbach-Alm im W (Abb. 11) bis zum Ebenwald (Torren) im E (Beil. 4) auf.

Eine Besonderheit der Torrener-Joch-Zone stellen die erzführenden Wettersteindolomite des Königsberggrückens dar, die von ZANKL (1958) geologisch kartiert und erzmikroskopisch untersucht wurden. Die auftretende Blei-Zink-Vererzung (Bleiglanz, Zinkblende und Pyrit sowie als Nebenprodukt Silber im Bleiglanz und Galmei) sind primär an feine Dolomittlagen (ZANKL 1962) und sekundär an Klüfte und Störungen gebunden. Während das Süd-, West- und teilweise auch das Nordende des Vorkommens an die natürlichen Geländeausbisse der Königsbergmulde geknüpft sind, wird es im Osten von einer markanten, mit 130° über das Schneibsteinhaus zum Jenner streichenden Störung abgeschnitten. KELLERBAUER (1988) berichtet von zwei weiteren Vorkommen vererzten Wettersteindolomits (Zinkblende und Pyrit) in 700 m NN Höhe an der Jochstraße und in 970 m NN Höhe unterhalb der Alpwinkel-Alm.

Für die tektonische Interpretation ist ein kleiner Aufschluß interessant, der sich südlich der Scheffelspitze am Pfad vom Schneibsteinhaus in das Königstal (H.

1565 m NN) befindet, bei dem Dachsteinkalk und Wettersteindolomit miteinander verschuppt sind.

Die mittelbankige (10–15 cm) Ausbildung des Wettersteindolomits wird durch eine schmutzig graue Farbe, hohe Porosität und undeutliche Sedimentstrukturen charakterisiert (Tab. 16, Probe 1014). Sedimentstrukturen treten in Form sich innerhalb einer Bank z. T. mehrmals wiederholender grob-/feinklastischer Lagen auf. Bereichsweise ist er dunkelgrau bis grau, dm-bankig und besitzt feinlaminierte Mergeleinschaltungen (Tab. 16, Probe 929). Als Biogene lassen sich im angewitterten Zustand einzelne Echinodermenreste erkennen, die sich als relativ resistent gegen die Dolomitierung erweisen. Zum Hangenden geht er in den massigen Wettersteindolomit/kalk über. Beim Wettersteinkalk handelt es sich um einen grauen wechselnd dolomitischen Kalkstein, der ein überwiegend massiges Erscheinungsbild hat. Da er nicht immer Dasycladaceen führt, ist er, insbesondere bei tektonischer Überprägung, im Gelände leicht mit dem Dachsteinkalk der Torrener-Joch-Zone zu verwechseln. MOUSSAVI (1985) konnte im Wettersteinkalk zwei Mikrofaziestypen unterscheiden. Die Grapestonefazies (Taf. 6, Tab. 16, Probe 995, 1000) besitzt ein komponentengestütztes Gefüge mit Sparitmatrix und besteht überwiegend aus traubenartig verkitteten Komponenten und Peloiden. Weitere Komponenten

sind Algenlumps, Foraminiferen und Bioklasten, die randlich mikritisiert sind. Als zweiter Mikrofaziestyp tritt die Dasycladaceenfazies auf, die als Rud- oder sogar Bafflestone angesprochen werden kann (Tab. 16, Probe 86\*, 274\*). KRISTAN-TOLLMANN (1976) beschrieb aus dem Wettersteinkalk südwestlich des Stahlhauses die Foraminifere „*Trochammina*“ *persublima* n. sp.. Lithologisch ist der massige Wettersteindolomit ein hellgrauerweißer, zuckerkörniger, wechselnd poröser Dolomit, der infolge der Klüftung zu splittrigem, kleinstückigem Grus zerfällt. Mikrofazial treten die gleichen Gesteinstypen (Taf. 6, Tab. 16, Probe 699) wie beim Wettersteinkalk auf. Zusätzlich konnten Algenlaminiten (Tab. 16, Probe 699/1) gefunden werden.

Aus den mikrofazialen Verhältnissen läßt sich ein warmes, flach subtidales Ablagerungsmilieu mit geringer Wasserzirkulation ableiten. In tieferen Bereichen und Kanälen innerhalb der Lagune konnten Dasycladaceenrasen wachsen. Der Lebensraum von *Diplopora annulata* (SCHAFHÄUTL 1853) lag nach OTT (1967) in der rифernen mittleren Lagune. In Untiefen bildeten sich Grapestones, die in geschützteren Bereichen durch Algenmatten verkittet wurden. Große Areale des Wettersteindolomits sind durch die Diagenese völlig zu Dolosparit umkristalliert, so daß keine Aussagen mehr über deren Mikrofazies möglich sind.

Tab. 16: Mikrofaziesanalyse des Wettersteinkalks/-dolomits aus der Torrener-Joch-Zone. Die Lithoklasten der Probe 929/1 bestehen überwiegend aus Dolosparitkomponenten, weniger häufiger aus Pelspariten/-mikriten und einz. Klasten, die fragliche Sphinctozoenreste enthalten. Soweit nicht vermerkt, entsprechen die verwendeten Abkürzungen den Tab. 1–11. Die mit \* versehenen Probennummern entstammen dem Belegmaterial SCHANG (1983). Bei den unterstrichenen Proben handelt es sich um gebankten Wettersteindolomit. Komponenten: un = unbestimmbare Komponenten, Sh = Sphinctozoen, Bem: Biofilm = Komponenten sind durch Biofilm verkittet, br = brekziiert; Dosp = Dolosparit; Dp = *Diplopora annulata* (SCHAFHÄUTL 1853); gesch = geschichtet, Gl = *Glomospirella* sp., LF-A, LF-BII = laminare Fenstergefüge nach der Klassifikation von MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK (1969).

Mikrofaziesanalyse des Wettersteinkalks/-dolomits																							
Probe	Matrix	Verh Ma/Ko	Komp φ	Komponenten												Bem	Lös	Gefüge		MF-Typ		Ablagerungs- raum	
				un	biogene						abiogene							ma	kom	Dun	SMF- Typ		
					Bi	C	Da	F	G	Ka	Sh	Co	Gs	Li	Pe								
86*	?Mi	50-60 /40-50	5-10mm				++								sa		x	BS	7, 18	subtidal, Lagune			
271*	Mi	60/40	gS	x											sa		x	PS					
274*	Mi	50-60 /40-50	mS, Da: 5- 10 mm				++			-				(-)	Dp		x	BS	7, 18	subtidal, Lagune			
699	Mi	60/40	5mm		-		+		--						Do, Hä		x	RS	7, 18	subtidal, Lagune			
699/1o	Sp	40/60	gS-fG	o								++	+		LF-A		x	GS	17	sehr warmes flaches Wasser			
699/1u	Sp, Mi	50-70 /30-50	mS-fG	o				--				+	(+)	(++)	Geo, LF BII		x	PS- GS	17	mit ger. Zirkulation, Lagune			
739															Do								
740	Dosp														br, sa	Do, Hä							
929	Mi	40/60	m-gS	++											Dosp, sa	Do, Fis, Py, Qz, Se	x	PS					
929/1	Mi	30-70	fG (mS-gG)											++	dg, e, sa, sk,		x	PS	(24)	?Gezeitenkanal			
976	Mi	30-40/ 60-70	gS-fG											++	diabr, e, sa,		x	RS					
995	Sp	40/60	f-mS, gs'					-				++	+	Biofilm			x	GS	17	sehr warmes flaches Wasser			
1000	Mi, (Sp)	50/50	f-mS, Bl+ G<3 mm		--		o	-				o	++	+	Biofilm Gl		x	PS	17	sehr warmes flaches Wasser			
1014	Mi		o: fS	x											Bio, gesch		x	WS- PS					
	Sp, Mi		u: gS	x	x	x									sa		x	PS- GS					

Das Alter des Wettersteinkalks/-dolomits läßt sich auf Grund der Algenfunde [*Diplopora annulata* (SCHAFHÄUTL 1853), *Teutloporella peniculiformis* OTT 1963] von MOUSSAVI (1985) nach OTT (1972) auf oberstes Anis (Oberillyr)-Ladin (Langobard) einstufen. PLÖCHINGER (1955) berichtet ebenfalls von Funden mit *Diplopora annulata* (SCHAFHÄUTL 1853) aus dem Bereich der Jagdhütte. Die Dasycladaceen des Wettersteindolomit-Vorkommens westlich der Königsbach-Alm (Tab. 16, Probe 699) konnten auf Grund der diagenetischen Überprägung nicht näher bestimmt werden. Der Versuch, das Alter des Wettersteinkalks/-dolomits mit Conodonten zu datieren, blieb ohne Erfolg.

### 5.2.6 Die Raibler Schichten

Die Raibler Schichten unterbrechen kurzfristig die Karbonatplattformentwicklung durch terrigenen Sedimenteintrag. Innerhalb der Torrener-Joch-Zone treten nur einige kleine Vorkommen von Raibler Schichten auf. Es sind dies wenige Meter mächtige dunkelgraue-schwarze Tone und Mergel mit wechselndem Sandgehalt im Bereich des Torrener Joches westlich des Stahlhauses (ZANKL 1962, MOUSSAVI 1985) und matte dunkelgraue Mergel östlich des Pfaffenkars (Reingrabener Schiefer bei PLÖCHINGER 1955, MOUSSAVI 1985), die als 3–4 m mächtige Pakete dem Karnisch-norischen-Dolomit anliegen. Bei dem von LANGENSCHIEDT (1981) auskartierten Vorkommen von Raibler Schichten an der Gotzenstraße handelt es sich um Brekzien der Tauglbodenschichten, deren Matrix zu einem braunen Ton verwittert und radiolarienführende Fleckenmergel. Da die Vorkommen innerhalb der Torrener-Joch-Zone vorwiegend tektonisch überprägt sind und lithologisch bedingt schlechte Aufschlußbedingungen vorliegen, läßt sich über die fazielle Entwicklung aus dem liegenden Wettersteinkalk/-dolomit und in dem hangenden Karnisch-norischen-Dolomit keine Aussage treffen.

Nach MOUSSAVI (1985) besteht das Liegende der Raibler Schichten aus massigem Wettersteindolomit (Ladin) und das Hangende aus massigem Karnisch-norischem-Dolomit (Tisovec-Dolomit) in Riffazies (Karn). Das Alter der Raibler Schichten läßt sich somit aus den Lagerungsverhältnissen der umgebenden Gesteine ableiten und ist auf das Unterkarn beschränkt.

### 5.2.7 Der Karnisch-norische-Dolomit

#### 5.2.7.1 Einleitung

Im Hangenden der geringmächtigen siliziklastisch beeinflussten Raibler Schichten entwickelte sich im oberen Karn eine neue mächtige Karbonatplattform, deren Rand im Bereich des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll erhalten geblieben ist. Die starke tektonische Zerstückelung und die Dolomitierung verschleierten die sedimentären und stratigraphischen Zusammenhänge. Die Grundlagen der lithologischen Abfolge des Karnisch-norischen-Dolomits im Bereich der Torrener-Joch-Zone wurden von MOUSSAVI (1985) erarbeitet und werden hier faziell und stratigraphisch ergänzt und, wo nötig, korrigiert.

Der Karnisch-norische-Dolomit des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll läßt sich bei guten Aufschlußbedingungen stratigraphisch in einen karnischen und norischen Anteil untergliedern und jeweils lithologisch zweiteilen. Der karnische Anteil soll hier nach TOLLMANN (1976b) als Tisovec-Dolomit bezeichnet werden, der norische im Analogieschluß als Dachsteindolomit. Da aber mit dem Begriff Dachsteindolomit eine Reihe unterschiedlicher Gesteinsarten bezeichnet wurden und werden (vgl. Diskussion in TOLLMANN 1976b und Kap. 3.1.2), muß der Begriff neu definiert werden. Nach der Definition im hier verwendeten Sinne ist der Dachsteindolomit ein sekundär dolomitisierter Dachsteinkalk (entsprechend z. B. Wettersteinkalk/-dolomit), in seinen natürlichen Grenzen unabhängig vom Faziestyp und der tektonischen Stellung.

Dadurch ist der Begriff weiter als bei SCHLAGER (1967a) gefaßt, der Dachsteindolomit nur für dolomitisierte Dachsteinkalke verwendete. Weil der liegende Anteil des Dachsteinkalks, unabhängig von der Fazies dolomitisiert vorliegt, werden mit der neuen Definition die gegebenen Verhältnisse besser erfaßt. Da auf Grund der Dolomitisierung und engständigen Klüftung häufig alle Sediment- und Fossilspuren verschwunden sind, läßt sich in tektonisch stark zerstückelten Gebieten oder bei schlechten Aufschlußverhältnissen häufig keine eindeutige Zuordnung treffen, so daß dann der neutrale, ungegliederte Name Karnisch-norischer-Dolomit beibehalten wird.

Beispiele für die Anwendbarkeit der Neudefinition ergeben sich aus den nachfolgenden, von den genannten Autoren als Karnisch-norischer-Dolomit bzw. Oberkarnisch-norischer-Dolomit beschriebenen Gesteinen:

1. Tektonische Stellung: Kalkvoralpin: Dachsteindolomit des Watzmanns (VOLK 1981) Kalkhochalpin: Dachsteindolomit des Schwarzenbergs (LEUSCHNER 1990); Dachsteindolomit des Jenners.
2. Fazielle Ausbildung: Watzmann (VOLK 1981) und Schwarzenberg (LEUSCHNER 1990) = rifferner Rückriffbereich; Dachsteindolomit des Jenners = Vorriffazies.

Vom Liegenden zum Hangenden treten im Untersuchungsgebiet ein massiger Dolomit des zentralen Riffbereichs bis riffnahen Ablagerungsraumes, ein lagunärer dünnbankiger Dolomit, ein massiger Dolomit des riffnahen Vorriffbereichs und ein dickbankiger Dolomit, der den riffernen Vorriffbereich repräsentiert, auf. Störungsbedingt aufgeschlossen findet sich im abgeschnittenen Sattelnern der Göll-Antiklinale im Bereich Torren Ebenwald noch massiger Dolomit des riffnahen Rückriffbereichs. Das Alter der einzelnen Schichtglieder des Karnisch-norischen-Dolomits läßt sich mit dem Fund von *Poikiloporella duplikata* (PIA 1920) im massigen Anteil des Tisovec-Dolomits nach OTT (1974) auf Karn, mit *Gondolella*

*primitia* MOSHER 1970 im massigen Anteil und einem Großteil des bankigen Dachsteindolomits auf Lac 1 und mit *Gondolella triangularis* (BUDUROV 1972) im höchsten Teil des dickbankigen Dachsteindolomits auf Lac 2 ein-stufen. Daraus ergibt sich für den fossilfreien dünnbanki-gen Tisovec-Dolomit ein oberkarnisches Alter.

kleinstückig infolge der engständigen Klüftung, sind zuckerkörnig, oft sehr porös (gelöste Fossilreste) und weisen eine sandig rauhe Verwitterungsoberfläche auf. Lithologisch ähneln sie dem Wettersteindolomit, besit-zen aber häufig im Unterschied zu diesem herauswit-ternde Fossilreste. Dieser Gesteinstyp des Tisovec-Do-lomits<sup>35)</sup> wurde von MOUSSAVI (1985) im Gebiet des Torrener Jochs intensiv bearbeitet, daher fußt die nach-folgende Beschreibung im wesentlichen auf dessen Be-obachtungen.

## 5.2.7.2 Der Tisovec-Dolomit

### 5.2.7.2.1 Die massige Riff- bis riffnahe Rückriffazies

Über den Raibler Schichten folgen massige hellgrau-weiße, z. T. bräunlichgraue Dolomite. Sie zerbrechen

35) Begriffsprägung: TOLLMANN 1976b

**Tab. 17: Mikrofaziesanalyse des Karnisch-norischen-Dolomits. Die benutzten Abkürzungen entsprechen den vorherigen Tabellen. Bem.: bit = bituminös, br = brekziiert, Gl. = *Glomospira* sp., Ha = *Halorella* sp., Haju = *Halorella juvavica* BITTNER 1890, Mit sa = mikrosparitisch sammelkristallisiert, kl. Te = kleinere Tepee-Strukturen, lam LF-A = laminare Fenstergefüge Typ LF-A, Li Cr WS-PS = Lithoklasten bestehen aus Crinoiden Wacke- bis Packstones, po = porös, sa = sammelkristallisiert, sh = sekundäre Hohlräume, sk = schlecht klassiert, und la = undeutlich laminiert, verk. SL = verkittete Schlammlithoklasten, Litholog. Einstuf. = Lithologische Einstufung: geb. Dd = gebankter Dachsteindolomit, geb. Td = gebankter Tisovec-Dolomit, mass. Dd = massiger Dachsteindolomit, mass. Rü = massiger Rückriffbereich, mass. Td = massiger Tisovec-Dolomit**

Mikrofaziesanalyse der Karnisch-norischen Dolomite																											
Probe	Matrix	Verh Ma/Ko	Komp φ	Komponenten																Bem	Lös	Gef ma ko	Dun	Litholog. Einstuf.			
				biogene												abiogene											
				A	Bi	Br	Cr	D	F	Fi	G	K	Ks	pA	Sp	Ta	Tr	uB	AL						Bp	Co	Gs
638/79	Mi	40/60	fS-fG																		sa			x	PS	geb. Dd	
638/83	Mi	70-95/5-30	fS																			bio, sa, und la	Co, Fis, Se	x		MS, WS	geb. Dd
638/85	Mi	99/1	fS																			bit, Mit sa	Co, F, Fis, Goe, Qz	x		MS	geb. Dd
638/89	Mi	70-80/20-30	<2cm																			br, Ha, sa		x	x	PS, BaS	geb. Dd
638/99	Mi	50-100/0-50	mS-fG																					x	x	MS, WS, PS	geb. Dd
638/100	Mi	50/50	m-gS																			Cc, sa, sh			x	PS	geb. Dd
638/101	Mi, (Sp)	50-60/40-50	sgS, (fS)																						x	PS, GS	geb. Dd
638/102	Mi	50-60/40-50	mS-gG																			sa, sk			x	RS	geb. Dd
638/106	Mi	40/60	gS-fG																						x	RS	mass. Dd
638/107	Mi	100/0																				br, sa	Do, Fis, Qz, Tm	x		MS	mass. Dd
639	Mi	50-60/40-50	fG																			sa		x	x	FS, RS	mass. Dd
639/1	Mi/Sp	50/50	fG																			gk, kg, sa	Co, Se	x		RS	mass. Dd
653																							Do				geb. Td
887	Mi, (Mit)	40-50/50-60	gS-fG																			br, sa			x	RS	mass. Dd
888																							Do, Fis, Hä				geb. Td
909	Mi	100/0																				Mit sa	Do, Hä, Qz	x		MS	geb. Td
913	Mi	100/0																				Mit sa	Do, Hä, Qz	x		MS	geb. Td
917	Mi	100/0																				Mit sa	Do, Hä, Qz	x		MS	geb. Td
958	Mi, (Sp)	60/40	gS-mG																			do, e-kg, lg	Co, Do, Fis, Sel	x		RS, PS, GS	mass. Dd
959																							Do				mass. Td
977	Sp	50/50	mS, fg'																			g, po, sa			x	GS	mass. Rü
978	Sp	40/60	gS																						x	GS	mass. Rü
979	Mi		fG																			sa			x	RS	mass. Rü
979/1	Sp	50/50	gS, fg																			g, sa			x	RS	mass. Rü
980	Mi	90-100/0-10	fS																			lam LF-A, kl. Te, verk. SL		x		MS	mass. Rü, Loforit
994/2	Sp	40/60	fS, gs <sup>m</sup> , fg <sup>m</sup>																			g, Gl.			x	GS	mass. Rü
17*	Sp	70/30	gS-fG																			sa		x		WS	mass. Dd
18*	Mi	100/0																				Mit sa		x		MS	geb. Td
21*																						sa					mass. Dd
78*	Mi/Sp	40-50/50-60	mS-fG																					x		PS, GS	mass. Dd
108*	Sp	70/30	1-1,5cm																			Haju, sa		x	x	RS, BaS	geb. Dd
147*	Mi	30-40/60-70	fS-mG																			gs, Li Cr WS-PS, sa, sk,		x		RS	mass. Dd

Kalkschwämme (Inozoen und Sphinctozoen), Bryozoen, Tabulozoen, Algenkrusten, Korallenbruchstücke und Echinodermenbruchstücke finden sich häufig, Ostrakoden und Foraminiferen treten selten auf. Die biogenen Komponenten sind durch Algen zu Bound- bzw. Bindstones verkittet. Verzweigte Gerüstbildner fangen das feinkörnige Sediment (Bafflestone) ein. Die Matrix dieser Mikrofaziestypen ist mikritisch. Unter höher energetischen Ablagerungsbedingungen wurden Rudstones abgelagert, die z. T. Lithoklasten führen und sich neben Biogenen [*Poikiloporella duplicata* (PIA 1920), *Ladinella porata* OTT 1968] aus Peloiden und Aggregatkörnern zusammensetzen. Der Großteil der biogenen Komponenten besteht somit aus Schutt riffbildender Organismen, die aber z. T. auch in Lebensstellung vorzuliegen scheinen. Die mikro- und makroskopischen Beobachtungen weisen dem massigen Tisovec-Dolomit einen Ablagerungsraum im Riff- bis riffnahen Rückriffbereich zu.

Aufschlüsse dieses Gesteinstyps finden sich an der Gotzenstraße westlich der Königsbach-Alm (Abb. 11), im südöstlichen Jennergebiet, um das Stahlhaus und an den östlichen Abhängen der Pfaffenkegel. An den Pfaffenkegeln läßt sich deren Mächtigkeit auf max. 100 m abschätzen. Das karnische Alter dieses Faziestyps konnte LANGENSCHIEDT (1981) und MOUSSAVI (1985) durch den Fund von *Poikiloporella duplicata* (PIA 1920) nachweisen, die nach OTT (1974) im gesamten Karn vorkommt.

#### 5.2.7.2.2 Die dünnbankige Rückriffazies

Dünnbankige Karnisch-norische-Dolomite wurden bereits von ZANKL (1962) und SCHANG (1983) im Hangenden des massigen Dolomits erwähnt. Dazu ist anzumerken, daß ZANKL (1962), ausgehend von der Situation zwischen Stahlhaus und Pfaffenkegel, die beiden tieferen, hier dem Tisovec-Dolomit zuzurechnenden Anteile, und SCHANG (1983) ausgehend vom Jenner, die beiden norischen, dem Dachsteindolomit zuzurechnenden Anteile des Karnisch-norischen-Dolomits meinte.

Durch einen rel. abrupten Fazieswechsel entwickelte sich aus dem liegenden massigen, der dünnbankige Tisovec-Dolomit. Dabei handelt es sich um einen cm-, zum Hangenden dm-bankigen grauen bis dunkelgrauen bituminösen Dolomit, der z. T. leicht kieselig ist (Abb. 41). Er ist feingeschichtet, z. T. laminiert und weist insbesondere im unteren Teil Rutschungsgefüge auf. Seine Mächtigkeit beträgt max. 60 m. Das sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch völlig fossilere Gestein weist, auch im Lösungsrückstand, weder Conodonten noch andere stratigraphisch verwertbare Fossilien auf. Daher läßt sich das Alter lediglich wegen der Lagerungsverhältnisse auf oberstes Karn ableiten.

Gemäß Abb. 4 in BRANDNER (1984) soll nach MOUSSAVI (1985) der, an der Grenze Karn/Nor liegende, rel. Meeresspiegelanstieg für die Faziesänderung vom liegenden massigen zum hangenden dünnbankigen Tisovec-Dolomit verantwortlich sein. Auf Grund der hier er-



**Abb. 41:** Dünnbankiger Karnisch-norischer-Dolomit in Rückriffazies an den südwestlichen Pfaffenköpfen. Als Maßstab dient der ca. 30 cm lange Hammer.

arbeiteten stratigraphischen Abfolge des Karnisch-norischen-Dolomits sind die dünnbankigen Tisovec-Dolomite Ablagerungen des obersten Karns und damit älter als der erwähnte Meeresspiegelanstieg. Dieser geht vielmehr mit der Hangendgrenze und dem Übergang zum massigen Dachsteindolomit einher. Nach HAQ et al. (1988) fand im obersten Karn im Übergang zum Nor eine Regression statt, mit der die Ablagerung des dünnbankigen Tisovec-Dolomits verbunden sein könnte und zwar nicht wie nach MOUSSAVI (1985) als Beckenablagerung, sondern – daher auch fossilfrei – als eingeschränkte flachmarine lagunäre Bildung des Rückriffbereichs angesehen.

### 5.2.7.3 Der Dachsteindolomit

#### 5.2.7.3.1 Die massige proximale Vorriffazies

Während die Liegendgrenze vom massigen zum dünnbankigen Tisovec-Dolomit scharf ausgebildet ist, ist bei der Hangendgrenze ein Übergang vorhanden. Dieser vollzieht sich dergestalt, daß die Mächtigkeit der einzelnen Bänke sukzessive zunimmt, bis keine Bankung mehr erkennbar ist. Gleichzeitig nimmt der Bitumengehalt, einhergehend mit einem Farbwechsel von bräunlichgrau zu weißgrau-weiß, ab. Die Hangendgrenze des Dachsteindolomits in massiger Ausbildung zum Dachsteindolomit in bankiger Ausbildung läßt sich sehr schön am Fußweg von der Jenner Bergstation zur Aussichtsplattform beobachten und ist im Profil der Abb. 43 dargestellt. Sie wird zwischen Profilmeter 175–176 m gezogen (Bank 100) und zeichnet sich durch einen sehr dickbankigen-massigen Bereich aus und dem raschen Wechsel zu dm-m-bankigen Dolomiten.

Das biogene Komponentenspektrum umfaßt Echinodermen, Kalkschwämme, Tabulozoen, Korallen (*Astraeomorpha* sp.) und Brachiopoden. Viele Biogene sind randlich mikritisiert (Corticoide). Lokal treten massenhaft kleine Ammonoiten auf, deren Kammern als Hohlräume vorliegen (Taf. 6), und dem Gestein eine hohe Porosität verleihen. Weiterhin konnten Pelloide und Lithoklasten beobachtet werden. Das Alter konnte mit *Epigondolella primitia* MOSHER 1970 auf Lac 1 datiert werden.

Dieser Typus des Dachsteindolomits tritt insbesondere im östlichen Jennerbereich auf und bildet die Abhänge zur Mitterkaser-Alm und die Nordhänge der Pfaffenkegel zum Weidbach. Ausgehend von der Situation am Jenner, wo eine saiger bis steil nach E einfallende und dann überkippte Schichtenfolge vorliegt, treten die ersten dünnbankigen Tisovec-Dolomite ca. 500 m östlich der Bergstation auf. Ungestörte Verhältnisse vorausgesetzt, würde dies eine Mächtigkeit von ca. 400 m für den massigen Dachsteindolomit bedeuten. Eine entsprechende Abschätzung für die Pfaffenkegel ergibt eine Mächtigkeit von 300–400 m.

#### 5.2.7.3.2 Die gebankte distale Vorriffazies

Obwohl dieser Faziestyp aus tektonischen Gründen nicht

innerhalb der Torrener-Joch-Zone, sondern außerhalb am östlichen Jenner vorkommt, wird er wegen der sedimentären Zusammengehörigkeit zum Dachsteindolomit in diesem Kapitel behandelt. Der massige Dachsteindolomit weist in seinen hangenden Partien bereichsweise eine undeutliche Bankung auf und geht dann rel. schnell in einen m-bankigen hellgrauen Dolomit über (Abb. 43, Profilmeter 170–180 m). Im hangenden Bereich nimmt die Bankdicke ab, und es schalten sich bituminöse bräunlichgraue und olivgraue Bänke ein, die die reichste Conodontenfauna des gesamten Arbeitsgebietes lieferte (Tab. 22, Probe 638/83). Mikrofaziell (Tab. 17) deutet sich, verglichen mit dem massigen Dachsteindolomit, eine relative Vertiefung des Ablagerungsraumes durch die Conodonten, Radiolarien und den abnehmenden Anteil flachmariner Komponenten der Plattform an. Es könnte sich dabei aber auch um einen relativen Meeresspiegelabfall handeln, der die Karbonatproduktion auf der Plattform einschränkte oder zum Erliegen brachte, damit würden die Beckensedimente rel. angereichert, so daß mikrofaziell eine scheinbare Vertiefung vorliegt. Die massigen Partien im liegenden Dachsteindolomit und im hangenden Übergangsbereich repräsentieren Meeresspiegelhochstandsschüttungen im Sinne von DROXLER & SCHLAGER (1985) bzw. ein Progradieren der Plattform.

Der reine Dolomit endet bei Profilmeter 150,5 m. Es schließt sich ein ca. 30 m mächtiger Übergangsbereich zwischen Dachsteindolomit und Dachsteinkalk an, der durch einen wechselnd hohen Calcit-/Dolomitgehalt gekennzeichnet ist (Tab. 22, Abb. 43 Profilmeter 150,5–117,5 m). Dieser Übergangsbereich weist eine, verglichen mit dem liegenden Bereich, sehr große Bankmächtigkeit auf, die von unten 10 m auf oben 1–2 m abnimmt. Das Gestein setzt sich aus Riffschutt- und Rückriffdetritus zusammen. Auffallend sind fleischfarbene und ziegelrote Einlagerungen und Spaltenfüllungen, die als Hallstätter Kalk gedeutet wurden (ZANKL 1962). Sie sind für einige Profilschnitte bezeichnend, enthalten aber weder Makro- noch Mikrofossilien (Conodonten) und werden daher als Toneinschwemmungen von der Dachsteinkalk-Plattform gedeutet (Regressionsphasen = Supratidalzeiten auf der Plattform). Ähnliche mergeligitonige Ablagerungen finden sich auch innerhalb des Rückriff-, Riff- und Vorriffbereichs am Hohen Göll/Hohen Brett. Im hangenden Teil des Übergangsbereichs, der nicht mehr so stark durch Detritusschüttungen dominiert wird, finden sich Mudstonezwischenlagen.

Das Alter kann mit Hilfe der Conodonten auf Lac 1 für den liegenden Anteil bis Probe 638/85 und Lac 2 ab 638/83 angegeben werden. Bisher ist der Jenner das einzige Vorkommen dieses Gesteinstyps geblieben.

#### 5.2.7.3.3 Die massige riffnahe Rückriffazies

Störungsbedingt ist der östlichste Teil des Göllmassivs um ca. 1 km nach Süden verschoben. Dadurch kommt entlang der Störung Riffazies neben Rückriffazies zu liegen. Zusätzlich ist dieser Block angehoben, so daß unter dem Dachsteinkalk der Dachsteindolomit in mas-

siger riffnaher Rückrifffazies zutage tritt. Zur faziellen Einstufung des Dachsteindolomits dienen neben dem massigen Erscheinungsbild insbesondere Loferite (Tab. 17 Probe 980), Ooide (Tab. 17 Probe 978), Algenlumps und Bahamitpeloide (Tab. 17 Probe 977). Bezogen auf das Göllmassiv ist die massige riffnahe Rückrifffazies der älteste aufgeschlossene noch im ursprünglichen Verband befindliche Gesteinstyp. Für eine Datierung konnten keine verwendbaren Fossilien gefunden werden, daher wird dieser Dolomit im Rückschluß aus den Ergebnissen des Jenners und der Mächtigkeit undolomitisierter Dachsteinkalke in anderen Bereichen des Göllmassivs vermutlich ebenfalls in das Lac einzustufen sein.

#### 5.2.8 Dachsteinkalke innerhalb der Torrener-Joch-Zone

Entlang der Torrener-Joch-Zonen-Südrandstörung treten isolierte, überwiegend längliche störungsparallele Gesteinskörper auf, die in der geologischen Erforschungsgeschichte eine wechselvolle Deutung erfahren haben. Von W nach E sind die wichtigsten Vorkommen der Wasserpalfen, die Bärenwand, die Scheffelspitze, Klammspitze und Kratzerriedl. Lokal lassen sie sich auch entlang der Nordrandstörung im Bachbett des Königsbachgrabens verfolgen (E der Königsbach-Alm). Der Lage und Lithologie nach entsprechen diese Vorkommen Lokalitäten, wo das Tirolikum wieder unter dem Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll hervortritt.

Auf Grund der Untersuchungen von LANGENSCHIEDT (1981), SCHANG (1983), MOUSSAVI (1985), HAHN (1985) und KELLERBAUER (1988) konnten diese morphologisch als Wandstufen und Einzelberg (Bergspitzen) hervortretenden Gesteine als Dachsteinkalk erkannt werden (Tab. 14). Die tektonische und sekundäre diagenetische Überprägung des Primärgefüges ist die Ursache für die lang anhaltende Unsicherheit bezüglich der stratigraphischen Zuordnung. Lediglich in geschützten Partien blieben die primären Sedimentstrukturen erhalten, so daß eine eindeutige Zuordnung zur lagunären Dachsteinkalkfazies möglich ist.

Von W nach E treten innerhalb der Torrener-Joch-Zone nachfolgende Vorkommen auf:

- **Gotzenstraße / Kesselgraben / Wasserpalfen:** Diese Vorkommen wurden von LANGENSCHIEDT (1981) untersucht und eindeutig dem Dachsteinkalk zugeordnet, nachdem sie von früheren Bearbeitern als Dachsteinkalk (BÖSE 1898), Anisischer Massenkalk (ZANKL 1962, GANSS 1974) bzw. Hallstätter Kalk (LEBLING 1935, TICHY 1979) kartiert wurden. LANGENSCHIEDT (1981) konnte Loferite, Oolithische- und Pellet-Schlamm-Fazies nachweisen. Auffallend, verglichen mit dem Vorkommen Bärenwand, ist das massige Erscheinungsbild und die starke tektonische und diagenetische Überprägung des Dachsteinkalkgefüges. Am Wasserpalfen treten die vermutlich jüngsten Dachsteinkalke innerhalb der Torrener-Joch-Zone auf. In den hangenden Partien finden sich „Thecosmilien“-Bafflestones [*Retiophyllia clathrata*

(EMMRICH 1853) Form A ZANKL 1969], deren Korallite gelöst und mit rötlich-violetter Mikrit verfüllt wurden (Probe 1020), der auf eine unterjurassische Füllung hindeutet. Die Matrix zwischen den Koralliten besteht aus grauem Mikrit (Wackestone) mit Bivalven, Gastropoden, Echinodermen und Korallenbruchstücken. Lokal stehen entlang der Südgrenze des Wasserpalfens unterjurassische Rotkalkbrekzien mit eckigen, cm-großen Dachsteinkalkkomponenten an.

- **Königsbach:** Überwiegend massiger grauer bis hellgrauer dolomitischer Kalk, der z. T. völlig dolomitisiert ist und stark tektonisch überprägt wurde, so daß keine faziellen Aussagen möglich sind. Diese Vorkommen am Nordrand der Torrener-Joch-Zone wurden von SCHANG (1983) dem Dachsteinkalk zugerechnet; auf Grund der mir vorliegenden Dünnschliffe ist keine eindeutige Zuordnung möglich.

- **Bärenwand:** Frühere Bearbeiter ordneten das Gestein dem Dachsteinkalk (BÖSE 1898, LEBLING 1914), dem Anisischen Massenkalk (ZANKL 1962) bzw. Hallstätter Kalk (LEBLING 1935, TICHY 1979) zu. Der überwiegend gut gebankte graue Kalk mit vereinzelt roten tonigen Internsedimenten konnte von SCHANG (1983) eindeutig dem Dachsteinkalk zugeordnet werden. Loferite und die Schlammfazies kommen nach SCHANG (1983) häufig, Grapestone-, oolithische- und Pellet-Schlamm-Fazies seltener vor. Bemerkenswert sind Gastropoden-Floatstones. SCHANG (1983) konnte eine Zunahme der Dolomitierung in Richtung W beobachten (vgl. Wasserpalfen).

- **Scheffelspitze:** An der Scheffelspitze stehen graue, teils weiße oder rötliche überwiegend massige Kalke an, die HAHN (1985) der lagunären Dachsteinkalkfazies (Schlamm- und Grapestone-Fazies) zuordnen konnte. Zusätzlich wies MOUSSAVI (1985) am Südrand Loferite nach. Die früheren Zuordnungen entsprechen den vorher beschriebenen Vorkommen.

- **Österreichische Seite (Klammspitze, Kratzerriedl):** Auf österreichischer Seite konnte MOUSSAVI (1985) die drei nebeneinanderliegenden Teilstücke eines massigen Kalkes von 2,5 km Länge und ca. 100 m Mächtigkeit, die PLÖCHINGER (1955) als Anisischer Kalk auskartierte, als Dachsteinkalk nachweisen.

Die westlichste Scholle ist entgegen KELLERBAUER (1988) ebenfalls Dachsteinkalk und diskordant auf die gebankte Skythisch-anisische-Karbonatfolge aufgeschuppt. Der südliche Kontaktbereich zeichnet sich durch einen ca. 5 m breiten Übergang von den ungestörten, über gestörte Gesteine der Skythisch-anisischen-Karbonatfolge aus, auf die graugrüne Tone und eine Störungsbrekzie folgen. Darüber liegt auf der Südseite zerbrochener Dachsteinkalk. Die nördliche Überschiebungsfäche ist entlang des Dachsteinkalkzuges hervorragend aufgeschlossen und fällt mit

62° nach NNE ein. Eine ca. 50 cm dicke Störungsbrekzie mit Dolomitkomponenten in einer gelben mergeligen Matrix lagert dem Dachsteinkalk auf. Entsprechende gelbe, zu Ton verwitterte Störungsbrekzien finden sich auch am Fußweg über das Torrener Joch. Im Hangenden der Brekzie folgt der Übergangsbereich zwischen Skythisch-anisischer-Karbonatfolge und gebanktem Wettersteindolomit. Dieser Aufschluß wurde von ZANKL (1962) zur Datierung seiner Anisischen Massenkalk herangezogen, da er die oben skizzierten Verhältnisse als sedimentären Kontakt zwischen Anisischem Massenkalk (heute Dachsteinkalk) und gebanktem Ramsaudolomit interpretierte. Der Dachsteinkalk ist undeutlich gebankt und läßt sich nach MOUSSAVI (1985) der oolithischen- bzw. der Kalkalgen-Foraminiferen-Detritusfazies zuordnen.

Zwei Interpretationsmöglichkeiten kommen für die Herkunft des Dachsteinkalks innerhalb der Torrener-Joch-Zone in Betracht:

1. Der Dachsteinkalk ist wie die Torrener-Joch-Zone, Teil einer anderen oberjurassischen Gleitscholle, die in den Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll eingeschuppt wurde.
2. Der Dachsteinkalk ist im Zuge der jurassischen Blattverschiebung und der postoberjurassischen Tektonik abgeschertes Tirolikum, das heute mit den unter- bis mitteltriassischen Gesteinen verschuppt vorliegt.

Die sekundäre Überprägung des Primärgefüges wäre in beiden Fällen möglich. Die länglichen, eng entlang der Randstörungen verlaufenden Gesteinskörper, die zunehmende Dolomitisierung in Richtung W (Auslaufrichtung der Torrener-Joch-Zone) und die ausschließlich lagunäre Fazies der Dachsteinkalk-Schollen (vgl. Gleitschollen) sprechen für abgeschertes Tirolikum. Verglichen mit dem nördlich der Torrener-Joch-Zone vorkommenden Dachsteinkalk sind Loferrite im Dachsteinkalk der Torrener-Joch-Zone rel. häufig, dies spricht für älteren Dachsteinkalk. Davon ausgenommen wird der Wasserpalfen mit vermutlich rhätischem Dachsteinkalk und Rotkalkspalten.

#### 5.2.9 Zur Frage der Hallstätter Kalke in der Torrener-Joch-Zone

Da seit HAHN (1913b, c) eine Beziehung zwischen Torrener-Joch-Zone und dem Hallstätter Faziesbereich vermutet wurde, lag der Verdacht nahe, daß entsprechende Gesteine zu finden seien. Folglich wurde in der Literatur immer wieder Hallstätter Kalk aus der Torrener-Joch-Zone beschrieben (LEBLING 1935, LANGENSCHIEDT 1981). Nachdem LANGENSCHIEDT (1981), SCHANG (1983), HAHN (1985) und MOUSSAVI (1985) die von LEBLING (1935) als Hallstätter Kalk auskartierten Vorkommen eindeutig als Dachsteinkalk ausweisen konnten, blieb nur noch das von LANGENSCHIEDT (1981) mit Conodonten datierte Vorkommen übrig. Dabei handelt es sich um einen nicht durchgängig aufge-

schlossenen 40 m breiten und 150 m langen Zug von grauen Kalken innerhalb der westlichen Torrener-Joch-Zone (Gotzenstraße/Kesselgraben, Abb. 11). Das Alter konnte er mit dem Fund von *Epigondolella bidentata* MOSHER (1968) eingrenzen. Bei der Durchsicht des Belegmaterials (Probe 156) fand sich zusätzlich *Misikella posthernsteini* KOZUR & MOCK (1974), daraus ergibt sich nach MOSTLER et al. (1978), KRYSSTYN (1980, 1987) und BUDUROV & SUDAR (1990) als Alter Obersevat. Der Conodont Color Alteration Index dieser Probe konnte mit CAI=3 bestimmt werden. Er liegt damit erhöht gegenüber Conodontenfundorten am Rande der Torrener-Joch-Zone (Jenner, Hoher Göll). Dieses Vorkommen ist bisher der einzige Conodontenfundort innerhalb der Torrener-Joch-Zone geblieben. Auf Grund der eigenen Untersuchungen wird nun auch dieses Hallstätter-Kalk-Vorkommen in Frage gestellt.

Mikrofaziell handelt es sich bei den grauen Kalken um ein Beckensediment mit Echinodermenfragmenten, Filamenten, Foraminiferen und Ostrakoden. Die Lagerungsverhältnisse zwischen der Skythisch-anisischen-Karbonatfolge im Süden und Wettersteindolomit sowie Karnisch-norischem-Dolomit im Norden stellen sich gegenüber LANGENSCHIEDT (1981) verändert dar. Bei der Neuaufnahme (Abb. 11) stellte sich ferner heraus, daß die vermeintliche Hallstätter-Kalk-Scholle im Norden und Westen auf einer Brekzie der Tauglbodenschichten (Tab. 6, Probe 961e) liegt, in die mergelige Radiolarientonsteine (Fleckenmergel, Probe 961f) als Scholle eingelagert sind. Lithologisch sind diese Fleckenmergel denen des Göllmassivs (s. Kap. 5.3.3.2.2.6) und des Höllgrabens (Kap. 3.3.3.7) sehr ähnlich. Die Brekzienkomponenten bestehen ausschließlich aus Hallstätter Kalk, in deren Lösungsrückstand sich Conodonten der Art *Misikella posthernsteini* KOZUR & MOCK 1974 und *Gondolella cf. steinbergensis* MOSHER 1968 fanden (CAI = 3). In dem die Tauglbodenschichten überlagernden vermeintlichen Hallstätter Kalk Block (Probe 961c), der mikrofaziell mit den Brekzienkomponenten identisch ist, konnten keine Conodonten und sonstige für den Lösungsrückstand von Hallstätter Kalk typische Mikrofossilien (Echinodermensklerite) gefunden werden. Gleiches gilt für die Probe 997 vom östlichen Ende des Kalkes. Somit bestand die Möglichkeit, daß die Conodontenprobe von LANGENSCHIEDT (1981) aus der Brekzie und nicht aus dem überlagernden Kalk entnommen wurde. Bei der Durchsicht des Belegmaterials und der Geländeaufzeichnungen, die mir freundlicherweise von Herrn Dr. Langenscheidt zur Verfügung gestellt wurden, stellte sich heraus, daß die conodontenführende Probe nicht aus dem massigen Graukalk stammte, sondern aus dem nordwestlich anschließenden Bereich, der hier den Tauglbodenschichten zugerechnet wird. Damit kann auch für diese Probe Hallstätter Kalk ausgeschlossen werden. Der massige graue Kalk kann somit eindeutig als der Fleckenmergelerde zugehörig angesehen werden. Die liegenden Radiolarienmergel (Fleckenmergel) unterstreichen diese Zuordnung. Daher gibt es, die Brekzienkomponenten in den Tauglbodenschichten ausgenommen, keine Hallstätter Kalke in der

**Torrener-Joch-Zone.** Auf Grund des Alters und des CAI-Wertes ergibt sich ferner, daß die conodontenführenden Brekzienkomponenten ursprünglich nicht zum Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll gehörten.

#### 5.2.10 Manganschiefer und Fleckenmergel

Neben den im vorangegangenen Kapitel beschriebenen Fleckenmergelschollen in den Tauglbodenschichten treten entlang der Torrener-Joch-Zonen-Südrandstörung kleine, lokal engbegrenzte Vorkommen von Manganschiefer auf. Das schwarze, im frischen Zustand leicht metallisch blauschwarz glänzende Gestein wurde von KELLERBAUER (1988) am Nordfuß des Schneibsteins, gegenüber vom Lahnerstein, beschrieben. Da sich entsprechende Ablagerungen auch am Teufelsgemäuer finden (HAHN 1985), liegt die Vermutung nahe, daß es sich bei dem Vorkommen am Nordfuß des Schneibsteins um einen tektonischen Schürling des Tirolikums handelt. Gleiches ist für die Fleckenmergel zwischen Bleanwandwald und Fischbach anzunehmen, die von PLÖCHINGER (1955) und KELLERBAUER (1988) als Lesesteine beschrieben wurden. Allerdings weist PLÖCHINGER (1955) darauf hin, daß die auftretenden Gesteine lithologisch von denen des Hagengebirgsplateaus abweichen und vermutlich eine faziell andersartige Entwicklung durchgemacht hätten. Es wäre also auch eine Gleitschollennatur im Zusammenhang mit den Tauglbodenschichten denkbar.

### 5.3 Das Göllmassiv und der Jenner

#### 5.3.1 Einleitung

Nach ZANKL (1962) ist der Dachsteinkalk des Jenners „das Hangende der Gesteinsserie der Torrener-Joch-Zone“. Diese wichtige Tatsache gilt nur im primär sedimentologischen, nicht aber im tektonischen Sinn, da Jenner und Göllmassiv außerhalb der Torrener-Joch-Zone liegen. Sie läßt sich aber dadurch beweisen, daß das jüngste im Zusammenhang befindliche Schichtglied innerhalb der Torrener-Joch-Zone der massige Dachsteindolomit ist, der außerhalb der Torrener-Joch-Zone (im tektonischen Sinn) in den gebankten Dachsteindolomit und dieser in den Dachsteinkalk des Jenners übergeht. Somit bildeten sie ursprünglich eine Einheit, die sekundär tektonisch voneinander getrennt wurde. Weiterhin nach ZANKL (1962) „stellen die älteren Triasgesteine der Torrener-Joch-Zone nicht das unmittelbare Liegende der Göll-Brett-Masse, sondern des Jenners dar“. Auf Grund der hier erarbeiteten stratigraphischen Daten kann auch diese Feststellung eindeutig bewiesen werden, da der Dachsteinkalk des Jenners (Lac 2-Rhät) älter bis zeitgleich wie der Dachsteinkalk in Vorriffazies des Hohen Bretts (Sevat-Rhät) ist. Für die primäre Zusammengehörigkeit beider Schichtenfolgen ergibt sich aus Resten der distalen Vorriffazies am südlichen Hohen Brett, daß sich der Dachsteinkalk des Jenners ursprünglich unmittelbar südlich des Göllmassivs angeschlossen haben muß; einem Bereich, der dort tektonisch bedingt heute nicht mehr aufgeschlossen ist. Wie

bereits oben mehrfach angesprochen, bewirken N-S verlaufende Störungen Versätze in den Fazieszonen des Göllmassivs, so daß heute von E nach W ursprünglich weiter südlich gelegene Faziesbereiche aufgeschlossen sind. Diesem Trend läßt sich auch der Jenner eingliedern. Auf Grund der Zeitgleichheit kann der Jenner nicht das ursprünglich Liegende des Hohen Bretts sein. In jedem Fall stellt der Karnisch-norische-Dolomit das Bindeglied zwischen den älteren Gesteinen der Torrener-Joch-Zone und den Dachsteinkalken des Jenners und Göllmassivs dar.

#### 5.3.2 Die triassische Abfolge

##### 5.3.2.1 Einleitung

Die triassischen Gesteinseinheiten nehmen am Jenner und Göllmassiv den flächenmäßig größten Raum in Anspruch. Diese außerhalb der Torrener-Joch-Zone liegenden Anteile des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll umfassen das Nor und das Rhät. Der basale Anteil (Dachsteindolomit) wurde bereits im Kapitel 5.2.7 beschrieben. Die beiden Teilbereiche Jenner und Hoher Göll stehen in engem faziellen Zusammenhang und repräsentieren einen kleinen Abschnitt des nördlichen obertriassischen Plattformrandes der Tethys. Die überlieferten Sedimentgesteine geben einen Einblick in den Übergang Becken/Plattform und repräsentieren die Beckenfazies (Hallstätter Kalk, Zlambachschichten), Vorriff-, Riff- und lagunäre Fazies (Dachsteinkalk). Als Besonderheit tritt eine kurzfristige Beckenentwicklung (Kössener Schichten) innerhalb der lagunären Dachsteinkalkentwicklung auf.

Außer dem Dachsteinkalk besitzt eine Mächtigkeit von über 1200 m. Die biofazielle Untergliederung des Göllmassivs und die Fazieszonierung der obertriassischen Karbonatplattform wurde von ZANKL (1969, 1971) untersucht. Schwerpunkt der eigenen Untersuchungen war daher die zeitlich-fazielle Untergliederung.

##### 5.3.2.2 Spaltensysteme mit Hallstätter Kalken

Die bunten fossilreichen Spaltenfüllungen mit Hallstätter Kalk im Bereich der Südhänge des Hohen Bretts lieferten für die Stratigraphen des 19. Jahrhunderts wertvolle Hinweise bezüglich der Altersbeziehung zwischen Hallstätter Kalk und Dachsteinkalk. BITTNER (1884) konnte auf Grund der in den Spalten gefundenen Fossilien (Ammonoideen, Brachiopoden und Bivalven) Dachsteinkalk und Hallstätter Kalk parallelisieren. Weitere Faunen konnten BÖSE (1898) und ZANKL (1962, 1965, 1966, 1969) auffinden, die es erlaubten, das Gestein in das Nor einzustufen. Neben der Bedeutung für die zeitliche Einstufung des umgebenden Dachsteinkalks lieferten diese Spaltenfüllungen wichtige Hinweise für die Fazieszonierung am Plattformrand (ZANKL 1962, 1969, 1971), die paläogeographische Rekonstruktion und die tektonische Stellung des Göllmassivs. Außerdem legen die Spalten Zeugnis über die synsedimentäre Tektonik am obertriassischen Plattformrand ab, so daß manche widersprüchlich erscheinenden sedimentologischen

Beobachtungen im Dachsteinkalk erklärbar werden, können sie doch z. B. für die regionalgeologisch unterschiedlichen Sedimentationsverläufe verantwortlich sein. Das Auftreten von Hallstätter Kalk und Zlambachschichten im Riff läßt auf eine flach zum Becken hin abfallende Rifffront schließen. Neben den Vorkommen an den Südhängen des Hohen Bretts (Bereich der proximalen Vorriffazies) finden sich auch im zentralen Riffbereich Spaltenfüllungen mit Hallstätter Kalk (LEBLING 1935, TICHY 1979, OTHOLT 1987, Abb. 46).

Im Gegensatz zu den schichtparallel in den Dachsteinkalk eingeschalteten Zlambachschichten handelt es sich bei den Hallstätter Kalken um tektonische Spalten (ZANKL 1971), die wiederholt aufgerissen sind. Im Fall der Spalte am nordwestlichen Hohen Brett (Abb. 46) läßt sich dieses mehrphasige Aufreißen sogar bis in das obere Hettangium hinein datieren (s. Kap. 5.3.3.2.1). Bezeichnend dafür sind auch die unterschiedlichen Conodontenfaunen dieser Lokalität (Tab. 19, Probe 511/7 und 511/8).

Neben den überwiegend bunten Spaltenfüllungen mit Hallstätter Kalk treten graue brachiopoden- und ammonitenreiche Spaltenfüllungen auf, die zum Dachsteinkalk in proximaler Vorriffazies überleiten und vergleichbar zum Dachsteinkalk des Jenners sind.

### 5.3.2.3 Die Zlambachschichten

In den massigen Dachsteinkalk der proximalen Vorriffazies schalten sich, vermutlich ab dem höheren Sevat, zunehmend mergelige Zlambachschichten ein. Der transgressiven Tendenz des Rhäts folgend (vgl. BRAUN & ZANKL 1992a), überlagern sie schließlich den Vorriff- und Riffbereich am Hohen Brett (Abb. 45). Bei den Zlambachschichten des Hohen Bretts handelt es sich um ocker bis bräunlichgraue, dünn- bis mittelbankige, schwach mergelige Kalke mit mm-dicken herausgewitterten Mergelzwischenlagen. Gefügebestimmende Biogene der bioturbaten Sedimentgesteine sind Crinoiden und Bivalven. Je nach Sedimentationsbedingungen finden sich zusätzlich Foraminiferen, Ostrakoden, Riffdetritus sowie Bahamiteloide und Rindenkörner. Im Lösungsrückstand treten wenige Conodonten, Holothurien- und Echinidensklerite, aber häufig Fischreste und Selachier-Hautzähne auf. Um Beckensedimente im Riff ablagern zu können, bedurfte es einer flach zum Becken abfallenden Paläomorphologie des Riffandes. Dadurch läßt sich auch der in Profil 686 (Abb. 45) auftretende Wechsel zwischen Vorriff-, Riff- und Beckenfazies erklären.

Im allgemeinen sind die Zlambachschichten 20–50 cm mächtige Einschaltungen; das Profil 764 (Abb. 42) erschließt aber ein ca. 5 m mächtiges Paket am Wandfuß

Tab. 18: Mikrofaziesanalyse der Hallstätter Kalk-Spalten im Vorriff- und Riffbereich des Göllmassivs. Die Probe 511/8 entstammt dem Belegmaterial OTHOLT (1987). Sofern nicht erwähnt, entsprechen die verwendeten Abkürzungen den vorangegangenen Tabellen. Bem.: A angeb = Ammoniten angebohrt, Hc = *Halorella curvifrons* QUENSTEDT 1871, hd lam = hell/dunkel laminiert, Shp = Schirmporen.

Mikrofaziesanalyse der Hallstätter Kalke des Göllmassivs																				
Probe	Matrix	Verh Ma/Ko	Komp φ	Komponenten										Bem	Lös	Gefüge		Dun		
				biogene + (bioklastische)												abio			ma	ko
				A	Bi	Br	E	F	Fi	Ks	MB	O	Sp			Co	Pe			
511/7	Mi	80-95/ 5-20	fS, (mS)																	
511/8*																				
654	Mi																			
765	Mi	100/0, 60-80/ 20-40	f-mS, A = -5cm; Cr, O = -2mm																	
766/1																				
786	Mi	85-95/ 5-15	A, Bi, Br = -2cm; Cr, O = -2mm																	
787/0	70% Mi, 30% Sp	70/30	Br = -2cm; F, Fi, O = -1mm																	
791	Mi, Si	65/35	mS, Br = >3cm; O = <1mm																	
828	Mi	60-95/ 5-40	sfS, O = 0,3mm A = >3cm																	
893	Mi	80/20	fS, Br = -3cm																	

Tab. 19: Aufstellung der im Lösungsrückstand und im Dünnschliff bestimmten Fauna der Hallstätter Kalk-Spalten des Göllmassivs. Die Probe 511/8 entstammt dem Belegmaterial OTHOLT (1987). Bei dem in Probe 654 mit ° versehenen Conodont handelt es sich um eine juvenile *E. bidentata* MOSHER 1968 des Formtyps „*Parvigondolella andrusovi* KOZUR & MOCK 1972“. Die Anzahl der gefundenen Conodonten bezieht sich auf eine gelöste Gesteinsmenge von ca. 5 kg (gelöste Gesteinsmenge der Probe 511/8 ist unbekannt). Abkürzungen: A. = Alaun, Br = Brachiopoden, Ho = Holothurien, Mi = Mischprobe, R. = Rhät, S = Sevat.

Fauna der Hallstätter Kalke des Göllmassivs																						
511/7									1					x					x			S. 2 - R. 2
511/8*	2	4	5	8			1			6	1			4							x	A. 3 - S. 2
654	2	1°										1										A. 3 - R. 1 (Mi)
765								2	1				4				x	x	x			Rhät 1
787/0	1	1			1					8					x	x						A. 3 - S. 2
791						1																
828	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0						x		
893	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0								x
Probe	Conodonten												Foraminiferen				Ho	Br	Alter			
	<i>Chirodella gracilis</i> MOSTLER 1968 <i>Epigondolella bidentata</i> MOSHER 1968 <i>Epigondolella postera</i> KOZUR & MOSTLER 1971 <i>Epigondolella</i> sp. juv. <i>Gondolella steinbergensis</i> MOSHER 1968 <i>Gondolella</i> sp. <i>Grodella delicatula</i> MOSHER 1968 <i>Hindeodella andrusovi</i> KOZUR & MOSTLER 1972 <i>Misikella posthemsteini</i> KOZUR & MOCK 1974 <i>Neohindeodella triassica</i> (MÜLLER 1956) <i>Neohindeodella rhaetica</i> KOZUR & MOCK 1991 <i>Oncodella paucidentata</i> (MOSTLER 1967) <i>Prioniodina mülleri</i> (TATGE 1956) <i>Ammodiscus</i> sp. <i>Dentalina</i> cf. <i>subsiliqua</i> FRANKE 1936 <i>Eoguttulina telothalama</i> KRISTAN-TOLLMANN 1964 <i>Lenticulina</i> sp. <i>Ophthalmidium</i> sp. <i>Spirulina</i> sp. <i>Turrispirella</i> sp. <i>Trochamina</i> sp. <i>Priscopodatus</i> sp. <i>Theelia variabilis</i> ZANKL 1966 <i>Halorella curvifrons</i> QUENSTEDT 1871																					

des Hohen Bretts. Weitere Aufschlüsse finden sich am östlichen Brettriedel entlang des Weges zum Hohen Göll um den mit 2392 bezeichneten Punkt. Lediglich das Vorkommen im Gipfelbereich des Hohen Bretts (Profil 686 Abb. 45) wurde bisher von PLÖCHINGER (1955), TICHY (1979) und MOUSSAVI (1985) fälschlich als Kössener Schichten auskartiert. Die auftretenden Zlambachschichten sind zwar lithologisch den Kössener Schichten des Kehlsteins und nördlichen Hohen Gölls ähnlich, sie lassen sich aber von diesen durch

- die Lagerungsverhältnisse (Einschaltung in den Vorriffbereich),
- die Conodontenfauna [*Oncodella paucidentata* (MOSTLER 1967) konnte nach KRYSSTYN (1987) bisher nicht in den Kössener Schichten nachgewiesen werden] und
- den Bivalvenreichtum sowie die biohermale Korallenbildung (Lithodendronkalk) der Kössener Schichten eindeutig unterscheiden.

#### 5.3.2.4 Der Dachsteinkalk

Der norisch-rhätische Dachsteinkalk ist die weitverbreitetste Gesteinseinheit des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll. Auf Grund seiner großen Mäch-

tigkeit (über 1200 m) und den guten Aufschlußbedingungen (nahezu 100 %) läßt sich sowohl die horizontale als auch ein Teil der vertikalen Faziesdifferenzierung ausgezeichnet untersuchen. Zwei tektonisch getrennte Bereiche stehen dafür zur Verfügung, der Jenner und das Göllmassiv. Die Namensgebung der Dachsteinkalkfaziesbereiche erfolgt nach ZANKL (1969), wobei die Vorriffsedimente weiter untergliedert wurden. Bei der Bezeichnung proximale und distale Vorriffazies liegt die Betonung auf Vorriff.

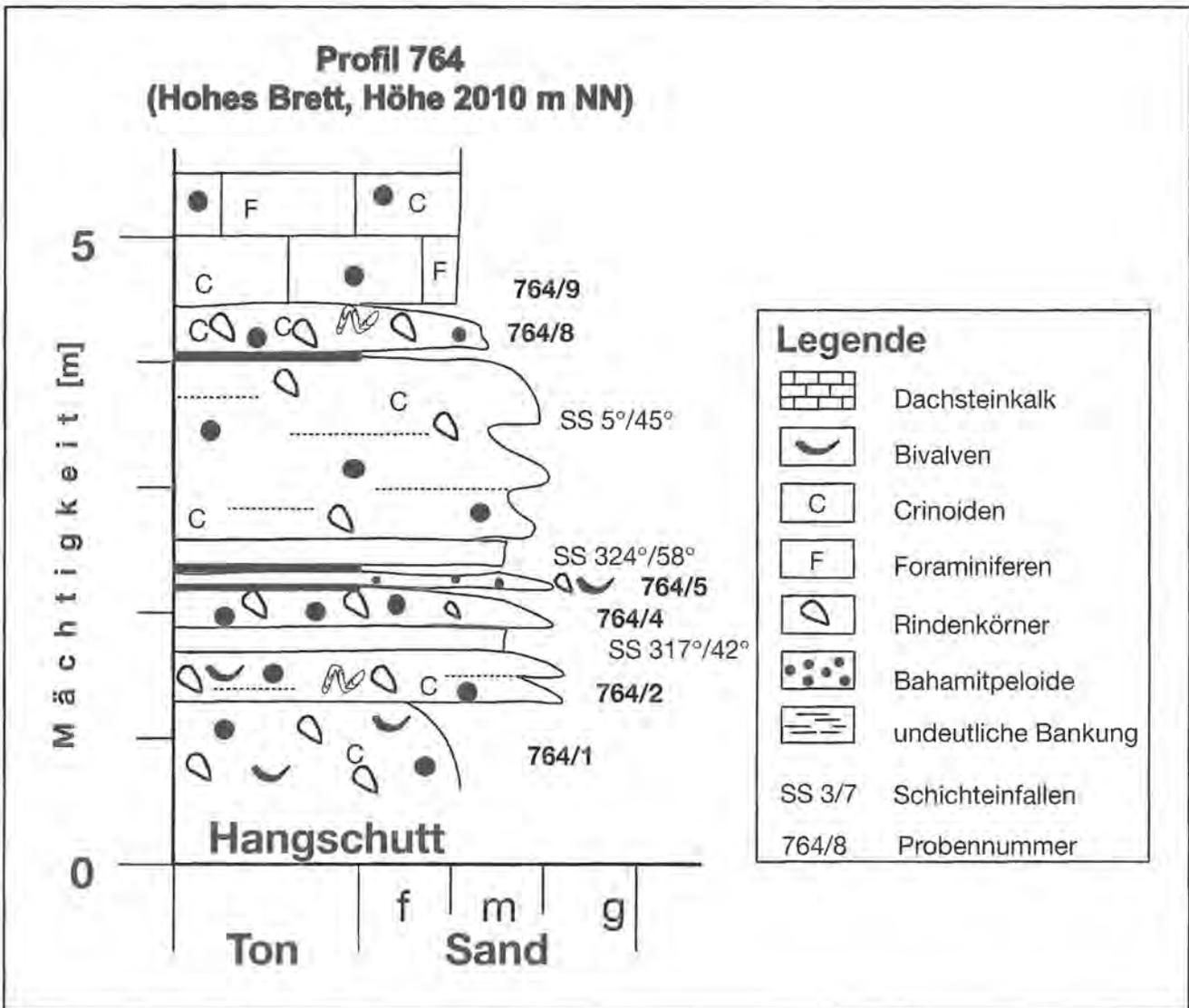
Der Jenner stellt nach den vorliegenden Untersuchungen ein Schollenmosaik dar, das sich aus Dachsteinkalk des Vorriff-, Riff- und Rückriffbereichs zusammensetzt. Dabei sind die gebankten Dachsteinkalke in distaler Vorriffazies von besonderer Bedeutung; sie werden im folgenden auch „Dachsteinkalk des Jenners“ genannt. Sie bilden nicht nur den verbreitetsten Dachsteinkalktyp am Jenner, sondern sind auch die ältesten datierten Dachsteinkalke des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll (Lac 2). Exemplarisch gut aufgeschlossen ist am Jenner der Übergang Dachsteindolomit (oberster Karnisch-norischer-Dolomit, Kap. 5.2.7.3) in den Dachsteinkalk. Ermöglicht wird dies durch die senkrecht zur Torrener-Joch-Zone streichende (N-S),

saigere bis leicht überkippte Lagerung, so daß die Schichtgrenze nicht wie am Göllmassiv, wo sie E-W verläuft und die Schichtung zur Torrener-Joch-Zone hin einfällt, tektonisch überprägt vorliegt.

Auf Grund der pilzförmigen tektonischen Struktur des Göllmassivs finden sich überwiegend Dachsteinkalke des Sevat. Ältere Anteile treten störungsbedingt an den Südabhängen des östlichen Göllmassivs (Ebenwald) auf, wo sie sich aus dem Dachsteindolomit entwickeln. Auch im Wilden Freithof finden sich ältere Dachsteinkalkanteile, da im Liegenden der Sevat/Rhät-Grenze noch ca. 800 m tieferer Dachsteinkalk aufgeschlossen ist. Rhätischer Dachsteinkalk (Oberhätalk) ist – bezogen auf den Rückriffbereich – im Hangenden der Kössener Schichten in einer Mächtigkeit von ca. 150 m am Rauchfang und reliktsch am Kehlstein bzw. Ecker First vorhanden. Die Cephalopodenkalke des Hettangiums im Bereich Endstal und Dürreckberg lassen vermuten, daß die hangenden (da überkippt) Dach-

steinkalke auch dem Rhät zuzuordnen sind. Im Vorriff- und Riffbereich in der Gipfelregion am Hohen Brett reichen die Dachsteinkalke ebenfalls bis ins Rhät.

Während die tektonische Ausbildung des Göllmassivs nachteilig hinsichtlich von Untersuchungen der Altersabfolge ist, bietet sie die Möglichkeit, die zeitlich relativ fixierte laterale Faziesverteilung studieren zu können. Ausgehend von den biofaziellen Studien ZANKLs (1969, 1971), der den Dachsteinkalk am Hohen Göll von S nach N dem Vorriffbereich, dem zentralen Riffbereich und dem Rückriffbereich der Dachsteinkalkplattform zordnete, war der Schwerpunkt der eigenen Untersuchungen eine zeitliche Untergliederung der verschiedenen Ablagerungsräume zu schaffen, mit deren Hilfe zeitlich-fazielle Änderungen erfaßt werden konnten. In N-S Richtung das Göllmassiv durchziehende Störungen bewirken, daß von E nach W sukzessive ehemals weiter im Süden gelegene Teile nebeneinander zuliegen kommen. Dadurch liegen die Faziesgrenzen an den Störungen ge-



**Abb. 42:** Ca. 5 m mächtige Einschaltung von bräunlichgrauen, schwach mergeligen Zlambachschichten in die Dachsteinkalke des Vorriffbereichs am Südabhang des Hohen Brett (Lage s. Abb. 45). Die mächtigere Bank im Liegenden von 764/8 scheint leicht synsedimentär verrutscht zu sein (vgl. das veränderte Einfällen). Im Aufschluß erscheint die Bankfolge diskontinuierlich, sie keilt nach ca. 30 m aus und verschwindet dann. Gefügebestimmend sind die leicht gradierten turbiditischen Schüttungen der gut sortierten flachmarinen Komponenten, insbesondere Cortoide und Bahamitpeloide.



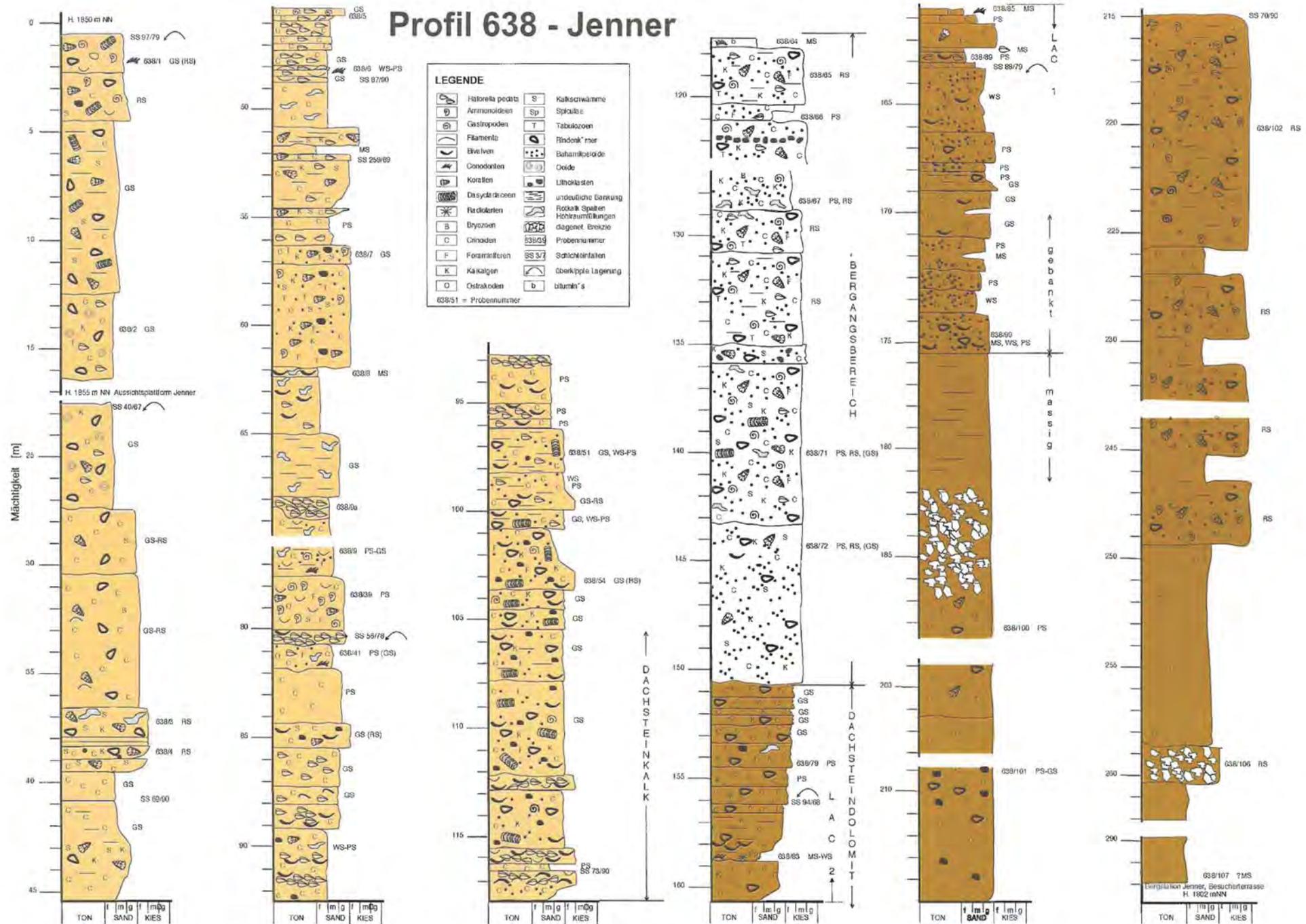
valven, Crinoiden, Foraminiferen und Ammoniten. Die umgelagerten Komponenten stammen vom Riff (Korallen, Schwämme, Kalkalgen) und von der Dachsteinkalkplattform (Foraminiferen, Cortoide, Bahamitpeloide, Ooide und Grapestones). Als Zwickelfüllungen finden sich bunte Mikrite, die z. T. Ablagerungen der Regressionsphasen repräsentieren können (in den Vorriffbereich eingeschwemmte Supratidalsedimente der Plattform, Tab. 22, Probe 638/8). Zusätzlich treten bituminöse Einschaltungen der Niedrigstandsphasen bzw. pelagischen Hintergrundsedimentation auf (Tab. 22, Probe 638/64). Genetisch lassen sich die Dachsteinkalke des Jenners als proximale Turbiditschüttungen einstufen, die zwar noch plattformnah, aber verglichen mit den Vorriffsedimenten des Hohen Bretts näher in Richtung Becken abgelagert wurden. Die von SCHANG (1983) als Hallstätter Kalk auskartierten Gesteine im Bereich der Vogelhütten-Alm werden hier auf Grund ihrer Lithologie und Mikrofazies ebenfalls zum Dachsteinkalktyp des Jenners hinzugerechnet. So weist bereits SCHANG (1983) auf die enge Beziehung zwischen Hallstätter- und

Dachsteinkalk des Jenners hin. Zum Hangenden deutet sich in den am West- und Nordwestfuß des Jenners auftretenden „Riffgesteinen“ (s. Kap. 5.3.2.4.2) eine Verflachung des Sedimentationsraumes an, wahrscheinlicher ist aber eine autochthone Biohermbildung im Vorriffbereich. Gebankte und massigere Riff- und Vorriffsedimente wechsellagern hier. Ähnliche Tendenzen finden sich auch in anderen obertriassischen Riffen und werden von HAQ et al. (1988) und HALLAM (1988) mit einer stärkeren Regression während des Oberrhätts in Zusammenhang gebracht.

Das Alter des im Profildbereich aufgeschlossenen Dachsteinkalks läßt sich mit den in Tab. 22 aufgelisteten Conodonten in das Lac 2 einstufen. Sedimentologisch und genetisch gehören der gebankte Dachsteindolomit, der Übergangsbereich und der Dachsteinkalk in distaler Vorriffazies zusammen und umfassen das höhere Lac 1 + 2 (Kap. 5.2.7.1). Bedingt durch die postsedimentäre diagenetische Überprägung liegen sie heute lithologisch verschiedenartig vor. Neben dieser, im Rahmen

Tab. 21: Mikrofaziesanalyse der Zlambachschichten im Vorriff- und Riffbereich des Göllmassivs. Sofern nicht erwähnt, entsprechen die verwendeten Abkürzungen den vorherigen Tabellen. Abkürzungen Bem.: Bi ink = Bivalven inkrustiert, Cr bo = Crinoiden angebohrt, lgw agw = lagenweise ausgewaschen.

Mikrofaziesanalyse der Zlambachschichten des Göllmassivs																										
Probe	Matrix	Verh Ma/Ko	Komp $\phi$	Komponenten														Bem	Lös	Gefüge		Dun				
				biogene + bioklastische											abiogene					ma	ko					
				Bi	Br	By	Cr	D	E	F	G	Ka	Ko	Ks	sB	O	Bp						Co	Gs	Li	Oo
570	80% Mi, 20% Sp	50-60/40-50	m-gS, (fS, fG)	++		+		--	-	--												Bi ink, bo, Cr, e, Shp			x	PS
571 o	Mi	60/40	m-gS	+	o	--	+		o	+	-				o	+	o					e, ink	Co, E, Fis,		x	PS
571 u	Mi	80/20	f-mS	+	o	--	+		o	+	-				o	++	o					e	Go, Ho, Op	x		WS
655/1	Mi, (Sp)	60-70/30-40	mS, (fS, gS)	+	-		+		-	o	--						o	+				e, kg	Co, Do, Fis, Go, E	(x)	x	PS, (WS)
655/2																							Co, Fis			
686/1	Mi	70-95/5-30	fS				o															bio	E, F, Go, Ho, O, Qz, Sel	x		MS, WS
686/2	Mi	50-80/20-50	o: f-mS, u: fS-fG				o			o												bio, grad	Do, E, Go, Hä, Ho	x	x	WS, PS
686/3	Mi	40-50/50-60	mS-fG	-			o			+					+	o	++					e, kg, ink			x	PS
686/4	Mi	60-65/35-40	fG, (m-gS)	-	--	--	o															ara sa, e, lg			x	PS
686/7	Mi	50-70/30-50	fG, f-mS	+	--		+			o	+	o	o	-								ara sa, bio, e, kg	Co, E, Ho, Op, Qz, Tm	(x)	x	PS, (WS)
686/13	Mi	50-70/30-50	f-mS, (gS)	o			+			o												ara sa, bio, e, geo, kg	Co, Fis, Hä, Sel, Tm	(x)	x	PS, (WS)
686/17	Mi																						Co, Do, Fis, Go, Hä, Sel, Tm			
764/1	70% Sp, 30% Mi	40/60	f-mS	+			o			-	-											g, kg		(x)	x	GS, (WS)
764/2	90% Mi, 10% Sp	40-50/50-60	m-gS	o			o			-												bio, kg		(x)	x	PS, (WS)
764/4	50% Mi, 50% Sp	40/60	f-mS				-															g, kg, lgw, agw	Cc, Do, Fis, Go, Hä, Qz, Sel		x	PS, GS
764/5	Mi	60/40, lgw 100/0	m-gS	o			-	-	--	--												e, kg, lg.		(x)	x	PS, (MS)
764/8	Mi, (Sp)	50-60/40-50, lgw 100/0	f-mS	-			o			--	--											bio, e, (g), kg		(x)	x	PS, (MS)
764/9	Sp, (Mi)	60/40	f-mS, Cr gS				+			o												e			x	GS



**Abb. 43:** Profil 638-Jenner, aufgenommen zwischen dem Westende der Besucherterrasse der Bergstation und der Aussichtsplattform am Jennergipfel. Das Profil umfaßt den oberen Teil des massigen Dachsteindolomits (Lac 1), den bankigen Dachsteindolomit (Lac 1-2) und Dachsteinkalk in distaler Vorriffazies (Lac 2).

Tab. 22: Zusammenstellung des Karbonatgehaltes, der gefundenen Fauna und Flora im Profil 638-Jenner (Abb. 43). Anhand des Karbonatgehaltes läßt sich der Wechsel zwischen Dachsteindolomit und Dachsteinkalk mit der dazwischen liegenden Übergangszone erkennen. Die Farbennennung erfolgte mit der „rock colour chart“ der Geological Society of America (1984). Verwendete Abkürzungen: B = Brachiopoden, Holoth. = Holothurien, Ech. = Echinoidea, H = Handstück, Mipr. = Mikroproblemata. Die Anzahl der in einer Probe gefundenen Conodonten bezieht sich auf eine gelöste Probenmenge von jeweils ca. 5 kg.

Probennummer	Karbonatgehalt (%)	Farbe	Lösungsrückstand	Biogene																																					
				Conodonten			Holoth.				Ech.	Foraminiferen			Dünnschliff		Korallen	Kalkalgen	Mipr.	B																					
638/1	86 12 2	mittel hellgrau NS	5 2												x	x	x	x								x	x	x													
638/2	100 0 0	braun grau SYR4/1																									x	x	x	x											
638/3	83 16 1	hell bis mittel hellgrau NT NS																																							
638/4	84 14 2	hell bis mittel hellgrau NT NS																																							
638/5	62 4 4	blau gelb braun TQVR6/2 TQVR6/2 hellbraun SYR6/2	15	3	3	1	5	x	x	x	x	x	x	x																											
638/7	83 16 1	bräunlich grau SYR4/1													x																							x			
638/8	74 18 8	moderat gelb braun TQVR5/4 grau orange TQVR7/4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			
638/9	74 25 1	mittel hellgrau NS moderat rd SYR4/6 dunkel gelb braun TQVR6/6																																					x	x	x
638/9a		hell braun grau SYR6/1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	x		
638/10	72 6 2	mittelgrau NS																																							
638/11	83 4 3	hellgrau NT dunkel gelb SYR4	1	2		2	1	1	2						x	x																								x	
638/12	84 4 3	hell olivgrau SY2/1																																							
638/13	60 4 3	braun grau SYR4/1 olivgrau SYR4/1																																							
638/14	24 72 4	olivschwarz SY2/1	1	5																																					
638/15	93 4 3	braun grau SYR4/1																																							
638/16	51 49 0	hell braun grau SYR6/1																																							
638/17	48 49 3	hell olivgrau SY6/1																																							
638/18	84 12 4	braun grau SYR4/1 hell braun grau SYR6/1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0																											
638/19	57 42 1	hell braun grau SYR6/1																																							
638/20	21 77 2	hell grau NT																																							
638/21	11 77 6	augen 53/4	4	-200			1	3	2						x	x																									
638/22	73 28 6	dunkel gelb braun TQVR4/2	3			1	1																																		
638/23	26 73 9	blau grau SYR4/1																																							
638/24	12 84 2	hell grau NT																																							
638/100	19 78 1	hell hell grau NS hellgrau NT																																							
638/101	14 84 3	hellgrau NT																																							
638/102	23 75 2	hell hell grau NT																																							
638/106	14 85 1	hell hell grau NS mittel hell grau NS																																							
638/107	32 68 4	hell grau NT	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0																											

der Profilaufnahme gefundenen Fauna, finden sich jüngere Gesteine dieses Dachsteinkalktyps um die Vogelhütten-Alm. Im Lösungsrückstand der Probe 895 (Tab. 23) konnten Conodonten (*Epigondolella bidentata* MOSHER 1968, *Gondolella* sp.) und Holothurien (*Priscopodatus* cf. *kozuri* MOSTLER 1970, *Præeuphronides* sp.) bestimmt werden, woraus sich als Alter Alaun 3/1 bis Sevat 2 (s. Abb. 44) ergibt. Die jüngste Fauna (U. Rhät-u. O. Rhät, s. Abb. 44) fand sich im westlichen Ausläufer des Jenners (Tab. 23, Probe 1017). In den steilstehenden m-bankigen Riffschuttkalken der Biohermfazies des Vorriffbereichs fand sich *Misikella posthernsteini* KOZUR & MOCK 1974 und *Misikella rhaetica* MOSTLER 1978. Neben der im Rahmen dieser Arbeit gefundenen Fauna, konnte SCHANG (1983) folgende stratigraphisch verwertbaren Makrofossilien nachweisen: *Halorella pedata* (BRONN 1832), *Halorella curvifrons* QUENSTEDT 1871, *Monotis salinaria* (BRONN 1830), *Halobia styriaca* (MOJŠISOVICS 1874), *Malayites paulckeii* (DIENER 1920). Die Fauna bestätigt die Conodontendatierung, da nach KRYSŤYN (1982) *Malayites paulckeii* (DIENER 1920) als Leitfossil für das Lac 2 gilt, und durch *Halobia styriaca* (MOJŠISOVICS 1874) nach ZAPFE (1973) Lac 1 vertreten ist. Somit sind die Dachsteinkalke des Jenners älter und zeitgleich wie die erhaltenen Dachsteinkalke in Vorriff- und Riffazies des Hohen Gölls.

Die Mächtigkeit des Dachsteinkalks des Jenners beträgt nach ZANKL (1962) 400–500 m und wäre somit geringmächtiger als die Normalprofile des Dachsteinkalks. Im Profil 638 (Abb. 43) sind ca. 120 m Dachsteinkalk des Lacs 2 dokumentiert. Westlich der Besucherplattform sind die Dachsteinkalke schlechter aufgeschlossen; dort schließt sich nochmals ca. 300 m Dachsteinkalk an. Die N-S verlaufende Störung westlich der Besucherplattform durchschneidet aber die Dachsteinkalkfolge. Auf Grund der saiger stehenden Schichtung verläuft diese Störung aber im Streichen der Schichtung, so daß ein ca. 400 m mächtiges Dachsteinkalkprofil aufgeschlossen ist, das bis in das Rhät hineinreicht.

#### 5.3.2.4.2 Die Vorriff-Biohermfazies am Jenner und Vogelstein

Abweichend von den bisher am Jenner und Hohen Göll beschriebenen Riff- und Vorriffsedimenten tritt entlang der W- und NW-Front des Jenners ein Dachsteinkalktyp auf, der Elemente des Riffs und Vorriffs in sich vereint. Dies veranlaßte SCHANG (1983), den Dachsteinkalk der Jennermasse in einen nördlich der Seilbahn gelegenen Teil des Jenners und den südlich gelegenen Teil des Jenners zu unterteilen, die faziell unterschiedlich ausgebildet sind. Die Dachsteinkalke im Gebiet Vogelhütten-Alm und Vogelstein (Kleiner Jenner) sind nach den vorliegenden Untersuchungen unterschiedlichen Schollen zuzurechnen, die verschiedenartige Faziesausbildung besitzen. Ungeachtet des mit dem Eingleiten in die Tauglbodenschichten verbundenen Zerfalls in kleinere Schollen, welcher die ursprünglichen Zusammenhänge verwischt, kann die oben angesprochene räumliche Trennung in einen östlichen und westlichen

Teil nicht mehr aufrecht erhalten werden. Wie bereits im vorangegangenen Kapitel angedeutet, finden sich dem nördlichen Teil entsprechende fazielle Verhältnisse auch in dessen südlichem Teil. An die Stelle einer räumlichen Trennung rückt nun eine zeitlich bedingte andersartige Faziesausbildung zwischen dem norischen und rhätischen Anteil des Jenners.

Die charakteristische Ausbildung des hier als Vorriff-Biohermfazies bezeichneten Gesteins wurde als „Dachsteinkalk des Kleinen Jenners“ von SCHANG (1983) herausgearbeitet. Seine Beobachtungen werden durch die eigenen Untersuchungen ergänzt, im folgenden dargestellt. Das Gestein besitzt eine mittelbankige bis massive Lithologie mit darin gehäuft auftretendem und überwiegend gut erhaltenem Riffdetritus und in situ erhaltenen Biohermen. Auffallend beim Vorkommen des Vogelsteins ist, daß es überwiegend aus in situ erhaltenen verzweigten Stockkorallen der Art *Retiophyllia clathrata* (EMMRICH 1853) zusammengesetzt ist, während in anderen Bereichen *Montlivaltia* sp. relativ häufig vorkommt. Die Korallen sind intensiv durch sessile Foraminiferen inkrustiert. Weiterhin unterscheiden sich die Vorkommen des Jenners von entsprechenden Gesteinen des Göllmassivs durch ihren relativen Reichtum an Sphinctozoen gegenüber Inozoen. Das Internsediment ist überwiegend komponentengestützt und besitzt wechselnd sparitische und mikritische Matrix. Auffallend sind lokal auftretende Hohlraumfüllungen aus rotem Mikrit, die sich in Biogenen und als Zwickelfüllung zwischen den Komponenten finden.

In Tab. 26 und Tab. 27 (mit \* gekennzeichnete Probe) ist die im Rahmen dieser Arbeit nachgewiesene Fauna/Flora und die Mikrofaziesanalyse der Biohermfazies s. str. aufgelistet. Die entsprechenden Proben des darin eingeschalteten Vorriffdetritus\* sind in Tab. 23 aufgeführt (unterstrichene Proben). SCHANG (1983) beschrieb aus den „Riffkalke des Vogelsteins“ nachfolgende Fauna und Flora<sup>37)</sup>:

Brachiopoden: *Gosaukammerella eomesozoica* (FLÜGEL 1972)

Bryozoen und Tabulozoen: *Paralioclema* sp., „*Tabulozoa*“ sp.

Foraminiferen: *Alpinophragmium perforatum* FLÜGEL 1967, *Nubecularia* sp., *Planinvoluta* sp.

Hydrozoen: *Spongiomorpha ramosa* FRECH 1890

Kalkalgen: *Bacinella ordinata* PANTIC 1972, „*Cayeuxia*“ sp., ? Codiaceen, „*Girvanella*“ sp., *Solenopora* sp., Spongiostromata-Krusten

Korallen: *Retiophyllia* sp.

37) Zuordnung und Gattungsnamen sind vom Autor in der revidierten Form aufgelistet worden.

Tab. 23: Mikrofaziesanalyse des Dachsteinkalks in distaler Vorriffazies am Jenner. Soweit nicht extra vermerkt, entsprechen die Abkürzungen den vorherigen Tabellen. Die Proben der eingeschalteten Vorriff-Biohermfazies sind unterstrichen, bioklastische + (biogene) Komponenten: SS = Spongostromatakusten, Ta = Tabulozoen, mB = Mikrobioklasten, uB = unbestimmbare Bioklasten; Bem: beg Do = beginnende Dolomitisierung, bit = bituminös, Het = *Heterastridium conglobatum* REUSS 1865, Horafü = Hohlraumfüllungen, inv grad = invers gradiert, Kom einger = Komponenten eingereigt, kr = krümmelige Mikritmatrix, Luma = Lumachelle, Sig = *Sigmoilina* sp.

Mikrofaziesanalyse des Dachsteinkalks in distaler Vorriffazies																				Bem	Lös	Gefüge ma	Dun ko			
Probe	Matrix	Verh Ma/Ko	Komp ψ	Komponenten																						
				bioklastische + (biogene)												ablogene										
A	Bl	Br	Cr	Da	F	Fi	Ga	Ka	Ko	Ks	O	Se	Ss	Ta	mB	uB	Bp	Co	Gs	Li	Oo	Pe				
615																							F, Fis, Ho, Op			
616																							F			
617																							Fis			
638/1	Sp (Mi)	50/50	f-mS (sfG-gG)	--	-	o	+	--	o	--	--	--						++	+	--			Geo, sk, sa, Li: Pelmikrit	Co	x GS, (RS)	
638/2	Sp (Mi)	30/70	mS (gS)	-	o	--	--	--	--	--	--	--						++	++	o	--		gk		x GS	
638/3	Mi	30-40/60-70	gS-gG							++	o					+							sa		x RS	
638/4	Mi	40/60	fS, gS-mG			+	-	o				+	-										+		x RS	
638/6	Mi	60-70/30-40	m-gS, Br<1cm	o	+	o	-	o							-	++							o	Co, E, F, Fis, Oz, Sp	x x	WS, PS
638/7	Sp	60/40	gS-fG, Br-5cm	+	-	+												++	o				o	Biogene angebohrt		x GS
638/8	Mi, Si	100/0																						Horafü	Goe, Qz	x MS
638/9	Mi>Sp	40/60	f-mS, Biog: fG	+	--	o	-	+	--			+						++					gk, Horafü: lam MS	Co, E, TM	k PS, GS	
638/9a	Mi	<10/>90	L: 0,5-1,0cm			++																	Luma	Do, Hä	x x	
638/38																							Horafü	TM		
638/39	Mi	40/60	mS, (fG) A: 0,5-1,0cm	++		-	--	+							o								- Geo		x PS	
638/41	Mi (Sp)	50-60/40-50	f-gS			+	o	--										++					Horafü: lam MS mit f-mS WS-PS	Co, Fis	x PS, (GS)	
638/51	Sp	40/60	m-gS			o	--	--	--	--	--	--				+	++	+							x GS	
	Mi	60-80/20-40	g-gS			++	o																		x x	WS, PS
638/54	Sp	50/50	gS-fG	-	--	o	o	-	--	--	--	--						o	++	o			sk		x	GS, (RS)
638/64	Mi	>90/<10	fS					+															bit, Do, lam	Co, Do, Qz	x MS	
638/65	Sp (Mi)	20-30/70-80	gS-mG	o	+	o	-	--	o	-	+							+	++					e, sk, ss,		x RS
638/66	Mi	60/40	mS-fG (fS)			o	+	--	--	--	--	--												bio, beg Do		x PS
638/67	Mi	40/60	gS-fG			-	o	--	--	--	--	--												kr, Kom einger, inv grad, beg Do		x PS, RS
638/71	Mi>Sp		gS-mG			+	--	--	o	++	--	--						+	o				beg Do	Do, Qz, Tm	x PS, RS, (GS)	
638/72	Mi (Sp)	40/60	gS-fG	x								x											x kr, Do		x PS, RS, (GS)	
895	Sp (Mi)	40/60	gS, m-gG, (mS)	o	--	+	-	o	o									++	++	++	o			g, inkrustiert	Co, Do, Hä, Ho, Op, Ped, Sel	x RS, GS
1017																								Co, Fis, Ho, Op, Qz		
65*	Mi (Si)	60-70/30-40	m-gS, Br-2cm			++						+			o										x x	WS, PS
68*	Mi (Si)	60-70/30-40	m-gS, Br: -5cm			++		--				+			o										x x	WS, PS
69*	Mi	60/40	mS					--										+							x	PS
71*	Mi	60/40	m-gS, A: -3cm	+				o	-	--	+						+	o							x x	PS, WS
135*	Mi (Sp)	40-50/50-60	gS-fG, Br-2cm	+	-	+	o	-	--	--	--							-	-						x	PS
140*	Mi	40-50/50-60	fS-mG			+	o	-	--	g	+													sa, sk		x PS
145*	Mi	40-50/50-60	f-mS, Br-5cm			++						++			o							+			x	PS
155*	Mi, Mis	20-30/70-80	f-gS, Br: -5cm			++		o				++												e		x PS
156*	Sp	40-50/50-60	gS-fG	-	o	-	+	--	o										++	o	-				x	GS, RS
161*	Mi	60/40	gS-fG			+											++							Do, sa		x PS
164*	Mi	70-80/20-30	fS			-	--	--	--	--	--						++								x	WS
	Mis	20-30/70-80	fS-mG			++																		e		x GS
168*	Sp	<10/>90	0,5-1cm			++																		Luma		x GS
169*	Mi (Sp)	40/60	f-mS, A: -5mm	+	+			o												o				Sig		x PS (GS)
170*	Sp, Mi	40/60	mS-fG	o	-	o	o	o				-							+	+	o			Het		x GS, PS, RS
185*	Sp, Mi	10-20/80-90	mS			++		--				o												Luma		x PS, GS
192*	Sp	40/60	m-gS, (fG)	+		-	o				o							+	++	+	-					x GS
258*	Mi (Sp)	30-40/60-70	f-gS, Br, Ks: -3cm			o	+	-	--	o								o	o					e		x PS (RS)

Mikroproblematika: *Microtubus communis* FLÜGEL 1964, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI 1922), *Tubiphytes obscurus* MASLOV 1956.

Sphinctozoen: *Uvanella norica* SENOWBARI-DARYAN 1990.

Im Kontrast dazu stehen die zwischengelagerten Schuttkalke mit Vorriffcharakter, die neben einer reichen Foraminiferenfauna nach SCHANG (1983) nachfolgende Faunenzusammensetzung aufweisen:

Bivalven: *Monotis (Entomonotis) richmondiana* ZITTEL 1820.

Brachiopoden: *Halorella amphitoma* (BRONN 1832), *Halorella pedata* BRONN 1832, *Halorella pedata var. inturgescens* BITTNER 1890, *Rhynchonellina juvavica* BITTNER 1890.

Kalkalgen: *Clypeina* sp., *Diplopora phanerospora* PIA 1920, *Diplopora tubispora* OTT 1967, *Griphoporella curvata* (GÜMBEL 1872), *Heteroporella* sp.

Durch *Alpinophragmium perforatum* FLÜGEL 1967 (Tab. 26, Proben 132\*, 179\*, 181\*) läßt sich ein rhätischer Anteil nachweisen (SALAJ, BORZA & SAMUEL 1983). Mit den aufgeführten Dasycladaceen (*Diplopora phanerospora* PIA 1920, *Diplopora tubispora* OTT 1967) ist nach OTT (1974) eher rhätisches als oberrömisches Alter gegeben. Höheres Untererhät bis unteres Obererhät ist mit *Misikella posthernsteini* KOZUR & MOCK 1974

und *Misikella rhaetica* MOSTLER 1978 am westlichen Jenner (Tab. 23, Probe 1017) belegt.

Nach STANTON & FLÜGEL (1987) läßt sich aus der Faunenzusammensetzung am Hohen Göll (abnehmende Häufigkeit der *Thecosmilia*-Biozönose und Zunahme der Schwamm- und *Solenopora*-Biozönose in Richtung Vorriff) ein flach beckenwärts einfallender Riffhang ableiten. Auf Grund der lithologischen und mikrofaziellen Gegebenheiten wird die Vorriff-Biohermfazies einem mäßig tiefem Vorriffbereich zugeordnet, in dem z. B. auf Grund geringfügiger rel. Meeresspiegelschwankungen die Möglichkeit bestand, unterschiedlich aufgebaute Bioherme (Fleckenriffe nach SCHANG 1983) zu bilden. Ähnliche Verhältnisse lassen sich auch aus Profil 686 (Abb. 54) ableiten.

### 5.3.2.4.3 Die proximale Vorriffazies

Entsprechend der Fazieszonierung von ZANKL (1969) läßt sich am Göllmassiv die proximale Vorriffazies als südlichster überlieferter Faziesbereich des Dachsteinkalks auskartieren. Dieser schließt sich nach Süden an den zentralen Riffbereich an und wird durch die Nordstörung der Torrener-Joch-Zone abgeschnitten. Die überlieferte Breite dieser Fazies läßt sich auf 400–500 m abschätzen. Die hier akkumulierten Sedimente setzen sich überwiegend aus grobem Riffschutt (Lithoklasten und Riffbioklasten) zusammen, der in einem dem Riff vorgelagerten Hang abgelagert wurde. Er enthält aber auch verschiedene Einschwemmungen von der Plattform und Sedimenteinschaltungen der vorgelagerten

Tab. 24: Mikrofaziesanalyse der Dachsteinkalke in proximaler Vorriffazies. Anmerkung zu Ka = Kalkalgen (überwiegend porostomate Algen und Solenoporaceen, untergeordnet Spongioromatakrusten). Sofern nicht erwähnt, entsprechen die verwendeten Abkürzungen den vorherigen Tabellen. Klammerausdrücke treten nur bereichsweise oder untergeordnet auf. Biogene + bioklastische Komponenten: By = Bryozoen, D = Dasycladaceen, E = Echinoideen, Hy = Hydrozoen, Ka = Kalkalgen, O = Ostrakoden, sB = unbestimmbare sparitische Bioklasten; abiogene: Al = Algenlumps, Oo = Ooide, Pe = Peloide; Bem.: ara sa = ursprünglich aragonitische Biogene sammelkristallisiert, BioMi = Biomikrit, BioSp = Biosparit, bo sa Riffbi = angebohrte sammelkristallisierte Riffbildner, fg Intsed = feingeschichtetes Internsediment, Ma dol = dolomitische Matrix, PelSp = Pelsparit, sek Zwfü = sekundäre Zwickelfüllung.

Mikrofaziesanalyse der Dachsteinkalke in proximaler Vorriffazies des Göllmassivs																												
Probe	Matrix	Verh Ma/Ko	Komp $\phi$	Komponenten																Bem	Lös	Gefüge ma ko	Dun					
				biogene + bioklastische												abiogene												
				A	Bi	Br	By	Cr	D	E	F	G	Hy	Ka	Ko	Ks	O	sB	Al					Bp	Co	Gs	Li	Oo
686/5	Sp	40-50/ 50-60	gS, (fG)	o			+			o	-				++	o			+	++	-	-			ara sa, g, kg		x	GS
686/10	Mi	30-40/ 60-70	mS-mG	+	-		+								o	-		++	+	-					e, kg, sk,		x	PS, RS
686/12	Sp, (Mi)	50-60/ 40-50	gS, (f-mG)			o	-	+		o					+	-		++	+	+	o				g, kg		x	GS, (PS)
686/16	Sp	40/60	mS					-	o	-	-	-					+	++	++	+			-		bio, g, gk		x	GS
686/18 o	Sp, (Mi)	40/60	sgS						o						++				+	+					g, gk		x	GS
	Sp, (Mi)	40/60	m-gS						o	-					o			+			++		+		bio, g		x	GS
686/18 u	80% Sp, 20% Mi	50/50	f-sgS	-			o	+		+	-		+						(+)	o			++		bio, g, kg		x	GS
787	Sp	40/60	m-gS	o			o				-				?	o			+	++	+				bo sa Riffbi, g	Cc, Co, Do, E, Fis, Hä, O, Qz, Tm	x	GS
889	Sp	60/40	m-gS	o	-		o			-	-	+							++				-		ara sa, Ma dol, g, kg	Cc, Co, Do, E, Fis, Hä, Ho, Qz	x	GS
924	Sp	50-60/ 40-50	gS-fG, (mS)	o			o			-	o	o	+	++	-	+							-	-	kg		x	GS, RS
936	80% Mi, 20% Sp	40-50/ 50-60	gS-sgG												o	o	o	o					++		e, kg, sek Zwfü		x	RS

Beckenbereiche (Hallstätter Kalk und Zlambachschichten), die Hinweise auf die wechselnden bathymetrischen Verhältnisse liefern. Weiterhin läßt sich daraus ein relativ flach in Richtung Becken abfallender Vorriffbereich folgern. Auf Grund der nach S einfallenden Schichtung sind überwiegend Sedimente des Sevat und Rhäts aufgeschlossen.

Die proximale Vorrifffazies tritt entlang der Südabhänge des Hohen Bretts auf. Entgegen ZANKL (1969) erstreckt sich dieser Faziestyp sowohl weiter nach Norden als auch weiter nach Osten, da störungsbedingt einzelne Blöcke entgegen der allgemeinen Tendenz versetzt wurden. Daher reichen die Dachsteinkalke in Vorriffazies bis zwischen Alpwinkel-Alm und Gamskar. Dort werden sie dann von einer Störung abgeschnitten.

Dieser Dachsteinkalktyp zeichnet sich durch ein massiges Erscheinungsbild aus, in dem bereichsweise bankige Partien auftreten. In tektonischen Spalten und Zwickeln zwischen Riffblöcken konnten in geschützter Lage neritische Faunen (glattschalige Ammonoideen, Orthoceraten, Brachiopoden) in mikritischer Matrix erhalten bleiben, die Hallstätter Fazies einfließen dokumentieren. Meeresspiegelhochstandsedimente sind in Form von Einschaltungen subtidaler Resedimente der Plattform (Bahamitpeloide, Cortoide, Dasycladaceen, Foraminiferen, Grapestones) erhalten. Demgegenüber sind von den Meeresspiegeltiefstandsphasen rote, beige und ockerfarbene terrigene Resedimente (Supratidalablagerungen auf der Plattform) überliefert (vgl. Kap. 5.3.2.4.1). Die Mächtigkeit der in diesem Bereich des hohen Bretts aufgeschlossenen Vorriffsedimente läßt

Stufe	Unterstufe	Ammonitenzone	Ammoniten-subzone	Reichweite
R H	2	<i>Choristoceras</i>	<i>Choristoceras marshi</i>	
		<i>marshi</i>	<i>Choristoceras ammonitifome</i>	
Ä T	1	<i>Vandaites</i>	<i>Vandaites stuerzenbaumi</i>	HLK
		<i>stuerzenbaumi</i>	" <i>Choristoceras</i> " <i>haueri</i>	
N V A T	2	<i>Sagenites</i>		
		<i>reticulatus</i>		
	1	<i>Sagenites quinquepunctatus</i>		
O A L A U N	3	<i>Halorites macer</i>		
	2	<i>Himavatites hogarti</i>		
	1	<i>Cyrtopleurites bicrenatus</i>		
R L A C	3	<i>Juvavites magnus</i>		
	2	<i>Malayites paulckeii</i>		
	1	<i>Guembelites jandianus</i>		
C o n o d o n t e n f a u n a				Misikella rhaetica Misikella posthernsteini Oncodella paucidentata Gondolella steinbergensis Epigondolella bidentata Epigondolella postera

Abb. 44: Stratigraphie des Nors und Rhäts nach KRYSSTYN (1987, 1990, 1991) und die Reichweite (nach KRYSSTYN 1980, 1987; GOLEBIEWSKI 1990), der im Riff und Vorriff gefundenen, stratigraphisch verwertbaren Conodonten. Bei *Misikella rhaetica* entspricht die durchgezogene Linie der Reichweite nach GOLEBIEWSKI 1990 und die gestrichelte Untergrenze der Reichweite nach KRYSSTYN 1987. HLK (grau hinterlegt) = Hauptlithodendronkalk. Die Faunen sind in Tab. 19, Tab. 20 und Tab. 25 aufgelistet.

sich zwischen Profil 765 (Wandfuß Hohes Brett) und Gipfel Hohes Brett (Abb. 45, 686/1) auf ca. 300 m abschätzen.

Das Alter der am Hohen Brett erhaltenen proximalen Vorriffazies läßt sich anhand der in Tab. 25 aufgelisteten Fauna auf Alaun 3-Rhät 1 datieren. Weitere Zeitmarker sind die mit den Dachsteinkalken wechsellagernden Zlambachschichten und die Hallstätter Kalke. Das Gestein ist somit gleich alt und jünger als die jüngsten Dachsteinkalke in distaler Vorriffazies des Jenners.

Das Profil 686 erschließt den Wechsel von Dachsteinkalk in proximaler Vorriffazies über ein regressives Riffstadium zu transgressiven Zlambachschichten um die Wende Sevat/Rhät bis ins untere Rhät. Dies sind die jüngsten erhaltenen Dachsteinkalke, zumindest im Bereich der Riff- und Vorriffazies, die bisher am Göllmassiv gefunden bzw. datiert wurden. Der untere Abschnitt des Profils bis Profilmeter 50 besteht aus umgelagerten Plattformen, in denen sich linsenförmige Einlagerungen von Zlambachschichten finden (Probe 686/18). Den Charakter umgelagerter Plattformsedimente erhalten diese Schichten durch häufig vorkommende Dasycladaceen, die im restlichen Profil selten sind. Dieser Profilabschnitt wird als Meeresspiegelhochstandsabla-

gerung interpretiert. Während dieser Phase speisten von der Plattform ausgehende Kanäle den Vorriffbereich mit Sanden (vgl. JAMES 1983). Die oberste Bank (Profilmeter 50) weist fragliche Paläokarsterscheinungen auf. Dabei handelt es sich um Spalten und Senken, die mit ocker und rötlichen Mergeln sowie Dachsteinkalkbrekzien gefüllt sind.

Mit deutlichem Sedimentationswechsel setzt darüber eine Riffentwicklung ein, die bis Profilmeter 75 anhält. Ob es sich hierbei um eine Fleckenriffentwicklung im oberen Vorriffbereich (vgl. SATTERLEY 1994) oder um eine Bildung des zentralen Riffbereichs handelt, läßt sich nicht eindeutig entscheiden. Auf entsprechende Unsicherheiten der Zuordnung im Übergang vom zentralen Riff zum Vorriff weist bereits LONGMAN (1981) hin. Das überwiegend aus grobem Riffschutt bestehende Sediment setzt sich aus Inozoen, Hydrozoen, porostomaten Algen und Solenoporaceen zusammen; untergeordnet kommen im obersten Teil dieses Profilabschnittes Korallenstöcke vor. Bei Profilmeter 70 tritt ein ockerfarbener Aufarbeitungshorizont aus lithifiziertem Riffschutt (Intraklasten = Pelmikrit, -sparit, Biomikrit, -sparit und Riffgerüst) auf. Ein transgressiver Vorstoß der Zlambachschichten beendet die Riffentwicklung bei Profilmeter 75. Danach setzt die Riffentwicklung erneut

Tab. 25: Aufstellung der im Lösungsrückstand und im Dünnschliff bestimmten Fauna des Dachsteinkalks in proximaler Vorriffazies. Das Alter der conodontenführenden Proben läßt sich anhand der Abb. 44 bestimmen. Abkürzungen: E = Echinoideen, Ho = Holothurien, Hy = Hydrozoen, Ka = Kalkalgen, Mp = Mikroproblematika.

Fauna der Dachsteinkalke in proximaler Vorriffazies																
686/5						x		x						x		
686/10						x								x		x
686/12									x					x	x	x
686/16								x						x		
686/18 o								x	x							x
686/18 u								x	x					x		
787	1	2		x										x		
889		1	1		x				x					x		
924						x			x					x		x
	<i>Epigondolella bidentata</i> MOSHER 1968 <i>Gondolella steinbergensis</i> MOSHER 1968 <i>Neohindeodella</i> sp. <i>Iridentate Pedicellarien</i> <i>Theelia variabilis</i> ZANKL 1966 <i>Alpinophragmium perforatum</i> FLÜGEL 1967 <i>Ammodiscus parapsiscus</i> HO 1959 <i>Aulotortus sinuosus</i> WEYNSCHENK 1956 <i>Diplotremina</i> sp. <i>Froncularia xiphoidea</i> KRISTAN-TOLLMANN 1964 <i>Lenticulina</i> sp. <i>Nubecularia</i> sp. <i>Ophthalmidium</i> sp. <i>Perrhodiscus</i> sp. <i>Planivoluta carnata</i> LEISCHNER 1961 <i>Planivoluta irregularis</i> SALAJ, BORZA & SAMUEL 1983 <i>Pseudonodosaria</i> sp. <i>Reophax</i> sp. <i>Sigmolima bystrickyi</i> SALAJ, BORZA & SAMUEL 1983 <i>Sigmolima</i> sp. <i>Tetrataxis</i> sp. <i>Tolypammina gregaria</i> WENDT 1969 <i>Triasina hantkeni</i> MAJZON 1954 <i>Trocholima</i> sp. <i>Thaumatoporella parvoesculifera</i> (RAINERI) 1922															
Probe	Lösungsrückstand				Dünnschliff											MP

ein und hält bis Profilmeter 106 an. Auffallend an diesem Profilschnitt sind die zwar umgekippten, aber häufig nicht weiter aufgearbeiteten Riffbildner (Inozoen und ästige Stockkorallen). Damit endet die jüngste datierte bzw. überlieferte Riffentwicklung am Hohen Brett, und es wurden, in einer erneuten transgressiven Phase, Dachsteinkalke in proximaler Vorriffazies und Zlambachschichten sedimentiert.

Der letzte Profilschnitt (bis Profilmeter 131) wird durch Sedimente geprägt, die reich an Crinoiden und Bivalven sind. In der, verglichen mit den anderen Proben, relativ conodontenreichen Probe 686/7 fehlt *Oncodella paucidentata* (MOSTLER 1967), die in den unterliegenden Schichten vorhanden ist. Dies könnte beim Auftreten von *Misikella rhaetica* MOSTLER 1978 bedeuten, daß das Alter dieser Probe unteres Rhät 2 sein könnte (s. Abb. 44). Daraus ergibt sich die Grenze Rhät 1 und Rhät 2 zwischen den Proben 686/13 und 686/7.

#### 5.3.2.4.4 Der zentrale Riffbereich

Zur Abgrenzung der Dachsteinkalke dieses Faziestyps ist es notwendig, eine Riffdefinition aufzustellen, um riffbeeinflusste Kalke von Riffgesteinen des Plattformrandes und lagunären Fleckenriffen zu unterscheiden. Nach LONGMAN (1981) ist ein Riff jede biologisch beeinflusste Struktur aus karbonatischem Sediment, die die Sedimentation des umliegenden Gebietes beeinflusst und während ihrer Entstehung eine topographische Erhöhung relativ zum umgebenden Sediment darstellt. Einer solchen Riffdefinition, die stark an die Beobachtungen im rezenten Riff angeknüpft ist, stößt im Fossilen an ihre Grenzen, wenn man bedenkt, daß einerseits nur ein geringer Teil des Riffgerüsts in situ erhalten blieb, und andererseits der zentrale Riffbereich, wie am Hohen Göll und in vielen anderen fossilen Riffen, zu einem hohen Prozentsatz aus Riffschutt zusammengesetzt ist. Ein weiterer Nachteil dieser Definition besteht darin, daß die Plattformrandriffe (zentraler Riffbereich) nicht gegenüber Tiefwasserriffen und lagunären Fleckenriffen abgrenzbar sind. Daher muß die Definition dergestalt ergänzt werden, daß der zentrale Riffbereich im vorliegenden Fall eine Struktur darstellt, die parallel zu ihrem Streichen von Vorriff- und Rückriffsedimenten eingeraht wird. Der Begriff zentraler Riffbereich wird hier weiterverwendet, da er von ZANKL (1969) bereits so gewählt wurde, damit er nicht wie der Terminus Riffkern mißverstanden werden kann, unter dem ein durchgehend massives, in situ erhaltenes Riffgerüst verstanden werden könnte. Als zentraler Riffbereich wird eine kartiertechnisch erfaßbare lithologische Einheit verstanden, die 1. obige Definitionen erfüllt und sich 2. gegenüber der proximalen Vorriff- und riffnahen Rückriffazies durch in situ vorhandene Riffbildner auszeichnet. Darin unterscheidet sich dieser weiter gefaßte Faziesbegriff von vergleichbaren Termini wie „reef-crest“ und „reef-flat“. Diese sind sehr eng an die Verhältnisse rezenter Riffe angelehnt und lassen sich auf Grund Fazielcher Besonderheiten, eingeschränkter Beobachtungsmöglichkeiten und tektonischer Bedingungen in fossilen Riffen häufig nicht eindeutig nachvollziehen.

Die bio-, mikrofaziale, sedimentologische und lithologische Ausbildung des maximal 1 km breiten zentralen Riffbereiches am Göllmassiv wurde von ZANKL (1969) untersucht, daher sollen hier dessen Ergebnisse zusammengefaßt und durch eigene Beobachtungen (Tab. 26, Tab. 27) ergänzt werden. Die Faziesverteilung stellt sich auf Grund der weiträumigeren Verbreitung von Vorriffsedimenten gegenüber ZANKL (1969) geringfügig verändert dar. Die Erstreckung des ungefähr E-W verlaufenden zentralen Riffbereiches reicht von den Westhängen des Hohen Bretts bis zum Gruberhorn, wo er störungsbedingt endet. Durch den dextralen Drehsinn wird der östlich der Störung gelegene Teil um ca. 800 m nach Süden versetzt.

Der zentrale Riffbereich setzt sich aus autochthonem Riffgerüst und Schutt in einem Verhältnis < 1:9 zusammen. Am Riffaufbau sind zu ungefähr gleichen Teilen (zusammen 75 %) Schwämme (überwiegend Inozoa) und Korallen beteiligt, gefolgt von Kalkalgen (12 %). Den Rest bilden zu etwa gleichen Anteilen Hydrozoen, Bryozoen, Mikroproblematika und Foraminiferen. Die von diesen Organismen gebildeten Wuchsformen lassen sich zu 49 % als niedrigwüchsig, zu 44 % als hochwüchsig und zu 7 % als inkrustierend bezeichnen. Die nachfolgende Faunenliste aus ZANKL (1969) umfaßt, bis auf die revidierten Sphinctozoen, nur die wichtigsten (häufig – sehr häufig) Organismen des Riffs. Als Riffbildner treten auf:

Schwämme:

Inozoa: *Peronidella communis* FLÜGEL 1962; *Peronidella fischeri* FLÜGEL 1962; *Peronidella* sp.; *Molengraafia (?) seilacheri* FLÜGEL 1962

Sphinctozoa, ein Teil der nachfolgenden Gattungen und Arten wurden durch SENOWBARI-DARYAN (1990) revidiert, die Zuordnungen von ZANKL (1969) sind als Fußnoten aufgeführt: *Discosiphonella* sp.<sup>38)</sup>, *Cheilosporites tirolensis* WÄHNER 1903<sup>39)</sup>, *Nevadathalamia ramosa* SENOWBARI-DARYAN & REID (1987)<sup>40)</sup>, *Nevadathalamia alpina* SENOWBARI-DARYAN (1990)<sup>41)</sup>, *Nevadathalamia* cf. *cylindrica* (SEILACHER 1961)<sup>42)</sup>, *Cinnabaria ? adnetensis* SENOWBARI-DARYAN (1990)<sup>43)</sup>, *Seranella* sp.<sup>44)</sup>. Die folgenden Schwämme wurden von SENOWBARI-DARYAN (1990) erstmals vom Hohen Göll beschrieben: *Zanklithalamia multisiphonata* SENOWBARI-DARYAN (1990), *Zanklithalamia alpina* SENOWBARI-DARYAN (1990), *Zanklithalamia gigantea* SENOWBARI-DARYAN (1990)

38) *Cystauletes* sp. 1

39) Dieser Schwamm wurde von ZANKL (1969) in Anlehnung an FISCHER (1962) zu den Foraminiferen gestellt.

40) ? *Polytholosa* sp. 1

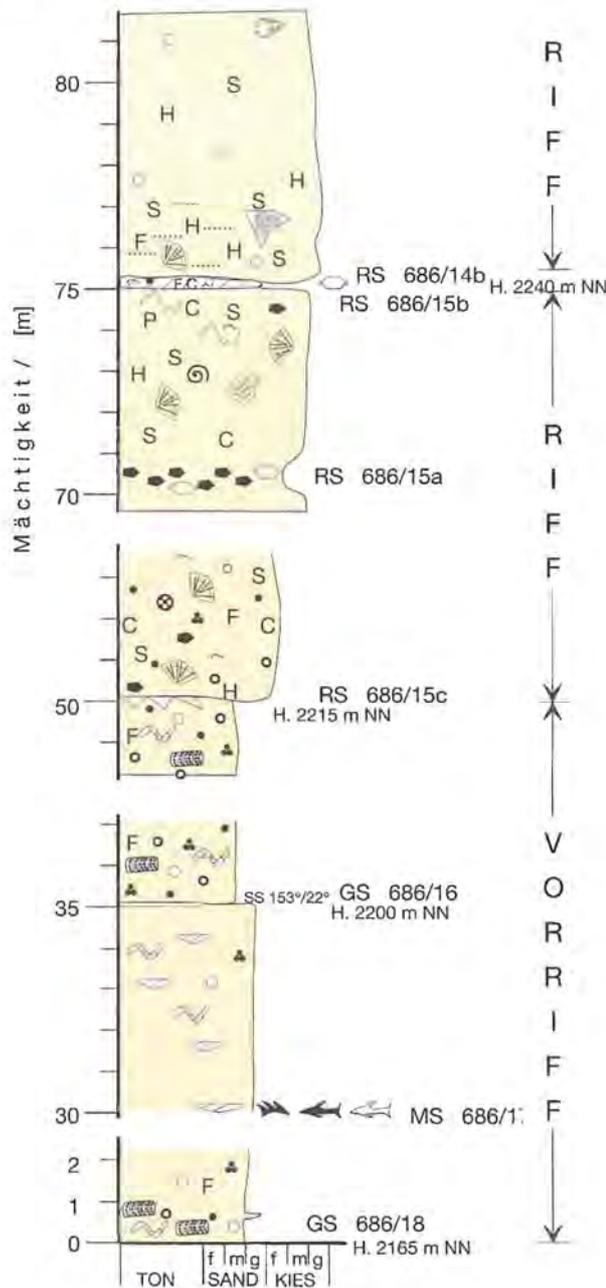
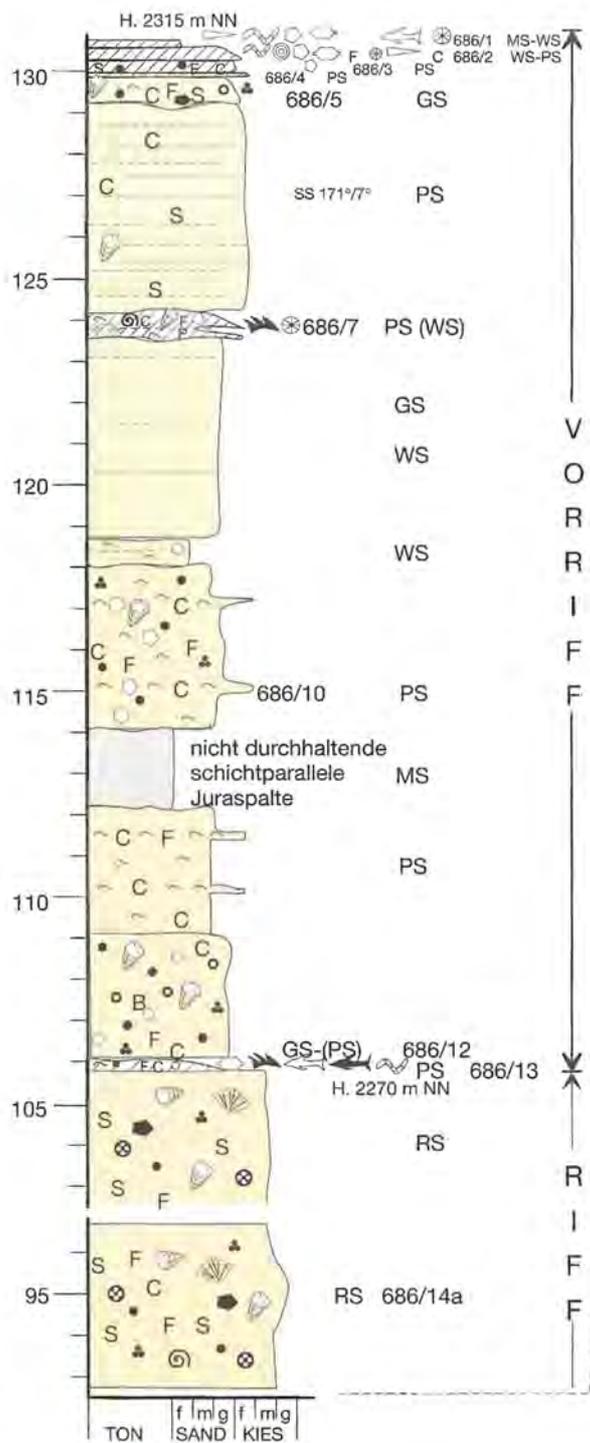
41) *Polytholosa* sp. 2

42) *Polytholosa* cf. *cylindrica* SEILACHER 1961

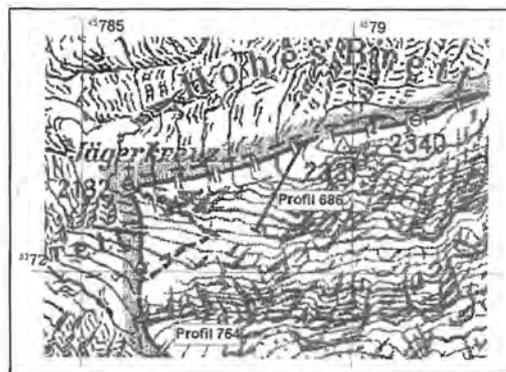
43) Fam. gen. et sp. indet.

44) *Deningeria* aff. *tenussima* (WILCKENS 1937)

**Abb. 45:** Profil 686 aufgenommen zwischen westlichem Gipfelkreuz des Hohen Bretts und dessen Südabhang (Lage siehe Skizze). Das Profil erschließt den Wechsel zwischen proximaler Vorflazies, regressivem Riff, transgressivem Vorriff und Beckensedimenten um die Wende Sevat Rhät bis Rhät 1. Die regressive Phase zeigt sich in der Kornvergröberung und der veränderten Biogezusammensetzung. In die topographische Karte ist zusätzlich die Lage des Profils 764 eingetragen.



## PROFIL 686 HOHES BRETT



Korallen<sup>45</sup>): *Crassstellata juvavica* (FRECH 1890); *Astraeomorpha confusa* (WINKLER 1861); „*Montlivaltia*“ *reussi* MILNE-EDWARDS & HAIME 1857; „*Montlivaltia*“ *marmorea* FRECH 1890; *Palaeastrea grandissima* (FRECH 1890); *Procycololithes triadicus* FRECH 1890; *Retiophyllia clathrata* (EMMRICH 1853); *Retiophyllia* sp. 1; *Stylophyllopsis caespitosa* FRECH 1890; *Pinacophyllum* sp.;

Kalkalgen: *Solenopora* sp.

Spongiostromatakrusten

Foraminiferen: *Alpinophragmium perforatum* FLÜGEL 1967; *Tolypammia gregaria* WENDT 1969<sup>46</sup>); *Calcitornella* sp.; *Nubecularia* sp.

Mikroproblematika: *Microtubus communis* FLÜGEL 1964.

Die durch die Riffbildner aufgebauten in situ erhaltenen Riffgerüste (Riffknospen, Bioherme) stellen am Göllmassiv räumlich begrenzte Bereiche dar, die eine maximale Ausdehnung von 15 m<sup>2</sup> bei einer Höhe bis zu 2 m besitzen (Ø 2–5 m<sup>2</sup> bei 1 m Höhe). Diese Riffknospen unterscheiden sich deutlich vom umgebenden Schutt, wobei Verzahnungen mit Anlagerungsgefügen zu beobachten sind. Eine zonierte Verteilung in Richtung Vor- bzw. Rückriff läßt sich nicht erkennen; ebenso fehlt ein laterales Verteilungsmuster und eine zusammenhängende Riffbarriere. Diese Riffknospen werden nach ZANKL (1969) aus verschiedenen Biozönosen aufgebaut, die keine qualitative Ordnung in Raum und Zeit erkennen lassen. Ausnahmen bilden die *Solenopora*- und Lamellen-Biozönose, die bevorzugt am äußeren (Vorriffseite) zentralen Riffbereich auftreten, während die „*Thecosmilien*“-Biozönose in Richtung Riffrückseite häufiger wird. Die Analyse der Biozönosen erbrachte nach ZANKL (1969) folgende Ergebnisse über deren Aufbau und Verteilung:

- Biozönosen haben räumlich begrenzte Ausdehnung.
- Biozönosen werden von 1–2 Riffbildnern beherrscht.
- Kalkschwämme haben mit Ausnahme der *Thecosmilien*-Biozönose einen bedeutenden Anteil am Aufbau der Biozönosen.
- Hoch- und niedrigwüchsige Riffbildner schließen sich aus.
- Wachstumstendenz der Riffknospen ist zum Zentrum hin höher.
- Der Sedimentanteil (Matrix) innerhalb der Riffknospen liegt bei 30–55 Vol.-%, der verbleibende Restvolumenanteil bei max. 16 Vol.-%.
- Die Menge an Spongiostromatakrusten und die Größe des Hohlraumvolumens stehen in unmittelbarem Zusammenhang.

Der Riffschutt nimmt mit über 90 % den größten Volumenanteil am Aufbau des zentralen Riffbereichs ein, dessen überwiegend gute Schichtung durch Korngrößenunterschiede hervorgerufen wird. Neben Intra-

sind Bioklasten die wichtigsten Sedimentbestandteile. Mit 50 % des Gesamtschuttaufkommens ist der Feinschutt (Sand) der Hauptsedimentanteil. Die Klassierung dieses Korngrößenbereiches ist gut. Die überwiegend angerundeten Komponenten setzen sich überwiegend zu gleichen Anteilen aus Matrix (überwiegend Mikrit), Intraklasten und Bioklasten zusammen. Als zweitwichtigster Sedimentanteil tritt mit 40 % der Grobschutt (Kies) auf. Bei mittelmäßiger Klassierung herrschen Intraklasten gegenüber Bioklasten vor. Die angularen bis subangularen Komponenten liegen in einer mikritischen oder sparitischen Matrix. Blockschutt nimmt mit einem Anteil von 10 % am Sedimentaufbau teil. Es fällt die mittelmäßige bis schlechte Klassierung der überwiegend aus Intraklasten bestehenden Komponenten auf. Das Verhältnis zwischen Riffschutt und Riffgerüst beträgt ca. 4:1. Die Lagerung der angularen bis subangularen Komponenten ist meist locker. Kalkschlamm findet sich häufig als Internsediment bei grobkörnigen Sedimenten, aber nur selten als geringmächtige und räumlich begrenzte Schichten. Insbesondere in den Umgängen und lokal am Hohen Brett werden größere Areale aus beigem Kalkschlamm aufgebaut (Tab. 27, Proben 635, 684). Supratidale kurzzeitig terrestrische Stadien, während denen das Riff trockenfiel, sind durch angelöste und korrodierte Korallenstöcke und Schwammstotzen dokumentiert, die mit rotem Mikritschlamm verfüllt und bedeckt sind.

Neben den eigentlichen Riffbildnern treten im Riff noch Riffbewohner auf, die zur Riffzerstörung und Schuttbildung beitragen. Häufig sind Gastropoden, Dasycladaceen und benthonische Foraminiferen. Bereichsweise in Richtung Vorriff fanden häufig Brachiopoden und Crinoiden gute Lebensbedingungen. Seltener treten Muscheln, Ammoniten, Holothurien, Echiniden und Ophiuren auf, wobei die Beobachtungsmöglichkeit der letzten drei Gruppen vermutlich nur erhaltungsbedingt schlechter ist. MOUSSAVI (1985) konnte nachfolgende riffbewohnende, z. T. aber auch aus dem Rückriffbereich eingeschwemmte (\* Anmerkung Autor) Foraminiferen bestimmen: *Auloconus permodiscoides* (OBERHAUSER 1964), *Permodiscus* cf. *pragoides* OBERHAUSER 1964, *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK 1956\*, *Angulodiscus tenuis* KRISTAN 1957, *Angulodiscus communis* KRISTAN 1952\*, *Diploremmina* sp., *Endothyra* sp., *Frondicularia* sp., *Galeanella panticae* ZANNETTI & BRÖNNIMANN 1973, *Glomospirella* sp., *Involutina* sp., *Miliolipora cuvillieri* BRÖNNIMANN & ZANNETTI 1971, *Ophthalmidium* sp., *Quinqueloculina* sp., *Sigmoilina* sp., *Tetrataxis humilis* KRISTAN 1957, *Tetrataxis inflata* KRISTAN 1957, *Textularia* sp., *Triasina hantkeni* MAJZON 1954\*, *Trochammia* sp., *Trocholina* sp., *Trochonella crassa?* (KRISTAN 1957) und *Variostoma crassum* KRISTAN-TOLLMANN 1960.

45) Die nachfolgenden Gattungsnamen haben sich seit ZANKL (1969) in die oben aufgeführten neuen Gattungsnamen revidiert: *Actinastrea juvavica* (FRECH 1890), *Thecosmilla clathrata* (EMMRICH 1853).

46) nach MOUSSAVI (1985)

Tab. 26: Aufstellung der im Dünschliff bestimmten Biogene der Dachsteinkalke in Riffazies. Abk.: D = Dasycladaceen, Hy = Hydrozoen, Ka = Kalkalgen, Ko = Korallen, Ks = Kalkschwämme, Mip = Mikroproblematika. Die mit \* gekennzeichneten Proben entstammen der Vorriff-Biohermfazies des Jenners (Belegmaterial SCHANG 1983).

Probe	Fauna und Flora der Dachsteinkalke in Riffazies												
	<i>Agathamina austroalpina</i> KRISTAN-TOLLMANN & TOLL 1964												
	<i>Alpinophragmium perforatum</i> FLÜGEL 1967	X											
	<i>Ammodiscus parapriscus</i> HO 1959												
	<i>Ammodiscus</i> sp.												
	<i>Auloconus</i> cf. <i>permoidiscoides</i> (OBERHAUSER 1964)												
	<i>Aulotortus sinuosus</i> WEYNSCHENK 1956	X											
	<i>Aulotortus</i> sp.												
	<i>Diplotremina</i> sp.	X											
	<i>Duostomina</i> sp.												
	<i>Endothyra</i> sp.	X											
	<i>Endothyranella</i> sp.												
	<i>Galeanella panticae</i> ZANINETTI & BRÖNNIMANN 1973												
	<i>Galeanella</i> sp.												
	<i>Gaudryina triadica</i> KRISTAN-TOLLMANN 1964												
	<i>Involutina turgida</i> KRISTAN 1957	X											
	<i>Lenticulina</i> sp.												
	<i>Miliolipora cuvillieri</i> BRÖNNIMANN & ZANINETTI 1971												
	<i>Nodosaria nitida elongata</i> FRANKE 1936												
	<i>Ophthalmidium carinatum</i> LEISCHNER 1961												
	<i>Ophthalmidium triadicum</i> (KRISTAN 1957)												
	<i>Ophthalmidium</i> sp.	X											
	<i>Planilinvoluta carinata</i> LEISCHNER 1961												
	<i>Planilinvoluta deflexa</i> LEISCHNER 1961												
	<i>Planilinvoluta irregularis</i> SALAJ, BORZA & SAMUEL 1983	X	X	X									
	<i>Planilinvoluta regularis</i> SALAJ, BORZA & SAMUEL 1983	X	X										
	<i>Pseudonodosaria</i> sp.												
	<i>Reophax</i> sp.	X											
	<i>Sigmolilina bystrickyi</i> SALAJ, BORZA & SAMUEL 1983	X	X										
	<i>Sigmolilina</i> sp.												
	<i>Spirulina</i> sp.												
	<i>Tetrataxis</i> sp.												
	<i>Tolypammina gregaria</i> WENDT 1969												
	<i>Trochamina</i> sp.												
	<i>Trocholina</i> sp.	X											
	" <i>Montlivaltia</i> " sp.												
	<i>Retiophyllia clathrata</i> (EMMRICH 1853)												
	<i>Disjectipora</i> sp.	X	X	X									
	<i>Spongiomorpha ramosa</i> FRECH 1890												
	<i>Annaeocolia</i> sp.												
	<i>Follicatena cautica</i> OTT 1967												
	<i>Paradenigeria</i> sp.												
	<i>Paravesiccaulis</i> sp.												
	<i>Peronidella</i> sp.												
	<i>Salzburgia</i> sp.												
	<i>Zanklithelamia</i> cf. <i>alpina</i> SENOWBARI-DARYAN 1990												
	<i>Diplopora phanerospora</i> PIA 1920												
	<i>Parachaetetes maslovi</i> FLÜGEL 1975												
	<i>Solenopora</i> sp.												
	<i>Aeolisaccus</i> sp.												
	<i>Microtubus communis</i> FLÜGEL 1964												
	<i>Problematikum A</i> OHLEN 1959	X											
	<i>Thaumatoporella parovesiculifera</i> (RAINERI 1922)	X											
	<i>Gosaukammerella eomesozoica</i> (FLÜGEL 1972)	X											

Probe

Foraminiferen

Dünschliff + Handstück

Ko

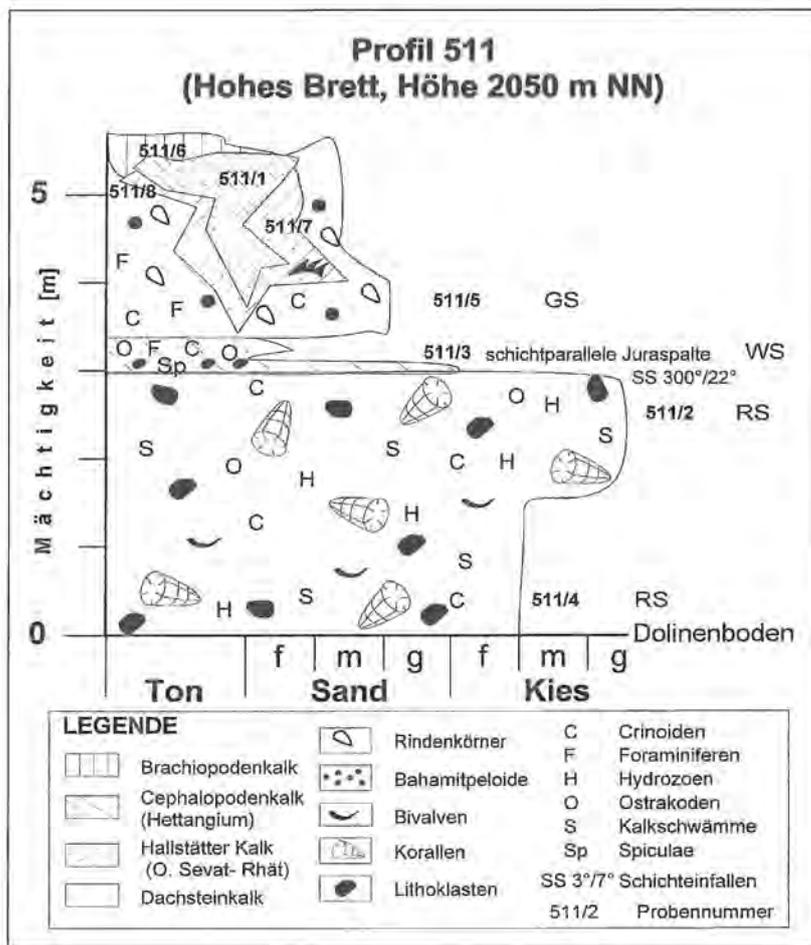
Hy

Ks

Ka

Mip

BT



**Abb. 46:** Das Profil 511 (R 457874, H 527256) liegt am nordwestlichen Hohen Brett südlich des Abbruchs zu den Umgängen und wurde am nördlichen Dolinenrand aufgenommen. Es erschließt einen Ausschnitt aus dem zentralen Riffbereich, der von verschiedenen alten Spaltensystemen durchdrungen wurde. Die Fauna der obertriassischen und unterjurassischen Spalten wurde bereits von JURGAN (1969) und OTHOLT (1987) bearbeitet. Die eigenen Faunen und die der vorgenannten Autoren sind in den Tab. 19 und Tab. 33 aufgelistet. Die eigene jüngere Conodontenprobe 511/7 stammt vom Südrand der Unterjuraspalte, während die ältere Probe 511/8 (Belegmaterial OTHOLT 1987) von deren Nordwestrand stammt. Im Hettangium rissen diese Spalten erneut auf und wurden durch bunte Cephalopodenkalke (Tab. 33 Proben 511/1) und Brachiopodenkalke verfüllt.

#### 5.3.2.4.5 Die Rückrifffazies

Der Rückriffbereich läßt sich nach ZANKL (1969) in die riffnahe und riffferne Zone gliedern, die sich am Hohen Göll nach Norden an den zentralen Riffbereich anschließen. Es ist die breiteste Fazieszone der Dachsteinkalkplattform, die nach PILLER & LOBITZER (1979) und PILLER (1981), bezogen auf das Tirolikum zwischen dem Hochkönig (südlicher Plattformrand, Äquivalent zum Hohen Göll) und der Steinplatte (nördlicher Plattformrand), eine Breite von ca. 40 km hatte. Am Göllmassiv selbst sind nur die südlichsten 2,5 km dieses Rückriffbereichs erhalten geblieben. Die riffnahe Zone setzt am Dürreckberg ein und zieht von Westen nach Osten über die Gipfelregion des Hohen Gölls zum Freieck. Die riffferne oder Loferer Fazies zieht vom Kehlstein über den Wilden Freithof am Nordfuß des Hohen Gölls entlang zum Kleinen Göll. Kleinere Schollen, die in riffferner Fazies ausgebildet sind, finden sich am Vogelstein und um die Vogelhütten-Alm. Lithologische und fazielle Unterschiede ergeben sich aus der relativen Lage/Entfernung zum Riff, Strömungsverhältnissen und folglich aus den die Biofazies beeinflussenden ökologischen Verhältnissen.

##### 5.3.2.4.5.1 Die riffnahe Zone

Die 400–500 m breite riffnahe Zone umfaßt den Dürreckberg samt Alpl- und Pflugtal. Von dort streicht sie zum Gipfel des Hohen Gölls und weiter über dessen Gipfelregion in Richtung Osten bis zum Freieck, wo sie von

einer Störung abgeschnitten und nach Süden versetzt bis zum südlichen Schönbachkopf weiterzieht. Auf Grund der eigenen Untersuchungen sind die Faziesgrenzen z. T. geringfügig gegenüber ZANKL (1969) verschoben. Die wesentlichen Charakteristika der riffnahen Zone des Hohen Gölls wurden von ZANKL (1969) erarbeitet und sollen im folgenden kurz wiedergegeben werden.

Zwischen zentralem Riffbereich und riffnahem Bereich ist ein relativ scharfer Übergang, der durch eine schmale Übergangszone gebildet wird. Das wesentliche Unterscheidungskriterium zwischen beiden Faziesbereichen ist die Faunenzusammensetzung und die Sedimentkorngröße. Die massigen bis dickbankigen Dachsteinkalke des riffnahen Bereichs setzen sich nach ZANKL (1969) überwiegend aus Intraklasten (gut gerundeter, abgerollter Riffschutt), Bioklasten (Rindenkörner) und Biogenen (Kalkalgen, Foraminiferen, Muscheln und Gastropoden) zusammen. Korallen kommen als Riffschutt und in Form kleiner Fleckenriffe (überwiegend durch *Retiophyllia* sp. aufgebaut) vor. Wichtigste Sedimentbildner sind mit bis 50 % der Gesamtkomponenten die Dasycladaceen [*Diplopore tubispora* OTT 1967, *Chinianella zankli* (OTT 1967)<sup>47</sup>] und *Griphoporella* sp.] sowie Rotalgen (Solenoporacea) und porostomate Algen (Gar-

<sup>47</sup> Der nachfolgende Gattungsname hat sich seit ZANKL (1969) in den oben aufgeführten neuen Gattungsnamen geändert: *Heteroporella zankli* OTT 1967 revidiert durch GRANIER & DELOFFRE (1994)

Tab. 27: Mikrofaziesanalyse der Dachsteinkalke in Riffazies. Die mit \* gekennzeichneten Proben entstammen der Vorriff-Biohermfazies des Jenners (Belegmaterial SCHANG 1983). Sofern nicht gesondert erwähnt, entsprechen die verwendeten Abkürzungen den vorherigen Tabellen. Klammerausdrücke treten nur bereichsweise oder untergeordnet auf. Biogene + bioklastische Komponenten: Iz = Inozoen, Mp = Mikroproblematika, Sk = Spongiostromatakrusten, Sz = Sphinctozoen; Bem.: ara sa = ursprünglich aragonitische Biogene sammelkristallisiert, Ba ang O = an der Basis angereicherte Ostrakoden, BioMi = Biomikrit, BioSp = Biosparit, bo sa Riffbi = angebohrte sammelkristallisierte Riffbildner, fg = feingeschichtet, HkSpalte = Hallstätter Kalk Spalte, ink = inkrustiert, Intsed = Internsediment, Ma dol = dolomitische Matrix, PelMi = Pelmikrit, PelSp = Pelsparit, Li = Lithoklasten; Dun.: BaS = Bafflestone, FrS = Framestone.

Mikrofaziesanalyse der Dachsteinkalke in Riffazies																												
Probe	Matrix	Verh Ma/Ko	Komp ψ	Komponenten																	Bem	Lös	Gefüge		Dun			
				biogene + bioklastische													abiogene						ma	ko				
				Bi	Br	By	Cr	D	E	F	G	Hy	Iz	Ka	Ko	Mp	O	sB	Sk	Sz						Bp	Co	Gs
109*	Mi	20-30/ 70-80	gS-mG (fS)		-	++		-	+		o		++		+		-				o			dg, Li = MS			x	BaS
132*	70% Mi, 30% Sp	30/70	f-mS, f-mG	o	-	-			++	-		o	+	+	-	-			++	o	-	-		Intsed = f-mS PS-GS			x	FrS, RS
133*	60% Mi, 40% Sp	40/60	gS-fG, (mG)	o	-	o	o		+	-		+	o	-				o	o		o	o					x	RS
146*	80% Sp, 40% Mi	30/70	gS-mG (fS)	o	-	-	++		+		+		+				+		o			(+)		Li = MS			x	FrS, RS
151*	50% Sp, 50% Mi	30/70	gS-fG, (fS, mG)				+		o		+						o	+			o			Hk-Spalte, Li = MS			x	FrS
167*	50% Sp, 50% Mi	40/60	Intsed: f- mS, Bio <3cm				o		+			++		o		o	o	+			o			inkr			x	FrS, GS- PS
171*	Mi	60/40	Intsed: f- mS				-	-	+	-			+	-	++	++					+			Li = MS			x	BaS, WS- PS
179*	Mi	20/80	Intsed: fS						+			++	+				o					-		inkr			x	FrS
181*	70% Mi, 30% Sp	30/70	mG, Intsed: fgS				o		++	+			-								o			Li = MS			x	RS, FrS, PS
194*	Sp	40/80	gS-mG					o	-	-		+	o								++			e-g,			x	RS
252*	Mi	30-60/ 40-70	in: fS										+			+						(-)		Li = MS			x	FrS
511/2	Mi	50/50	fG, gG, O: fS				o		-		o	o	+		o	++						+		e, gk, lg, Li = Riffschutt			x	RS
511/4	Sp	40/60	f-mG, (gS, gG)	o	-	-	o	-	-	-	o	++			o	-						+		e, Li = MS, PelSp			x	RS
511/7	Sp, (Mi)	40/60	f-mS				+		o													+	++	bio			x	GS
535																								Do, Hä,				
562	Mi, (Sp)	30-40/ 60-70	fG, Intsed: fS					-	-		+			-		+							++	lg			x	FrS
564	70% Sp, 30% Mi	50/50	f-mG				-	-	-		o	o	o	-			-	+	++	o	-			ara sa, g			x	RS
565																								unb. Co, Fis				
566	Mi	40-50/ 50-60	f-mG, (fS, gG)	o	-	-			+	-		+	-	+	+	-			o		o		-				x	RS, FrS
684	Mi	100/0, lgw. 85/15	fS																			-		fg, Ba ang O, Top Li	Cc, Trn	x		MS, (WS)
686/14a	60% Sp, 40% Mi	30-40/ 60-70	gS-gG, (f- mS)		-	o	o		+	o		o	+		-			++	o	(+)	o			dg, e, g, kg, sk			x	RS
686/14b	Mi	60-70/ 30-40	m-gG, (f- mS)						o		+	o	-			++		+	-					g, kg, fg Intsed: fS sB MS-WS, f-mS sB Pe WS-PS			x	RS
686/15a	Mi	40-50/ 50-60	f-gG						-					+							++			e, Li: PeSp, PeMi, BioMi, BioSp, BS			x	RS
686/15b oben	Mi	40-60/ 40-60	f-gG		-	-	+		-	o		+	-				++				o			e, sty, Li: fS PelSp			x	RS
686/15b unten	80% Mi, 20% Sp	30/70	gS-fG, (mG)	o	-	-	+		o	-		++					+				o			dg, e, g, kg			x	RS
686/15c	Sp	40-50/ 50-60	gS-mG		o	+	-		o			++			-		+	-	-	+	+			g, (kg, e),			x	RS

woodia, Cayeuxia). Im meist gut bis sehr gut klassierten Sediment (Mittel- bis Grobsand) besitzen lediglich die Biogene größere Durchmesser. Obwohl das Sediment gut gerundete Komponenten aufweist, konnte ZANKL (1969) die nach N bis ENE gerichtete Strömungsrichtung aus der Einregelung der Komponenten bestimmen.

Ein Teilbereich (Dürreckberg) der riffnahen Fazies wurde von OTHOLT (1987) mikrofaziell bearbeitet. Er konnte die nachfolgenden Mikrofaziestypen ermitteln, wobei anzu-

merken ist, daß ein Teil seiner beschriebenen Proben aus dem Schuttfächer nördlich des Dürreckberges stammt.

- Oolithische Fazies (mit 3 Subfaziestypen): 1. Biopelsparit mit Ooiden und Aggregatkörnern (Grainstone); 2. Nicht sortierter Biopelsparit mit Onkoiden, Foraminiferen und Dasycladaceen (Grainstone); 3. Dicht gepackter, schwach ausgewaschener Biosparit (Rudstone) mit Schutt von Gerüstbildnern, vielen Dasycladaceen, wenigen Solenoporaceen und „Cayeu-

Tab. 28: Mikrofaziesanalyse der Dachsteinkalke in riffnaher Rückriffazies am Hohen Göll. Sofern nicht erwähnt, entsprechen die Abkürzungen den vorherigen Tabellen. Komponenten: La = laminiert, sB nicht näher bestimmbar sparitische Bioklasten, Se = Serpeln. Bemerkungen: ara gel. u. Mifü = aragonitische Komponenten gelöst und sekundär mit Mikrit verfüllt, beg. Onk = beginnende Onkoidbildung, Komp l. onk. Umk. = Komponenten leicht onkoidisch umkrustet, l. ausg = leicht ausgewaschen, l. verk + s. verk = leicht und stark verkittet, sek. Mifü = sekundäre Mikritfüllung.

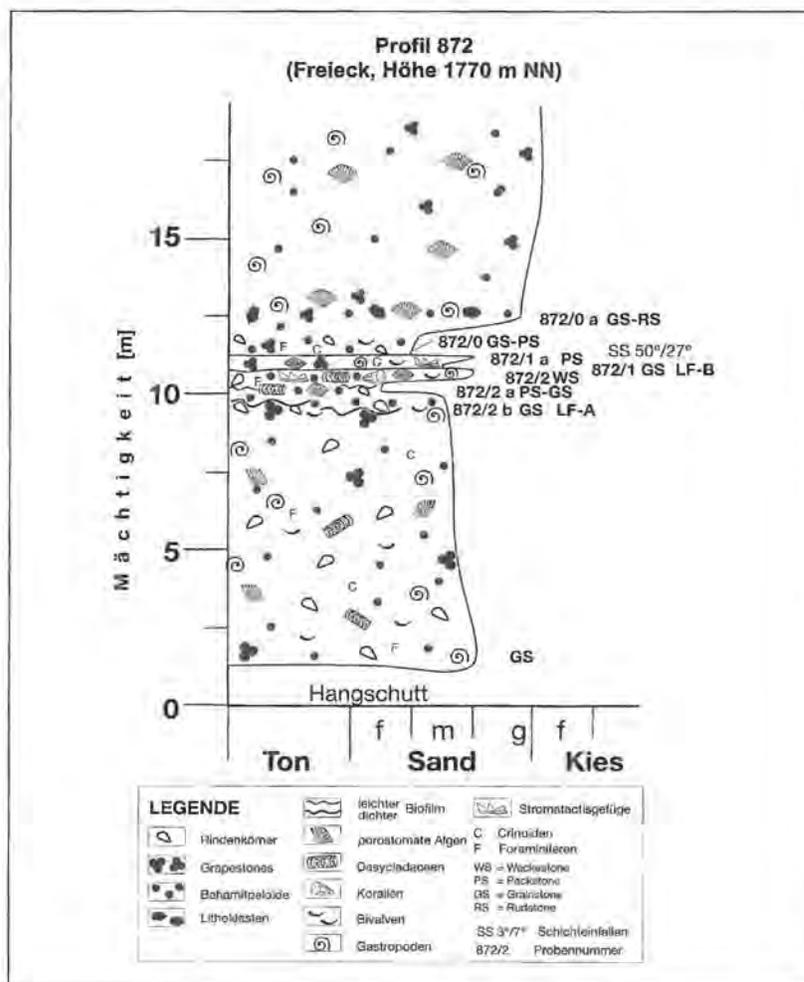
Mikrofaziesanalyse der Dachsteinkalke in riffnaher Rückriffazies																												
Probe	Matrix	Verh Ma/Ko	Komp $\phi$	Komponenten																Bem	Lös	Gefüge ma ko	Dun					
				biogene + bioklastische										abiogene														
				Bi	By	Cr	D	E	F	G	Ko	Ks	La	Mp	O	pA	sB	Se	So					Al	Bp	Co	Gs	In
465/1	Mi, Misp	50-60/40-50	fS	-																		++	gk, gs		x	PS- GS		
488/28	Sp	40/60	mS, lgw. gS-fg		o		--	-	o					o	o				++	o			+	anb, g, kg, und fg		x	GS	
532	Mi, Misp	60/40	m-gS, fg', gg''																			++	e		x	RS		
552	Mi, (Sp)	60-70/30-40	fS, gs*	-	-														++	-	o			Bio, g, l. ausg,		x	PS	
801	lgw Mi/Sp	60-70/30-40	fS								x		++									+	++	Bio, lam-fg, Algenkrusten		x	PS- GS, BIS	
803/1	Sp	30-50/50-70	mS, gs, fg											+								++	g, kg, l. verk		x	GS		
803/2	Sp	50-60/40-50	m-gS, fg	-		--		-	o					+					+			+	o	e, kg, l. verk.		x	GS	
803/3	Sp, sek Mi	60/40	gS, ms		o	o		--						o				+	++					g, s. verk, sek Mifü	Cr, Do, Hä, Py, Tm	x	GS	
803/4 a	Mi	30-40/50-70	gS		+	o			o	o				+								++	dg, kg, l. ausg		x	PS		
803/4 b	Sp, sek. Mi	40-50/50-60	gS, fs			o	+							o	o							++	g, kg, l. verk		x	GS		
	Sp, sek. Mi	30/70	fS, gs-fg			-	o		+	o				-								++	e, s. verk.		x	GS		
803/5	Mi	65-80/20-35	f-mS, gs'								x		o									++	+	g, lam, LF-A		x	(X) WS, (PS, GS)	
803/6	Mi	30/70	gS-fg, ms, gg''	-	o	o		-	o	o				+								-		anb, g		x	RS	
803/8	Sp	40-50/50-60	gS, ms, fg'			--		o						+	+					o	-			Komp. l. onk. umkr.		x	GS	
872/0 a	Sp	50/60	gS, fg, ms			-	-	-	+	-				+					-	+	o	+		g, kg,		x	GS-RS	
872/0	lgw Mi/Sp	40-50/50-60	f-mS	o	o	-	-	-						o					++	o	o			gk, kg,		x	GS-PS	
872/1 a	Mi	60-70/30-40	m-gS, fg'	o	o			-	o					+	+							-		Bio		(x)	x	PS-(WS)
872/1	Sp, sek. Mi	60/40	mS, gs, fg*	o		--			o	-		x		o	o							++		Geo, LF-B, s. verk., Str, Tm	Ca, Do, Hä, Tm	x	PS-(GS)	
872/2	Mi	70/30	m-gS	o		o	o	o	o	o				o	+									ara gel. u. Mifü, Geo, Str	Do, Go, Qz, Tm	x	(X)	WS, (PS)
872/2 a	Mi, Sp	40-50/50-60	fS, gs	-	--	+		-	-					o						++	++	-		beg. Onk., Geo, l. verk., sek. Horafü Mi		x	PS-GS	
872/2 b	Sp	30-40/60-70	mS, fg', gs*	o		-	--	-	o					--								++	+	+	LF-A, l. verk		x	GS

xia". In diesen Mikrofaziestypen konnte OTHOLT (1987) folgende Foraminiferen bestimmen: *Triasina hantkeni* MAJZON 1954, *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK 1956, *Fronidularia* sp., *Meandrospira* sp. und *Tetrataxis* sp..

- Grapestone Fazies: je nach Ablagerungsraum mit Mikrit- oder Sparitmatrix; Bioklasten liegen häufig als Rindenkörner vor, z. T. mit Algenlumps; Schalenfragmente und z. T. Foraminiferen [*Triasina hantkeni* MAJZON 1954, *Fronidularia* sp., *Ophthalmidium* sp., *Sigmoilina* sp.] können stark sammelkristallisiert sein; porostomate Algen („Cayeuxia“) und Dasycladaceen sind in dieser Fazies häufig, seltener finden sich Bryozoen, Mikroproblematika (*Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI 1922) und Crinoidenfragmente.
- Rudstone mit abgerollten und umrindeten Intraklasten und Kalkalgen: Komponenten wie Kalkalgen (Solenoporaceen und Dasycladaceen, seltener „Cayeuxia“) und Intraklasten z. T. cm-groß; kleinere häufige Komponenten sind Crinoiden, Gastropoden, Bryozoen und Aggregatkörner; die Komponenten sind häufig randlich mikritisiert; Matrix ist Sparit.
- Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies: Hauptsedimentbildner sind Dasycladaceen und Foraminiferen (*Triasina hantkeni* MAJZON 1954, *Aulotortus* sp.,

- Fronidularien), daneben kommen Grapestones, Lumps, Rindenkörner und Peloiden vor. Je nach Sedimentationsbedingungen treten überwiegend schlecht klassierte Wacke-, Pack-, Float- und Grainstones auf.
- Biopelsparit: gut klassiertes Sediment mit Peloiden (Mittelsand) und Bioklasten (Rindenkörner); weniger häufig sind Ooide, Aggregatkörner, Crinoiden, Foraminiferen (*Tetrataxis* sp., Involutinidae) und Mikroproblematika (*Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI 1922).
- Schlammfazies: Übergänge von bioturbatem Mikrit (Mudstone) bis zu locker gepacktem Biomikrit (Wackestone); die Komponenten bestehen aus Kalkalgen, Gastropoden, Crinoiden, Peloiden und Aggregatkörnern.
- Algenlaminit und nicht klassierter Rudstone mit Onkoiden und Bioklasten: Die beiden unterschiedlichen Faziestypen kamen in einem Handstück vor und wurden daher von OTHOLT (1987) zusammengefaßt. Unten: Rotbrauner schlecht klassierter und sortierter Rudstone mit kantengerundeten Bruchstücken von Korallen, Kalkschwämmen, Mollusken, Brachiopoden, Kalkalgen („Cayeuxia“, Solenoporaceen, Dasycladaceen), einigen Crinoiden, Foraminiferen (Duostominidae, Involutinidae, *Trochammia* sp.) sowie Peloiden und Aggregatkörnern. Größere Komponenten-

**Abb. 47:** Das Profil 872 wurde an der Basis des transgressiven Zyklus' aufgenommen, der um die Wende Sevat/Rhät einsetzte. Die Lage des Profils (R 458198, H 527336) ist in Abb. 48 zu sehen.



ten sind entweder onkoidisch umkrustet oder randlich mikritisiert. Oben: Wechsellagerung von dichten wellenförmig gewölbten mikritischen Peloidlagen und locker gepackten Lagen mit Peloiden, Bioklasten und laminierten Fenstergefügen.

Um die sedimentologischen und biofaziellen Verhältnisse in situ erfassen zu können, wurden zwei Profile aufgenommen. Beide Profile bestätigen die von ZANKL (1969) und OTHOLT (1987) erarbeiteten Grundlagen, weisen aber zusätzlich noch Besonderheiten auf, die für die fazielle Entwicklung des Göllmassivs von Bedeutung sind. Das Profil 872 (Abb. 47) liegt an der Basis des transgressiven Systemtraktes, der um die Wende Sevat/Rhät einsetzte (BRAUN & ZANKL 1992a). Dieser bringt retrogradierende Fazieszonen mit sich (siehe Abb. 48), so daß die gebankte rifferne Loferer Fazies von der massigeren riffnahen Fazies überlagert wird (entsprechende transgressive Verhältnisse finden sich auch im Vorriff- und Riffbereich, vgl. Kap. 5.3.2.3). Während des Meeresspiegelhochstandes kam es, vermutlich klimatisch bedingt, bis in den riffnahen Rückriffbereich zur Entstehung des Kössener Intraplattformbeckens. Entsprechende Sedimentgesteine sind nördlich des Gipfels des Hohen Gölls bis in die massigen riffnahen Rückriffgesteine eingeschaltet (Abb. 54, Profil 652).

Als charakteristische Bewohner dieses Faziesbereichs treten porostomate Algen und Gastropoden auf. Diese Cyanophyta finden sich heute in Frisch-, Brack- und hy-

persalinarem Wasser in terrestrischen und lakustrinen Ablagerungsräumen sowie im Gezeitenbereich (FLÜGEL 1982). Die Begleitfauna läßt auf einen zumindest zeitweilig hypersalinaren Gezeitenbereich schließen. Grapstones und Bahamitpeloiden sind die wichtigsten abiogenen Komponenten. Ihr Entstehungsbereich liegt im intertidalen bis flach subtidalen (<10 m Wassertiefe) Ablagerungsraum mit eingeschränkter Wasserzirkulation. Zumindest bereichsweise findet innerhalb der Profile eine mehr oder weniger deutliche Verkittung der Komponenten durch einen mikritischen Biofilm statt, der sich nicht eindeutig einer Algen- bzw. Mikrobenfäulnis zuordnen läßt. Dadurch entstehen Fenster- und Stromatactisgefüge.

Das am Dürreckberg aufgenommene Profil 803 fällt durch seine ockerbraune Farbe und der deutlich ausgebildeten Bankung im dm-Bereich auf. Es handelt sich dabei aber nicht um Kössener Schichten, da am Sedimentaufbau weder Bivalven noch Riffbildner beteiligt waren; Conodonten konnten ebenfalls nicht gefunden werden. Die Einschaltungen mit Kössener Schichten reichen zwar bis in den riffnahen Rückriffbereich, entsprechende Aufschlüsse finden sich aber nur am nördlichen Dürreckberg und am nordwestlichen Hohen Göll. Es handelt sich vielmehr um eine gebankte Sonderentwicklung im riffnahen Rückriffbereich, die sich, verglichen mit der normalen massigen Ausbildung, außerdem durch ihre rotbraune bis graubraune Farbe unterschei-

det. Die beiden Profile bestätigen die bereits von ZANKL (1969) erarbeiteten Merkmale dieses Faziesbereichs, insbesondere die Dominanz von Kalkalgen. Auffallend ist die z. T. unvollständige Überlieferung der Sedimentationsabläufe. Einige Bänke besitzen eine Mikritmatrix, die erst sekundär in die Zwickelräume zwischen den Komponenten eingelagert worden sein kann. Dadurch werden aus Grainstones Pseudopackstones.

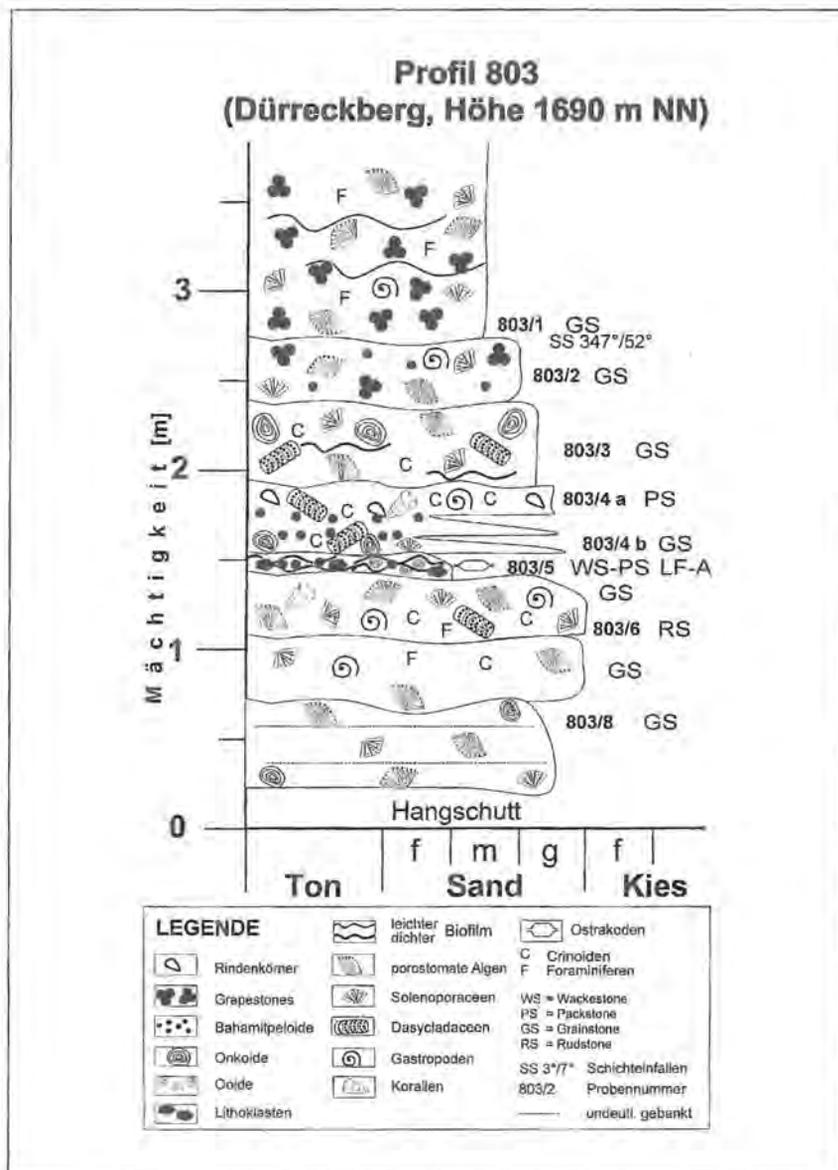
#### 5.3.2.4.5.2 Die rifferne Zone

Der rifferne Bereich entwickelt sich nach Norden aus der riffnahen Rückrifffazies. Der Übergang geht mit einem Wechsel von massigen zu deutlich gebankten Gesteinen einher, der sich auch im Luftbild gut auskartieren läßt. Dieser Faziesbereich erstreckt sich vom Kehlstein im Westen über den Nordfuß des Hohen Gölls bis zum Kleinen Göll im Osten. Die heute noch erhaltene N-S-Er-streckung beträgt ca. 2,0 km. Die vertikale Abfolge läßt sich auf Grund des Lithologiewechsels in einen nor-schen und rhätischen Anteil unterteilen. Zumindest im

norischen Anteil des Dachsteinkalks ist der rifferne Bereich in Loferer Fazies entwickelt und zeigt die von FISCHER (1964) herausgearbeiteten Einheiten A, B und C. Der Grund für den Lithologiewechsel ist die bereits mehrfach erwähnte weltweite Transgression an der Wende Sevat/Rhät. Die Folge ist eine allmähliche Zunahme der Bankmächtigkeiten und Faziesverschiebungen, so daß B-Horizonte kaum noch und A-Horizonte seltener überliefert werden. Daher dominieren C-Horizonte die rhätischen Dachsteinkalke. Dieser Fazieswechsel ist mit Blick Richtung S zwischen Rauchfang und Wilder Freithof im Liegenden der Kössener Schichten deutlich zu sehen (s. Abb. 50). Da die Teilung in norischen/rhätischen Anteil im Gelände nicht immer eindeutig möglich ist, bietet sich die Einschaltung von Kössener Schichten nach BRAUN (1992) als Unterteilungsmöglichkeit an. Sie ist im Gelände leicht aufzufinden, erlaubt exakte Korrelationen und die Ermittlung der Versatzbeträge an Störungen. Man muß dabei allerdings beachten, daß die Einschaltung im Rhät 1 liegt.



**Abb. 48:** Blick Richtung Osten auf das Freieck. Der gut gebankte rifferne Rückriffbereich wird von dem massigeren riffnahen Rückriff überlagert. Die Pfeile markieren den Übergang. Im umliegenden Hangschutt des Profils findet sich relativ viel Riffschutt, so daß zu vermuten ist, daß die riffnahe Rückrifffazies noch durch die zentrale Rifffazies überlagert wird. Diese retrogradierende Faziesentwicklung läßt sich am Hohen Göll vom Vorriffbereich bis in den riffernen Rückriffbereich hinein verfolgen. Das Profil 872 (Abb. 47) wurde an der Basis der massigen Fazies aufgenommen.



**Abb. 49:** Das Profil 803 liegt an der Südflanke des Dürreckberges und erschließt gut gebankte, bräunliche Dachsteinkalke in riffnaher Rückrifffazies.

Der norische Dachsteinkalk ist in gebankter Loferer Fazies (SANDER 1936) entwickelt und entstand gemäß FISCHER (1964) aus „deepening upward“-Zyklen, die in die lithofaziellen Einheiten A (supratidal), B (intertidal) und C (subtidal) (s. Abb. 51) untergliedert werden können. Neuere Untersuchungen der Loferer-Zyklen deuten darauf hin, daß keine „deepening upward“- sondern „shallowing upward“-Zyklen vorliegen (GOLDHAMMER et al. 1990, ENOS & SAMANKASSOU 1996). Für den rhätischen Anteil gelten jedoch die oben erwähnten Einschränkungen. Entsprechend den verschiedenen Untersuchungen stellt sich die rifferne Fazieszone als eine große peritidale Plattform mit einem subtidalen Schelf bzw. Lagune dar, die durch den Riffbereich vom offenen Meer getrennt war. Die Loferer Zyklen dieses riffernen Bereichs entstanden durch eustatisch bedingte Faziesverschiebungen zwischen dem supra-, inter- und subtidalen Bereich. Diese Zyklen haben bereits zu einer vielfältigen Deutung Anlaß gegeben. FISCHER (1964) führte sie auf periodische Meeresspiegelschwankungen zurück, die durch tektonisch induzierte Megazyklen überlagert wurden. Vereisungsschwankungen, die durch Milankovitch Klimazyklen gesteuert wur-

den, sind nach FISCHER (1975) deren Ursache. Zu ähnlichen Ergebnissen gelangten SCHWARZACHER & HAAS (1986). Die Hauptursache für die Loferer Zyklen sah HAAS (1991) in allozyklischen Sedimentationsprozessen, die durch die 21.000 und 41.000 a Milankovitchzyklen gesteuert wurden, wobei untergeordnet auch autozyklische Prozesse eine Rolle gespielt haben könnten. Diesen überwiegend allozyklischen eustatisch gesteuerten Sedimentationsmodellen werden in letzter Zeit autozyklische und tektonische Modelle gegenübergestellt. BRAUN (1992) und BRAUN & ZANKL (1992b) sahen die Dachsteinkalk-Zyklen überwiegend als allozyklisch gesteuerte Prozesse an, in denen autozyklische Bedingungen lokale Veränderungen hervorriefen. Weiterhin werden nach ihrer Interpretation die Zyklen auf Grund zeitlich veränderter Bedingungen des Sedimentationsraumes (Nor/Rhät), der relativen Lage und Ausbildung des Plattformrandes und durch regional unterschiedliche Subsidenz-/Meeresspiegelschwankungsraten modifiziert. Die veränderten Klimabedingungen im Keuperhinterland, die für die Entstehung des Kössener Intraplattformbeckens verantwortlich sein dürften, sind dabei von zusätzlicher Bedeutung. Nach



**Abb. 50:** Blick Richtung Süden über den Ecker First mit dem Purtscheller Haus auf den nördlichen Hohen Göll. An der Basis der obersten Wandstufe (ca. 100–150 m mächtig) des Dachsteinkalks, zwischen Rauchfang im Westen und Wildem Freithof im Osten, zeigt sich die unterhätische Transgression durch den lithologischen Wechsel zwischen gebankten zu massigerem Gestein, in das die Kössener Schichten in Höhe der Pfeile eingeschaltet sind. Die Lage des Profils 651 (Kössener Schichten) ist angedeutet (s. Abb. 54). Deutlich erscheint auch der Übergang (Doppelpfeil) zwischen gebankter rifferner Rückriff- und massiger riffnaher Rückrifffazies.

SATTERLEY & BRANDNER (1995) und SATTERLEY (1996a, b) bewirken wandernde inter- bis supratidale Bereiche sowie synsedimentäre Tektonik die Loferer Zyklen. Zumindest für den Vorriff- und Riffbereich des Hohen Gölls lassen sich tektonisch induzierte Faziesverschiebungen durch die Spalten mit Hallstätter Kalken nachweisen.

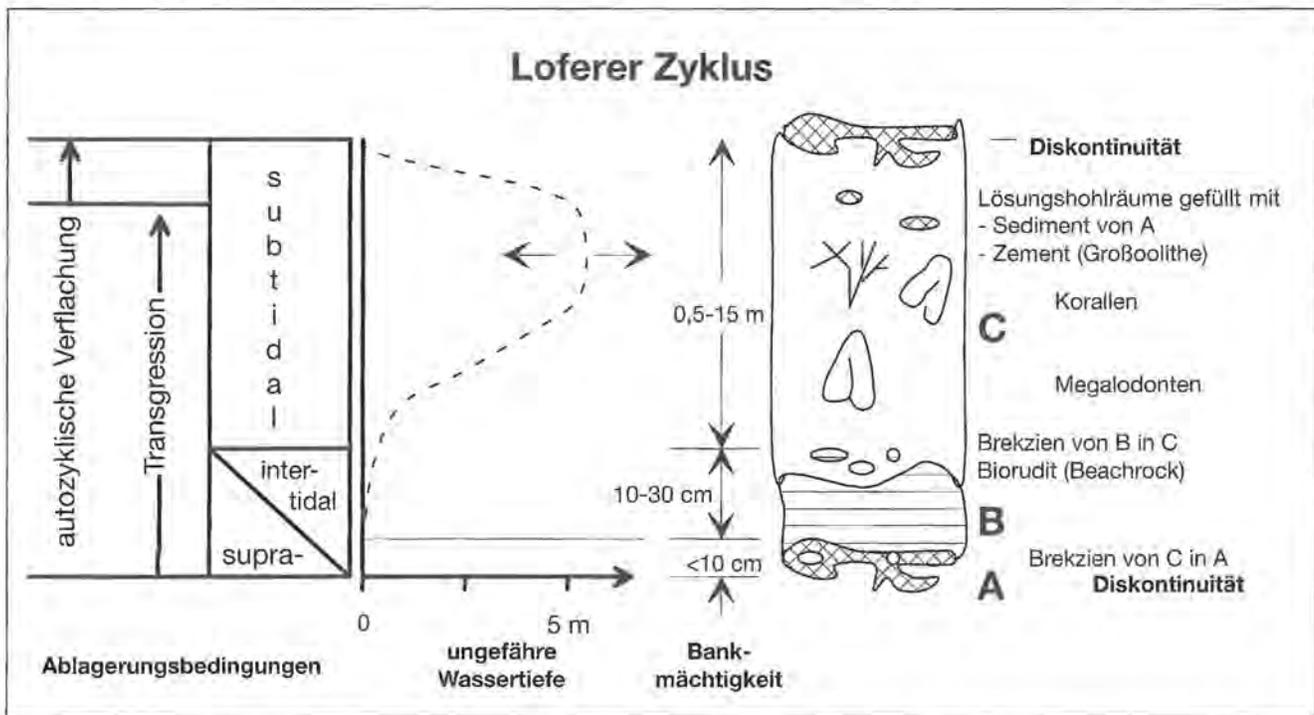
Die Ablagerungsbedingungen des Dachsteinkalkes in rifferner Fazies wurden am nördlichen Kehlstein von BOLZ (1965/66, 1967) sowie zwischen Kehlstein und Ecker First von BRAUN (1992) untersucht. Da sich die Untersuchungen von BOLZ (1965/66, 1967) lediglich auf den norischen Dachsteinkalkanteil an der Kehlsteinstraße beziehen, werden hier die Ergebnisse von (BRAUN 1992) zusammengefasst und durch weitere Beobachtungen ergänzt.

#### 5.3.2.4.5.2.1 Einheit A

Die Sedimente der Einheit A sind subaerisch entstanden und können als Paläoböden bzw. Residualbildung gedeutet werden. Diese dünnen, meist nur wenige zentimetermächtig werdenden, wulstigen, grün bis ziegelroten oder gelblichbraunen Mergel, bzw. mergeligen Kalken finden sich gewöhnlich in Taschen und Spalten inner-

halb der sie unterlagernden Bänke und blieben dort vor Erosion geschützt. Paläokarsterscheinungen treten auch als scheinbar isolierte Hohlräumfüllungen in C-Horizonten auf, die laminiert-feingeschichtet sind und als „schwimmende Scherben“ bezeichnet werden. Biogene sind wegen diesen Ablagerungsbedingungen sehr selten. Gelegentlich treten Brekzienhorizonte auf, deren eckige-kantengerundete Komponenten bis zu 30 cm Durchmesser erreichen können, aus verschiedenen Dachsteinkalktypen zusammengesetzt sind und teils schwärzlich gefärbt vorliegen (black pebbles). Die Matrix ist rostbraun und z. T. lateritisch anmutend.

Während Stürmen und im Zuge von Transgressionszyklen kann dieses Sediment über das Riff in den Vorriffbereich verfrachtet werden und findet sich dort als Zwickelfüllung wieder. Sicherlich können auch die Einfüllungen von vadosem Silt, die vielfach in den Dünnschliffen der Gesteine des Typs C gefunden wurden, diesem subaerischen Stadium zugeordnet werden, insbesondere dann, wenn diesem ein rot-grüner Mikrit vorangeht. Eine weitere Besonderheit als Produkt von Lösungsphasen sind sogenannte „Großoolithe“ nach TUCKER & WRIGHT (1990). Dabei handelt es sich um Karsthohlräume mit einem Durchmesser von bis zu 20 cm, die im Zuge der folgenden marinen Überflutung mit



**Abb. 51:** Schematisches Profil durch einen idealisierten Loferer Zyklus A-B-C (FISCHER 1964) mit den resultierenden Ablagerungsbedingungen. Bei dem mit Regression gekennzeichneten Anteil könnte es sich auch um eine autozyklische Verflachung auf Grund von Sedimentakkumulation handeln.

schalig abgesondertem, sehr grobkristallinem, radiaxialfibrösem Zement gefüllt werden, wobei die Kristallisation durch verschiedenartige Stagnationsphasen unterbrochen wird.

#### 5.3.2.4.5.2.2 Einheit B – Loferite

Sofern sie überhaupt abgelagert wurden, besitzen die supra- bis intertidalen Ablagerungen der Einheit B ein höheres Überlieferungspotential während des Nors als im Rhät. Im Liegenden der Kössener Schichten kommen sie bis ca. 60 m an diese heran; in deren hangenden Partien konnten sie nicht mehr beobachtet werden. Die zwischen 10–30 cm dicken Bänke der sogenannten Loferite zeigen im angewitterten Zustand eine deutliche, leicht wellige, flache Laminierung im mm-Bereich. Das Gestein weist auf Grund seines Dolomitgehaltes eine beige, gelblichgraue und bei erhöhten Bitumengehalten braungraue Farbe auf. Anoxische Bedingungen zeichnen sich bereichsweise durch cm-dicke dunkle Zonen ab. Auf Grund der unterschiedlichen makro- und mikroskopischen Unterschiede lassen sich nach BRAUN (1992) drei Loferrittypen unterscheiden, die unterschiedliche Ablagerungsräume innerhalb des Inter-/Supratidals repräsentieren.

Beim Loferrittyp I handelt es sich um sehr fein laminierte (<1 mm), sehr homogene Mikrite mit wenigen Poren. Die Laminae zeigen im Schliff eine feine Wechsellagerung von siltigem, unbestimmbarem Biogendetritus mit Karbonatschlamm und wenigen laminoiden, schichtparallelen Fenstergefügen. Teilweise tritt leichte Schrägschichtung und Einrollung von Schichten auf. Innerhalb der Laminae deutet gradierte Schichtung auf Sturmablagernun-

gen hin. Die Packungsdichte nimmt dabei von unten nach oben zu und die Korngröße ab. Die Basis läßt sich als schlecht ausgewaschener Pelsparit (Grainstone) bezeichnen, der nach oben kontinuierlich in einen Packstone-Wackestone-Mudstone übergeht. Ein Teil der Lagen wurde durch Bioturbation homogenisiert und dadurch künstlich verdickt. Als einzige bestimmbare Biogene sind wenige Ostrakoden vorhanden. Die Hohlraumgefüge entsprechen dem LF-A Typ nach MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK (1969), seltener den Stromatactisgefügen und sind zum Teil mit grünlichgrauem Dolomikrit gefüllt.

Bei den Laminae des Loferrittyps II handelt es sich um den LLH-C Typ (laterally linked hemispheroids with closely packed domes) nach LOGAN et al. (1964). Diese ebene bis leicht wellige Lamination besteht aus homogenem Dolomikrit. Innerhalb des Gesteins können einige Trockenrisse mit verstellten Schichten und flachen Mikritintraclasten auftreten. Foraminiferen, Ostrakoden und Siltlagen sind sehr selten. Die schichtparallelen, kalzitgefüllten Fenstergefüge vom LF-A Typ und einige „birdseyes“ Strukturen, die beide teilweise mit Dolomikrit verfüllt sein können, bestimmen die Gesteinsstruktur.

Makroskopisch fällt beim Loferrittyp III die intensive Brekzierung auf. Die Lagen sind gespalten, brekziiert oder zu Tepeestrukturen verstellt. Bis auf die Intraclasten, die mm-cm Größe erreichen, finden sich weder biogene noch andere karbonatische Komponenten. Feinschichtung in Form von Silt und Schlamm-Wechsellagerung tritt ebenso selten auf wie laminoide Fenstergefüge des LF-A Typs. Die aufgerissenen Hohlräume zwischen den Intraclasten sind meist mit Mikritschlamm verfüllt. An manchen Stellen ist das Sediment durch Bioturbation homogenisiert.

Auf Grund der makroskopischen und mikrofaziellen Analyse lassen sich die Gesteinstypen der Einheit B verschiedenen Ablagerungsräumen innerhalb des Inter- und Supratidals zuordnen. Typ I weist sowohl den geringsten Einfluß von Austrocknungserscheinungen als auch den geringsten Dolomitgehalt auf. Die Ausbildung der Lamination beruht primär auf der Wechsellagerung von Silt und Mikritschlamm, den beobachteten gradierten Lagen und der undeutlich vorhandenen Schrägschichtung. Erst sekundär ist dafür das Auftreten von fenestralen Poren verantwortlich, wobei nach SHINN (1983) deren Häufigkeit ebenso wie die von „birdseyes“ vom oberen Intertidal zum Supratidal hin zunimmt. Sie bleiben nur bei schneller Verfestigung des Sediments erhalten, wie sie innerhalb des oberen Intertidals und Supratidals vorkommen, da sie anderenfalls der Kompaktion zum Opfer fallen. Gradierte Sturmlagen sind nach JAMES (1984) für das mittlere und obere Intertidal charakteristisch. Dies läßt einen mittleren bis oberen intertidalen Ablagerungsraum auf der landwärtigen Seite von Strandrücken oder auf den Leveeflanken von Gezeitenkanälen für den Typ I als wahrscheinlich erscheinen (vgl. SELLWOOD, 1986). Gefügebestimmendes Element beim Loferittyp II ist die durch lagige Fensterporen verstärkte Lamination. Weiterer wichtiger fazieller Indikator ist die glatte, kuppige Lamination, die auf bioerodierten Flächen von Strandrücken entsteht. Auf Grund der seltenen Siltlagen, der nicht vorhandenen gradierten Schichtung und der Intraklasten, scheint ein etwas distalerer Bereich auf dem Strandrücken innerhalb des oberen Intertidals als möglicher Ablagerungsraum in Frage zu kommen. Die starke Brekzierung, Trockenrisse und die Tepee-Strukturen als Folge intensiver Austrocknung zeigen lange Expositionszeiten für den Typ III an. Damit ist das Gestein als typische Supratidalablagerung anzusehen (vgl. JAMES, 1984). Sowohl wegen der intensiven Paläoverkarstung des Dachsteinkalks als auch aus dem Fehlen von Evaporiten innerhalb der Loferite läßt sich dieser einem eher humiden Klimabereich zuordnen.

#### 5.3.2.4.5.2.3 Einheit C

Die subtidale Einheit C besitzt mit ihren 0,5–15 m mächtigen Bänken die formenreichste Ausbildung der Rückriffsedimente des Dachsteinkalks. In ihr kommt die gesamte Formenvielfalt flachmariner Plattformsedimente zum Ausdruck.

Der hangende Teil einer Bank weist meist Verkarstungserscheinungen auf. Die Karstspaltenfüllungen sind häufig der einzige Hinweis auf eine nachfolgende Einheit A. Spalten und Hohlräume wurden nur teilweise mit Sedimenten der Einheit A verfüllt, dadurch konnten bei erneuter Überflutung Bioarenite bis -rudite als erstes Sediment der folgenden Einheit C in die offenen Spalten oder Hohlräume eingelagert werden. Sie können als transgressive Strandablagerungen gedeutet werden.

Manche Bereiche des C-Horizonts sind stark angereichert mit Fossilien, dabei fallen neben den Megalodon-

ten bis zu 5 cm große turmförmige Gastropoden, solitäre Korallen, Schwämme und Kalkalgen auf. Typisch für diese Einheit sind die bis zu 20 cm großen Bivalven der Familie Megalodontidae, die sich zum Teil noch in Lebensstellung befinden. Nach ZANKL (1969, 1971) kommen diese hauptsächlich in der riffernen Rückriffazies vor. Bereits WALTHER (1885) stellte fest, daß „Megalodontiden und Korallen sich fast regelmäßig gegenseitig ausschließen“. Sie nehmen in der riffnahen Zone des Rückriffbereichs an Bedeutung ab und sind sehr selten im zentralen Riffbereich. Fleckenriffe von einigen m<sup>2</sup> Ausdehnung, als deren hauptsächlich Riffbildner die Koralle *Retiophyllia* sp. hervortritt, finden sich innerhalb der Einheit C. Die randliche Mikritisierung der Komponenten (Rindenkörner) ist eine auffällige Erscheinung dieses Faziesbereiches. Auf Grund der Mikrofaziesuntersuchungen von BRAUN (1992) lassen sich im riffernen Rückriffbereich zwischen Kehlstein und Ecker First die nachfolgend aufgeführten Mikrofaziestypen unterscheiden.

#### 5.3.2.4.5.2.3.1 Die Biolithoklastische Fazies

An der Basis der transgressiven C-Einheiten treten häufig grobe bioklastische Sedimente auf. Diese bestehen aus Bio-, aufgearbeiteten Lithoklasten und „black pebbles“. Das ehemalige Sediment ist mit einem Korngrößenspektrum von Feinsand-Mittelkiesbereich schlecht klassiert und besitzt ein korngestütztes Gefüge mit variabler Packungsdichte, welches von Biogenen (bis zu 30 %), Peloiden (<30 %), Lithoklasten, Ooiden (<5 %), Cortoiden und Lumps aufgebaut wird. Der Biogenanteil (Biomorpha und Bioklasten) besteht aus Schnecken, Muschelbruchstücken, Trochiten, Seeigelstacheln, Holothurien, Selenoporaceen, Korallen- (teils bis zu 40 % der Biogene) und Schwammresten (teils bis zu 20 %) sowie einem wechselnden Anteil an Foraminiferen. Das Gestein kann als unterschiedlich ausgewaschener Fein- bis Grobrudite oder als biolithoklastischer Grainstone/Rudstone charakterisiert werden und dem SMF-Typ 11 der FZ 6 nach WILSON (1975) zugeordnet werden.

Eine typische Erscheinung dieses Faziestyps ist die frühe Zementation in Form einer marin phreatischen, Fe-freien, ca. 150 µm dicken Kruste aus fibrösem Zement. In einigen Fällen kann diese Kruste als Miniskuszement und gravitativer Zement ausgebildet sein, die dem marin vadosen Milieu zugeordnet wird. Selten finden sich botryoidale Zemente, die aus optisch-fazikulärem Fe-freiem Kalzit bestehen. Sie werden nach SANDBERG (1985) meist als ursprüngliche Aragonitzemente gedeutet, die heute neomorph kalzitisch vorliegen. Nach ROSS (1991) könnten botryoidale Zemente auch ursprüngliche Hochmagnesiumkalzite sein. In einigen Fällen konnten verbleibende Resthohlräume sekundär mit Mikritschlamm verfüllt werden, so daß aus einem Grainstone ein Pseudopackstone wurde (vgl. Kap. 5.3.2.4.5.1).

Auf Grund der bei der Mikrofaziesanalyse gewonnenen Einblicke läßt sich eine Zuordnung dieses Gesteins zum

SMF-Typ 11 in das Inter- bis flache Subtidal treffen. Besonders die gravitativen marin vadosen Zemente schränken die Interpretation des Ablagerungsraumes ein. Der teilweise nach außen offene interpartikuläre Restporenraum wurde später entweder auf Grund von Faziesverlagerungen oder relativen Meeresspiegeländerungen mit Mikritschlamm verfüllt. Botryoidale Zemente finden sich besonders häufig als Füllung von Riffhöhlräumen (vgl. TUCKER & WRIGHT, 1990); nach SCOFFIN (1987) sind sie aber auch typische gravitative Zemente von Beachrocks. Ein relativ hochenergetischer, transgressiver Strandbereich, eine Art Strandbarre oder sehr flache Untiefe, die zeitweilig trocken fiel bzw. ein Beachrockstadium durchlief, wäre als passender Ablagerungsbereich denkbar (vgl. JAMES 1984, LONGMAN 1980).

#### 5.3.2.4.5.2.3.2 Die Fleckenriff-Fazies

Fleckenriffe treten innerhalb der Einheit C häufig auf. Dabei handelt es sich um einige m<sup>2</sup>-große Bioherme mit Riffbildnern, wobei die bis zu 1m hoch werdende, verzweigte Koralle *Retiophyllia* sp. sehr deutlich hervortritt. Das ehemalige Sediment besteht zu 40–60 % aus Gerüstbildnern und zu 40–60 % aus Matrix. Neben den Korallen sind sessile Foraminiferen, Kalkschwämme, Kalkalgen, Bryozoen, Mikroproblematika und gelegentlich agglutinierende Würmer gerüstbildend. Innerhalb der Fleckenriffe lassen sich zwei Bereiche unterschiedlicher Sedimentationsverhältnisse und Wasserenergie unterscheiden:

1. Schlammbetonte, geschützte Bereiche, bei denen die Matrix zwischen dem Gerüst ausschließlich aus rötlichem und gelblichorangem Mikritschlamm (Mudstone oder Wackestone) besteht. Gastropoden, Ostrakoden und Muscheln können als Biomorpha in der Matrix enthalten sein. Dasycladaceen-, Echinodermen-, Gastropoden-, Muschel-, Korallenbioklasten und unbestimmbarer Biogendetritus liegen zwischen den Korallenstöcken.
2. Höherenergetische Bereiche, bei denen das Internsediment zwischen oder in den Gerüstbildnern als Packstone bis Grainstone vorliegt. Foraminiferen, Ostrakoden, Crinoiden, Seeigel, Schnecken und Muscheln finden sich als Biogendetritus. Daneben kommen noch Pelloide, Cortoide und Lumps vor.

#### 5.3.2.4.5.2.3.3 Die Ooid-Fazies

Je nach Grad der Auswaschung besteht das Gestein aus 35–50 % Sparit und 5–15 % Mikrit als Matrix, wobei 40–50 % Komponenten vorliegen. Maximal 5 % der Komponenten liegen primär als Biogene vor, meist Foraminiferen, die bis 1,5 mm groß werden. Weiterhin finden sich als Bioklasten Seeigelstacheln, Schnecken- und Muschelschalen. Meist sind sie zu Rindenkörnern mikritisiert oder bilden Kerne von Ooiden.

Die Ooide bilden mit 10–30 % einen Hauptbestandteil der Komponenten und weisen eine Größe von 0,5–1 mm

auf. Sie liegen überwiegend als Einfachooide mit meist einer, aber auch bis zu vier Lagen vor. Die einzelnen Lagen zeigen radialstrahlige Internstruktur. Einen weiteren wichtigen Sedimentanteil liefern die rundovalen bis länglichen Pelloide ( $\phi$  f-mS), sie machen zwischen 10–30 % der Komponenten aus. Dabei handelt es sich zum einen um Kotpillen und zum anderen um Mikritisierungsprodukte von Bioklasten (Bahamitpelloide), in denen teilweise undeutliche Reliktstrukturen zu erkennen sind. Außer den bisher genannten karbonatischen Komponenten können bis zu 5 % Cortoide auftreten. Das korngestützte relativ dicht gepackte Gefüge des Gesteins ist selten durch Bioturbation leicht homogenisiert. Das Gestein kann als Grainstone oder Oopelsparit bzw. Pelloosparit (je nach Mischungsverhältnis) klassifiziert werden.

Ooide mit radial-fibröser Struktur finden sich nach FLÜGEL (1982) in Stillwasserbereichen sowohl in randlich marinen als auch in nichtmarinen Milieus. Aus dem prozentualen Anteil von 20–30 % Ooiden in den Gesteinen dieser Fazies folgt nach NEWELL et al. (1960) eine Wassertiefe von 2–15 m. Einfachooide entstehen nach FLÜGEL (1982) in relativ niedrigerenergetischen Milieus oder in Gebieten, wo ein Überangebot an großen Kernen herrscht, deren Durchmesser nahe an die kritische Größe von marinen Ooiden (< 2 mm) heranreicht. Innerhalb des Gesteins fällt auch die artenarme Foraminiferenfauna auf, die fast ausschließlich aus *Triasina hantkeni* MAJZON 1954 und *Aulotortus* sp. besteht; dies deutet auf extreme Bedingungen innerhalb eines Lebensraumes hin, der nur wenigen Arten optimale Lebensbedingungen bieten konnte. Auf Grund der mikrofazialen Analyse kann eine Einstufung zum SMF-Typ 15 bzw. 16 der Fazieszonen 6 und 7 erfolgen, mit Anklängen zum SMF-Typ 11. Als Ablagerungsraum kommen, wegen der Plattformrandkonfiguration mit Riffen, nicht Ooidsandbarren in Plattformrandnähe, sondern offene Bereiche der Dachsteinkalkplattform in Frage, wo die oben beschriebenen Bedingungen geherrscht haben.

#### 5.3.2.4.5.2.3.4 Die Grapestone-Fazies

Das Gestein besitzt ein korngestütztes Gefüge aus ca. 60 % Komponenten und 40 % meist sparitischer Matrix. Lokal kann aber, auf Grund unvollständiger Auswaschung oder Homogenisierung durch Bioturbation, bis zu 10 % Mikrit vorliegen. Die vorhandenen Biogene zeigen eine gute Klassierung, deren Korngröße im Mittelsandbereich liegt. Innerhalb der Komponenten kann der Biogenanteil bis zu 60 % betragen, wobei alle Biogene einen äußeren Mikritsaum besitzen, so daß man sie auch als Rindenkörner ansprechen könnte. Es treten Foraminiferen, Seeigelstacheln, Echinodermenfragmente, Kalkschwämme, Dasycladaceen und Schnecken auf. Die relativ dicht gepackten karbonatischen Komponenten sind zu ca. 15 % Pelloide sowie die namengebenden Grapestones (ca. 20 %). Die mikrofaziale Zuordnung zum SMF-Typ 17 der FZ 7 und/oder 8 deutet nach WILSON (1975) auf einen abgeschnürten Plattformteil (Lagune) mit vorhandenen Intertidalfächern hin. Nach FLÜGEL (1982) finden sich Aggregatkörner in

Tab. 29: Zusammenstellung der von BRAUN (1992) im riffernen Rückriffbereich bestimmten Fauna/Flora, deren Verteilung bezogen auf die Faziestypen und ihre Verteilung in den Dachsteinkalkproben der Profile Kehlstein und Wilder Freithof.

Fauna und Flora des riffernen Rückriffbereichs												
Fauna	Fazies											
	Bioolithoklastische - Fleckenriff-	Ooid-	Grapestone-	Onkoid-	Peloid-	Schlamm-	G 1	G 3	G 4	G 11	G 12	602 602/1
<b>Foraminiferen</b>												
<i>Agathamina austroalpina</i> KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN 1964	x											
<i>Alpinophragmium perforatum</i> FLÜGEL 1967	x	x			x							
<i>Ammobaculites</i> sp.	x			x		x	x					
<i>Ammodiscus parapriscus</i> HO 1959												x
<i>Angulodiscus friedli</i> (KRISTAN-TOLLMANN 1962)	x			x								
<i>Auloconus</i> sp.			x						x			
<i>Aulotortus oscillans</i> WEYNSCHENK 1956	x											
<i>Aulotortus sinuosus</i> WEYNSCHENK 1956	x			x		x	x				x	
<i>Aulotortus</i> sp.			x	x	x	x			x			
<i>Austrocolomia</i> sp.		x	x		x							
<i>Diploremina</i> sp.	x	x				x		x				
<i>Frondicularia woodwardi</i> HOWCHIN 1895						x	x					
<i>Frondicularia</i> sp.				x			x					x
<i>Gaudryina triadica</i> KRISTAN-TOLLMANN 1964				x							x	
<i>Gaudryina</i> sp.	x											
<i>Glomospira inconstans</i> MICHALIK, JENDREJÁKAVÁ & BORZA 1979							x					
<i>Glomospira</i> sp.					x				x			
<i>Glomospirella</i> sp.						x						
<i>Meandrospira</i> sp.					x				x			
<i>Nodosaria</i> sp.				x								
<i>Nubecularia</i> sp.		x										
<i>Ophthalmidium</i> sp.						x						
<i>Permodiscus praecommunis</i> SALAJ, BORZA & SAMUEL 1983	x											
<i>Permodiscus</i> sp.	x				x							
<i>Pilaminella semiplana</i> (KOCHANSKY-DEVIDÉ & PANTIC 1966)						x						
<i>Planiinvoluta carinata</i> LEISCHNER 1961		x				x				x	x	x
<i>Planiinvoluta irregularis</i> SALAJ, BORZA & SAMUEL 1983		x		x		x			x			x
<i>Planiinvoluta</i> sp.			x		x							
<i>Pseudonodosaria</i> sp.							x					
<i>Rectoglandulina</i> sp.						x						
<i>Sigmoilina</i> sp.	x											
<i>Tetrataxis humilis</i> KRISTAN 1957	x					x						
<i>Tetrataxis inflata</i> KRISTAN 1957	x			x	x				x			
<i>Tetrataxis nana</i> KRISTAN-TOLLMANN 1964						x						
<i>Tetrataxis</i> sp.									x		x	
<i>Triasina hantkeni</i> MAJZON 1954	x		x	x	x	x	x		x			
<i>Trochamina almtalensis</i> KOEHN-ZANINETTI 1968						x				x		x
<i>Trochamina</i> sp.				x	x	x			x			
<i>Variostoma</i> sp.	x		x	x								
<b>Mikroproblematika</b>												
<i>Thaumatoporella parvovesiculifera</i> (RAINERI 1922)	x				x	x		x				
<i>Mikrotubus communis</i> FLÜGEL 1964	x	x										
Mikroproblematikum 2 SENOWBARI-DARYAN 1980		x										
Problematikum A OHLEN 1959	x								x			x
<b>Kalkalgen</b>												
<i>Cayeuxia</i> sp.	x				x			x				
<i>Chinianella zankli</i> (OTT 1967)	x											
<b>Korallen</b>												
<i>Retiophyllia clathrata</i> (EMMRICH 1853) Form A nach ZANKL (1969)	x											
<i>Retiophyllia clathrata</i> (EMMRICH 1853) Form B nach ZANKL (1969)	x								x			
<i>Cyclophyllia cyclica</i> (SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN 1978)	x											
<i>Astraeomorpha confusa minor</i> FRECH 1890	x											
<b>Kalkschwämme</b>												
<i>Annaecoelia interiecta</i> SENOWBARI-DARYAN & SCHÄFER 1979	x											
<i>Peronidella fischeri</i> FLÜGEL 1962					x				x			

flach subtidalen und intertidalen Ablagerungsräumen mit eingeschränkter Wasserzirkulation bis ca. 10 m Wassertiefe. In diesem Entstehungsraum verhindert die Wellen- bzw. die Strömungsenergie den Eintrag von karbonatischem und siliziklastischem Schlamm.

#### 5.3.2.4.5.2.3.5 Die Onkoid-Fazies

Bereits im Gelände läßt sich dieses Gestein auf Grund seiner deutlich herauswitternden, cm-großen, runden, umkrusteten Komponenten leicht ansprechen. Innerhalb der Bänke zeigen sich gelegentlich Schillagen mit Megalodontenfragmenten. Die faziell namengebenden und in ihrer Größe deutlich von den übrigen Komponenten abweichenden Onkoide haben an den Komponenten einen Anteil von 15–45 %. Sie zeigen keinen deutlichen Lagenbau. Der Kernbereich ist entweder stark mikritisiert und zeigt nur noch undeutliche Internstrukturen, oder er wird von dem im Sediment vorhandenen Biogendetritus gebildet. Lediglich die äußere Hülle zeigt, besonders bei den größeren Komponenten, ein blasiges Gefüge, welches auf Algenumkrustung zurückzuführen ist. Die größeren Komponenten zeigen Foraminiferen-Spongostromata-Krusten. Dieser Typ zeichnet sich durch die zum Teil schlechte Auswaschung des Mikritschlammes aus. Der Anteil der ausschließlich biogenen Rindenkörner liegt bei 10–45 %. Es liegen Korallen- (bis 5 cm Länge), Schnecken-, Muschel-, Echinodermen-, Dasycladaceen- (Ø bis 5 mm), Kalkalgenfragmente sowie z. T. > 5 % Foraminiferen vor. Auffallend ist der relativ hohe Anteil an porostomaten Algen von ca. 7 %. Die involutiniden Foraminiferen liegen häufig nur noch als Geisterstrukturen vor. Peloiden besitzen ein unregelmäßiges Äußeres und ihr Anteil schwankt zwischen 5 % und 20 % bei einer durchschnittlichen Größe von 0,5 mm.

Das locker bis mitteldicht gepackte, komponentengestützte Gestein kann als schlecht ausgewaschener bioklastischer Rudstone bzw. Bloonkosparit (-mikrit) charakterisiert werden und dem SMF-Typ 13 sowie der FZ 6 zugeordnet werden. Als gute Faziesanzeiger dienen vor allem die namengebenden Onkoide, aber auch die vorhandenen Grapestones und Peloiden. Die Onkoide kommen nach WILSON (1975) in einem moderat hochenergetischen, gut ausgewaschenen Bereich des Plattformrandes mit sehr niedrigen Wassertiefen vor. Allerdings scheint hier ein etwas geschützteres Milieu vorgelegen zu haben, wofür der relativ hohe Mikritgehalt in der Matrix spricht. Eventuell bot auch der die Onkoide aufbauende Algenfilm einen schützenden Verbund und wirkte somit hemmend auf die Ausspülung des sedimentären Feinanteils (vgl. FLÜGEL, 1982). Onkoide kommen im Süßwasser, Inter- und flachem Subtidal (bis 10 m Wassertiefe) vor. Süßwasser kann für den Dachsteinkalk wegen der marinen Faunenelemente ausgeschlossen werden. Gleiches gilt zumindest für intertidale Wattflächen, da im Sediment keine Austrocknungserscheinungen und Fenstergefüge beobachtet werden können. HARRIS et al. (1985) ordnen die Onkoid-Fazies einer randlichen, hochenergetischen Sandbarre bzw. Untiefe im

rückwärtigem Bereich von Riffen zu. Diese Situation würde mit den oben skizzierten Verhältnissen in gutem Einklang stehen.

#### 5.3.2.4.5.2.3.6 Die Peloid-Fazies

Dieser Faziesbereich läßt sich in verschiedene Subfaziestypen unterteilen:

1. Pelmikrit: Das Sediment zeigt Kreuzschichtung und weist die beste Klassierung und Sortierung aller vorhandenen Mikrofaziestypen auf. Hauptsedimentbestandteile (99 %) sind sehr gut gerundete Peloiden (Feinsand), die in einer Mikritmatrix liegen. Biogene (ca. 1 %) sind in Form von dünnen Muschel- und Ostrakodenschälchen vorhanden. Vereinzelt zeigt sich Homogenisierung des Sediments durch Bioturbation. Das Gestein ist durchsetzt von sekundären Hohlräumen, deren sedimentäre Füllungen eine rötlich-braune Färbung zeigen. Das korngestützte Sediment kann als Pelmikrit bezeichnet und dem SMF-Typ 16 sowie den Fazieszonen 7 oder 8 zugeordnet werden.
2. Biopelmikrit: In der Nähe zu benachbarten Faziesräumen oder in ökologisch günstigeren Arealen finden sich neben den Peloiden auch andere karbonatische Komponenten und Biogene. Der Anteil an Peloiden beträgt 50–60 %, der der Biogene bis zu 30 %. Den Rest bilden Lumps und Einfachooide. Foraminiferen dominieren teilweise vor anderen Bioklasten wie Muschel-, Gastropoden-, Echinodermen- und Korallendetritus. Das korngestützte Sediment ist mäßig bis gar nicht ausgewaschen und kann somit als Biopelmikrit bezeichnet werden. Die Komponenten haben Fein- bis Mittelsandgröße. Teilweise kann das Sediment durch Bioturbation homogenisiert sein.
3. Foraminiferenpelmikrit: Bereits im Handstück fallen an der Gesteinsoberfläche die meist sammelkristallisierten Foraminiferen als kreisrunde Sparitflecken auf, durch die diese Subfazies charakterisiert wird. Mikrofazial ist das Gestein dem zweiten Typ ähnlich, jedoch sind die Foraminiferen die gefügebestimmenden Elemente und mit bis zu 2 mm Durchmesser die größten Komponenten. Bezeichnend ist auch die Diagenese der involutiniden Foraminiferen. Deren Gehäuse wurden selten mikritisiert, und so liegen sie meist nur noch als „molds“ vor. Dies spricht für eine Lösung oder Sammelkristallisation ihrer Aragonitgehäuse nach der Zementation des Sediments (vgl. HOHENEGGER & PILLER 1975b).

Die Zuordnung der drei unterschiedlichen Typen zum SMF-Typ 16 der Fazieszonen 7 und 8 spricht für sehr warmes flaches Wasser (ca. 2–7 m). Bedingungen dieser Art finden sich auf der offenen Plattform, wobei bezüglich des zweiten Typs ein geschützter, weniger exponierter Ablagerungsraum anzunehmen ist. Für relativ flach subtidale oder sogar intertidale Ablagerungsbedingungen sprechen die Sturmablagerungen und die Kreuzschichtung (vgl. FLÜGEL 1982).

### 5.3.2.4.5.2.3.7 Die Schlamm-Fazies

Hierunter werden alle diejenigen Gesteine verstanden, deren Gefüge von der schlammreichen Matrix bestimmt wird, unabhängig davon, ob diese primär aus der Sedimentation von Mikritschlamm in geschützten Bereichen der Lagune oder sekundär durch Homogenisierung auf Grund von Bioturbation entstanden ist. Es handelt sich um Mud- bis Wackestones. Das matrixgestützte Gefüge weist ein in der relativen Zusammensetzung variables Vorkommen von Biogenen, Peloiden und Schlamminklasten auf. Schnecken, Foraminiferen, Muscheln, Echinodermen, Ostrakoden, Dasycladaceen und Kalkschwämme, deren Größe zwischen 0,1–4 mm liegt, beteiligen sich am Gesteinsaufbau. Eine Sonderentwicklung in dieser Fazies stellt die Foraminiferenschlammfazies dar. Neben den bereits beschriebenen mikrofaziellen Eigenschaften, kommt es bei diesem Faziestyp zu einer gefügebestimmenden Anhäufung von *Triasina hantkeni* MAJZON 1954.

Auf Grund der mikrofaziellen Ausbildung (SMF-Typ 9, FZ 7) läßt sich dieses Gestein einem geschützten, niedrig-energetischen Ablagerungsraum mit offener Wasserzirkulation innerhalb der riffernen Lagune zuordnen. Dafür spricht nach HOHENEGGER & PILLER (1975a) auch die artenarme, individuenreiche Foraminiferenfauna. Gelegentlich höhere Wasserenergie führt zum Einschwebmen und Anhäufen von Biogenen auch aus benachbarten Gebieten und zur Aufarbeitung von bereits verfestigtem Sediment (Tonchips).

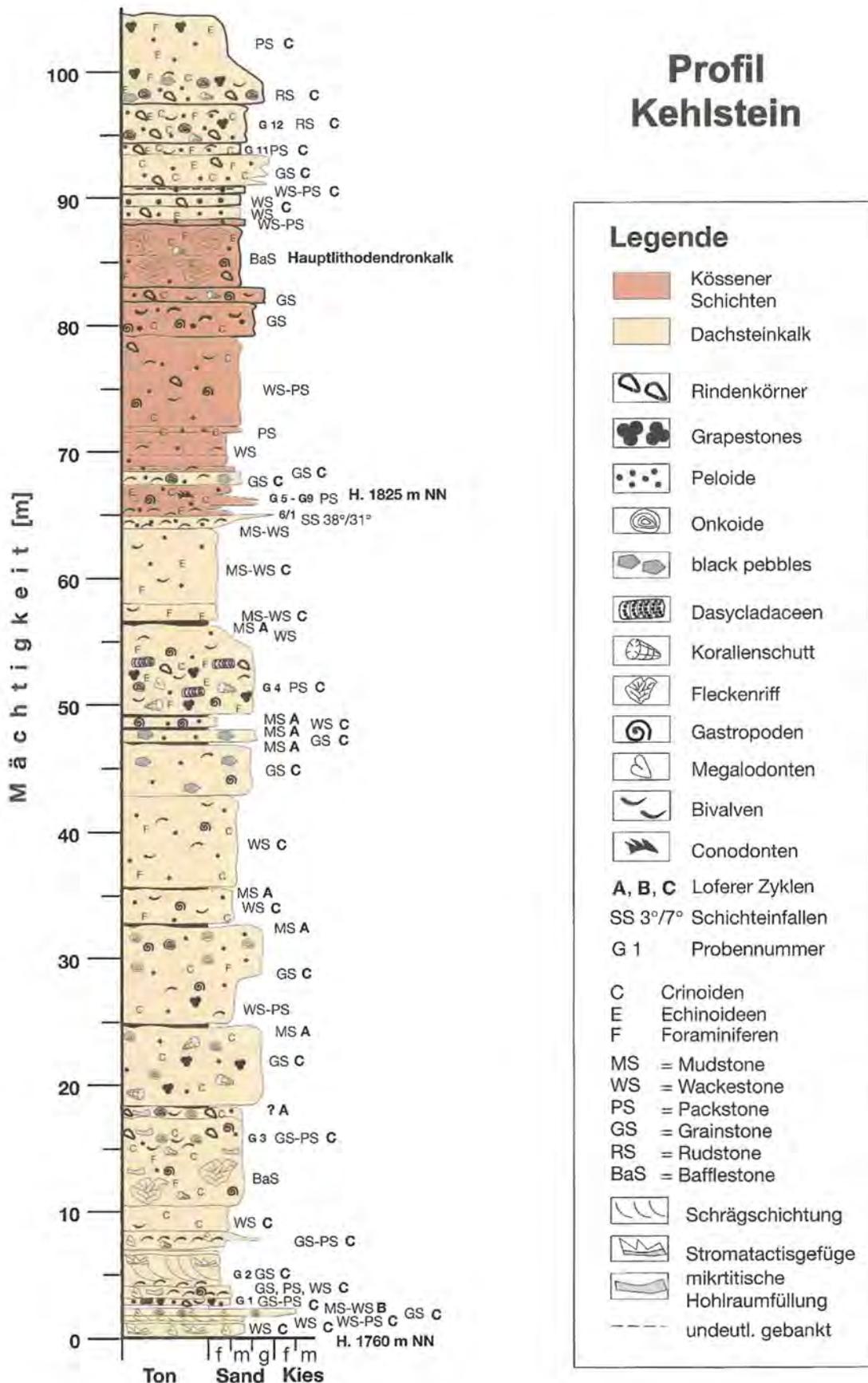
### 5.3.2.5 Die Kössener Schichten

Kössener Schichten als Einschaltung in den Dachsteinkalk treten am Kehlstein, den Mannköpfen, dem Ecker First, am Wilden Freithof, am nördlichen Hohen Göll und im Endstal auf. Ähnliche Vorkommen wurden aus dem umliegenden Tirolikum vom Hochkalter (Rhätische Mergellagen SCHLAGINTWEIT 1919, BARTH 1968, BART-

HEL 1987), Steinernem Meer (SATTERLEY 1996a), Strubkopf (Kap. 3.1.3) und vom Paß Lueg (Obertriassische Kalk-/Mergelserie GAWLICK 1988, Kössener Mergelkalke PLÖCHINGER 1990) beschrieben. Die lithologischen und faunistischen Unterschiede zwischen diesen und den Vorkommen am Hohen Göll wurden bereits in Kap. 3.1.3 erläutert. Die Namensgebung erfolgt hier in Anlehnung an BRAUN (1992), da die vorkommenden Fossilien und mikrofazielle Ausbildung, insbesondere aber das Vorkommen des Hauptlithodendronkalkes, den Kössener Schichten (vgl. KUSS 1983, STANTON & FLÜGEL 1989) entspricht. Dabei handelt es sich um eine transgressive Ausweitung des Kössener Intraplattformbeckens in Richtung Süden bis in den riffnahen Rückriffbereich (am Hohen Göll) des ehemaligen Plattformrandes (BRAUN 1992, BRAUN & ZANKL 1992a). Dadurch werden alle paläogeographischen Rekonstruktionen unstimmtig, die das Göllmassiv als isolierte Plattform im Hallstätter Becken ansehen (z. B. TOLLMANN 1985, 1987). Seitdem die prinzipielle Abfolge dieser Schichtenfolge am Kehlstein durch BRAUN (1992) herausgearbeitet wurde, läßt sich diese Einschaltung durch den Hauptlithodendronkalk (Suess & Mojsisovics 1868) im Hangenden der Kössener Schichten stratigraphisch einstufen und mit dem Kössener Becken korrelieren. Nach KRYSSTYN (1987) liegt der Hauptlithodendronkalk des Kössener Beckens an der Basis der *Vandaites stuerzenbaumi*-Subzone des Rhät I (Abb. 56) und entspricht folglich nicht dem Hangenden des Nors nach GOLEBIEWSKI (1986). Die Kössener Schichten lassen sich nach GOLEBIEWSKI (1990b, 1991) in einen obernorisch/unterrhätischen Hochalm Member und in einen rhätischen Eiberg Member untergliedern. Der Hauptlithodendronkalk entspricht dem hangensten Teil (Unit 4) des Hochalm Members. Folglich umfassen die am Hohen Göll auftretenden Kössener Schichten den Hochalm Member 3 und 4 des Unterrhät. Die liegenden Dachsteinkalke gehören dem Nor-?Unterrhät an.

Tab. 30: Mikrofaziesanalyse von Dachsteinkalken in rifferner Fazies. Die Proben entstammen den Profilen Kehlstein (Abb. 52) und Wilder Freithof (Abb. 54). Sofern nicht erwähnt, entsprechen die verwendeten Abkürzungen den vorherigen Tabellen. Bem.: Kr = kreuzgeschichtet, Pe int. gel. = Pelloide intern gelöst, va Si = vadoser Silt, r-e = gerundet bis eckig.

Mikrofaziesanalyse der Dachsteinkalke in rifferner Rückriffazies																													
Probe	Matrix	Verh Ma/Ko [%]	Komp $\phi$	Komponenten														Bem	Karb.-Geh			Gefüge		Dun					
				biogene + bioklastische										ablogene					Ca [%]	Do [%]	unl [%]	ma	ko						
				Bi	Br	Cr	D	E	F	G	Hy	Ko	Ks	O	pA	sB	So								Al	Bp	Co	Gs	Pe
G 1	50% Mi, 50% Sp	40-50/50-60	fS, gS, fg'	o			o	-	o							--	o	+	++	+		Bio, Horafü	95	2	3		x	PS-GS	
G 2	Sp	40/60	fS	-																		++	Bio, gk, gs, Kr Pe int. gel.	92	8			x	GS
G 3	Sp	40/60	mS	++	-	+	-	-									+	o	++	-		e, kg, va Si	99		1		x	GS	
G 4	70% Mi, 30% Sp	60/40	gS, fg'	o			o	-	+	o		--					o	-	o	++		ara gel, bp, kg, l. ausgew	97		3		x	PS	
G 11	Mi	60-70/30-40	mS, fs, gs	o		+	o	o										++	+			r-e	93	2	5		x	PS	
G 12	Sp	50/50	mS, gs, fg			+		o	-	o					+		+	++	+	o		kg	94	2	4		x	RS	
602	60% Mi, 40% Sp	30/70	gS-fG, mg'	o		o	o			-	+						+		++			dg	97		3		x	RS	
602/1	Mi	60/40	fS, ms'	+			-	o	o									++				gk, kg, r	97		3		x	PS	
651/1	Mi	50/50	f-mG, f-ms	o		o			-	-	-	++					--	+		o		e, kg	97		3		x	RS	
718/3	Sp	30/70	m-gS, fg'	+	+	o						-				o		++	++			g	98		2		x	GS	



**Abb. 52:** Das Profil wurde am südlichen Ende des Kehlsteinrundweges aufgenommen. Es umfaßt das untere Rhät und evt. im tiefsten Teil noch das höchste Sevat. Die Sedimentationsumstellung im Zuge der Transgression zu Beginn des Rhäts zeichnet sich durch das letztmalige Auftreten eines B-Horizonts im untersten Teil des Profils ab. Zwischen Profilmeter 65–88 sind Kössener Schichten in den Dachsteinkalk eingeschaltet, die mit dem Hauptlithodendronkalk enden.

Die Einschaltungen von Kössener Schichten heben sich durch ihre dünnbankige mergelige Lithologie, ihre rot- bis ockerbraune Farbe und ihre bivalvenreiche Fauna vom umgebenden Dachsteinkalk ab. So beschrieb bereits BITTNER (1882) vom Osthang des Ecker Firsts Korallenschutt, der mit Kössener Mergeln wechsellagert. In ihnen sieht er mögliche „Äquivalente der Kössener Schichten des Vorgebirges“. BÖSE (1898) charakterisierte diese Einschaltungen als „dünne fast ganz aus Bivalven bestehende Mergelbänke“. Diese „bestehen aus gelben bis rothen und grauen kalkigen dünngebankten Mergeln und wechsellagern mit grauen Lithodendron-Kalken“. Eine erste Faunenliste<sup>48)</sup> lieferte KÜHNEL (1929), der die mergeligen Einschaltungen dem Dachsteinkalk zurechnete:

Bivalven: *Chlamys cf. valoniensis* (DEFRANCE 1825)

Hydrozoen: *Spongiomorpha acyclica* FRECH 1890,  
*Stromatomorpha styliifera* FRECH 1890

Korallen: *Distichomeandra austriaca* (FRECH 1890), *Distichomeandra minor* (FRECH 1890), *Montlivaltia* sp., *Pamiroseris rectilamellosa* (WINKLER 1861), *Retiophyllia clathrata* (EMMRICH 1853), *Stylophylloopsis zitteli* FRECH 1890, *Stylophylloopsis mojsvari* FRECH 1890, *Stylophylloopsis cf. polyactis* FRECH 1890.

Geologisch auskartiert wurden die Kössener Schichten zuerst von PLÖCHINGER (1955) am Grat des Ecker Firsts, am nördlichen Hohen Göll und am Hohen Brett. Die Vorkommen am Hohen Brett werden hier, wie in Kap. 5.3.2.3 erläutert, den Zlambachschichten zugeordnet. Auffallend ist, daß PLÖCHINGER (1955) lediglich die „dünnplattigen Mergelkalke“ zu den Kössener Schichten rechnete und daher gezwungen war, die korallenreichen Kalke (Hauptlithodendronkalk) des Ecker Firsts als „Rhättriffkalk“ auszukartieren. Dabei ist es nur der ca. 5 m mächtige Hauptlithodendronkalk, der, auf Grund der am Ecker First vorherrschenden starken Verschuppung, dem Dachsteinkalk ein korallendominiertes Aussehen verleiht.

Auf deutscher Seite wurden die Kössener Schichten am Kehlstein, den Mannlköpfen und am Ecker First erstmals von BOLZ (1967) als rhätische Mergellagen im Dachsteinkalk auskartiert. Neben Foraminiferen und Ostrakoden beschrieb er die z. T. gesteinsbildend vorkommenden Bivalven (*Gervillia inflata* SCHAFFHÄUTL 1851, *Ostrea* sp., *Aequipecten* sp.).

48) Zuordnung und Gattungsnamen sind vom Autor in der revidierten Form nach RIEDEL (1991) aufgelistet worden.



**Abb. 53:** Hauptlithodendronkalk des „Profils 718 – Wilder Freithof“ (Abb. 54). Das Wachstum der hauptsächlich aus „Thecosmilien“-Stöcken aufgebauten biostromalen Gebilde wird scheinbar durch Mergellagen unterbrochen, die dem Gestein ein bankiges Aussehen verleihen. Dabei handelt es sich meist um Styloschichtung. Ø Objektiveckel ca. 5,5 cm.

Tab. 31: Mikrofaziesanalyse der Kössener Schichten des Hohen Gölls. Sofern nicht gesondert erwähnt, entsprechen die verwendeten Abkürzungen den vorangegangenen Tabellen. Bem.: Bi ein=Bivalven eingeregelt, Bi gel = Bivalven gelöst, bo = angebohrt, inkr = inkrustiert, Ko sa = Korallen sammelkristallisiert, Komp kor = Komponenten korrodiert, va Si = vadoser Silt, Wö ob = Schalenwölbung nach oben.

Mikrofaziesanalyse der Kössener Schichten																															
Probe	Matrix	Verh Ma/Ko [%]	Komp o	Komponenten															Bem	Karb.-Geh			Lös	Gefüge ma ko	Dun						
				biogene + bioklastische										abiogene						Ca [%]	Do [%]	unl [%]									
				Bi	Br	Cr	D	E	F	G	Hy	Ko	Ks	O	pA	sB	So	Al								Bp	Co	Gs	In	Oo	Pe
G 6	Mi	80/40	mS, fs, gs	++	+			-	-												-	Bi gel, inkr	91		9				x	PS	
G 7	Mi	95-60/5-40	fs																						92	8	Co, Sel	x	x	MS, WS, PS	
G 8	Sp	60-70/30-40	fs, gs*/m-gS	++		o		-	-	o															96	4				x	GS
G 8a	Mi	80/40	f-mS	+		+																			88	2	Fis, Se			x	PS
G 9	Mi	40/60	fs, ms'			o		-	o																96	4	e-g.			x	PS
6/1	Mi	50-60/40-50	f-mS, gs	++		o		-	-	o															91	9	Co, Fis			x	PS
6/2	Mi	50/50	m-gS, Bi<2cm	+		o		-	o																					x	PS
56/4	Mi	40-50/50-60	mS, fs, Bi<1cm	+		+			o	o																				x	PS
190	Mi	15-25/75-85	s-fS	-																										x	WS
192/1	Mi, igw. Sp	40/60	gS, fg	o		+	o	-																						x	RS
192/2	Mi	85-95/5-15	s-fS																											x	MS-WS
193	Mi, Sp	40-50/50-60	gS, fg, ms	o		+		-	o																					x	RS
426/3	Sp, Mi	50/50	f-mS, gs'	-		-			o	-																				x	GS, PS
426/3	Mi	60/40	fs, ms, fg', Bi<1cm	+		o		-	-	o																				x	PS
450	Mi	50-60/40-50	fs, ms', gs', Bi<2cm	+		-	o		-	o																				x	PS
461/1	Mi	60/40	gS-fG	o		+	-	-	o																					x	RS
461/2	Mi	60-70/30-40	gS, fg			o																								x	RS
481	Sp, (Mi)	35/75	mS, gs', fg"			+	o																							x	GS (PS)
602/2	Mi	50-90/10-50	gS, fg	o		+			+																					x	RS-FS
602/3	Mi	70/30	fs, gs', fg'	+				-	o																					x	BaS
651/2	Sp	50/50	m-gS, fg"	-		o		-	o																					x	GS
651/3	Sp	40-50/50-60	mS, gs, fg"	+					o	o																				x	GS
651/4	Sp	40/60	fs			o			o																					x	GS
651/5	Sp	50/50	mS, gs	+		o		-	o																					x	GS
652	Sp, (Mi)	50/50	gS-fG			o		-	o																					x	RS
652/1	Mi, (Sp)	30/70	gS-fG	+		-			-																					x	RS
652/2	Sp	40/60	fs, ms', gs'	+				-	-	o																				x	GS
	Mi	100/0																												x	MS
718/4a	Mi	60/40	fs, fg	++		-	+		-	-	o																			x	PS
718/4b	Sp, Mi	50/50	m-gS	++					-	-																				x	GS-PS
718/6	Mi	60-70/30-40	f-mS																											x	BaS
718/8	Mi	30/70	fg, Bi<1cm	+		+	o		-	-	-																			x	RS
718/8a	Mi, Sp	40/60	gS-fG	++		o	+																							x	RS
718/10	Mi	60/40	sIS	o		-			-																					x	PS
718/13	Mi	50/50	m-gS	+		o			-																					x	PS
718/14	Mi	95/5	gS, Bl	o																										x	MS

Die bisher umfangreichste Analyse und Kartierung der Kössener Schichten erfolgte durch BRAUN (1992). Neben der Conodontendatierung, der Mikrofaziesanalyse, der Diagenese und den Ablagerungsbedingungen, wurde die prinzipielle Abfolge der Kössener Einschaltung mit dem Hauptlithodendronkalk als deren hangenstes Schichtglied erstmals beschrieben.

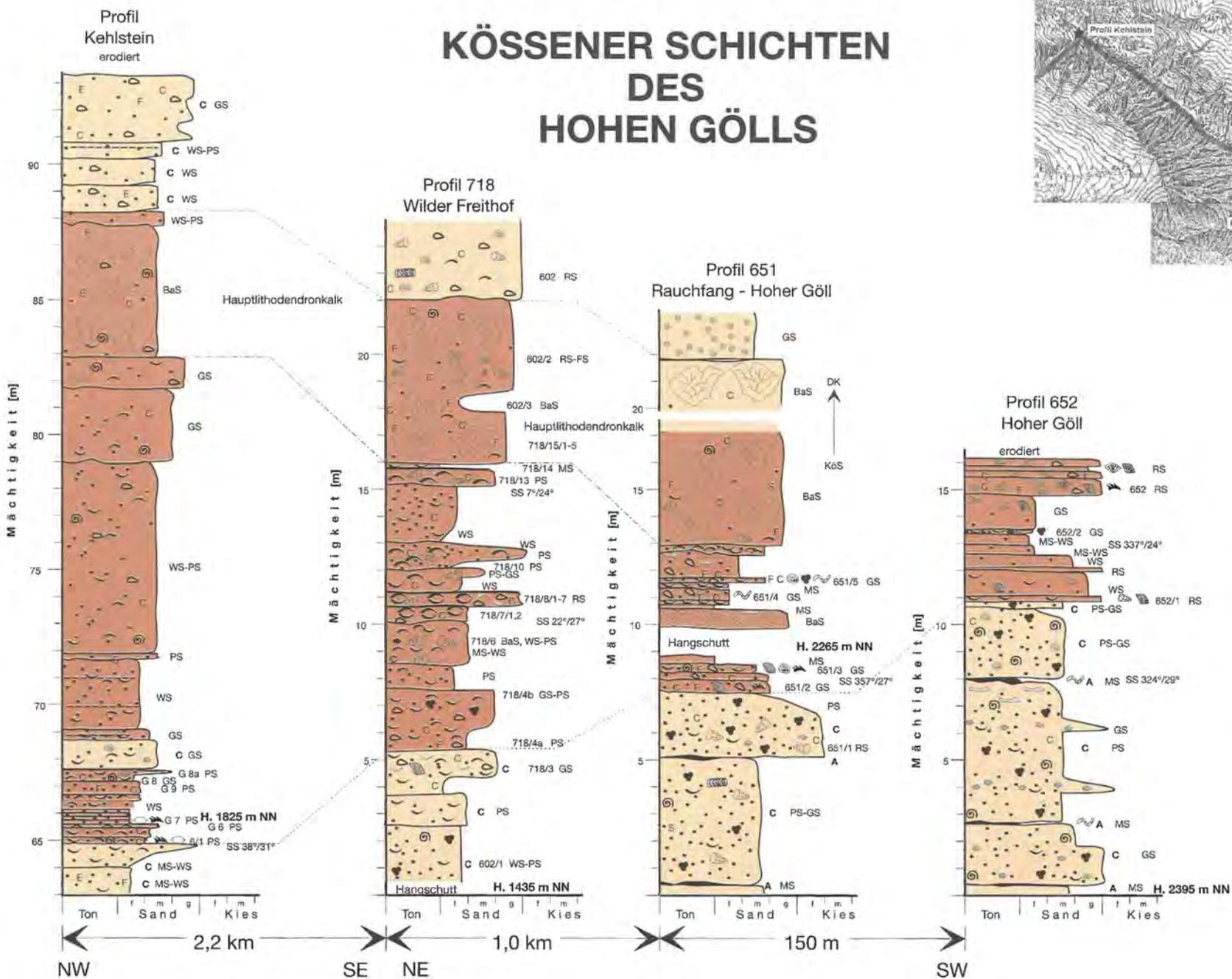
Wie bereits mehrfach erwähnt, bestehen die Kössener Schichten aus mergeligen Kalken mit einem unlöslichen

Anteil von max. 10 %. Dies bewirkt die Entstehung einer vertonten Schichtstufe in der Dachsteinkalkfolge an der Stelle der Kössener Einschaltung (s. Abb. 50). Hauptbestandteile der dünn- bis dickbankigen Gesteine sind neben den gefügebestimmenden Bivalven, die Peloiden (Bahamitpeloiden und Kotpillen). Während im allgemeinen kleine, bis zu 2 cm große Bivalven vorherrschen, treten im Profil 718 (Abb. 54, Banknr. 7-8) Muschelpflaster (Hartgründe) auf, die aus bis zu 10 cm großen Bivalven (*Plagiostoma* sp.) aufgebaut werden.

Tab. 32: Zusammenstellung der Fauna und Flora der Kössener Schichten des Gölmassivs. Die angegebene Anzahl von Conodonten bezieht sich auf ca. 5 kg gelöstes Gestein. Abkürzungen: Dasy = Dasycladaceen, Ho = Holohurien, Hy = Hydrozoen, MP = Mikroproblematika, PA = porostomate Algen

Probe	Fauna und Flora der Kössener Schichten des Gölmassivs									
	Conodonten	Dasy	Foraminiferen	Ho	Hy	Korallen	MP	PA		
G 6										
G 7										
G 9										
6/1										
6/2	1	2	6							
56/4			3	23						
192/1			11							
193										
426/3										
426/4										
450			1	7						
451/1				4	1					
451/2				1						
481										
602/2										
602/3										
651/1										
651/2				1						
651/3				1						
651/4										
651/5										
652										
652/1										
652/2										
718/3										
718/4a										
718/4b										
718/6										
718/8										
	<i>Diplodella</i> sp.									
	<i>Hindeodella andrusovi</i> KOZUR & MOSTLER 1972									
	<i>Hindeodella</i> sp.									
	<i>Misikella posthemsteini</i> KOZUR & MOCK 1974									
	<i>Prioniodina mülleri</i> TATGE 1956									
	<i>Diplopora phanerospora</i> PIA 1920									
	<i>Salpingoporella</i> cf. <i>sturi</i> BYSTRICKY									
	<i>Agathamina austroalpina</i> KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN 1964									
	<i>Angulodiscus</i> sp.									
	<i>Angulodiscus communis</i> KRISTAN 1957									
	<i>Angulodiscus gaschei</i> KOEHN-ZANINETTI & BROENNIMANN 1968									
	<i>Auloconus</i> sp.									
	<i>Aulotortus sinuosus</i> WEYNSCHENK 1956									
	<i>Aulotortus</i> sp.									
	<i>Diploremina</i> sp.									
	<i>Fronicularia woodwardi</i> HOWCHIN 1895									
	<i>Fronicularia xiphoidea</i> KRISTAN-TOLLMANN 1964									
	<i>Gaudryina triadica</i> KRISTAN-TOLLMANN 1964									
	<i>Glomospirella</i> sp.									
	<i>Lenticulina</i> sp.									
	<i>Nodosaria</i> sp.									
	<i>Nubecularia</i> sp.									
	<i>Paleomiliolina occulta</i> (ANTONOVA 1958)									
	<i>Planiinvoluta carinata</i> LEISCHNER 1961									
	<i>Planiinvoluta irregularis</i> SALAJ, BORZA & SAMUEL 1983									
	<i>Pilaminella</i> sp.									
	<i>Sigmollina</i> sp.									
	<i>Tetrataxis humilis</i> KRISTAN 1957									
	<i>Tetrataxis inflata</i> KRISTAN 1957									
	<i>Tetrataxis nana</i> KRISTAN-TOLLMANN 1964									
	<i>Tolypamina gregaria</i> WENDT 1969									
	<i>Triasina hantkeni</i> MAJZON 1954									
	<i>Trochamina almtalensis</i> KOEHN-ZANINETTI 1968									
	<i>Trochamina</i> sp.									
	<i>Trochaonella</i> sp.									
	<i>Theelia</i> sp.									
	<i>Spongiomorpha ramosa</i> FRECH 1890									
	<i>Stromatomorpha</i> sp.									
	<i>Astraeomorpha confusa</i> (WINKLER 1861)									
	<i>Astraeomorpha confusa minor</i> (FRECH 1890)									
	<i>Astraeomorpha crassisepta</i> (REUSS 1854)									
	<i>Cyclophyllia cyclica</i> (SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN 1978)									
	<i>Retiophyllia clathrata</i> (EMMRICH 1853)									
	<i>Retiophyllia</i> sp.									
	<i>Aeolisaccus</i> sp.									
	<i>Thaumatoporella parvovesiculifera</i> (RAINERI 1922)									
	<i>Cayeuxia</i> sp.									
	<i>Girvanella</i> sp.									

# KÖSSENER SCHICHTEN DES HOHEN GÖLLS



**Abb. 54** (umseitig): Profilaufnahmen der in den Dachsteinkalk eingeschichteten Kössener Schichten zwischen Kehlstein im Nordwesten und Hohen Göll im Südosten. Das Profil Kehlstein ist ein Ausschnitt aus Abb. 52, daher beziehen sich die Mächtigkeitsangaben darauf. Ausgehend vom Profil Kehlstein nimmt die Mächtigkeit und der unübersichtliche Rückstand der Kössener Schichten nach SE hin ab, die Mächtigkeit des Hauptlithodendronkalkes, die Korngröße und der Gehalt an Korallendritus, porostomaten Algen und Solenoporaceen zu. Lage Profil 651 s. auch Abb. 50.

Daneben kommen kleine Brachiopoden [*Zugmayerella* cf. *uncinata* (SCHAFHÄUTL 1851)] vor, die für Kössener Schichten typisch sind. In Abhängigkeit von der relativen paläogeographischen Lage der Profile nimmt der Anteil an porostomaten Algen, Solenoporaceen und Riffdetritus in Richtung Süden, zum ehemaligen Plattformrand hin, zu. Dies geht mit einer Kornvergrößerung und einer Abnahme der Mächtigkeit und des unlöslichen Rückstandes der Kössener Schichten einher (s. Abb. 54, Tab. 31). Die Fauna und Flora ist Tab. 32 und die Mikrofaziesanalyse Tab. 31 zu entnehmen. Ein wichtiges mikroskopisches Gefügemerkmal ist die Umkrustung der größeren Biogene durch Algen oder Mikroben (s. Taf. 1). Dadurch kommt es zur Entstehung von „Algen“lumps. Zum Teil erscheinen die Biogene stark korrodiert und angebohrt. Der überwiegende Anteil der biogenen Komponenten ist randlich mikritisiert (Cortoide).

Den Abschluß der flachmarinen Entwicklung bildet der Hauptlithodendronkalk, eine 5–7 m mächtige biostromale Riffentwicklung. Dieser Riffkalk ist der bedeutendste lithostratigraphische Markerhorizont der Kössener Schichten und läßt sich über 300 km weit in Streichrichtung der Beckenachse (E-W) verfolgen (GOLEBIOWSKI 1990b). Legt man die Beobachtungen am Hohen Göll und die in der Literatur zitierten Vorkommen mit Kössener Einschaltungen im Dachsteinkalk zugrunde, so folgt aus der paläogeographischen Rekonstruktion, inkl. dem Zurückführen des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll an den Kalkalpensüdrand, ein Vorstoß des Kössener Intraplattformbeckens in Richtung Süden von mind. 40 km. Dabei bleiben allerdings tektonische Verluste unberücksichtigt.

Der Hauptlithodendronkalk besteht aus einer fast monospezifischen Korallenfazies, die aus phaceloïden „Thecosmilien“-Stöcken aufgebaut wird. Die Korallenstöcke sind überwiegend in situ erhalten und besitzen in Abhängigkeit des umgebenden Sedimentes ein bankiges Erscheinungsbild (Abb. 53), das aber z. T. auf Styolithisierung (Styloschichtung) zurückzuführen ist. Zwischen diesen ästigen Formen treten cerioide Wuchstypen auf (*Astraeomorpha* sp.). Neben den der Abb. 54 zu entnehmenden Proben, entstammen die in Tab. 31 aufgeführten Proben 192/1, 193 und 481 dem Hauptlithodendronkalk. Wie beim Normalsediment, so läßt sich auch beim Lithodendronkalk ein Trend in den Profilen ablesen. Ausgehend vom Profil Kehlstein, über das Profil Wilder Freithof, zu Profil 651 nimmt die Mächtigkeit des Lithodendronkalkes zu. Die Lebensbedingungen scheinen für die Korallen in Richtung Plattformrand günstiger geworden zu sein. Dies führte bei Profil 651 vermutlich auch zu einer geringmächtigen Riffentwicklung vor dem Hauptlithodendronkalk. Außerdem ist der terrigene Anteil im Hauptlithodendronkalk geringer als in den Profilen Kehlstein und Wilder Freithof. Dadurch fehlt die starke Styolithisierung, und der Übergang Kössener Schichten zu Dachsteinkalk vollzieht sich innerhalb der Bank. Von ähnlichen Beobachtungen, wonach der Hauptlithodendronkalk in beckenzentralen, terrigenreicheren Positionen geringmächtiger ist als in randlichen

Positionen, berichtet GOLEBIOWSKI (1991). Auffällig ist die starke diagenetische Überprägung der Korallite und Bivalven. Dabei wird der aragonitische Anteil gelöst, z. T. sparitisch zementiert oder anschließend mit Sediment gefüllt.

Die Kössener Schichten entwickelten sich aus den flach subtidalen Dachsteinkalken. Dabei erfolgte, wie in Kap. 5.3.2.4.5.2 ausgeführt, die Sedimentationsumstellung bereits ca. 60 m unterhalb der Kössener Einschaltung in den Dachsteinkalk. Sie zeichnet sich durch die Zunahme der Bankmächtigkeit, ein Fehlen der Intertidalfächen (B-Horizonte) und die Zunahme des Bivalvengehalts (nicht Megalodonten) aus. Insgesamt ähnelt dadurch diese Dachsteinkalkfazies dem riffnahen Rückriffbereich. Eine Tendenz, die sich im Hangenden der Kössener Schichten der Profile Kehlstein und Wilder Freithof fortsetzt. Die artenarme und individuenreiche Bivalvenfauna deutet auf einen Lebensraum hin, der nur wenigen Arten optimale Lebensbedingungen gewähren konnte. Im Sediment finden sich Hinweise auf distale turbiditische Schüttungen, die sich durch Gradierung von unten schräg- und oben ebengeschichtetes Sediment andeutet. Lagenweise Anreicherung von Bivalvenschill deutet auf Tempestitlagen hin. Das Beckenrelief scheint in Richtung Süden, zum Plattformrand hin ansteigend gewesen zu sein, da sich die Mächtigkeit der Kössener Schichten reduziert und der Komponenten-durchmesser größer wird. Der grobe Detritus in mikritischer Matrix, insbesondere in den Profilen 651 und 652, zeugt von einem Ablagerungsraum in dem texturale Inversion vorlag, so daß Komponenten aus hochenergetischen in niedrigenergetische Gebiete abgelagert wurden. Lithofaziell besitzen die Unit 3 + 4 des Hochalm Members eine Übergangsstellung zwischen der Flachmeerentwicklung einer tieferen Lagune und dem Intraplattformbecken des Eiberg Members (GOLEBIOWSKI 1991).

#### 5.3.2.6 Der Oberrhätalk

Der Oberrhätalk<sup>49)</sup> im Hangenden der Kössener Schichten des Untersuchungsgebietes entspricht faziell und lithologisch dem Dachsteinkalk im direkten Liegenden der Kössener Schichten. Er wird hier nur deshalb gesondert erwähnt, um den sedimentologischen Übergang zwischen Kössener Schichten und Oberrhätalk zu erläutern. Der Übergang Kössener Schichten zu Oberrhätalk scheint einherzugehen mit einer Abnahme des terrigenen Eintrages, der aus Bereichen des Keuper-Hinterlandes den Dachsteinkalkfaziesbereich beeinflusste und somit die Karbonatproduktion nicht mehr länger beschränkte. Die während der Sedimentation des Oberrhätalkes herrschenden Bedingungen führten zu einer Angleichung der im älteren Dachsteinkalk vorhandenen Unterschiede zwischen riffnahem und riffernem Ablagerungsbereich. Insgesamt ähnelt dadurch der Oberrhätalk der Profile Kehlstein und Wilder Freit-

49) Begriffsbildung: HAHN 1914

hof dem riffnahen Rückriffbereich. Eine Tendenz, die bereits 60 m im Liegenden der Kössener Schichten (Profil Kehlstein) einsetzte.

Der Oberhätkalk tritt als ca. 100–150 m mächtiger Erosionsrest am nördlichen Hohen Göll im Hangenden des Profils 651 auf (s. Abb. 50). Da die Liasbedeckung fehlt, kann über die max. Mächtigkeit keine Aussage getroffen werden. Weitere Aufschlüsse finden sich am Dürreckberg, hier liegt durch die Stirneinrollung eine überkippte Trias/Jura-Abfolge vor, bei der aufschlußbedingt keine Aussage über die Mächtigkeit des Oberhätkalkes möglich ist.

### 5.3.2.7 Zusammenfassung der obertriassischen Entwicklung

Im Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/ Hoher Göll ist die Plattformrandposition ab dem Karn dokumentiert. Die Dachsteinkalkentwicklung läßt sich ab dem Lac nachweisen und nimmt insbesondere mit dem mittelnorisch-rhätischen Anteil den flächenmäßig größten Teil des Göllmassivs ein. Die Ablagerungsverhältnisse wurden bereits von ZANKL (1968, 1969, 1971) herausgearbeitet, so daß sich hier auf die zeitlich-faziellen Veränderungen und deren Ursache beschränkt werden soll. Die wichtigsten Markerhorizonte, als Grundlage für die Rekonstruktion, sind im Vorriff- und Riffbereich die eingeschalteten Zlambachschichten und im Rückriffbereich die Kössener Schichten.

Ausgangssituation ist die in Abb. 55 (Lac-Untersevat) dargestellte Faziesverteilung. Verstärktes Rifting in der Tethys (BRANDNER 1984) und die daraus resultierenden Plattenverschiebungen könnten zu klimatischen Veränderungen im Keuperhinterland geführt haben. Humidere Klimabedingungen bewirkten einen erhöhten Terrigeneintrag im Hauptdolomitfaziesbereich, so daß dort die überwiegend phytogen gesteuerte Karbonatproduktion zum Erliegen kam. Bei gleichbleibender Subsidenz entwickelte sich so das Kössener Intraplattformbecken (Abb. 55 Obersevat).

Der Dachsteinkalkfaziesbereich blieb mehr oder weniger unbeeinflusst von dieser Entwicklung im Norden. Das verstärkte Rifting hatte aber noch eine weitere Auswirkung auf den Sedimentationsverlauf. Es führte zu einem Meeresspiegelanstieg, der im frühen Rhät seinen Höchststand erreichte. Die Folge war eine retrogradierende Verschiebung der Faziesbereiche nach Norden, die im Göllmassiv dokumentiert ist. Im Rückriffbereich zeichnet sich eine veränderte Ausbildung der Loferer-Zyklen ab, so daß keine Gezeitenflächen mehr dokumentiert sind. In die Sedimente des Vorriffs schalten sich zunehmend Beckensedimente ein. Dieser Meeresspiegelanstieg gipfelte in der frührhätischen Transgression (RÖHL et al. 1991, BRAUN & ZANKL 1992a), so daß sich das Kössener Becken im Dachsteinkalkfaziesbereich bis in den riffnahen Rückriffbereich ausdehnen konnte (Abb. 55 Unterrhät). Im Vorriff- und Riffbereich zeigt sich dieser retrogradierende Trend in der Überlagerung von Dachsteinkalken durch die Zlambachschichten. Ob dabei eine kurzfristige beckenartige Entwicklung zwischen

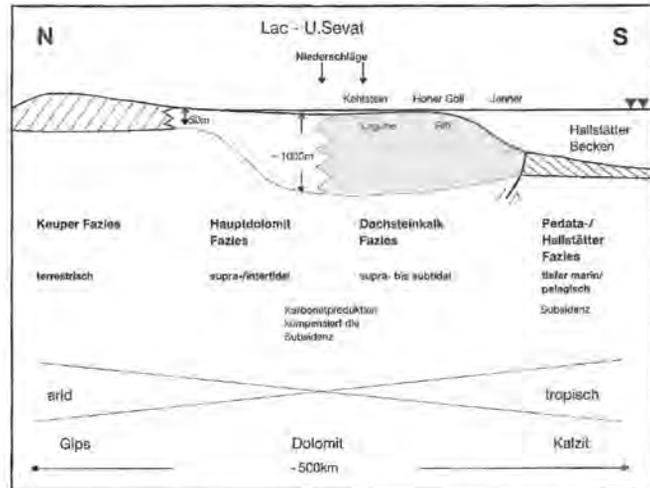
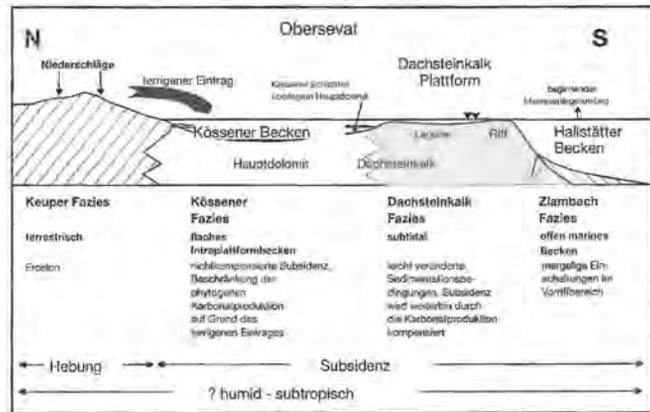
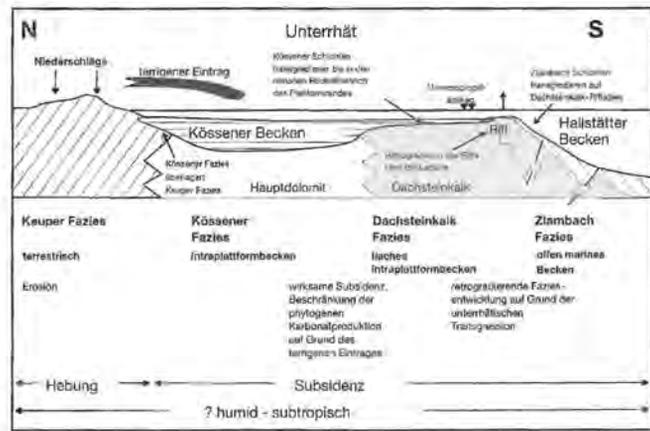
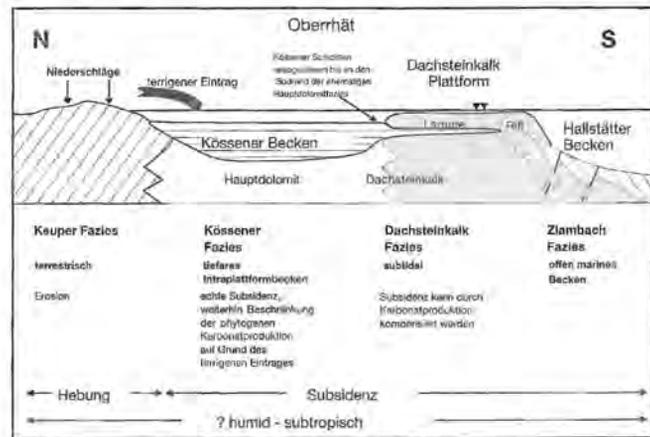
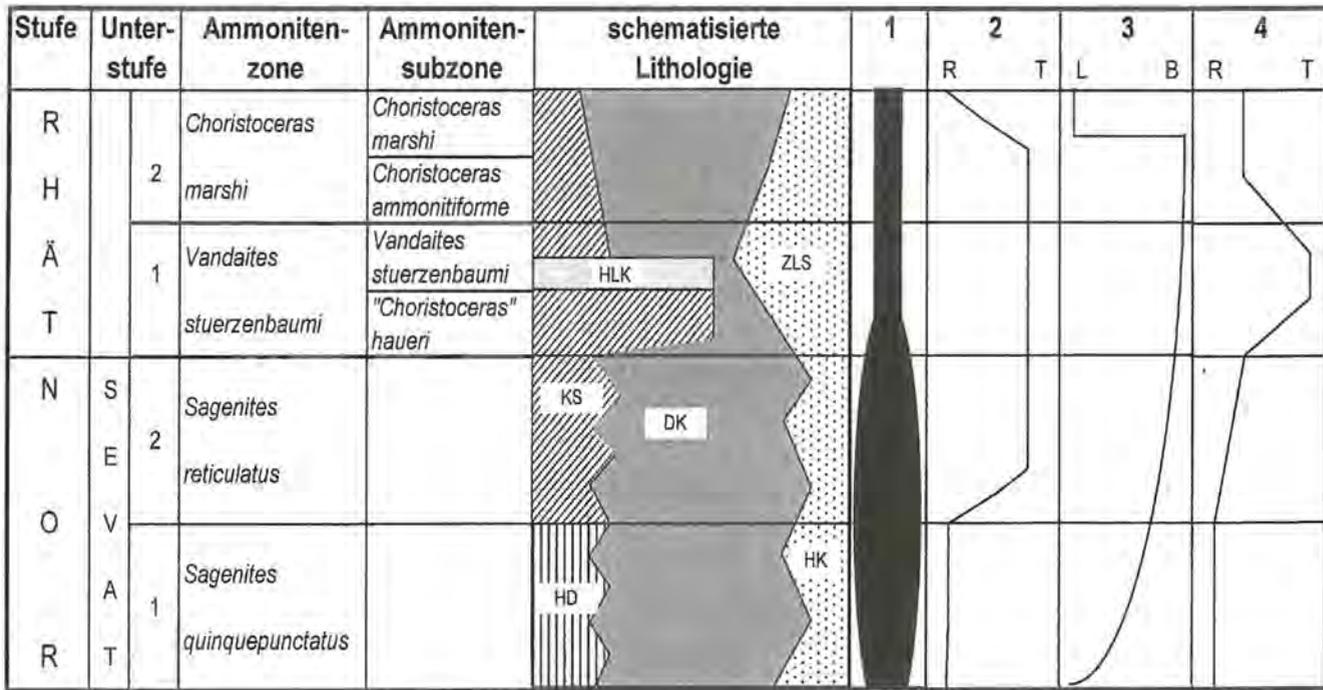


Abb. 55: Interpretation der Klima- und Faziesbedingungen in der Obertrias und deren Beziehung zu den aufgeschlossenen Gesteinen des Arbeitsgebietes. Unmaßstäblich.



**Abb. 56:** Zusammenstellung der schematischen lithologischen Abfolge der obertriassischen Karbonatplattform im Bereich des Tirolikums, der überregionalen plattentektonischen Ereignisse (Spalte 1: Riftaktivität in der westlichen Tethys, BRANDNER 1984), der eustatischen Verhältnisse (Spalte 2: rel. Meeresspiegelschwankungen der westlichen Tethys, BRANDNER 1984; Spalte 3: „Global coastal onlap“-Kurve nach HAQ et al. 1988) und der im Untersuchungsgebiet erarbeiteten rel. Meeresspiegelschwankungen (Spalte 4). Abkürzungen: R = Regression, T = Transgression, L = landwärts, B = beckenwärts. Die Lithologie ist schematisiert, wobei der mittlere und rechte Teil des Säulenprofils die Verhältnisse im Untersuchungsgebiet repräsentieren. Aus der Abbildung wird auch deutlich, daß die Eustatik zwar mit einem Teil der lithologischen Veränderungen korreliert, andere Phänomene (z. B. Terrigeneintrag, Entstehung und Ausdehnung des Kössener Beckens) können daraus aber nicht allein abgeleitet werden.

Hallstätter Becken (Zlambach Fazies) und Kössener Becken entstand, oder aber ein räumlich eingeschränkter Riffbereich erhalten blieb, läßt sich am Hohen Göll für den Riff- und Vorriffbereich aufschlußbedingt nicht nachweisen. Die massige riffnahe Rückrifffazies und evt. die Rifffazies retrogradieren über die rifferne Rückrifffazies. Die Zlambachschichten des Hohen Bretts sind die jüngsten erhalten gebliebenen Sedimentgesteine im ehemaligen Riffbereich.

Mehrere wechselwirkende Faktoren spielten bei der auf den Hauptlithodendronkalk folgenden Phase zusammen (Abb. 55 Oberhät). Der terrigene Eintrag in den Dachsteinkalkfaziesraum wurde entweder strömungsbedingt oder durch Faziesverschiebungen unterbrochen; zeitgleiche vermutlich autozyklische Regressionstendenzen könnten dort auch zur Wiederherstellung der subtidalen Ablagerungsverhältnisse geführt haben. Im Kössener Faziesraum kommen kalkigere Sedimente in einem verglichen mit dem Sevat tieferen Becken zur Ablagerung (GOLEBIEWSKI 1991). Im riffnahen Rückriffbereich der Dachsteinkalkplattform überlagern Oolithe den Hauptlithodendronkalk. Damit könnte eine kurzfristige Plattformrandentwicklung mit Ooidsandbarren überliefert sein. Diese Wechselwirkung zwischen Rifting, klimatischen Veränderungen und daraus resultierenden veränderten Sedimentationsbedingungen führte auch in anderen Gebieten zu kurzzeitigen mergelreichen Sonderfaziesräumen (TOLLMANN 1976b, JADOUL et al. 1991).

### 5.3.3 Die jurassische Abfolge

#### 5.3.3.1 Einleitung

Entgegen der bisherigen Auffassung reicht die Juraabfolge des Göllmassivs vom Unterjura bis ins Oxford. Die plattentektonische Entwicklung läßt sich wie im Tirolikum in eine Präriff- (Trias), Synriff- (Unterjura – Mitteljura) und Konvergenzphase (Mitteljura – Oxfordium) untergliedern. Als triassischer nördlicher Plattformrand der Tethys dokumentiert der Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll bereits im Sevat eine Übergangsstellung zwischen der Prä- und Synriffphase. Erste Anzeichen für den beginnenden Zerfall der Dachsteinkalkplattform sind die Hallstätter-Kalk-Spalten im Dachsteinkalk der Rifffazies des Göllmassivs. Im südlich gelegenen Hallstätter Faziesraum treten den Adneter Schichten tektono-sedimentär vergleichbare Synriffsedimente bereits während der Mitteltrias auf (vgl. SCHLAGER 1970, LEIN 1985).

Unterjurasedimente der Synriffphase des Göllmassivs treten in sehr variabler Lithologie und genetisch bedingter Ausbildung auf. Genetisch lassen sich eine Bank- und Spaltenfazies unterscheiden, die zwar zeitlich und lithologisch gleiche, aber auch eigenständige Sedimenttypen hervorgebracht haben. Lithologische Varietäten der Spaltenfazies sind die Cephalopodenkalke, Adneter Schichten, Brachiopodenkalke, Scheibelberg-

kalke und Fleckenmergel. In der Bankfazies des Unterjuras tritt zusätzlich noch Hierlatzkalk auf. Sedimentgesteine der Konvergenzphase umfassen Teile der Fleckenmergelerde und die grauen und roten Radiolarite. Mit den roten Radiolariten endet die autochthone sedimentäre Überlieferung des Göllmassivs. Bei der nächstjüngeren Auflagerung handelt es sich um die parautochthone Bedeckung des tirolischen Ablagerungsraumes nach seiner Platznahme. Wie in den Kap. 3.3.3.10 und Kap. 3.4.2 erläutert, handelt es sich dabei um die Tauglbodenschichten des Weißenbaches und um Oberalmer Schichten. Sie versiegeln den in die Tauglbodenschichten eingegleiteten Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll.

Die Juravorkommen des Göllmassivs sind auf wenige Gebiete beschränkt. Dabei handelt es sich um Aufschlüsse am Hohen Brett und am Hohen Göll (Spalten), Nord- und Westumrandung des Kehlsteins, des Dürrecksberges, der Brettgabel und des Hohen Bretts (Bankfazies). Ein Großteil der zuletzt genannten Juravorkommen wurde bisher dem Tirolikum zugerechnet. Dazu gehören die von DIERSCHKE (1980) beschriebenen Profile Klausbichl (Profil 100, ebenso BOLZ 1967), Dürrecksberg (Profil 108) und oberer Krautkasergraben (Profile 106 + 107). Der Grund für diese Zuordnung lag darin begründet, daß sie sich im Liegenden des Dachsteinkalks des Göllmassivs befinden. Die Vertreter der Deckennatur der Göllmasse interpretierten diese Aufschlüsse als Überschiebung von triassischem Juvavikum auf tirolischen Jura. Für die Verfechter der ortsgewundenen Tektonik war der Hohe Göll geringweit auf tirolisches Vorland aufgeschobenes Tirolikum (u. a. LEBLING 1935). Den Schlüssel zum Verständnis der Juraabfolge hielten bereits JURGAN (1969) und OTHOLT (1987) in den Händen, die auf Grund von Ammonitendatierungen nachweisen konnten, daß die Trias-Unterjura-Abfolge des Dürrecksberges überkippt war. Allerdings umfaßte ihre autochthone Einheit lediglich den Dachsteinkalk und Teile des Unterjuras. Vermutet wurde die Überkipfung

schon früher von GÜMBEL (1861) und LEBLING (1935), denen die Beobachtungen von BÖSE (1898) und KÜHNEL (1929) gegenüberstanden, daß es sich um Überschiebungen handle.

Die Überkipfung war für OTHOLT (1987) die Folge des submarinen Eingleitens des Göllmassivs bzw. Teilen davon in das Fleckenmergel-Becken während des Domeriums. Diese Entwicklung soll bis in die Radiolaritzeit angehalten haben und mit Einsetzen der Tauglbodenschichten abgeschlossen gewesen sein. Ausgehend von der Tatsache, daß die im N und W des Göllmassivs auftretenden Trias/Jura-Gesteine überwiegend überkippt vorliegen, zeigen die eigenen Untersuchungen, daß diese Schichtenfolge bis ins Oxford reicht und dem Göllmassiv zuzurechnen ist. Das unterlagernde Tirolikum reicht bis zu den Tauglbodenschichten und besitzt eine normale Lagerung. Somit ergeben sich zwei gegenläufige Trias-Jura Schichtenfolgen, wobei die Hangende überkippt vorliegt und dem Göllmassiv zuzurechnen ist. Außerdem zeigt der in Kap. 6 durchgeführte Vergleich zwischen der tirolischen Schichtenfolge und der des Göllmassivs erhebliche Unterschiede im Sedimentationsverlauf, die auch aus der Gegenüberstellung der Abb. 31 und Abb. 59 deutlich wird.

### 5.3.3.2 Die Synriftphase – Unterjura bis Mitteljura

#### 5.3.3.2.1 Die Spaltenfazies

Neben dem krassen faziellen Unterschied zwischen den flachmarinen Ablagerungen des Dachsteinkalks und den offen marinen des Unterjuras, zeugt insbesondere die Spaltenfazies von den tektono-sedimentären Veränderungen im Zuge der Synriftphase. Prinzipiell gelten für die Sedimente der Synriftphase des Göllmassivs die gleichen Rahmenbedingungen wie für das Tirolikum (vgl. Kap. 3.2.1). Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang, daß sich auf Grund der Nähe zum Plattformrand die datierbare Überlieferung der Synriftphase am

Tab. 33: Zusammenstellung der Fauna und Stratigraphie der Juraspalten am Hohen Brett. Die Fauna der Aufsammlung „Exkursion Nördliche Kalkalpen 1986“ (Exkursion des FB Geologie und Paläontologie der Philipps-Universität Marburg) wurde von Herrn Prof. von Hillebrandt TU Berlin bestimmt. In dessen Besitz befindet sich auch das Fossilmaterial. Die mit \* gekennzeichneten Ammoniten entstammen einer Spalte am Brettriadel (N' vom Punkt 2344). Alle anderen Ammoniten entstammen dem Spaltensystem am nördlichen Hohen Brett (Abb. 46, Probe 511/1).

Fauna und Stratigraphie der Juraspalte am Hohen Brett		
Aufsammlung	Fauna	Alter
JURGAN 1969	<i>Phylloceras stella</i> (SOWERBY 1833) <i>Psiloceras (Curviceras) curvicone</i> (LANGE 1952) <i>Psiloceras (Discamphiceras) panzneri</i> (WÄHNER 1882) <i>Psiloceras calliphyllum</i> (NEUMAYR 1879)* <i>Parapsiloceras costosum</i> (LANGE 1952)*	u. Hettangium
Exkursion Nördliche Kalkalpen 1986	<i>Phylloceras subcylindricum</i> NEUMAYR 1879 <i>Storhoceras haploptychum</i> (WÄHNER 1882) <i>Storhoceras (Laqueoceras) sublaqueus</i> (WÄHNER 1886) <i>Phylloceras (Nevadophyllites) psilomorphum</i> NEUMAYR 1879 <i>Psiloceras costosum</i> LANGE 1952 <i>Psiloceras calliphyllum</i> (NEUMAYR 1879)	m. Hettangium u. Hettangium
OTHOLT 1987	<i>Psiloceras calliphyllum</i> (NEUMAYR 1879) <i>Psiloceras planorbis</i> (SOWERBY 1824) <i>Psiloceras</i> sp.	u. Hettangium
BRAUN 1997	<i>Phylloceras</i> sp. <i>Gayeroceras</i> sp. <i>Atractites</i> sp. <i>Schlotheimia</i> sp. <i>Caloceras langei</i> (JÜNGST 1928)	Hettangium o. Hettangium u. Hettangium

Göllmassiv zumindest bis in das Sevat zurückverfolgen läßt. Die resultierenden Störungen wurden dann im Unterhettangium reaktiviert und waren bis in das Toarcium hinein aktiv. Während der Trias-Jura-Übergang am Göllmassiv ohne erkennbare größere zeitliche Lücke dokumentiert ist, konnte HAHN (1985) die ältesten Spalten des Hagengebirges mit Ammoniten in das Untersinemurium datieren.

Am Göllmassiv lassen sich gemäß SCHÖLL & WENDT (1971) S- und Q-Spalten unterscheiden. Die Q-Spalte am Hohen Brett hat einen NE-SW Verlauf, die des Göllgipfels NW-SE. Die S-Spalten am Brettriedel fallen flach bis mittelsteil nach NE-SE hin ein. Diese Spalten reichen bis in eine aufschlußbedingte verfolgbare Tiefe von 200–250 m unter die Erosionsoberfläche des rhätischen Dachsteinkalks. Lediglich in den Spalten am Hohen Brett fanden sich Makrofossilien. Diese setzen sich aus Ammoniten sowie einer artenarmen und individuenreichen Brachiopodenfauna (Rhynchonelliden und Tebratuliden) zusammen.

### 5.3.3.2.1.1 Der Cephalopodenkalk

Die Cephalopodenkalke der Spaltenfazies treten nur am Hohen Brett auf. Dabei handelt es sich um die bereits in Abb. 46 (Profil 511) näher beschriebene NE-SW-streichende Spalte, die zusätzlich mit Hallstätter Kalk gefüllt wurde. Aus ihr stammt ein Großteil der in Tab. 33 aufgelisteten Fauna. Es handelt es sich dabei um eine zwischen Obertrias bis Hettangium mehrfach reaktivierte Q-Spalte. Das Alter umfaßt das gesamte Hettangium, wobei mit *Schlotheimia* sp. zum ersten Mal auch das obere Hettangium nachgewiesen werden konnte. Lithologisch handelt es sich um graue mikritische Kalke (Abb. 46, Probe 511/1), die in eine NE-SW-verlaufende Spalte eingefüllt wurden. Neben den einige cm-großen Ammoniten tritt feinsandiger Fossiltschutt (wenige Crinoiden, Ammonitenbruchstücke, Echiniden und Ostrakoden) auf.

Die zweite Spalte, von JURGAN (1969) datiert, liegt am Brettriedel nördlich des mit 2344 bezeichneten Punktes der geologischen Karte (Tab. 33, mit \* markierte Ammoniten). Dieses Spaltensystem, in dem von mir keine Am-

Tab. 34: Mikrofaziesanalyse der Spaltenfazies des Hohen Bretts. Sofern nicht erläutert, entsprechen die verwendeten Abkürzungen den vorangegangenen Tabellen. Bem.: Br in situ = Brachiopoden in situ, Br in situ KI = Brachiopoden in situ und als Bioklasten, Fr = *Fronicularia* sp., Hs = Hornstein, Le = *Lenticulina* sp., Lös: R = Lösungsrückstand: Radiolarien, No = *Nodosaria* sp., Sh = Schirmporosität, stybr = stylobrekziert.

Mikrofaziesanalyse der liassischen Spaltenfüllungen des Hohen Bretts																			
Probe	Matrix	Verh Ma/Ko	Komp $\phi$	Komponenten										Bem	Gefüge		Dun	Folk	
				biogene					abiogene						ma	ko			
				Bi	Br	C	E	F	Fi	MB	O	R	Sp						Ex
<b>Brachiopodenkalke</b>																			
511/6	Mi	10/90	Br<2 cm, fS		++	-	-									Br insitu, Geo	x		Br-Mikrit
569	Mi, (Sp)	20/80	Br<2 cm, mS		++	-	-								o	Br insitu + KI, Sh, Geo	x		Br-Mikrit
<b>Scheibelbergkalk</b>																			
567/2	Mi	50/50	fS			o	-					o	++		No, sty	x	PS	Sp-Mikrit	
<b>Adneter Schichten</b>																			
495/1	Mi, Si	85-80/10-15	gS, sfs			+				o	++						x	WS	Ig Biomikrit
495/2	Mi, Si	70-80/20-30	gS-fG			o	-		o	++	+				g, Le	x		FS	Ig Biointra-mikrit
495/3	Mi	40/60	f-mG, x												Brekzie		x	RS	Intramikrit
495/4	Mi	85-90/10-15	sfS, gs, fg			+					++						x	WS	Biointra-mikrit
538	Mi	100/0, 60/40	mS		+	++	+								fg, Le, No	x	x	MS, PS	Mikrit, Biomikrit
538/3	Mi, Si	30-40/60/70	gS-fG				-			++				-	e, Le, stybr		x	RS	Intramikrit
<b>Fleckenmergelserie</b>																			
497	Mi	60-70/30-40, 90/10	fS			(-)	(-)			++ (o)	(++)				Bio, fg, Hs	x	x	MS, WS, PS	Ig Biomikrit
540/1	Mi, Sp	50/50	fS			-	-			o	-			++	Fr		x	PS, GS	Pelmikrit, Pelsparit
540/2	Mi	40/60	fS			+					++				fg		x	PS	Cr-Sp-mikrit
567	Mi, Sp	40-50/50-60	fS		o	+	-			o	o			++	Le, No		x	PS, GS	Cr-Pelmikrit/-sparit
567/1	Mi	60/40	fS			-	-			++	o				Hs		x	PS	R-mikrit
573	Mi	50-70/30-50	fS							++	+				Bio, fg, Lös: R	x	x	WS-PS	R-mikrit, Ig r-mikrit
573/1	Mi, (Sp)	60/40	fS							-	++	+			Bio, fg		x	PS	R-mikrit

moniten gefunden wurden, läßt sich als S-Spalte deuten und ins Unterhettangium datieren.

#### 5.3.3.2.1.2 Der Brachiopodenkalk

In engem Zusammenhang mit den Cephalopodenkalke treten in den Spalten graue und rote Brachiopodenkalke auf (Abb. 46 Probe 511/6). Sie bestehen fast gänzlich aus einer artenarmen und individuenreichen Brachiopodenfauna, die sich aus Rhynchonelliden (*Cirpa* sp.), Terebratuliden (*Zeileria* sp.) und untergeordnet Spiriferiden zusammensetzt. Die vermutlich in situ erhaltenen Individuen sind so dicht gepackt, daß in den Zwickeln nur selten mikritisches Sediment eingelagert werden konnte. Ähnliche Kalke wurden z. T. den Hierlatzkalken zugerechnet (TOLLMANN 1976b, VÖRÖS 1991). Von einer solchen Zuordnung wird hier aus lithologischen Gründen abgesehen, da der für die Hierlatzkalke typische Crinoidendetritus fehlt oder nur untergeordnet auftritt (Tab. 34, Probe 569).

Brachiopodenkalke können sowohl in Q-Spalten (Lokalität 511) als auch in S-Spalten als bis zu 2,5 m dicke mittelbankige Schichten (Lokalität 569) auftreten. Während die graue Farbe der Kalke in der Q-Spalte einen genetischen Zusammenhang mit den Cephalopodenkalken nahelegt, sind sie in den S-Spalten rot und mit den Adneter Schichten verbunden. Da es sich bei beiden Vorkommen um sehr kleine Aufschlüsse handelt, wurden sie in der geologischen Karte den jeweils vergesellschafteten Kartiereinheiten (Cephalopodenkalk, Adneter Schichten) zugeordnet. Das Alter der Brachiopodenkalke dürfte Hettangium sein. Die Ablagerungstiefe dieser Kalke gibt JURGAN (1969) mit 80-100 m an.

#### 5.3.3.2.1.3 Der Scheibelbergkalk

In der östlichen S-Spalte des Brettriedels finden sich geringmächtige violettgraue mergelige Scheibelbergkalke. Auf Grund der Lithologie sind sie tektonisch stark überprägt. Mikrofaziell handelt es sich um einen Spiculaemikrit (Tab. 34, Probe 567/2), der sich dadurch neben seiner Farbe und Lithologie sowohl von den Adneter Schichten als auch von der Fleckenmergelserie unterscheidet.

#### 5.3.3.2.1.4 Die Adneter Schichten

Adneter Schichten (Rotkalke und mergelige Knollenkalke) treten in den S-Spalten des N' Brettriedels und in der Q-Spalte am Gipfel des Hohen Gölls auf. Bei den S-Spaltenfüllungen handelt es sich dünnbankige, kalkige, locker gepackte Crinoidenmikrite und mergelige Intramikrite, die untergeordnet Dachsteinkalk-Bruchstücke enthalten können. Die Q-Spalte des Göllgipfels hat bisher keine datierbare Makrofauna geliefert (vgl. JURGAN 1969). Sie streicht NW-SE und scheint mit 3 Sedimentgenerationen verfüllt worden zu sein (Tab. 34, Proben 495/1-3). Die Füllungen aus locker gepacktem Crinoidenmikrit, locker gepacktem Intramikrit und Intramikrit sind ähnlich zu denen der S-Spalte des Brettriedels (Tab. 34, Probe 538, 538/3).

#### 5.3.3.2.1.5 Die Fleckenmergelserie

Während die oben beschriebenen Spaltenfüllungen schon länger bekannt waren und z. T. bereits dokumentiert wurden, sind Fleckenmergel als Spaltenfüllung des Göllmassivs bisher in der Literatur unerwähnt. Es handelt sich dabei um drei Vorkommen, die am N' Brettriedel in die bereits beschriebenen S-Spalten eingeschaltet sind sowie einem Vorkommen zwischen Brettriedel und Großem Archenkopf. Die dünnbankigen braungrauen Kalke mit braunen Hornsteinen und dünnen Mergelzwischenlagen erreichen an der Lokalität 497 eine Mächtigkeit von 5-10 m. Die Kalke weisen eine ebene Feinschichtung auf, die sich in den Hornsteinlagen deutlich nachzeichnet. Lithologisch sind sie nicht von Oberalmer Schichten s. str. zu unterscheiden. Die Probe 573 (Tab. 34) hat aber eine außerordentlich reiche Radiolarienfauna geliefert. Die nachfolgende Faunenliste stellt nur einen kleinen Teil der Radiolarienfauna (Taf. 7) dar. Eine umfassende, auch die anderen Radiolarienfundorte aus den Fleckenmergeln des Untersuchungsgebietes beinhaltende Publikation ist derzeit in Arbeit (BRAUN in Vorb.).

Spumellariina: *Orbiculiforma* cf. *trispinula* CARTER et al. 1988, *Orbiculiforma* sp., *Palaeosaturnalis* cf. *lengriesensis* KOZUR & MOSTLER 1990, *Palaeosaturnalis* sp., *Paronaella* sp., *Spongostaurus* sp. A CARTER et al. 1988, *Spongostrochus* sp., *Stauracanthocircus asymmetricus* KOZUR & MOSTLER 1990, *Stauracanthocircus* sp., *Stichocapsa* sp., ?*Triacanthocircus muelleri* KOZUR & MOSTLER 1990, *Tripocyclus rosespitense* CARTER et al. 1988.

Nasselariina: *Canoptum* div. sp., *Droitus* sp., *Ellipsoxiplus* cf. *browni* (PESSAGNO & BLOME 1980), *Lithomelissa* sp., *Parvicingula* div. sp., *Praeconocaryoma* sp..

Einige der bestimmten Arten wurden von KOZUR & MOSTLER 1990 aus dem Hettangium beschrieben. Die Ammonitendatierung der Spalten- und Bankfazies schließen Hettangium als Alter für diese Fleckenmergel aus (vgl. Kap. 3.2.4). Mit *Orbiculiforma* cf. *trispinula* und *Tripocyclus rosespitense* lassen sich die Kalke nach CARTER et al. (1988) in das Domerium bis Obertoarcium datieren. Diese Einstufung ist konform mit der Reichweite der liegenden Rotkalke.

#### 5.3.3.2.2 Die Bankfazies

Die Bankfazies nimmt den größten Teil der unterjurassischen Synriftgesteine ein. Sie tritt tektonisch bedingt entlang der überwiegend überkippten Nord- und Westfront des Göllmassivs (Brettgabel, Dürreckberg) unter dem Dachsteinkalk auf. Von dort zieht sie vom Endstal, meist durch Hangschutt überlagert, über die Salzwände um den Kehlstein herum. Der nördlichste in situ erhaltene Aufschluß befindet sich am nördlichen Kehlstein. Die östlich davon auftretenden Unterjuravorkommen an der Ofner Kirche und im Weißenbach sind von ihrer ursprünglichen Unterlage abgeschert und liegen heute als

Gleitschollen vor (vgl. BRAUN 1992 und Kap.3.3.3.10). Gleiches gilt für die Unterjura-Doppelfalte im Krautkasergraben und Unterjuraschollen zwischen Mitterkaser- und Vogelhütten-Alm. Die Bankfazies umfaßt gleichartige (Cephalopodenkalk, Adneter Schichten, Scheibelbergkalk und Fleckenmergel) aber auch andersartige (Hierlatzkalk) Sedimentgesteine wie die Spaltenfazies. Neben diesem Unterschied ist das bankige Erscheinungsbild, die Lagerungsverhältnisse der auf und nicht im Dachsteinkalk abgelagerten Gesteine wichtigstes Ausbildungsmerkmal. Während die Spalten die tektonischen Auswirkungen der Synriftphase direkt visualisieren, läßt sich das Zerbrechen in einzelne Schollen mit leicht veränderter Sedimentationsverlauf in der Bankfazies nur indirekt über die Datierung deutlich machen. Für die obere *angulata*-Zone ist bereits ein unterschiedlicher Sedimentationsverlauf der Cephalopodenkalke zwischen nördlichem und westlichem Kehlstein nachzuweisen. Ähnliches gilt auch für den Dürreckberg be-

zogen auf die Flaserknollen- und Cephalopodenkalke, die sich beide in die *bucklandi*-Zone datieren lassen.

Auffallend ist das zeitlich veränderte Auftreten bestimmter unterjurassischer Gesteinsarten verglichen mit dem autochthonen Tirolikum. Während im Hettangium des Göllmassivs Cephalopodenkalke zur Ablagerung kamen, treten im liegenden Tirolikum zur gleichen Zeit Scheibelbergkalke auf. Deren Sedimentation war, bezogen auf das Tirolikum des Untersuchungsgebietes, in der *bucklandi*-Zone beendet, während ihre Sedimentation am Göllmassiv zu dieser Zeit erst begann und bis zum Ende des Sinemuriums andauerte.

#### 5.3.3.2.2.1 Der Cephalopodenkalk

Cephalopodenkalke der Bankfazies treten in kleinen, einige m<sup>2</sup>-großen Vorkommen an der Basis des Dürreckberges (Abb. 58, Profil 488), im Endstal (Tab. 35, Lok. 473 = LEBLING 1935 N' Pkt 1505), an den Salz-

Tab. 35: Ammonitenfauna und Alter des Cephalopodenkalkes in Bankfazies des Göllmassivs.

Ammoniten des Cephalopodenkalkes - Bankfazies									Alter
Fundort	Kehlstein Lok. 425		Salzwände Lok 772	Endstal Lok 473		Dürreckberg Lok 488			
Ammoniten	BOLZ (1967)	BRAUN (1992)	BRAUN (1997)	LEBLING (1935)	BRAUN (1997)	JURGAN (1969)	OTHOLT (1987)	BRAUN (1997)	
<i>Phylloceras</i> sp.		x					x		Lias-O. Kreide
<i>Atractites</i> sp.		x					x		Lias
? <i>Epophyceras</i> sp.			x						<i>bucklandi</i> -Zone
<i>Schlotheimia</i> ( <i>Encycloceras</i> ) <i>ventricosa</i> (SOWERBY 1833)							x		<i>bucklandi</i> -Zone
<i>Psiloceras</i> ( <i>Discamphiceras</i> ) sp.		x							Hettangium
<i>Phylloceras</i> cf. <i>stella</i> (SOWERBY 1833)	x								Hettangium
<i>Alsatites</i> sp.	x								Hettangium
? <i>Discamphiceras</i> sp.					x				Hettangium
<i>Megastomoceras</i> sp.								x	Hettangium
? <i>Megastomoceras</i> sp.					x				Hettangium
<i>Ectocentrites</i> sp.							x		<i>angulata</i> -Zone bis ?Sinemurium
<i>Schlotheimia depressa</i> (WÄHNER 1886)					x				ob. <i>angulata</i> -Zone
<i>Schlotheimia angulata</i> (SCHLOTHEIM 1820)	x						x		<i>angulata</i> -Zone
<i>Schlotheimia</i> aff. <i>angulata</i> (SCHLOTHEIM 1820)	x								<i>angulata</i> -Zone
<i>Schlotheimia</i> e. gr. <i>angulata</i> (SCHLOTHEIM 1820)		x							<i>angulata</i> -Zone
<i>Schlotheimia</i> cf. <i>angulata</i> (SCHLOTHEIM 1820)					x				<i>angulata</i> -Zone
<i>Schlotheimia extranodosa</i> (WÄHNER 1886)	x								<i>angulata</i> -Zone
<i>Schlotheimia montana</i> (WÄHNER 1886)							x		<i>angulata</i> -Zone
<i>Schlotheimia</i> ( <i>Encycloceras</i> ) <i>trapezoidales</i> (SOWERBY 1833)							x		<i>angulata</i> -Zone
<i>Paracaloceras</i> (?) <i>seebachi</i> (NEUMAYR 1879)							x		<i>angulata</i> -Zone
<i>Schlotheimia</i> sp.				x			x		<i>megastoma</i> - bis <i>angulata</i> -Zone
<i>Alsatites proaries</i> (NEUMAYR 1879)	x	x			x	x			<i>megastoma</i> -Zone
<i>Megastomoceras brandesi</i> (LANGE 1924)					x				<i>megastoma</i> -Zone
<i>Megastomoceras brunsvicense</i> (LANGE 1924)					x				<i>megastoma</i> -Zone
<i>Megastomoceras tapeinostoma</i> (LANGE 1924)								x	tiefe <i>megastoma</i> -Zone
<i>Psiloceras</i> ( <i>Discamphiceras</i> ) <i>megastoma</i> (GÜMBEL 1861)		x			x	x			<i>megastoma</i> -Zone
<i>Saxoceras crassica</i> (BRANDES 1912)								x	tiefe <i>megastoma</i> -Zone
<i>Saxoceras</i> cf. <i>crassica</i> (BRANDES 1912)								x	tiefe <i>megastoma</i> -Zone
? <i>Saxoceras</i> sp.								x	tiefe <i>megastoma</i> -Zone
<i>Alsatites</i> cf. <i>liasicus</i> (D'ORBIGNY 1843)							x	x	<i>liasicus</i> -Zone
<i>Discamphiceras anisophyllum</i> (WÄHNER 1882)	x								ob. <i>planorbis</i> -Zone
<i>Paracaloceras haueri</i> (GÜMBEL 1861)	x								ob. <i>planorbis</i> -Zone
<i>Paracaloceras</i> cf. <i>haueri</i> (GÜMBEL 1861)	x								ob. <i>planorbis</i> -Zone
<i>Psiloceras</i> ( <i>Storhoceras</i> ) <i>frigga</i> (WÄHNER 1882)	x								ob. <i>planorbis</i> -Zone
<i>Psiloceras</i> ( <i>Storhoceras</i> ) <i>haploptichum</i> (WÄHNER 1882)	x								ob. <i>planorbis</i> -Zone
<i>Psiloceras</i> ( <i>Storhoceras</i> ) div. sp.	x								ob. <i>planorbis</i> -Zone
<i>Caloceras langei</i> (JÜNGST 1928)					x				<i>planorbis</i> -Zone
<i>Caloceras</i> sp.	x								<i>planorbis</i> -Zone
<i>Discamphiceras</i> aff. <i>paltar</i> (WÄHNER 1882)							x		<i>planorbis</i> -Zone
<i>Discamphiceras</i> cf. <i>paltar</i> (WÄHNER 1882)							x		<i>planorbis</i> -Zone
<i>Psiloceras curvicone</i> LANGE 1952								x	<i>planorbis</i> -Zone
<i>Psiloceras</i> sp.								x	<i>planorbis</i> -Zone

wänden (Tab. 35, Lok. 772) und am Kehlstein unterhalb des Busparkplatzes (Tab. 35, Lok. 425 = BOLZ 1969 = BRAUN 1992) auf. Bei diesen Vorkommen handelt es sich um graue, gelblich- und grünlichgraue max. 30 cm mächtige wulstige, wellige, dünnbankige Kalke. Die undeutliche Bankung wird durch dünne Mergelhäutchen hervorgerufen. Kondensation innerhalb dieser Kalke läßt sich durch verschieden alte Faunen auf einer Bankfläche (vgl. BOLZ 1969) nachweisen. Die Ammoniten scheinen längere Zeit ohne Sedimentbedeckung an der Oberfläche gelegen zu haben, da sie auf dieser Seite stark korrodiert sind. Lediglich bei dem Vorkommen im Endstal kam es zur Bildung von Fe-Mn-Krusten.

Mikrofaziell (Tab. 37) handelt es sich bei dem Gestein um einen locker gepackten Biomikrit (Wackestone), dessen Hauptbestandteile Crinoiden, Ostrakoden und Spiculae bilden. Die lithologische Ausbildung und die Mikrofazies des Gesteins läßt entweder eine exponierte Lage mit Sedimentabfuhr, verringerte Sedimentzufuhr auf einer submarinen Schwelle oder auf ökologische Verhältnisse schließen, die eine verminderte planktonische Hintergrundsedimentation zur Folge hatten. Letztlich fand, bezogen auf die Scheibelbergkalke, eine ca. 100 mal geringere Sedimentation während des gleichen Zeitraumes (ca. 7–9 Mio a) statt. Das Alter umfaßt gemäß Tab. 35 unteres Hettangium (*planorbis*-Zone) bis unteres Sinemurium (*bucklandi*-Zone).

#### 5.3.3.2.2 Der Scheibelbergkalk

Am Göllmassiv wurden die Scheibelbergkalke der Bankfazies von den bisherigen Bearbeitern unter verschiedenen Namen geführt. BÖSE (1898) hielt sie für Aptychenschichten. KÜHNEL (1929) und LEBLING (1935) beschrieben sie als Kieselknollenkalke, BOLZ (1967) als dunkelgrauen Hornsteinkalk. JURGAN (1969) zählte sie zur Graukalkserie, OTHOLT (1987) und BRAUN (1992) zum Lias-Hornsteinknollenkalk. Unter dem hier verwendeten Begriff Scheibelbergkalk werden in Anlehnung an TOLLMANN (1976b) und BÖHM (1992) dünnbankige oliv-, rötlich- und violettgrau marmorierte Kalke und Kalkmergel mit deutlichen Mergelfugen und braunen bzw. rotbraunen Hornsteinen verstanden, die am Göllmassiv zwischen den Cephalopodenkalken und den Adneter Kalken liegen. Abgesehen von der basal dickbankigen Ausbildung am Büchsenkopf unterscheidet sich der Scheibelbergkalk des autochthonen Tirolikums lithologisch und faziell nicht von der des Göllmassivs, daher scheint mir die gleichartige Namensgebung gerechtfertigt.

Mikrofaziell (Tab. 37) handelt es sich um feinsandige locker gepackte Biomikrite, deren Hauptkomponenten Crinoiden, Ostrakoden, Spiculae und sparitische Mikrobioklasten bilden. Makrofossilien in Form von Ammoniten und Gastropoden sind selten. Eine Vertiefung des Ablagerungsraumes, von den exponierten Ablagerungsbedingungen des Cephalopodenkalks zu den im Hangbereich abgelagerten Scheibelbergkalken über die Flaserknollenkalke, könnte durch diese Abfolge überliefert sein.

Scheibelbergkalke treten in kleinen tektonisch oder synsedimentär reduzierten Vorkommen am Kehlstein, an den Salzwänden und im Endstal auf. Bessere Aufschlüsse finden sich zwischen Dürreckberg und Brettgabel, wobei sie auch dort lokal fehlen können. Die max. Mächtigkeit beträgt im Profil 488 (Abb. 58) ca. 20 m. Instabilitäten der Sedimentlast oder im Zuge der Synriftphase ausgelöste Schollenbewegungen könnten für das Abrutschen und Fehlen von Scheibelbergkalken in Teilen des Göllmassivs verantwortlich sein. Konglomerat- oder Brekzienhorizonte, die entsprechende Hinweise für Massenumlagerungen liefern könnten, fehlen am Göllmassiv. Im umgebenden Tirolikum sind sie dagegen weit verbreitet (vgl. Kap. 3.2.3). Das Liegende bildet entweder der Dachstein- oder der Cephalopodenkalk. Daraus läßt sich schließen, daß der Cephalopodenkalk vor der Sedimentation der Scheibelbergkalke weitgehend erodiert war, sofern er primär nicht nur in Geländedepressionen sedimentär erhalten blieb. Am Kehlstein konnte BRAUN (1992) das Alter der basalen Scheibelbergkalke mit *Angulaticeras marmoreum* (OPPEL 1862) in die obere *angulata*-Zone (*marmoreum*-Subzone, SCHLEGELMILCH 1992) datieren. Auf Grund der Lagerungsverhältnisse zwischen Cephalopodenkalk und Adneter Schichten läßt sich im Profil 488 (Abb. 58) als Alter der Scheibelbergkalke Sinemurium ableiten. Zur gleichen Erkenntnis kam JURGAN (1969) unabhängig von seiner Ammonitendatierung mit Hilfe von Ostrakoden und Foraminiferen. Während der *bucklandi*-Zone scheinen in einigen Bereichen Flaserknollenkalke zeitgleich zu den Scheibelbergkalken koexistiert zu haben.

#### 5.3.3.2.3 Der Flaserknollenkalk

Am Dürreckberg (Lokalitäten 482, 483, 485 und 493) treten lokal begrenzt massige ziegelrote bis rotbraune mergelige Flaserknollenkalke auf. In Schichtstufen und Nischen lagern diese Gesteine dem Dachsteinkalk mit bis zu 10 m Mächtigkeit an bzw. auf. Mit *Arietitidae* indet. (Lok 483) und *Coroniceras* sp. (Lok 493) läßt sich die *bucklandi*-Zone nachweisen. Phylloceraten und Nautiloideen finden sich in diesen Kalken relativ häufig. In der geologischen Karte wurden sie nicht gesondert ausgeschieden, da sie meist unter dem Dachsteinkalk liegen und nur räumlich begrenzte Vorkommen bilden. Sie sind daher den Adneter Schichten zugeschlagen worden.

Außer am Dürreckberg treten Flaserknollenkalke in der Doppelfalte des oberen Krautkasergrabens (Lok. 614) auf. Mit *Arietitidae* indet., *Amioceras* sp., ? *Vermiceras* sp. sowie nach SCHANG (1983) *Amioceras oppeli* GUERIN-FRANIATTE 1966, *Amioceras semillaevis* HAUSER 1856 und *Oxynoticeras* sp. läßt sich ebenfalls unteres Sinemurium nachweisen. Bei diesem Vorkommen handelt es sich um eine Rutschfalte aus Scheibelbergkalken, Flaserknollenkalken, Crinoidenkalken und Fleckenmergeln in den Tauglbodenschichten (vgl. Kap. 3.3.3.5), eine Zuordnung zum Göllmassiv ist daher nicht möglich. Weitere größere Gleitschollen dieses Gesteinstyps, die nicht datiert werden konnten, finden sich im Höllgraben.

Tab. 36: Zusammenstellung der Ammonitenfauna aus den Adneter Schichten (Bankfazies) des Göllmassivs. Die Fauna des Profils 488 Dürreckberg ist in Abb. 58 aufgeführt. Die von KÜHNEL (1929) beschriebene Fauna fand er ca. 200 m östlich der Scharitzkehl-Alm. Der Fundort liegt somit im Bereich der Adneter Kalke der Lokalität 879.

Ammoniten der Adneter Kalke - Bankfazies								
Fundort	Kollektion	Salzwände	Brettgabel		Dürreckberg		Alter	
		Lok 769	Lok. 550	Lok. 556	Lok 750	Lok 879		200 m E Sch.-Alm
Ammoniten		BRAUN (1997)					KÜHNEL (1929)	
? <i>Lytoceras</i> sp.		x			x			Lias-O Kreide
<i>Pleydellia</i> cf. <i>aalensis</i> (ZIETEN 1832)							x	ob. Obertoarcium
<i>Grammoceras</i> <i>radians</i> (REINECKE 1818)							x	<i>thouarsense</i> -Zone
<i>Lytoceras</i> <i>jurensis</i> (ZIETEN 1832)							x	<i>thouarsense</i> -Zone
? <i>Harpoceras</i> sp.					x			? Untertoarcium
<i>Calliphylloceras</i> ? <i>nilssoni</i> (HÉRBERT 1866)					x			? Untertoarcium
<i>Protogrammoceras</i> <i>isseli</i> (FUCINI 1900)		x						u. <i>margaritatus</i> -Zone
<i>Protogrammoceras</i> <i>monestieri</i> FISCHER 1975		x						u. <i>margaritatus</i> -Zone
<i>Protogrammoceras</i> <i>normanianum costicillatum</i> (FUCINI 1900)		x						u. <i>margaritatus</i> -Zone
<i>Protogrammoceras</i> sp.		x						u. <i>margaritatus</i> -Zone
<i>Fucinoceras</i> <i>brevispiratum</i> (FUCINI 1900)		x						u. <i>margaritatus</i> -Zone
<i>Fucinoceras</i> <i>laevicosta</i> (FUCINI 1904)		x						u. <i>margaritatus</i> -Zone
<i>Fucinoceras</i> <i>lavinianum</i> (MENEHINI 1853)		x						u. <i>margaritatus</i> -Zone
<i>Fucinoceras</i> <i>pectinatum</i> (MENEHINI 1867-1881)		x						u. <i>margaritatus</i> -Zone
<i>Fucinoceras</i> <i>portisi</i> (FUCINI 1900)		x						u. <i>margaritatus</i> -Zone
? <i>Arietoceras</i> sp.							x	<i>margaritatus</i> -Zone
<i>Fucinoceras</i> e. gr. <i>boscense</i> (REYNES 1868)							x	tiefes Domerium
<i>Uptonia</i> <i>angusta</i> (QUENSTEDT 1849)			x					Wende <i>jamesoni</i> -/ <i>ibex</i> -Zone
<i>Uptonia</i> cf. <i>regnardi</i> (DORBIGNY 1844)			x					Wende <i>jamesoni</i> -/ <i>ibex</i> -Zone
? <i>Tropidoceras</i> sp.			x					Wende <i>jamesoni</i> -/ <i>ibex</i> -Zone
<i>Apoderoceras</i> <i>nodogigas</i> (QUENSTEDT 1856)				x				<i>jamesoni</i> -Zone
<i>Uptonia</i> sp.				x				<i>jamesoni</i> -Zone

#### 5.3.3.2.2.4 Der Adneter Kalk

Unter dem Begriff Adneter Kalk werden hier mittel- bis dickbankige rot- bis violett-graue crinoiden- und ammonitenreiche Kalke angesehen, die am Göllmassiv das Pliensbachium und Toarcium umfassen. Von den Flaserknollenkalen unterscheiden sie sich neben dem unterschiedlichen Alter durch die deutlichere Bankung, den höheren Kalkgehalt, das Auftreten von Fe-Mn-Konkretionen/-Impregnationen und ihre reiche Ammonitenfauna. Im Profil 488 (Abb. 58) entwickeln sich die Adneter Kalke aus den Scheibelbergkalen unter Verlust der Hornsteine und durch Farbwechsel von graumarmoriert zu rot. Daß die Hornsteinführung an die Spiculae gebunden ist, zeigt sich auch im mikrofaziellen Wechsel zwischen den spiculaereichen Scheibelbergkalen zu den crinoidenreichen Adneter Kalen. Neben Crinoiden bilden Bivalven, Brachiopoden, Filamente, Ostrakoden und Bahamitpeloide einen wichtigen Sedimentbestandteil. Zum Hangenden gehen sie relativ scharf in die Fleckenmergel über. Auf Grund der Ammonitendatierungen (Tab. 36, Abb. 58), die vom Domerium bis in das obere Toarcium reichen, könnten entweder Schichtlücken oder unterschiedlich absinkende Schollen vorgelegen haben. Bereichsweise scheinen die Scheibelbergkalke vor der Sedimentation der Rotkalke abgetragen worden zu sein, da der Rotkalk direkt auf dem Dachsteinkalk liegt. Die Mächtigkeit der Rotkalke kann zwischen 10–20 m betragen. Geringmächtige Brekzienhorizonte mit Intraklasten deuten auf Umlagerungsergebnisse hin. Diese sind jedoch nicht so markant und auffällig wie im umgebenden Tirolikum. Ähnlich wie dort, scheinen diese plattentektonisch bedingten Unru-

hen auch zu lokal unterschiedlichen Schollenabsenkungen mit daraus resultierenden verschiedenartiger Mikrofaziesausbildung der Rotkalke geführt zu haben.

#### 5.3.3.2.2.5 Der Hierlatzkalk

In lokal eng begrenzten Vorkommen lagern an der Westflanke des Hohen Bretts und am nördlichen Dürreckberg dem Dachsteinkalk dünn- bis mittelbankige graue und rote Hierlatzkalke<sup>50)</sup> auf bzw. an. Die Bankfugen werden durch violettgraue Ton und Mergel gebildet. Die Mächtigkeit liegt zwischen 5–10 m. Neben den gesteinsbildend auftretenden Crinoiden werden diese Grainstones durch Brachiopoden (*Terebratulida*, *Linguithyris* sp.), Ostrakoden und Peloide aufgebaut (Tab. 37). Untergeordnet kommen Seeigelstacheln (*Cidaris* sp.) vor. Die Trochiten sind randlich mikritisert. Über das genaue Alter lassen sich nur Vermutungen anstellen, da innerhalb des Schichtglieds keine stratigraphisch verwertbaren Fossilien gefunden werden konnten. Das tektonisch überprägte Vorkommen am Westfuß des Hohen Bretts (Lok. 695) weist im Liegenden eine dünne Rotkalklage auf und scheint im Hangenden in die Fleckenmergel überzugehen. Daher wäre für dieses Vorkommen ein toarcisches Alter denkbar. Im Liegenden (ursprünglich Hangendes, da überkippt) ist das Hierlatzkalkvorkommen am Fuß des Dürreckberges ebenfalls tektonisch überprägt. Sofern die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse trotzdem noch intakt geblieben sind, deuten die überlagernden Rotkalke und Knollenflaserkalke auf ein älteres Alter (? Untersinemurium) dieser Hierlatzkalke hin.

50) Begriffsprägung: SUESS 1852



**Abb. 57:** Blick in Richtung Süden auf den Wandfuß des Dürreckbergs oberhalb der Scharitzkehl-Alm. Das Foto zeigt die überkippte Lagerung des Trias/Unterjura-Profiles aus Abb. 58. Der im Bild hell erscheinende Dachsteinkalk fällt nach ESE ein und wird von Cephalopoden-, Scheibelberg-, Adneter Kalk und Fleckenmergelserie unterlagert.

Einzelne isolierte Hierlatzkalk-Schollen in den Tauglbodenschichten finden sich am Jenner (Vogelsteinhang oberhalb der Mitterkaser-Alm), in der Doppelfalte des Krautkasergrabens, östlich der Strub-Alm und südlich des Wembach Lehens. Aus den bereits oben erwähnten Gleitschollen in den Tauglbodenschichten des oberen Krautkasergrabens konnte SCHATZ (1983) aus unterjurassischen Crinoidenkalken eine Ammonitenfauna bergen, die *Arnioceras* cf. *ceratitoides* QUENSTEDT 1848, *Phylloceras* sp., *Oxyntoceras* sp., ? *Palaeoechioceras* sp., *Juraphyllites* sp., *Platyceras* ? *caprarium* QUENSTEDT 1856, *Uptonia* sp. und *Epidoceras* sp. umfaßte. Das Alter dieser Vorkommen liegt somit zwischen der *semicostatum*-Zone (mittleres Untersinemurium) und der *jamesoni*-Zone (unteres Pliensbachium) und wäre demnach zeitgleich zum Scheibelbergkalk des Göllmassivs.

Nach JENKYNS (1971) stellen Hierlatzkalke durch Gezeiten oder andere Strömungen angehäufte Crinoidensandkörper auf submarinen Schwellen dar. Diese

können in situ erhalten oder über Turbidite in die umgebenden Becken verfrachtet worden sein. Während die älteren Hierlatzkalke sicherlich in situ sedimentiert wurden, ist für die Crinoidenkalkbänke im Fleckenmergel eine turbiditische Umlagerung wahrscheinlich. Dafür spricht die mikritische Matrix, die umgebenden Beckensedimente und die Verkieselung der Trochiten.

#### 5.3.3.2.6 Die Fleckenmergelserie

In der westlichen und nördlichen Umrahmung der Göllmasse treten überwiegend im Liegenden des Dachsteinkalks großräumig Gesteine der Fleckenmergelserie auf. Die mittel- bis dunkelgrauen, dünn- bis mittelbankigen Kalke mit Hornsteinen und eingeschalteten Mergelzwischenlagen können im hangenden Teil auch als massige Mergel und mergelige Tonsteine ausgebildet sein. Auf Grund der tektonischen Überprägung der triassisch-jurassischen Schichtenfolge, die fast ausschließlich im Bereich der Stirneinrollung des Göllmassivs erhalten geblieben ist, liegt der Übergang Adneter



Tab. 37: Mikrofaziesanalyse der Synriftsedimente des Göllmassivs. Sofern nicht erwähnt, entsprechen die verwendeten Abkürzungen den vorangegangenen Tabellen. Komponenten: Br = Brachiopoden, Fi = Filamente, MB = sparitische Mikrobioklasten, Bem.: Am = *Ammodiscus* sp., Ami = *Ammodiscus incertus* (D'ORBIGNY 1839), ara gel = aragonitische Komponenten gelöst, Bio-kl = überwiegend Bioklasten, C ra mi = Crinoiden randlich mikritisiert, ein = eingeregeltte Komponenten, Fr = *Fronicularia* sp., Frg = *Fronicularia globulosa* KÜBLER & ZWINGLI 1870, Geo = Geopetalgefüge, In = *Involutina* sp., Inl = *Involutina liassica* (Jones 1853), Le = *Lenticulina* sp., No = *Nodosaria* sp., Pl = *Planinvoluta* sp., spfü = Spaltenfüllung, s ausg = schlecht ausgewaschen.

Mikrofaziesanalyse der liassischen Synriftgesteine des Göllmassivs																					
Probe	Matrix	Verh Ma/Ko	Komp φ	Komponenten											Bem	Gefüge		Dun	Folk		
				biogene + bioklastische								abiogene				ma	ko				
				Bi	Br	C	E	F	Fi	G	MB	O	R	Sp						Bp	In
<b>Cephalopodenkalk</b>																					
488/29	Mi	70/30	f-mS			++		o						+			Am, Bio, In, Le, No	x		WS	Ig C-O-Mi
488/30	Mi	70/30	f-mS	o	--	+		o					++				Bio, Le, No	x		WS	Ig C-O-Mi
425/8	Mi	80/20	fS			o		-						+	++		No	x		WS	Ig Sp-Mi
<b>Scheibelbergkalk</b>																					
425/3	Mi	60/40	fS	--		+		-		-	++	+					Ami, Bio, No, sty	x	x	WS- PS	Ig O-Sp-Mi
488/20	Mi	70-80/ 20-30	sfS			-		-			++	o					Bio	x		WS	Ig MB-Mi
488/27	Mi	60-80/ 20-40	sfS-fS			o		-			++	o		+			Bio, Frg, Inl, No	x	x	WS- PS	Ig MB-Sp-Mi
<b>Adneter Kalk</b>																					
488/12/2	Mi	70/30	sfS-fS, ms', gs'			++		-			++	+				o	Bio, e, Le, sty	x		WS	C-O-Mi
695	Mi	60/40, (80/20)	mS, gs, Bi + Br <1cm	+	+	+	-	o				+	o				ara gel, Bio, e, Geo, Le	(X)	x	PS (WS)	Ig Bio-Mi
772/3a	Mi	95/5	mS								+						Spfü	x		MS	Fi-fü-Mi
<b>Hierlatzkalk</b>																					
484	Sp	40/60	m-gS			++		o					+		+		Fr, Le		x	GS	C-Sp
695/1	Sp	50/50	fG, f-mS, gs	o	+	+	--										++ Biokl, e, sk		x	GS- RS	Pe-Bio-Sp
695/2	Sp	40-50/ 50-60	f-mS, gs	--	+		-				--						++ No, Pl, gs, kg, s ausg.		x	GS	Pe-C-Sp
<b>Fleckenmergelerde</b>																					
488/7	Mi	70-80/ 20-30	fS, Fi< 0,5mm			-		-	++					+	o		Bio	x		WS	Ig Fi-R-Mi
544	Mi	20/80	f-mS			+			++								dg		x	PS	Fi-C-Mi
612	Mi	40/60	fS, Fi< 0,25mm							+					++		ein, gs		x	PS	Sp-Fi-Mi
614/1	Mi	40-50/ 50-60	fS			+									++		Bio, gs		x	PS	Sp-C-Mi
692	Mi	30/70	fS, Fi <1mm			+			++						+		Bio, dg, ein		x	PS	Bio-Mi
694																	Lös: R, Sp				
695/3	Sp, Mi	40/60	gS, ms	o	o	++	o	o						+	+		Bio, C ra mi, e, ein		x	GS PS	Bio-Bp-Sp/Mi
696	Mi	60/40	fS					--				o	++	+			Lös: R, Sp		x	PS	R-Sp-Mi
771/0	Mi	80/20	fS, ms', gs"			o					++	+					Bio, Le, No	x		WS	Ig Bio-Mi
772/2	Mi	80/20	fS			-					++	-		+			Bio		x	WS	Ig Bio-Mi
772/4	Mi	60-70/ 30-40	fS							+					++		Bio		x	WS	Ig Sp-Fi-Mi
772/5	Mi	60/40	fS, gs			+			o				++	+			Bio		x	PS	Ig R-Sp-Mi
932	Mi	50/50	f-mS			o			++					o			Bio, Lös: Tm, R		x	PS	Fi-Mi
937	Mi	40-50/ 50-60	fS							+					++		ein, Lös: R		x	PS	R-Fi-Mi

Schichten – Fleckenmergel häufig gestört vor. Hinzu kommt, daß die Fleckenmergel stark zur Bodenbildung neigen und somit größere Aufschlüsse selten sind. Vollständige Überlieferung vorausgesetzt, scheinen zwei Übergangsformen zu den Fleckenmergeln vorzuliegen. Die eine führt über rote (Adneter Kalk) zu grauen (Fleckenmergel) Filamentkalken; die andere über Hierlatzkalke zu crinoidenreichen Fleckenmergeln. Das Einsetzen der Fleckenmergelsedimentation läßt sich durch die Ammonitendatierungen der Adneter Schichten auf Oberpliensbachium – oberstes Toarcium eingrenzen. Während die Liegendgrenze der Fleckenmergelserie zeitlich gut belegt ist, läßt sich die Hangendgrenze biostratigraphisch bisher nicht erfassen. Die jüngeren Fleckenmergel werden durch Mergel- und Tonsteine gebildet, die als Radiolarienpackstone charakterisiert werden können. Leider ist die fast gänzlich aus Spumellarien bestehende Radiolarienfauna nur in Form von sammelkristallisierten Steinkernen erhalten. Daher bleibt ungewiß, in welchem Umfang Mitteljuraanteile in den Sedimenten erhalten sind. Sie leiten damit zu den grauen Radiolariten über. Ähnlich wie bei der Spaltenfazies kommen in den älteren, kalkigen Fleckenmergeln der Bankfazies z. T. reiche Faunen (Taf. 7) vor, von denen *Crucella prisca* KOZUR & MOSTLER 1990, *Lupherium* div. sp., *Napora* sp. aff. *turgida* PESSAGNO et al. 1986, *Napora* div. sp., *Orbiculiforma* sp., *Palaeohexasaturnalis* sp., *Paronaella* sp., *Praehexasaturnalis tetradiatus* KOZUR & MOSTLER 1990, *Stauracanthocircus asymmetricus* KOZUR & MOSTLER 1990, bestimmt werden konnten. Nach KOZUR & MOSTLER 1990 kommt *Crucella prisca* vom Oberhät bis ins Untersinemurium vor, dem die Reichweite von *Napora turgida* entgegensteht, die nach CARTER et al. (1988) vom späten Pliensbachium bis ins späte Toarcium auftritt. Wegen der Ammonitendatierung der liegenden Rotkalke ist auch hier der jüngeren Einstufung der Vorzug zu geben (vgl. Kap. 3.2.4, Kap. 5.3.3.2.1.5).

Die makroskopisch sichtbaren Veränderungen der Sedimentationsbedingungen zwischen dem oxidierenden Milieu der roten Adneter Schichten und dem reduzierenden Milieu der grauen Fleckenmergel im Zuge der Synriftphase zeigen sich auch in der veränderten Faunenzusammensetzung während der Fleckenmergelsedimentation. Sukzessive scheint sich der Ablagerungsraum zu vertiefen, und die Echinodermenfragmente bzw. Filamente weichen den Spiculae und diese den Radiolarien, bis dann der Übergang zum grauen Radiolarit erfolgt. Entsprechend der Coenozonengliederung nach DIERSCHKE (1980) lassen sich in den Fleckenmergeln des Göllmassivs eine ältere Filament-Coeno-Zone und eine jüngere Radiolarien-Coeno-Zone unterscheiden.

Bei vielen der bisher der Fleckenmergelserie zugerechneten Vorkommen, insbesondere nördlich des Jenners sowie im Krautkaser- und Höllgraben, handelt es sich um Tauglbodenschichten. Diese können eine aus unverfestigten Fleckenmergeln bestehende Matrix oder inkorporierte Fleckenmergel-Schollen besitzen. Wichtigstes lithologisches Unterscheidungskriterium zu den ähn-

lichen Tauglbodenschichten sind das Fehlen von makroskopischer Schichtung und die schlierenartigen, namengebenden Flecken der Fleckenmergel. Diese können als bioturbate Reste von Faulschlamm- oder kompaktierte Wühlgänge/-gefüge gedeutet werden. Obwohl der Name anderes vermuten läßt, besteht der größte Teil der Fleckenmergel des Göllmassivs aus mergeligen Kalken mit cm-dicken Mergelzwischenlagen. Erst im Übergang zum Radiolarit bestehen sie aus mergeligen Tonsteinen. Die Mächtigkeit kann wegen Faltung, Überschiebung und den schlechten Aufschlußbedingungen lediglich grob auf 100–150 m geschätzt werden. Je nach Alter und Sedimentationsverhältnissen treten in den Fleckenmergeln Filamente, Crinoiden, Mikrobioklasten, Ostrakoden, Radiolarien und Spiculae häufig auf. Abgesehen von turbiditisch eingeschaltetem Crinoidenschutt (gS) und den bis zu 1 mm Länge erreichenden Filamenten, kann das Sediment meist als ursprünglicher Feinsand angesprochen werden. Lithoklasten, die auf das von OTHOLT (1987) geschilderte Eingleiten von Teilen der Göllmasse in die Fleckenmergel hindeuten würden, fehlen. Sie sind nach den hier vorliegenden Erkenntnissen auch nicht zu erwarten, da sie ja zum Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll gehören und dieser erst in die Tauglbodenschichten eingegleitet ist. Allein schon auf Grund der Größe der vermeintlichen Schollen, in Bezug zu der in der Literatur diskutierten Paläobathymetrie, war dies nicht möglich.

### 5.3.3.3 Die Konvergenzphase

Die Radiolarite entwickelten sich im ehemaligen Ablagerungsraum des Göllmassivs aus den Radiolarientonsteinen der Fleckenmergel, die vermutlich der Übergangszeit zwischen der Synrift- und Konvergenzphase zuzurechnen sind. Für die am Göllmassiv dokumentierten Gesteine der Konvergenzphase gelten die gleichen plattentektonischen Rahmenbedingungen wie für das Tirolikum. Durch fortschreitende Absenkung bis in den Bereich der CCD kam es schließlich zur Bildung der grauen Radiolarite. Nach DIERSCHKE (1980) wurden für die Nördlichen Kalkalpen Ablagerungstiefen zwischen 500–2200 m Wassertiefe ermittelt. Als Ursache für die verstärkte Absenkung im Zug der Ruhpoldinger Wende (SCHLAGER & SCHÖLLNERBERGER 1974) wurde überwiegend Krustendehnung im Zusammenhang mit der Entwicklung Piemonteser Ozean und damit verbundene beckenparallele, dehnungsbedingte Horst- und Grabenstrukturen (VECSEI et al. 1989) angesehen. Nach DIERSCHKE (1980) sollen für die interne Beckengliederung aber „lang durchhaltende ‚Falten‘-Achsen eines weitgespannten Faltenwurfs“ bestimmend gewesen sein. Dieser scheinbare Widerspruch zwischen riftartigen Becken an einem aktiven Kontinentalrand könnte im Sinne der tektonischen Fazies von ROBERTSON (1994) einer schrägen Konvergenz der Plattenränder zugeschrieben werden. Die plattentektonischen Rahmenbedingungen sprechen für eine solche Interpretation, bei der auch Pull-Apart-Becken entstehen können. Zusammen mit den Funden von Tuffen in den Radiolariten (HUCKRIEDE 1971), die DIERSCHKE (1980) einem Sub-

duktionsvulkanismus im Oxford zuordnete, wird hier der Radiolarit und evt. noch Teile der Fleckenmergelserie der Konvergenzphase zugerechnet. Folglich ist der Sedimentationsraum nicht als Extensionsbecken anzusehen. Die tiefsten Ablagerungsbedingungen wurden mit dem grauen Radiolarit erreicht. Es folgt mit dem roten Radiolarit bereits wieder eine relative Verflachung. Diese könnte darauf zurückzuführen sein, daß die fortschreitende Einengung der Konvergenzphase das südliche Herkunftsgebiet des Göllmassivs erfaßte. Die Heraushebungen dieses Sedimentationsraumes führte im Kimmeridge dazu, daß das Göllmassiv samt Unterlage (Torrener-Joch-Zone) in den nördlich vorgelagerten Beckenbereich (Berchtesgadener Becken) abrutschte.

#### 5.3.3.3.1 Der Radiolarit

Entlang der gesamten West- und Nordfront des Göllmassivs treten, auf Grund der überkippten Lagerungsverhältnisse im Liegenden der Fleckenmergel, ältere graue und jüngere rote Radiolarite auf. Die Radiolaritvorkommen im oberen Krautkasergraben (Profile 106, 107) und am Dürreckberg (108) wurden bereits von DIERSCHKE (1980) beschrieben und dem Tirolikum zugerechnet. Nach den vorliegenden Untersuchungen gehört diese Schichtenfolge aber zum Göllmassiv und unterscheidet sich von der des unterlagernden Tirolikums (vgl. 3.3.2). Dadurch sind diese Radiolarite ortsfremd und dürfen nicht zur Rekonstruktion des unterlagernden tirolischen Sedimentationsraumes herangezogen werden. Da DIERSCHKE (1980) u. a. die Radiolarite des Untersuchungsgebietes monographisch bearbeitet hat, wird hier in Bezug auf deren Lithologie und Entstehung auf diese Arbeit verwiesen. Es bleibt anzumerken, daß die oben angesprochenen Profile in normaler Lagerung dargestellt worden sind, im Gelände aber überkippt vorliegen. Eine Information, die den Darstellungen fehlt. Weiterhin sind die Profile als Sammelprofile zu verstehen, da nur selten längere durchgängige Aufschlüsse existieren. Erschwerend kommt wie bei allen Schichtgliedern dieses Bereichs Faltung und Überschiebung hinzu, so daß keine zuverlässige Aussagen über die Maximalmächtigkeit gemacht werden können, da tektonische Verdopplung bzw. Reduktion vorliegen kann. Betrachtet man die Profile unter diesen Voraussetzungen, dann vermitteln sie einen guten Überblick der lithologischen Abfolge der Fleckenmergel und Radiolarite am Göllmassiv.

##### 5.3.3.3.1.1 Der graue Radiolarit

Der graue Radiolarit entwickelt sich aus bräunlichgrauen und schwarzen Radiolarienmergeln und -tonsteinen. Aufschlüsse dieses Übergangstyps zwischen Fleckenmergeln und Radiolarit finden sich im Wiesengelände am Westfuß der Brettgabel. Im dünn- bis mittelbankigen grauen Radiolarit treten bereichsweise meterdicke synsedimentär verrutschte Schichtpakete auf. Neben der überwiegend dunkelgrauen Farbe finden sich schwarze, grüne und rötlichgraue Farbtöne. Die Aufschlußverhältnisse des grauen Radiolarits sind im allgemeinen schlechter als die des roten. Dies könnte durch die stär-

kere Verkieselung hervorgerufen werden, die bewirkt, daß das Gestein spröde auf die tektonischen Beanspruchungen reagiert und zu Grus zerfällt. Demgegenüber scheinen die roten Radiolarite kalkiger und auch toniger zu sein, so daß sie weniger zur Vergrusung neigen und bessere Aufschlüsse bieten. Neben den bereits von DIERSCHKE (1980) beschriebenen Profilen tritt der graue Radiolarit östlich der Scharitzkehl-Alm und am nordwestlichen Kehlstein mit einer vorbehaltlichen Mächtigkeit bis zu 60 m auf. Mikrofaziell läßt sich das Gestein als Mudstone, Wackestone bzw. Radiolarienpackstone bezeichnen. Laminare Schichtung bei der sich im mm-Bereich Mikrite und Radiolarien-„Feinsande“ abwechseln, deuten auf Turbidite, leichte Bodenströmungen oder vielleicht sogar saisonale Produktivitätszyklen hin. Neben den Radiolarien treten untergeordnet Spiculae auf. Stratigraphisch verwertbare Makro- oder Mikrofossilien konnten nicht gefunden werden, daher fußt die zeitliche Einstufung – Oxford – auf DIERSCHKE (1980).

##### 5.3.3.3.1.2 Der rote Radiolarit

Mit 110 m Mächtigkeit erreicht der Radiolarit im Profil 108 (Dürreckberg) nach DIERSCHKE (1980) die größte Mächtigkeit in seinem Untersuchungsgebiet. Davon entfallen 50 m auf den roten Radiolarit. Weitere Vorkommen des roten Radiolarits sind an die des oben beschriebenen grauen Radiolarits gekoppelt. Im Unterschied zum grauen Radiolarit weist der rote Radiolarit eine ausgeprägtere Bankung auf, die an deutlichere Mergelfugen gekoppelt zu sein scheint. Die wulstigen Bänke besitzen teilweise Sohlmarken. Mächtigere Tonpartien im Radiolarit treten entlang des Fußweges zwischen Parkplatz Hinterbrand und Krautkasergraben auf. Mikrofaziell gleichen sich die beiden Radiolaritvarianten. Im Lösungsrückstand fanden sich schlecht erhaltene Bruchstücke von Hagiastriden sowie unbestimmbare Nasselarien und Spumellarien. Mit dem roten Radiolarit endete die überlieferte autochthone Sedimentation des Göllmassivs, es kam zur Entwurzelung und zum Eingleiten in das tirolische Berchtesgadener Becken. Mit der Platznahme des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll nahm er, bezüglich der jüngeren Sedimente, eine parautochthone Stellung ein. Die auflagernden jüngeren Sedimente versiegelten die Deckengrenze.

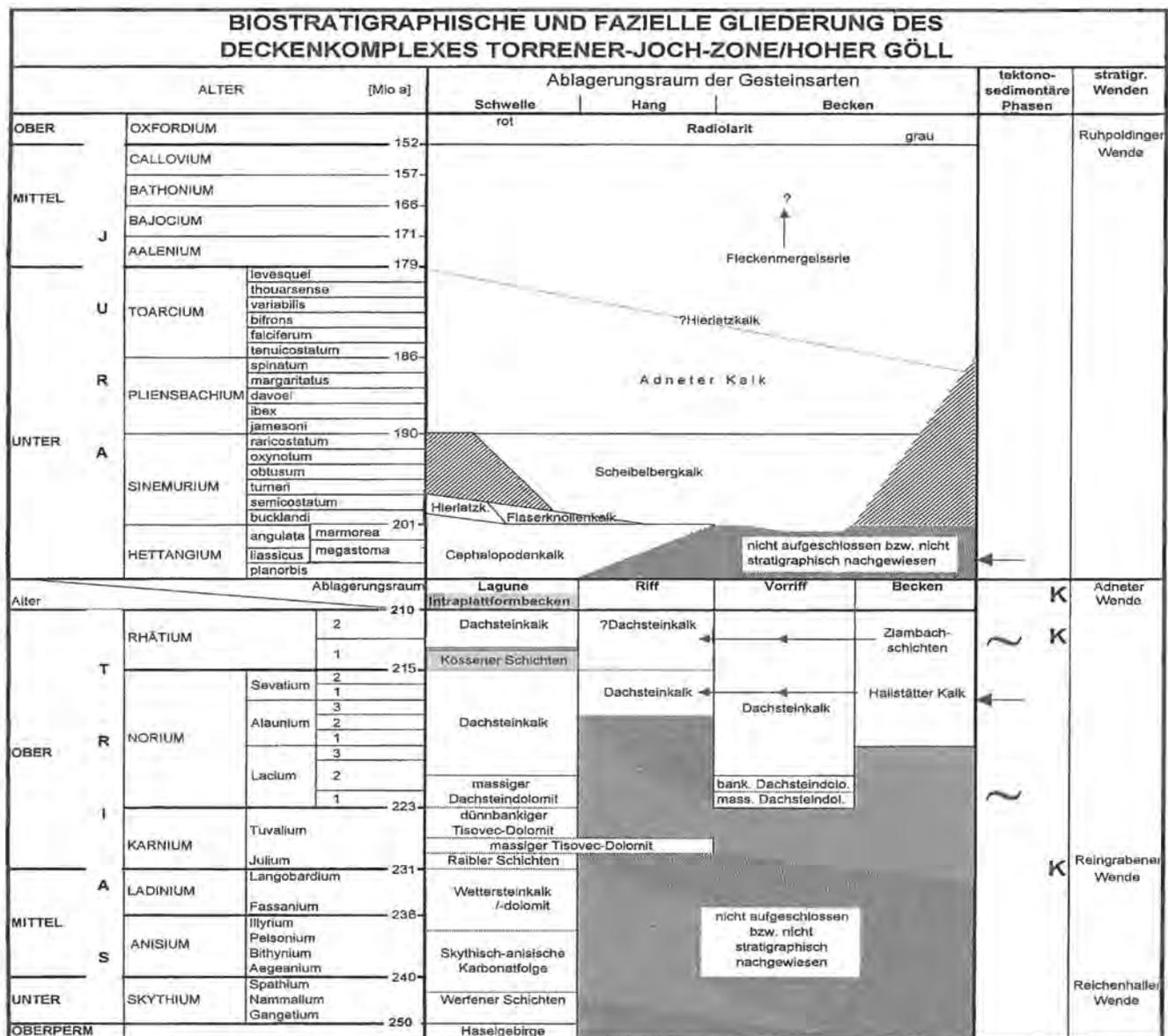
## 5.4 Zusammenfassung

Der im mittleren Oberjura in das Berchtesgadener Becken eingeglittene Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll besteht aus oberpermischen bis tief oberjurassischen Schichten, die sedimentgenetisch eng verbunden sind. Die Faziesfolge zeichnet sich bis in das Karn hinein durch flachmarine Sedimentationsbedingungen aus, wobei im höheren Karn bereits eine Plattformrandlage des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll überliefert ist. Mit den ammonitenreichen norischen Dachsteindolomiten treten die ersten offen-marinen Sedimente auf. Damit einher geht eine relativ kleinräumige N-S verlaufende Faziesdifferenzierung des Ablagerungsraumes, die im Dachsteindolomit und Dach-

steinkalk des Jenners bzw. Göllmassivs beispielhaft erhalten ist. Ab dem Alaun/Sevat machen sich plattentektonische Umstrukturierungen (initiale Synriffphase) durch das Aufreißen von Spalten im Vorriff- und Riffbereich bemerkbar, die z. T. mit Hallstätter Kalken gefüllt sind. Differenziertes Absinken entlang dieser Störungen und klimatische Veränderungen (BRAUN & ZANKL 1992a) führten zu retrogradierenden Faziesverschiebungen ab dem höheren Sevat-Unterrhät. Bemerkenswert in diesem Zusammenhang ist, daß am nördlichen Göllmassiv deutliche Einflüsse der Kössener Fazies (Unterrhät) und an dessen Südrand der Hallstätter Fazies (Hallstätter Kalke, Zlambachschichten) vorkommen (Abb. 55). Somit scheint der Dachsteinkalkfaziesbereich zeitweise auf

<1 km Breite eingeschränkt gewesen zu sein. Nach HAQ et al. (1988) fand im obersten Rhät eine starke Regression statt. Hinweise darauf sind am Hohen Göll erosionsbedingt nicht mehr aufgeschlossen. Die rhätische Biohermfazies des Jenners könnte jedoch als Hinweis für eine solche Regression gewertet werden.

Die im Zusammenhang mit der Rhät/Hettangium-Grenze vielfach diskutierte Frage nach den Ursachen der Sedimentationsumstellung (u. a. FABRICIUS 1966, JURGAN 1969, BÖHM 1992a, Kap. 3.2.1), soll hier nicht erneut erörtert werden. Festzustellen bleibt aber, daß die pelagische Sedimentation am Göllmassiv bereits in der *planorbis*-Zone eingesetzt hat und somit früher als im



**Abb. 59:** Stratigraphische und fazielle Gliederung der im Deckenkomplex Torrens-Joch-Zone/Hoher Göll aufgeschlossenen Gesteine. Die Gesteine bestehen bis in die untere Obertrias hinein aus lagunären Sedimenten. Nach der Reingrabener Wende ist eine starke Fazieszonierung auffallend, die aus der paläogeographischen Lage des Deckenkomplexes am Plattformrand bedingt wird. Auf Grund der tektonischen Gegebenheiten und der Aufschlußbedingungen sind faziiell verschiedenartige norische und rhätische Gesteine lateral nebeneinander erhalten (z. B. Dachsteinkalk des Kehlsteins = Lagune, Hohes Brett = Riff und Vorriff). Zeichenerklärung: **Ablagerungsraum der Gesteinsarten:** Die Lage des Hauptlithodendronkalkes ist mit einer Doppellinie eingezeichnet. Zeitlich unsichere Schichtgrenzen bzw. Wechsellagerungen sind gestrichelt dargestellt. Doppelpfeil = Reichweite der Beckensedimente auf die Plattform. **tektono-sedimentäre Phasen:** Pfeil = tektonisch gesteuerte Sedimentation, Wellenlinie = eustatisch gesteuerte Sedimentation, K = klimatisch gesteuerte Sedimentation.

heute umgebenden Tirolikum. Mit der Adneter Wende kam es zu einer generellen Vertiefung des ehemaligen überwiegend flachmarinen Ablagerungsraumes. Grund dafür waren dehnungsbedingte, differenzierte Schollenbewegungen der Synriftphase und klimatisch-ökologische Faktoren. Dabei wurden ältere Spalten-/Störungssysteme reaktiviert und neue Horizontal- und Vertikalspalten aufgerissen. Auf Hochschollen lagern sich im Hettangium kondensierte bunte Cephalopodenkalke ab. Die fortschreitende Absenkung mit höheren Sedimentationsraten führte zu den Scheibelbergkalken des Hangbereiches. Sie werden überlagert von den Adneter Schichten, deren Sedimentation zwischen oberem Pliensbachium und oberem Toarcium von der Fleckenmergelserie abgelöst wurde. Diese Sedimente im Übergangsbereich zwischen Becken und Schwelle zeugen von hohen Sedimentationsraten und organischer Produktion. Mit der fortschreitenden Vertiefung der initialen Konvergenzphase gehen die Gesteine der Fleckenmergelserie in die schwarzen Radiolarite über. Diese, eine weitere Vertiefung des Ablagerungsraumes dokumentierende Ruhpoldinger Wende, fand vermutlich im höchsten Mitteljura bis untersten Oberjura statt. Mit den nachfolgenden, bereits wieder flachere Sedimentationsbedingungen anzeigenden roten Radiolariten riß die autochthone Sedimentation am Göllmassiv ab, und es kam zwischen dem mittleren und oberen Kimmeridge zur Dislokation des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll und dem Eingleiten in das Berchtesgadener Becken. Dabei könnte der Wechsel zwischen schwarzem und rotem Radiolarit bereits das Herausheben der Scholle vor dem Abscheren dokumentieren. Im Zuge des Eingleitens kam es zum Zerbrechen des Deckenkomplexes in mehrere Teile und zur Stirneinrollung des Nordrandes des Göllmassivs. Eine Ursache dafür könnte die bereits zuvor eingegliederte Hallstätter- und Berchtesgadener Decke sein, die als Prellbock für das Göllmassiv diente. Als Hinweis darauf lassen sich die juvavischen Reste (Brandkopf, Alplstein und Zlambachschichten des Klausbichls) interpretieren, die in die Stirneinrollung miteinbezogen wurden bzw. deren nördliche Begrenzung darstellen.

In der Folgezeit (Oberkimmeridge bis Tithon) wurden tirolische Sedimente (Tauglbodenschichten und Oberalmer Schichten) auf dem nun parautochthonen Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll abgelagert. Das bei der Platznahme der Gleitdecke neu entstandene, mehr als 2000 m hohe Relief innerhalb des umgebenden Beckens, wurde während der Postkonvergenzphase teilweise aufgefüllt, und der Deckenrand durch die tithonen bis unterkretazischen Sedimente versiegelt. Durch die postsedimentäre Tektonik wurden die Deckenränder geringweit über diese Sedimente überschoben, so daß ein unter- bis oberkretazischer Deckenschub angenommen wurde. Diese Einschätzung wurde insbesondere dadurch verstärkt, daß die dabei überprägten Deckengrenzen durch die Ablagerungen der Gosau erneut versiegelt wurden.

## 6 Vergleichende Analyse des Tirolikums und Juvavikums zum Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll

Um die relative ursprüngliche paläogeographische Lage des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll zu ermitteln, soll in diesem Kapitel versucht werden, die auftretenden Schichten mit dokumentierten Schichtenfolgen des Tirolikums und Juvavikums zu vergleichen. Dieser Vergleich soll ermöglichen, Gebiete mit ähnlicher lithologischer Abfolge ausfindig zu machen.

Das innerhalb der Torrener-Joch-Zone sehr schlecht und nur selten aufgeschlossene Haselgebirge bietet keine Ansatzmöglichkeiten für einen Vergleich. Die darüber folgenden Werfener Schichten zeigen die für viele Lokalitäten typischen Merkmale. Die tektonische Überprägung und die starke Bodenbildung führen zu schlechten Aufschlußverhältnissen. Durchgängige Profile sind auch im Königsbachgebiet nicht vorhanden. Die beobachteten Silt-, Feinsand- und Kalksandsteine mit Ooiden sind weit verbreitet und werden sowohl aus dem Tirolikum (MOSTLER & ROßNER 1984) als auch aus dem Juvavikum beschrieben (MERZ 1987). Eine gewisse lithologische Ähnlichkeit mit den Werfener Schichten des Blühnbachtales (Hundskargraben) scheint vorhanden zu sein; von dort wurden, wie aus der Torrener-Joch-Zone, Gastropoden der Art *Naticella costata* MÜNSTER 1841 beschrieben (TICHY & SCHRAMM 1979, PLÖCHINGER 1984). Lediglich lithologische Ähnlichkeiten zu den unteren Werfener Schichten des Kesselgrabens und Torrener Jochs zeigen die von LEUSCHNER (1989) dokumentierten Werfener Schichten des Schwarzenbergkomplexes.

Die über den Werfener Schichten folgenden Gesteine der Skythisch-anischen-Karbonatfolge weichen, wie bereits in Kap. 5.2.4 beschrieben, auf Grund ihrer Lithologie, Mikrofazies oder fehlender Fauna von zeitgleichen Sedimentgesteinen (Reifflinger Kalk, Gutensteiner Schichten, Reichenhaller Schichten, Annaberg Kalk, Steinalmdolomit/-kalk) ab. Die fehlende Fauna und Flora schließt einen Vergleich mit Vorkommen, die Annaberg Kalk oder Steinalmdolomit/-kalk aufweisen, aus. Mit Ausnahme dieser beiden Gesteinsarten finden sich aber lithologische Übereinstimmungen, so daß es, bezogen auf das Untersuchungsgebiet, in der Vergangenheit zu entsprechenden Namengebungen kam (s. Kap. 5.2.4). In der Eisgrabenstruktur an der Südflanke des Watzmanns treten, eingerahmt von obertriassischen Gesteinen, mitteltriassische Gesteine auf, die als die Fortsetzung der Torrener-Joch-Zone angesehen werden (u. a. LEBLING 1935, ZANKL 1962). Andere Bearbeiter deuteten sie als ausgequetschtes Tirolikum (TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN 1970, DECKER et al. 1994). Nach BODECHTEL et al. (1984) läßt sich die Eisgrabenstruktur als ausgequetschtes Tirolikum und der westlich davon gelegene Bröselgrat als juvavische Deckscholle deuten. Sollte die Eisgrabenstruktur die Fortsetzung der Torrener-Joch-Zone sein, dann müssen gleichartige

Gesteine auftreten. Anisische Schichten sind nach VOLK (1981) in Form der Reichenhaller Rauhwacke (Eisgraben, Bröselgrat, Basis Hocheis), Reichenhaller Schichten (Eisgraben, Bröselgrat), Gutensteiner Schichten (Basis Hocheis) und des Anisischen Dolomits (Eisgraben, Bröselgrat, Basis Hocheis) vorhanden. Lediglich die Reichenhaller Rauhwacke und bedingt der schwach gebankte, bituminöse dunkle Anisische Dolomit, der selten kieselig oder kalkig ist, finden ein Pendant in der Torrener-Joch-Zone.

Von den Gesteinen der Skythisch-anisischen-Karbonatfolge des Hochjuvavikums der Berchtesgadener Decke (vgl. MERZ 1987, RISCH 1993) weichen sie durch ihre gute Bankung und Verkieselung ab. Die Anklänge an eine evaporitische Fazies haben sie mit den Reichenhaller Schichten und der Skythisch-anisischen-Karbonatfolge des Berchtesgadener Hochjuvavikums gemein. Zu den Gutensteiner Basisschichten (TOLLMANN 1976b) besteht eine lithologische Ähnlichkeit. Diese Schichtenfolge wurde aber von GAWLICK (1995) an deren Typlokalität auf Grund ihrer heterogenen Gesteinszusammensetzung (Untertrias, Obertrias und Oberjura) revidiert und der Name eingezogen. Von den Gutensteiner Schichten unterscheiden sie sich durch ihre Mikrofazies und die Hornsteinführung, daher findet sich auch kein Äquivalent in der östlich des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll anschließenden Lammerzone (GAWLICK 1988, LEUSCHNER 1989) und der Dachsteingruppe (GANSS et al. 1954, SCHLAGER 1967b). Gleiches gilt für die fossilleren, dunklen bis schwarzen Gutensteiner Kalke und Dolomite der Tennengebirgssüdseite (GRUBINGER 1953). Lithologisch sind sie den Reiflinger Kalken sehr ähnlich, jedoch konnten weder Ammoniten noch Conodonten gefunden werden. Die bereichsweise evaporitische Fazies steht auch im Kontrast zu den als Beckensediment abgelagerten Reiflinger Kalken. In der juvavischen Deckscholle des Rennergrabens (Funtenseegebiet) treten nach SCHMOLIN (1978) plattige, schwarze, bituminöse Kalke mit Hornsteinlagen (Reichenhaller Schichten) auf, die mit der Skythisch-anisischen-Karbonatfolge des Untersuchungsgebietes vergleichbar wären. Solange der stratigraphische Umfang der Skythisch-anisischen-Karbonatfolge des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll nicht biostratigraphisch erfaßt werden kann, bleibt auch die Vergleichbarkeit unbefriedigend.

Als nächst jüngere Schichtfolge innerhalb der Torrener-Joch-Zone tritt der Wettersteinkalk/-dolomit auf. Im Untersuchungsgebiet lassen sich 4 Typen unterscheiden, die auch in vergleichbaren Herkunftsgebieten auftreten sollten:

- gebankter Wettersteindolomit (flachmariner Rückriffbereich)
- massiger Wettersteinkalk/-dolomit (Dasycladaceen- und Grapestonefazies)
- massiger, diagenetisch bedingt strukturloser Wettersteindolomit
- erzführender Wettersteindolomit.

Der tirolische Ramsaudolomit des südlichen Hochkaltes, Wimbachtales und Watzmanns unterscheidet sich vom Wettersteindolomit der Torrener-Joch-Zone durch sein massiges Erscheinungsbild mit, wenn überhaupt, nur angedeuteter Bankung (HAHN 1913a, WIRTH 1929, BARTH 1968, VOLK 1981). Massiger Wettersteindolomit tritt nach PLÖCHINGER (1990) am Hagengebirgssüdfuß auf. Vielgestaltiger scheinen die Verhältnisse am Südrand des Steinernen Meeres zu sein. Nach PIA (1923) und SCHRAMM et al. (1979) geht der Gutensteiner Kalk allmählich in Steinalmkalk/Wettersteinkalk bzw. deren dolomitische Äquivalente über. Diese werden von Reiflingerknollen- und Hornsteinknollenkalk überlagert, der zum Wettersteindolomit überleitet. Im östlich anschließenden Tennengebirge tritt ebenfalls massiger Wettersteindolomit auf, der in Wettersteinkalk übergehen kann (GRUBINGER 1953, PLÖCHINGER 1982). Von Vererzungen im Ramsau-/Wettersteindolomit des westlichen Tennengebirges (Abbruch zum Salzachtal) und nördlichen Hochkönigmassivs (Blühnbachtal) berichtet FUGGER (1907a).

Im Hochjuvavikum der Berchtesgadener Decke tritt überwiegend massiger Wettersteindolomit auf (MERZ 1987, STAUDT 1989, MICHAEL 1989), der im Lattengebirge und am Untersberg in Grapestonefazies ausgebildet sein kann (BARTHEL 1987, OETKEN 1989). Gebankter Wettersteindolomit und die Dasycladaceenfazies im Wettersteinkalk des Lattengebirges wurde von MERZ (1987) und BARTHEL (1987) beschrieben. Die juvavischen Deckschollen im Funtenseegebiet sollen nach SCHMOLIN (1987) dünnbankigen und massigen Wettersteindolomit enthalten und besitzen somit auch in dieser Gesteinsausbildung ein vergleichbares Merkmal zum Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll. Die innerhalb der Torrener-Joch-Zone auftretenden Wettersteinkalke/-dolomite finden im Schwarzenbergkomplex lediglich in der massigen strukturlosen und massigen dasycladaceenführenden Fazies ein Äquivalent. Wettersteinkalke sind dort selten, und gebankte Wettersteindolomite treten nicht auf (LEUSCHNER 1989). Dünnbankiger Wettersteindolomit tritt in einer Deckscholle am östlichen Hochkönig auf und soll in dieser Fazies auch im tirolischen Anteil vorkommen (HEISSEL 1953). Wettersteindolomit und -kalk der Dachsteingruppe sind überwiegend massig, z. T. tritt der dolomitische Anteil hinter den kalkigen zurück (GANSS et al. 1954). Vererzungen treten lediglich im Mittelabschnitt der Südwände auf. Zusammenfassend betrachtet, scheinen an vielen der miteinander verglichenen Lokalitäten nicht alle beobachteten Merkmale des Wettersteinkalks/-dolomits des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll aufzutreten. Als indikatives Gestein tritt der gebankte Wettersteindolomit auf. Dieser läßt sich im südlichen Lattengebirge, in Deckschollen des Funtenseegebietes und Hochkönigs sowie in der tirolischen Basis des Hochkönigs nachweisen. Die mitteltriassischen Gesteine der juvavischen Schollen des Funtenseegebietes scheinen eine der Torrener-Joch-Zone vergleichbare Ausbildung zu besitzen, sind aber viel zu klein und reliktsch erhalten, als daß eine

weitergehende Aussage möglich wäre. Diese Schollen wurden schon früh als zurückgebliebene Reste der Platznahme des Berchtesgadener Juvavikums gedeutet (LEBLING 1914).

Die im Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll erhalten gebliebenen Raibler Schichten – sandige Mergel – treten in Störungszonen auf und finden sich bedingt durch ihre Lithologie lediglich als verwitterte Leseesteine. Für regionalgeologische Vergleiche sind diese Raibler Schichten wenig aussagekräftig.

Als nächst jüngere Schichtfolge tritt der Karnisch-norische-Dolomit auf. Gute Aufschlußverhältnisse vorausgesetzt, läßt er sich im Untersuchungsgebiet in fünf lithofazielle Typen untergliedern:

- massiger Dolomit mit Riffkomponenten (Riff- bis riffnahe Rückriffazies),
- dünnbankiger fossilfreier Dolomit (Rückriffazies),
- massiger fossilführender Dolomit (proximale Vorriffazies),
- gebankter fossilführender Dolomit (distale Vorriffazies) und
- überwiegend massiger Dolomit (riffnahe Rückriffazies),

deren Ursache in der Plattformrandlage des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll ab dem Karn begründet liegt.

Im westlich anschließenden Tirolikum (Watzmann, Hochkalter) treten überwiegend hellgraue, massige bis undeutlich gebankte fossilere Karnisch-Norische Dolomite auf, die zum Hangenden deutlicher gebankt sind und zum Dachsteinkalk überleiten (HAHN 1913a, BARTH 1968, VOLK 1981). Bereichsweise soll er diffus verkieselt sein (PIA 1923). Der Übergangsbereich Karnisch-norischer-Dolomit/Dachsteinkalk wird durch eine Zone mit wechselndem Dolomit-/Kalkgehalt geprägt, die Megalodonten und Gastropodenreste beinhaltet (Rückriffazies). Mit Ausnahme der Verkieselung werden ähnliche Lithologien aus dem Hagengebirge (PLÖCHINGER 1990) und südlichem Tennengebirge (GRUBINGER 1953) beschrieben. Für den Hochkönig lieferte SCHULER (1968) eine detaillierte Beschreibung des Karnisch-norischen-Dolomits, die Übereinstimmungen mit den Verhältnissen im Untersuchungsgebiet zeigt. Danach besitzt er im Liegenden dünnbankig tonige Lithologie, die zunehmend dickbankiger, schließlich massig wird und in den oberen 70 m einen zunehmenden Kalkgehalt besitzt, bevor der Übergang in den Dachsteinkalk erfolgt. Nach Osten stellt sich Crinoidendetritus ein. Das NE-streichende Plattformrandrelief war am Hochkönig bereits mit den Raibler Schichten vorgeprägt (vgl. Profilsérie in SCHULER 1968), setzte sich im Karnisch-norischen-Dolomit fort und ist durch den Rand der Dachsteinkalkplattform in unveränderter Orientierung erhalten.

Bezogen auf das Berchtesgadener Hochjuvavikum tritt Karnisch-norischer-Dolomit als massiger, fossilere Dolomit auf, der im Übergangsbereich zum Dachsteinkalk eine Kalk-/Dolomitwechsellagerung besitzt (OETKEN 1989, RISCH 1993). Am Gollinger Schwarzenberg

läßt sich ein Übergang von megalodontenführenden Dolomiten und Algenlaminiten (im Liegenden) zu dolomitisierten Riffschüttkalken (im Hangenden) unterscheiden (LEUSCHNER 1989). Diese Karnisch-norischen Dolomite sind schlecht gebankt bis massig. Vergleichbare Gesteine finden sich auch im Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll. Am Gosaukamm läßt sich der Karnisch-norische-Dolomit nach SCHLAGER (1967b) in basale dunkle Plattendolomite, die in mächtige helle grobkörnige Dolomite übergehen, die seitlich aus dem tieferen Dachsteinkalk entstehen und z. T. massenhaft Fossilreste enthalten, untergliedern. Grauer, bituminöser, fossilfreier Karnisch-norischer-Dolomit tritt nach GANSS et al. (1954) am Ostabschnitt der Südwände des Dachsteins auf. Zusammenfassend betrachtet, finden sich, bezogen auf den Karnisch-norischen Dolomit, ähnliche Verhältnisse wie im eigenen Untersuchungsgebiet am Schwarzenberg, am Gosaukamm und am Hochkönig. Wie im Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll, so zeichnen sich auch bei diesen Vorkommen laterale bzw. vertikale Fazieswechsel ab, die zum besseren Vergleich einer eingehenden Faziesuntersuchung unterzogen werden müßten.

Mit allmählich abnehmender Dolomitierung geht der Dachsteinkalk aus dem Karnisch-norischen-Dolomit hervor. Der Dachsteinkalk des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll zeigt eine N-S verlaufende Fazieszonierung mit der Lagune im Norden und dem zum Becken überleitenden Vorriff im Süden. Die umgebenden tirolischen Dachsteinkalke des nördlichen Hagengebirges im Süden, des Steinernen Meeres im Südwesten, des Strub-/Büchsenkopfs und des Watzmanns im Westen sind in lagunärer Fazies entwickelt. Daraus entstehen bei Autochthonie des Göllmassivs Faziesgegensätze, die seit MOJSISOVICS (1903) durch Hallstätter Kanäle innerhalb der Dachsteinkalkplattform gelöst wurden. Im Untersuchungsgebiet ließe sich damit zumindest der nördlich der Torrener-Joch-Zone gelegene tirolische Dachsteinkalk faziell an das nördliche Göllmassiv anbinden, nicht aber der Hagengebirgsnordrand. Nach VOLK (1981) soll im Bereich Hachelköpfe-Hirschwiese (südliches Watzmanngebiet) massiger Dachsteinkalk in Riffazies vorkommen. Auf Grund der vorliegenden Beschreibung handelt es sich aber eindeutig um Fleckenriffe im lagunären Dachsteinkalk. Plattformrandriffe des Tirolikums werden vom südlichen Hagengebirge, südlichen Tennengebirge und vom Hochkönig beschrieben. Die Riffe des Hagen- und Tennengebirges wurden bisher biofaziell nicht näher untersucht. Nach PLÖCHINGER (1987) wurde im Hagengebirge lediglich ein E-W-streichender gebankter lagunärer (N) von einem massigen Dachsteinkalk (S) unterschieden. Letzterer umfaßt nach PLÖCHINGER (1990) auch den riffnahen Rückriffbereich. Zlambachsichten sollen nach LANGENSCHIEDT (in Vorber.) in die Vorriff- und Riffazies des südlichen Hagengebirges eingeschaltet sein. Somit wären hier ähnliche Verhältnisse wie am Hohen Brett vorhanden. Darauf deuten auch Vorkommen von Hallstätter Kalken mit Brachiopoden hin, die durch FUGGER (1907a) beschrieben wurden. Etwas differen-

zierter sind die faziellen Verhältnisse im Tennengebirge auskartiert worden (PLÖCHINGER 1982, 1987). Dort schließt sich an die lagunäre Fazies (N) nach S die massive, onkoidführende, riffnahe Rückrifffazies an. Riffkalke sind nur reliktilsch im SW erhalten.

Die Faziesverteilung des obertriassischen Plattformrandes des Hochkönigs wurde von PILLER (1981) und insbesondere von SATTERLEY (1994) erarbeitet. Danach liegen NNE-SSW-streichende Fazieszonen vor, mit der Lagune auf der westlichen und dem Becken auf der östlichen Seite. Ein Vergleich zwischen dem Riff des Hochkönigs und dem des Göllmassivs wurde von SATTERLEY (1994) durchgeführt, daher sollen hier lediglich Neuerkenntnisse in den Vergleich miteinbezogen und Ergänzungen gegeben werden. Der Vergleich zeigt, daß sich beide Riffstrukturen biofaziell und lithologisch relativ ähnlich sind. Die riffernen Rückriffbereiche gleichen einander. Unterschiede ergeben sich aus dem Fehlen einer Stromatolithfazies am Göllmassiv. Die von SATTERLEY (1994) als ebenfalls abweichend charakterisierte Onkoidfazies ist auch am Göllmassiv vorhanden. Sie besitzt ihre größte Verbreitung im rhätischen Anteil und ist somit lediglich erosionsbedingt lokal aufgeschlossen. Auch der riffnahe Rückriffbereich beider Plattformränder besaß sehr ähnliche Ablagerungsbedingungen. Unterschiede ergeben sich im Fehlen von Dasycladaceen in dieser Fazies am Hochkönig. Die Biofazies des zentralen Riffbereichs wurde von SATTERLEY (1994) nicht näher untersucht, soll aber vergleichbar zum Göllmassiv sein. Eingeschränkte Beobachtungsmöglichkeiten ergeben sich am Göllmassiv für die Vorrifffazies auf Grund der Unzugänglichkeit der Steilwände und der tektonisch reduzierten Breite von ca. 500 m. Bezieht man aber die Vorriffsedimente des Jenners mit in die Betrachtungen ein, kann das Bild um wichtige Merkmale des obertriassischen Plattformrandes erweitert werden. Im Vorriffbereich des Göllmassivs treten alle vom Hochkönig erwähnten Sedimenttypen des Vorriffbereichs (Brekzien, grobe bioklastische Rudstones, bioklastische Packstones bis Wackestones und Fleckenriffe) auf. Hinzu kommen Sedimente, die vom Hochkönig nicht erwähnt bzw. nicht vorhanden sind, wie die Zlambachschichten und Spaltenfüllungen mit Hallstätter Kalk (vgl. SATTERLEY 1994). Auffallend ist auch, daß die Vorriffsedimente des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll geprägt sind durch ihren Brachiopoden- und in Sedimentfallen auch Ammonitenreichtum; vergleichbare Gesteine gibt es am Hochkönig nicht. Unterschiede ergeben sich auch in der regressiven Tendenz des Plattformrandes am Hochkönig (SATTERLEY 1994) und der transgressiven am Göllmassiv. Diesbezügliche Daten sind jedoch in SATTERLEY (1996a) unterschiedlich dargestellt, so daß letztlich auch am Hochkönig eine transgressive Tendenz im Unterrhät wahrscheinlich ist.

Die Dachsteinkalke der Berchtesgadener Decke unterscheiden sich durch ihre weiße Farbe bereits makroskopisch deutlich vom grauen tirolischen Dachsteinkalk und dem des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll. Neben diesem farblichen Unterschied läßt

sich eine N-S Differenzierung zwischen stärker kalkiger Ausbildung im S und dolomitischer Ausbildung im N nachweisen. Diese diagenetisch bedingten Besonderheiten haben GÖKDAG (1974) und FROH (1976) näher untersucht und haben zu einer eigenen Namensgebung für diesen Dachsteinkalk vom Typus „Reiteralmkalk“ (HAHN 1910) geführt. Er ist überwiegend in lagunärer Dachsteinkalkfazies entwickelt. Lediglich am östlichen Untersberg soll Rifffazies vorhanden sein (DEL NEGRO 1979). Auf Grund der Faunenbeschreibung bei BITTNER (1883) und FUGGER (1907b) (häufige Halorellen) scheint mir eine Vorrifffazies wahrscheinlicher. Ähnliche Verhältnisse werden von der südwestlichen Reiteralm beschrieben (FISCHER 1965, FROH 1976), ohne näher bearbeitet worden zu sein. Der Dachsteinkalk in proximaler Vorrifffazies der Sillenkopf-Scholle zeigt eine ähnliche Lithologie wie der halorellenführende Dachsteinkalk des östlichen Untersbergs (vgl. Kap. 4.5.5). Faziell entspricht er dem Dachsteinkalk in proximaler Vorrifffazies am Göllmassiv sowie dem massigen Dachsteindolomit am Jenner. Unterschiede ergeben sich durch die lithologische Ausbildung als grauer Dachsteinkalk am Göllmassiv, beiger Dachsteinkalk in der Sillenkopf-Scholle und als Dolomit am Jenner. Die beiden Dachsteinkalke besitzen unterschiedliche Alter (Sevat/Lac1), wohingegen der Dolomit des Jenners zeitgleich zum Kalk der Sillenkopf-Scholle ist. Dadurch wird auch klar, daß die Sillenkopf-Scholle keine südliche Ausschuppung des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll sein kann, wie bisher vermutet wurde (ZANKL 1962, DECKER et al. 1994).

Der östlich des eigenen Untersuchungsgebietes liegende Schwarzenberg besitzt ebenfalls Dachsteinkalk-Rifffazies, die von LEUSCHNER (1989) mikrofaziell bearbeitet wurde. Danach ist die zentrale Rifffazies mit Tendenzen zum Vorriff (NW) und im tieferen Teil zum riffnahen Rückriff belegt. Als Riffbildner treten Kalkschwämme und Korallen auf, wobei die Inozoen gegenüber den Sphinctozoen überwiegen. Die faziellen Verhältnisse deuten eine transgressive Tendenz an, die zeitlich nicht näher umrissen ist. Kössener Schichten, Zlambachschichten und Hallstätter Kalk treten am Schwarzenberg nicht auf.

Im Dachsteingebiet schließt sich an den lagunären Dachsteinkalk nach S die Rifffazies an (PLÖCHINGER 1982). Am Gosaukamm ist eine solche Untergliederung nicht möglich, jedoch läßt sich ein nach Süden gerichteter Vorriffbereich abgrenzen (WURM 1982). Umstritten ist dagegen die Verzahnung zwischen Dachsteinkalk in Vorrifffazies und Zlambachschichten (vgl. Diskussion in WURM 1982). Einschaltungen von Kössener Schichten in den Dachsteinkalk des Dachsteingebietes sind bisher nicht beschrieben.

Vergleichende Analysen zwischen anderen obertriassischen Riffen und dem des Göllmassivs finden sich in FLÜGEL (1981) und STANTON & FLÜGEL (1987). Die biofaziellen Verhältnisse sind bezogen auf die Riffe der Dachsteinkalkfazies relativ ähnlich (vgl. dazu SADATI 1981, FLÜGEL 1981, WURM 1982, STANTON & FLÜGEL 1987). Es sei hierzu angemerkt, daß häufig keine

feinstratigraphischen Untersuchungen vorliegen, und es somit zu Mißinterpretationen auf Grund asynchroner Vergleiche kommen kann.

Ein weiterer, für die regionalgeologische Einordnung wichtiger Sedimenttyp, ist die Einschaltung von Kössener Schichten. Im Hagengebirge und am Hochkönig sind sie bisher unbekannt. Sie treten aber am Strubkopf (vgl. Kap. 3.1.3), Hochkalter (SCHLAGINTWEIT 1919), im Steinernen Meer (SATTERLEY 1996a) und im Tennengebirge (PLÖCHINGER 1990) auf, scheinen also bisher mit Ausnahme des Göllmassivs ein typisch tirolisches Merkmal zu sein. Am Hochkalter sind die Einschaltungen mit Kössener Schichten nach eigenen Untersuchungen überwiegend als plattige, mikritische, bivalvenführende Kalke ausgebildet, die auf Grund ihrer Conodontenführung (*Misikella posthernsteini* KOZUR & MOCK 1974) und Mikrofazies einem flachmarinen Beckenbereich zuzurechnen sind. Lithodendronkalk tritt nicht auf. Die mergel- und tonsteindominierten Kössener Schichten des Tennengebirges unterscheiden sich sowohl lithologisch als auch biofaziell von den Vorkommen am Göllmassiv und denen des Hochkaltes. Sie besitzen aber Ähnlichkeit zu den Kössener Schichten des Strubkopfes. Es scheint sich dabei um eine eingeschränkte Beckenentwicklung gehandelt zu haben, da keine Conodonten auftreten und der Lithodendronkalk nur andeutungsweise ausgebildet ist. Im Juvavikum der Berchtesgadener Decke (vgl. GILLITZER 1912, LEBLING 1912, SCHLAGER 1930), des Schwarzenbergkomplexes (vgl. LEUSCHNER 1989) und der Dachsteindecke (vgl. GANSS et al. 1954) fehlen bis jetzt Hinweise auf Kössener Schichten.

Einen wichtigen Hinweis auf die rel. ursprüngliche Zusammengehörigkeit bietet neben den faziellen Verhältnissen der triassischen Gesteine, deren Conodont-Color-Alterationindex (CAI). Da die thermische Überprägung der Decken und Schollen älter als deren oberjurassische Platznahme war (vgl. GAWLICK & KÖNIGSHOF 1993, GAWLICK et al. 1994), liefern sie ein relatives Maß der Zusammengehörigkeit vor deren Mobilisation. Der Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll besitzt einen CAI von 1,0–2,0. Einen gleichartigen, überwiegend niedrigen CAI (1,0–2,0) haben das Tirolikum, das Hoch- und Tiefjuvavikum im Raum Berchtesgaden, der Gollinger Schwarzenberg und der Gosaukamm (GAWLICK & KÖNIGSHOF 1993, GAWLICK et al. 1994). Abweichend davon besitzt der Südrand des Steinernen Meeres einen CAI von 2,5–3,0. Bezogen auf die oben verglichenen Gebiete treten nach GAWLICK et al. (1994) am Hochkönigmassiv, dem südlichen Tennengebirge und der südlichen Dachsteindecke wesentlich höhere CAIs (5,5–7,0) auf. Daraus wird deutlich, daß zwar die triassische Faziesentwicklung des Hochkönigmassivs relativ ähnlich zu der des Göllmassivs war, deren tektonische Geschichte hatte jedoch ab einem bestimmten Zeitpunkt einen unterschiedlichen Verlauf.

Neben den triassischen liefern auch die jurassischen Gesteine wichtige Hinweise auf die ursprüngliche Zusammengehörigkeit. Die jurassische Abfolge des

Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll unterscheidet sich von seinem nördlichen tirolischen Vorland durch die unterschiedliche jurassische Abfolge (vgl. Abb. 31, Abb. 59). Insbesondere besitzen die Scheibelbergkalke unterschiedliches Alter, Fleckenmergel sind im liegenden Tirolikum, falls überhaupt autochthon, nur lokal vorhanden. Im allgemeinen überlagert roter, nur am Büchsenkopf grauer Radiolarit direkt die Adneter Schichten. Am Göllmassiv sind relativ mächtige Fleckenmergel erhalten, die in mächtige graue und diese in rote Radiolarite übergehen. Die Juraabfolge des südlich der Torrener-Joch-Zone gelegenen Tirolikums des Hagengebirges unterscheidet sich sowohl vom nördlich gelegenen Tirolikum als auch vom Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll. Insbesondere sind die obertriassische Dachsteinkalkfazies, das Fehlen von Cephalopoden- und Scheibelbergkalcken sowie die Ausbildung der Adneter Schichten unterschiedlich.

Die Juragesteine des Hochkönigmassivs setzen sich aus Hierlatzkalk, Adneter Schichten, rotem Hornsteinknollenkalk und grauem Radiolarit zusammen (HEISSEL 1953). Bemerkenswert und abweichend von den Verhältnissen am Göllmassiv sind die ca. 200 m mächtigen Adneter Schichten des Hochkönigs, die sich aus Rotkalcken und Megabrekzien zusammensetzen (SATTERLEY 1994). Stratigraphische Untersuchungen liegen nicht vor. Ähnliche Verhältnisse treten im westlichen Hagengebirge (LANGENSCHIEDT 1981, HAHN 1985) auf. Im südlichen Hagengebirge sind nur Reste von Adneter Schichten vorhanden. Auch im Tennengebirge sind die jurassischen Sedimentgesteine fast gänzlich der Erosion zum Opfer gefallen. Es treten dort lokal Hierlatzkalk, Adneter Schichten mit Brekzienhorizonten und Scheibelbergkalk auf (GAWLICK 1996a), jedoch entspricht die Abfolge nicht der des Göllmassivs (vgl. BÖHM 1992, GAWLICK 1996b).

Am Untersberg sind Reste einer ehemaligen Jurabedeckung in Form von Hierlatzkalk, umgelagerten Filamentkalcken (Fleckenmergelerde) und rotem Radiolarit erhalten (WEBER 1983). Hierlatzkalkreste finden sich auch im Lattengebirge (RISCH 1993) und im Reiteralmgebiet, dessen Alter GILLITZER (1912) in das Hettangium einstuft. In Spalten und Taschen sind am Gollinger Schwarzenberg Rotkalke eingelagert (LEUSCHNER 1989), deren stratigraphischer Umfang nicht bekannt ist. Zu vergleichenden Analysen sind diese Relikte unbrauchbar. Im Dachsteingebiet treten Hierlatzkalk, Adneter Schichten, Fleckenmergel, Klauskalk und rötlicher Radiolarit auf (GANSS et al. 1954). Nach BÖHM (1992) herrschte im Dachsteingebiet eine ähnliche Rot- und Hierlatzkalkfazies wie im Tirolikum. Klauskalke sind jedoch im Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll und dem ihn umgebenden Tirolikum unbekannt.

Fazit des Vergleichs (Tab. 38) zwischen Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll und möglichen Herkunftsgeländen ist, daß

- nur eine eingeschränkte Vergleichbarkeit gewährleistet ist. Der Grund dafür liegt in der häufig nur ganz allgemein gehaltenen lithologischen Beschreibung

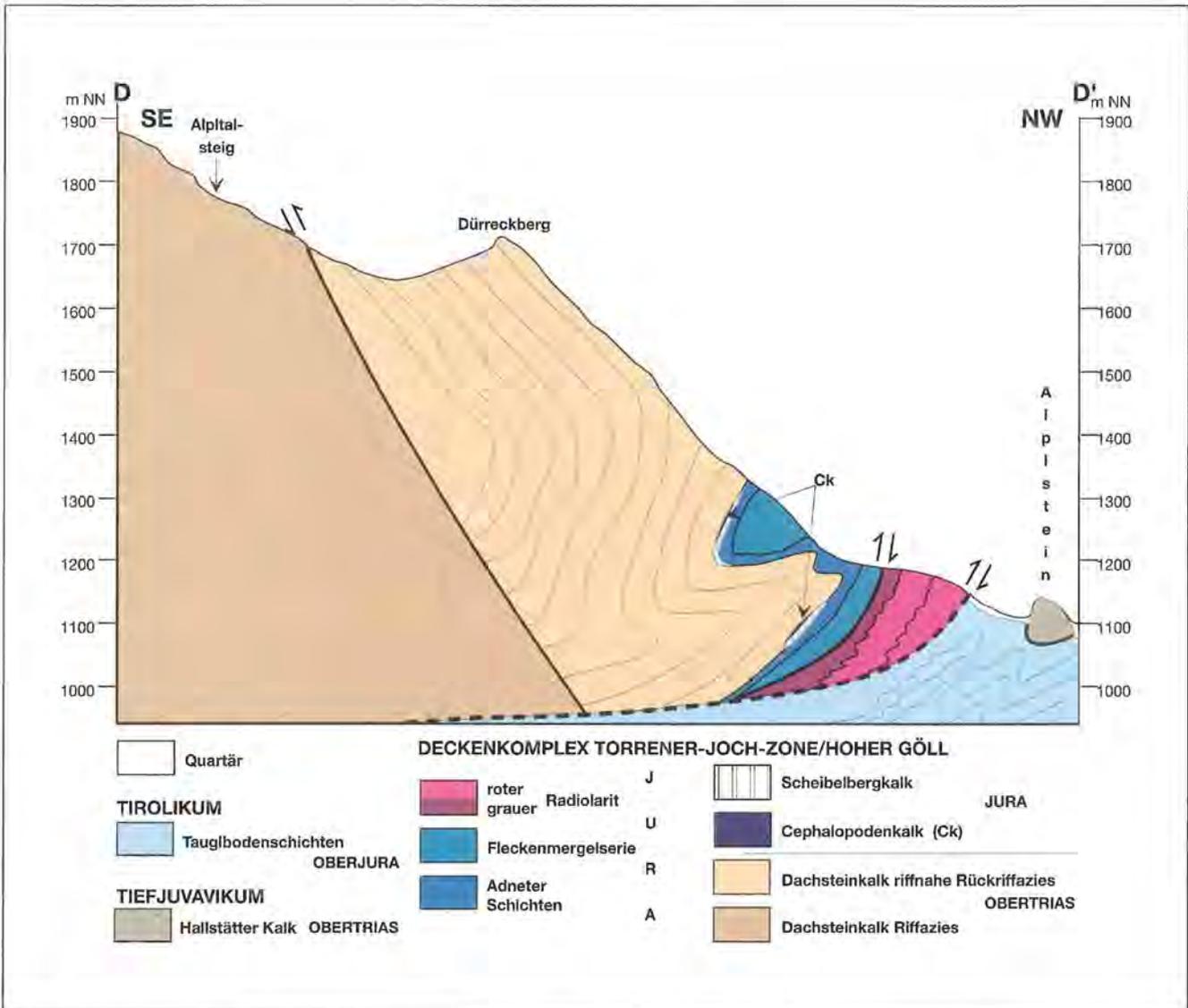
Tab. 38: Vergleich der im Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll auftretenden Gesteine mit denen tirolischer und juvavischer Vergleichsgebiete. Erläuterung: + = ähnlich; (+) = bereichsweise ähnlich; - = unähnlich; / = nicht vorhanden; o = vorhanden, aber zu wenig Informationen; ? = evt. vorhanden; u = umstritten; ° = GAWLICK et al. (1994), \* = GAWLICK & KÖNIGSHOF (1993).

Lithologie des Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll		Vergleichsgebiete										
		Tirolikum					Juvavikum					
		Hagengebirge	Tennengebirge	Watzmann/Hochkalter	Steinernes Meer	Hochkönig	Eisgraben	Berchtesgadener Decke	Sillenköpfe	Deckschollen	Gollinger Schwarzenberg	Dachsteindecke
Radiolarit	rot	+	/	(+)	-	/	/	o	/	/	/	o
	grau	+	?	(+)	/	o	/	/	/	/	/	/
Fleckenmergelserie		(+)	/	(+)	/	/	/	o	/	/	/	o
Adneter Schichten		-	-	(+)	/	-	/	/	/	/	o	o
Scheibelbergkalk		/	o	-	/	/	/	/	/	/	/	/
Hierlatzkalk		o	o	o	/	o	/	o	/	/	/	o
Cephalopodenkalk		/	/	/	/	?	/	/	/	/	/	/
Dachsteinkalk	distales Vorriff	/	/	/	/	(+)	/	/	/	/	/	?
	proximales Vorriff	o	/	/	/	+	/	-	-	/	+	o
	Riff	o	o	/	u	+	/	u	-	/	+	+
	riffnahes Rückriff	o	o	/	/	+	/	?	/	/	+	o
riffernes Rückriff		+	+	+	+	+	/	-	/	/	/	+
Kössener Schichten		/	-	(+)	(+)	/	/	/	/	/	/	/
Zlambach Schichten		o	/	/	/	/	/	/	/	/	/	u
Hallstätter Kalk		/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Karnisch-nor. Dolomit	massig, Rückriff	o	o	o	o	/	/	o	/	/	(+)	?
	bankig, dist. Vorriff	/	/	/	/	o	/	/	/	/	?	(+)
	massig, Vorriff	/	/	/	/	o	/	/	/	/	(+)	(+)
	dünnbankig, Lagune	/	/	/	/	o	/	/	/	/	(+)	(+)
massig, riffnah		/	/	/	/	o	/	/	/	/	(+)	?
Raibler Schichten		o	o	o	o	o	/	o	/	/	o	o
Wettersteindolomit	vererzt	/	o	/	/	o	/	/	/	/	/	(+)
	massig, strukturlos	o	o	o	o	o	/	o	o	o	o	o
	Dasycladaceenfazies	?	?	/	?	?	/	+	/	?	+	?
	bankig	/	/	/	?	o	/	(+)	/	(+)	/	/
Wettersteinkalk		/	o	/	o	/	/	+	/	/	o	o
Skyth.-anis. Karbonatfolge		o	-	/	-	-	-	(+)	o	+	-	-
Werfener Schichten		+	+	/	+	+	/	+	/	-	(+)	o
Haselgebirge		/	/	/	/	/	/	/	o	o	/	/
CAI	1,0-2,0	1,0-2,0°	5,5-7,0°	1,5	2,5-3,0°	5,5-7,0°		1,0-2,0°	1,5-2,0	?	1,0*	1,0-2,0° 5,5-7,0

- und dem unterschiedlichen Erforschungsstand der jeweiligen Gebiete.
- die innerhalb des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll auftretende Schichtenfolge aus litho- und zeitlich-faziellen Gründen ortsfremd bezüglich ihres nördlichen und südlichen tirolischen Umfeldes ist.
- der Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll einen von der Berchtesgadener Decke abweichenden Gesteinsbestand und insbesondere eine andere Dachsteinkalklithologie besitzt.
- die Funtenseedeckscholle evt. ein zurückgebliebener Rest des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll ist, da die auftretenden Gesteine nicht im

- Berchtesgadener Juvavikum, aber im Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll vorkommen.
- die triassischen Verhältnisse, betrachtet man Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll und Hochkönigmassiv, relativ ähnlich zueinander sind. Deren jurassische Geschichte aber einen unterschiedlichen Verlauf hatte, so daß letztlich auch die thermische Überprägung unterschiedlich ist.
  - die Triasgesteinsfolge des südlichen Hagen- und Tennengebirges bereichsweise ähnlich ausgebildet ist. Aus regionalgeologischer Sichtweise ist mit dem Göllmassiv, Hagengebirge und Hochkönigmassiv ein sich dreimal wiederholender triassischer Plattformrand mit Lagune, Riff und Vorriff in N-S Richtung überliefert. Somit treten wie am Göllmassiv, auch im Hagengebirge und am Hochkönig Faziesgegensätze relativ zu ihrer heutigen Umgebung auf. Bezogen auf die sich westlich anschließende lagunäre Dachsteinkalkfazies des Steinernen Meeres, liegt die Riffazies des Hagengebirges um mindestens 5 km (wegen der

- stärkeren thermischen Überprägung vermutlich noch weiter) zu weit im Norden. Als die mögliche „Führungsspalte“ dieses Nordschubs könnte der Torcharten-Bruch und die Landtal-Störung angesehen werden. Weiterhin folgt wegen der hohen thermischen Überprägung dieser Gebiete, daß die tektonische Gliederung und die daraus abzuleitenden palinspastischen Rekonstruktionen neu durchdacht werden müssen. Die Unterjurasedimentation mit Scheibelbergkalk und Adneter Schichten könnte im Tennengebirge einen ähnlichen Verlauf wie am Göllmassiv gehabt haben.
- die Triasabfolge des Dachsteingebietes z. T. gute Übereinstimmungen zum Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll aufweist, andererseits eine abweichende Jurasedimentation dokumentiert ist.
  - insbesondere die Rückführung der bisher noch wenig konkretisierten jurassischen bis tertiären Lateralbewegungen zur Klärung der relativen Lagebeziehungen innerhalb des Tirolikums beitragen wird.



**Abb. 60:** Profilschnitt über den Nordwestgrat des Dürreckberges (s. Abb. 61). Das Profil zeigt die beim Eingleiten in die Tauglbodenschichten entstandene Stirneinrollung des Göllmassivs. Im Zuge der oberkretazischen bis tertiären Tektonik wurde die Falte weiter überprägt, so daß die Faltenscharniere bereichsweise abgeschert und überschoben wurden.

## 7 Die tektonischen Verhältnisse des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll

Wie bereits in der Einleitung skizziert, werden die deckentektonischen Verhältnisse von den verschiedenen Autoren unterschiedlich bewertet. Die im Kapitel 6 diskutierte Frage nach einem, dem Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll sedimentologisch vergleichbaren Herkunftsgebiet führt zu keinem eindeutigen Ergebnis. Der derzeitige Erforschungsstand ist sehr unterschiedlich und bereichsweise unzureichend, um abschließende Schlußfolgerungen zu rechtfertigen. Auf Grund der hier erarbeiteten neuen geodynamischen Entwicklungsgeschichte des Tirolikums und des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll, sollen diese überwiegend aus den sedimentologischen Gegebenheiten abgeleiteten Erkenntnisse mit den tektonischen Ergebnissen abgeglichen werden. Außer den faziellen Gründen, die bereits von LEBLING (1914) für eine



**Abb. 61:** Blick vom Kehlstein auf die Nordostflanke des Dürreckberges mit seiner Stirneinrollung (s. Abb. 60).

Herkunft des Juvavikums aus südlicher bis südöstlicher Richtung angeführt wurden, finden sich auch synsedimentäre tektonische Strukturen, die eine Eingleitrichtung des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll aus SE beweisen. Neben dieser synsedimentären Tektonik soll hier kurz auf die postsedimentäre Tektonik eingegangen werden, weil diese dazu führte, daß die hier erarbeitete jurassische Entwicklungsgeschichte, bezogen auf die Torrener-Joch-Zone, weitestgehend verschleiert vorliegt. Diese oberkretazische bis tertiäre Tektonik hatte zur Folge, daß

- der innerhalb der Torrener-Joch-Zone liegende Anteil des oberjurassischen Berchtesgadener-Lammer Beckens fast gänzlich tektonisch unterdrückt wurde.
- die primären Zusammenhänge zwischen dem heute östlich vom Berchtesgadener Becken, im Oberjura vermutlich südlich anschließenden Lammerbecken, verloren gingen.
- die ursprüngliche Lagebeziehung zwischen Osterhorngruppe, Tennengebirge, Hagengebirge und Berchtesgadener Alpen (nördlich der Torrener-Joch-Zone) verändert wurde.

Wie bereits in Kap. 2.2 erwähnt, gehört das Untersuchungsgebiet zur Südflanke der tirolischen Großmulde (Abb. 2), deren E-W verlaufende Muldenachse durch die Berchtesgadener Decke verhüllt wird. Entsprechend zeigt der tirolische Anteil des Untersuchungsgebietes N-NW Einfallen. Die Roßfeld-Mulde, der der Nordrand des Arbeitsgebietes zuzurechnen ist, stellt eine Internstruktur des Tirolikums dar und wird durch NW/W-SE/E streichende Falten untergliedert (Abb. 64). Die darin auftretenden marinen Ablagerungen sind die jüngsten Gesteine (Tithon-Hauterive) des Untersuchungsgebietes. Sie liefern somit einen wichtigen Zeitmarker für die postsedimentären (bezüglich der Tauglbodenschichten) tektonischen Ereignisse. Weiterhin läßt sich das Tirolikum in einen nördlich und südlich der Torrener-Joch-Zone (inkl. Eisgrabenstruktur des südlichen Watzmanngebietes) gelegenen Anteil untergliedern. Diese beiden Bereiche unterscheiden sich nicht in ihrer Obertriasausbildung und postsedimentären tektonischen Überprägung, aber relativ deutlich in der Juraabfolge.

Die tektonischen Verhältnisse des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll werden von den nachfolgenden Großstrukturen (Abb. 4) geprägt:

- des NE-SW streichenden überkippten Sattels des Dürreckberges und der Brettgabel,
- E-W verlaufende Mulde der Torrener-Joch-Zone,
- der saiger stehenden, N-S-streichenden Schichten des Jennergebietes und
- der NW-SE-streichenden Göll-Antiklinale und Pflugtal-Mulde.

Diese Strukturen haben ihre Ursache in der synsedimentären und vielfältigen regional-geologischen tektonischen Überprägung. Ausgehend von der Überlegung, daß synsedimentäre tektonische Strukturen, die im Zusammenhang mit dem Eingleiten des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll stehen, nur in den

Tauglbodenschichten und im Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll selbst zu finden sein müßten, wurde zunächst das tektonische Inventar der jüngeren tirolischen Sedimente (Oberalmer Schichten und jünger) untersucht. Nachfolgend konnte daraus dann die mit der Platznahme in Verbindung stehende synsedimentäre Tektonik abgeleitet werden, die von der jüngeren Tektonik überprägt ist.

### 7.1 Die synsedimentäre Tektonik

Als synsedimentäre Tektonik werden in diesem Kapitel lediglich die mit der Platznahme des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll verbundenen Deformationen während des Kimmeridges angesehen. Ältere synsedimentäre Phasen sind in den stratigraphisch-faziellen Kapiteln erläutert.

Hinweise auf diese, durch das Eingleiten aus südöstlicher Richtung verursachten Deformationen, treten am West- und Nordwestrand des Göllmassivs (Abb. 63) und in den unterlagernden Tauglbodenschichten auf (Abb. 62 A-C). Die überkippten Lagerungsverhältnisse dieses Gebietes werden als während des Eingleitens in die Tauglbodenschichten entstandene Stirneinrollung angesehen. Möglicherweise diene das bereits zuvor eingegleitene Tief- und Hochjuvavikum des Berchtesgadener Raumes als Widerlager. Hinweise darauf könnten die tiefjuvavischen Reste (Alpstein, Klausbichl) liefern, die in die Stirnfalte mit einbezogen sind (s. Abb. 60).

Die Auswertung der Schichtflächen, insbesondere am Dürreckberg (Abb. 60, Abb. 61, Abb. 63 G), zeigt eine NW-vergente liegende Großfalte mit entsprechenden kleineren Parasitärfaleten. Die Faltenachsen tauchen mit 5°–25° nach NE ab. Der liegende Sattel des Dürreckberges wurde durch die jüngere NE-SW Einengung überprägt, so daß die erste synsedimentäre, NE-SW verlaufende Falte zu einer Mulde geknickt wurde, und größere Vertikalbewegungen entlang der Endstal-Störung (Taf. 9) stattfanden. Der Dürreckberg stellt die SW-Flanke der hier Pflugtal-Mulde (Abb. 4) genannten Struktur dar, deren Faltenachse (NW-SE) parallel zum Pflugtal verläuft und mit 25° nach SE abtaucht (Abb. 63 G). Diese Faltung steht im Zusammenhang mit der Entstehung der Roßfeld-Mulde und der Göll-Antiklinale.

Weniger deutlich als am Dürreckberg findet sich diese Stirneinrollung am nordwestlichen Kehlstein und an der Brettgabel. Insbesondere am Kehlstein überprägt die jüngere NE-SW Einengung diese ältere Struktur, so daß die stereographische Projektion (Abb. 63 D) wenig informativ in Bezug auf die synsedimentäre Tektonik ist. Lediglich zwischen Salzwänden und Hochlenzer deutet die überkippte Lagerung auf ursprünglich ähnliche Verhältnisse wie am Dürreckberg hin. Auch im Teilgebiet Brettgabel/Hohes Brett (Abb. 63 H) paust sich die Eingleitrichtung nur undeutlich durch, der massige Dachsteinkalk bietet hier jedoch wenig Möglichkeiten zu Schichtflächenmessungen. Mit Ausnahme von OTHOLT (1987), der Teile des als tirolisch angesehenen west-

lichen Göllmassivs mehrphasig zwischen Domerium und Oxfordium synsedimentär um einige hundert Meter nach NW eingeleiten ließ, wurden die Aufschlußverhältnisse am Göll-Westrand seit LEBLING (1914) dem Westschub des Göllmassivs in postgosauischer Zeit zugerechnet.

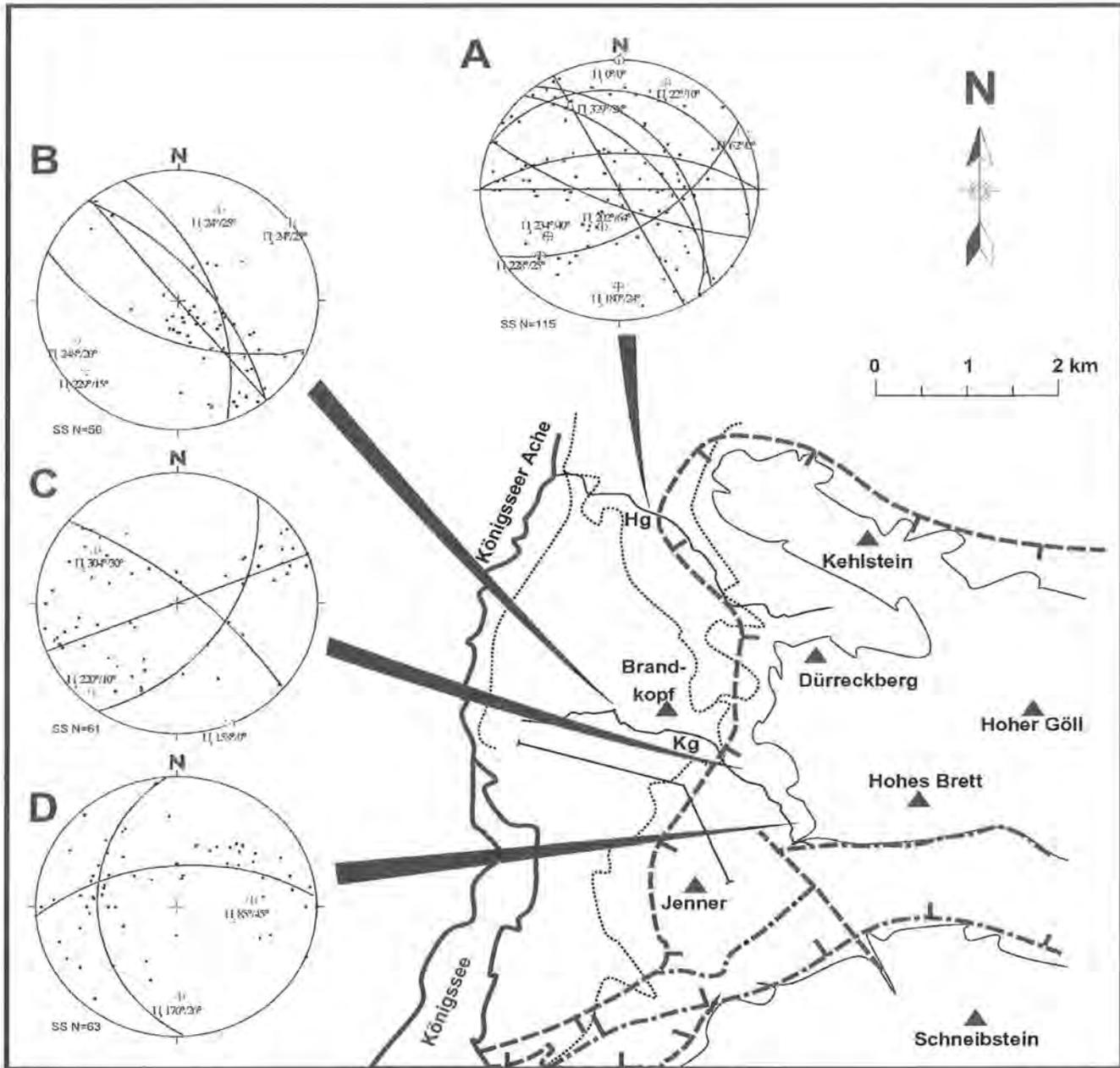
Weitere Hinweise auf synsedimentäre Eingleitvorgänge aus SE lassen sich aus kleinen Gleitschollen und Rutschfalten in den Tauglbodenschichten des Höll- und Krautkasergrabens (Abb. 62) ableiten. Die aus Scheibelbergkalk, Adneter Schichten, Fleckenmergeln und Radiolarit bestehenden Gleitschollen des Höllgrabens besitzen überwiegend NE-SW-streichende Faltenachsenebenen (Abb. 62 A). Gleiches gilt für die Rutschfalten und Gleitschollen im Krautkasergraben (Abb. 62 B).

### 7.2 Die postsedimentäre Tektonik

Die postsedimentäre Tektonik bezüglich der Tauglbodenschichten erfaßte sowohl die autochthone tirolische Basis als auch den, seit der Platznahme parautochthonen Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll. Die vielfältige, und wie Erdbeben an der Überschiebungsfäche Tirolikum/Flysch am ca. 20 km NW des Untersuchungsgebietes gelegenen Hochstaufen zeigen, bis heute anhaltende Tektonik (SCHMEDES 1979) überprägt die älteren synsedimentär-tektonischen Strukturen. Wie unterschiedlich die zeitliche Abfolge auch bei überregionaler Betrachtung bewertet wird, zeigt Tab. 39. Dabei ist zu bedenken, daß die Ausbildung des tektonischen Inventars zwischen den Gleitdecken sehr stark von der Geometrie ihrer Deckenränder geprägt wird. Es kommt daher, insbesondere bei den jüngeren, zwischen den Decken eingelagerten Schichten, zu lokal unterschiedlichen tektonischen Mustern. Genaue Zeitangaben sind für die postsedimentäre Tektonik aus dem Untersuchungsgebiet allein nicht möglich. Durch die jüngsten im Untersuchungsgebiet auftretenden Sedimentgesteine (Oberalmer-, Schrambach- und Roßfeldschichten) läßt sich die postsedimentäre Tektonik lediglich prädatieren (jünger als Hauterive).

Einen weiteren Hinweis für den Zeitpunkt der tektonischen Ereignisse liefert nach ZANKL (1962) das Erzvorkommen des Königsbergrückens, wobei sich eine prä-(Faltung durch N-S Raumverengung) und postgosauische Phase ableiten läßt (Tab. 39). Letztere soll zu Staubeanspruchung in E-W-Richtung, Schollenbewegungen in N-S Richtung und damit verbundene NW gerichtete Scherbewegungen geführt haben. Weitere Zeitmarken lassen sich aus überregionalen tektonischen Elementen ableiten.

Aus dem Gebiet westlich des Königssees geben BODECHTEL et al. (1984) eine mehrphasige tektonische Entwicklungsgeschichte an (Tab. 39). Danach soll es vorgosauisch zu einer Einengung in 150° gekommen sein, die zur Anlage der Eisgrabenstruktur (westliche Fortsetzung der Torrener-Joch-Zone) und parallel streichender Störungen führte. Postgosauisch erfolgte eine E-W-Einengung, Kompression in 20° und Einengung in 140° Rich-



**Abb. 62:** Schichtflächenmessungen (SS) in jurassischen Gesteinen des Höllgrabens (Hg) A, unteren B, mittleren C und oberen Krautkasergabens (Kg) D. Dargestellt sind die auf die untere Halbkugel projizierten Flächenpole der Schichtflächen,  $\pi$ -Kreise und die Durchstichpunkte der Faltenachsen ( $\pi$ -Pol). Die dünne, durchgezogene Linie zeichnet die Aufschlußgrenze des Dachsteinkalks am Göllmassiv und Hagengebirge nach. Die in A, B und z. T. auch in C dargestellten Flächenpole entstammen überwiegend Gleitschollen (Adneter Schichten, Fleckenmergel und Radiolarit) in Tauglbodenschichten. Diese Falten sind synsedimentär während des Eingleitens der Schollen entstanden. Die Falten in D und ein Teil der Falten in C entstammen der überkippten Basis des Göllmassivs und werden der postsedimentären Tektonik zugerechnet.

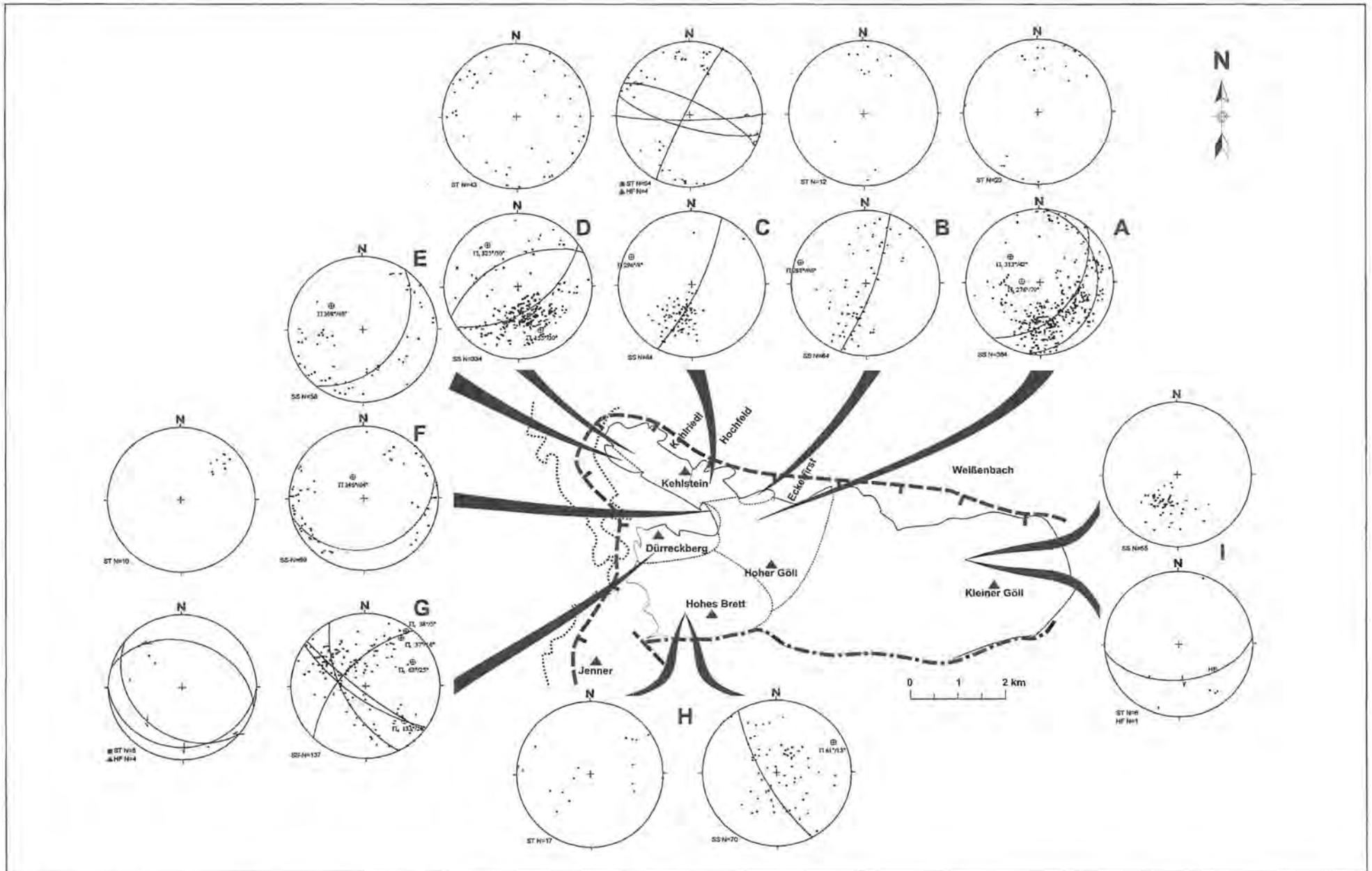
tung. Durch letztere sollen die nachgosauischen Spuren der E-W-Einengung ( $110^\circ$  Lineamente) als sinistrale Blattverschiebungen reaktiviert worden sein. Jüngste tektonische Spuren (Quartär-Rezent) sind eine Dehnung in  $110^\circ$ , gefolgt von einer Dehnung in  $20^\circ$  Richtung.

Nach DECKER et al. (1994) tritt in einer ersten Phase entlang der Königsee-Lammertal-Traunsee-Blattverschiebung im Obereozän/Oligozän N-S-Konvergenz mit N-gerichteten Überschiebungen auf, die durch dextrale NW-SE streichende Blattverschiebungen kompensiert werden (Tab. 39). Die zweite Phase während des Miozäns führte ebenfalls zu N-S-Konvergenz mit (E)NE-

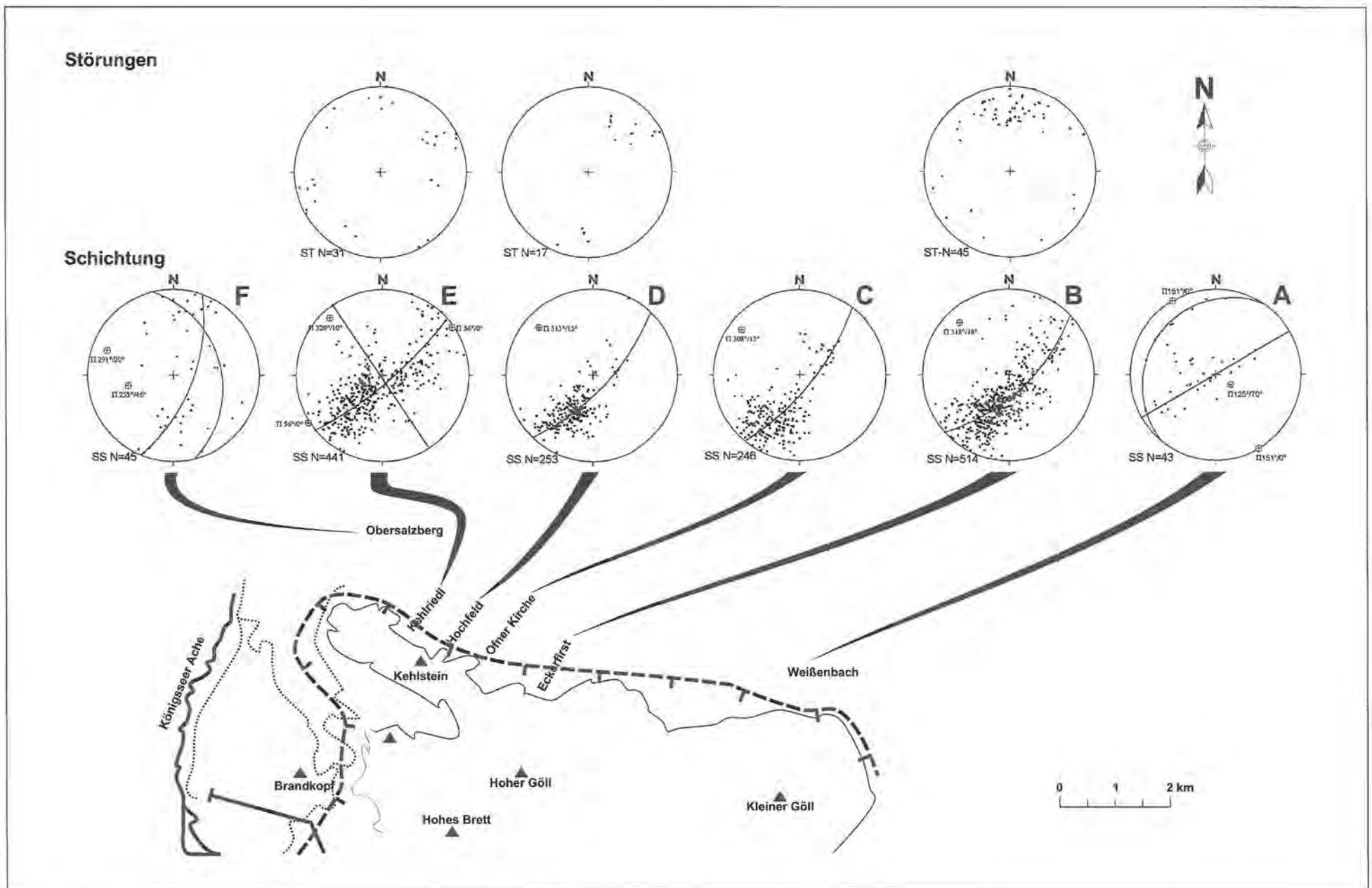
streichenden sinistralen transpressiven Blattverschiebungen, die mit Überschiebungen verbunden sind. Dadurch sollen der Torrener-Joch-Duplex und die Eisgraben-Flower-Structure entstanden sein.

Die Untersuchungen von PERESSON & DECKER (1996) und SCHWEIGL & NEUBAUER (1996) berühren das eigene Arbeitsgebiet nur peripher, weisen aber die gleichen tektonischen Elemente, jedoch z. T. in unterschiedlicher Reihenfolge, auf.

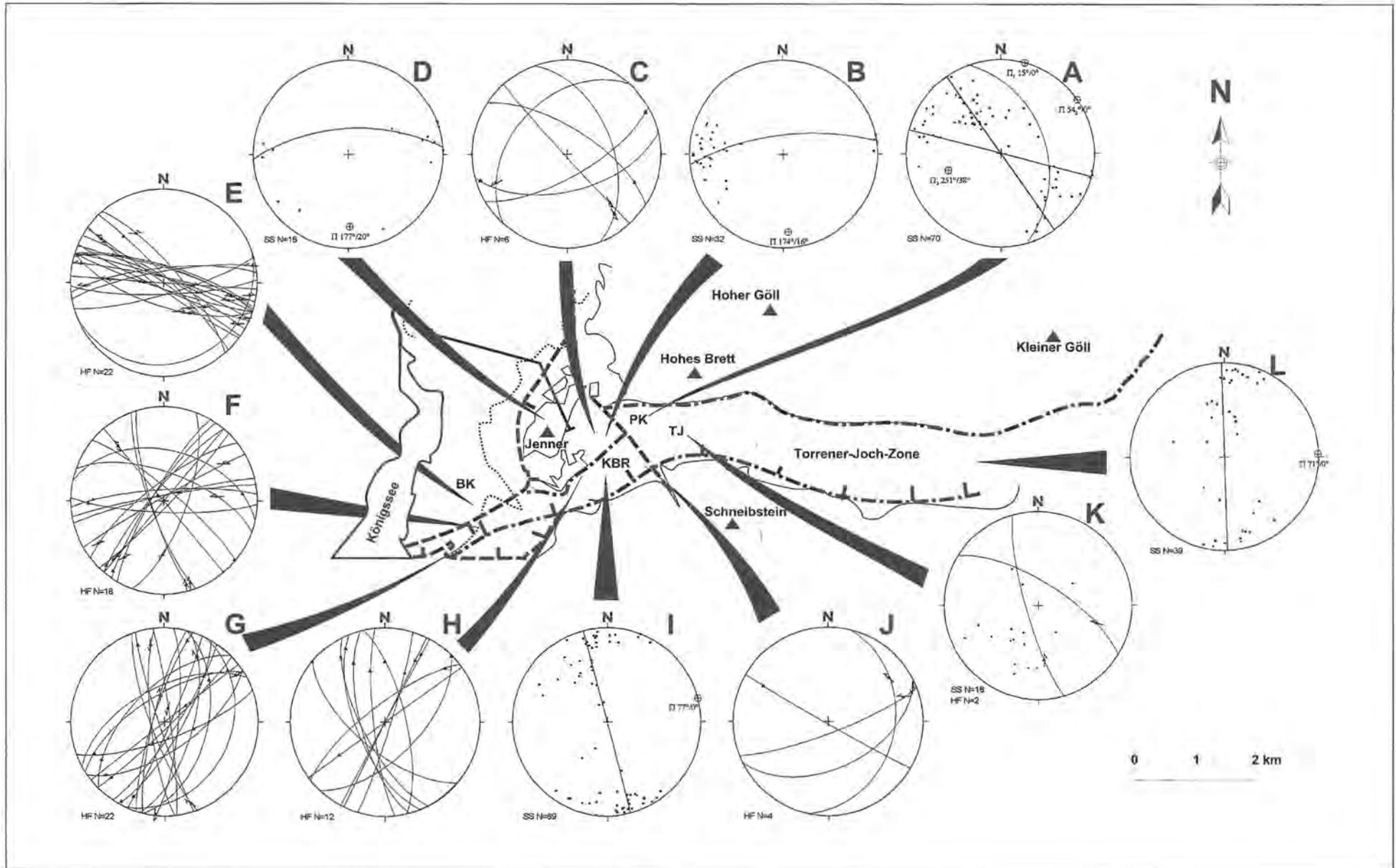
Aus diesem kurzen Überblick und Tab. 39 läßt sich ersehen, daß recht unterschiedliche Altersangaben über die



**Abb. 63:** Schichtung (SS), Störungen (ST) und Harnische (HF) im Dachsteinkalk des Göllmassivs. Hauptstruktur ist die WNW/NW-ESE/SE-streichende Göll-Antiklinale (A-E). Am nordwestlichen Kehlstein (D,E) paust sich hinter der jüngeren Antiklinalstruktur die Stirneinrollung des Göllmassivs durch, die am Dürreckberg (G) deutlich dokumentiert ist. Dargestellt sind die auf die untere Halbkugel projizierten Flächenpole der Schichtflächen,  $\pi$ -Kreise und die Durchstichpunkte der Faltenachsen ( $\pi$ -Pol). Die dünne, durchgezogene Linie zeichnet die Aufschlußgrenze des Dachsteinkalks am Göllmassiv nach.



**Abb. 64:** Schichtflächen (SS) und Störungen (ST) in den Oberalmer Schichten sowie in A Schrambach- und Roßfeldschichten am Südrand der Roßfeld-Mulde. Abgesehen von der geringen Diskordanz zwischen Dachsteinkalk und Oberalmer Schichten ist die Faltung der Roßfeld-Mulde und Göll-Antiklinale auf ein tektonisches Ereignis zurückzuführen. Die abweichende Ausbildung am Obersalzberg (F) läßt sich auf die Salztekonik des Berchtesgadener Salzstocks zurückführen, der die Oberalmer Schichten in diesem Gebiet bereichsweise unterlagert (vgl. Abb. 16 und Abb. 17). Dargestellt sind die auf die untere Halbkugel projizierten Flächenpole der Schichtflächen,  $\pi$ -Kreise und die Durchstichpunkte der Faltachsen ( $\pi$ -Pol). Die dünne, durchgezogene Linie zeichnet die Aufschlußgrenze des Dachsteinkalks am Göllmassiv nach.



**Abb. 65:** Schichtung (SS) und Harnische (HF) in der Torrener-Joch-Zone und am Jenner. Beherrschendes Element ist die E-W-streichende Muldenstruktur (I, L), die zusammen mit den um N-S verlaufenden Harnischen (F, G, H) auf eine Einengung in N-S Richtung schließen läßt. WNW-ESE verlaufende sinistrale Seitenverschiebungen treten am Nordrand der Torrener-Joch-Zone (Büchsenkopf E, F) auf. Sie dokumentieren Hauptspannungsrichtungen, die ENE-WSW, NE-SW und N-S verliefen. Von diesen Strukturen abweichende Ausbildung besitzen der Dachsteinkalk des Jenners (D) mit N-S-streichenden und der Karnisch-norische-Dolomit der Pfaffenköpfe (A) mit NE-SW-streichenden Schichten. Dargestellt sind die auf die untere Halbkugel projizierten Flächenpole der Schichtflächen,  $\pi$ -Kreise und die Durchstichpunkte der Faltenachsen ( $\pi$ -Pol). Die dünne, durchgezogene Linie zeichnet die Aufschlußgrenze des Dachsteinkalks am Göllmassiv, Jenner und Hagengebirge nach.

Tab. 39: Zusammenstellung der relativen zeitlichen Abfolge der tektonischen Ereignisse im Untersuchungsgebiet und im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen nach verschiedenen Autoren. In der Abbildung ist nur die postoberjurassische Tektonik berücksichtigt.

TEKTONISCHE EREIGNISSE NACH DER SEDIMENTATION DER TAUGLBOSENSCHICHTEN (KIMMERIDGE)												
AUTOR (-EN)	ZEIT	prägosauisch	gosauisch	postgosauisch								
ZANKL (1962)	Ursache											
	Auswirkung											
BODECHTEL et al. (1984)	Ursache											
	Auswirkung											
DECKER et al. (1994)	Ursache			AT		MI						
	Auswirkung						TJZ-D, Eg-F					
PERESSON & DECKER (1996)	Ursache			E-?O	O-UM	UM-MM	MM	MM	OM	T6		
	Auswirkung											
SCHWEIGL & NEUBAUER (1996)	Ursache				E-O		NG					
	Auswirkung											
BRAUN (1997)	Ursache											
	Auswirkung			GA, RM		J			PK			
Zeichenerklärung:		Einengung		gerichtete Einengung		Dehnung		gerichtete Dehnung		Falte		
		Aufschiebung		Klüfte		Hebung	AT=Alttertiär E=Eozän	O=Oligozän MI=Miozän	UM, MM, OM=Unter-, Mittel-, Obermiozän	NG=Neogen	GA=Göll- Antiklinale	Kbm=Königs- berg-Mulde
	J=Jenner	PK=Pfaffen- kegel	Egs=Eisgraben- struktur	Eg-F=Eisgraben- Flowerstruktur	TJZ=Torrener- Joch-Zone	TJZ-D= TJZ- Duplex	RM=Roßfeld- Mulde					

tektonische Ausgestaltung und das zeitliche Aufeinanderfolgen vorliegen. Nach den eigenen Untersuchungen schufen die synsedimentären Ereignisse im Kimmeridge folgende Voraussetzungen:

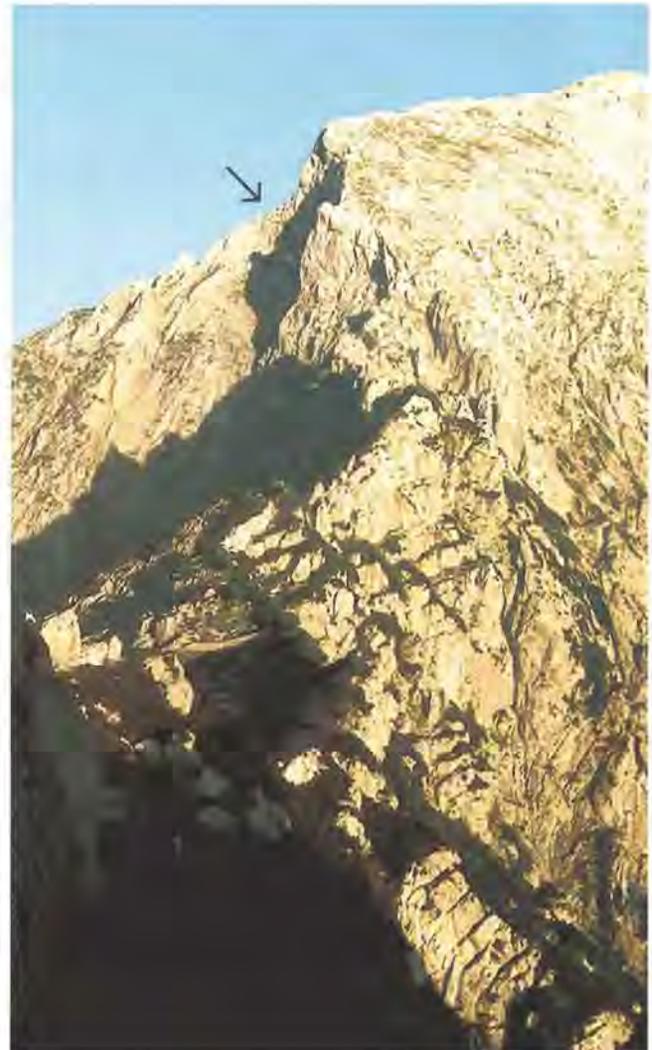
- Platznahme des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll im Berchtesgaden-Lammer-Becken und dadurch bedingte Stirneinrollung des nordwestlichen Göllmassivs.
- Teilweises Abscheren des Übergangs Karnisch-norischer-Dolomit/Dachsteinkalk bzw. Karnisch-norischer-Dolomit/Raibler Schichten im Zuge der Platznahme, evt. im Zusammenhang mit einer älteren E-W-streichenden internen Beckengliederung. Dadurch und auf Grund fortgesetzter N-S Einengung, entstand ein vertikaler Kontakt Karnisch-norischer-Dolomit (S) zu Dachsteinkalk (N), der von der Megabrekzie (Oberalmer Schichten) am Südfuß des Göllmassivs überlagert wird. Entlang dieser Störung fanden, wie bereits MOUSSAVI (1985) erkannte, später nur noch unbedeutende Bewegungen statt.

Älteste postsedimentäre Strukturen (prägosauisch) repräsentieren N-S Einengung, die die Torrener-Joch-Zone zumindest vorfaltete (vgl. ZANKL 1962, BODECHTEL et al. 1984) und vermutlich mitverantwortlich für das Nebeneinander von Dachsteinkalk und Karnisch-norischem-Dolomit (Nordrandstörung der Torrener-Joch-Zone) sein könnte, und folglich zwischen Oberkimmeridge und Tithon stattfand. Der muldenförmige Internbau der Torrener-Joch-Zone mit Königsberg-Mulde (Abb. 65 I) und Jochstraßen-Mulde (Abb. 65 L; Beil. 5 Profil A) wurde angelegt und später wiederholt überprägt. Diese Einengung stand noch im Zusammenhang mit der Kontinent/Kontinent-Kollision im Süden des Berchtesgadener Beckens und könnte ab dem höheren Tithon zur dessen Hebung geführt haben (vgl. Kap. 3.4.1). Sie wirkte vermutlich bis in die oberkretazische Mediterrane Phase, führte zur primären Anlage der Roßfeld-Mulde (PLÖCHINGER 1990) und spätestens im Unterapt zur Verlandung des Untersuchungsgebietes.

In postgosauischer Zeit tritt Einengung in NE-SW Richtung auf, die für die Überprägung der Roßfeld-Mulde (Abb. 64), die Entstehen der Göll-Antiklinale (Abb. 63 A-D) und der Pflugtal-Mulde (Abb. 63 G) verantwortlich ist, deren Faltenachsen NW-SE bzw. WNW-ESE verlaufen. Der Faltenbau zeigt SW-Vergenz und ist im Fall der Göll-Antiklinale als Biege- (Abb. 66) und Knickfalte (Beil. 5 Profil E) mit z. T. überkipptem SW-Flügel (Abb. 34) entwickelt. Die tektonisch einengende Wirkung scheint von SE nach NW zugenommen zu haben, da der SE-Teil bis in den Bereich südlich der Mannköpfe als Biegefalte, die Mannköpfe als Knickfalte und der nordwestliche Kehlstein als überkippte Knickfalte ausgebildet ist (Abb. 66). Im östlichen Teil des Göllmassivs läßt sich, bedingt durch den Wechsel zwischen gebanktem Dachsteinkalk im N zu massigem Dachsteinkalk im S, lediglich der Nordschenkel der Göll-Antiklinale erfassen (Abb. 63 I). Einen Hinweis auf die ungefähre Lage der Faltenachse der Göll-Antiklinale geben Dehnungsspalten in der massigen Riffazies, die parallel zur Faltenachse als Dolinen-

reihe die Gipfelregion zwischen Archenkopf und Hochscharte entlangziehen (Taf. 9). Östlich des Gruberhorns ist lediglich der NE-Flügel erhalten. Dieser Teil liegt als Halbantiklinale vor, in dessen Faltenkern der Dachsteindolomit unter dem Dachsteinkalk zutage tritt (Beil. 5 Profil A). NW-SE steichende Falten sind auch im Hochjuvavikum der Berchtesgadener Decke ausgebildet. So berichten JURGAN (1962) und BARTH (1968) von entsprechenden Falten aus den Werfener Schichten des Hochjuvavikums des nördlich von Watzmann und Hochkalter gelegenen Gebietes. Sie treten auch im Tirolikum auf und werden von BARTH (1968), wie im eigenen Untersuchungsgebiet, einer postunterkretazischen Tektonik zugeordnet. Neben der Faltung bewirkte diese Einengung eine Transpression der Torrener-Joch-Zone mit sinistralen Blattverschiebungen an ihren Rändern.

Die W-gerichtete Überschiebung des Göllmassivs führte zur Faltung parallel zu N-S im Jenner-/Krautkaser-



**Abb. 66:** Blick vom Kehlstein in Richtung SE über die Mannköpfe zum Hohen Göll. Das Schichteneinfallen der Knickfalte im Bereich Mannköpfe (im Bildvordergrund) ist nach N, der Südflügel ist fast ganz unterdrückt. Am dahinter liegenden Göllmassiv zeigt sich die Biegefalte (Pfeil) der Göll-Antiklinale zwischen Ecker First und Rauchfang.

gebiet (Abb. 62 D, Abb. 65 B, D). Die nächstjüngere Tektonik mit einer Hauptspannungsrichtung aus ENE bewirkte sinistrale Blattverschiebungen entlang der die Torrener-Joch-Zone begrenzenden Störungen (Abb. 65 E, F). Entsprechende sinistral versetzende Störungen treten auch am nördlichen Göllmassiv (Abb. 63, Abb. 64, Beil. 1) und Westrand des Hohen Bretts (Beil. 2) auf und versetzten die zuvor entstandenen N-S-streichenden Falten und Überschiebungen im Jenner-/Krautkasergebiet (Abb. 65 B, D). Im Rahmen dieser Tektonik übertrugen insbesondere die Südrandstörung, die zwischen Büchsenkopf und Königsbach verlaufende Nordrandstörung des Westabschnitts und Störungen in der zentralen Torrener-Joch-Zone des Ostabschnitts die Bewegungen. Wie bereits von MOUSSAVI (1985) festgestellt, fanden keine größeren Bewegungen entlang der das Göllmassiv im S begrenzenden Störung (Grenze Dachsteinkalk/Karnisch-norischer Dolomit) mehr statt. Unter diesen Spannungszuständen scherte der Muldenkern der Torrener-Joch-Zone lateral ab und wurde ausgequetscht. Dies führte im Bereich Ebenwald dazu, daß bei der Jochstraßen-Mulde (Abb. 4, Abb. 65 L, Beil. 5 Profil A), unabhängig von der Morphologie, die ältesten Gesteine (Skythisch-anisische-Karbonatfolge) im Muldenkern zu finden sind. Sehr deutlich treten diese sinistralen Versätze im Verlauf der Göll-Antiklinale hervor. Auch die Trias/Jura-Grenze am Übergang zwischen Hohem Brett und Krautkasergraben wird durch diese sinistralen Seitenverschiebungen um bis zu 300 m versetzt. Die Bewegungen sollen nach DECKER et al. (1994) das Resultat miozäner N-S-Einengung mit resultierenden sinistralen Blattverschiebungen entlang der Königssee-Lammertal-Traunsee-Blattverschiebung (KLT-Blattverschiebung) sein. Dieses Störungssystem wird als Folge von Ausgleichsbewegungen der Ostalpen in den pannonischen Raum angesehen (laterale Extrusion nach RATSCHBACHER et al. 1991 a, b). Sinistrale Versatzbeiträge zwischen 5–15 km entlang der KLT-Blattverschiebung bei einer Einengung von ca. 2 km sollen die Folge gewesen sein.

Jüngste tektonische Elemente sind die NNE-SSW und NW-SE-streichenden Störungen (Abb. 65 F, K), die die Torrener-Joch-Zone schneiden und kleinere Versätze bewirken. Dabei können auch ältere Störungen (z. B. Endstal-Störung Taf. 9) reaktiviert werden. Sie werden durch Einengung in NW-SE-Richtung verursacht, die der Grund für die NE-SW streichende Falte des Pfaffenkegels (Abb. 65 A) sind und zum Abtauchen der Göll-Antiklinale in Richtung NW (Abb. 63 A-F) führte.

### 7.3 Interpretation der plattentektonischen Ereignisse

Die Untersuchungen haben gezeigt, daß ab dem Lias erhebliche sinistrale Seitenverschiebungen und N-S-Einengungen im Bereich des Berchtesgaden-Lammer-Beckens, speziell in der Torrener-Joch-Zone stattfanden. Ausgangspunkt der paläogeographischen Betrachtungen muß folglich die Rückführung der durch diese Bewegungen verursachten Dislokationen sein. Neben dem 5-15 km Versatzbetrag entlang der Königssee-

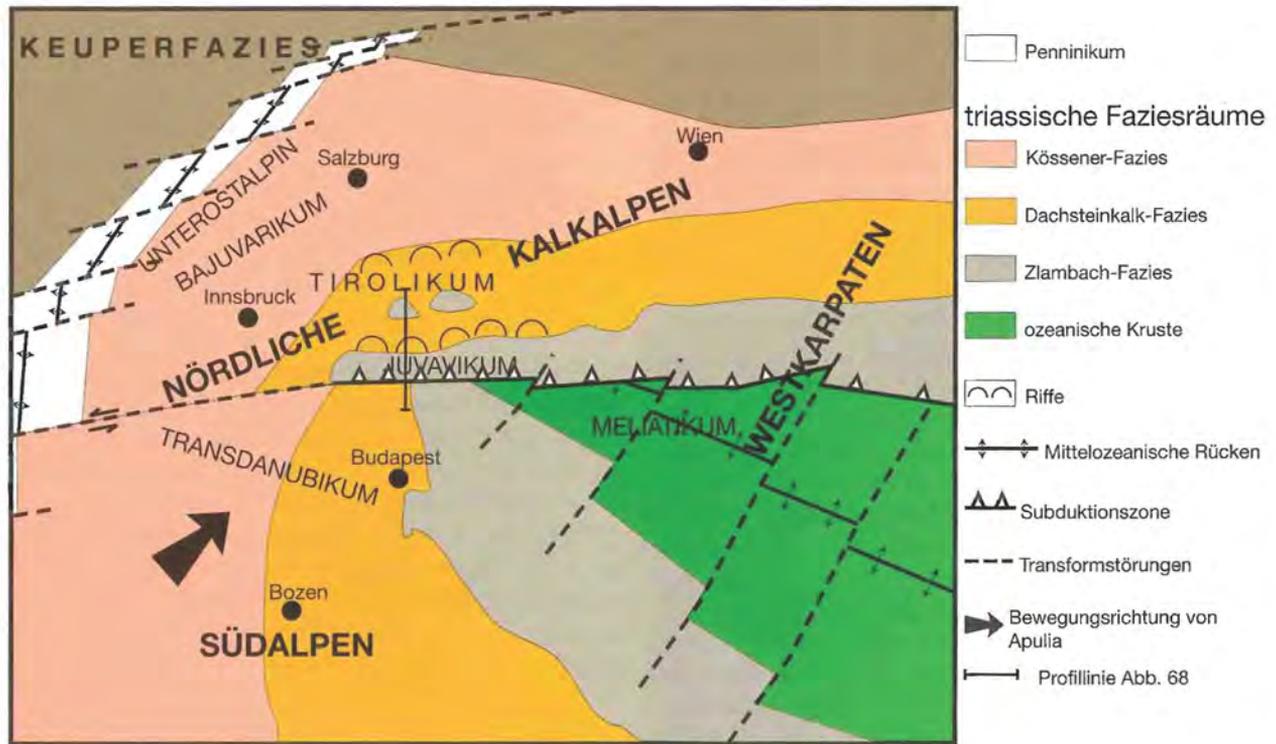
Lammertal-Traunsee-Blattverschiebung (DECKER et al. 1994) im Tertiär, kommen nochmals bis zu 5 km unterjurassischer Versatz hinzu. Je nach Hauptstörungsverlauf könnte dadurch das Tirolikum nördlich der Torrener-Joch-Zone und evt. auch ein Teil von ihr selbst während der Trias nördlich des Tennengebirges gelegen haben. Die heute nördlich vom Tennengebirge gelegene Osterhorngruppe würde entlang der Königssee-Lammertal-Traunsee-Blattverschiebung weiter nach NE geschoben, in eine paläogeographische Position, die ihrer obertriassischen Fazies (Hauptdolomit/Kössener Schichten) besser entspricht. Diese grob umrissene und keinesfalls abschließend bewertete Paläogeographie des Tirolikums stellt die mögliche Ausgangssituation für die Obertrias (Abb. 67, Abb. 68) dar.

Im Laufe des Lias finden bedeutende plattentektonische Umbildungen des kalkalpinen Raumes statt. Sie sind Folge der fortschreitenden Krustenausdünnung (LEIN 1985, 1987) im Zuge der NW-Verlagerung der Tethys und des beginnenden Rifting des penninischen Ozeans (FRISCH 1979, 1980). Im Zuge dieser Synriftphase kam es zur riftartigen Zerlegung der obertriassischen Karbonatplattform (BERNOULLI & JENKYN 1974), zur Entstehung von Pull-Apart-Becken (Abb. 68, SPIELER & BRANDNER 1989), Riftbecken mit Kippschollen (LACKSCHEWITZ et al. 1989, 1991) und größeren Massenverlagerungen mit Komponenten regionalen Ursprungs (LANGENSCHIEDT 1981, HAHN 1985, KRÄINER et al. 1994). Ab dem Hettangium zeigen sich die sedimentären Auswirkungen einer tektonisch wirksamen Torrener-Joch-Zone (Abb. 10, Abb. 39). Die Südrandstörung der Torrener-Joch-Zone wirkte spätestens ab dem Pliensbachium als Blattverschiebung, und es bildete sich ein E-W-streichendes Vorläuferbecken des Berchtesgaden-Lammer-Beckens im Bereich Torrener-Joch-/Lammer-Zone heraus. Hinweise darauf finden sich nach PLÖCHINGER (1955), HAHN (1985), KELLERBAUER (1988) in der Juraabfolge des Hagengebirgs- und Tennengebirgsnordrandes (GAWLICK 1996a). Das Hagengebirgs-Becken und das Becken von Weißbach-Diesbach entstanden dabei als Pull-Apart-Becken (Abb. 68 Mitte). Die beobachteten unterjurassischen Strukturen lassen sich in das allgemein akzeptierte Schema eines E-W-orientierten, sinistralen, transtensionalen geotektonischen Rahmens einordnen (WEISSERT & BERNOULLI 1985, DERCOURT et al. 1986, TRÜMPY 1988, CHANNEL et al. 1990). Dieser ist die Folge der linkslateralen Bewegung zwischen der afrikanischen und eurasischen Platte, deren Höhepunkt zwischen Oberpliensbachium und Untertoarcium durch weiträumig auftretende Brekzienhorizonte und Gleitschollen belegt ist.

Datierte Sedimentgesteine des mittleren Juras sind weder vom Tennengebirge noch aus dem Tirolikum nördlich der Torrener-Joch-Zone bekannt. Sofern sie ursprünglich überhaupt abgelagert wurden, könnten Umlagerungen innerhalb des Berchtesgaden-Lammer-Beckens dafür verantwortlich sein.

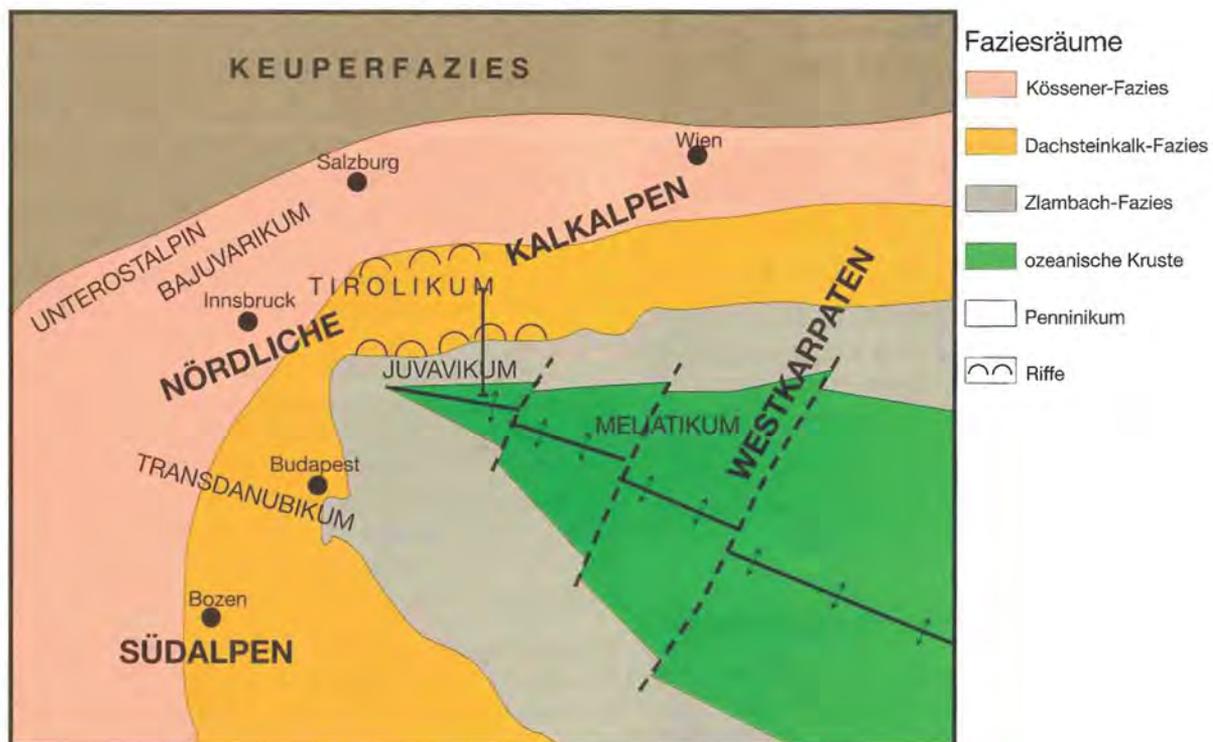
Als Folge der Westverlagerung der afrikanischen Platte kam es zwischen Callov und Wende Jura/Kreide einer-

### PALÄOGEOGRAPHIE IM OBERJURA – Konvergenzphase



umgezeichnet nach: SCHMIDT et al. (1989)

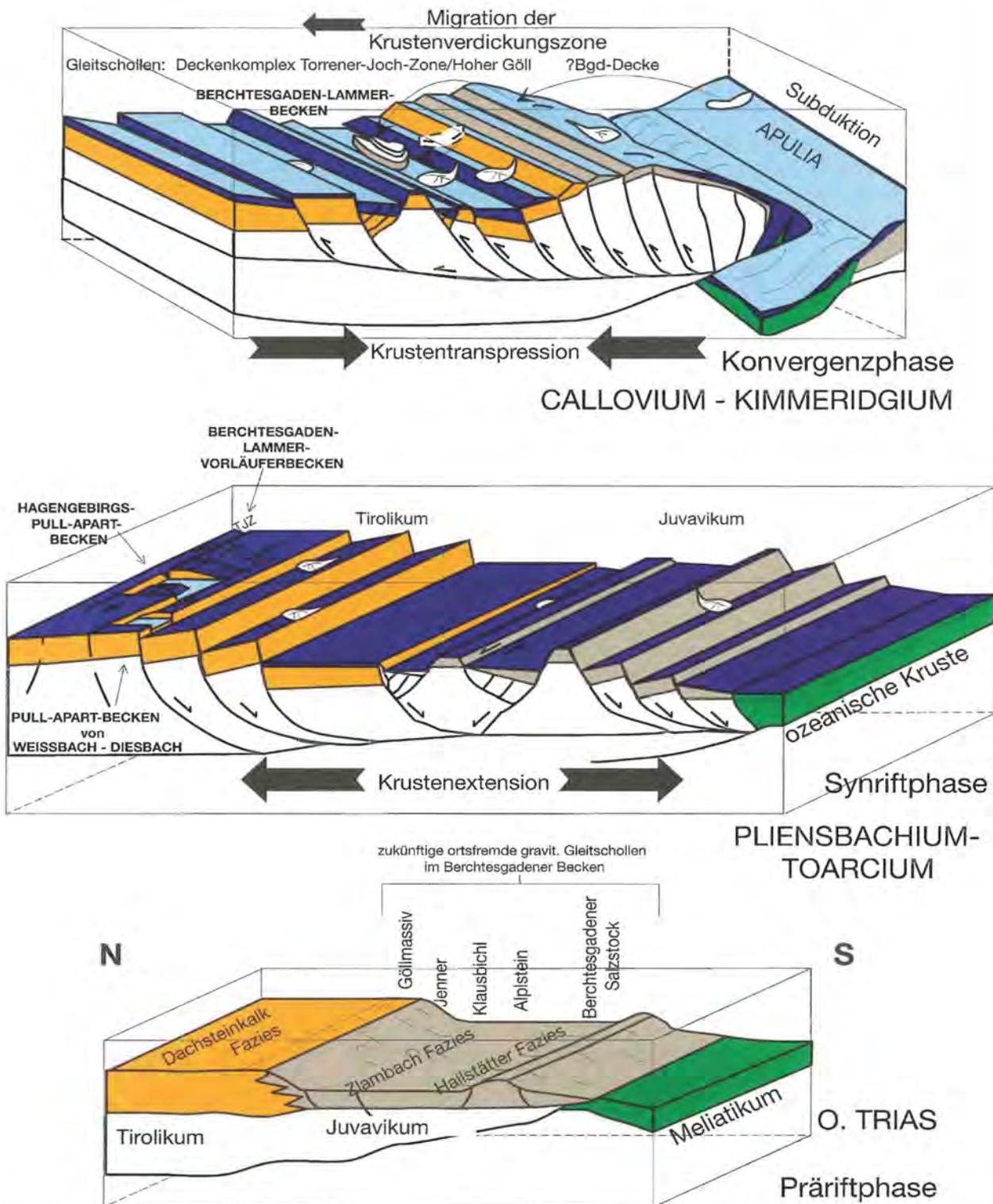
### FAZIESVERTEILUNG UND PALÄOGEOGRAPHIE IM RHÄT – Prärißphase



umgezeichnet nach: HAAS et al. (1995)

**Abb. 67:** Paläogeographie des Rhäts und des Oberjuras. Zur Verdeutlichung der plattentektonischen Ereignisse während des Oberjuras wurden die triassischen Faziesräume beibehalten.

## Die Entwicklung des Nordrandes der Tethys



**Abb. 68:** Plattentektonische Entwicklung des Nordrandes der Tethys. Interpretation der Ereignisse, die zu den tektonischen Großstrukturen im Berchtesgaden-Lammer-Becken (Tirolikum) führten (unmaßstäblich). Obertrias: Die Konfiguration während der Prärieffase und die rel. Lagebeziehungen einiger untersuchter Schollen. Unterjura: Synriftphase mit der Bildung der Pull-Apart-Becken im westlichen Hagengebirge und dem Becken von Weißbach-Diesbach. Callov-Kimmeridge: Während der Konvergenzphase werden die Bewegungsrichtungen der Synriftphase entlang der Störungen invertiert, dies führte gemäß dem Modell von COHEN (1982) zu einer krustalen Verdickungszone. Von der dadurch verursachten Schwellenregion wurden verschieden große Schollen (u. a. Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll) abgeschert und glitten in das nördlich vorgelagerte Becken. Die Berchtesgadener Decke könnte von Apulia stammen, dabei wäre es denkbar, daß sie zuerst in den Hallstätter-Faziesbereich einglitt und dann zusammen mit diesem nach N verfrachtet wurde. Relative Lage der Profilinien s. Abb. 67.

seits zur Subduktion des Vardarozeans (DERCOURT et al. 1986, SCHMIDT et al. 1991), andererseits zur fortschreitenden Absenkung des Sedimentationsraumes mit Radiolarit-sedimentation. Die Ursache für die Entstehung der oberjurassischen Becken war also nicht Folge eines extensiven (vgl. VECSEI et al. 1989), sondern eines transpressiven Regimes (vgl. DIERSCHKE 1980) auf zunächst ausgedünnter, später verdickter kontinentaler Kruste. Die Entstehung der mittel- bis oberjurassischen Becken der Konvergenzphase läßt sich im Sinne von ROBERTSON (1994) als ein durch schräge Subduktion verursachtes Blattverschiebungsregime auf der Oberplatte (Austroalpine Platte) interpretieren. Dadurch können Sedimentbecken in Forearc- oder Backarcposition mit Transtensionscharakter entstehen. Somit bestehen Verwechslungsmöglichkeiten mit transtensionalen Becken passiver Kontinentalränder (vgl. Interpretation von VECSEI et al. 1989). Es wird hier, in Anlehnung an das Modell von COHEN (1982), eine Interpretation (Abb. 68) vorgestellt, bei der der Vardar- bzw. Meliata-Hallstatt-Ozean zwischen höherem Mitteljura und Oberjura nach N subduziert wurde. Dabei werden während der Konvergenzphase die im Zuge der Synriftphase entstandenen E-W-Störungen invertiert. Während der Kontinent/Kontinent-Kollision wurden aus Ab-/ Aufschiebungen und es kam zur Bildung einer nordwärts migrierenden Krustenverdickungszone mit nördlich vorgelagertem, intrakontinentalem Flyschbecken (Berchtesgadener-Lammer-Becken). Die Folge dieser und der jüngeren N-S-Einengung ist, daß E-W verlaufende Becken relativ stark unterdrückt wurden, während die mit N-S-streichenden Beckenrandstörungen fast unverändert vorliegen (z. B. das liassische Hagengebirgs-Becken).

Das auf ozeanischer Kruste abgelagerte Meliatikum wurde fast völlig subduziert, so daß es in den Ostalpen bisher unbekannt war. Einzelne Relikte konnten jedoch in jüngster Vergangenheit aufgefunden werden (MANDL & ONDREJICKOVA 1991, 1993; KOZUR 1991a; GAWLICK 1993), die eine Deutung gemäß Abb. 67 und Abb. 68 zulassen. Neben der hier dargestellten Subduktion nach Norden, wird auch eine Subduktion nach Süden unter die Apulische Platte diskutiert (KOZUR 1991b, NEUBAUER 1994). Im Zuge der fortschreitenden Kontinent/Kontinent-Kollision scherten Teile des auf kontinentaler Kruste abgelagerten Hallstätter Faziesraumes ab, glitten nach N und bildeten im Raum Berchtesgaden die Liegenddecke (Tiefjuvavikum). Vermutlich erfolgte die Platznahme der Berchtesgadener Decke (Hochjuvavikum) vor der des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll und war sicher vor Beginn des Tithons abgeschlossen. Unsicher ist dagegen die ursprüngliche (triassische) Lage der Berchtesgadener Decke mit ihrer sowohl vom Tirolikum als auch vom Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll abweichenden Lithologie, die zu einer Vielzahl an Deutungsmöglichkeiten geführt hat (u. a. LEBLING 1914, SPENGLER 1956, GANSS 1974, TOLLMANN 1976c). In dem hier erläuterten Kontext bestünde sogar die Möglichkeit, daß die Berchtesgadener Decke als ehemaliger Teil von Apulia im Zuge der Konvergenzphase nach N auf die zur eura-

sischen Platte gehörende Berchtesgadener Hallstätter Fazies abgerutscht und anschließend beide in das Berchtesgadener Becken geglitten wären. Zur Klärung dieser Frage wäre es wichtig, den obertriassischen Faziesverlauf am Untersberg und der Reiteralm zu bearbeiten, da im Falle der Zugehörigkeit zu Apulia ein N-gerichteter Plattformrand überliefert sein müßte. Im Falle der im NE gelegenen „Riffazies“ am Untersberg könnte sich eine solche Fazieszonierung andeuten. Die z. T. riesigen Gleitdecken (> 100 km<sup>2</sup> Ausdehnung, z. T. > 2 km Mächtigkeit) versiegelten das Berchtesgadener-Lammer-Becken weitestgehend, und die fortschreitende Kompression führte zur weiteren Einengung und Hebung des südlichen und N-Verlagerung des zentralen Beckenbereichs. Dadurch entstanden auf den größeren Gleitdecken (Berchtesgadener Decke, ?Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll und Dachsteindecke) flachmarine Sedimentationsräume (Lerchkogel-, Plassenkalk), die von Beckenbereichen umgeben waren. Die turbiditischen Umlagerungsprodukte der flachmarinen Komponenten (Barmsteinkalk) wurden in die umgebenden Becken verfrachtet.

Die fortschreitende Einengung führte ab dem oberen Valangium zur coarsening-up Sequenz (Verflachung) in den Roßfeldschichten. Dabei kam es erneut zur Mobilisation/Remobilisation kalkalpiner Schollen und ophiolithischen Materials aus Süden. Die gute Rundung der magmatischen Komponenten, das aufgearbeitete ophiolithische Material und das Pflanzenhäcksel der Roßfeldschichten sprechen für eine Obduktion/Exhumierung von ozeanischem Krustenmaterial bzw. Aufarbeitung eines magmatischen Inselbogens (evt. variszisches Grundgebirge) mit anschließendem fluviatilen Transport nach N in das sich verflachende Becken. Dieses Becken wird hier folglich nicht als sich nordwärts verlagernde Tiefseerinne im Sinne von FAUPL & TOLLMANN (1979) und SCHWEIGL & NEUBAUER (1996) angesehen, schließlich war die thermische Überprägung des Tirolikums (mit aufliegenden Decken) zu diesem Zeitpunkt bereits abgeschlossen (KRALICK & SCHRAMM 1994). Im Unterapt endete die marine Sedimentation im Südteil der mittleren und östlichen Kalkalpen (TOLLMANN 1976b). Ursachen für diese orogenen Prozesse könnten in dem Vorbeischieben des Licischen Blocks (SCHMIDT et al. 1991) oder sich verändernde Spannungszustände im Zuge der endgültigen Schließung des Vardarozeans zwischen Eurasia und Apulia (CHANNEL et al. 1992) gesehen werden.

Nach der terrestrischen Mediterranen Phase, die bis in das Coniac anhielt (TOLLMANN 1976b), entstammen die nördlich des Untersuchungsgebietes auftretenden Gosasedimente einem intrakontinentalen Forearc-Bekken. Dessen orogene Steuerungsmechanismen wurden durch die Subduktion des Penninikums in Richtung S unter das Ostalpin (LEISS 1990) bestimmt. Die marine Entwicklung der Gosau fand im Eozän ihren Abschluß (TOLLMANN 1989). Im Zuge der Pyrenäischen Phase kam es zur Faltung der Gosaubecken, zur Überschiebung der Nördlichen Kalkalpen über Rhenodanubi-

schen Flysch, Ultrahelvetikum und Helvetikum nach N. Als Vortiefe entstand im späten Eozän das Molassebecken. Während des Oligozäns und Miozäns (Savische Phase) bestimmten, bei fortgesetzter N-S Einengung, die geometrischen Randbedingungen der Alpen die Deformation des Untersuchungsgebietes. Dabei wird nach RATSCHBACHER et al. (1991a, b), DECKER et al. (1994) und PERESSON & DECKER (1996) der tektonische Stil in den Ostalpen durch Blattverschiebungen und Abschiebungen geprägt. Dieses Verhalten soll durch das schraubstockartige Einspannen der Ostalpen zwischen der Böhmischer Masse und Apulia hervorgerufen worden sein und bewirkte die als „laterale Extrusion“ bezeichneten Ausgleichsbewegungen der Ostalpen in den pannonischen Raum. Die Bewegungen finden entlang von sinistralen Blattverschiebungen (u. a. Torrener-Joch-Zone bzw. Königssee-Lammer-Traunsee-Blattverschiebungssystem) statt und führen zur letzten Ausgestaltung der heute vorliegenden relativen Lagebeziehungen im Umfeld des Untersuchungsgebietes.

## 8 Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse

Der Vergleich zwischen der tirolischen Gesteinsabfolge nördlich und südlich der Torrener-Joch-Zone mit dem Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll belegt unterschiedliche Sedimentationsabläufe. Die oberjurassischen tirolischen Tauglbodenschichten liefern den Schlüssel zum Verständnis der heute neben- und übereinander liegenden, zeitlich und faziell unterschiedlichen Gebiete. Daraus konnten im Rahmen der vorliegenden Untersuchung folgende wichtige Ergebnisse für die tektono-sedimentäre Entwicklung des Tirolikums erarbeitet werden:

- Die im Hangenden des roten Radiolarits sedimentierten Tauglbodenschichten belegen ein oberjurassisches (Kimmeridge) Becken im Bereich des Hagen-/Tennengebirges, der Torrener-Joch/Lammer-Zone und dem nördlich davon gelegenen Vorland.
- Der Nachweis von Tauglbodenschichten innerhalb der Torrener-Joch-Zone, an der Basis und im Hangenden des Deckenkomplexes Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll sowie an der Basis des Südostrandes des Berchtesgadener Juvavikums liefert Beweise für den Zeitpunkt der Platznahme dieser Decken zwischen Oxford und Tithon.
- Zu den wichtigsten aus S bis SE stammenden Gleitschollen und -decken, die in bzw. auf den Tauglbodenschichten lagern, gehören der Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll, der Deckenkomplex Berchtesgadener Salzberg, die Hallstätter und Berchtesgadener Decke. Die Brekzienkomponenten der Tauglbodenschichten lassen sich mit den überla-

gernden Gleitschollen und -decken in Beziehung bringen und sind genetisch mit ihnen verbunden.

- Die Platznahme dieser Decken erfolgte somit nicht, wie bisher allgemein angenommen, in der Zeit zwischen Hauterive und Coniac. Auslöser dieser gravitativen Gleitschollen war die, durch die Subduktion des Vardarozeans bedingte Kontinent/Kontinent-Kollision zwischen Eurasia (Austroalpin) und Apulia. An der Wende Kimmeridge/Tithon fand diese im Tirolikum sedimentologisch wirksame Phase ein Ende.
- Mit der nachgewiesenen Allochthonie von Torrener-Joch-Zone, Jenner und Göllmassiv kann die Vorstellung eines autochthonen Hallstätter Kanals (Nordkanal) für die Torrener-Joch-/Lammer-Zone nicht mehr aufrecht erhalten werden.
- Die oberjurassische flyschoide Beckenfüllung der Tauglbodenschichten des Untersuchungsgebietes ist lithologisch und vermutlich auch zeitlich identisch zu den Strubbergsschichten der Lammer-Zone, daher könnte ein Name entfallen. Folglich kann ein gemeinsames jurassisches Berchtesgadener-Lammer-Becken postuliert werden, das den/die Schutt/Gleitschollen und -decken aufnahm, der/die von der Kontinent/Kontinent-Kollision ausgelöst wurden.
- Die heutigen relativen Lagebeziehungen zwischen den verschiedenen Gesteinskörpern sind Folge einer vielgestaltigen Umformung. Diese begann bereits im Lias mit Blattverschiebungen entlang der späteren Torrener-Joch-Zone und daraus abgeleiteten Pull-Apart-Becken und setzte sich mit Unterbrechungen bis in das Tertiär fort. Die oligozänen bis miozänen sinistralen Blattverschiebungen im Zuge der lateralen Extrusion der Zentralalpen führte zu den heutigen relativen Lagebeziehungen zwischen Hagen-, Tennengebirge, Osterhorngruppe, Lammer-Zone, Torrener-Joch-Zone und dem Berchtesgadener Tirolikum nördlich davon. Daher wird die oberjurassische Paläogeographie dahingehend interpretiert, daß sich das Tennengebirgs- und Berchtesgadener Tirolikum in N-S Orientierung gegenüber lagen, mit dem dazwischen liegenden zentralen Teil des Berchtesgadener-Lammer-Beckens, dessen Teilbereiche heute in der Torrener-Joch-Zone und in der Lammer-Zone erhalten sind.
- Die Torrener-Joch-/Lammer-Zone kann als Rest des zentralen Berchtesgadener-Lammer-Beckens aufgefaßt werden, welches im Zuge der oberjurassischen bis tertiären trans- und kompressiven Ereignisse stark eingeengt und zumindest im Bereich der Torrener-Joch-Zone fast völlig verschwunden ist. Dieses Becken war eventuell intern in einen südlichen (Hagen-/Tennengebirge) und einen nördlichen Beckenbereich (Berchtesgadener Becken) gegliedert.
- Die Platznahme der o. g. Gleitschollen und -decken war im Untertithon abgeschlossen. Die Oberalmer Schichten versiegelten die Deckengrenzen, die von der jüngeren Tektonik überprägt wurden, so daß die geschilderten Ereignisse verschleiert vorliegen.

- Die Gleitdecken beeinflussten, als neu geschaffene flachmarine Sedimentationsräume (Lerchkogelkalk, Plassenkalk), die Beckenmorphologie und durch ihre umgelagerten Sedimente (Barmsteinkalk) die Sedimentation der umgebenden Becken.
- Die Abfolge Schrambach-/Roßfeldschichten stellt eine coarsening-upward Gesteinsfolge dar, deren Verflachungstrend letztlich zwischen Barrême-Unterpert zur Verlandung des Südtails der östlichen und mittleren Kalkalpen führte.
- Die magmatischen Komponenten und die ophiolithischen Schwerminerale der Roßfeldschichten lassen sich als primär subduzierte, später obduzierte Krustenteile des Vardarozeans oder als erodierter Inselbogen interpretieren.

Ein zweiter Schwerpunkt von Ergebnissen betrifft die Torrener-Joch-Zone, den Jenner und das Göllmassiv. Dabei steht die zeitlich-fazielle Entwicklung der im sogenannten Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll auftretenden Gesteinsabfolge im Vordergrund.

- Der Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll stellt eine juvavische Gleitdecke dar, die sich aus oberpermischen-oberjurassischen (Oxford) Gesteinen zusammensetzt und deren Platznahme in Zusammenhang mit den Tauglbodenschichten steht. Unabhängig von der heute vorliegenden tektonischen Zerstückelung ist eine primäre Zusammengehörigkeit ableitbar. Die Gesteine repräsentieren evaporitische (Oberperm), flachmarine (Unter- bis Mitteltrias) und obertriassische, überwiegend flachmarine, aber faziell stärker differenzierte Gesteine des nördlichen Plattformrandes der Tethys. Die Juraabfolge setzt sich aus pelagischen Sedimenten zusammen, die eine zunehmende Vertiefung des Ablagerungsraumes anzeigen.
- Die Torrener-Joch-Zone bildet die Basis von Jenner und Göllmassiv, da entsprechende Faziesübergänge vorhanden sind und der Karnisch-norische-Dolomit als das, die drei Hauptteile verbindende Gestein Plattformrandcharakteristik besitzt, wie sie später auch im Dachsteinkalk des Göllmassivs überliefert ist.
- Der am Jenner aufgeschlossene Dachsteinkalk ist zeitgleich (Lac-Rhät) mit dem Dachsteinkalk des Göllmassivs.
- Im Dachsteinkalk des Göllmassivs treten verschiedene Einschaltungen (Kössener Schichten, Zlambachschichten und Hallstätter Kalk) auf, mit denen sich das obertriassische Gestein zeitlich-faziell und fein-stratigraphisch untergliedern läßt.
- Innerhalb der Torrener-Joch-Zone treten keine autochthonen Hallstätter Kalke auf. Lediglich in Brekzien der Tauglbodenschichten lassen sie sich dort mit Conodonten nachweisen. Die Torrener-Joch-Zone ist folglich kein obertriassischer Hallstätter Kanal. Alle auftretenden triassischen Gesteine zeigen flachmarinen Charakter. Erst mit dem Tisovec-Dolomit des

höheren Karns wird zeitweilig eine Plattformrandsedimentation überliefert, die mit der des Göllmassivs während des Nors/Rhäts vergleichbar ist.

- Durch die Einschaltungen von Kössener Schichten bis in den riffnahen Rückriffbereich des Göllmassivs, kann der Deckenkomplex Torrener-Joch-Zone/Hoher Göll keine isolierte obertriassische Plattform innerhalb der Hallstätter Fazies gewesen sein, sondern gehörte zum nördlichen Schelfrand der Tethys.
- Die Sillenkopf-Scholle ist keine südliche Fortsetzung (Ausschuppung) der Torrener-Joch-Zone, sondern eine eigenständige Gleitscholle in den Tauglbodenschichten. Ihr Dachsteinkalkanteil ist lithologisch mit dem der Berchtesgadener Decke vergleichbar.

## 9 Ausblick

Die vielschichtigen Ergebnisse der vorliegenden Untersuchung geben einen Einblick in die geodynamische Entwicklungsgeschichte der Berchtesgadener Alpen. Sie bilden die Grundlage zum Verständnis der auftretenden Decken, deren Zuordnung und der zeitlichen Einstufung der Platznahme mit den Tauglbodenschichten. Es wird aufgezeigt, wie die durch die Decken veränderte Beckenmorphologie zu einem flachmarinen Produktionszentrum für karbonatische Sedimente wurde, deren Umlagerungsprodukte die Sedimentation in den umgebenden Restbecken mitbestimmte. Insbesondere die bisher gängige Auffassung der unterkretazischen orogenen Prozesse erhält dadurch eine neue Interpretation, so daß sie in ihrer Bedeutung für die Berchtesgadener Alpen zurückgestuft werden kann. Die platten-tektonisch induzierten Bewegungen zwischen Unterjura und Tertiär führten zu veränderten relativen Lagebeziehungen der heute durch die Torrener-Joch-/Lammer-Zone getrennten Teilgebiete. Hieraus ergeben sich für die weiterführende geologische Analyse wichtige Fragestellungen, die als Anregung verstanden werden sollen, die diesbezüglichen Forschungsarbeiten fortzuführen, um zu einer umfassenderen, abgerundeten Einsicht zu gelangen.

Primär ist die Altersbeziehung der Tauglbodenschichten zu den Strubbergsschichten zu klären, die hier auf Grund der lithologischen Gleichartigkeit eher als einheitliche Sedimentationsphase zwischen Oberoxford-Kimmeridge angesehen wird. Im Moment steht dieser Auffassung jedoch noch die Einstufung der Strubbergsschichten (?Obercallov-Oxford, GAWLICK 1996a) entgegen. Da beide Gesteine bisher lediglich lithostratigraphisch eingestuft wurden, würde eine exakte biostratigraphische Datierung Abhilfe schaffen; dies gilt ebenfalls für die grauen und roten Radiolarite in derem Liegenden. Im Falle der Gleichaltrigkeit könnte sogar ein Gesteinsname entfallen. Von der endgültigen Klärung hängt u. a.

die Zusammengehörigkeit des Berchtesgaden-Lammer-Beckens und einiger Teilschollen ab. Weiterhin gilt es, Hinweisen auf Tauglbodenschichten in der Eisgraben-Struktur entlang des Süd- bis Südwestrandes des Berchtesgadener Juvavikums und im Aschauer Fenster nachzugehen.

Zukünftige Fragestellungen werden die Fazieszonierung bzw. Paläomagnetik der Berchtesgadener Decke betreffen müssen, da hiervon eine Klärung, zumindest aber Hinweise auf deren Zugehörigkeit zur Eurasischen oder Apulischen Platte zu erwarten sind.

Genauere Faziesanalysen/-kartierungen der Triasabfolge des Tennen- und Hagengebirges, unter besonderer Berücksichtigung des obertriassischen Plattformrandes, könnten Klärung in Bezug auf deren triassische relative Lagebeziehungen zum Deckenkomplex Torrenner-Joch-Zone/Hoher Göll bringen. Hiervon hängt letztlich die Rekonstruktion des obertriassischen nördlichen Plattformrandes der Tethys im betrachteten Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen ab.

## 10 Zusammenstellung der Probenentnahmepunkte

Die nachfolgende Liste umfaßt die Fundorte der im Rahmen der vorliegenden Arbeit erwähnten Proben. Sofern an einer Lokalität mehrere Proben entnommen wurden, sind die Probennummern zweigeteilt (z. B. 365/1), wobei der erste Zahlenteil die Lokalität bezeichnet. Einzelproben besitzen nur die Lokalitätsbezeichnung (z. B. 190). Die erste Tabelle umfaßt eigene, die nachfolgenden Tabellen Proben aus dem Belegmaterial von SCHANG (1983), LANGENSCHIEDT (1981) und OTHOLT (1987). In der geologischen Karte wurden aus Gründen der Übersichtlichkeit nicht alle Probenpunkte vermerkt. In der folgenden Zusammenstellung wurden Abkürzungen für die an bestimmten Lokalitäten entnommenen Gesteinsproben verwendet: **lfd.-Nr. = laufende Nummer:** ho = Horizontal-, ve = Vertikalbohrung; **Gestein:** AK = Adneter Kalk, AS = Adneter Schichten, Bk = Brachiopodenkalk, Ck = Cephalopodenkalk, Dk = Dachsteinkalk, Fkk = Flaserknollenkalk, Fm = Fleckenmergelserie, H = Haselgebirge, Hi = Hierlatzkalk, KnD = Karnisch-norischer Dolomit, KöS = Kössener Schichten, OaS = Oberalmer Schichten, R = Radiolarit, Rfs = Roßfeldschichten, RS = Raibler Schichten, SaK = Skythisch-anisische Karbonatfolge, Sk = Scheibelbergkalk, Sad = Steinalmdolomit, Sbs = Schrambachschichten, Tbs = Tauglbodenschichten, Wd = Wettersteindolomit, WS = Werfener Schichten, Zls = Zlambachschichten.

### Lokalitäten der Probenentnahmepunkte

lfd. Nr.	Gestein	Lokalität	Höhe [m NN]	Rechtswert	Hochwert	TK 1:25.000
6	KöS	E' Kehlstein	1830	457897	527493	8244/8344 Berchtesgaden Ost
56	KöS, OaS	Ecker First	2020	458023	527441	8244/8344 Berchtesgaden Ost
166	Sbs	Klausbrunn	1100	457758	527642	8244/8344 Berchtesgaden Ost
173	Sbs	Dürreckstraße	1030	457757	527667	8244/8344 Berchtesgaden Ost
190	KöS	Blauer Sand	1570	458010	527470	8244/8344 Berchtesgaden Ost
192	KöS	Blauer Sand	1560	458023	527479	8244/8344 Berchtesgaden Ost
193	KöS	Blauer Sand	1530	458024	527482	8244/8344 Berchtesgaden Ost
228	Sbs	Ecker-Alm	1450	458060	527555	8244/8344 Berchtesgaden Ost
236	Sbs	Saugraben	1190	458005	527591	8244/8344 Berchtesgaden Ost
252	Sbs	Eckerfirst	1640	458072	527524	8244/8344 Berchtesgaden Ost
254	Rfs	Larobach	1300	458081	527579	8244/8344 Berchtesgaden Ost
255	Rfs	Larobach	1320	458086	527576	8244/8344 Berchtesgaden Ost
258	Rfs	Eckersattel	1285	458064	527585	8244/8344 Berchtesgaden Ost
274	Sbs	Ecker-Alm	1370	458029	527574	8244/8344 Berchtesgaden Ost
276	Sbs	Ecker-Alm	1390	458027	527566	8244/8344 Berchtesgaden Ost
278	OaS	Ecker-Alm	1380	458025	527562	8244/8344 Berchtesgaden Ost
284	Sbs	Ecker-Alm	1525	458053	527540	8244/8344 Berchtesgaden Ost
332	Sbs	Klingeck	995	457845	527730	8244/8344 Berchtesgaden Ost
334	Sbs	Klingeck	1040	457819	527708	8244/8344 Berchtesgaden Ost
335	Sbs	Klingeck	1020	457829	527719	8244/8344 Berchtesgaden Ost
338	OaS, Sbs, Rfs	Saugraben	1200	458001	527586	8244/8344 Berchtesgaden Ost
365	OaS	Hochfeld	1420	457930	527536	8244/8344 Berchtesgaden Ost
393	Rfs	Unterer Kehlriedl	1270	457916	527638	8244/8344 Berchtesgaden Ost
396	Rfs	Unterer Kehlriedl	1270	457910	527644	8244/8344 Berchtesgaden Ost
397	Rfs	Unterer Kehlriedl	1300	457912	527636	8244/8344 Berchtesgaden Ost
403	OaS	Dürreckstraße	980	457824	527726	8244/8344 Berchtesgaden Ost
414	OaS	Geisriesen	1260	457820	527596	8244/8344 Berchtesgaden Ost
419	Rfs	Larobach	1150	458020	527645	8244/8344 Berchtesgaden Ost
423	OaS	Geisriesen	1315	457843	527605	8244/8344 Berchtesgaden Ost
424	OaS	Kehlstein	1690	457847	527545	8244/8344 Berchtesgaden Ost
425	Ck, Sk	Kehlstein	1675	457855	527541	8244/8344 Berchtesgaden Ost
426	KöS	Blauer Sand	1500	458015	527484	8244/8344 Berchtesgaden Ost
450	KöS	Eckerfirst	1980	458007	527500	8244/8344 Berchtesgaden Ost
451	KöS, OaS	Eckerfirst	2080	458005	527433	8244/8344 Berchtesgaden Ost
465	Dk	Endstal	1165	457837	527395	8244/8344 Berchtesgaden Ost
473	Ck	Endstal	1355	457930	527415	8244/8344 Berchtesgaden Ost
481	KöS	Endstal / Dürreckberg	1180	457824	527402	8244/8344 Berchtesgaden Ost
482	Fkk	Endstal / Dürreckberg	1155	457829	527398	8244/8344 Berchtesgaden Ost
483	Fkk	Endstal / Dürreckberg	1165	457817	527406	8244/8344 Berchtesgaden Ost
484	Hi	N-Fuß Dürreckberg	1155	457814	527408	8244/8344 Berchtesgaden Ost
485	Fkk	N-Fuß Dürreckberg	1150	457813	527206	8244/8344 Berchtesgaden Ost
486	HK	Alpstein	1160	457734	527403	8244/8344 Berchtesgaden Ost
488/1	AS, Fm	N-Fuß Dürreckberg	1220	457790	527398	8244/8344 Berchtesgaden Ost
488/28	Dk	N-Fuß Dürreckberg	1260	457792	527398	8244/8344 Berchtesgaden Ost
488/29-488/31	Ck	N-Fuß Dürreckberg	1285	457788	527394	8244/8344 Berchtesgaden Ost
493	AK	Dürreckberg	1335	457779	527389	8444 Hoher Göll
495	AS	Hoher Göll	2500	458026	527340	8444 Hoher Göll
497	Fm	Umgänge	2140	458008	527275	8444 Hoher Göll
511	Bk, Ck, Dk, HK	Hohes Brett	2250	457875	527264	8444 Hoher Göll
511/7	HK	Hohes Brett	2250	457875	527262	8444 Hoher Göll
532	Dk	Alpsteig	1625	457821	527327	8444 Hoher Göll
535	Dk	Umgänge	1990	457920	527288	8444 Hoher Göll
538	AS	N' Brettriedl	2170	457962	527267	8444 Hoher Göll
540	Fm	N' Brettriedl	2255	457953	527259	8444 Hoher Göll
544	Fm	Krautkaser-Alm	1475	457761	527265	8444 Hoher Göll
550	AK	Brettgabel	1230	457744	527332	8444 Hoher Göll
552	Dk	Brettgabel	1280	457743	527327	8444 Hoher Göll
556	AK	Brettgabel	1320	457739	527323	8444 Hoher Göll
562	Dk	Umgänge	1920	457906	527332	8444 Hoher Göll
564	Dk	Umgänge	1970	457956	527319	8444 Hoher Göll
565	Dk	Umgänge	2070	457963	527277	8444 Hoher Göll
566	Dk	Umgänge	2110	457998	527274	8444 Hoher Göll
567	Fm, Sk	Umgänge	2190	458006	527271	8444 Hoher Göll
569	Bk	Umgänge	2250	458007	527267	8444 Hoher Göll
570	Zls	mrk H. Brett - H. Göll	2370	458016	527256	8444 Hoher Göll
571	Zls	mrk H. Brett - H. Göll	2360	458040	527251	8444 Hoher Göll
573	Fm	mrk H. Brett - H. Göll	2330	458050	527251	8444 Hoher Göll

lfd. Nr.	Gestein	Lokalität	Höhe [m NN]	Rechtswert	Hochwert	TK 1:25.000
576	OaS	Weißbach	900	458196	527485	8244/8344 Berchtesgaden Ost
577	AS	Weißbach	915	458195	527492	8244/8344 Berchtesgaden Ost
578	AS	Weißbach	945	458187	527490	8244/8344 Berchtesgaden Ost
579	Dk, Tbs, OaS, AS, Fm	Weißbach	960	458183	527489	8244/8344 Berchtesgaden Ost
584	Tbs, Zls	Höllgraben	990	457706	527444	8244/8344 Berchtesgaden Ost
602	Dk, KöS	Wilder Freithof	1420	458096	527457	8244/8344 Berchtesgaden Ost
609	OaS	E' Ecker First	1375	458125	527506	8244/8344 Berchtesgaden Ost
612	Fm	Krautkasergraben	1395	457759	527334	8444 Hoher Göll
614	Fm	Krautkasergraben	1475	457767	527217	8444 Hoher Göll
615	Dk	mrk zur Mitterkaser-Alm	1475	457737	527213	8444 Hoher Göll
616	Dk	Vogelhütten-Alm	1380	457680	527193	8444 Hoher Göll
617	Dk	Vogelhütten-Alm	1355	457655	527185	8444 Hoher Göll
618/1	Fm	Hinter Brandkopf	1035	457662	527327	8444 Hoher Göll
618/2	Fm	Hinter Brandkopf	1090	457659	527327	8444 Hoher Göll
619	WS	Hinter Brandkopf	1020	457662	527316	8444 Hoher Göll
620	Fm	Hinter Brandkopf	1000	457656	527316	8444 Hoher Göll
626	Sk, AS	an der Hochbahn	920	457577	527223	8444 Hoher Göll
627	AS	Fahrstr. Jenner	1080	457599	527198	8444 Hoher Göll
628	Sk	Fahrstr. Jenner	1070	457597	527198	8444 Hoher Göll
630	Tbs	Fahrstr. Jenner	1140	457592	527176	8444 Hoher Göll
634	Tbs	Fahrstr. Jenner	1170	457610	527192	8444 Hoher Göll
635	Fm	Fahrstr. Jenner	1130	457588	527165	8444 Hoher Göll
636	Dk, KöS	Fahrstr. Jenner	1110	457579	527149	8444 Hoher Göll
638/1	Dk	Jenner, Aussichtsplattform	1845	457685	527127	8444 Hoher Göll
638/107	KnD	Jenner, Bergstation	1790	457717	527137	8444 Hoher Göll
639	KnD	Jenner	1750	457729	527146	8444 Hoher Göll
640	R	Königssee/Toffen	710	457561	527332	8444 Hoher Göll
641	R	Königssee/Toffen	745	457576	527332	8444 Hoher Göll
642	Tbs	Königssee/Toffen	760	457579	527331	8444 Hoher Göll
643	Tbs	Königssee/Toffen	755	457579	527332	8444 Hoher Göll
645	Tbs	Krautkasergraben	840	457615	527309	8444 Hoher Göll
646	Tbs	Krautkasergraben	865	457623	527309	8444 Hoher Göll
648	Tbs	Krautkasergraben	1015	457669	527306	8444 Hoher Göll
651	KöS	Hoher Göll	2265	458019	527391	8444 Hoher Göll
652	KöS	Hoher Göll	2365	458012	527379	8444 Hoher Göll
653	KnD	Pfaffenkegel	1810	457854	527139	8444 Hoher Göll
654	HK	mrk Stahlhaus - Hohes Brett	1920	457872	527179	8444 Hoher Göll
655	Zls, OaS	mrk Stahlhaus - Hohes Brett	2015	457867	527194	8444 Hoher Göll
663	Tbs	Höllgraben	715	457613	527567	8244/8344 Berchtesgaden Ost
664	Tbs	Höllgraben/Wembach	660	457592	527573	8244/8344 Berchtesgaden Ost
665	H, SaK	Höllgraben	635	457584	527571	8244/8344 Berchtesgaden Ost
667	Tbs	Höllgraben	700	457608	527566	8244/8344 Berchtesgaden Ost
676	Dk	Vorderbrandstr.	720	457585	527557	8244/8344 Berchtesgaden Ost
677	Dk	Vorderbrandstr.	870	457621	527457	8244/8344 Berchtesgaden Ost
682	AS	Skiabfahrt Mittel-/ Talstation Jenner	950	457595	527285	8444 Hoher Göll
684	Dk	Hohes Brett	2150	457848	527231	8444 Hoher Göll
686/1	Zls	Hohes Brett	2310	457895	527228	8444 Hoher Göll
686/15	Dk	Hohes Brett	2215	457893	527217	8444 Hoher Göll
692	Fm	Weidbach	1380	457760	527228	8444 Hoher Göll
693	Tbs	Weidbach	1390	457763	527226	8444 Hoher Göll
694	Fm	Weg zur Mitterkaser-Alm	1515	457765	527211	8444 Hoher Göll
695	AK, Hi, Fm	Krautkaser-Alm	1640	457801	527211	8444 Hoher Göll
696	Fm	Krautkaser-Alm	1570	457789	527215	8444 Hoher Göll
699	Wd	mrk, Königsbach-Alm	1230	457614	527018	8444 Hoher Göll
700	SaK	W' Wasserpalfen	1315	457608	527000	8444 Hoher Göll
700/1	SaK	W' Wasserpalfen	1305	457608	527005	8444 Hoher Göll
700/2	SaK	W' Wasserpalfen	1300	457607	527005	8444 Hoher Göll
704	Tbs	Büchsenkopf	1190	457529	527042	8444 Hoher Göll
705a	Fm	Weg NW' Büchsenkopf	1160	457531	527069	8444 Hoher Göll
705/1+2	AS	Weg NW' Büchsenkopf	1170	457538	527077	8444 Hoher Göll
707	Tbs	Königsbach-Alm	1280	457615	527097	8444 Hoher Göll
708	Tbs	Wasserfall-Alm	1215	457650	527216	8444 Hoher Göll
718	KöS	Wilder Freithof	1430	458100	527460	8244/8344 Berchtesgaden Ost
720	RS, Wd	Hinterer Brandkopf	1115	457659	527331	8444 Hoher Göll
732	OaS, Rfs	Gollinger Wasserfall	540	458555	527426	8244/8344 Berchtesgaden Ost

lfd. Nr.	Gestein	Lokalität	Höhe [m NN]	Rechtswert	Hochwert	TK 1:25.000
737	SaK	Bluntautal	960	458250	527068	8444 Hoher Göll
739	Wd	Bluntautal	820	458290	527051	8444 Hoher Göll
740	Wd	Bluntautal	720	458335	527060	8444 Hoher Göll
741	SaK	Bluntautal	700	458343	527064	8444 Hoher Göll
742	SaK	Bluntautal	690	458346	527058	8444 Hoher Göll
744	HK	Alpstein	1130	457736	527408	8244/8344 Berchtesgaden Ost
750	AK	N' Dürreckberg	1200	457770	527398	8244/8344 Berchtesgaden Ost
760	OaS	Pfaffenkegel	1890	457868	527178	8444 Hoher Göll
764	Dk, Zls	mrk Stahlhaus - Hohes Brett	2005	457874	527196	8444 Hoher Göll
765	HK	S' Abbruch Hohes Brett	1950	457886	527197	8444 Hoher Göll
766	HK	S' Abbruch Hohes Brett	1930	457885	527195	8444 Hoher Göll
769	AK	Unterhalb Salzwände	1050	457685	527582	8244/8344 Berchtesgaden Ost
771	Fm	NW' Salzwände	1010	457682	527591	8244/8344 Berchtesgaden Ost
772	AK, Ck, Fm	Unterhalb Salzwände	1135	457697	527552	8244/8344 Berchtesgaden Ost
779	Tbs	E' Grafl	890	457654	527574	8244/8344 Berchtesgaden Ost
783	Tbs	Pfad W' Hochlenzer	850	457646	527628	8244/8344 Berchtesgaden Ost
786	HK	S' Abbruch Hohes Brett	1860	457899	527192	8444 Hoher Göll
787	Dk, HK	S' Abbruch Hohes Brett	1850	457904	527193	8444 Hoher Göll
791	HK	S' Abbruch Hohes Brett	1900	457955	527209	8444 Hoher Göll
801	Dk	Dürreckberg	1760	457821	527371	8444 Hoher Göll
803	Dk	Dürreckberg	1690	457828	527361	8444 Hoher Göll
806	Tbs	unterhalb Hochbahn	835	457573	527247	8444 Hoher Göll
807	Tbs, HK	Hochbahn	815	457571	527255	8444 Hoher Göll
813	AS	Königssee/Toffen	650	457510	527340	8443 Königssee
816	Dk, AS	Königssee Str.	600	457400	527455	8343 Berchtesgaden West
817	Sk, AS	Königssee-Thaler	740	457526	527390	8444 Hoher Göll
825	AS	Büchsenkopf	1190	457568	527277	8444 Hoher Göll
826	AS	N' Büchsenkopf	1190	457559	527086	8444 Hoher Göll
828	HK	Hohes Brett	2060	457869	527202	8444 Hoher Göll
829 = To 15	Tbs	Königsbach	1335	457696	527035	8444 Hoher Göll
831	SaK	Schneibstein	1785	457886	527091	8444 Hoher Göll
832	SaK	Schneibstein Haus	1525	457756	527082	8444 Hoher Göll
833	WS	Schneibstein Haus	1450	457737	527055	8444 Hoher Göll
844	HK	Schiedbichl	750	457633	527684	8244/8344 Berchtesgaden Ost
846	Tbs	Steilwand SE' Pfenning	860	457647	527683	8244/8344 Berchtesgaden Ost
855	Sad	W' Maurer	710	457572	527633	8244/8344 Berchtesgaden Ost
856	Sad	W' Maurer	700	457570	527634	8244/8344 Berchtesgaden Ost
858	HK	Kreuzung bei Schied	735	457602	527651	8244/8344 Berchtesgaden Ost
872	Dk	Hinteres Freieck	1520	458198	527336	8444 Hoher Göll
879	AK	SE' Scharitzkehl	1090	457801	527415	8244/8344 Berchtesgaden Ost
887	KnD	N' Alpwinkel-Alm	1380	458176	527151	8444 Hoher Göll
888	KnD	NW' Alpwinkel-Alm	1600	458152	527153	8444 Hoher Göll
889	Dk	NW' Alpwinkel-Alm	1590	458145	527155	8444 Hoher Göll
893	HK	NW' Alpwinkel-Alm	1510	458067	527175	8444 Hoher Göll
895	Dk	Weg zur Mitterkaser Alm	1430	457704	527210	8444 Hoher Göll
899	Tbs	Graflhöhe - Hochlenzer	930	457666	527588	8244/8344 Berchtesgaden Ost
907	SaK	W' Otten	675	457569	527657	8244/8344 Berchtesgaden Ost
909	KnD	mrk Jenner - Stahlhaus	1736	457783	527131	8444 Hoher Göll
913	KnD	Pfaffenkegel	1780	457832	527125	8444 Hoher Göll
917	KnD	Pfaffenkegel	1860	457864	527152	8444 Hoher Göll
918	Fm	Salzbergwerk, Ferdinandberg, Königreich Churfürst Carl Theodor Zubau	540	457683	527769	8244/8344 Berchtesgaden Ost
924	Dk	N' Alpwinkel-Alm	1445	458253	527161	8444 Hoher Göll
929	Wd	E' Alpwinkel-Alm	815	458350	527108	8444 Hoher Göll
932	Fm	Krautkasergraben	1435	457760	527122	8444 Hoher Göll
934	Oas	Fernmeldeturm Dürreckstr.	1040	457828	527646	8244/8344 Berchtesgaden Ost
935	Oas	Fernmeldeturm Dürreckstr.	1045	457828	527643	8244/8344 Berchtesgaden Ost
936	Dk	mrk Hohes Brett	2145	457876	527213	8444 Hoher Göll
937	Fm	Brettgabel	1525	457752	527393	8444 Hoher Göll
958	KnD	Jenner	1700	457765	527137	8444 Hoher Göll
959	KnD	Torrener Joch	1733	457858	527115	8444 Hoher Göll
960	SaK	Schneibsteinhaus	1605	457801	527097	8444 Hoher Göll
961		Fahrstraße Gotzental	1180	457583	527010	8444 Hoher Göll
961a, c-f	Tbs, Fm	Fahrstraße Gotzental	1180	457579	527011	8444 Hoher Göll
961b	SaK	Fahrstraße Gotzental	1180	457583	527010	8444 Hoher Göll
970	Sk	S' Büchsen-Alm	1195	457526	527029	8444 Hoher Göll

lfd. Nr.	Gestein	Lokalität	Höhe [m NN]	Rechtswert	Hochwert	TK 1:25.000
976	Wd	Torren Ebenwald	650	458378	527105	8444 Hoher Göll
977	KnD	Torren Ebenwald	660	458380	527105	8444 Hoher Göll
978	KnD	Torren Ebenwald	710	458382	527113	8444 Hoher Göll
979	KnD	Torren Ebenwald	700	458387	527125	8444 Hoher Göll
980	KnD	Torren Ebenwald	650	458392	527120	8444 Hoher Göll
981	Tbs	W' Jenner	1370	457633	527092	8444 Hoher Göll
988	Tbs	Sillenköpfe	1430	457640	526942	8444 Hoher Göll
989	Tbs	Sillenköpfe	1450	457637	526952	8444 Hoher Göll
991	Tbs	Sillenköpfe	1400	457654	526927	8444 Hoher Göll
994	Tbs, KnD	Fahrstraße Gotzental	1205	457573	527026	8444 Hoher Göll
995	Wd	Königsberg	1640	457773	527063	8444 Hoher Göll
997	Fm	Fußweg Gotzental	1240	457581	527015	8444 Hoher Göll
1000	Wd	Königsberg	1595	457812	527069	8444 Hoher Göll
1014	Wd	Torrener Joch	1610	457906	527097	8444 Hoher Göll
1017	Dk	W' Jenner	1460	457641	527120	8444 Hoher Göll
1017/1	Dk	W' Jenner	1590	457660	527143	8444 Hoher Göll
1020	Dk	Wasserpalfen	1380	457630	526994	8444 Hoher Göll
1021	Dk	Büchsen-Alm	1215	457575	527039	8444 Hoher Göll
1025	Dk	Sillenköpfe	1320	457596	526969	8444 Hoher Göll
TauBü	Tbs	Büchsen-Alm	1190	457529	527042	8444 Hoher Göll
BW 24	Wd	Salzbergwerk Berchtesgaden, Einlagerung BW 24	490	457736	527832	8244/8344 Berchtesgaden Ost
BW 24b, c	Tbs	Salzbergwerk Berchtesgaden, Einlagerung BW 24	490	457736	527832	8244/8344 Berchtesgaden Ost
TB 131 ho	Fm	Salzbergwerk Berchtesgaden	ca. 500	457679	527742	8244/8344 Berchtesgaden Ost
TB 151 ve	Tbs	Salzbergwerk Berchtesgaden	473,55	457685	527721	8244/8344 Berchtesgaden Ost
TB 152 ve	Tbs, HK	Salzbergwerk Berchtesgaden	473,93	457687	527707	8244/8344 Berchtesgaden Ost
TB 156 ve	Tbs	Salzbergwerk Berchtesgaden	471,97	457703	527744	8244/8344 Berchtesgaden Ost
G 7	KöS	Kehlstein	1805	457883	527500	8244/8344 Berchtesgaden Ost

### Proben Belegmaterial SCHANG (1983)

lfd. Nr.	Gestein	Lokalität	Rechtswert	Hochwert	TK 1:25.000
1	Dk	Pletzgraben	457550	527269	8444 Hoher Göll
2	Dk	Pletzgraben	457543	527278	8444 Hoher Göll
3	Dk	Pletzgraben	457531	527274	8444 Hoher Göll
4	Dk	Pletzgraben	457525	527269	8444 Hoher Göll
5	Dk	Pletzgraben	457577	527244	8444 Hoher Göll
9	Dk	Pletzgraben	457567	527264	8444 Hoher Göll
10	AS	Pletzgraben	457570	527227	8444 Hoher Göll
11	Sk	Pletzgraben	457578	527224	8444 Hoher Göll
12	Dk	Pletzgraben	457559	527247	8444 Hoher Göll
13	Dk	Skiabfahrt	457594	527276	8444 Hoher Göll
14	Dk	Pletzgraben	457618	527225	8444 Hoher Göll
16	AS	Pletzgraben	457574	527225	8444 Hoher Göll
17	KnD	Jenner	457722	527141	8444 Hoher Göll
18	KnD	Königsbach	457798	527105	8444 Hoher Göll
19	SaK	Königsbach	457804	527003	8444 Hoher Göll
20	SaK	Königsbach	457792	527101	8444 Hoher Göll
21	KnD	Königsbach	457748	527105	8444 Hoher Göll
23	Dk	Fahrstr. Jenner	457625	527248	8444 Hoher Göll
25	Dk	Fahrstr. Jenner	457613	527262	8444 Hoher Göll
26	Dk	Fahrstr. Jenner	457608	527259	8444 Hoher Göll
27	Dk	Skiabfahrt	457593	527274	8444 Hoher Göll
29	Dk	Fahrstr. Jenner	457624	527209	8444 Hoher Göll
31	AS	Pletzgraben	457596	527203	8444 Hoher Göll
32	AS	Strubkopf	457587	527210	8444 Hoher Göll
33	AS	Strubkopf	457582	527195	8444 Hoher Göll
34	Dk	Strubkopf	457580	527178	8444 Hoher Göll
35	Dk	Königssee	457468	527246	8443 Königssee
36	Dk	Königssee	457454	527235	8443 Königssee
37	Dk	Malerwinkel	457481	527210	8443 Königssee

lfd. Nr.	Gestein	Lokalität	Rechtswert	Hochwert	TK 1:25.000
38	Dk	Malerwinkel	457479	527212	8443 Königssee
39	Dk	Königssee	457498	527239	8443 Königssee
40	Dk	Königssee	457505	527241	8443 Königssee
41	Dk	Königssee	457532	527208	8444 Hoher Göll
42	Dk	Fahrstr. Jenner	457642	527248	8444 Hoher Göll
43	Dk	Fahrstr. Jenner	457612	527193	8444 Hoher Göll
45	AS	Fahrstr. Jenner	457602	527185	8444 Hoher Göll
46	AS	Fahrstr. Jenner	457586	527161	8444 Hoher Göll
47	AS	Fahrstr. Jenner	457604	527136	8444 Hoher Göll
51	Dk	Strubkopf	457595	527132	8444 Hoher Göll
53	Dk	Rabenwand	457537	527229	8444 Hoher Göll
54	Dk	Rabenwand	457541	527208	8444 Hoher Göll
55	Dk	Rabenwand	457555	527196	8444 Hoher Göll
56	Dk	Strubkopf	457579	527183	8444 Hoher Göll
57	Dk	Strubkopf	457601	527090	8444 Hoher Göll
58	Dk	Strubkopf	457600	527097	8444 Hoher Göll
59	Dk	Strubkopf	457607	527096	8444 Hoher Göll
65	Dk	Krautkaser-Alm	457707	527240	8444 Hoher Göll
68	Dk	Jenner	457715	527205	8444 Hoher Göll
69	Dk	Jenner	457656	527181	8444 Hoher Göll
71	Dk	Jenner	457660	527175	8444 Hoher Göll
78	KnD	Königsbach	457643	527084	8444 Hoher Göll
80	WS	Königsbach	457719	527044	8444 Hoher Göll
83	Dk	Skiabfahrt	457619	527270	8444 Hoher Göll
84	Sk	Skiabfahrt	457613	527276	8444 Hoher Göll
85	Dk	Skiabfahrt	457600	527272	8444 Hoher Göll
86	Wd	Königsbach	457803	527101	8444 Hoher Göll
87	SaK	Königsbach	457658	527092	8444 Hoher Göll
88	WS	Königsbach	457664	527075	8444 Hoher Göll
90	WS	Königsbach	457708	527047	8444 Hoher Göll
94	Dk	Skiabfahrt	457561	527287	8444 Hoher Göll
95	Dk	Skiabfahrt	457572	527288	8444 Hoher Göll
98	Tbs	Krautkasergraben	457591	527329	8444 Hoher Göll
100	Tbs	Krautkasergraben	457622	527311	8444 Hoher Göll
101	Dk	Krautkasergraben	457626	527295	8444 Hoher Göll
102	Dk	Krautkasergraben	457636	527288	8444 Hoher Göll
103	Dk	Krautkasergraben	457663	527293	8444 Hoher Göll
108	KnD	Jenner	457728	527177	8444 Hoher Göll
109	Dk	Jenner	457718	527181	8444 Hoher Göll
116	Dk	Rabenwand	457567	527191	8444 Hoher Göll
117	Tbs	Krautkasergraben	457587	527333	8444 Hoher Göll
119	Tbs	Krautkasergraben	457618	527309	8444 Hoher Göll
120	Tbs	Krautkasergraben	457628	527308	8444 Hoher Göll
132	Dk	Jenner	457755	527215	8444 Hoher Göll
133	Dk	Jenner	457752	527214	8444 Hoher Göll
135	Dk	Jenner	457767	527199	8444 Hoher Göll
140	Dk	Jenner	457757	527201	8444 Hoher Göll
145	Dk	Jenner	457717	527207	8444 Hoher Göll
146	Dk	Jenner	457718	527202	8444 Hoher Göll
147	KnD	Jenner	457727	527199	8444 Hoher Göll
148	Dk	Krautkasergraben	457613	527295	8444 Hoher Göll
150a	Dk	Krautkasergraben	457586	527278	8444 Hoher Göll
150	Dk	Krautkasergraben	457586	527278	8444 Hoher Göll
151	Dk	Jenner	457698	527210	8444 Hoher Göll
155	Dk	Jenner	457714	527195	8444 Hoher Göll
156	Dk	Jenner	457716	527185	8444 Hoher Göll
158	Dk	Skiabfahrt	457596	527290	8444 Hoher Göll
159	Dk	Krautkasergraben	457617	527292	8444 Hoher Göll
160	Dk	Krautkasergraben	457636	527291	8444 Hoher Göll
161	Dk	Jenner	457725	527192	8444 Hoher Göll
164	Dk	Jenner	457686	527195	8444 Hoher Göll
167	Dk	Jenner	457680	527192	8444 Hoher Göll
168	Dk	Jenner	457667	527186	8444 Hoher Göll
169	Dk	Jenner	457667	527186	8444 Hoher Göll
170	Dk	Jenner	457682	527185	8444 Hoher Göll
171	Dk	Jenner	457667	527180	8444 Hoher Göll
172	Dk	Pletzgraben	457555	527237	8444 Hoher Göll
173	Dk	Pletzgraben	457569	527218	8444 Hoher Göll
174	Dk	Pletzgraben	457557	527223	8444 Hoher Göll
175	Dk	Pletzgraben	457565	527200	8444 Hoher Göll

lfd. Nr.	Gestein	Lokalität	Rechtswert	Hochwert	TK 1:25.000
179	Dk	Jenner	457678	527197	8444 Hoher Göll
181	Dk	Jenner	457678	527193	8444 Hoher Göll
185	Dk	Jenner	457687	527212	8444 Hoher Göll
192	Dk	Jenner	457658	527186	8444 Hoher Göll
194	Dk	Jenner	457654	527168	8444 Hoher Göll
196	Dk	Jenner	457577	527244	8444 Hoher Göll
197	Dk	Fahrstr. Jenner	457636	527248	8444 Hoher Göll
198	Dk	Fahrstr. Jenner	457629	527213	8444 Hoher Göll
199	Dk	Fahrstr. Jenner	457630	527260	8444 Hoher Göll
200	Dk	Fahrstr. Jenner	457628	527236	8444 Hoher Göll
201	Dk	Fahrstr. Jenner	457620	527249	8444 Hoher Göll
202	Dk	Fahrstr. Jenner	457622	527234	8444 Hoher Göll
203	Dk	Fahrstr. Jenner	457610	527241	8444 Hoher Göll
204	Dk	Fahrstr. Jenner	457623	527223	8444 Hoher Göll
205	Dk	Fahrstr. Jenner	457623	527232	8444 Hoher Göll
206	Dk	Fahrstr. Jenner	457637	527267	8444 Hoher Göll
208	Dk	Skiabfahrt	457624	527270	8444 Hoher Göll
210	Dk	Krautkasergraben	457644	527291	8444 Hoher Göll
211	Tbs	Krautkasergraben	457632	527307	8444 Hoher Göll
215	Dk	Pletzgraben	457585	527217	8444 Hoher Göll
216	Dk	Pletzgraben	457571	527198	8444 Hoher Göll
218	Dk	Fahrstr. Jenner	457587	527263	8444 Hoher Göll
219	AS	Fahrstr. Jenner	457598	527198	8444 Hoher Göll
220	AS	Fahrstr. Jenner	457585	527170	8444 Hoher Göll
222	Dk	Strubkopf	457613	527187	8444 Hoher Göll
229	Dk	Strubkopf	457621	527182	8444 Hoher Göll
230	Dk	Strubkopf	457619	527181	8444 Hoher Göll
233	AS	Strubkopf	457603	527145	8444 Hoher Göll
234	Dk	Strubkopf	457597	527141	8444 Hoher Göll
237	Dk	Strubkopf	457597	527150	8444 Hoher Göll
238	Dk	Strubkopf	457595	527145	8444 Hoher Göll
239	Dk	Strubkopf	457589	527150	8444 Hoher Göll
243	Dk	Strubkopf	457593	527110	8444 Hoher Göll
244	Dk	Strubkopf	457598	527100	8444 Hoher Göll
246	Dk	Strubkopf	457621	527176	8444 Hoher Göll
247	Dk	Strubkopf	457619	527175	8444 Hoher Göll
252	Dk	Jenner	457652	527146	8444 Hoher Göll
253	Dk	Königssee	457431	527310	8443 Königssee
258	Dk	Jenner	457635	527116	8444 Hoher Göll
264	WS	Königsbach	457703	527039	8444 Hoher Göll
271	Wd	Königsberg	457814	527007	8444 Hoher Göll
274	Wd	Königsbach	457803	527101	8444 Hoher Göll

### Proben Belegmaterial LANGENSCHIEDT (1981)

lfd. Nr.	Gestein	Lokalität	Rechtswert	Hochwert	TK 1:25.000
156	Tbs	Fahrstraße Gotzental	457577	527013	8444 Hoher Göll

### Proben Belegmaterial OTHOLT (1987)

lfd. Nr.	Gestein	Lokalität	Rechtswert	Hochwert	TK 1:25.000
511/8	HK	Hohes Brett	457872	527263	8444 Hoher Göll

## 11 Literaturverzeichnis

- ALTINER, D. & OZKAN, S. (1991a): Calpionellid zonation in North-Western Anatolia (Turkey) and calibration of the stratigraphic ranges of some benthic foraminifera at the Jurassic-Cretaceous boundary. – *Geologica Rom.*, **27**, 215–235, 6 Abb., 5 Taf., Rom.
- ALTINER, D. (1991b): Microfossil biostratigraphy (mainly foraminifers) of the Jurassic-Lower Cretaceous carbonate successions in North-Western Anatolia (Turkey). – *Geologica Rom.*, **27**, 167–213, 7 Abb., 16 Taf., Rom.
- AMBATIELLO, P. (1990): Abbauzuschnitt, Bergfesten- und Schwebendimensionierung im Tiefbau des Salzbergwerkes Berchtesgaden. – *Felsbau*, **8/4**, 180–184, 9 Abb., Essen.
- AMBATIELLO, P. & NEY, P. (1983): The Berchtesgaden Salt Mine. – in: SCHNEIDER, H.-J. (Ed.) (1983): *Mineral Deposits of the Alpine Epoch in Europe*, 146–154, 7 Abb., Springer-Verlag, Berlin.
- AMIEUX, P., GANDIN, A., MARTINI, R. & ZANINETTI, L. (1987): Triassic Foraminifers from Punta Tonnara (SW Sardinia) observed in Cathodoluminescence. – *Revue Paléobiol.*, **6/1**, 23–27, 2 Abb., 1 Taf., Genf.
- ARTHABER, G. v. (1905): Die alpine Trias des Mediterraengebietes. – in: Frech, F.: *Lethaea geognostica*, 2. Teil, Das Mesozoikum, Bd 1, Trias, 3 Lieferung, 223–472, 64 Abb., 27 Taf., Stuttgart.
- BACELLLE, L. & BOSELLINI, A. (1965): Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentarie. – *Ann. Univ. Ferrara, N. S., Sez. IX, Sci. Geol. Paleont.* **1/3**, 59–62, 24 Abb., Ferrara.
- BARTH, W. (1968): Die Geologie der Hochkalter-Gruppe in den Berchtesgadener Alpen (Nördliche Kalkalpen). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **131**, 119–177, 9 Abb., 2 Taf., 1 Tab., 1 Kt., 1 Profilsérie, Stuttgart.
- BARTHEL, D. (1987): Geologische Aufnahme des MAB-6-Testgebietes Ramsau: Westlicher Teil. – Unveröff. Dipl.-Arb., Philipps-Universität Marburg, 69 S., 44 Abb., 3 Beil., Marburg.
- BAUMGARTNER, P. O. (1980): Late Jurassic Hagiastriidae and Patulibracchiidae (Radiolaria) from the Argolis Peninsula (Peloponnesus, Greece). – *Micropalaeontology*, **26/3**, 274–322, 8 Abb., 12 pl., 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.*, **77/3**, 729–837, 3 Abb., 12 Taf., Basel.
- BAUMGARTNER, P. O., DE WEVER, P. & KOCHER, R. (1980): Correlation of tethyan Late Jurassic-Early Cretaceous radiolarian events. – *Cah. Micropal.*, **1980/2**, 23–72, 6 Taf., Paris.
- BERAN, A., FAUPL, P. & HAMILTON, W. (1983): Die Manganschiefer der Strubbergsschichten (Nördliche Kalkalpen, Österreich) – eine diagenetisch geprägte Mangankarbonatvererzung. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **31**, 175–192, 8 Abb., 2 Tab., 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. Pub.*, **19**, 129–160, 8 Abb., Tulsa.
- BITTNER, A. (1882): Aus dem Halleiner Gebirge. – *Verh. Geol. R.-A.*, **13**, 235–238, Wien.
- BITTNER, A. (1883): Der Untersberg und die nächste Umgebung von Golling. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1883**, 200–204, Wien.
- BITTNER, A. (1884): Aus den Salzburger Kalkhochgebirgen – Zur Stellung der Hallstätter Kalke. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1884**, 99–113, Wien.
- BITTNER, A. (1886): Neue Petrefaktenfunde im Werfener Schiefer der Nordostalpen. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1886**, 387–390, Wien.
- BITTNER, A. (1890): Die Brachiopoden der Alpenen Trias. – *Abh. Geol. R.-A.*, **14**, 1–325, 41 Taf., Wien.
- BITTNER, A. (1892): Die Brachiopoden der Alpenen Trias. Nachtrag 1. – *Abh. Geol. R.-A.*, **17/2**, 40 S., 4 Taf., Wien.
- BLAU, J. & MEISTER, C. (1991): Liassic (Pliensbachian) Ammonites from the Lienz Dolomites (Eastern Tyrol, Austria). – *Jb. Geol. B.-A.*, **134/2**, 171–204, 17 Abb., 7 Taf., Wien.
- BLOME, C. D. (1984): Middle Jurassic (Callovian) radiolarians from carbonate concretions, Alaska and Oregon. – *Micro-paleontology*, **30/4**, 343–389, 5 Abb., 16 Taf., New York.
- BODECHTEL, J., JASKOLLA, F., KOHLHAMMER, G., TOMSCHI, H. P. & VOLK, P. (1984): Zur Tektonik des Gebietes westlich des Königssees/Berchtesgadener Alpen. – *Geol. Rundschau*, **73/1**, 337–349, 8 Abb., Stuttgart.
- BOECKELMANN, K. (1989): Werfener Schichten und Perm-Trias-Grenze in den östlichen Karnischen Alpen und Westkarawanken. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **16**, 9–10, Innsbruck.
- BÖHM, F. (1992a): Sea-level changes about the triassic-jurassic boundary and their effects on a drowning platform (Northern Calcareous Alps, Austria). – *International Symposium on Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, Dyon, France, May 1992, Abstracts*, 110–111, Dyon.
- BÖHM, F. (1992b): Mikrofazies und Ablagerungsmilieu des Lias und Dogger der Nordöstlichen Kalkalpen. – *Erlanger geol. Abh.*, **121**, 57–217, 77 Abb., 6 Tab., 11 Taf., Erlangen.
- BÖHM, F. (1994): Die Entwicklung der Salzburger Kalkalpen im Unterjura – ein Drama in zwei Akten. – *Nachr. Dt. Geol. Ges.*, **52**, 64, Hannover.
- BOLZ, H. (1965/1966): Sedimentpetrographische Untersuchungen im Dachsteinkalk (Nor-Rhät) des Kehlsteins bei Berchtesgaden. – Unveröff. Studienarb. TU Berlin, 56 S., 40 Abb., 3 Diagr., 3 Taf., Berlin.
- BOLZ, H. (1967): Zur Geologie von Kehlstein und Obersalzberg (Berchtesgadener Alpen). – Unveröff. Diplomarb. TU Berlin, 114 S., 16 Abb., 7 Fig., 3 Diagr., 2 Anl., Berlin.
- BOLZ, H. (1971): Die Zlambach-Schichten (alpine Obertrias) unter besonderer Berücksichtigung der Ostrakoden, 1: Ostrakoden der Zlambachschichten, besonders Bairdiidae. – *Senckenbergiana lethaea*, **52**, 2/3, 129–283, 34 Abb., 16 Taf., Frankfurt.
- BOLZ, H. (1974): Die Zlambach-Schichten (alpine Obertrias) unter besonderer Berücksichtigung der Ostrakoden, 2: Zur Stratigraphie und Fazies der Zlambach-Schichten. – *Senckenbergiana lethaea*, **55**, 1/5, 325–361, 2 Abb., 3 Tab., 4 Taf., Frankfurt.
- BÖSE, E. (1895): Zur Gliederung der Trias im Berchtesgadener Lande. – *N. Jb. Min. Geol. Paläont.*, **1895/1**, 218–220, Stuttgart.
- BÖSE, E. (1898): Beiträge zur Kenntniss der alpinen Trias. Die Berchtesgadener Trias und ihr Verhältnis zu den übrigen Triasbezirken der nördlichen Kalkalpen. – *Zeit. Deut. Geol. Ges.*, **L**, 468–586, 18 Taf., Berlin.

- BRANDNER, R. (1984): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. – *Jb. Geol. B. A.*, **126/4**, 435–475, 25 Abb., Wien.
- BRAUN, R. (1992): Die Geologie des nördlichen Kehlsteins – Berchtesgadener Alpen (Nördliche Kalkalpen). – Unveröff. Dipl.-Arb., Philipps-Universität Marburg, 121 S., 58 Abb., 4 Beil., Marburg.
- BRAUN, R. (1993): Die Barmsteinkalke (Kimmeridge-Berrias) der Berchtesgadener und Salzburger Kalkalpen, posttektonische, eustatisch gesteuerte Kalkturbidite. – *Geologica et Paleontologica*, **27**, 18–19, Marburg.
- BRAUN, R. (in Vorb.): Lower Jurassic radiolarian fauna of the Mt. Hohe Göll – Northern Calcareous Alps (Germany).
- BRAUN, R., KELLERBAUER, S. & ZANKL, H. (1994): Die Entwicklung des Berchtesgadener Beckens – Spiegelbild der jurassischen orogenen Prozesse. – *Nachr. deut. geol. Ges.*, **52**, 66–67, Hannover.
- BRAUN, R. & ZANKL, H. (1992a): The early Rhaetian worldwide transgression – evidence from sections of the Hohe Göll Berchtesgaden Alps; Northern Calcareous Alps). – *Profil*, **1**, 6, Stuttgart.
- BRAUN, R. & ZANKL, H. (1992b): Der Dachsteinkalk – J. Walthers Beobachtungen und die heutige Sicht. – *Nachr. deut. geol. Ges.*, **48**, 30–31, Hannover.
- BRAUN, R. & ZANKL, H. (1993): The transformation of the Tethys' northern passive to active continental margin. – Reinterpretation of the tectonic events in the Berchtesgaden and Salzburg Alps. – *Terra Nostra*, **1**, 4, Berlin.
- BUDUROV, K. J. & SUDAR, M. N. (1990): Late Triassic Conodont Stratigraphy. – *Courier Forsch.-Inst. Senckenberg*, **118**, 203–239, 1 Abb., 6 Taf., Frankfurt.
- BUDUROV, K. J., GUPTA, V. J., SUDAR, M. N. & BURLY, G. I. (1983): Triassic conodont biofacies and provinces. – *Albertiana*, **1**, 13–14, Utrecht.
- BYSTRICKY, J. (1986): Stratigraphic ranging and zonation of dasycladial algae in the Western Carpathians Mts., Triassic. – *Mineralia slov.*, **18**, 289–321, 6 Taf., Bratislava.
- CARTER, E. S., CAMERON, B. E. B. & SMITH, P. L. (1988): Lower and Middle Jurassic radiolarian biostratigraphy and systematic paleontology, Queen Charlotte Islands, British Columbia. – *Bull. Geol. Surv. Canada*, **386**, 1–235, 9 Abb., 18 Taf., Ottawa.
- CHANNEL, J. E. T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & SMATHERS, N. P. (1990): Mesozoic paleogeography of the Northern Calcareous Alps – Evidence from paleomagnetism and facies analysis. – *Geology*, **18**, 828–831, 5 Abb., Boulder.
- CHANNEL, J. E. T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & STONER, J. S. (1992): Paleomagnetism and paleogeography of the Northern Calcareous Alps (Austria). – *Tectonics*, **11/4**, 792–810, 20 Abb., 4 Tab., Washington.
- CHOQUETTE, P. & PRAY, L. (1970): Geologic nomenclature and classification of porosity in carbonate rocks. – *Bull. Amer. Ass. Petr. Geol.*, **54/2**, 207–250, 13 Abb., 3 Taf., Tulsa.
- COHEN, C. R. (1982): Model for a passive to active continental margin transition: Implications for hydrocarbon exploration. – *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **66**, 708–718, 9 Abb., Tulsa.
- DARGA, R. & SCHLAGINTWEIT, F. (1991): Mikrofazies, Paläontologie und Stratigraphie der Lerchkogelkalke (Tithon-Berrias) des Dietrichhorns (Salzburger Land, Nördliche Kalkalpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, **134/2**, 205–226, 2 Abb., 4 Tab., 4 Taf., Erlangen.
- DE WEVER, P. (1981a): Hagiastriidae, Patullibracchiidae et Spongodiscidae (Radiolaires polycystines) du Lias de Turquie. – *Rev. Micropal.*, **24/1**, 27–50, 2 Abb., 7 Tab., Paris.
- DE WEVER, P. (1981b): Nassellaria (Radiolaires polycystines) du Lias de Turquie. – *Rev. Micropal.*, **24/4**, 189–232, 2 Abb., 13 Tab., Paris.
- DE WEVER, P. (1981c): Parasaturnalidae, Pantanellidae et Sponguridae (Radiolaires polycystines) du Lias de Turquie. – *Rev. Micropal.*, **24/3**, 138–156, 3 Abb., 5 Tab., Paris.
- DE WEVER, P., GEYSSANT, J. R., AZEMA, J., DEVOS, I., DUEE, G., MANIVIT, H., & VRIELYNCK, B. (1986): La coupe de Santa Anna (Zone de Sciacca, Sicile): Une synthèse biostratigraphique des apports de macro-, micro- et nanofossiles du Jurassique Supérieur et Crétacé Inférieur. – *Rev. Micropal.*, **29/3**, 141–186, 4 Abb., 10 Tab., 4 Taf., Paris.
- DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A. (1987): Synorogenic Sedimentation on the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Ed.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 126–141, 6 Abb., 2 Tab., Deuticke Verlag, Wien.
- DECKER, K., PERESSON, H. & FAUPL, P. (1994): Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der „lateralen Extrusion“ der Zentralalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **137/1**, 5–18, 10 Abb., Wien.
- DECKER, K. & PERESSON, H. (1996): Das miozäne Königssee-Lammertal-Traunsee Blattverschiebungssystem: Kinematik, Paläospannungen und Quantifizierung der Transpression. – In: (Eds.) Amann, G., Handler, R., Kurz, W. & Steyrer, H. P. (1996): *6. Symposium Tektonik – Strukturgeologie – Kristallogenie*, Facultas-Universitätsverlag, Wien.
- DEL-NEGRO, W. (1950): Geologie von Salzburg. – 348 S., 43 Abb., 8 Taf., Tiroler Graphik, Innsbruck.
- DEL-NEGRO, W. (1972): Zur tektonischen Stellung der Hohen Göll (Salzburger Kalkalpen). – *Verh. Geol. B.-A.*, **2**, 309–314, 2 Abb., Wien.
- DEL-NEGRO, W. (1979): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung der Stadt Salzburg. – *Geol. B.-A.*, 41 S., 4 Abb., Wien.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L. P., RICOU, L.-E., KAZIM, V. G., LE PICHON, X., KNIPPER, A. L., GRANDJACQUET, C., SBORTSHIKOV, I. M., GEYSSANT, J., LEVRIER, C., PECHERSKY, D. H., BOULIN, J., SIBUET, J.-C., SAVOSTIN, L. A., SOROKHTIN, O., WESTPHAL, M., BAZHENOV, M. L., LAUER, J. P. & BIJU-DUVAL, B. (1986): Geological evolution of the Tethys Belt from the Atlantik to the Pamirs since the Lias. – *Tectonophysics*, **123**, 241–315, 4 Abb., 10 Taf., Amsterdam.
- DIERSCHKE, V. (1978): Upper Jurassic radiolarites in the Northern Calcareous Alps (Upper Austroalpine Unit). – in: CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K. (Eds.): *Alps, Apennines, Hellenides, Interunion Comm. Geodynamics scient. Rep.*, **38**, 113–117, 2 Abb., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Geotekt. Forschungen*, **58**, 217 S., 45 Abb., 1 Tab., 3 Taf., 7 Beil., Stuttgart.
- DOMMERGUES, J.-L., MEISTER, C. & BÖHM, F. (1995): New data on Austroalpine Liassic Ammonites from the Adnet Quarries and adjacent areas (Oberösterreich, Northern Calcareous Alps). – *Jb. Geol. B.-A.*, **138/2**, 161–205, 17 Abb., 10 Taf., Wien.

- DONOFRIO, D. A. & MOSTLER, H. (1978): Zur Verbreitung der Saturnalidae (Radiolaria) im Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen und Südalpen. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **7/5**, 1–55, 8 Abb., 5 Tab., 7 Taf., Innsbruck.
- DROXLER, A. W. & SCHLAGER, W. (1985): Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidity frequency in the Bahamas. – Geology, **13**, 799–802, Boulder.
- DUMITRICA, P., KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1980): Contribution to the radiolarian fauna of the Middle Triassic of the Southern Alps. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **10/1**, 1–46, 1 Abb., 15 Taf., Innsbruck.
- DUNHAM, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol., **1**, 108–121, 7 Taf., Tulsa.
- EKDALE, A. A. (1977): Abyssal trace fossils in worldwide Deep Sea Drilling Project Cores. – in CRIMES, T. P. & HARPER, J. C. (Eds.): Trace Fossils 2, 163–182, 1 Abb., 3 Taf., Seel House Press, Liverpool.
- EMBRY, A. F. & KLOVAN, E. J. (1972): Absolute water depth limits of Late Devonian paleoecological zones. – Geol. Rdsch., **61/2**, 672–686, 10 Abb., Stuttgart.
- ENOS, P. & SAMANKASSOU, E. (1996): Lofer cycles revisited. – Sediment 96 – Kurzfassung der Vorträge und Poster, 30, Wien.
- EYNATTEN, H. V. & GAUPP, R. (1995): Die chemische Analyse von Schwermineralen als Methode in der Provenanzanalyse – Beispiele aus den Ostalpen. – Sediment 1995, 10. Sedimentologentreffen, Kurzfassungen der Vorträge und Poster, 45, Freiberg.
- FABRICIUS, F. (1966): Beckensedimentation und Riffformung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tirolischen Kalkalpen. – Internat. Sed. Petr. Ser., **9**, 143 S., 24 Abb., 7 Tab., 27 Taf., Leiden.
- FABRICIUS, F., FRIEDRICHSEN, H. & JACOBSHAGEN, V. (1970): Paläotemperaturen und Paläoklima in Obertrias und Lias der Alpen. – Geol. Rdsch., **59**, 805–826, 5 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- FAHRAEUS, L. E., SLATT, R. M. & NOWLAN, G. S. (1974): Origin of carbonate pseudopellets. – J. Sed. Petrol., **44/1**, 27–29, 2 Abb., Tulsa.
- FAUPL, P. & POBER, E. (1991): Zur Bedeutung detritischer Chromspinelle in den Ostalpen: Ophiolithischer Detritus aus der Vardarsutur. – Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, **1**, 133–143, 8 Abb., Geol. B.-A., Wien.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – Geol. Rundschau, **68/1**, 93–120, 10 Abb., 2 Taf., Stuttgart.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1992): Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlations, heavy minerals, and palaeogeographic implications. – Cretaceous Research, **13**, 387–403, 5 Abb., 1 Tab., London.
- FENNINGER, A. (1966): Riffentwicklung im oberostalpinen Malm. – Geol. Rdsch., **56**, 171–185, 8 Abb., Stuttgart.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L. (1970): Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **63**, 52–141, 15 Abb., 2 Beil., 19 Taf., 1 Tab., Wien.
- FISCHER, A. G. (1962): Fossilien aus Riffformungen der alpinen Trias: *Cheilosporites* WÄHNER, eine Foraminifere. – Paläont. Z., **36**, 118–124, 2 Taf., Stuttgart.
- FISCHER, A. G. (1964): The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. – in: MERRIAM, D. F. (1964): Symposium on Cyclic sedimentation. – Bull. Geol. Surv. Kansas, **169**, 107–149, 38 Abb., Lawrence.
- FISCHER, A. G. (1965): Eine Lateralverschiebung in den Salzburger Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1965/3**, 20–33, 7 Abb., Wien.
- FISCHER, A. G. (1975): Tidal deposits, Dachstein Limestone of the North-Alpine Triassic. – in: GINSBURG, R. N. (Ed.): Tidal Deposits – A casebook of recent examples and fossil counterparts: 235–242, 3 Abb., Springer-Verlag, Berlin.
- FLÜGEL, E. (1972): Mikrofazielle Untersuchungen in der alpinen Trias, Methoden und Probleme. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreich, **21/1**, 7–64, 1 Abb., 5 Tab., 9 Taf., 1 Anl., Innsbruck.
- FLÜGEL, E. (1981): Paleoecology and facies of Upper Triassic reefs in the Northern Calcareous Alps. – SEPM Spec. Publ., **30**, 291–359, 26 Abb., 15 Tab., Tulsa.
- FLÜGEL, E. (1982): Microfacies analysis of Limestones, 633 S., 78 Abb., 58 Tab., 93 Taf., Springer-Verlag, Berlin.
- FLÜGEL, E. (1988): Fazies-Lexikon. – Arbeitsunterlagen zum interuniversitären Kompaktkurs, 137 S., Erlangen.
- FLÜGEL, E. & KIRCHMAYER, M. (1963): Typlokalität und Mikrofazies des Gutensteiner Kalkes (Anis) der nordalpinen Trias. – Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, **93**, 106–136, 7 Abb., 4 Taf., 2 Beil., Graz.
- FLÜGEL, E. & SY, E. (1959): Die Hydrozoen der Trias. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **109/1**, 1–128, 2 Abb., 3 Tab., 3 Taf., Stuttgart.
- FOLK, R. L. (1959): Practical petrographic classification of limestones. – Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., **43/1**, 1–38, 41 Abb., Tulsa.
- FOLK, R. L. (1962): Spectral subdivision of limestone types. – Amer. Ass. Petr. Geol. Mem., **1**, 62–84, 7 Abb., 1 Taf., Tulsa.
- FOREMAN, H. P. (1971): Radiolaria from DSDP LEG 20. – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, XX, 249–305, Washington.
- FRECH, F. (1890): Die Korallen der juvavischen Triasprovinzen. – Palaeontographica, **37**, 1–116, 73 Abb., 1 Tab., 21 Taf., Stuttgart.
- FRISCH, W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. – Tectonophysics, **60**, 121–139, 8 Abb., 1 Taf., Amsterdam.
- FRISCH, W. (1980): Plate motions in the Alpine region and their correlation to the opening of the Atlantic ocean. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**, 45–48, 5 Abb., Wien.
- FROH, H. J. (1976): Untersuchungen zur Rhythmik, Fazies und Geochemie des Dachsteinkalkes der Berchtesgadener Alpen (Nördliche Kalkalpen). – Unveröff. Diss. TU München, 82 S., 20 Abb., 4 Bildtaf., 9 Taf., 2 Anl., München.
- FUCHS, W. (1985): Großtektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. – Jb. Geol. B.-A., **127/4**, 571–631, 9 Abb., 1 Kte., Wien.
- FUGGER, E. (1907a): Das Blühnbachtal. – Jb. Geol. R.-A., **57**, 91–114, 9 Abb., Wien.
- FUGGER, E. (1907b): Die Salzburger Ebene und der Untersberg. – Jb. Geol. R.-A., **57**, 455–528, 6 Abb., Wien.
- FUGGER, E. (1915): Das Tennengebirge. – Jb. Geol. R.-A., **64**, 369–442, 5 Abb., 20 Taf., Wien.

- GANSS, O., KÜMEL, F. & SPENGLER, E. (1956): Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. – Wiss. Alpenvereinshefte, **15**, 3 Abb., 3 Taf., 3 Profiltaf., 1 Kte., Innsbruck.
- GANSS, O. (1974): Geologie der Berchtesgadener und Reichenhaller Alpen, 154 S., 116 Abb., Verlag Plenk, Berchtesgaden.
- GARRISON, R. E. (1964): Jurassic and early Cretaceous sedimentation in the Unken valley area, Austria. – Unveröff. Diss. Geol. Dept. Princeton, 193 S., 28 Abb., 22 Taf., Princeton.
- GARRISON, R. E. (1967): Pelagic limestones of the Oberalm beds (Upper Jurassic-Lower Cretaceous), Austrian Alps. – Bull. Canad. Petroleum Geol., **15/1**, 21–49, 8 Abb., 3 Tab., 4 Taf., Calgary.
- GARRISON, R. E. & FISCHER, A. G. (1969): Deep-water limestones and Radiolarites of the Alpine Jurassic. – SEPM Spec. Publ., **14**, 20–56, 22 Abb., Tulsa.
- GAWLICK, H.-J. (1988): Jurassische Sedimentationsdynamik als Hauptformungsprozess im unteren Lammertal zwischen Pass Lueg und Oberscheffau. – Unveröff. Dipl.-Arb. Philipps-Universität Marburg, 55 S., 15 Abb., 5 Tab., 15 Taf., 1 Anl., Marburg.
- GAWLICK, H.-J. (1992): Die früh-oberjurassischen Brekzien der Strubbergsschichten im Lammertal – Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Unveröff. Doktorarb. Philipps-Universität Marburg, 149 S., 31 Abb., Marburg.
- 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, 2 Abb., Wien.
- GAWLICK, H.-J. (1995): Revision Gutensteiner(Kalk)-Basischichten (Skyth/Anis-Grenzbereich, Nördliche Kalkalpen. – Sediment 1995, 10. Sedimentologentreffen, Kurzfassungen der Vorträge und Poster, 52–53, Freiberg.
- GAWLICK, H.-J. (1996a): Die früh-oberjurassischen Brekzien der Strubbergsschichten im Lammertal – Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **39/40**, 119–186, 31 Abb., Wien.
- GAWLICK, H.-J. (1996b): Bericht bis 1995 über stratigraphische und fazielle Untersuchungen an verschiedenen Lias-Vorkommen am Tennengebirgsnordrand auf Blatt 94 HALLEIN. – Jb. Geol. B.-A., **139/1**, 381–382, Wien.
- GAWLICK, H.-J. & KÖNIGSHOF, P. (1993): Diagenese, niedrig- und mittelgradige Metamorphose in den südlichen Salzburger Kalkalpen – Paläotemperaturabschätzungen auf der Grundlage von Conodont-Alteration-Index-(CAI) Daten. – Jb. Geol. B.-A., **136/1**, 39–48, 4 Abb., Wien.
- GAWLICK, H.-J., KRISTYN, L. & LEIN, R. (1994): Conodont Colour alteration indices: Palaeotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps – a general view. – Geol. Rdsch., **83/3**, 660–664, 2 Abb., Berlin.
- GAWLICK, H.-J., LEUSCHNER, K. & ZANKL, H. (1990): Neuinterpretation eines Querprofils durch die westliche Lammereinheit (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **133/4**, 561–566, 2 Abb., Wien.
- GAZDZICKI, A. (1975): Lower Liassic („Gresten Beds“) microfacies and foraminifers from Tatra Mts. – Acta Geol. Pol., **25/3**, 385–398, 4. Abb., 4 Taf., Warschau.
- GERMANN, K. (1972): Verbreitung und Entstehung Manganreicher Gesteine im Jura der Nördlichen Kalkalpen. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **17**, 123–151, 8 Abb., Wien.
- GILLITZER, G. (1912): Geologischer Aufbau des Reiteralpgebirges im Berchtesgadener Land. – Geogn. Jh., **25**, 161–227, 22 Abb., 3 Taf., 1 Kte., München.
- GÖKDAG, H. (1974): Sedimentpetrographische und isotochenchemische O<sup>18</sup>, C<sup>13</sup> Untersuchungen im Dachsteinkalk (Oberror – Rät) der Nördlichen Kalkalpen.–Unveröff. Dr.-Arb. Philipps-Universität Marburg, 153 S., 7 Abb., 6 Tab., 10 Diag., 33 Taf., 2 Anl., Marburg.
- GOLDHAMMER, R. K., DUNN, P. A. & HARDIE, L. A. (1990): Depositional cycles, composite sealevel changes, cycle stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing: examples from alpine triassic platform carbonates. – Bull. Geol. Am. Soc., **102**, 535–562, 23 Abb., Boulder.
- GOLEBIEWSKI, R. (1986): Neue Misikellen-Funde (Conodonta) und ihre Bedeutung für die Abgrenzung des Rhät s.str. in den Kössener Schichten. – Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **195/1–5**, 53–65, 4 Abb., Wien.
- GOLEBIEWSKI, R. (1990a): Facial and faunistic changes from Triassic to Jurassic in the Northern Calcareous Alps (Austria). – Cahiers Univ. Cath. Lyon, Sér. Sci., **3**, 175–184, 4 Abb., Lyon.
- GOLEBIEWSKI, R. (1990b): The alpine Kössen Formation, a key for European topmost correlations. – Albertiana, **8**, 25–35, 4 Abb., Utrecht.
- GOLEBIEWSKI, R. (1991): Becken und Riffe der alpinen Obertrias. – in: Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs. – Österr. Paläont. Ges., 79–119, 13 Abb., Wien.
- GOLEBIEWSKI, R. & BRAUNSTEIN, R. E. (1988): A Triassic/Jurassic boundary section in the Northern Calcareous Alps (Austria). – Ber. Geol. B.-A., **15**, 39–46, 5 Abb., Wien.
- GRANIER, B. & DELOFFRE, R. (1994): Inventaire critique des algues Dasycladales fossiles. – Rev. Palaeobiol., **12**, 19–65, Genf.
- GRILL, J. & KOZUR, H. (1986): The first evidence of the Unuma Echinatus Radiolarian zone in the Rudabánya Mts (Northern Hungary). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **13/11**, 239–275, 5 Abb., 10 Taf., Innsbruck.
- GRUBINGER, H. (1953): Geologie und Tektonik der Tennengebirgs-Südseite. – in: KUPPER, H. EXNER, C. & GRUBINGER, H. (Eds.): Skizzen zum Antlitz der Erde. Kober-Festschrift, 148–157, 2 Taf., Verlag Brüder Hollinek, Wien.
- GRUSS, H. (1958): Exhalativ-sedimentäre Mangankarbonat-lagerstätten mit besonderer Berücksichtigung der liassischen Vorkommen in den Berchtesgadener und Salzburger Alpen. – N. Jb. Mineral. Abh., **92/1**, 47–107, 26 Abb., 3 Taf., Stuttgart.
- GUEZ, J. (1995): Ammonites hettangiennes de la Gabbs Valley Range (Nevada, USA). – Mém. Geol. Lausanne, **27**, 130 S., 22 Abb., 32 Taf., Lausanne.
- GÜMBEL, C. W. (1856): Beiträge zur geognostischen Kenntnis von Vorarlberg und dem nordwestlichen Tirol. – Jb. Geol. R.-A., **7**, 1–39, 17 Abb., Wien.
- GÜMBEL, C. W. (1861): Geognostische Beschreibungen des Bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – 950 S., 25 Abb., 42 Profiltaf., 5 geol. Kt., 1 Taf., Perthes Verlag, Gotha.
- GÜMBEL, C. W. (1888): Nachträge zu der geognostischen Beschreibung des bayerischen Alpengebirgs. – Geogn. Jh., **1**, 163–185, München.

- GÜMBEL, C. W. (1894): Geologie von Bayern, Zweiter Band, Geologische Beschreibungen von Bayern. – 1184 S., Verlag Theodor Fischer, Kassel.
- GUPTA, V. J. (1983): Triassic conodonts from Ladakh and Spiti. – Schriftreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission, 5, 83–90, 6 Taf., Springer-Verlag Wien, 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, 8 Abb., Springer-Verlag, Berlin.
- HAAS, J., CSASZAR, G., KOVACS, S. & VÖRÖS, A. (1990): Evolution of the western part of the Tethys reflected by geological formations of Hungary. – Acta Geod. Geoph. Mont. Hung., 25/3–4, 325–344, 8 Abb., Budapest.
- HAAS, J., KOVACS, S., KRYSZTYN, L. & LEIN, R. (1995): Significance of Late Permian-Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine-North Pannonian domain. – Tectonophysics, 242, 19–40, 13 Abb., Amsterdam.
- HAHN, F. F. (1910): Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe, 1. und 2. Teil. – Jb. Geol. R.-A., 60, 1. Teil: 311–420, 20 Abb., 2 Taf., 2. Teil: 637–712, 16 Abb., 4 Taf., Wien.
- HAHN, F. F. (1912): Versuch zu einer Gliederung der austroalpinen Masse westlich der österreichischen Traun. – Verh. Geol. R.-A., 15, 338–344, 1 Abb., Wien.
- HAHN, F. F. (1913a): Geologie des oberen Saalachgebietes zwischen Lofer und Diesbachtal. – Jb. Geol. R.-A., 93, 1–76, 6 Abb., 2 Taf., 1 Kte., Wien.
- HAHN, F. F. (1913b): Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns, Teil I. – Mitt. Geol. Ges., 6, 238–357, 6 Abb., 3 Taf., Wien.
- HAHN, F. F. (1913c): Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns, Teil II. – Mitt. Geol. Ges., 6, 374–501, 4 Taf., Wien.
- HAHN, F. F. (1914): Ergebnisse neuer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. 3. Die Kalkalpen Südbayern. – Geol. Rdsch., 5, 112–145, 1 Abb., Leipzig.
- HAHN, H. D. (1985): Die Geologie des Hagengebirges zwischen Torrener Joch, Fagstein und Windschartenkopf (Berchtesgadener Alpen). – Unveröff. Dipl.-Arb. Philipps-Universität Marburg, 113 S., 68 Abb., 10 Anl., Marburg.
- HALLAM, A. (1981): The end-triassic bivalve extinction event. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 35, 1–44, 10 Abb., 5 Tab., Amsterdam.
- HALLAM, A. (1988): A reevaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revised Exxon curve. – SEPM Spec. Publ., 42, 261–273, 10 Abb., Tulsa.
- HALLAM, A. (1996): Recovery of the marine fauna in Europe after the end-Triassic and early Toarcian mass extinctions. – in: HART, M. B. (Ed.): Biotic recovery from mass extinction events. – Geol. Soc. Spec. Publ., 102, 231–236, 4 Abb., London.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes. – SEPM Spec. Publ., 42, 71–108, 17 Abb., 6 Beil., Tulsa.
- HARRIS, P. M., KENDALL, C. G. ST. C. & LERCHE, I. (1985): Carbonate cementation – A brief review. – SEPM Spec. Publ., 36, 79–95, 8 Abb., Tulsa.
- HAUER, F. v. (1850): Über die geognostischen Verhältnisse des Nordabhanges der nordöstlichen Alpen zwischen Wien und Salzburg. – Jb. Geol. R.-A., 1, 17–60, Wien.
- HAUER, F. v. (1853): Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. – Jb. Geol. R.-A., 4, 715–784, 8 Abb., 8 Tab., Wien.
- HAUER, F. v. (1856): Allgemeiner Bericht über die geologischen Arbeiten im Sommer 1856. – Jb. Geol. R.-A., 6, 741–749, Wien.
- HAUG, E. (1906): Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. – Bull. Soc. geol. France, 4/6, 359–422, 8 Abb., 2 Taf., 1 Tab., Paris.
- HÄUSLER, H. (1981): Über die Einstufung der Hallstätter Schollen im Bereich der westlichen Lammermasse (Salzburger Kalkhochalpen). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 27, 145–159, 2 Abb., 1 Beil., Wien.
- HEISSEL, W. (1953): Zur Stratigraphie und Tektonik des Hochkönigs (Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., 96, 344–356, 1 Abb., 1 Taf., Wien.
- HLAUSCHEK, H. (1983): Der Bau der Alpen und seine Probleme. – 630 S., 192 Abb., Enke Verlag, Stuttgart.
- HÖLDER, H. (1964): Jura. – Handbuch strat. Geol., IV, 603 S., 158 Abb., 43 Tab., Enke-Verlag, Stuttgart.
- HOHENEGGER, J. & LOBITZER, H. (1971): Die Foraminiferen-Verteilung in einem obertriadischen Karbonatplattform-Becken-Komplex der östlichen Nördlichen Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., 3, 1971/3, 458–485, Wien.
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W. (1975a): Ökologie und Systematische Stellung der Foraminiferen im gebankten Dachsteinkalk (Obertrias) des Nördlichen Toten Gebirges (Oberösterreich). – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 18, 241–276, 5 Abb., 8 Taf., Amsterdam.
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W. (1975b): Diagenetische Veränderungen bei obertriadischen Involutinidae (Foraminifera). – N. Jb. Geol. Paläont., 1975/1, 26–39, Stuttgart.
- HORI, R. & OTSUKA, T. (1989): Early Jurassic Radiolarians from the Mt. Norikuradake Area, Mino Terrane, Central Japan. – J. Geosciences Osaka City Univ., 32, 175–199, Osaka.
- HORI, R. & YAO, A. (1988): Parahsuum (Radiolaria) from the Lower Jurassic of the Inuyama Area, Central Japan. – J. Geosciences Osaka City Univ., 31, 47–61, Osaka.
- HUCKRIEDE R. (1958a): Conodonten in der mediterranen Trias. – Verh. Geol. B.-A., 4, 260–264, Wien.
- HUCKRIEDE R. (1958b): Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert. – Paläont. Z., 32/3–4, 141–175, 1 Tab., 5 Taf., Stuttgart.
- HUCKRIEDE R. (1971): Rhyncholithen-Anreicherungen (Oxfordium) an der Basis des Älteren Radiolarits der Salzburger Kalkalpen. – Geologica et Palaeontologica, 5, 131–147, 2 Abb., 1 Taf., Marburg.
- HUNT, D. & TUCKER, M. E. (1993): Sequence stratigraphy of carbonate shelves with an example from the mid-Cretaceous (Urgonian) of southeast France. – Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 18, 307–341, 23 Abb., Oxford.
- INGRAM, R. L. (1954): Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. – Bull. Geol. Soc. Am., 65, 937–938, Boulder.
- ISHIDA, K. (1983): Stratigraphy and radiolarian assemblages of the Triassic and Jurassic siliceous sedimentary rocks in Kōnose Valley, Tokushima Prefecture, Southwest Japan. – J. Sci. Tokushima Univ., XVI, 111–141, Tokushima.
- JADOUL, F., BERRA, F. & FRISIA, S. (1991): Tectonics and sealevel changes as controlling factors in the evolution of an inner carbonate platform and related intra-platform ba-

- sins: an example from the Norian of Lombardi (Southern Alps). – Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization, Abstr. vol., 123–124, Eppan.
- JAMES, N. P. (1983): Reef. – in: SCHOLLE, P. A., BEBOUT, D. G. & MOORE, Cl. H., (Eds.): Carbonate depositional environments. – Amer. Ass. Petr. Geol. Mem., **33**, 345–440, 204 Abb., Tulsa.
- JAMES, N. P. (1984): Shallowing-upward sequences in carbonates. – in: Walker, R. G. (Ed.): Geoscience Canada, Reprint Serie, **1**, 213–228, 19 Abb., St. John's.
- JAMNIK, A. & RAMOVŠ (1993): Holoturijški skleriti in konodonti v zgornejkarnijskih (tuvalskih) in norijskih apnencih osrednjih Kamniških Alp. – Geologija, **35**, 7–63, 8 Abb., 9 Taf., Ljubljana.
- JENKYN, H. C. (1971): Speculations on the genesis of crinoidal limestones in the Tethyan Jurassic. – Geol. Rdsch., **60/2**, 471–488, 9 Abb., Stuttgart.
- JURGAN, H. (1962): Zur Geologie der Watzmann-Nord-Zone. – Unveröff. Dipl.-Arb. Ludwig-Maximilians-Universität München, 62 S., 4 Abb., 5 Diagr., 11 Taf., München.
- JURGAN, H. (1969): Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. – Geol. Rdsch., **58**, 464–501, 15 Abb., Stuttgart.
- KACHROO, R. K. (1989): Uppermost Triassic Conodonts from the Kössen Formation of the Northern Calcareous Alps (Austria). – Jb. Geol. B.-A., **132/4**, 665–676, 2 Abb., 2 Taf., Wien.
- KÄPPEL, R. (1985): Geologische, mikropaläontologische und mikrofazielle Bearbeitung des Gebietes um den Hirschbichl und des Litzlkogel (Berchtesgadener Kalkalpen), unter besonderer Berücksichtigung der tirolischen Roßfeldschichten und der juvavischen Lerchkogelkalke. – Unveröff. Dipl.-Arb. Ludwig-Maximilians-Universität München, 113 S., 45 Abb., 9 Taf., 4 Beil., München.
- KELLERBAUER, S. (1988): Kartierbericht zur Geologischen Karte des Schneibstein – Rotwand Gebietes am Hagengebirgs Nordrand (Salzburger Kalkalpen). – Unveröff. Dipl.-Arb. TU München, 84 S., 43 Abb., 4 Beil., München.
- KELLERBAUER, S. (1996): Zur Geologie und Geomechanik der Salzlagerstätte Berchtesgaden Unveröff. Doktorarb. TU München, 161 S., 55 Abb., 8 Tab., 2 Beil., München.
- KENTER, J. A. M. & SCHLAGER, W. (1989): A comparison of shear strength in calcareous and siliciclastic marine sediments. – Mar. Geol., **88**, 145–152, 4 Abb., 1 Tab., Amsterdam.
- KOBER, L. (1923): Bau und Entstehung der Alpen. – 283, 102 Abb., 8 Taf., Bornträger, Berlin.
- KOEHN-ZANINETTI, L. (1969): Les Foraminifères du Trias de la Région de l'Almtal (Haute-Autriche). – Jb. Geol. B.-A. Sdb., **14**, 155, 44 Abb., 12 Taf., Wien.
- KOVACS, S. (1978): New sphinctozoan sponges from the North Hungarian Triassic. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1978/11**, 685–697, 6 Abb., Stuttgart.
- KOVACS, S. (1983): On the evolution of *excelsa*-stock in the Upper Ladinian – Carnian (Conodonta, genus *Gondolella*, Triassic). – Schriftreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission, **5**, 107–120, 1 Abb., 6 Taf., Springer-Verlag, Wien.
- KOVACS, S. (1984): Comments on the proposed Triassic time scale. – Albertiana, **2**, 6–7, Utrecht.
- KOVACS, S. & KOZUR, H. (1980): Stratigraphische Reichweite der wichtigsten Conodonten (ohne Zahnreihenconodonten) der Mittel- und Obertrias. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **10/2**, 47–78, 2 Tab., 15 Taf., Innsbruck.
- KOVACS, S., KOZUR, H. & MIETTO, P. (1980): *Gondolella pseudolonga* n. sp. (Conodontophorida), an important Lower Ladinian guide form. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **10/6**, 217–221, 1 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H. (1972): Die Conodontengattung *Metapolygnathus* HAYASHI 1968 und ihr stratigraphischer Wert. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **2/11**, 1–37, 7 Taf., 1 Tab., Innsbruck.
- KOZUR, H. (1980): Revision der Conodontenzonierung der Mittel- und Obertrias des tethyalen Faunenreichs. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **10/3–4**, 79–172, 8 Tab., Innsbruck.
- KOZUR, H. (1984): Brief comments on the Triassic time scale by I.G.C.P. – project No. 4. – Albertiana, **2**, 8–9, Utrecht.
- KOZUR, H. (1984): New Radiolarian taxa from the Triassic and Jurassic. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **13/2**, 49–88, 7 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H. (1990): Die Evolution des Meliata-Hallstatt-Ozeans – Kimmerische Orogenese in den Westkarpaten und Ostalpen? – Kurzfass. TSK III, 3. Symp. Tekst., Strukturgeol., Kristallingeol., 122–125, Graz.
- KOZUR, H. (1991a): The geological evolution at the western end of the Cimmerian ocean in the Western Carpathians and Eastern Alps. – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1991/1**, 99–121, 6 Abb., Stuttgart.
- KOZUR, H. (1991b): The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoec., **87**, 109–135, 10 Abb., 2 Taf., Amsterdam.
- KOZUR, H. & MOCK, R. (1972): Neue Holothuriensklerite aus der Trias der Slowakei. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **2/12**, 1–47, 1 Abb., 13 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOCK, R. (1974a): *Misikella posthernsteini* n. sp., die jüngste Conodontenart der tethyalen Trias. – Casopis pro mineralogii a geologii, **19/3**, 245–250, Prag.
- KOZUR, H. & MOCK, R. (1974b): Zwei neue Conodonten-Arten aus der Trias des Slowakischen Karstes. – Casopis pro mineralogii a geologii, **19/2**, 135–139, 4 Taf., Prag.
- KOZUR, H. & MOCK, R. (1985): Erster Nachweis von Jura in der Meliata-Einheit der südlichen Westkarpaten. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **13/10**, 223–238, 1 Tab., 1 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOCK, R. (1991): New Middle Carnian and Rhaetian conodonts from Hungary and the Alps. Stratigraphic importance and tectonic implications for the Buda Mountains and adjacent areas. – Jb. Geol. B.-A., **134/2**, 271–297, 1 Abb., 2 Tab., 7 Taf., Wien.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1970): Holothuriensklerite aus der Unter- und Mitteltrias des Germanischen Beckens und alpinen Raumes, sowie deren stratigraphische Bedeutung. – Festbd. Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 361–398, 1 Abb., 2 Tab., 5 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1971a): Holothuriensklerite und Conodonten aus der Mittel- und Obertrias von Köveskal (Balatonhochland, Ungarn). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **1/10**, 1–36, 6 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1971b): Probleme der Conodontenforschung in der Trias. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **1/4**, 1–19, 2 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1972a): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil I. Revision der

- Oberfamilie Coccodiscacea HAECKEL 1862 emend. und Beschreibung ihrer triassischen Vertreter. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **2**, 1–60, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1972b): Die Bedeutung der Conodonten für stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen in der Trias. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustudenten, **21**, 777–810, 2 Tab., 4 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1972c): Die Conodonten der Trias und ihr stratigraphischer Wert. I. Die „Zahnreihen-Conodonten“ der Mittel- und Obertrias. – Abh. Geol. B.-A., **28/1**, 1–36, 1 Abb., 15 Taf., Wien.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1973): Mikrofaunistische Untersuchungen der Triasschollen im Raume Csövar, Ungarn. – Verh. Geol. B.-A., **1973/2**, 291–325, 3 Abb., 6 Taf., Wien.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1979): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil III: Die Oberfamilie Actinommacea HAECKEL 1862 emend., Artiscacea HAECKEL 1882, Multiarcusellacea nov. der Spumellaria und ihrer triassischen Vertreter. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **9/1–2**, 1–132, 20 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1983): The polyphyletic origin and the classification of the mesozoic Saturniids (Radiolaria). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **13/1**, 1–47, 5 Abb., 1 Tab., 7 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1990): Saturniacea Deflandre and some other stratigraphically important Radiolaria from the Hettangian of Lenggries / Isar (Bavaria, Northern Calcareous Alps). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **17**, 179–248, 2 Tab., 17 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1991/92): Erster Paläontologischer Nachweis von Meliaticum und Süd-Rudabanyakum in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) und ihre Beziehungen zu den Abfolgen in den Westkarpaten. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **18**, 87–129, 7 Abb., 14 Taf., 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, 11 Abb., 1 Tab., 11 Taf., Wien.
- KRALIK, M. & SCHRAMM, J. M. (1994): Illit-Wachstum: Übergang Diagenese-Metamorphose in Karbonatgesteinen der Nördlichen Kalkalpen: Mineralogie und Isotopengeologie (Rb-Sr, K-Ar und C-O). – Jb. Geol. B.-A., **137/1**, 105–137, 41 Abb., 7 Tab., Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. (1970): Die Osteocrinusfazies, ein Leithorizont von Schwabcrinoiden im Oberladin – Unterkarn der Tethys. – Erdöl und Kohle, **23/12**, 781–789, 13 Abb., Hamburg.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. (1976) in: TOLLMANN, A. (1976a): Analyse des klassischen und nordalpinen Mesozoikums. – Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Deuticke Verlag, Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. (Ed.) (1994): Shallow Tethys 4 – Guidebook. – 4. Int. Symp. on Shallow Tethys, Albrechtsberg, Österreich, 171 S., 106 Abb., 12 Taf., Albrechtsberg.
- KRYSTYN, L. (1970): Zur Conodonten-Stratigraphie in den Hallstätter Kalken des Salzkammergutes (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1970/4**, 497–502, 1 Abb., 1 Tab., Wien.
- KRYSTYN, L. (1973): Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1973/1**, 112–153, 7 Abb., 5 Taf., Wien.
- KRYSTYN, L. (1974a): Zur Grenzziehung Karn-Nor mit Ammoniten und Conodonten. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 21.03.1974, 1 Abb., Wien.
- KRYSTYN, L. (1974b): Probleme der biostratigraphischen Gliederung der Alpin-Mediterranen Obertrias. – Schriftenreihe Erdw. Komm. Österr. Akad. Wiss., **2**, 137–144, 1 Abb., 1 Tab., Wien.
- KRYSTYN, L. (1980): Triassic Conodont localities of the Salzkammergut region. – Abh. Geol. B.-A., **35**, 61–98, 16 Abb., 3 Taf., Wien.
- KRYSTYN, L. (1982): Obertriassische Ammonoiten aus dem zentralnepalesischen Himalaya. – Abh. Geol. B.-A., **36**, 36 S., 17 Abb., 18 Taf., Wien.
- KRYSTYN, L. (1983): Das Epidaurus-Profil (Griechenland – ein Beitrag zur Conodonten-Standardzonierung des tethyalen Ladin und Unterkarn. – Schriftreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission, **5**, 231–258, 4 Abb., 8 Taf., Springer-Verlag Wien.
- KRYSTYN, L. (1987): Zur Rhät-Stratigraphie in den Zlam-bach-Schichten (vorläufiger Bericht). – Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **196/1–4**, 21–36, 2 Abb., Wien.
- KRYSTYN, L. (1990): A Rhaetian stage – chronostratigraphy, subdivisions and their intercontinental correlation. – Albertiana, **8**, 15–24, 3 Abb., Utrecht.
- KRYSTYN, L. (1991): Die Fossilagerstätten der alpinen Trias. – in: Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs. – Österr. Paläont. Ges., 23–78, 31 Abb., Wien.
- KÜHNEL, J. (1925): Zur tektonischen Stellung des Hohen Göll im Berchtesgadener Lande. – Geol. Rdsch, **16**, 378–383, 1 Abb., Leipzig.
- KÜHNEL, J. (1929): Geologie des Berchtesgadener Salzberges. – N. Jb. Min., Geol., Paläont., **LXI**, 447–559, 6 Abb., 6 Taf., Stuttgart.
- KUSS, J. (1983): Faziesentwicklung in proximalen Intraplattform-Becken: Sedimentation, Palökologie und Geochemie der Kössener Schichten (Ober-Trias, Nördliche Kalkalpen). – Facies, **9**, 61–172, 41 Abb., 15 Taf., 8 Tab., Erlangen.
- LACKSCHEWITZ, K., GRUTZMACHER, U. & HEINRICH, R. (1991): Paleocyanography and rotational block faulting in the Jurassic Carbonate Series of the Chiemgau Alps (Bavaria). – Facies, **24**, 1–24, 13 Abb., Erlangen.
- LACKSCHEWITZ, K., GRUTZMACHER, U., SUHR, J. & HEINRICH, R. (1989): Synsedimentäre Kippschollentektonik: Becken- und Schwellenfazies oberjurassischer Karbonate der Chiemgauer Alpen. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **16**, 163–165, 2 Abb., Innsbruck.
- LANGENSCHIEDT, E. (1981): Die Geologie zwischen Fagstein und Königssee in den Berchtesgadener Alpen. – Unveröff. Dipl.-Arb. Philipps-Universität Marburg, 155 S., 83 Abb., 4 Tab., 3 Beil., Marburg.
- LANGENSCHIEDT, E. (1994): Geologie der Berchtesgadener Berge. – 160 S., Nationalpark Berchtesgaden, Berchtesgaden.
- LANGENSCHIEDT, E. (in Vorb.): Geologische Karte von Bayern 1:25000. Erläuterungen zur Geologischen Karte des Nationalparks Berchtesgaden. – Bayr. Geol. Landesamt, München.
- LEBLING, C. (1912): Geologische Beschreibung des Lattengebirges im Berchtesgadener Land. – Geogn. Jh., **24**, 33–103, 10 Abb., 2 Taf., 1 Geol. Kte., München.

- LEBLING, C. (1914): Über die Herkunft der Berchtesgadener Schubmasse. – *Geol. Rdsch.*, **5**, 1–23, 5 Abb., Leipzig.
- LEBLING, C. (1935): Geologische Verhältnisse des Gebirges um den Königssee. – *Abh. der Geol. Landesuntersuch. am Bayer. Oberbergamt*, **20**, 7 Abb., 1 Taf., 1 geol. Kte, München.
- LEIN, R. (1985): Das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen als Beispiel eines gerichteten Sedimentationsverlaufes infolge fortschreitender Krustenausdünnung. – *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **6**, 117–128, 4 Abb., Wien.
- LEIN, R. (1987): Evolution of the Northern Calcareous Alps during Triassic times. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (1987): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 85–102, 4 Abb., Deuticke Verlag, Wien.
- LEISCHNER W. (1961): Zur Kenntnis der Mikrofauna und -flora der Salzburger Kalkalpen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **112**, 1–47, 14 Taf., Stuttgart.
- LEISS, O. (1990): Neue Aspekte zur Geodynamik und Deckenbildung als Ergebnis der Beckenanalyse von synorogenen Kreidevorkommen innerhalb der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). – *Geol. Rdsch.*, **79/1**, 47–84, 17 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- LEUCHS, K. (1927): *Geologie von Bayern. 2. Teil.* – *Hdb. Geol. Bodenschätze Dtschld.*, 2. Abt., 3. Bd., 374 S., Bornträger, Berlin.
- LEUSCHNER, K. (1989): Der Gollinger Schwarzenberg – Teil eines jurassischen Gleitschollenschwarms. – *Unveröff. Dipl.-Arb. Philipps-Universität Marburg*, 66 S., 22 Abb., 2 Tab., 15 Taf., 12 Beil., Marburg.
- LILL V. LILIENBACH, A. (1830): Ein Durchschnitt aus den Alpen mit Hindeutung auf die Karpathen. – *Leonhard Jb. Mineral. Geogn. ect.*, **1**, 153–220, 3 Taf., Heidelberg.
- LILL V. LILIENBACH, A. (1833): Ein zweiter Durchschnitt aus den Alpen (Eine geognostische Parallele zu dem Durchschnitt der Salzburger Alpen im ersten Jahrgang des Jahrbuches). – *N. Jb. Min. Geogn. Geol. Und Petrefaktenkunde*, **1833**, 1–37, 1 Taf., Stuttgart.
- LIPOLD, M. (1854): Der Salzberg am Dürnberg nächst Hallein. – *Jb. Geol. R.-A.*, **5**, 590–610, 6 Abb., 1 geol. Kte., Wien.
- LOBITZER, H., BODROGI, I. & FILACZ, E. (1994): Lebensspuren der Oberalmer-, Schrambach- und Roßfeld Formation (Oberjura/Unterkreide) der Salzburger Kalkalpen. – *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Teil 2*, 285–322, 2 Abb., 2 Tab., 12 Taf., *Geol. B.-A.*, Wien.
- LOGAN, B. W., REZAK, R. & GINSBURG, R. N. (1964): Classification and environmental significance of algal stromatolites. – *J. Geol.*, **72/1**, 68–83, 5 Abb., Chicago.
- LONGMAN, M. W. (1980): Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. – *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **64/4**, 461–487, 18 Abb., Tulsa.
- LONGMAN, M. W. (1981): A process approach to recognizing facies of reef complexes. – *SEPM Spec. Publ.*, **30**, 9–40, 18 Abb., 4 Tab., Tulsa.
- MANDL, G. W. & ONDREJICKOVA, A. (1991): Über eine triadische Tiefwasserfazies (Radiolarite, Tonschiefer) in den Nördlichen Kalkalpen – ein Vorbericht. – *Jb. Geol. B.-A.*, **134/2**, 309–318, 2 Abb., Wien.
- MANDL, G. W. & ONDREJICKOVA, A. (1993): Radiolarien und Conodonten aus dem Meliatikum im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **136/4**, 841–871, 3 Abb., 10 Taf., Wien.
- MATSUOKA, A. (1983): Middle and Late Jurassic Radiolarian Biostratigraphy in the Sakawa and Adjacent Areas, Shikoku, Southwest Japan. – *J. Geosciences Osaka City Univ.*, **26**, 1–48, Osaka.
- MATSUOKA, A. (1984): Late Jurassic Four-Segmented Nassellarians (Radiolaria) from Shikoku, Japan. – *J. Geosciences Osaka City Univ.*, **27**, 143–153, Osaka.
- MATSUOKA, A. & Yao, A. (1985): Latest Jurassic Radiolarians from the Torinosu Group in Southwest Japan. – *J. Geosciences Osaka City Univ.*, **28**, 125–145, Osaka.
- MAZZULLO, S. J., BISCHOFF, W. D. & LOBITZER, H. (1990): Diagenesis of radial fibrous calcites in a subunconformity, shallow-burial setting: Upper Triassic and Liassic, Northern Calcareous Alps, Austria. – *Sedimentology*, **37**, 407–425, 10 Abb., Oxford.
- MEISCHNER, K.-D. (1964): Allodapische Kalke, Turbidite in ruff-nahen Sedimentations-Becken. – *Dev. Sediment.*, **3**, 156–191, 5 Abb., 3 Taf., 1 Tab., Amsterdam.
- MEISTER, C. & BÖHM, F. (1993): Austroalpine Liassic Ammonites from the Adnet Formation (Northern Calcareous Alps). – *Jb. Geol. B.-A.*, **136/1**, 163–211, 14 Abb., 9 Taf., Wien.
- MERZ, M. (1987): Geologische Aufnahme des MAB-6-Testgebietes Ramsau: Östlicher Teil. – *Unveröff. Dipl.-Arb. Philipps-Universität Marburg*, 98 S., 46 Abb., 6 Beil., 1 geol. Kte, Marburg.
- MICHAEL, J. (1989): Die Geologie des südwestlichen Untersberges. – *Unveröff. Dipl.-Arb. Philipps-Universität Marburg*, 68 S., 37 Abb., 5 Beil., Marburg.
- MIETTO, P. & PETRONI, M. (1981): The Ladinian platform conodonts in the Campogrosso Section (Recoarno Area – NE Italy) and their stratigraphic significance. – *Riv. Ital. Paleont.*, **86/3**, 543–562, 2 Abb., 1 Tab., Mailand.
- MIZUTANI, S., NISHIYAMA, H. & ITO, T. (1982): Radiolarian Biostratigraphic Study of the Shimanto Group in the Nanto-Nansei Area, Mie Prefecture, Kii Peninsula, Central Japan. – *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, **30**, 31–107, Nagoya.
- MOORE, R. C. (Ed.) (1957): *Treatise on invertebrate paleontology. Part L, Mollusca 4*, 490 S., 558 Abb., University Kansas Press, Kansas.
- MOJSISOVICS, E. v. (1868): Petrefacten-Suiten aus den Umgebungen von Hallstatt und Aussee. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1868**, 15, Wien.
- MOJSISOVICS, E. v. (1903): Übersicht über die geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes. – in: DIENER, C.: *Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes.* – 383–391, 1 Abb., Verlag Tempsky und Freytag, Wien.
- MOJSISOVICS, E. v. (1905): Erläuterung zur Geologischen Karte Ischl und Hallstatt. – *Geol. R.-A.*, 60 S., 1 Geol. Kte., Wien.
- MOSHER, L. C. (1968a): Triassic conodonts from western North America and Europe and their correlation. – *J. Paleont.*, **42**, 895–946, 14 Abb., 6 Taf., Menasha.
- MOSHER, L. C. (1968b): Evolution of triassic platform conodonts. – *J. Paleont.*, **42**, 947–954, 8 Abb., 2 Taf., Menasha.
- MOSHER, L. C. (1970): New conodont species as Triassic guide fossils. – *J. Paleont.*, **44/4**, 737–742, 1 Abb., 1 Taf., Tulsa.
- MOSHER, L. C. (1973): Triassic conodonts from British Columbia and the Northern Arctic Islands. – *Geol. Surv. Canada Bull.*, **222**, 141–193, 5 Tab., 4 Taf., Ottawa.

- MOSHER, L. C. & CLARK, D. L. (1965): Middle Triassic conodonts from the Prida Formation of Northwestern Nevada. – *J. Paleont.*, **39/4**, 551–565, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Menasha.
- MOSTLER, H. (1968): Holothurien-Sklerite und Conodonten aus dem Schreyeralmkalk (Anisium) der Nördlichen Kalkalpen (Oberösterreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1968/1–2**, 54–65, 2 Taf., Wien.
- MOSTLER, H. (1970): Über einige Holothurien-Sklerite aus der süd- und nordalpinen Trias. – *Festbd. Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck*, 339–360, 2 Taf., Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1971): Holothuriensklerite aus anisischen, karnischen und norischen Hallstätterkalken. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **1/9**, 1–35, 27 Abb., 5 Taf., Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1971): Ophiuren-skelettelemente (äussere Skelettanhänge) aus der Trias. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **1/4**, 1–19, 2 Taf., Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1972a): Die stratigraphische Bedeutung von Crinoiden-, Echiniden- und Ophiuren-Skelettelementen in triassischen Karbonatgesteinen. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **21**, 711–728, 3 Abb., 3 Taf., Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1972b): Holothuriensklerite der alpinen Trias und ihre stratigraphische Bedeutung. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **21**, 729–744, 6 Abb., Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1978): Ein Beitrag zur Mikrofauna der Pötschenkalke an der Typokalität unter besonderer Berücksichtigung der Poriferenspiculae. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **7/3**, 1–28, 4 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Innsbruck.
- MOSTLER, H. & KRAINER, K. (1993): Neue Ophiuren aus liassischen Slope-Sedimenten der Nördlichen Kalkalpen in der Umgebung von Lofer (Salzburg). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **19**, 29–47, 2 Abb., 6 Taf., Innsbruck.
- MOSTLER, H. & ROßNER, R. (1984): Mikrofazies und Paläökologie der höheren Werfener Schichten (Untertrias) der Nördlichen Kalkalpen. – *Facies*, **10**, 87–144, 16 Abb., 7 Taf., 1 Tab., Erlangen.
- MOSTLER, H., SCHEURING, B. & URLICHS, M. (1978): Zur Mega-, Mikrofauna und Mikroflora der Kössener Schichten (alpine Obertrias) vom Weißloferbach in Tirol unter besonderer Berücksichtigung der in der *suessi*- und *marshi*-Zone auftretenden Conodonten. – *Österr. Akad. Wissensch., Schrift. Erdwissensch. Komm.*, **4**, 141–174, 3 Abb., 3 Taf., 1 Tab., Wien.
- MOUSSAVI, R. (1985): Die Geologie des mittleren Abschnitts der Torrener-Joch-Zone zwischen Jenner Bergstation und Oberjoch Alm (auf österreichischer Seite). – *Unveröff. Dipl.-Arb. Philipps-Universität Marburg*, 122 S., 54 Abb., 3 Beil., Marburg.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W. U. & TOSCHEK, P. H. (1969): Karbonatsedimentologische Arbeitsgrundlagen (Begriffe, Erläuterungen, Hinweise). – *Veröff. Univ. Innsbruck*, **8**, *Alpenkundliche Studien*, **4**, 32 S., 3 Taf., Innsbruck.
- NARDIN, T. R., HEIN, F. J., GORSLINE, D. S. & EDWARDS, B. D. (1979): A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. – *SEPM Spec. Publ.*, **27**, 61–73, 3 Tab., Tulsa.
- NEUBAUER, F. (1994): Kontinentkollision in den Ostalpen. – *Geowissenschaften*, **12/5–6**, 136–140, 6 Abb., Berlin.
- NEWELL, N. D., PURDY, E. G. & IMBRIE, J. (1960): Bahamian oolitic sands. – *J. Geol.*, **68/5**, 481–497, 3 Abb., 4 Taf., Chicago.
- NOCCHI, M. (1992): Associazioni a foraminiferi bentinici del bacino umbro-marchigiano (Appennino centrale) durante il Lias. – *Paleopelagos*, **2**, 37–53, 5 Abb., 1 Taf., Rom.
- NOWAK, J. (1911): Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. – *Anz. Akad. Wiss. Krakau*, 57–112, 11 Abb., 3 Taf., Krakau.
- OETKEN, S. (1989): Faziesentwicklung und Tektonik im Bereich des Untersbergsüdrandes. – *Unveröff. Dipl.-Arb. Philipps-Universität*, 74 S., 44 Abb., 1 Beil., Marburg.
- OHLEN, H. R. (1959): The Steinplatte reef complex of the Alpine Triassic (Rhaetian) of Austria. – *Unveröff. Diss. Princeton Univers.*, 122 S., 7 Abb., 20 Taf., Princeton.
- ORCHARD, M. J. (1983): *Epigondolella* populations and their phylogeny and zonation in the Upper Triassic. – *Fossils and Strata*, **15**, 177–191, 15 Abb., Oslo.
- ORCHARD, M. J. (1991): Late Triassic conodont biochronology and biostratigraphy of the Kunga Group, Queen Charlotte Islands, British Columbia. – *Geol. Surv. Canada*, **90**, 173–193, 12 Abb., 4 Taf., Vancouver.
- OTHOLT, D. (1987): Die Geologie zwischen Königsseer Ache, der Scharitzkehl und dem Hohen Brett in den Berchtesgadener Alpen. – *Unveröff. Dipl.-Arb. Philipps-Universität Marburg*, 97 S., 35 Abb., 3 Beil., Marburg.
- OTT, E. (1967): Dasycladaceen (Kalkalgen) aus der nordalpinen Obertrias. – *Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.*, **7**, 205–226, 5 Abb., 1 Tab., 2 Taf., München.
- OTT, E. (1972): Die Kalkalgen-Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichung an die Ammoniten-Chronologie. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **141**, 81–115, 2 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- OTT, E. (1974): Algae (Dasycladaceae). – *Catalogus fossilium Austriae*, **17 b**, 64 S., 4 Tab., Springer-Verlag, Wien.
- OZVOLDOVA, L. & FAUPL, P. (1993): Radiolarien aus kieseligem Schichtgliedern des Juras der Grestener und Ybbsitzer Klippenzone (Ostalpen, Niederösterreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **136/2**, 479–494, 6 Abb., 5 Taf., Wien.
- PAK, E. & SCHAUBERGER (1981): Die geologische Datierung der ostalpinen Salzlagerstätten mittels Schwefelisotopenuntersuchungen. – *Verh. Geol. B.-A., Jahrgang 1981/2*, 185–192, 7 Tab., Wien.
- PEARSON, D. A. B. (1977): Rhaetian brachiopods of Europe. – *N. Denkschr. Naturhist. Mus. Wien*, **1**, 1–85, 22 Abb., 7 Taf., Wien.
- PERESSON, H. & DECKER, K. (1996): Die Dynamik der nördlichen Ostalpen: Paläospannungen während der tertiären Kontinent-Kontinent Kollision. – In: (Eds.) Amann, G., Handler, R., Kurz, W. & Steyrer, H. P. (1996): 6. Symposium Tektonik – Strukturgeologie – Kristallingeologie, 328–330, *Facultas-Universitätsverlag*, Wien.
- PESSAGNO, E. A. (1977a): Upper Jurassic radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges. – *Micropaleontology*, **23/1**, 56–113, 4 Abb., 12 Taf., New York.
- PESSAGNO, E. A. (1977b): Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of the Great Valley sequence and San Franciscan complex, California Coast Ranges. – *Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Spec. Publ.*, **15**, 5–87, 8 Abb., 12 Taf., Washington.
- PESSAGNO, E. A., BLOME, C. D., MEYERHOFF HULL, D. & SIX, W. M. (1993): Jurassic radiolaria from the Josephine ophiolite and overlying strata, Smith River subterranean (Klamath Mountains), northwestern California and south-

- western Oregon. – *Micropaleontology*, **39/2**, 93–166, 32 Abb., 8 Taf., New York.
- PESSAGNO, E. A. & MIZUTANI, S. (1992): Radiolarian biozones of North America and Japan. – in: Westermann, G. E. G. (Ed.): *The Jurassic of the Circum-Pacific*, 293–295, 578–583, 1 Abb., 3 Taf., Cambridge University Press, New York.
- PESSAGNO, E. A. & POISSON, A. (1979): Lower Jurassic Radiolaria from the Gümüşlü allochthon of Southwestern Turkey. – *Bull. Min. Res. Expl. Inst. Turkey*, **92**, 47–69, 2 Abb., 1 Tab., 15 Taf., Ankara.
- PESSAGNO, E. A., SIX, W. M. & YANG, Q. (1989): The Xiphostyliidae HAECKEL and Parvivaccidae, n. fam. (Radiolaria) from the North American Jurassic. – *Micropaleontology*, **35/3**, 193–255, 10 Abb., 10 Taf., New York.
- PESSAGNO, E. A. & WHALEN, P. A. (1982): Lower and Middle Jurassic Radiolaria (multicyrtid Nassellariina) from California, east-central Oregon and Queen Charlotte Islands, B.C. – *Micropaleontology*, **28/2**, 111–169, New York.
- PIA, J. (1923): Geologische Skizze der Südwestecke des Steinernen Meeres bei Saalfelden mit besonderer Rücksicht auf die Diploporengesteine. – *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl.*, **132**, 35–79, 1 Abb., 1 Taf., 1 Kte, Wien.
- PIA, J. (1930): *Grundbegriffe der Stratigraphie*. – 252 S., 3 Abb., Deuticke Verlag, Leipzig.
- PICHLER, H. (1963): Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Roßfeld und Markt Schellenberg im Berchtesgadener Land. – *Beih. zum Geol. Jb.*, **48**, 129–204, 5 Abb., 6 Taf., 3 Tab., Hannover.
- PICKERING, K., HISCOTT, R. & HEIN, F. J. (1989): *Deep marine Environments*. – 416 S., Unwin Hyman, London.
- PICKERING, K., STOW, D., WATSON, M. & HISCOTT, R. (1986): *Deep-Water Facies, Processes and Models: A Review and Classification Scheme for Modern and Ancient Sediments*. – *Earth-Science Reviews*, **23**, 75–174, 52 Abb., 2 Tab., Amsterdam.
- PILLER, W. E. (1978): Involutinacea (Foraminifera) der Trias und des Lias. – *Beitr. Paläont. Österreich*, **5**, 1–165, 16 Abb., 23 Taf., Wien.
- PILLER, W. E. (1981): The Steinplatte reef complex, part of an Upper Triassic carbonate platform near Salzburg, Austria. – *SEPM Spec. Publ.*, **30**, 261–290, 23 Abb., Tulsa.
- PILLER, W. E. & LOBITZER, H. (1979): Die obertriassische Karbonatplattform zwischen Steinplatte (Tirol) und Hochkönig (Salzburg). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1979/2**, 171–180, 3 Abb., Wien.
- PIROS, O., MANDL, G. W., LEIN, R., PAVLIK, W., BERCI-MAKK, A., SIBLIK, M. & LOBITZER, H. (1994): Dasycladaceen-Assoziationen aus triadischen Seichtwasserkarbonaten des Ostabschnitts der Nördlichen Kalkalpen. – *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn*, **2**, 343–362, 4 Abb., 3 Taf., Geol. B.-A., Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1955): Zur Geologie des Kalkalpenabschnittes vom Torrener Joch zum Ostfuß des Untersberges; die Göllmasse und die Halleiner Hallstätter Zone. – *Jb. Geol. B.-A.*, **XCVIII/1**, 93–144, 5 Abb. 3 Taf., Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1968): Die Hallstätter Deckscholle östlich von Kuchl/Salzburg und ihre in das Aptien reichende Roßfeldschichten-Unterlage. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1968**, 80–86, 2 Abb., 1 Kte., Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1976): Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein-Berchtesgaden. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **151/3**, 304–324, 7 Abb., Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1982): Geologische Karte und Erläuterungen zu Blatt 95 St. Wolfgang. – *Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000*, Geol. B.-A., 17 Abb., 2 Taf., Geol. B.-A., Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1983): Salzburger Kalkalpen. – *Sammlung Geologischer Führer*, **73**, 144 S., 34 Abb., 3 Taf., 2 Kt., Verlag Bornträger, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1984): Zum Nachweis jurassisch-kretazischer Eingleitungen von Hallstätter Gesteinsmassen beiderseits des Salzach-Quertales (Salzburg). – *Geol. Rdsch.*, **73/1**, 293–306, 3 Abb., Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich, **94** Hallein, 1:50.000. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1990): Erläuterungen zu Blatt 94 Hallein. – *Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000*, Geol. B.-A., 8 Abb., 2 Taf., Geol. B.-A., 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.*, **77/3**, 641–670, 16 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- PRINZINGER, H. (1855): Geologische Skizzen aus der Umgebung des Salzbergwerkes zu Hall in Tirol. – *Jb. Geol. R.-A.*, **6**, 328–350, 15 Abb., Wien.
- RADOICIC, R. (1966): Microfacies du Jurassique des Dinarides externes de la Yougoslavie. – *Geologija, Razprave in Porocila*, **9**, 5–377, 1 Abb., 165 Taf., 11 Tab., Ljubljana.
- RAKUS, M. (1993): Early liassic ammonites from the Steinplatte-Kammerköhralm area (Northern Calcareous Alps/Salzburg). – *Jb. Geol. B.-A.*, **136/4**, 919–932, 18 Abb., 2 Taf., Wien.
- RAMALHO, M. M. (1971): Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique Supérieur et du Crétacé Inférieur des Environs de Lisbonne (Portugal). – *Mem. Serv. Geol. Port.*, **19**, 1–212, 9 Abb., 8 Tab., 39 Taf., Lissabon.
- RATSCHBACHER, L., MERLE, O., DAVY, P. & COBBOLD, P. (1991a): Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 1: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. – *Tectonics*, **10/2**, 245–256, 8 Abb., Washington.
- RATSCHBACHER, L., MERLE, O., DAVY, P. & COBBOLD, P. (1991b): Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 1: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. – *Tectonics*, **10/2**, 257–271, 8 Abb., 1 Tab., Washington.
- REMANE, J. (1985): Calpionellids. – In: BOLLI H. M., SAUNDERS, J. B. & PERCH-NIELSEN, K. (Eds.): *Plankton Stratigraphy*, 555–572, 18 Abb., Cambridge University Press, Cambridge.
- RICHTER, D. K. & FÜCHTBAUER, H. (1981): Merkmale und Genese von Breccien und ihre Bedeutung im Mesozoikum von Hydra (Griechenland). – *Z. dtsh. Geol. Ges.*, **132**, 451–501, 9 Abb., 3 Tab., 5 Taf., Hannover.
- RICHTHOFEN, F. F. v. (1859): Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. 1. Abth. – *Jb. Geol. R.-A.*, **10**, 72–137, 12 Prof., 2 Taf., Wien.
- RIECHE, J. (1971): Die Hallstätter Kalke der Berchtesgadener Alpen. – *Unveröff. Doktorarb.*, TU Berlin, 173 S., 49 Abb., 1 Taf., Berlin.
- RIEDEL, P. (1991): Korallen in der Trias der Tethys: Stratigraphische Reichweiten, Diversitätsmuster, Entwicklungstrends und Bedeutung als Rifforganismen. – *Mitt. Ges.*

- Geol. Bergbaustud. Österr., **37**, 97–118, 6 Abb., 1 Tab., Innsbruck.
- RISCH, H. (1983): Geologische Karte von Bayern 1:25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 8343 Berchtesgaden West. – Bayr. Geol. L.-A., 132 S., 23 Abb., 8 Tab., 3 Beil., 1 Kte., 1 Profiltaf., München.
- ROBERTSON, A. H. F. (1994): Role of the tectonic facies concept in orogenic analysis and its application to Tethys in the Eastern Mediterranean region. – *Earth-Science Reviews*, **37**, 139–213, 49 Abb., 6 Tab., Amsterdam.
- RÖHL, U., DUMONT, T., VON RAD, U., MARTINI, R. & ZANNETTI, L. (1991): Upper Triassic carbonates off Northwest Australia (Wombat Plateau, ODP Leg 122). – *Facies*, **25**, 211–252, 20 Abb., 7 Taf., Erlangen.
- ROSS, D. J. (1991): Botryoidal High-Magnesium Calcite marine cements from the Upper Cretaceous of the Mediterranean Region. – *SEPM*, **61/3**, 349–353, 5 Abb., Tulsa.
- RÜST, H. (1885): Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura. – *Palaeontographica*, **31**, 271–321, 20 Taf., Stuttgart.
- RÜST, H. (1898): Neue Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura und der Kreide. – *Palaeontographica*, **45**, 1–67, 19 Taf., Stuttgart.
- SADATI, S.-M. (1981): Die Hohe Wand: Ein obertriadisches Lagunen-Riff am Ostende der Nördlichen Kalkalpen (Niederösterreich). – *Facies*, **6**, 191–264, 15 Abb., 13 Taf., 10 Tab., Erlangen.
- SALAJ, J., BORZA K. & SAMUEL, O. (1983): Triassic foraminifers of the West Carpathians, 527 S., 23 Abb., 157 Taf., Bratislava.
- SANDBERG, P. (1985): Aragonite cements and their occurrence in ancient limestone. – *SEPM Spec. Publ.*, **36**, 33–59, 11 Abb., Tulsa.
- SANDER, B. (1936): Beiträge zur Kenntnis von Anlagerungsgefügen (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias). – *Min. Petrogr. Mitt.*, **48**, 27–139, 36 Abb., 7 Tab., Leipzig.
- SANFILIPPO, A. & RIEDEL, W. R. (1985): Cretaceous radiolaria. – In: BOLLIGER, H. M., SAUNDERS, J. B. & PERCHNIELSEN, K. (Eds.): *Plankton Stratigraphy*. – 573–630, 14 Abb., Cambridge University Press, Cambridge.
- SATTERLEY, A. K. (1994): Sedimentology of the Upper Triassic Reef Complex at the Hochkönig Massif (Northern Calcareous Alps, Austria). – *Facies*, **30**, 119–150, 10 Abb., 8 Taf., Erlangen.
- SATTERLEY, A. K. (1996a): Cyclic carbonate sedimentation in the Upper Triassic Dachstein Limestone, Austria: The role of patterns of sediment supply and tectonics in a platform-reef-basinsystem. – *J. Sed. Res.*, **66/2**, 307–323, 19 Abb., Tulsa.
- SATTERLEY, A. K. (1996b): The interpretation of cyclic successions of the Middle and Upper Triassic of the Northern and Southern Alps. – *Earth-Science Reviews*, **40**, 181–207, 17 Abb., Amsterdam.
- SATTERLEY, A. K. & BRANDNER, R. (1995): Evidence bearing on the genesis of Lofer cycles of the Dachstein Limestone, Northern Calcareous Alps, Austria. – *Geol. Rdsch.*, **84/2**, 287–292, 7 Abb., Berlin.
- SCHAAF, A. (1985): Un nouveau canevas biochronologique Crétacé Inférieur et Moyen: Les biozones à radiolaires. – *Sci. Géol. Bull.*, **38/3**, 227–269, Strasburg.
- SCHÄFER, K. (1969): Vergleichs-Schaubilder zur Bestimmung des Allochemgehalts bioklastischer Karbonatgesteine. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1969/3**, 173–184, 9 Abb., Stuttgart.
- SCHÄFER, P. (1979): Fazielle Entwicklung und Palökologische Zonierung zweier obertriadischer Riffstrukturen in den Nördlichen Kalkalpen („Oberrhät“-Riffkalke, Salzburg). – *Facies*, **1**, 3–245, 46 Abb., 21 Taf., 18 Tab., Erlangen.
- SCHÄFER, P. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1978): Neue Korallen (Scleractinia) aus Oberrhät-Riffkalken südlich von Salzburg (nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Senckenbergiana lethaea*, **59**, 1/3, 117–135, 5 Abb., 3 Taf., Frankfurt.
- SCHÄFER, P. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1979): Die Häufigkeitsverteilung der Foraminiferen in drei oberrhätischen Riff-Komplexen der Nördlichen Kalkalpen (Salzburg, Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1979/2**, 73–96, 2 Abb., 4 Taf., Wien.
- SCHÄFER, P. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1979): Neue Kalkschwämme und ein Problematikum (*Radiomura cautica* n. g., n. sp.) aus Oberrhät-Riffen südlich von Salzburg (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **70**, 17–42, 2 Abb., 1 Tab., 7 Taf., Wien.
- 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, 10 Abb., 2 Tab., Tulsa.
- SCHAFHÄUTL, C. E. (1851): Geognostische Untersuchungen des südbayerischen Alpengebirges. – 208 S., 44 Taf., 2 Tab., 1 Kte., Literarisch-artistische Anstalt, München.
- SCHANG, H. (1983): Die Geologie des Jenners zwischen Königssee und Torrener Joch (Berchtesgadener Alpen). – Unveröff. Dipl.-Arb. Philipps-Universität Marburg, 124 S., 93 Abb., 4 Beil., Marburg.
- SCHLAGER, M. (1930): Zur Geologie des Untersberges bei Salzburg. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1930**, 245–255, 1 geol. Kte., Wien.
- SCHLAGER, M. (1956): Geologische Studien im Tauglboden. – *Mitt. natwiss. Arb.-gem. Haus Natur Salzburg*, **7**, 25–45, 1 Abb., Salzburg.
- SCHLAGER, W. (1967a): Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse (Österreich). II. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **17**, 205–282, 8 Abb., 3 Taf., Wien.
- SCHLAGER, W. (1967b): Hallstätter und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1967**, 50–70, 3 Taf., Wien.
- SCHLAGER, W. (1970): Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätterkalcken der Ostalpen. – *Geol. Rdsch.*, **59**, 289–308, 8 Abb., Stuttgart.
- SCHLAGER, W. & SCHLAGER, M. (1973): Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglboden-Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). – *Sedimentology*, **20**, 65–89, 13 Abb., Amsterdam.
- SCHLAGER, W. UND SCHÖLLNBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – *Mitt. Geol. Ges.*, **66-67**, 165–193, 2 Abb., Wien.
- SCHLAGER, W., REIJMER, J. J. G. & DROXLER, A. (1994): Highstand shedding of carbonate platforms. – *J. Sed. Res.*, **B64/3**, 270–281, 11 Abb., Lawrence.
- SCHLAGINTWEIT, O. (1919): Über fossilführende rhätische Mergel am Hochkalter. – *Geogn. Jh.*, **29-30**, 321–323, 1 Abb., München.

- SCHLEGELMILCH, R. (1992): Die Ammoniten des süddeutschen Lias. – 241 S., 22 Abb., 58 Taf., Fischer Verlag, Stuttgart.
- SCHMEDES, E. (1979): Die seismische Aktivität im Raum Bad Reichenhall. – Geol. Jb., **22**, 91-101, 4 Abb., 1 Tab., Hannover.
- SCHMIDT, T. & BLAU, J. (1989): Der Unterlias der Lienzer Dolomiten: ein Beispiel syntektonischer Sedimentation auf einem passiven Kontinentalrand. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **16**, 185-187, 2 Abb., Innsbruck.
- SCHMIDT, T., BLAU, J. & KAZMER, M. (1989): 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, 12 Abb., Amsterdam.
- SCHMOLIN, J. (1978): Zur Geologie des Gebietes südlich des Grünsees (Steinernes Meer). – Unveröff. Dip.-Arb., Inst. f. Geol. TU München, 100 S., 32 Abb., 2 Tab., 2 Ktn., München.
- SCHÖLL, W. U. & WENDT, J. (1971): Obertriadische und jurassische Spaltenfüllungen im Steinernen Meer (Nördliche Kalkalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **139/1**, 82-98, 10 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- SCHOLLE, P. A. (1978): A color illustrated guide to carbonate rock constituents, textures, cements and porosities. – Amer. Ass. Petr. Geol. Mem., **27**, 241, Tulsa.
- SCHOLLE, P. A., BEBOUT, D. G. & MOORE, Cl. H., Eds. (1983): Carbonate depositional environments. – Amer. Ass. Petr. Geol. Mem., **33**, 708 S., Tulsa.
- SCHRAMM, J. M., TICHY, G. & VETTERS, W. (1979): Bericht 1978 über geologische Aufnahmen am Südrand des Steinernen Meeres (Nördliche Kalkalpen) auf Blatt 124, Saalfelden. – Verh. Geol. B.-A., **1979/1**, A 121-122, Wien.
- SCHULER, G. (1968): Lithofazielle, sedimentologische und paläontologische Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Salzach (Nördliche Kalkalpen. – Erlanger Geol. Abh., **71**, 60 S., 18 Abb., 4 Taf., Erlangen.
- SCHWARZACHER, W. & HAAS, J. (1986): Comparative statistical analysis of some Hungarian and Austrian Upper Triassic peritidal carbonate sequences. – Acta Geol. Hung., **29**, 175-196, 6 Abb., 4 Taf., Budapest.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1996a): Zur Geodynamik und strukturellen Entwicklung der zentralen Nördliche Kalkalpen (Ostalpen). – In: (Eds.) Amann, G., Handler, R., Kurz, W. & Steyrer, H. P. (1996): 6. Symposium Tektonik – Strukturgeologie – Kristallogenie, 395-397, Facultas-Universitätsverlag, Wien.
- SCOFFIN, T. P. (1987): An introduction to carbonate sediments and rocks, 274 S., Blackie, Glasgow.
- SELLWOOD, B. W. (1986): Shallow-marine carbonate environments. – in: READING, H. G. (Ed.): Sedimentary environments and facies (2nd ed.), 283-342, 69 Abb., Blackwell, Oxford
- SENOWBARI-DARYAN, B. (1978): Neue Sphinctozoen (segmentierte Kalkschwämme) aus „oberrhätischen“ Riffkalcken der nördliche Kalkalpen (Hintersee/Salzburg). – Senckenbergiana lethaea, **59**, 4/6, 205-227, 4 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Frankfurt.
- SENOWBARI-DARYAN, B. (1980): Fazielle und paläontologische Untersuchungen in oberrhätischen Riffen (Feichtenstein- und Gruberriff bei Hintersee, Salzburg, Nördliche Kalkalpen). – Facies, **3**, 1-237, 21 Abb., 29 Taf., 21 Tab., Erlangen.
- SENOWBARI-DARYAN, B. (1990): Die systematische Stellung der thalamiden Schwämme und ihre Bedeutung in der Erdgeschichte. – Münchner Geow. Abh., A **21**, 326 S., 70 Abb., 63 Taf., 18 Tab., München.
- SENOWBARI-DARYAN, B. & FLÜGEL, E. (1996): A 'problematic fossil' revealed: *Pycnoporidium? eomesozoicum* FLÜGEL 1972 (Late Triassic, Tethys) – not an enigmatic alga but a strophomenid brachiopod (*Gosaukammerella n.g.*). – Facies, **34**, 83-100, 3 Abb., 7 Taf., 1 Tab., Erlangen.
- SENOWBARI-DARYAN, B. & RIEDEL, P. (1987): Revision der triadischen Arten von *Solenolmia* POMEL 1872 (= *Dictyocoelia* OTT 1967) (>Sphinctozoa<, Porifera) aus dem alpin-mediterranen Raum. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. Hist. Geol., **27**, 5-20, 2 Abb., 4 Taf., München.
- SENOWBARI-DARYAN, B. & SCHÄFER, P. (1979): Neue Kalkschwämme und ein Problematikum (*Radiomura cautica* n. g., n. sp.) aus Oberrhät-Riffen südlich von Salzburg (Nördliche Kalkalpen). – Mitt. österr. geol. Ges., **70**, 17-42, 2 Abb., 7 Taf., 1 Tab., Wien.
- SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R. J. (1984): Eustatic control of calciclastic turbidites. – Marine Geology, **56**, 273-278, 3 Abb., 1 Tab., Amsterdam.
- SHINN, E. A. (1983): Tidal flat. – in: SCHOLLE, P. A., BEBOUT, D. G. & MOORE, Cl. H., (Eds.): Carbonate depositional environments. – Amer. Ass. Petr. Geol. Mem., **33**, 177-210, 52 Abb., Tulsa.
- SIBLIK, M. (1993): Lower Liassic brachiopods from the Steinplatte-Kammerköhralm Area near Waidring (Northern Calcareous Alps, Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **136/4**, 965-982, 10 Abb., 2 Taf., Wien.
- SIMONY, F. (1847): 2. Winteraufenthalt im Hallstätter Schneegebirge und 3. Ersteigung der hohen Dachstein Spitze. – Ber. Mitt. Freund. Naturw., **2**, 207-221, Wien.
- SPENGLER, E. (1928): Über die Länge und Schubweite der Decken in den nördlichen Kalkalpen. – Geol. Rdsch., **19**, 1-26, 3 Abb., Berlin.
- SPENGLER, E. (1956): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen; II. Teil: Der Mittelabschnitt der Kalkalpen. – Jb. Geol. B.-A., **XCIX/1**, 1-72, 5 Abb., 1 Kte., Wien.
- SPIELER, A. & BRANDNER, R. (1989): Vom jurassischen Pull-Apart Becken zur Westüberschiebung der Achantaler Schubmasse (Tirol, Österreich). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **16**, 191-194, 2 Abb., Innsbruck.
- SPÖTL, C. (1988a): Schwefelisotopendatierungen und fazielle Entwicklung permoskythischer Anhydrite in den Salzbergbauen von Dürrnberg/Hallein und Hallstatt (Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **34/35**, 209-229, 13 Abb., 2 Tab., Wien.
- SPÖTL, C. (1988b): Sedimentologisch-fazielle Analyse tektonisierter Evaporitserien – Eine Fallstudie am Beispiel des Alpinen Haselgebirges (Permoskyth, Nördliche Kalkalpen). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **15**, 59-69, 7 Abb., Innsbruck.
- SPÖTL, C. (1988C): Evaporitische Fazies der Reichenhaller Formation (Skyth/Anis) im Haller Salzberg (Nördliche Kalkalpen, Tirol). – Jb. Geol. B.-A., **131/1**, 153-168, 20 Abb., 4 Tab., Wien.
- SPÖTL, C. (1989): The alpine Haselgebirge Formation, Northern Calcareous Alps (Austria): Permo-Scythian evaporites in an alpine thrust system. – Sedimentary Geology, **65**, 113-125, 9 Abb., Amsterdam.

- STANTON, R. J. & FLÜGEL, E. (1987): Paleocology of Upper Triassic reefs in the Northern Calcareous Alps: reef communities. – *Facies*, **16**, 157–186, 9 Abb., 3 Tab., Erlangen.
- STAUDT, W. (1989): Geologische Untersuchungen in den Berchtesgadener Alpen. – Unveröff. Dipl.-Arb., Philipps-Universität Marburg, 73 S., 25 Abb., Marburg.
- STEFANOV, S. A. (1970): Einige Holothurien-Sklerite aus der Trias in Bulgarien. – *Rev. Bulgarian geol. soc.*, **31/1**, 41–51, 1 Taf., Sofia.
- STEIGER, T. (1981): Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmsteinkalke, Salzburg, Österreich). – *Facies*, **4**, 215–348, 56 Abb., 12 Taf., Erlangen.
- STEIGER, T. (1992): Systematik, Stratigraphie und Paläökologie der Radiolarien des Oberjura-Unterkreide-Grenzbereiches im Osterhorn-Tirolikum (Nördliche Kalkalpen, Salzburg und Bayern). – *Zitteliana*, **19**, 188 S., 50 Abb., 27 Taf., München.
- STEIGER, T. (1995): Rüst's radiolarians from Urschlau (Late Jurassic, Chiemgau Alps, Bavaria). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **20**, 407–435, 3 Abb., 2 Taf., 1 Kte., Innsbruck.
- STEIGER, T. & WURM, D. (1980): Faziesmuster oberjurassischer Plattform-Karbonate (Plassen-Kalke, Nördliche Kalkalpen, Steirisches Salzkammergut, Österreich). – *Facies*, **2**, 241–284, 8 Abb., 6 Taf., 1 Tab., Erlangen.
- STUR, D. (1871): Geologie der Steiermark. – 654 S., Geogn. montanist. Ver., Graz.
- SUCESS, E. (1852): Über die Brachiopoden der nordöstlichen Alpen. – *Jb. Geol. R.-A.*, **3/2**, 171, Wien.
- SUCESS, E. & MOJSISOVICS, E. v. (1868): Studien über die Gliederung der Trias- und Jura-Bildungen in den östlichen Alpen. Nr. II. Die Gebirgsgruppe des Osterhornes. – *Jb. Geol. R.-A.*, **18**, 167–200, 1 Tab., 3 Taf., Wien.
- SUMMESBERGER, H. & WAGNER, L. (1971): Der Lithostratotypus des Gutensteines Kalkes (Gutenstein, Niederösterreich; Mitteltrias). – *Annalen Naturhist. Mus. Wien*, **75**, 343–356, 2 Abb., 3 Taf., 1 Prof., Wien.
- TICHY, G. (1979): Göll-Rosfeld, Kataster-Gruppe 1336, Geologische Übersicht. – in: Salzburger Höhlenbuch, **3**, 358–363, 7 Abb., 1 Geol. Kte (Geologische Karte der Roßfeldgruppe, des Hohen Göll und des Hagengebirges), Landesverein für Höhlenkunde, Salzburg.
- TICHY, G. & SCHRAMM, J. M. (1979): Das Hundskar-Profil, ein Idealprofil durch die Werfener Schichten am Südfuß des Hagengebirges, Salzburg. – *Der Karinthin*, **80**, 106–115, 2 Abb., Salzburg.
- TOLLMANN, A. (1968): Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen-Karpaten-Orogens. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **18**, 207–248, 1 Taf., Wien.
- TOLLMANN, A. (1969): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 2. Teil: Der Mittelabschnitt. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **61**, 124–181, 1 Taf., Wien.
- TOLLMANN, A. (1976a): Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik – Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, **1**, 397 S., 170 Abb., Deuticke Verlag, Wien.
- TOLLMANN, A. (1976b): Analyse des klassischen und nordalpinen Mesozoikums – Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, **2**, 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Deuticke Verlag, Wien.
- TOLLMANN, A. (1976c): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen – Orogene Stellung und regionale Tektonik. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, **3**, 449 S., 130 Abb., 7 Taf., Deuticke Verlag, 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, 4 Abb., 1 Tab., Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band II, Außerzentralalpiner Anteil, 710 S., 286 Abb., 27 Tab., Deuticke Verlag, Wien.
- TOLLMANN, A. (1987a): Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehung zum Ostmediterrän. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **80**, 47–113, 11 Abb., 1 Tab., 1 Faltaf., Wien.
- TOLLMANN, A. (1987b): Late Jurassic/Neocomian gravitational tectonics in the Northern Calcareous Alps in Austria. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Ed.) (1987): *Geodynamics of the Eastern Alps*. – 112–125, 6 Abb., Deuticke Verlag, Wien.
- TOLLMANN, A. (1989): Eastern Alpine Sector, Northern Margin of Tethys. – *Mem. Soc. Geol. France, Nouv. Ser.*, **154/2**, Occ. Publ., 4, 23–49, 9 Abb., 2 Taf., Paris.
- TOLLMANN, A. & KRISTAN-TOLLMANN, E. (1970): Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstätter Zone in den Ostalpen. – *Geologica et Paleontologica*, **4**, 87–145, 20 Abb., 8 Taf., Marburg.
- TONIELLI, R. (1991): Associazioni a radiolari dei „Calcari e Marne a Posidonia“ del Monte Terminilietto (RI). – *Paleopelagos*, **1**, 18–37, 2 Taf., Rom.
- TRAUTH, F. (1950): Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1948**, 145–218, 3 Taf., Wien.
- TRÜMPY, R. (1988): A possible Jurassic-Cretaceous transform system in the Alps and the Carpathians. – *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.*, **218**, 7 Abb., Boulder.
- TUCKER, M. E. & WRIGHT, V. P. (1990): *Carbonate sedimentology*, 482 S., Blackwell, Oxford.
- VECSEI, A., FRISCH, W., PIRZER, M. & WETZEL, A. (1989): Origin and tectonic significance of radiolarian chert in the Austroalpine rifted continental margin. – in: HEIN, J. R. & OBRADOVIC, J. (Eds.) (1989): *Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions*, 65–80, 9 Abb., Springer-Verlag, New York.
- VOLK, P. (1981): Abschlußbericht zur Kartierung im Gebiet Watzmann – Hachelköpfe – Bartholomä. – Unveröff. Dipl.-Arb., Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians-Universität München, 80 S., 31 Abb., 8 Tab., 3 Beil., München.
- VÖRÖS, A. (1991): Hierlatzkalk – a peculiar Austro-Hungarian Jurassic facies. – *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn*, **1**, 145–154, 12 Abb., Geol. B.-A., Wien.
- WÄCHTER, J. (1987): Jurassische Massflow- und Internbreccien und ihr sedimentär-tektonisches Umfeld im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Bochumer geol. u. geotechn. Arb.*, **27**, 239 S., 51 Abb., 12 Taf., Bochum.
- WALTHER, J. (1885): Die gesteinsbildenden Kalkalgen des Golfes von Neapel und die Entstehung structurloser Kalke. – *Z. deut. geol. Ges.*, **37/2**, 329–357, Berlin.
- WEBER, E. (1942): Ein Beitrag zur Kenntnis der Roßfeld Schichten und ihrer Fauna. – *N. Jb. Min., Geol., Paläont. Beil. Bd., Abt. B*, **86**, 247–281, 5 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Stuttgart.
- WEBER, H. (1983): Die Geologie des nordwestlichen Untersberges und seines Vorlandes in den Nördlichen Kalkalpen

- (Salzburger Kalkalpen). – Unveröff. Dipl.-Arb. Philipps-Universität Marburg, 132 S., 55 Abb., 4 Taf., 4 Beil., Marburg.
- WEISSERT, H. J. & BERNOULLI, D. (1985): A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. – *Geol. Rdsch.*, **74/3**, 665–679, 12 Abb., Stuttgart.
- WIDZ, D. & DE WEVER, P. (1993): Nouveaux Nassellaires (Radiolaria) des radiolarites Jurassiques de la coupe de Szeligowy Potok (Zones de Klippes de Pieniny, Carpathes Occidentales, Pologne). – *Rev. Micropal.*, **36/1**, 77–91, 4 Abb., 2 Taf., Paris.
- WIEDMANN, J., FABRICIUS, F., KRZYSTYN, L., REITNER, J. & URLICHS, M. (1979): Über Umfang und Stellung des Rhaet. – *Newsl. Stratigr.*, **8/2**, 133–152, 6 Abb., 2 Tab., Berlin.
- WILSON, J. L. (1975): Carbonate facies in geologic history, 471 S., 183 Abb., 30 Taf., Springer-Verlag, Berlin.
- WIRTH, E. (1929): Der geologische Bau des Funtenseegebietes (Steinernes Meer). – *N. Jb. Min. Geol. Paläont.*, Beil.-Bd., **62 B**, 333–370, 16 Abb., 3 Taf., Stuttgart.
- WURM, D. (1982): Mikrofazies, Paläontologie und Palökologie der Dachsteinriffkalke (Nor) des Gosaukammes, Österreich. – *Facies*, **6**, 203–296, 32 Abb., 15 Taf., Erlangen.
- YANG, Q. & MIZUTANI, S. (1991): Radiolaria from the Nadahada Terrane, Northeastern China. – *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, **38**, 49–78, Nagoya.
- YAO, A. (1979): Radiolarian Fauna from the Mino Belt in the Northern Part of the Inuyama Area, Central Japan Part II: Nassellaria 1. – *J. Geosciences Osaka City Univ.*, **22**, 21–72, Osaka.
- YAO, A. (1982): Middle Triassic to Early Jurassic Radiolarians from the Inuyama Area, Central Japan. – *J. Geosciences Osaka City Univ.*, **25**, 53–70, Osaka.
- YAO, A. (1984): Subdivision of the Mesozoic Complex in Kii-Yura Area, Southwest Japan and its bearing on the mesozoic basin development in the Southern Chichibu Terrane. – *J. Geosciences Osaka City Univ.*, **27**, 41–103, Osaka.
- YAO, A., MATSUDA, T. & ISOZAKI, Y. (1980): Triassic and Jurassic Radiolarians from the Inuyama Area, Central Japan. – *J. Geosciences Osaka City Univ.*, **23**, 135–154, Osaka.
- YEH, K.-Y. (1987): Taxonomic studies of Lower Jurassic radiolaria from East-Central Oregon. – *Nation. Mus. Nat. Sc., Spec. Publ.*, **2**, 169 S., 12 Abb., 30 Taf., Taichung.
- YOSHIDA, H. (1986): Upper Triassic to Lower Jurassic radiolarian biostratigraphy in Kagamigahara City, Gifu Prefecture, Central Japan. – *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, **34**, 1–21, Nagoya.
- ZANKL, H. (1958): Der geologische Bau der Torrener-Joch-Zone und die Pb-Zn-Lagerstätte „Königsberg“. – Unveröff. Dipl.-Arb., Inst. allg. u. angew. Geol. Min. Univers. München, 98 S., 6 Abb., 1 Tab., 23 Taf., 5 Anl., München.
- ZANKL, H. (1962): Die Geologie der Torrener-Joch-Zone in den Berchtesgadener Alpen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **113**, 446–462, 7 Abb., Hannover.
- ZANKL, H. (1965): Zur mikrofaunistischen Charakteristik des Dachsteinkalkes (Nor/Rät) mit Hilfe einer Lösungstechnik. – *Z. dt. geol. Ges.*, **116/2**, 549–567, 3 Taf., Hannover.
- ZANKL, H. (1966): Holothurien-Sklerite aus dem Dachsteinkalk (Ober-Trias) der nördlichen Kalkalpen. – *Paläont. Z.*, **40/1-2**, 70–88, 2 Abb., 7 Taf., Stuttgart.
- ZANKL, H. (1967): Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. – *Geol. Rdsch.*, **56/1**, 128–139, 1 Abb., Stuttgart.
- ZANKL, H. (1968): Sedimentological and biological characteristics of a Dachsteinkalk reef complex in the Upper Triassic of the Northern Calcareous Alps. – in: MÜLLER, G. (Ed.): Recent development in carbonate sedimentology in Central Europe, 215–218, 2 Abb., Springer-Verlag, Berlin.
- ZANKL, H. (1969): Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. – *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.*, **519**, 1–123, 74 Abb., 15 Taf., Frankfurt.
- ZANKL, H. (1971): Upper Triassic carbonate facies in the Northern Limestone Alps. – in: MÜLLER, G. (Ed.): Sedimentology of parts of Central Europe. – 147–185, 20 Abb., 1 Tab., Kramer Verlag, Frankfurt.
- ZANKL, H. & SCHELL, O. (1979): Der geologische Bau des Talkessels von Bad Reichenhall (Nördliche Kalkalpen). – *Geol. Jb.*, **C 22**, 11–20, 4 Abb., Hannover.
- ZAPFE, H. (1983): Das Forschungsprojekt „Triassic of the Tethys Realm“ (IGCP Proj. 4) Abschlußbericht. – *Schriftreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission*, **5**, 7–15, 1 Abb., Springer-Verlag, Wien.
- ZAWIDZKA, K. (1971): Triassic Holothurian Sclerites from Tatra Mountains. – *Acta Palaeont. Polonica*, **16/4**, 427–450, 5 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Warschau.
- ZUGMAYER, H. (1880): Untersuchungen über rhätische Brachiopoden. – *Beitr. Paläont. Geol. Öst.-Ung.*, **1/1**, 1–42, 4 Taf., 1 Tab., Wien.

## Tafel 1

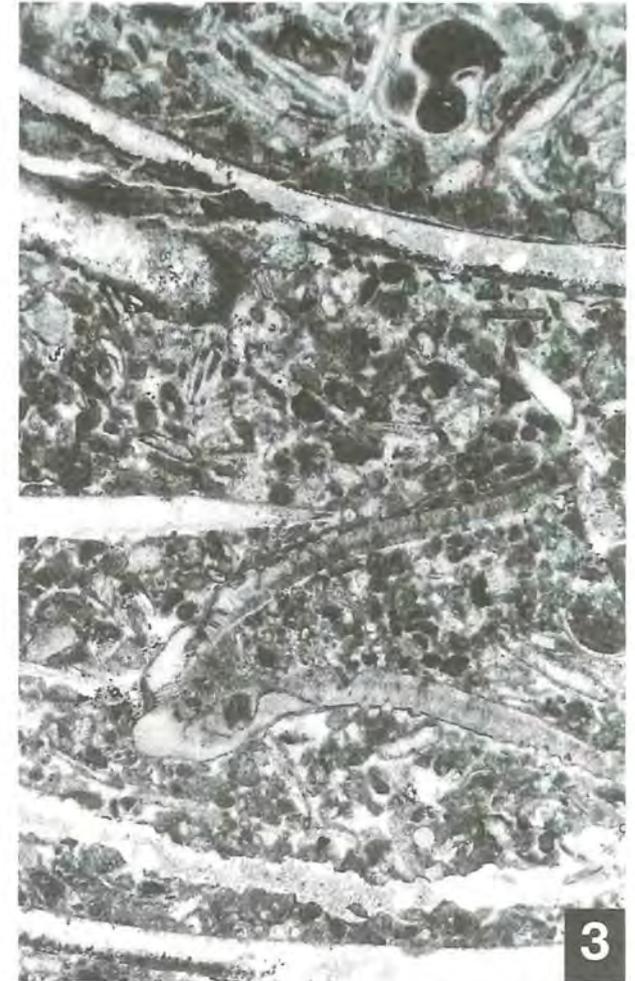
Taf. 1: Mikrofazies der Kössener Schichten des Tirolikums und des Göllmassivs.



**Fig. 1.1:** Einschaltung von Kössener Schichten (Unterrhät) in den tirolischen Dachsteinkalk. Der locker gepackte Bivalvenmikrit (Wackestone) setzt sich neben den Bivalven aus skulpturierten Gastropoden zusammen (Abb. 7, Tab. 2). Probe 636, lange Bildkante entspricht 15 mm.



**Fig. 1.2:** Einschaltung von Kössener Schichten (Unterrhät) in den tirolischen Dachsteinkalk. Der Grainstone wird überwiegend aus Bivalven, Peloiden und Grapestones aufgebaut (Abb. 7, Tab. 2). Untergeordnet kommen involutinide und miliolidschalige Foraminiferen vor. Probe 636/2, kurze Bildkante entspricht 5 mm.



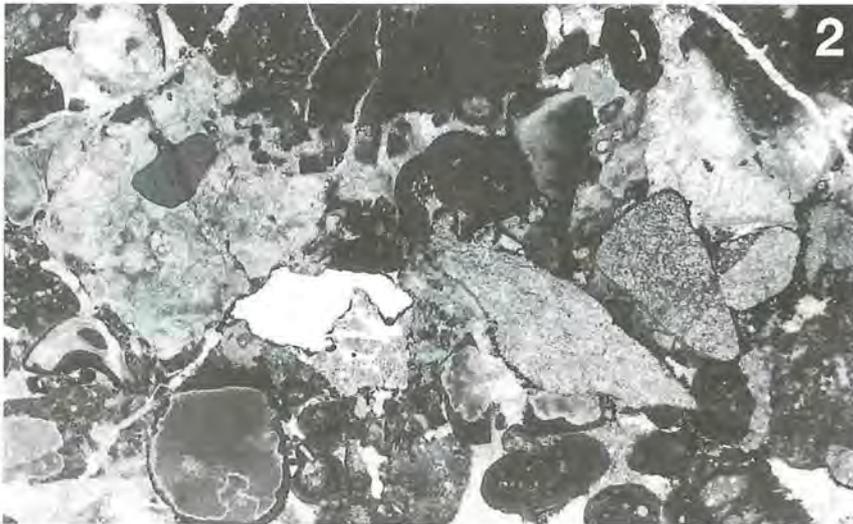
**Fig. 1.3:** Dünnschliff des für die Kössener Schichten des Hohen Gölls typischen Bivalvenpelmikrits (Tab. 31). Bei den Peloiden handelt es sich überwiegend um Bahamitpeloiden. Insbesondere die Bivalven sind randlich inkrustiert und mikritisiert. Sie bleiben daher bei der Lösung ihrer aragonitischen Bestandteile erhalten. Die dabei entstehenden Hohlräume wurden mit Sparit und später z. T. mit vadosem Silt gefüllt. Man beachte den Erhaltungsunterschied zwischen der kalzitischen Brachiopodenschale und die bis auf die kalzitische Prismenschicht gelöste Bivalvenschale im unteren Bildbereich. Probe 450, lange Bildkante entspricht 6,5 mm.

## Tafel 2

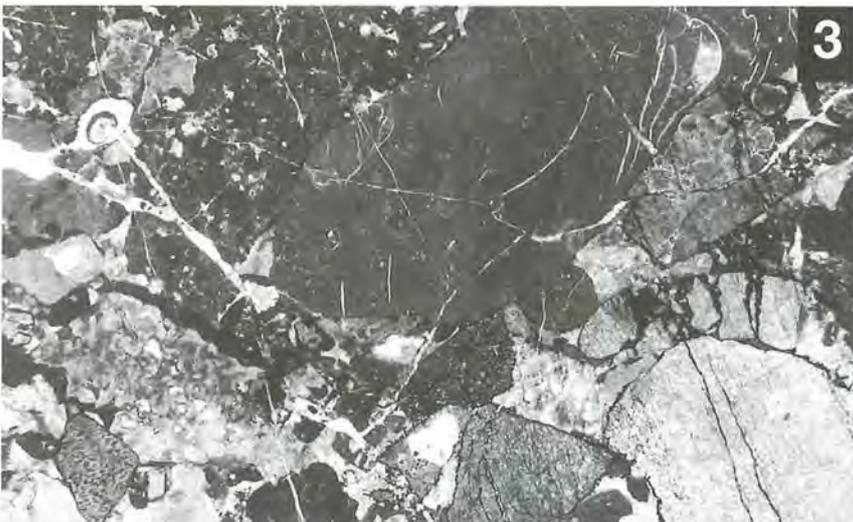
Taf. 2: Lithologie und Mikrofazies der Tauglbodenschichten vom Südrand der Sillenköpfe, Lokalität 988.



**Fig. 2.1:** Handstück einer Brekzie aus den Tauglbodenschichten (Kimmeridge) der südlichen Sillenköpfe. Die überwiegend eckigen bis kantengerundeten Extraklasten (Haselgebirgston, Dolomit, Hornstein, Filamentkalk) und umgelagerte flachmarine Komponenten (Onkoide, Ooide, Kalkalgen) werden von einer sparitischen Matrix eingehüllt. Probe 988.



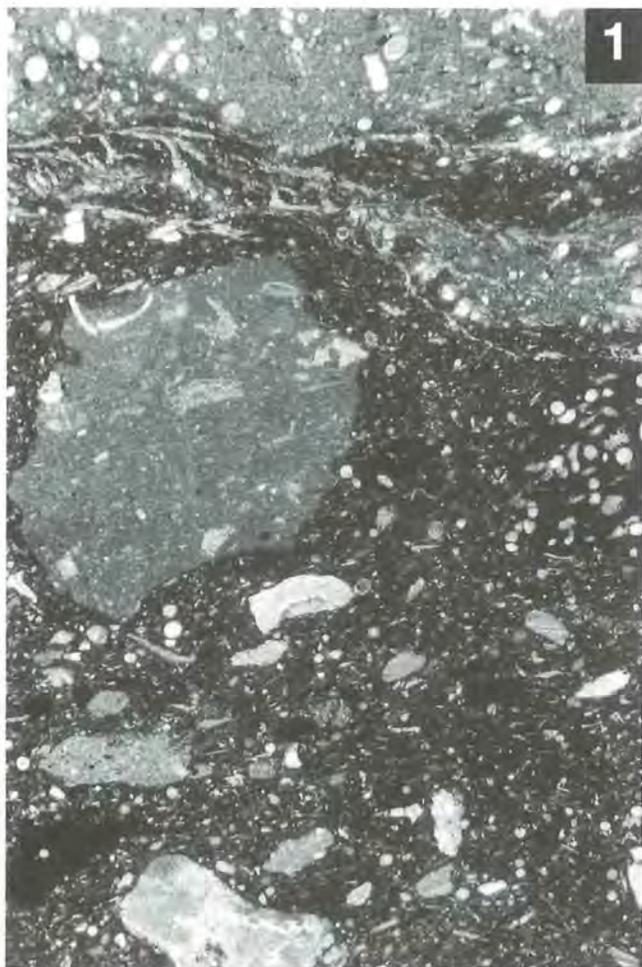
**Fig. 2.2:** Brekzie aus den Tauglbodenschichten mit Extraklasten (Dolosparit, Mikrit, Skythisch-anisische-Karbonatfolge, Filamentkalk) und Crinoiden. Die Komponenten sind z. T. randlich verkieselt (heller Saum um Komponenten). Probe 988, lange Bildkante entspricht 11 mm.



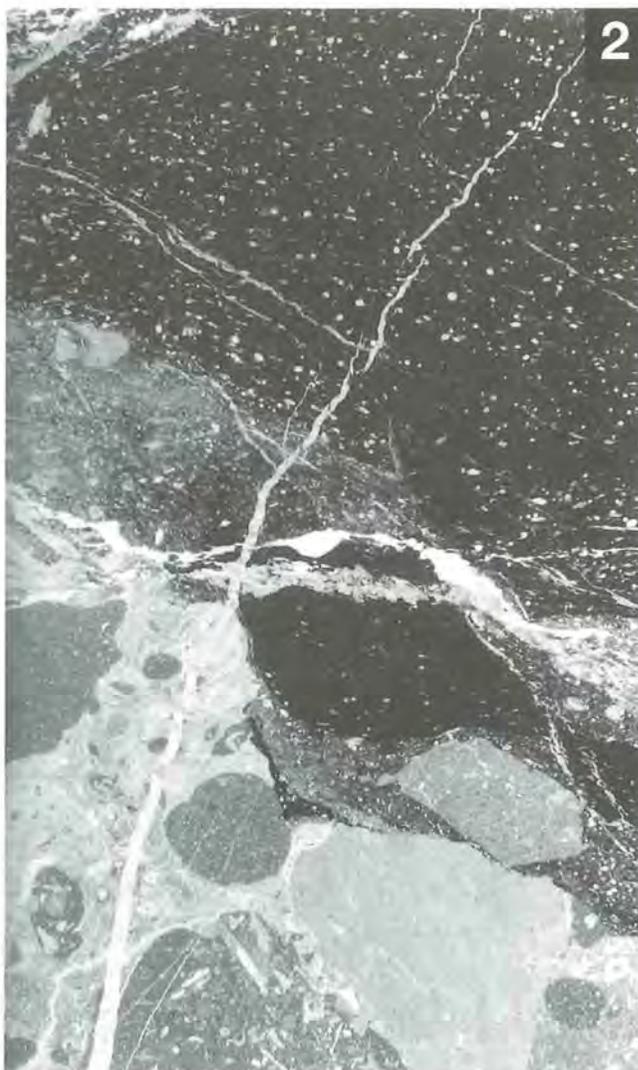
**Fig. 2.3:** Neben den Extraklasten kommen in dieser Brekzie (Tauglbodenschichten) umgelagerte flachmarine Komponenten (Onkoide, Ooide, Kalkalgen) vor. Die tonigen Haselgebirgskomponenten werden beim Sägen ausgewaschen und liegen dadurch als Hohlräume vor. Probe 988, lange Bildkante 10 mm.

## Tafel 3

Taf. 3: Mikrofazies der Tauglbodenschichten aus dem Königsbach (Nordrand der Torrener-Joch-Zone), Lokalität 829.



**Fig. 3.1:** Das matrixgestützte Gestein (Tauglbodenschichten) wird aufgebaut durch eine Spiculaemikritmatrix, die sich lediglich durch ihre Färbung von den Komponenten unterscheidet. Die Spiculae sind stark aufgearbeitet, daher wird das Gestein als Schlammstromablagerung gedeutet, bei der die Matrix aus unvertefestigten und die Komponenten aus verteilten Fleckenmergeln bestehen. Probe 829/1, lange Bildkante entspricht 5 mm.



**Fig. 3.2:** Neben den Fleckenmergelkomponenten (Taf. 3, vgl. Fig. 3.1) treten vereinzelt in der Schlammstromablagerung aufgearbeitete Brekzien (Adnet Schichten) auf. Probe 829/1, lange Bildkante entspricht 15 mm.



**Fig. 3.3:** Komponentengestützte Brekzie (Tauglbodenschichten) der nördlichen Torrener-Joch-Zone. Das Gestein setzt sich überwiegend aus Extraklasten (Dachsteinkalk in Riffazies) zusammen, untergeordnet kommen Mikritkomponenten vor. Relativ häufig finden sich Komponenten mit cerioiden Korallen. Probe 829/2, lange Bildkante entspricht 12 mm.

## Tafel 4

Taf. 4: Lithologie und Mikrofazies der Tauglbodenschichten.



**Fig. 4.1:** Handstück einer Brekzie aus den Tauglbodenschichten der Torner-Joch-Zone. Das Gestein besteht aus Mikrit- und Oosparitextraklasten, die der Skythisch-anisischen-Karbonatfolge zuzurechnen sind. Probe 994.



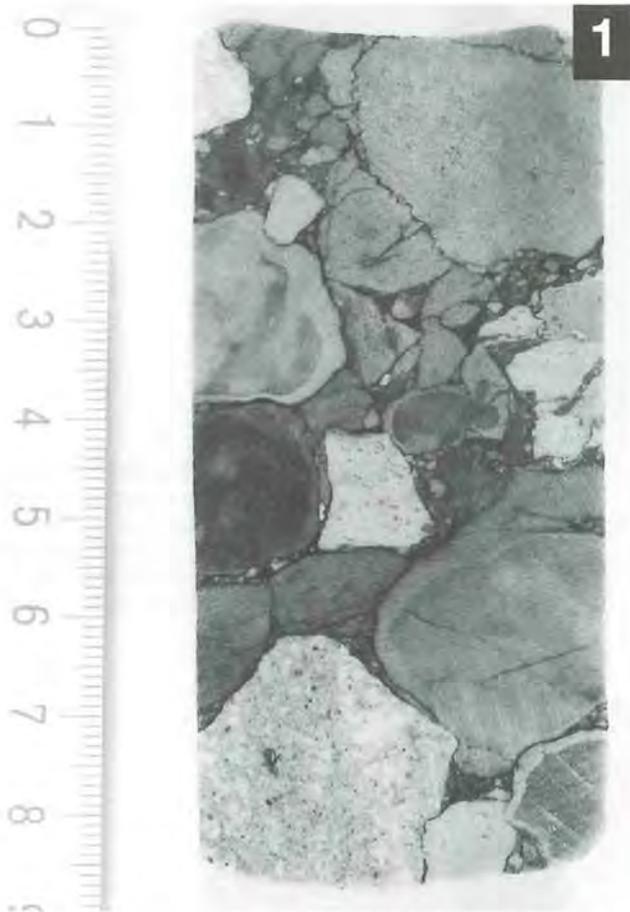
**Fig. 4.2:** Die Komponenten dieser Brekzie (Tauglbodenschichten) setzen sich aus Oosparit und Mikritextraklasten (Skythisch-anisische-Karbonatfolge) zusammen. Probe 994, lange Bildkante entspricht 7 mm.



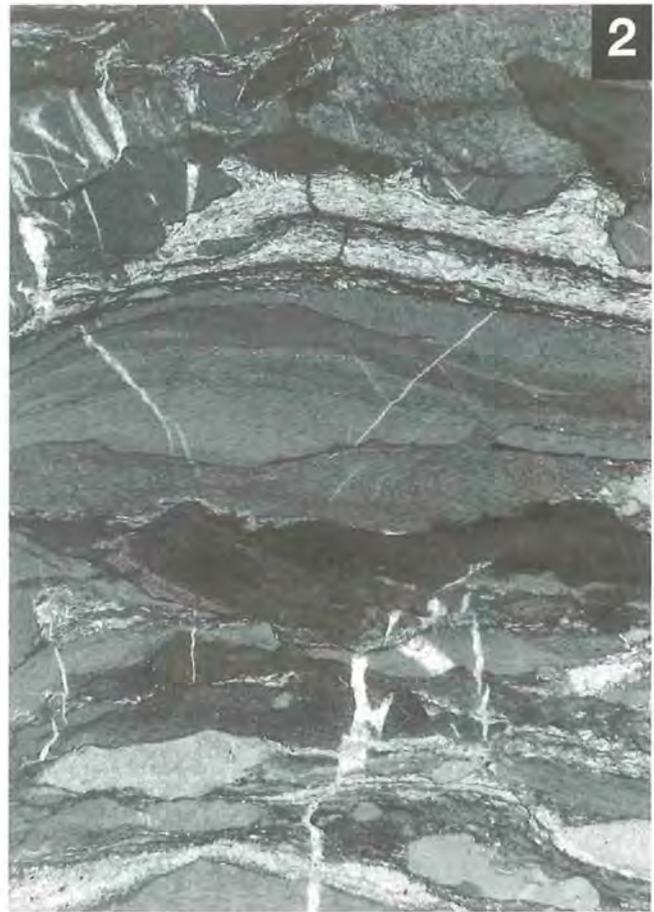
**Fig. 4.3:** Eine gradierte Turbiditlage ( $T_a$ -Glie) wird von dem pelagischen Beckensediment ( $T_e$ -Glie, Radiolarienpackstone) überlagert (Tauglbodenschichten). Die überwiegend mikritischen Komponenten, die randlich leicht verkieselt sind, bilden neben Crinoiden die Hauptkomponenten. Probe 807/1a, lange Bildkante entspricht 4 mm.

## Tafel 5

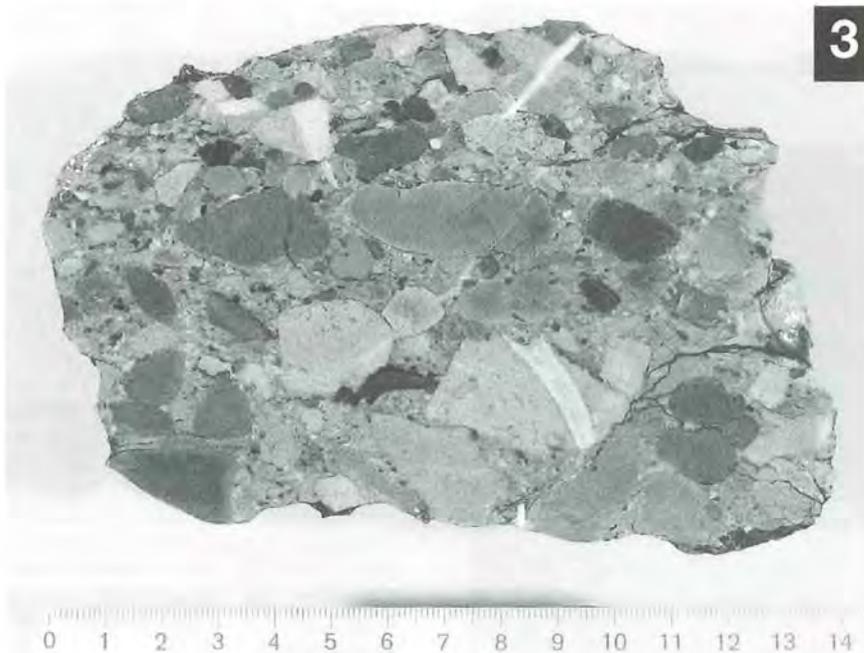
Taf. 5: Lithologie und Mikrofazies der Tauglbodenschichten und der Oberalmer Schichten.



**Fig. 5.1:** Brekzie in den Tauglbodenschichten aus der Bohrung TB 151 (Bohrmeter 256,7 m), die das Liegende des Salzbergwerks Berchtesgaden erreicht hat. Das komponentengestützte Gefüge dieser matrixarmen Brekzie (Tab. 6) setzt sich überwiegend aus grauen mikritischen und kieseligen Kalken (Fleckenmergel i. w. S.) sowie aus Dachsteinkalk und Hierlatzkalk zusammen.



**Fig. 5.2:** Brekzie in den Tauglbodenschichten vom Rand der Dolomiteinlagerung BW 24 im Haselgebirge des Salzbergwerks Berchtesgaden. Überwiegend nicht näher zuzuordnende Mikritklasten, z. T. mit eingewalgt Filamentkalken der Fleckenmergelserie. Probe BW 24b, lange Bildkante entspricht 15 mm.



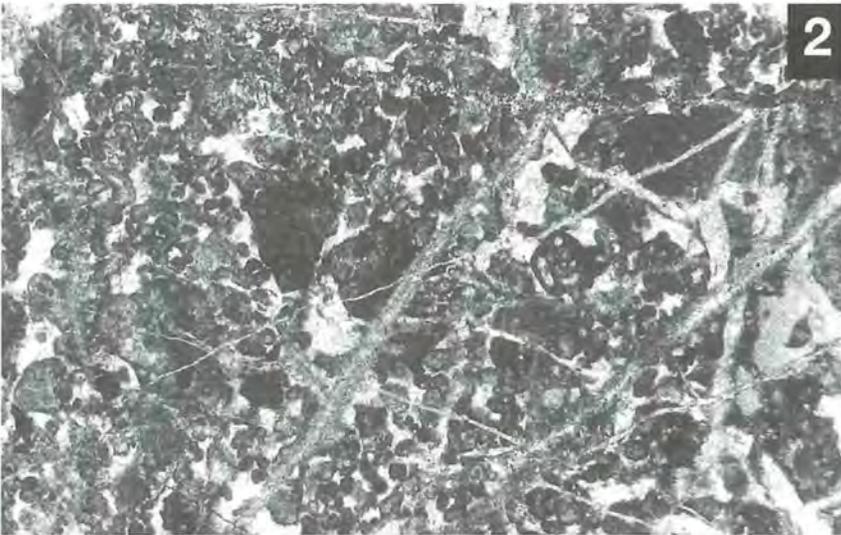
**Fig. 5.3:** Bunte polymikte Brekzie der Oberalmer Schichten vom nördlichen Kehlstein. Die Komponenten setzen sich aus Dachsteinkalk, Adneter Kalk, Scheibelbergkalk und Fleckenmergel zusammen. Profil 414 (Abb. 25), Probe 414/7.

## Tafel 6

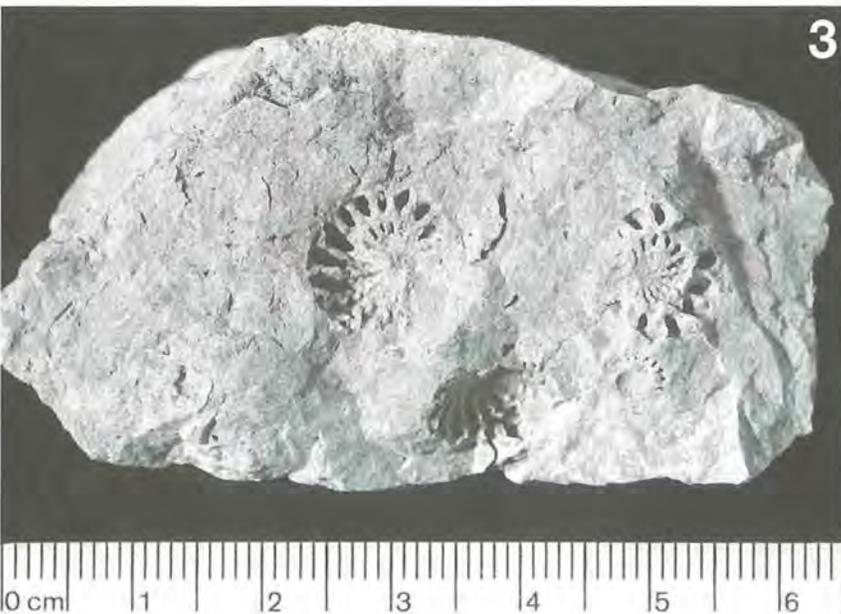
Taf. 6: Mikrofazies des Wettersteindolomits und Lithologie des Karnisch-norischen Dolomits.



**Fig. 6.1:** Mikrofazies der Dasycladaceenfazies des Wettersteindolomits. Stark sammelkristallisierte Quer- und Längsschnitte von nicht näher bestimmbar Dasycladaceen (Rudstone in sparitischer Matrix). Probe 699, lange Bildkante entspricht 15 mm.



**Fig. 6.2:** Mikritisch verkittete Grapestones, Peloide und vereinzelte Foraminiferen in sparitischer Matrix (Grainstone) bilden die Grapestonefazies des Wettersteindolomits. Probe 995, lange Bildkante entspricht 5 mm.

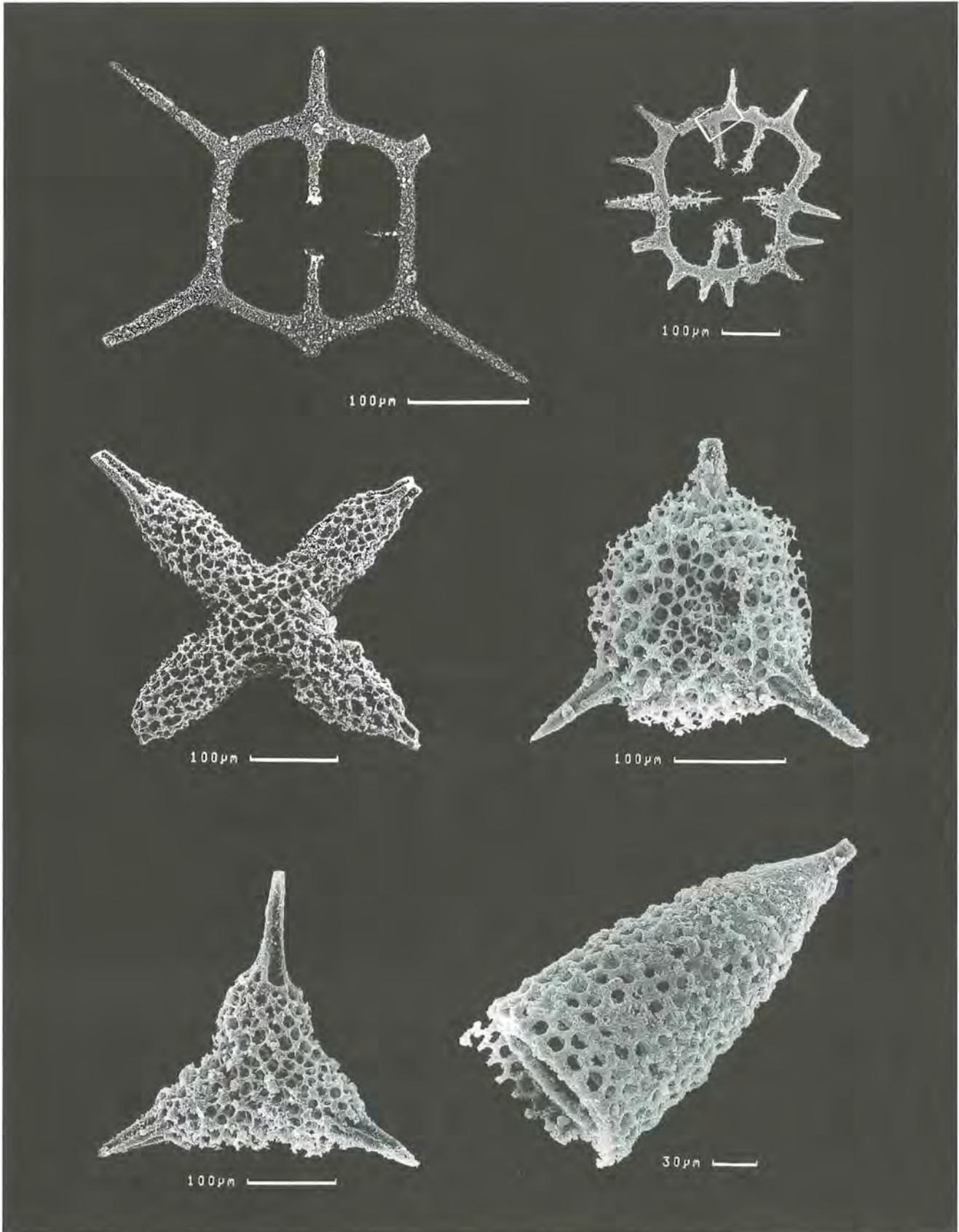


**Fig. 6.3:** Massiger Dachsteindolomit mit den für diesen Faziestyp typischen Steinkernen kleinwüchsiger

## Tafel 7

### Taf. 7: Radiolarien aus den Fleckenmergeln des Göllmassivs

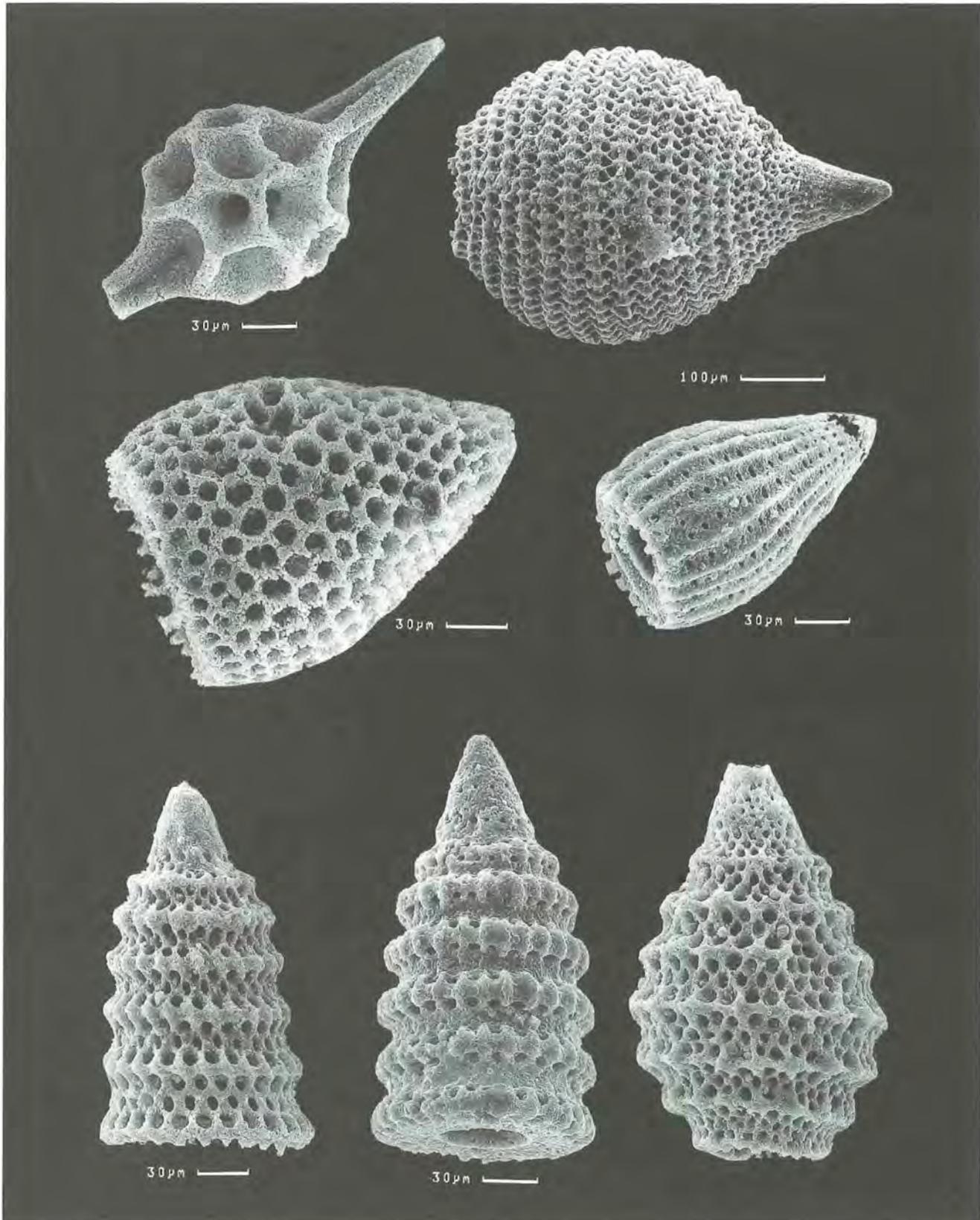
**Fig. 7.1** (oben links): *Præhexasaturnalis tetraradiatus* KOZUR & MOSTLER 1990, Probe 694. **Fig. 7.2** (oben rechts): *Stauracanthocircus asymmetricus* KOZUR & MOSTLER 1990, Probe 573. **Fig. 7.3** (Mitte links): *Crucella prisca* KOZUR & MOSTLER 1990, Probe 696. **Fig. 7.4** (Mitte rechts): *Orbiculiforma cf. trispinula* CARTER et al. 1988, Probe 573. **Fig. 7.5** (unten links): *Paronaella* sp., Probe 573. **Fig. 7.6** (unten rechts): *Parvicingula* sp., Probe 573.



## Tafel 8

Taf. 8: Radiolarien aus den Schrambachschichten der südlichen Roßfeld-Mulde (Abb. 24).

Fig. 8.1 (oben links): *Pantanellium lanceola* (PARONA 1890), Schrambachschichten, Probe 338/8. Fig. 8.2 (oben rechts): *Mirifusus mediodilatatus minor* (RÜST) BAUMGARTNER 1984, Schrambachschichten, Probe 338/9. Fig. 8.3 (Mitte links): *Archicorys pulchella* RÜST 1898, Schrambachschichten, Probe 236. Fig. 8.4 (Mitte rechts): *Thanarla conica* (ALIEV 1965), Schrambachschichten, Probe 236. Fig. 8.5 (unten links): *Parvicingula cosmoconica* (FOREMAN 1973), Schrambachschichten, Probe 338/8. Fig. 8.6 (unten Mitte): *Pseudodictyomitra depressa* BAUMGARTNER 1984, Schrambachschichten, Probe 338/8. Fig. 8.7 (unten rechts): *Parvicingula boessii* (PARONA 1890), Schrambachschichten, Probe 338/8.



## Tafel 9

**Taf. 9:** Luftbildaufnahme des Göllmassivs (Orientierung unten N, oben S). Das Luftbild zeigt die Störungsmuster zwischen Hohem Brett/Umgängen, Endstal, Freieck/Gruberhorn und Torrener-Joch-Zone. Sehr deutlich ist die NW-SE verlaufende Endstal-Störung zu sehen, die im Norden den Hohen Göll gegen die Umgänge und im Süden den Archenkopf gegen den Brettriadel begrenzt. Markant tritt der Morphologiegegensatz zwischen dem plateauartigen Charakter des westlichen und des schroffen, durch NE-SW verlaufende Störungen zergliederten östlichen Göllmassivs hervor. Entlang der Nordflanke des Göllmassivs zeigt sich der Übergang zwischen gebankter Rückriffazies und massiger Riffazies am Wechsel zwischen den streifenartig bewachsenen Schichtfugen und dem unbewachsenen massigen Dachsteinkalk. Do = Dolinenreihe parallel zum Scheitel der Göllantiklinale. Ausschnitt aus dem Luftbild des Bayerischen Landesvermessungsamtes mit der Bildflugnummer 5901, Streifennummer 6, Bildnummer 224 vom 11.07.1959. Maßstab ca. 1:18.000.



In der Reihe der Forschungsberichte sind erschienen:

- Nr. 1 G. Enders  
**Theoretische Topoklimatologie**
- Nr. 2 R. Bochter, W. Neuerburg, W. Zech  
**Humus und Humusschwund im Gebirge**
- Nr. 3 Herausgeber Nationalparkverwaltung  
**Zur Situation der Greifvögel in den Alpen**
- Nr. 4 G. Enders  
**Kartenteil: Theoretische Topoklimatologie**
- Nr. 5 O. Siebeck  
**Der Königssee – Eine limnologische Projektstudie**
- Nr. 6 R. Bochter  
**Böden naturnaher Bergwaldstandorte  
auf carbonatreichen Substraten**
- Nr. 7 Herausgeber Nationalparkverwaltung  
**Der Funtensee**
- Nr. 8 H. Schmid-Heckel  
**Zur Kenntnis der Pilze in den Nördlichen Kalkalpen**
- Nr. 9 R. Boller  
**Diplopoden als Streuzersetzer in einem Lärchenwald**
- Nr. 10 E. Langenscheidt  
**Höhlen und ihre Sedimente in den  
Berchtesgadener Alpen**
- Nr. 11 Herausgeber Nationalparkverwaltung  
**Das Bärenseminar**
- Nr. 12 H. Knott  
**Geschichte der Salinenwälder von Berchtesgaden**
- Nr. 13 A. Manghabati  
**Einfluß des Tourismus auf die Hochgebirgslandschaft**
- Nr. 14 A. Spiegel-Schmidt  
**Alte Forschungs- und Reiseberichte  
aus dem Berchtesgadener Land**
- Nr. 15 H. Schmid-Heckel  
**Pilze in den Berchtesgadener Alpen**
- Nr. 16 L. Spandau  
**Angewandte Ökosystemforschung im  
Nationalpark Berchtesgaden**
- Nr. 17 W. Berberich  
**Das Raum-Zeit-System des Rotfuchses**
- Nr. 18 U. Mäck, R. Bögel  
**Untersuchungen zur Ethologie und Raumnutzung  
von Gänse- und Bartgeier**
- Nr. 19 B. Dittrich, U. Hermsdorf  
**Biomonitoring in Waldökosystemen**
- Nr. 20 F. Kral, H. Rall  
**Wälder – Geschichte, Zustand, Planung**
- Nr. 21 M. Klein, R.-D. Negele, E. Leuner, E. Bohl, R. Leyerer  
**Fischbiologie des Königssees:  
Fischereibiologie und Parasitologie**
- Nr. 22 W. Traunspurger  
**Fischbiologie des Königssees:  
Nahrungsangebot und Nahrungswahl, Bd. I**
- Nr. 23 R. Gerstmeier  
**Fischbiologie des Königssees:  
Nahrungsangebot und Nahrungswahl, Bd. II**
- Nr. 24 W. Hecht, M. Förster, F. Pirchner  
R. Hoffmann, P. Scheinert, H. Rettenbeck  
**Fischbiologie des Königssees;  
Ökologisch-genetische Untersuchungen am  
Seesaibling und Gesundheitsstatus der Fische**
- Nr. 25 G. Hofmann  
**Klimatologie des Alpenparks**
- Nr. 26 K. Rösch  
**Einfluß der Beweidung auf die Vegetation  
des Bergwaldes**
- Nr. 27 H. Remmert, P. G. Rey, W. R. Siegfried,  
W. Scherzinger, S. Klaus  
**Kleinstmögliche Populationen bei Tieren**
- Nr. 28 B. Müller, W. Berberich, A. David  
**Schalenwild**
- Nr. 29 J. Köppel  
**Beitrag der Vegetation zum Wasserhaushalt**
- Nr. 30 H. Zierl et al.  
**Die Wallfahrt über das Steinerne Meer**
- Nr. 31 P. Pechacek  
**Spechte im Nationalpark Berchtesgaden**
- Nr. 32 Chr. Dommermuth  
**Beschleunigte Massenabtragung  
im Jennergebiet**
- Nr. 33 R. Bögel  
**Untersuchungen zur Flugbiologie und  
Habitatnutzung von Gänsegeier**
- Nr. 34 A. Schuster  
**Singvögel im Biosphärenreservat Berchtesgaden**
- Nr. 35 M. Höper  
**Moose – Arten, Bioindikation, Ökologie**
- Nr. 36 T. Barthelmeß  
**Die saisonale Planktonzuckzession  
im Königssee**
- Nr. 37 W. Lippert, S. Springer, H. Wunder  
**Die Farn- und Blütenpflanzen  
des Nationalparks**
- Nr. 38 G. Gödde  
**Die Holzbringung um den Königssee**
- Nr. 39 A. Stahr  
**Bodenkundliche Aspekte der Blaikenbildung  
auf Almen**
- Nr. 40 R. Braun  
**Die Geologie des Hohen Göll**

Zu beziehen über die  
Nationalparkverwaltung Berchtesgaden, Doktorberg 6, D-83471 Berchtesgaden

