



Geologie des Kaisergebirges (Tirol) Kurzerläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 25.000 und Exkursionsvorschläge

DIETER ZERBES & ERNST OTT*

34 Abbildungen und 2 Tafeln (Beilagen)

Österreichische Karte 1 : 50 000
Blätter 90, 91, 121, 122

*Tirol
Nördliche Kalkalpen
Stratigraphie
Tektonik*

Inhalt

1. Einleitung	95
2. Geologischer und tektonischer Überblick	95
3. Erforschungsgeschichte und Wandel der geologischen Deutung	97
4. Erläuterungen zur Legende der Geologischen Karte	100
5. Exkursionen	120
Exkursion 1: Anfahrt auf der Straße von Kufstein nach Ellmau, Zustieg zu den Hütten auf der Südseite des Kaisergebirges	120
Exkursion 2: Von der Gaudeamushütte zum Baumgartenköpfl	125
Exkursion 3: Gaudeamushütte – Gruttenhütte – Jubiläumssteig – Ellmauer Tor – Hintere Goinger Halt – Steinerne Rinne – Stripsenjochhaus	127
Exkursion 4: Stripsenjoch – Hoher Winkel – Kopftörl – Gruttenhütte	130
Exkursion 5: Hüttling – Neue Ackerlhütte – Alte Ackerlhütte	132
Exkursion 6: Kufstein – Vorderkaiserfeldenhütte – Naunspitze – Petersköpfl – Hinterkaiserfeldentalm	135
Exkursion 7: Kufstein – Tischofer Höhle – Kaisertal – Hinterbärenbad – Stripsenjochhaus	137
Exkursion 8: Stripsenjochhaus – Muldenkern am Feldalmsattel – Hochalm – Bärenentaler Wände – Vorderkaiserfeldenhütte – Kufstein	140
Literatur	141

1. Einleitung

Mit der Geologischen Kaisergebirgskarte von LEUCHS (1907) und der bereits wesentlich detaillierteren Karte von AMPFERER (1933) wurden Meilensteine in der geologischen Erforschung des Kaisergebirges gesetzt. Die Anschauungen dieser beiden Altmeister der Kaisergebirgsforschung bezüglich der relativen Autochthonie bzw. vermeintlichen Deckennatur werden in dem Kapitel zur Erforschungsgeschichte näher vorgestellt.

Seit dem Erscheinen der hervorragenden Karte von AMPFERER sind nunmehr rund 65 Jahre vergangen. An der TU München wurden seit 1975 eine Reihe von Diplomarbeiten und Dissertationen zum Kaisergebirge angefertigt. Die stratigraphischen und faziellen Kenntnisse haben zugenommen und manche Serien konnten feiner unterglie-

dert werden. Neue Aufschlüsse mit großer Bedeutung für die Interpretation des tektonischen Werdeganges wurden entdeckt. Diesen Entwicklungen Rechnung tragend schien es lohnenswert, eine neue Geologische Karte des Kaisergebirges herauszubringen.

Wie bereits die Karte von AMPFERER ist auch die neue Karte auf der Grundlage der Topographischen Alpenvereinskarte (hier Bl. 8, 5. Ausgabe 1992) gezeichnet worden.

Die Stratigraphie und Tektonik im Kaisergebirge, die aufgrund des gebotenen Umfangs der vorliegenden Arbeit nur im Überblick erläutert werden können, werden demnächst in einer Dissertation (ZERBES, in Vorb.) weitergehend erläutert.

2. Geologischer und tektonischer Überblick

Das Kaisergebirge liegt an der Bayerisch-Nordtiroler Grenze östlich des Inns. Es gehört im regionalen Zusammenhang der Nördlichen Kalkalpen zur Staufen-Höll-

gebirgs-Decke des Tirolikums (siehe Abb. 1). Die Abgrenzung und Individualisierung des Tirolikums gegen die Lechtaldecke vollzieht sich westlich und nördlich des

*) Anschrift der Verfasser: Dipl. Geol. DIETER ZERBES, Prof. Dr. ERNST OTT: Lehrstuhl für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie, Technische Universität München, Arcisstraße 21, D-80333 München.

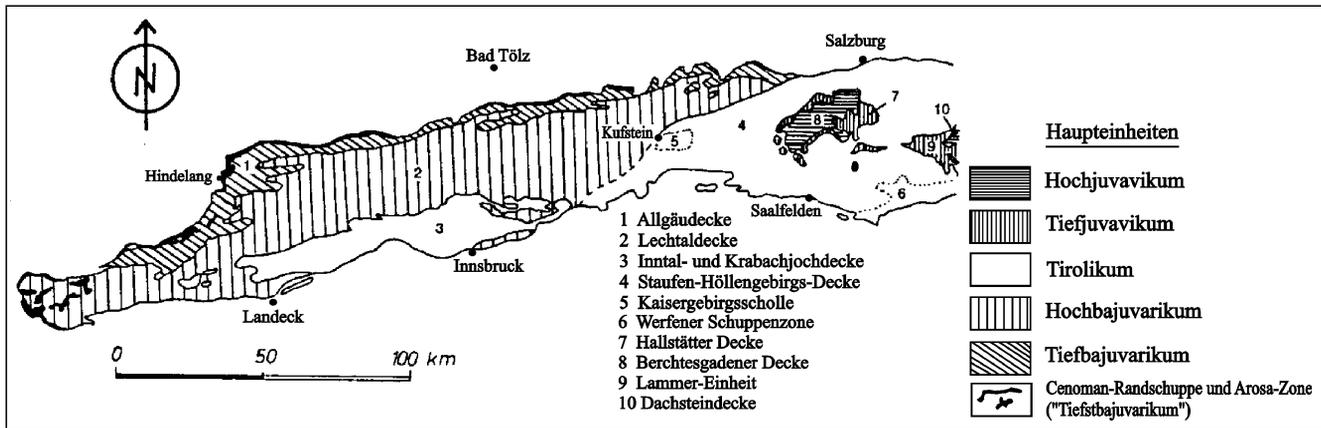


Abb. 1. Überblick über die Position des Kaisergebirges in einer deckentektonischen Gliederung des Mittel- und Westteiles der Nördlichen Kalkalpen. Nach TOLLMANN (1985: Abb. 60) und LEISS (1990: Abb. 1).

Kaisergebirges, so dass zwischen diesen beiden Einheiten noch keine Unterschiede in der stratigraphisch/faziellen Entwicklung der Schichtfolge zu verzeichnen sind.

Aus der tirolischen Decke wurde in der Savischen Phase (Miozän) durch N-S-Einengung die Kaisergebirgs-scholle emporgedrückt.

Die Schichtfolge im Kaisergebirge setzt diskordant mit den terrestrischen Hochfilzener Schichten des Perms über der paläozoischen Grauwackenzone ein. Der weitgehend terrestrisch-fluviatile Sedimentationscharakter hält bis etwa zum Anis an. Ab dem Anis dominiert eine marine Entwicklung mit sich faziell verzahrenden Flachwasser- und Beckensedimenten, die aufgrund von Subsidenz bis km-große Mächtigkeiten erreichen.

	LECHTALDECKE	TIROLIKUM	KAISERGEBIRGS-SCHOLLE
TERTIÄR	Angerbergsschichten	Angerbergsschichten	Angerbergsschichten
	Häringers Schichten	Häringers Schichten	Häringers Schichten
	Oberaudorfer Schichten	Kohlenbachkonglomerat	Kohlenbachkonglomerat
	Gosau	Gosau	Gosau
KREIDE	Branderfleckschichten		
	Neokom-Aptychensch.	Neokom-Aptychensch.	
JURA	Malm-Aptychensch.	Malm-Aptychensch.	
	Radiolarit	Radiolarit	
	Filamentkalk	Filamentkalk	
	Kiesel- und Hornsteinkalke Spatkalk	Kiesel- und Hornsteinkalke "Allgäuschichten" Spatkalk	Manganschiefer Rotkalke Kiesel- und Hornsteinkalke
TRIAS	Rhätolias - u. Oberrhätkalk	Rhätolias- u. Oberrhätkalk	Kössener Schichten
	Kössener Schichten	Kössener Schichten	Kössener Schichten
	Plattenkalk	Plattenkalk	Plattenkalk
	Unterrhätkalk	Unterrhätkalk	Unterrhätkalk
	Hauptdolomit	Hauptdolomit	Hauptdolomit
		Raibler Schichten	Raibler Schichten
PERM		Partnach-Übergangskalk Partnach-schichten	Partnach-Übergangskalk Partnach-schichten
		Wettersteinkalk	Wettersteinkalk
		Reiflinger Sch. Gutensteiner Sch.	Reiflinger Sch. Gutensteiner Sch.
		Steinalmkalk u. -dolomit	Steinalmkalk u. -dolomit
		Alpiner Buntsandstein	Reichenhaller Sch.

Der Jura setzt z.T. über Beckensedimenten der Kössener Schichten (z.B. Eiberger Becken u. Schwend) , z.T. über Oberrhät-Riffkalken (z.B. östlich Ebbs) ein und zeigt eine insgesamt hohe fazielle Differenzierung der Gesteinsausbildungen. Auf der Kaisergebirgsscholle selbst sind von der kontinuierlichen mesozoischen Schichtfolge nur Gesteine bis zum Oberlias erhalten (Manganschiefer des Toarc), die jüngeren Sedimente sind wegerodiert. Erst mit diskordant auf triadischen Gesteinen auflagernden Gosausedimenten bzw. Sedimenten der Inneralpinen Molasse und Augensteinsedimenten sind erneut Reste jüngerer Sedimentationszyklen erhalten (Abb. 2).

Abb. 2. Schematischer, unmaßstäblicher Überblick über die stratigraphischen Anteile, die in den auf dem Kartenblatt vorkommenden tektonischen Einheiten erhalten sind. Quartär ist nicht berücksichtigt.

Mit den Gesteinen in der Umgebung der Kaiserbergirgsscholle ist eine den ganzen Jura umfassende Sedimentation bekundet. Die heute noch anstehenden Sedimente des oberen Malm, die Aptychenschichten, die sich in den hangend folgenden Neokom-Aptychenschichten in die Unterkreide fortsetzen, implizieren eine reine Beckenentwicklung im Malm und in der Unterkreide. In anderen Gesteinen (z.B. in Gosausedimenten und im Kohlenbachkonglomerat) erhaltene Gerölle und Komponenten einer flachmarinen Malm- und Unterkreideentwicklung beweisen jedoch, dass auch im Malm und in der Unterkreide im Umfeld des Kaisergebirges flachmarine Schwellen ausgebildet waren, selbst wenn die entsprechenden Gesteine hier nicht mehr direkt anstehen.

Mit den Neokom-Aptychenschichten endet auch in der Umgebung der Kaiserbergirgsscholle die zusammenhängende Sedimentation. Brandfleckschichten bzw. Gesteine des Gosauzyklus setzen diskordant über unterschiedlich altem Untergrund ein. Die Sedimentation der Gosau hält bis in das Miozän an. Ab dem Obereozän setzt wiederum diskordant der Sedimentationszyklus der Inneralpinen Molasse ein, der mit Resten auch noch auf der Kaiserbergirgsscholle erhalten ist. Die jüngsten tertiären Gesteine sind reliktsch erhaltenen Augensteinsedimente. Erst im Quartär, dessen Ablagerungen großflächig und in großer Vielfalt erhalten sind, erfährt das Kaisergebirge durch die erosive Wirkung des Gletschereises seine rezente morphologische Ausprägung.

Die Kaiserbergirgsscholle ist allseits von Störungen begrenzt. Dies sind im Westen die Inntalstörung, die sich nach Norden in der Prientalstörung fortsetzt und ein sinistres Störungssystem darstellt (vgl. z.B. ORTNER & SACHSENHOFER, 1996). An der Kaiserbergirg-Nordrandstörung ist die Kaiserbergirgsscholle jüngstenfalls auf oberoligozäne Angerbergsschichten aufgeschuppt. Im Osten wird sie von der sog. Kohlental-Blattverschiebung begrenzt. An dieser Grenze haben jedoch auch ostvergente Aufschuppungen stattgefunden, wie bei Griesenau durch die Auflagerung von Hauptdolomit auf alttertiärer Gosau an einer mittelsteilen Schubbahn belegt ist. Ostwärts gerichtete Bewegungen werden in den Zusammenhang mit einer lateralen Extrusion der Ostalpen im Miozän gestellt (RATSCHBACHER et al., 1991a, 1991b; DECKER et al., 1994).

Im Süden zeigt die Kaiserbergirgsscholle an der Kaiserbergirg-Südrandstörung eine südvergente Aufschuppung auf den südlich vorgelagerten Niederkaiserzug, der in sich ebenfalls verschuppt, tektonisch zerlegt und in E-W-streichende Mulden und Sättel gebogen ist. Hier sind jüngstenfalls alttertiäre Gesteine des Gosauzyklus einbezogen, in einer weiter südlich gelegenen Schubbahn (Peppenauer Graben) auch obereozäne bis mitteloligozäne Häringer Schichten.

Die Bewegungsmuster zeigen eine Raumverkürzung in N-S-Richtung an, auf die die Kaiserbergirgsscholle aufgrund des starren, randlich dünnen und im Zentralteil

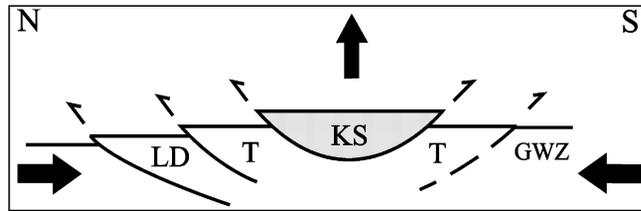


Abb. 3. Vereinfachte, schematische Skizze der Kaiserbergirgsscholle. Durch Einengung und Raumverkürzung in N-S-Richtung wurde die Kaiserbergirgsscholle (KS) aus dem Tirolikum (T) emporgepresst. LD = Lechtaldecke, GWZ = Grauwackenzone.

mächtigen und somit primär-sedimentär schüsselförmig angelegten Wettersteinkalk-Riff-Lagunen-Komplexes durch eine Ausweichbewegung nach oben mit im Norden nordvergenter und im Süden südvergenter Aufschuppung auf das Vorland reagiert hat.

Die Kaiserbergirgsscholle selbst besteht insgesamt aus einer großangelegten Mulde mit dem Zahnen Kaiser als Nord- und dem Wilden Kaiser als Südflügel. In überregionalem Zusammenhang hat die südlich anschließende Grauwackenzone in etwa im Bereich des Kaisergebirges ihre weiteste Erstreckung nach Norden. Der Bereich der größten Einengung erfasst die Kaiserbergirgsmulde in ihrem Mittelteil, sodass die Muldenachse im Meridian von Stripsenjoch – Feldalmsattel eine Aufwölbung besitzt („gesattelte Mulde“, zurückgehend auf FUCHS, 1944). Die Großmulde taucht ab diesem Meridian mit ihrer Achse sowohl in östlicher als auch in westlicher Richtung mit einem Betrag von rund 10°–20° flach ab.

Ungeachtet des einfachen Prinzips einer Großmulde ist der tektonische Bau innerhalb der Kaiserbergirgsscholle komplizierter. Im Detail erweist sich die Mulde als ein Muldensystem mit mehreren, untergeordneten Mulden und Sätteln und anderen lokalen Komplikationen (z.B. aufgewölbtes Wettersteinkalk-Vorkommen im Kaisertal, siehe Abb. 31), wie sie sich alleine schon aus mechanischen Gründen durch die Raumverkürzung im Muldenkern und die unterschiedlichen mechanischen/rheologischen Reaktionen der verschiedenen Gesteine ergeben. Im Zahnen Kaiser endet der aufgerichtete Muldenflügel des Wettersteinkalkes nach Osten an der bedeutenden Störung zwischen Roßkaiser/Ebersberg und dem Hauptdolomit des Habersauertales. Diese Störung hat den Charakter einer steilen Schere mit unbedeutenden oder geringen Versetzungsbeträgen im Südwest- und zunehmend größeren Versetzungsbeträgen im Nordostteil. In streichender östlicher Verlängerung des Wettersteinkalkes vom Roßkaiser ist der Hauptdolomit in eine Sattelstruktur gefaltet (Riederkogel-Antiklinale).

Im Kaisergebirge dominiert insgesamt ein etwa 165°-gerichtetes Störungssystem (vgl. Exkursion 7). Dieses System ist früh (vermutlich bereits prägosauisch) als a-c-System zur Großmulde angelegt und später immer wieder reaktiviert worden.

3. Erforschungsgeschichte und Wandel der geologischen Deutung

Kurt LEUCHS hat an der Universität München seine Doktorarbeit über das Kaisergebirge gemacht. Die Arbeit ist 1907 in Innsbruck erschienen, mit einer farbigen geologischen Karte im Maßstab 1 : 33.000. Beim Bau der Eibergstraße wurden neue Aufschlüsse geschaffen, die von LEUCHS (1912) erläutert wurden und die seine Auffassung von der vertikalen Bruchtektonik im Kaisergebirge zu be-

stätigen schienen. Später musste sich LEUCHS dann mit einer neuen Interpretation auseinandersetzen, der Kaiserbergirg-Decke, die inzwischen von Otto AMPFERER vorgestellt worden war (erstmalig 1921).

AMPFERER war in den zwanziger Jahren als Aufnahmegeologe der Geologischen Bundesanstalt Wien mit der Aufnahme der Kartenblätter Kufstein und St. Johann be-

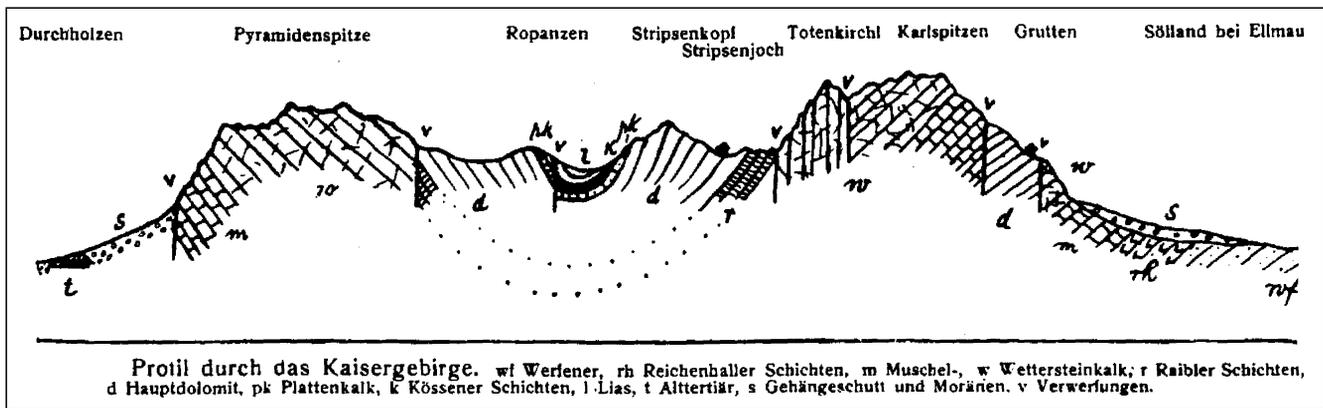


Abb. 4. Profil durch das Kaisergebirge aus dem Kalkalpen-Führer von K. LEUCHS (1921: 116, Abb. 51).

auftragt. Deren Maßstab 1 : 75.000 schien ihm nicht ausreichend, und so hat AMPFERER auf der Grundlage der damals neuen Alpenvereinskarte 1 : 25.000 eine Neukartierung durchgeführt, die 1933 mit seinem Geologischen Führer für das Kaisergebirge erschienen ist.

Die unterschiedliche Auffassung der beiden Erforscher geht am besten aus dem Vergleich ihrer entworfenen Querprofile des Kaisergebirges hervor (Abb. 4 und 5).

Einigigkeit besteht darin, dass Wilder Kaiser der Südflügel und Zahmer Kaiser der Nordflügel einer großen Mulde aus Wettersteinkalk sind, die über das Umland emporragt. Bei LEUCHS (1921: Abb. 51) ist diese Großmulde an senkrechten Brüchen aus dem Untergrund emporgehoben. Bei AMPFERER (1933: Fig. 11) ist es eine von Süden her eingeschobene Decke, die an der Basis abgewetzt sein soll, eine „Mulde ohne Sohle“.

Soweit zu den Unterschieden in der abschließenden tektonischen Interpretation. Zum richtigen Verständnis müssen aber die Differenzen in der Kartierung der beiden Forscher nachvollzogen werden.

Entscheidend ist hier der sogenannte Niederkaisierzug. Dieser dem Hochkaiser südlich vorgelagerte Triasstreifen hat eine ganz andere Mitteltrias-Ausbildung. Der „Wettersteinkalk“ im Niederkaiser wird oft untypisch dunkelfarben und sieht dann wie Muschelkalk aus; auch wenn er hell und eindeutig ansprechbar ist, ist er jedenfalls viel schwächer vertreten als im Hochkaiser und erreicht höchstens ein Zehntel der dortigen Mächtigkeit. Erschwerend kommt hinzu, dass im Wettersteinkalk-Niveau sowohl dunkle als auch helle Kalke in splittigen Dolomit übergehen können und dass manchmal auch Mergelschaltungen vorkommen.

Zu allen diesen Erscheinungen hat LEUCHS einzelne Beobachtungen gehabt, aber ein logisches Sedimentationskonzept war zu seiner Zeit nicht ersichtlich. Er hat schließlich Zuflucht genommen zu einer „zweiten Facies des

Muschelkalkes“, die zusätzlich zu jener vom Hochkaiser bekannten Ausbildung hier noch verbreitet sein sollte, und zwar in Form von dunklen Kalken, Dolomiten und gelegentlich schwarzen Mergeln. Bestimmend für Muschelkalk waren für ihn wohl die vorwiegend dunklen Gesteinsfarben, denn fossilmäßig war – ohne Dünnprofile und Mikrofazies – nichts herauszuholen; außerdem stand damals nichts weiter zur Wahl als entweder Muschelkalk oder Wettersteinkalk.

Nachdem nun in seinem faziell erweiterten Muschelkalk alle möglichen Kalke neben Dolomiten und Mergeln Platz finden durften, hat LEUCHS sich im Zweifelsfall für diesen entschieden. Das hat dazu geführt, dass er um den Hintersteiner See herum großzügig (von der Weißbachschlucht bis zum Treffauer hinüber) nicht nur den Wettersteinkalk und dessen Äquivalente Partnachschichten und Partnachübergangskalk, sondern auch noch Raibler Schichten und selbst den Hauptdolomit seinem Muschelkalk einverleibt hat.

Nur am Gruttenkopf und am Baumgartenköpfl, wo das Gestein die typisch helle Farbe hat, gibt es bei LEUCHS im Niederkaiser Wettersteinkalk. Wo er fehlt, muss es tektonische Ursachen haben.

AMPFERER hingegen hat im gesamten Niederkaiser den Wettersteinkalk durchziehen lassen; beim Vorliegen von Dolomiten hat er auf Ramsaudolomit erkannt. Auch im Osten, von der Regalm bis zum Labturkopf, wo in der jetzt vorliegenden Karte Partnachübergangskalk kartiert ist, hält er an einer dünnen Lamelle aus Wettersteinkalk fest. Eine Begründung für diese Einstufung gibt AMPFERER nicht; nach den damaligen Kriterien der Gesteinsansprache allein hätte er eigentlich wie sein Vorgänger aus dem dunklen Kalk dort Muschelkalk machen müssen. Aber offensichtlich wollte AMPFERER hier unbedingt zusätzlich noch seinen Wettersteinkalk in der Schichtfolge haben.

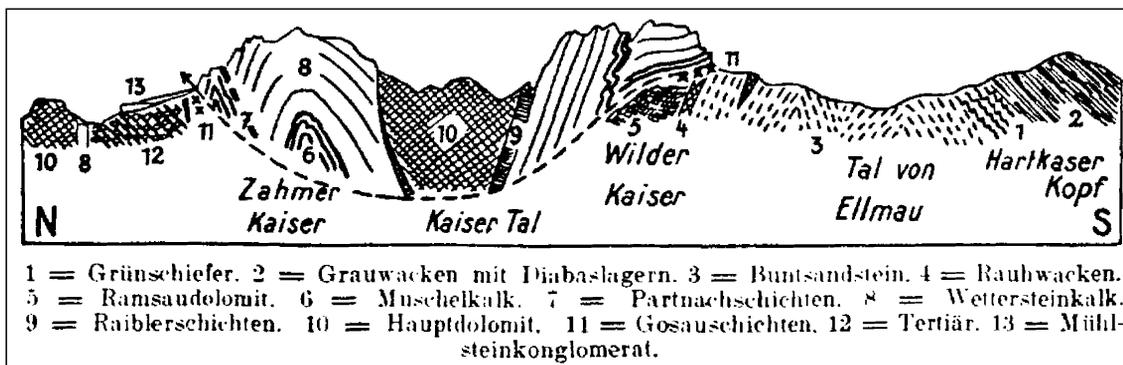


Abb. 5. Profil durch das Kaisergebirge aus dem Kaiserführer von O. AMPFERER (1933: 53, Fig. 11).

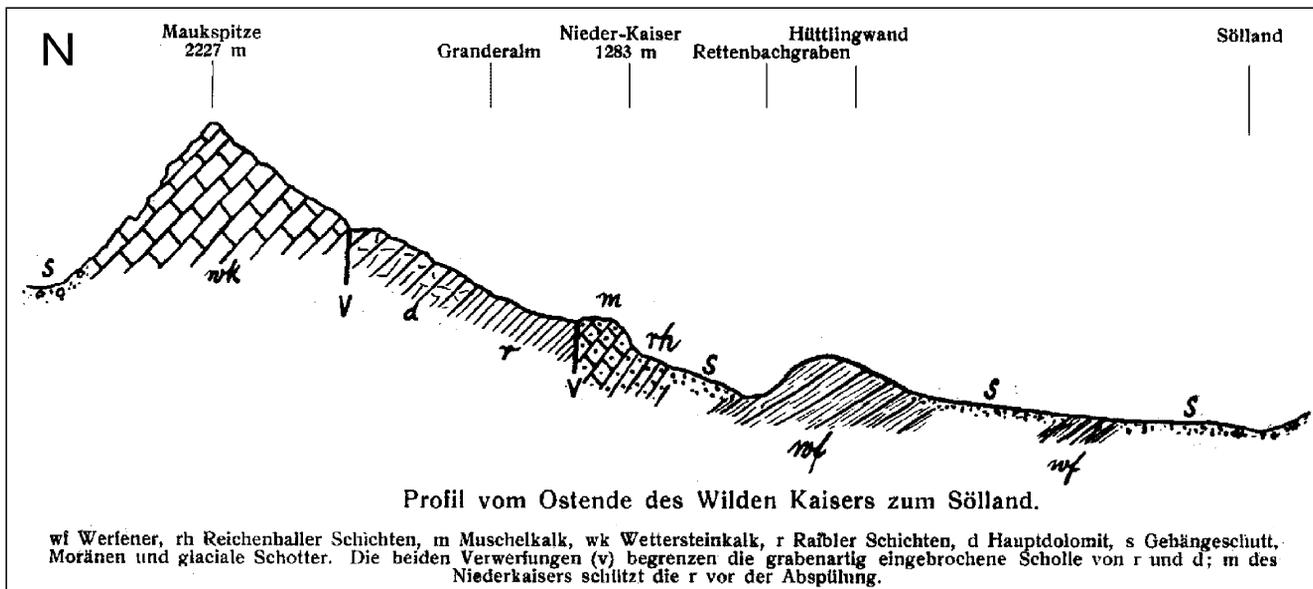


Abb. 6. Profil durch den Südrand des Ostkaisers aus dem Kalkalpen-Führer von K. LEUCHS (1921: 122, Abb. 52).

Es ist nicht bloße Haarspalterei, ob da ein paar Meter als Wettersteinkalk oder als Muschelkalk zu kartieren sind, es geht vielmehr um das tektonische Gesamtkonzept!

Zur Verdeutlichung der unterschiedlichen Auffassung werden zwei Profile durch den Südrand im Ostkaiser gezeigt. Das Profil von LEUCHS liegt zwar 1 km östlicher, aber im Prinzip ist es die gleiche Situation.

Es geht um die in Abb. 7 unter Ziffer 5 bezeichnete Stufe bei der Regalm, wo AMPFERER die Wandstufe als Wettersteinkalk in eine ungestörte Schichtfolge eingliedert. In seinem Profil gibt es nur eine relativ flachliegende Störung, nämlich die Überschiebung seiner Kaisergebirgsdecke auf Gosau an der alten (nicht heutigen) Ackerlhütte. Der dortige "Wettersteinkalk" des Niederkaisers ist wie gesagt alles andere als typisch, in Wirklichkeit handelt es sich bei der Wandstufe um schwarzen Partnachübergangskalk, der außerdem im Hangenden von Partnachmergeln begleitet wird.

Von LEUCHS wurde diese Wandstufe aufgrund des dunklen Kalkes selbstverständlich als m = Muschelkalk kartiert (Abb. 6). Konsequenterweise musste er den dann

fehlenden Wettersteinkalk durch eine Abschiebung unterdrücken. Es gibt in seinem Profil 2 Störungen. Die obere entspricht der Kaisergebirgsüberschiebung, aber sie ist nicht flach wie bei AMPFERER, sondern genauso vertikal wie seine untere. LEUCHS nimmt also einen tiefgreifenden und dabei sehr schmalen Graben an, in dem das Verbindungsstück zwischen Hochkaiser und Niederkaiser an vertikalen Störungen abgesenkt sei.

Nach AMPFERER standen Hochkaiser und Niederkaiser zur Zeit der Ablagerung der Schichten nicht in benachbarter Lage. Der Niederkaiser hat eine eigene geringmächtige, aber ungestörte Schichtfolge in der Mitteltrias, die mit dem Hochkaiser nicht zu vergleichen ist. Der Hochkaiser ist bei ihm als ortsfremde Decke erst nach der Gosauzeit auf das Sockelgebirge des Niederkaisers geschoben worden.

Weder LEUCHS noch AMPFERER hatten damals ein Faziesmodell für den Wettersteinkalk. Sie haben nicht in Vorriff-, Riff- und Lagunenfazies differenziert, wie das heute gemacht wird. Die zugehörige Beckenfazies der Partnachschieben hat LEUCHS gar nicht, AMPFERER nur in der Nordostecke des Zahnen Kaisers gefunden. Somit

ist beiden Autoren entgangen, dass die Kaisergebirgsmulde auch im Süden von Partnachschieben flankiert ist. Ein schlüssiges Faziesmodell für das Kaisergebirge lässt sich aber nur unter die-

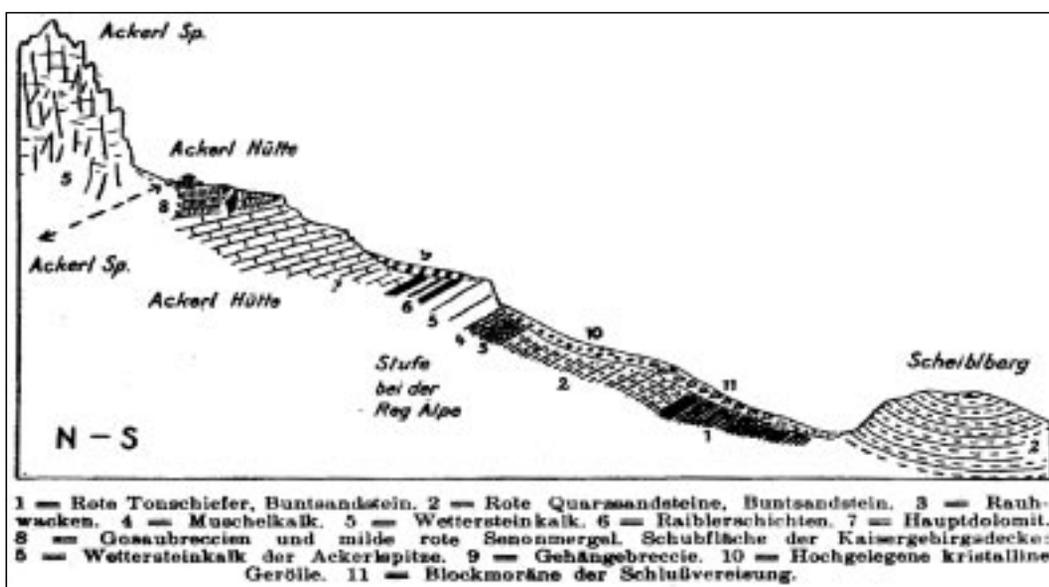


Abb. 7. Profil durch den Südrand des Ostkaisers aus dem Kaiserführer von O. AMPFERER (1933: 123, Fig. 51).

sem Gesichtspunkt und mit Einbeziehung des benachbarten Niederkaiserzuges rekonstruieren. Der Niederkaiserzug ist der nach Süden ausdünnende Riffsaum des Hochkaiser-Riffkomplexes. Der Riffsaum war gelappt, er hatte einspringende Partnach-Buchten und vorspringende Riff-Sporne.

Für AMPFERER waren die scheinbar unvereinbaren Gegensätze im Wettersteinkalk von Hochkaiser und Niederkaiser ein Hauptargument für eine dem Sockelgebirge fremd gegenüberstehende Kaisergebirgsdecke. Für OTT (1984) sind es gerade diese Befunde, welche eine sinnvolle Einbindung erlauben und damit die Kaisergebirgsdecke zu Fall bringen.

Man darf nun aber nicht so weit gehen und sagen, dass LEUCHS mit seiner übertrieben autochthonen Auffassung

am Ende Recht behalten hätte. Seine Fahrstuhltektonik musste mit unwahrscheinlich schmalen Grabenbrüchen begründet werden, die dafür benötigten Vertikalstörungen sind entweder nicht vorhanden oder nachweislich nicht vertikal. Die auf der Westseite der Treffauer Scholle offenkundige, flache Überschiebung hat er nicht kommentieren müssen, weil er die jüngere Unterlage zu seinem Muschelkalk gemacht und damit eine scheinbar normale Abfolge angenommen hat.

AMPFERER hatte unter dem Eindruck der von ihm entdeckten Karwendel-Überschiebung eine elegantere Lösung anzubieten, die keineswegs nur einer neuen Mode entsprach, sondern viele Geländebefunde plausibler erklären konnte.

4. Erläuterungen zur Legende der Geologischen Karte des Kaisergebirges

Hochfilzener Schichten (hs)

Die von TOLLMANN (1976: 36ff.) gegebene Definition der Hochfilzener Schichten für einen terrestrischen bis flachmarin beeinflussten Schichtstapel,

„der sich aus einem tieferen Basalbrekzienkomplex (Hochfilzener Basalbrekzie) und einem durch Übergang verbundenen höheren Anteil aus einer Tonschiefer-Sandsteinserie mit gelegentlichen Einschaltungen von Quarzkonglomeraten (Hochfilzener Hangendserie) zusammensetzt,“

geht auf die im Raum Wörgl-Hochfilzen vorgenommene Gliederung des Permoskyth durch MOSTLER (1972: 157) zurück und umfasst Schichtglieder, die im historischen Rückblick z.T. zum Alpenen Buntsandstein zugerechnet wurden, z.T. unter den Begriff des Alpenen Verrucano fallen und z.T. in Anlehnung an die faziell vergleichbare Gesteinsserie der Prebichlschwelle in den östlichen NKA auch im Kaisergebirge als Prebichlschichten bezeichnet wurden.

Die Serie besteht im Bereich des Kaisergebirges aus einer Basalbrekzie als reliefauffüllendes Fanglomerat (Söll, knapp südl. außerhalb des Kartenblattes), einem bis 15 m mächtigen, jedoch nicht in allen Profilen ausgebildeten Liegendsandstein und einer Tonschiefer-Feinsandschiefer-Serie. In die Tonschiefer-Serie sind ohne laterale Beständigkeit im cm-dm-Bereich gebankte, tonarme Sandsteine und geringmächtige (max. dm-Bereich) Quarzkonglomerate und polymikte Konglomerate (mit Quarzporphyrgeröllen) zwischengeschaltet. Letztere werden als Grobschüttungen infolge tektonischer Unruhen im Zusammenhang mit der Saalischen Phase an der Grenze Unter-/Oberrotliegend angesehen. Die Sandsteine nehmen zum Hangenden generell zu und gehen unter Abnahme der Tonschieferanteile in die Sandsteine des Alpenen Buntsandsteins über.

In der Tonschiefer-Sandsteinserie kommen Magnesitknollen vor, die in Größe, Häufigkeit und Verteilung erheblichen Schwankungen unterliegen. Sie sind im Mittelteil des Kartenblattes am häufigsten und durchschnittlich cm-groß und nehmen nach Westen und Osten in Größe und Häufigkeit ab. Ebenfalls innerhalb der Tonschiefer-Sandsteinserie treten porphyrische Vulkanite (cm-dick) auf, die als subsequente, saure Vulkanite der Saalischen Phase zugeordnet werden (MOSTLER, 1972: 158f.).

Die gesamte Serie der Hochfilzener Schichten erreicht im Bereich des Kartenblattes max. etwa 500 m Mächtig-

keit, aufgrund der komplexen Tektonik ist jedoch die erhaltene Mächtigkeit nicht mit der primär-sedimentären Mächtigkeit gleichzusetzen.

In zeitlicher Hinsicht werden die Basalbrekzie und die unter den Quarzporphyrischen Tuffen liegenden Anteile der Tonschiefer-Sandsteinserie ins Unterrotliegende eingestuft. Die hangende zeitliche Reichweite wird nach paläomagnetischen Hinweisen (SOFFEL & WOHL, 1987), Schwefelisotopdatierungen (STINGL, 1989: 250f.) und weiteren Argumenten (BRANDNER, 1987) mit dem Sedimentationsumschwung von den Hochfilzener Schichten zum Alpenen Buntsandstein an der Perm/Trias-Grenze fixiert.

Alpiner Buntsandstein (Permoskythsandstein) (s)

Der Alpine Buntsandstein entwickelt sich aus den Hochfilzener Schichten kontinuierlich unter Zunahme der Sandsteine und Abnahme der Tonschiefer. Aufgrund des Sedimentationsumschwunges an der Perm/Trias-Grenze können die Sandsteine der Hochfilzener Schichten von jenen des Alpenen Buntsandsteins nach lithologischen Kriterien unterschieden werden. So werden die Sandsteine der Hochfilzener Schichten in ihrer Zusammensetzung von lithischen Areniten und Grauwacken dominiert, während die Sandsteine des Alpenen Buntsandsteins einen höheren Anteil an monokristallinem Quarz und geringere Anteile an Gesteinsbruchstücken und Feldspäten aufweisen. Desweiteren nehmen die Matrixanteile der Sandsteine von den Hochfilzener Schichten zum Alpenen Buntsandstein ab, während die texturale und kompositionelle Reife sprunghaft zunimmt (STINGL, 1987: 648f.; WANKER, 1990: 86).

Der Alpine Buntsandstein wird nach lithofaziellen Gesichtspunkten in einen Unteren und einen Oberen Buntsandstein unterteilt. Der untere Buntsandstein besteht i.w. aus schräggeschichteten Ablagerungen eines verflochtenen fluviatilen Systems mit Fining-upward-Kleinzyklen und geht nach oben hin in eine zunehmend randmarin beeinflusste Fazies mit intertidalen Ablagerungen über. Diese Küstenfazies stellt die Annäherung an das Werfener Meer dar, das jedoch mit seinem Vordringen aus SE bis etwa St. Johann das Kaisergebirge nur äußerst randlich erreicht.

Der Obere Alpine Buntsandstein setzt aufgrund der nach S bis SE zurückweichenden Küstenlinie des Werfener Meeres mit einer Rekurrenz der fluviatilen Fazies mit Sandsteinen mit Fining-upward-Kleinzyklen ein. Durch

die oberskythische Transgression des Werfener Meeres, zu dem das Kaisergebirge eine nördliche Randlage einnahm, zeigen die Sedimente zum Hangenden hin zunehmend Anzeichen intertidaler und mariner Beeinflussung, z.B. Herringbone-Strukturen, sigmoidale Schrägschichtung, bimodale Schüttungsrichtungen, Ichnofossilien vom Typ *Diplocraterion* und eine Zunahme des Karbonatgehaltes im Übergang zu den Werfener Schichten (STINGL, 1987).

Im Schwermineralspektrum des Alpinen Buntsandsteins mit Zirkon, Turmalin und Rutil, Apatit, Titanit, Granat, Hornblende und Zoisit wird der Apatit im Oberen Alpinen Buntsandstein zum Hauptbestandteil.

Die Gesamtmächtigkeit des Alpinen Buntsandsteins am Südrand des Kaisergebirges lässt sich aufgrund der komplizierten tektonischen Situation und des Mangels an zusammenhängenden Profilen nur annäherungsweise mit etwa 400–500 m bestimmen.

Im Hangenden ist im Übergang zu der flachmarinen, karbonatisch-salinaren Entwicklung der Reichenhaller Schichten eine 10–50 m mächtige, überwiegend sandige Serie mit stark zunehmendem Karbonatgehalt und charakteristischer Werfener Fauna mit *Costatoria* (= *Myophoria*) *costata* ZENKER und *Gervilleia* sp., Lamellibranchiatenfragmenten und vereinzelt, sehr schlecht erhaltenen Ammoniten ausgebildet, die einer Randfazies der Werfener Schichten entspricht (in der Karte nicht dargestellt).

Mit dem Auftreten von *Costatoria costata* und *Gervilleia* sp. ergibt sich auch die Altersreichweite des Permoskyths im Kaisergebirge bis mindestens ins Campil (Oberskyth). Diese Fossilien sind zwar für das Campil bezeichnend (TOLLMANN, 1976: 63), *Costatoria costata* kann jedoch bis ins untere Anis hineinreichen (ROSENBERG, 1958: 296).

Reichenhaller Schichten

Gips (rhg)

Gips der Reichenhaller Schichten tritt im Kaisergebirge in tektonisch verquetschter Lage an der Aufschubung der Reichenhaller Schichten der Kaisergebirgsscholle gegen Lias-Hornstein- und Fleckenkalke des nordöstlichen Vorlandes auf (Ebersberg Ost-Seite, Zahmer Kaiser).

Aufgrund der tektonisch bedingten Position als duktiler Gleitmittel an der bedeutenden Kaisergebirgs-Nordrand-Aufschubung handelt es sich nicht um reinen Gips, sondern um eine Gipsbrekzie mit mechanisch eingearbeiteten, dunklen Dolomitbruchstückchen im mm-cm-Bereich.

Rauhwickige Dolomitbrekzien (rhb)

Basale Serie der Reichenhaller Schichten bestehend auch rauhwickig aussehenden bzw. anwitternden Dolomitbrekzien mit Übergängen zu echten Rauhwicken, die in Wechsellagerung mit dunklen Dolomitbrekzien auftreten. Gips oder Anhydrit wurden anstehend in dieser Serie nicht gefunden, ein Hinweis auf ihr Vorkommen ist jedoch neben dem tektonisch aufgeschleppten Gipsvorkommen am Ebersberg und den vereinzelt auftretenden Rauhwicken auch die Tatsache, dass dieser Horizont aufgrund des duktilen Verhaltens häufig als Abscherungs- oder Störungshorizont dient. Aufgründessen treten die rauhwickigen Dolomitbrekzien nicht überall als explizit ausscheidbarer Horizont auf, sondern sind in ihrem Auftreten und v.a. ihrer Mächtigkeit großen Schwankungen unterworfen. Die beobachtete Mächtigkeit dieser wasserstauenden Serie (Quellhorizont) beträgt bis 40 m.

Der Gesteinscharakter wird bestimmt durch gelblich verwitternde, im Anschlag jedoch häufig graue oder dunkle Gesteine mit zelliger oder kaverner Anwitterung und herauswitternden, calcitischen Stegen von meist dolomitischen Brekzien. Die gelbe, zuckerkörnig rekristallisierte Matrix umschließt dabei löcherig eckige, helle, gelblichgraue und dunkle oder grauschwarze Komponenten in mm- bis cm-Bereich. Die Komponenten sind z.T. selbst entfestigt, mürbe oder verascht. In unterschiedlichem Ausmaß eingeschaltet sind Lagen dolomitischer Brekzien, die dicht und nicht porös sind.

Aufgrund des Fehlens von Fossilien stützt sich die zeitliche Einordnung in das Oberskyth/Unteranis auf die stratigraphische Stellung hangend zu den unterlagernden Gesteinen des Oberskyth.

Kalk-Dolomit-Brekzien-Wechsellagerung (rhk)

Wechsellagerung überwiegend dünnbankiger, vereinzelt auch massiger, hell- bis dunkelgrauer oder bräunlichgrauer, dichter bis zuckerkörniger Dolomite, charakteristischer Pelsparite, untergeordnet auch Kalke, mit Brekzienlagen. Die Brekzien zeigen eine Varianz sowohl hinsichtlich der Komponentengröße und Zusammensetzung von mono- bis polymikten Grob- bis Feinbrekzien als auch hinsichtlich der Matrixfarbe, die über orange und unterschiedliche Grautöne bis schwarz variiert. Vereinzelt ist auch eine Rekurrenz der gelbbraunen, löcherig-zelligen Ausbildung zu beobachten. Am Ebersberg treten z.T. polymikte, heterogene, bunte Brekzien auf, die als

Komponenten in kalkiger Matrix Dolomite aller Farbschattierungen, gelbe Rauhwicken, schwarze und vereinzelt rötliche Kalke enthalten. Die Komponentengröße schwankt erheblich vom cm- bis in den dm-Bereich. Mit den Brekzien verzahnen sich Areale mit dunklen, z.T. kleine Wände bildenden Kalken, die von Gutensteiner Kalken nicht zu unterscheiden sind und daher im folgenden Abschnitt beschrieben werden.

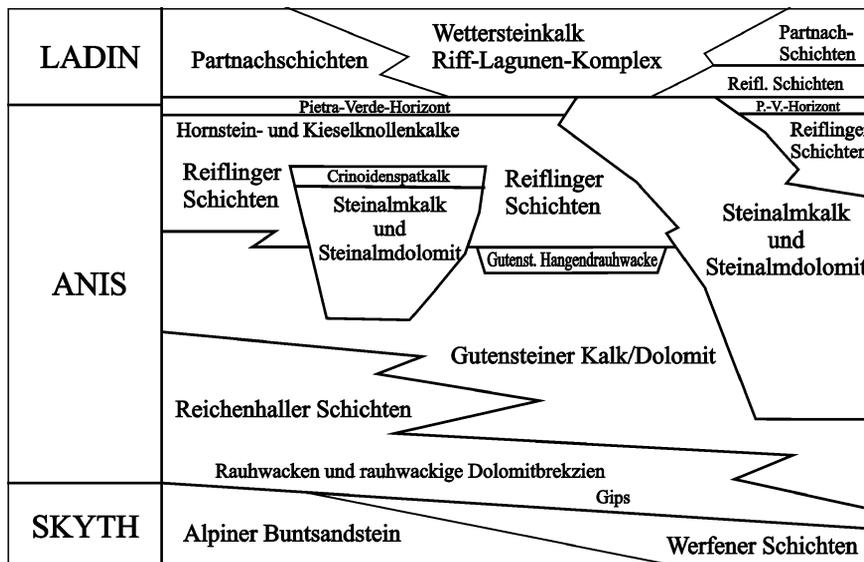


Abb. 8. Schematische, unmaßstäbliche Skizze der Faziesverzahnung im Oberskyth-Anis.

Die Kalk-Dolomit-Brekzien-Serie erreicht an der Südseite des Kaisergebirges eine Mächtigkeit bis rund 70 m. Am Ebersberg ist trotz der großen Ausstrichbreite aufgrund der Aufschlussverhältnisse, der Faltung und der tektonischen Beeinträchtigung die Mächtigkeit nicht sicher bestimmbar, dürfte aber Werte bis 200 m erreichen.

Die Serie ist über weite Bereiche fossilfrei, in dunklen, dünnbankigen Kalken kommen sehr spärlich Ostracoden und Foraminiferen (Glomospiren) vor.

Als Besonderheit treten innerhalb der Serie sowohl am Kaisergebirgs-Südrand (Brekzienzone zwischen Sonnenstein und Hochkaiser), als auch am Nordrand (Ebersberg, NW-Flanke) grünliche Mergel und grüne Quarzsandsteine in karbonatischer Matrix auf (einige Meter Mächtigkeit). Die stratigraphische Position ist aufgrund der tektonischen Beeinträchtigung unklar, am Ebersberg kommen solche Sandsteine auch als Komponenten in der erwähnten bunten Brekzie vor. Im Komponentenspektrum der grünen Sandsteine sind neben den dominierenden, eckigen bis kantengerundeten Quarzkörnchen Glimmerschiefer, Biotit, helle Glimmer, kalkige oder dolomitische Fragmente und Minerale der Chloritgruppe (farbgebend) zu finden, röntgenographisch lässt sich auch Feldspat nachweisen. Eine tuffitische Natur der Sandsteine ist bisher nicht bewiesen.

Aufgrund fehlender Fossilien für eine direkte Alterseinstufung wird für die Kalk-Dolomit-Brekzien-Wechselfolge eine Altersstellung im Unteranis angenommen, ohne dass sich oberstes Skyth positiv ausgrenzen lässt (vgl. TOLLMANN, 1976: 69f.).

Gutensteiner Kalk/Dolomit (gk)

Im Anschlag graue bis schwarze, auch bräunliche, überwiegend dünn-schichtige (mm-cm-Bereich) bis gut gebankte (2–20 cm-Bereich), seltener massige (Ebersberg), bituminöse Kalke mit glatten oder leicht welligen, in der Ausbildung als „Wurstelkalk“ auch knollig-wursteligen Schichtflächen. Untergeordnet treten innerhalb der Folge auch Bänke laminiertes (mm-rhythmisiert) Dolomite auf. Die Verwitterungsfarbe ist heller als die Eigenfarbe. Das Gestein ist vielfach von weißen, unregelmäßigen Calcitadern durchzogen. Die im Meterbereich massigeren Partien unterscheiden sich hinsichtlich Aussehen und Ausprägung nicht von den gebankten Ausbildungen, jedoch deutlich von den helleren Steinalmkalken. Die charakteristischen Wurstelkalke dieser Serie führen fingerdicke, unregelmäßige, auf Bioturbation zurückgehende, dunkle „Wurstel“, die farblich von dem gelblich-bräunlichen, mergeligen Zwischenmittel abgegrenzt sind.

Die Gutensteiner Kalke können in allen Niveaus von dolomitisierten Äquivalenten vertreten werden. Gutensteiner Kalke/Dolomite treten bereits im Niveau der Reichenhaller Schichten als Folge einer sedimentären Verzahnung auf (vgl. Abb. 8).

Mikrofaziell handelt es sich überwiegend um Mikrite, vereinzelt auch um Pseudosparite, mit allgemein geringem Anteil biogener Komponenten. Partiiell sind auch Oosparite und sog. „Sphärenmikrite“ (KUBANEK, 1969: 55) ausgebildet. Gezackte Druckflaser-nähte (Stylolithen) sind häufig. Der spärliche, nur partiell reichere Biogengehalt besteht aus Echinodermenschutt, Ostracoden, Gastropoden, Filamenten, Pellets und Foraminiferen (u.a. *Nodosaria* sp., *Fronicularia* sp., *Meandrospira* sp., *Glomospirella* sp.).

Die Mächtigkeit der Gutensteiner Kalke/Dolomite variiert je nach lokaler, fazieller Ausbildung des Alpenen Mu-

schelkalkes, erreicht durchschnittlich Werte im 10er-Meterbereich und Maximalwerte bis 150 m.

Ein basales Einsetzen der Gutensteiner Kalke/Dolomite bereits im Skyth ist im Kaisergebirge aufgrund der Verzahnung mit Reichenhaller Schichten und der zu den Reichenhaller Schichten vergleichbaren Fauna nicht auszuschließen. Die Altersstellung der Gutensteiner Kalke/Dolomite reicht von oberstem Skyth bis zum obersten Mittel-anis (Pelson) (TOLLMANN, 1976: 78).

Gutensteiner Hangendrauhwacke (gr)

Gelbliche Rauh-wacke bzw. rauh-wackig aussehende Dolomitbrekzie, die im Verbreitungsgebiet im Niederkaiser am Südostrand des Kaisergebirges hangend zu Gutensteiner Kalken auftritt. Diese etwa 10–15 m mächtige Schicht ist entweder primär sedimentär oder infolge tektonischer Ursachen nicht überall im Hangenden der Gutensteiner Kalke ausgebildet. Aufgrund des sedimentären Überganges in die hangenden Reiflinger Kalke und des Auflagerns auf Gutensteiner Wurstelkalken ist die stratigraphische Position jedoch eindeutig. Aus den gleichen Gründen kann auch ausgeschlossen werden, dass es sich um tektonisch positionierte Rauh-wacken aus dem Niveau der Reichenhaller Schichten handelt.

Die bislang nicht durch Fossilien gestützte Altersstellung in das Mittel-anis/unteres Ober-anis ergibt sich rein aus der stratigraphischen Stellung hangend zu den Gutensteiner Kalken/Dolomiten.

Steinalmkalk/Dolomit (sk)

Steinalmkalk nimmt i.a. innerhalb der Serie des Alpenen Muschelkalkes ein mittleres Niveau zwischen den Gutensteiner Schichten im Liegenden und den Reiflinger Schichten im Hangenden ein. Aufgrund der Faziesverzahnung im Anis weichen die Gelände-verhältnisse von diesem Idealbild z.T. erheblich ab. So kann der Steinalmkalk die Gutensteiner Schichten und auch die Reiflinger Schichten lateral partiell oder auch vollständig vertreten, so dass sein Auftreten nicht durch ein stratigraphisches Niveau, sondern vielmehr durch die Ausbildung definiert ist.

Im Unterschied zu den anderen Gesteinen des Alpenen Muschelkalkes ist der Steinalmkalk ein heller, grau bis bräunlich-grauer, massiger und bereichsweise wandbildender Kalk, der im Handstück mit Wettersteinkalk verwechselt werden kann. Ein Bankung ist z.T. im Meter- bis Zehnermeterbereich angedeutet. Der Steinalmkalk kann auch in einer hellen, meist zucker-körnigen dolomitischen Vertretung vorkommen. Im hangenden Übergang zu den Reiflinger Schichten ist in vielen Profilen ein Dezimeter- bis wenige Meter mächtiger Horizont aus Crinoidenspatkalken ausgebildet.

Mikrofaziell handelt es sich um Mikrite (z.T. als Biomikrite, Pelmikrite) und Sparite (Biosparite, Pelsparite, partiell Oosparite, Dasycladaceensparite und Crinoidensparite), z.T. Pseudosparite und Dismikrite. Stylolithen und unregelmäßige Calcitadern sind häufig. Als Biogenkomponenten kommen neben den in einzelnen Lagen dominierenden Crinoiden und Dasycladaceen (u.a. *Physoporella*-Arten, darunter *Ph. praealpina* PIA, *Ph. pauciforata* [GÜMBEL], desweiteren *Macroporella alpina* PIA, *Teutloporella penicilliformis* OTT, *Diplopora annulatissima* PIA) noch Schalenreste, Brachiopoden, Ostracoden und Kleinforaminiferen (u.a. *Glomospira* sp., z.B. *Glomospira densa* [PANTIC], *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ, „*Turritellella*“ *mesotriatica* KOEHN-ZANINETTI, *Agathammina judicariensis* PREMOLI-SILVA) vor.

Die Mächtigkeit schwankt entsprechend der faziellen anisischen Entwicklung und erreicht max. etwa 100 m.

Altersmäßig weisen die Dasycladaceen generell auf ein das ganze Anis umfassende Alter hin, mit „*Turritellella mesotriasisica*“ ist ein Alter bis in den Anis/Ladin-Grenzbereich angezeigt. Ein Hineinreichen in das Ladin ist nicht ausgeschlossen.

Reifflinger Bankkalk/Dolomit (rfk)

Reifflinger Kalke entwickeln sich je nach fazieller Ausbildung des Anis entweder über den Gutensteiner Kalken oder über Steinalmkalk. Es sind im Dezimeter- (seltener Meter-) Bereich gebankte, überwiegend dunkle, graue, graubraune bis schwarze, nur untergeordnet hellere Kalke in zumeist knolliger oder knollig-flaseriger Ausbildung mit unebenen, knolligen und welligen Schichtflächen. In knollig-flaserigen Bereichen sind auch hellere, gelbliche bis bräunliche, mergelige Schlieren und Bestege zwischen den Knollen erhalten, die möglicherweise Relikte von Drucklösungsvorgängen darstellen. Untergeordnet kommen nicht schichtgebundene, dolomitisierte Bereiche vor.

Die Hangendgrenze wird generell durch die Reifflinger Kiesel- und Hornsteinknollenkalke und die darin/darauf befindlichen Tuffite des Pietra-Verde-Horizontes markiert. Im Übergang zu den im Hangenden folgenden Partnach-Übergangskalken kann noch ein geringmächtiger Bereich (einige Meter) ausgebildet sein, in dem die Hornsteine und Kieselknollen stark zurückgehen oder fehlen. Von den ebenfalls dunklen Partnach-Übergangskalken lassen sich die Reifflinger Kalke im Handstück sehr schlecht, mikrofaziell jedoch sehr gut durch das Fehlen der in den Partnach-Übergangskalken typischerweise vorkommenden, umgelagerten Rifforganismen des Wettersteinkalkes unterscheiden.

In mikrofazieller Hinsicht handelt es sich bei den Reifflinger Schichten überwiegend um Mikrite und Biomikrite, wobei im Biogehalt Filamente häufig dominieren. Daneben treten noch Radiolarien, Ostracoden, Echinodermenfragmente, Pellets, Calcisphären, vereinzelt Gastropoden, Conodonten und Foraminiferen (u.a. *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., *Meandrosira* sp., *Agathammina* sp., „*Turritellella mesotriasisica*“, *Trochammina almtalensis*) auf.

Als besondere Ausbildung in den oberen Anteilen bzw. an der Basis zu Partnach-Übergangskalk/Wettersteinkalk tritt partiell (z.B. Treffauer Ostflanke) die rötliche bis rotbraune, Ammoniten führende (u.a. mit *Ptychites flexuosus* MOJSISOVICS) Varietät Schusterbergkalk auf.

Die erhaltene Mächtigkeit der Reifflinger Schichten insgesamt, d.h. inklusive der Kiesel- und Hornsteinkalke, beträgt zwischen 15 und 70 Meter.

Nach der enthaltenen Fauna sind die Reifflinger Schichten zeitlich in das mittlere, hauptsächlich aber in das obere Anis bis Unterladin einzuordnen. Eine Abgrenzung zu tieferen anisischen Anteilen ist jedoch nicht möglich. Die zeitlich verwertbaren Ammoniten des Schusterbergkalkes sind leitend für die *trinodosus*-Zone. Die von KUBANEK (1969: 170) angegebenen Conodonten weisen mit Vergesellschaftungen von *Gondolella excelsa* (MOSHER), *G. mombertgensis* TATGE und *G. navicula* HUCKRIEDE und darüberfolgenden Vergesellschaftungen mit dominierender *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE) auf einen Übergang von Illyr (Oberanis) zu Fassin (Unterladin) hin (vgl. TOLLMANN, 1976: 89). Auch durch „*Turritellella mesotriasisica*“ wird ein mögliches Überschreiten der Anis/Ladin-Grenze plausibel.

Reifflinger Kiesel- und Hornsteinkalk (rfh)

Verkieselte Partien mit Hornsteinkauern oder -lagen können bereits in den unteren Abschnitten der Reifflinger Schichten auftreten, nehmen nach oben hin generell zu und kommen auf dem Kartenblatt des Kaisergebirges vorwiegend im hangenden Bereich der Reifflinger Schichten vor. Sie unterscheiden sich in ihrer Ausprägung und Mikrofazies, abgesehen von der Verkieselung, nicht von den anderen Kalken der Reifflinger Schichten.

Verkieselte Partien sind allgemein etwas heller und eher bräunlich als unverkieselte. Die bis mehrere cm großen Knollen kommen sowohl innerhalb der Bänke als auch auf Bankfugen vor. Gleiches gilt auch für Schlieren und lagige Anreicherungen. Die Kieselknollen und -lagen sind grau, graubraun und z.T. rötlich gefärbt und wittern erhaben heraus. Aufgrund der tektonischen Beanspruchung und ihrer spröden Reaktion sind sie meist von einem engmaschigen Kluftnetz durchsetzt.

Die Mächtigkeit der im Profil zusammenhängenden Kiesel- und Hornsteinknollenkalke im oberen Bereich der Reifflinger Schichten beträgt i.d. Regel nur wenige Meter (max. ca. 15 m).

Pietra-Verde-Horizont (T)

Im obersten Niveau (oberste Meter) bzw. am Top des Reifflinger Kalkes auftretende, die Ladin-Anis-Grenze markierende seifig-tonige, pistazien- bis grasgrüne („Pietra verde“), selten auch bräunliche oder rötliche Verwitterungsprodukte vulkanischer Tuffe intermediärer bis basischer Provenienz, deren bisher noch nicht vollständig geklärte Herkunft z.T. durch Einschwemmung oder Einwehung (VIDAL, 1953: 67), z.T. im Zusammenhang mit autochthonem Vulkanismus in den NKA (MILLER, 1965: 199), bzw. auch allgemein im Zusammenhang mit dem südalpinen Vulkanismus der Buchensteiner Schichten gesehen wurde.

Die Bildungen können in einer oder mehreren cm- bis max. dm-dünnen (z.B. Zustieg zur Ellmauer Halt) Lagen über einen bis max. 10 m mächtigen Bereich vorkommen, bzw. offenbar auch primär fehlen, treten meist jedoch nur als dünne, durch Diagenese und Drucklösungsvorgänge in ihrer Zusammensetzung bereits veränderte Beläge bevorzugt auf flaserig-knolligen Schichtflächen verkieselter Reifflinger Kalke auf.

Die grüne Farbe wird durch Chlorit bedingt (KUBANEK, 1969: 167).

Wettersteinkalk und zeitgleiche Bildungen (p, pük, wkr, wkl, wd)

Als gipfelbildendes und landschaftsprägendes Gestein verdient der Wettersteinkalk eine ausführlichere Behandlung. Der auf den Karten von LEUCHS (1907) und AMPFERER (1933) noch einheitlich dargestellte Kalk wurde auf der neuen Karte nach der Fazies genauer kartiert. Es sind Partnach-Übergangskalk (pük), Riff-Fazies (wkr) und Lagunen-Fazies (wkl) ausgeschieden worden, dazu noch sekundäre Dolomitisierung zu Wettersteindolomit (wd). Die Partnachschichten (p) bilden die zeitgleiche Beckenfazies zum Riff-Lagunen-Komplex des Wettersteinkalkes (siehe Abb. 9).

Für Riff- und Lagunen-Fazies sind jeweils charakteristische Fossilien kennzeichnend. Allerdings wird dem fossilsuchenden Laien kaum ein Erfolgserlebnis zuteil werden und selbst Geologie-Studenten finden in der Regel wenig. Schnecken, Muscheln oder gar Ammoniten gehören zu den größten Seltenheiten. Der Kalkstein ist auch dort, wo er vegetationsfrei erscheinen mag, von

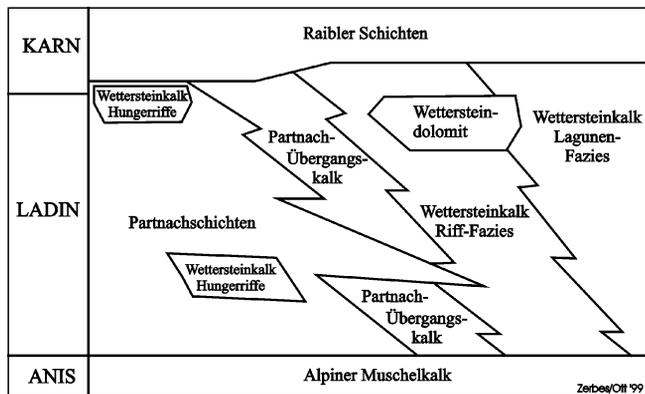


Abb. 9. Schematische, unmaßstäbliche Skizze der Faziesverzahnung des Wettersteinkalkes und der zeitgleichen Äquivalente.

einer hauchdünnen Kruste endolithischer Flechten bewachsen.

Die scheinbare Eintönigkeit des Wettersteinkalks ist eine Frage des Auflösungsvermögens. Der in Wirklichkeit vorhandene Fossilreichtum erschließt sich erst in Dünnschliffen. Die meisten Fossilien sind für das unbewaffnete Auge zu klein. Aber Kleinvieh macht auch Riff.

Partnachschiefer (p)

Hierher gehören die dunklen bis schwarzen, Pyrit führenden Partnachmergel und darin eingeschaltete, dunkle, im cm–dm-Bereich gebankte Mergelkalke. Im Normalfall sind sie im Liegenden zum Partnachübergangskalk zu finden.

In der Randfazies des Niederkaiserszuges können Partnachschiefer auch noch im Hangenden von Partnachübergangskalken auftreten. Wo sie die Basis der Raibler Schichten bilden und – meist unter Almwiesenbedeckung – in die basalen Schiefertone der Raibler Schichten überleiten, wurden sie früher nicht erkannt und als Raibler Schichten kartiert. (So z.B. auch die im 1. Weltkrieg abgebauten Erpfendorfer Zementmergel in der Ostfortsetzung des Kaisergebirges). Nachdem die Raibler Schiefertone aber im Gegensatz zu den Partnachmergeln praktisch karbonatfrei sind, ist die Abgrenzung mit dem markanten Auftreten von säurezeigendem Bewuchs möglich.

Bekannt waren Partnachschiefer bisher nur aus der Umrahmung des Winkelkares im Zahmen Kaiser. Neu hinzugekommen sind mehrere Vorkommen im Niederkaiser. Das Vorkommen an der Westseite des Treffauer, das am Weg von der Kaiserhochalm zur Gruttenhütte liegt, erweckt den Verdacht, dass die ganze Treffauer Scholle tektonisch auf Partnachschiefer des Niederkaisers liegt. Im Hochkaiser selbst sind Partnachschiefer auf der Südseite des Sonnensteins gefunden worden, wo sie als Wasserstauer für die spärliche Quelle des Kogelbrunn verantwortlich sind.

Makrofossilien sind sehr spärlich. Auch die Mikrofauna ist generell arm, an Fossilien sind Ostracoden, Echinodermen, Radiolarien, Filamente und Foraminiferen zu erwähnen.

Die beobachtbare Mächtigkeit erreicht bis 85 m, aufgrund der paläogeographisch-faziellen Verteilung sind jedoch unter der Treffauer Scholle mächtigere Vorkommen zu vermuten.

Die Partnachschiefer werden allgemein in das Anis gestellt. Aufgrund der faziellen Verzahnung mit Wettersteinkalk, der im Niederkaiserszug bis in das Unterkarn reicht (*Poikiloporella duplicata*), und einer stratigraphischen

Reichweite bis an die Basis der Raibler Schichten, ist für die oberen Partnachschiefer bereits ein unterkarnisches Alter zu fordern.

Partnach-Übergangskalk (pük)

Den Namen Partnach-Übergangskalk gibt es erst seit 1976 (TOLLMANN) für einen Gesteinstyp, der zwischen Partnachschiefer und Wettersteinkalk vermittelt. Das im Anschlag dunkle, grobbankige bis massige Gestein ist von Kalken des Alpen Muschelkalkes nur schwer zu unterscheiden. Das entscheidende Kriterium ist meist nur mit der Lupe (bzw. Mikroskop) zu finden. Es sind eingelagerte Riffschuttpartikel oder Fossilbruchstücke, welche beweisen, dass während der Sedimentation schon in der Nachbarschaft Wettersteinkalk-Riffe existiert haben müssen. Die Riffschutteinschüttungen haben die schwarzen Beckensedimente entweder aufgewühlt und sich mit diesen wolzig vermischt oder liegen in einzelnen, durch die hellere Farbe deutlich abgrenzbaren, cm-dicken Lagen vor.

Durch diese genetische Anbindung wird dem Gestein ein entsprechendes Alter zuordnet. Von LEUCHS (1907) ist es fast immer als Muschelkalk kartiert worden; ebenso von AMPFERER (1933) im Zahmen Kaiser (Heuberg, Jofenalm), im Niederkaiser hingegen bei gleichem Aussehen als Wettersteinkalk (vgl. Kap. Erforschungsgeschichte).

Die Mächtigkeit ist aufgrund der paläogeographischen Bedingungen zur Bildungszeit bereits primär sedimentär großen Schwankungen unterworfen. Sie erreicht auf dem Kartenblatt des Kaisergebirges durchschnittlich Werte in der Größenordnung von mehreren Zehner-Metern und bereichsweise bis rund 300 m (Jofenalm, Winkelkar).

Wettersteinkalk

Riff-Fazies (wkr)

Der überwiegend helle, typischerweise gelblichweiße bis hell fleischfarbene, selten auch dunkler graue, massige und wandbildende Wettersteinkalk ist in Riff-Fazies normalerweise an der Basis des Wettersteinkalkes und damit an den Außenflanken der Kaisergebirgsmulde in einer Mächtigkeit von 300 bis 500 m ausgebildet. Im Niederkaiserszug werden mit Ausnahme kleinerer Areale am tektonisch kompliziert zerlegten Gaisberg alle anderen Vorkommen von Riff-Fazies eingenommen (Pölven, Achleitnerkogel und Baumgartenköpfl).

Im folgenden werden einige charakteristische Strukturen und Fossilien im Wettersteinkalk erläutert:

Großoolith: Was in der Riff-Fazies des unteren Wettersteinkalkes noch am ehesten auffällt, sind die so genannten Großoolith-Strukturen, achatartig gebänderte Krusten mit teils bizarren Umrissen, bis mehrere Zentimeter groß (Abb. 20). Um 1850, zu Beginn der Erforschung, hatten sie noch den Namen Evinospongien und wurden demnach für Kalkschwämme gehalten. Es sind aber anorganische Bildungen. Ursprünglich waren es Hohlräume im Gestein. Diese wurden von außen nach innen durch wandparallel sprossende Kristall-Palisaden verfüllt. Die Hohlräume waren nicht lediglich die ursprünglichen Zwickel zwischen verstürzten Riffschuttbrocken. Vor dem Zuwachsen waren sie offensichtlich durch kalkaggressives Wasser aufgeweitet worden, da die Ränder ein Lösungsrelief zeigen.

Es besteht ein Zusammenhang im Vorkommen von Großoolithen im unteren Wettersteinkalk mit der Überlagerung durch die Plattformkalke der Lagunenfazies, von denen bekannt ist, dass sie zeitweise trocken gefallen waren. Wie auch heute bei Koralleninseln im Pazifik

schwamm auf dem porösen, von Meerwasser durchsetzten Gestein eine Linse von leichterem Regenwasser. Vergleichbar einem Eisberg reichte der Großteil dieser Süßwasserlinse unter das Niveau des Meeresspiegels. Für die Lösungsvorgänge entscheidend war die Mischungskorrosion, die an der Kontaktzone der unterschiedlichen Wasser eintrat. Das Zuwachsen der Hohlräume durch die gebänderten Krusten erfolgte schließlich beim weiteren Absinken aus der Mischungszone heraus in größere Tiefen.

Die Großoolith-Strukturen findet man im Wettersteinkalk-Riff hauptsächlich dort, wo darüber noch Plattformkalke der Lagune liegen, so z.B. auf der Südseite des Ellmauer Tores. Auf der Pyramidenspitze und im ganzen östlichen Zahnen Kaiser, wo im Wettersteinkalk die Riff-Fazies bis unter die Raibler Schichten hochreicht, ohne dass die typischen Bankfolgen der Lagune noch dazwischenkommen, sucht man die großen Großoolith-Muster vergeblich. Im geringmächtigen Wettersteinkalk des Niederkaisers sind sie ebensowenig vorhanden.

Tubiphytes und Kalkschwämme: Auch wenn die einstigen Evinospongien nicht mehr zu den Kalkschwämmen gezählt werden, so macht die Tiergruppe der Schwämme nach wie vor den Hauptteil der Riffbildner im Wettersteinkalk aus. Das häufigste Fossil überhaupt tritt in Form milchweißer Flecken und Flämmchen von 0,5 bis 3 Millimeter Durchmesser auf, die das Gestein locker durchsetzen. Sie erinnern im Aussehen an die heutigen kalkabscheidenden Lithothamnen (Rotalgen) und wurden auch erstmals aus einem Äquivalent des Wettersteinkalkes in den Südalpen bei Recoaro als *Lithothamnium (?) alpinum* abgebildet und beschrieben. Inzwischen hat sich dafür der Name *Tubiphytes obscurus* (MASLOV) eingebürgert. Die systematische Zugehörigkeit dieses in Riffkalken der Perm- bis Mitteltriaszeit wichtigen Problematikums ist nicht ganz klar, doch weist der Besitz von Zentralkanal und Maschengewebe doch sehr in Richtung Kalkschwämme. *Tubiphytes* ist bei guter Anwitterung etwas ins Nebengestein eingesenkt, aber beim geringen Farbkontrast im hellfarbenen Wettersteinkalk schwer zu sehen, am besten noch bei regennassem Gestein. Bei dunklem Wettersteinkalk oder in Partnachübergangskalken fallen die weißen Flecken hingegen sofort ins Auge.

Zu den Kalkschwämmen gehören auch perlschnurartige Gebilde, wie die altbekannte *Colospongia*. Zu ihr gesellen sich noch einige weitere Gattungen dieser Sphinctozoen als Riffbildner (OTT, 1967).

Verschiedene stengelartige und verzweigte Gebilde, vermutlich primär aus Aragonit bestehend und daher meist zur Unkenntlichkeit rekristallisiert, werden üblicherweise als Korallen angeführt. Dies ist aber nur gerechtfertigt, wenn man im Querschnitt noch die für Korallen typischen, radial gestellten Septen erkennen kann. Aus altersgleichen Riffkalk-Sturzbrocken (so genannten Cipit-Kalken) in den Cassianer Schichten Südtirols, wo die Feinstrukturen infolge günstiger Einbettung in tuffitische Mergel nicht kaputtgegangen sind, kennt man noch eine Reihe anderer Organismengruppen mit korallenartigen Wuchsformen, darunter sogenannte Korallenschwämme oder Sklerospongien, die logischerweise auch in einem Wettersteinkalkriff gelebt haben könnten.

Turbidit-Fazies als Sonderfall: Der am Riff durch mechanische und biologische Zerstörung erzeugte

Schutt kann auch durch lawinenartige Ereignisse ins Becken transportiert werden. Aufgewirbelter Feinschutt regnet dabei aus Trübewolken ab und liefert nach Korngrößen sortierte Streifen von einigen Millimetern bis Zentimetern Dicke, die in feineren Kalkschlick eingelagert sind. Der Schlick selbst ist eher dunkel gefärbt, die Schutteinstreuung weißlich. Der Schlick führt Schälchen von Daonellen, freischwimmenden Muscheln mit papierdünnen Schalen und Radiolarien; er ist damit als ein Beckensediment des tieferen Wassers ausgewiesen. Die gradierten Streifen enthalten Riffschutt mit den dazugehörigen Flachwasser-Organismen. Es handelt sich bei diesem Sedimenttyp um Folgen von Kalkturbiditen, von episodischen Schutteinstreuungen vom Riff her in die Beckenfazies hinein. Der Farbwechsel aus hellen und dunklen Streifen ist äußerlich bei normal grauer Anwitterung des Gesteins nicht zu sehen. Details lassen sich nur in glattgeschliffenen Wasserrunnen beobachten (vgl. Abb. 26). Diese Fazies kommt auch nicht überall an der Front des vorwachsenden Wettersteinkalkes vor. Studien in der Ostfortsetzung des Kaisers (Kalkstein-Kirchberg-Gruppe) haben gezeigt, dass sie bevorzugt in einspringenden Buchten zwischen halbinselartig vorspringenden Riffzungen auftritt, wo von 2 Seiten her Schutt eingespeist wurde. Vom üblicherweise massigen Riffkalk ist diese Turbiditfazies durch ihre deutliche Bankung unterschieden. Besonders gut ist dies an der Südflanke des Kopftörlgrates der Ellmauer Halt zu sehen, wo spärlicher Grasbewuchs die Bankung nachzeichnet. Es ist aber nicht jedes einzelne Turbidit-Ereignis durch eine Kalkbank markiert. Vielmehr können mehrere helle, in Korngrößen verschiedene Turbiditstreifen und zwischendrin wieder ein dunkles Schlickband innerhalb derselben Bank ohne trennende Fugen aufeinanderfolgen. Bei der Neukartierung wurde Partnachübergangs-Kalk ausgeschieden, wenn die dunklen Farben der Partnach-Beckenfazies nicht zu übersehen sind. Naturgemäß sind die Übergänge fließend und problematisch wird es, wenn die Schutteinschübe bei Weitem dominieren und das Resultat ein heller Schuttkalk ist, den aber noch jeder Geologe als typischen Wettersteinkalk kartiert hat. Eine solche Sonderfazies wurde aus kartiertechnischen Gründen beim Wettersteinkalk belassen, obwohl sie streng genommen eigentlich ein Teil der Beckenfazies wäre.

Lagunäre Fazies (wkl)

Im Gegensatz zu eher massigen Kalken im Riffbereich ist die Lagunenfazies geprägt durch eine deutliche Bankung. Sie wird verursacht durch einen Wechsel von kompakten grauen Kalkbänken mit weißlichen, dünnlamellierten, meist dolomitischen Zwischenschichten (siehe Abb. 21). Die Kalkbänke werden 1 bis mehrere Meter dick und widerstehen der Verwitterung besser als die nur wenige Dezimeter bis 1 Meter dicken Zwischenschichten. Besonders wenn die Schichten senkrecht aufgerichtet sind, wie z.B. am Totenkirchl, Predigtstuhl oder im Griesener Kar, wittern die Zwischenschichten zu senkrechten Runsen und Kaminen heraus.

Wo im Wilden Kaiser der Wettersteinkalk besonders mächtig wird, gehört der überwiegende Teil zur Lagunenfazies. Man sieht dies überzeugend an der nach Osten abbrechenden Wandflucht des Wilden Kaisers, im Kammverlauf Maukspitze – Gamsfluchten – Lärchegg, weil der dort annähernd 2000 m mächtige Schichtstapel in einem Anschnitt quer zum Schichtstreichen entblößt und von der Seite her gut überblickbar ist (vgl. Profil 3).

Wirtelalgen: Mit der Lagunenfazies betreten wir den Lebensraum der kalkabscheidenden Wirtelalgen oder Diploporen (Grünalgen), die fossil erhaltungsfähige Kalkröhrchen hinterließen. Auch diese sind nur kleine Gebilde im Millimeterbereich. Im Wettersteinkalk treten sie stellenweise in gesteinsbildender Menge auf, so z.B. am Gipfel der Zugspitze, wo anlässlich der Aufstellung des eisernen Gipfelkreuzes 1851 Gesteinsproben dieses „Muschelkalkes“ mitgebracht wurden und somit diese Organismenreste erstmals in die Hände eines Paläontologen gelangten. Seither gelten sie als die Allzeitfossilien im Wettersteinkalk.

Die Häufigkeit der Wirtelalgen ist aber im Kaisergebirge nicht ausgeprägt. Vor allem die altbekannte *Diplopora annulata* (SCHAFHÄUTL) von der Zugspitze, ein Leitfossil für die ladinische Stufe der alpinen Trias, konnte im Kaisergebirge bisher nicht bestätigt werden. Für diese Art, die z.B. im Karwendelhauptkamm im ehemaligen Zentrum einer weitflächigen Lagune dominiert, war die einstige, relativ kleine Kaisergebirgsplattform offenbar nicht der ideale Lebensraum. Fundortangaben über *Diplopora annulata* im Kaiser beziehen sich teilweise auf zweifelsfreie Riffkern-Fazies, wo sie ohnehin nirgends vorkommt, und beruhen vermutlich auf Verwechslungen mit Crinoiden oder sonstigen röhrchen- und stengelartigen Gebilden. Wo tatsächlich Wirtelalgen gefunden wurden, waren es stets andere Gattungen. Leicht zu erkennen, wenn auch nicht allzu häufig, sind die Kalkhülsen der *Teutloporella herculea* (STOPPANI), einer in der riffnahen Lagune lebenden Alge (vgl. Exk. 3); zu den Seltenheiten gehört die gegliederte *Teutloporella nodosa* (SCHAFHÄUTL) (bisher nur Kopfkraxen, Scharlinger Böden). Am weitesten verbreitet, aber nur im oberen Wettersteinkalk, ist *Poikiloporella duplicata* (PIA), eine Leitform für den schon unterkarnischen Anteil der Wettersteinkalk-Lagune (z.B. Widauer-Steig in der Scheffauer-Nordflanke, Heimköpfl bei der Vorderkaiserfeldenhütte, Hinterkaiserfeldentalm).

Die Wirtelalgen haben nicht im Riff gelebt. Sie kommen ausschließlich in der Lagunenfazies vor und hier in den Kompaktbänken. Sie bildeten Rasen unter ständiger Wasserbedeckung, jedoch bei geringer Wassertiefe, da sie als Grünalgen nur in sehr seichtem Wasser von einigen Metern Tiefe optimale Lebensbedingungen vorfanden.

Stromatolithe: Die in Wechsellagerung zu den Kalkbänken auftretenden wellig-feinlamellierten, dolomitischen Zwischenschichten sind Stromatolithe (Abb. 21). Es sind Sedimentstrukturen, die man auch rezent von den Sabkha-Flächen z.B. des Persischen Golfes kennt. Gebildet werden sie durch Matten von aufwachsenden Cyanobakterien (früher Blaualgen genannt). Das Milieu war extrem flach, im Interzeitenbereich und darüber. Brekzien aus plattigen Scherben solcher Stromatolithkrusten bezeugen sedimentäre Aufarbeitung.

Vadose Überprägung: Mit und während der Ablagerung der Karbonatplattform erfolgte eine Überprägung der Sedimente bei zeitweiligem Trockenfallen durch Kalkauflösung, Verdunstung und Wiederauskristallisieren unter dem wechselnden Einfluss von Regenwasser, übersalzenem und normalmarinem Wasser. Dies hat zu vielen Phänomenen einer sogenannten vadosen Überprägung geführt. Die Erscheinungen gibt es nicht nur im Wettersteinkalk, sie sind zu allen geologischen Zeiten bei entsprechenden Ablagerungsbedingungen entstanden. Details sind nur in Dünnschliffen zu studieren.

Wir beschränken uns hier auf Beobachtungen, die auch mit unbewaffnetem Auge im Gelände gemacht werden können.

Die Großoolith-Strukturen im unteren Wettersteinkalk, welche ebenfalls im genetischen Zusammenhang mit der vadosen Überprägung stehen, wurden schon bei der Riff-Fazies besprochen.

Speziell in der Lagunenfazies sind manche Kalkschlickbänke gespickt mit Löchern, die aussehen, als ob man mit dem Taschenmesser hineingestochen hätte, weshalb diese Bänke auch Messerstichkalke heißen. Die Löcher werden als Hohlformen weggelöster Gipskristalle erklärt, die einst bei Eindampfungsbedingungen im Schlick gewachsen waren.

Dünne, rote Schmitzen im Gestein sind schichtparallele Einschwemmungen von rotem Lösungsrückstand. Zusammen mit Bodensatz aus dolomitischem Kristall-Silt in ehemaligen Lösungsräumen weisen sie auf immer wieder stattgefundene Verkarstung beim Trockenfallen der Karbonatplattform hin.

Auffallend sind auch konzentrischschalig umrindete Körner, erbsen- bis bohngroß, ähnlich den Karlsbader Sprudelsteinen. Man hat sie früher für Algenkalkknollen wie die Sphaerocodien in den Raibler Schichten gehalten; es sind aber sog. vadoso-pisoidale, ohne erkennbare Beteiligung von Organismen im Zuge vadoser Überprägung im Sediment gewachsene Rindenkörner.

Wettersteindolomit (wd)

Sekundäre Dolomitisierung zu Wettersteindolomit kommt in untergeordnetem Maßstab sowohl in der Lagunen- als auch in der Riff-Fazies vor und erreicht in der Riff-Fazies am Gruttenkopf größere Verbreitung und eine Profilmächtigkeit von rund 250 m. Der Wettersteindolomit ist tendenziell etwas heller, weißlicher als die kalkige Ausbildung und tritt morphologisch weniger prominent hervor. Durch die Rekristallisation zu Dolomit erfolgte eine Überprägung und Kornvergrößerung, in weniger veränderten Bereichen entspricht der Dolomit hinsichtlich Mikrofazies und Ausbildung jedoch noch weitgehend den kalkigen Äquivalenten.

Nordalpine Raibler Schichten

Raibler Schichten können auf dem Kartenblatt in Anlehnung an ANGERMEIER et al. (1963) und JERZ (1966) gegliedert werden. Bezüglich der biofazialen und lithofazialen Einteilung nach JERZ (1966: 6) gehören die Vorkommen im Kaisergebirge biofazial zur Südfazies (Verbreitung mit *Sphaerocodium bornemanni* ROTHPLETZ) und lithofazial zur Zentralfazies (SCHULER, 1968: 12).

Die maximale Gesamtmächtigkeit erreicht annähernd 300 m. Zeitlich werden die Raibler Schichten generell in das Obere Unterkarn (Jul) und Oberkarn (Tuval) gestellt. Im Kaisergebirge folgen sie auf cordevolischen Anteilen des Wettersteinkalkes bzw. auf als zeitgleich zum Wettersteinkalk anzunehmenden Partnachschiehten. Hangend ist durch den Übergang zum Hauptdolomit und die damit verbundene Schwierigkeit der Grenzziehung Unternor nicht positiv ausgrenzbar.

Schiefertone und Sandsteine (rs)

Schiefertone und Sandsteine treten bei vollständiger Entwicklung der Raibler Schichten in 3 Horizonten auf, sie sind jedoch häufig tektonisch reduziert oder sogar vollständig amputiert. Oft ist nur der Untere Schiefertonehorizont erhalten, der über Partnachschiehten oder Wettersteinkalk reliefausgleichend einsetzt. Er kann an seiner

Vergesellschaftung mit der charakteristischen Sphaerocodienbank erkannt werden, die im oberen Anteil häufig mit einer Sandkalk-Oolith-Folge mit bis bis mehreren Metern Mächtigkeit auftritt, bzw. die untere Schiefertonsandstein-Folge gegen den hangend folgenden, ersten Karbonathorizont abgrenzt.

Die blättrig zerfallenden, häufig kleingefalteten Schiefertone sind überwiegend karbonatfreie, z.T. sandige, dunkle graue und graubraune oder schwarze Gesteine mit charakteristischer, rostbrauner Anwitterungsfarbe. Sie bilden Vernässungszonen und Quellhorizonte. Mit ihnen sind kalkig gebundene, im unteren Schiefertonschicht nach oben hin zunehmende, Pflanzenhäcksel und Glimmer führende, orangebraune bis graubraune Sandsteine assoziiert. Vereinzelt kommen auch Oolithbänke (Unt. St.-Horizont), in den oberen Folgen zusätzlich auch Crinoiden- und Ostreenbänke darin vor.

Kalke (rk)

In der Abfolge der Raibler Schichten treten 3 Karbonathorizonte jeweils über den Schiefertonsandstein-Folgen auf. Der oberste Karbonathorizont geht durch Zunahme dolomitischer Anteile in einem Übergangsbereich in den Hauptdolomit über.

Die graubraunen bis dunkelgrauen, überw. im dm-Bereich gebankten, untergeordnet auch massigen Kalke mit meist ebenen, z.T. auch unregelmäßigen und welligen, selten auch wulstigen Schichtflächen zeigen eine breite Ausbildungsvarianz von lutitischen bis arenitischen Kalken, Mergelkalken, Kieselknollenkalken (typisch für den unteren Karbonathorizont), stromatolithischen Kalken, Biogendetriskusalken und charakteristischen Schlickgeröllkalken. In die Kalke können dezimeterdicke Mergellagen eingeschaltet sein. Die z.T. reiche Makrofauna der Raibler Schichten wurde schon mehrfach beschrieben (vgl. TOLLMANN, 1976: 166 mit weiteren Zitaten). Mikrofaziell erweisen die Kalke sich überwiegend als Mikrite und Pseudomikrite mit wechselndem Biogengehalt, seltener auch als Biosparite. Der Biogengehalt besteht vorwiegend aus Schalen- und Echinodermenfragmenten, des Weiteren Ostracoden, Gastropoden und eine z.T. reiche Kleinforaminiferenfauna (u.a. *Glomospira* sp., *Meandrospira* sp., *Glomospirella* sp., *Agathammina* sp., *Trochammina* sp., *Involutina* sp., *Nodosaria* sp.).

Dolomite (rd)

Monotone graue bis graubraune Dolomite kommen in unterschiedlich mächtigen, bis meterdicken Lagen innerhalb des Schichtverbandes vor, sie können jedoch Kalke auch lateral und ohne Horizontbeständigkeit vertreten. Dolomitische Partien sind dabei z.T. unscharf gegen kalkige Bereiche abgegrenzt, z.T. sind messerscharfe, unregelmäßige Kontakte ausgebildet. Des Weiteren treten auch stromatolithische Dolomite und vereinzelt Dasycladaceen-Dolomite (mit *Poikiloporella duplicata*) auf.

Die schichtgebundenen Dolomite werden generell in Annäherung an den Hauptdolomit häufiger und erschweren die Grenzziehung. In den obersten Raibler Schichten können jedoch, sofern ausgebildet, löcherige und mürbe, im dm-Bereich gebankte, arenitische, sandig verwitternde Dolomite und rauhwackige Dolomite und Dolomitbrekzien zur Grenzziehung verwendet werden. Diese löcherige, rauhwackige Dolomitzone verzahnt sich lateral mit „normalen“, nicht löcherigen Dolomiten und erreicht i.A. Mächtigkeiten von wenigen Metern.

Hauptdolomit (hd)

Der norische Hauptdolomit ist eines der Hauptgesteine des Kaisergebirges sowohl hinsichtlich der Verbreitung

als auch der Mächtigkeit. Er kommt in allen tektonischen Einheiten des Kartenblattes vor.

Trotz der großen Verbreitung ist die überwiegend monotone Serie aufgrund der relativ einheitlichen Sedimentationsbedingungen und des geringen oder unspezifischen Fossilgehaltes schwer zu gliedern. Erschwerend kommt im Kaisergebirge die starke tektonische Beanspruchung hinzu, weshalb AMPFERER (1933), allerdings geprägt durch sein tektonisches Konzept der Kaisergebirgsdecke etwas zu schematisch, große Areale im Hauptdolomit als „Dolomit-Mylonit“ abgegrenzt hatte. Gliederungsversuche in anderen Gebieten (Vorarlberg, Lechtaler Alpen [CZURDA & NICKLAS, 1970; MÜLLER-JUNGBLUTH, 1970]) sind nur mit Vorbehalt übertragbar, da Sedimentations- oder Faziesfolgen aufgrund der räumlich/zeitlichen Änderungen regional abweichen können. Ein Paläogeographie- und Sedimentationsmodell des Hauptdolomites stellten FRUTH & SCHERREIKS (1984) vor.

Der Hauptdolomit ist ein dichtes, feinkörniges oder auch zuckerkörniges Gestein mit einer im Anschlag breiten Farbpalette von bräunlichen, bräunlichgrauen, grauen bis schwarzen Tönen und einer allgemein helleren Anwitterungsfarbe als die Eigenfarbe. Neben monotonen Bereichen treten auch laminierte und stromatolithische Varianten auf. Brekzien mit Komponenten im mm- bis 2-cm-Bereich sind häufig. Dies sind z.T. sedimentäre, monomikte endostratische Brekzien, z.T. auch Brekzien, deren sedimentäre oder tektonische Genese unklar ist. Das Gestein ist tektonisch stark beansprucht und häufig von einem engmaschigen Klüftungsnetz durchzogen. Eine gut ausgeprägte Bankung im cm-dm-Bereich kommt vor, ist jedoch überwiegend auf die unteren Anteile der Folge konzentriert. Kleinstückiger, polygonaler Verwitterungsschutt ist typisch.

Der in mikrofazieller Hinsicht variabel ausgebildete Hauptdolomit besteht überwiegend aus Mikriten und Pseudomikriten. Der Biogengehalt ist allgemein spärlich und artenarm, in den meisten Dünnschliffen sind lediglich vereinzelte Ostracoden und Schalenfragmente zu finden.

Die Mächtigkeit des Hauptdolomites erreicht auf der Kaisergebirgsscholle, wo im Mittelteil der stratigraphische Verband noch vollständig ist, Werte bis 1900 Meter. Aufgrund von Internfaltung sind dies jedoch Profilmeter, die über dem Maximalwert der primär sedimentären Mächtigkeit liegen.

Kalkige Einschaltungen (hk)

Im Gelände als Härtlinge vortretende kalkige Einschaltungen mit Mächtigkeiten von Dezimetern bis mehreren Metern und lateralen Erstreckungen bis zu 10er-Metern kommen im Kaisergebirge in allen stratigraphischen Niveaus des Hauptdolomites vor. Sie stellen kurzzeitig besser durchlüftete Sedimentations- und Lebensbedingungen dar und sind daher etwas fossilreicher als der umgebende Hauptdolomit.

Im Dünnschliff zeigen sich die graubraunen Kalke als Mikrite, Pelmikrite, Pseudosparite und Intrasparite. Im Biogeninhalt treten Ostracoden, Schalenfragmente, Kleinforaminiferen (u.a. *Glomospirella* sp.) auf, das Gefüge ist z.T. bioturbat.

LEUCHS (1927: 151, 155) wählte für kalkige Einschaltungen im Hauptdolomit den Namen Tierbergkalk und implizierte (1921: 47) eine stratigraphische Stellung im unteren Hauptdolomit. Da jedoch kalkige Einschaltungen in verschiedenen Niveaus des Hauptdolomites auftreten, ergäben sich somit auch verschiedene „Tierbergkalkniveaus“,

wodurch der Name als konkrete Bezeichnung eines stratigraphisch definierten Schichtgliedes unbrauchbar ist. Zudem treten selbst die Kalke der Typlokalität Tierberg westlich von Kufstein nicht innerhalb des Hauptdolomites, sondern hangend zu diesem auf und entsprechen auch lithofaziell dem Typus heller Rhätkalke (vgl. Legendenpunkt „Rehaukalk“). Die Bezeichnung Tier-(bzw. Tier-)bergkalk wird in der vorliegenden Arbeit daher nicht verwendet.

Bituminöser Hauptdolomit („B“)

Der generell vorhandene Bitumengehalt des Hauptdolomites (Geruch beim Anschlagen) ist lokal so stark angereichert, dass es partiell zur Ausbildung von Bitumenschiefen bzw. „Ölschiefen“ kommt, die im Kaisergebirge zur Ölgewinnung auch abgebaut wurden (AMPFERER, 1933: 36). Die Vorkommen halten jedoch weder vertikal noch lateral mehr als einige Meter weit aus. Der Bitumengehalt ist entweder im Hauptdolomit diffus und schlecht abgegrenzt stark angereichert (Weißbachschlucht südlich des Eiberger Beckens) oder kommt in cm- bis dm-mächtigen Wechsellagerungen von Dolomitbänken mit schwarzen Schiefen vor (Kaisertal, Nordflanke des Gamsberges). Die Vorkommen sind an lokale Bildungsbedingungen gebunden und dürfen nicht parallelisiert oder bestimmten stratigraphischen Niveaus zugeordnet werden.

Plattenkalk (plk)

Der Plattenkalk entwickelt sich in seinen Verbreitungsgebieten kontinuierlich aus dem Hauptdolomit und stellt einen Übergang zu besser durchlüfteten, weniger lebensfeindlichen Faziesbedingungen dar. Aufgrund der benötigten Faziesbedingungen ist er jedoch nicht überall im Hangenden des Hauptdolomites ausgebildet.

Plattenkalk tritt als gut gebanktes (vorw. dm-Bereich), bräunlichgraues und graubraun bis bläulich-grau anwitterndes Gestein mit ebenen bis leicht welligen Schichtflächen auf. Vom unterlagernden Hauptdolomit unterscheidet er sich im Gelände durch das kompaktere Erscheinungsbild, die Anwitterungsfarbe, vereinzelt zu beobachtende Karrenrillen und das Fehlen des kleinsplittigen Verwitterungsschuttes. Häufige Calcitadern zeigen ein zum Hauptdolomit unterschiedliches mechanisches Verhalten bei tektonischer Beanspruchung.

Im Anschlag wirkt das dichte, Pyrit führende Gestein fossilifer, v.a. zum Hangenden hin treten jedoch zunehmend einzelne fossilreichere Lagen auf.

Mikrofaziell zeigt der Plattenkalk eine Varianz von z.T. feinlaminierten Mikriten, Mikrospariten und Pseudospariten, bereichsweise mit „krümeligem“ Gefüge, vereinzelt auch von Biospariten mit wechselndem Gehalt von Biogenen und Intraklasten. Im Biogenanteil treten Ostracoden, Gastropoden, Echinodermen, Schalenfragmente, Dasycladaceen (*Griphoporella curvata* [GÜMBEL], *Macroporella retica* ZANIN-BURI), Holothurien, Foraminiferen (u.a. *Triasina hantkeni* [MAJZON], *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., *Involutina* sp.) und das Problematikum *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINER) auf. Die Mächtigkeit der Plattenkalke beträgt 0 bis max. 200 m.

Aufgrund seiner faziell bedingten Ausbildung setzt der Plattenkalk mit unterschiedlichem Alter über Hauptdolomit ein und wird auch hangend nicht überall zeitgleich von anderen Gesteinen abgelöst. Die Altersreichweite umfasst Obenor und unteres Rhät.

Rhätkalke („Rehaukalk“) (nrk)

Dieser Kalk des unteren Rhät, in der vorliegenden Arbeit nach dem bei der Lokalität Rehau im Osten des Eiberger

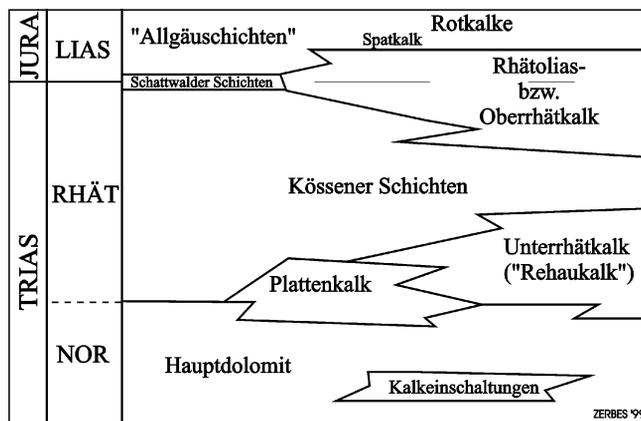


Abb. 10. Schematische, unmaßstäbliche Skizze der Faziesverzahnung im Obenor/Rhät.

Beckens lagernden Vorkommen mit dem Arbeitsnamen „Rehaukalk“ versehen, entspricht hinsichtlich seiner lithologischen und mikrofaziellen Ausprägung dem Oberrhätkalk. Er unterscheidet sich jedoch von jenem durch seine stratigraphische Lagerung im Liegenden der Kössener Schichten (Abb. 10). Aus dieser Position ergibt sich auch die zeitliche Stellung in das untere Rhät (bzw. mögl. Obenor), da sich nach den vorhandenen Obertriasforaminiferen eine zeitliche Einstufung nicht genauer vornehmen lässt. Trotz gewisser lithologischer Unschärfen in der Charakterisierung der Kalke im Übergangsbereich Plattenkalk – Kössener Kalk lässt sich der Rehaukalk von beiden lithologisch deutlich abgrenzen. Den Unterschied zum Plattenkalk kann man am besten dadurch zum Ausdruck bringen, dass AMPFERER (1933) diesen Kalk als Wettersteinkalk kartierte. Eine solche Verwechslung wäre ihm mit Plattenkalk sicherlich niemals passiert.

Kalke dieses Niveaus wurden in Anlehnung an die Abgrenzung des Tierbergkalkes durch LEUCHS (1927: 151ff.) später z.T. allgemein als Tierbergkalk nach der Typlokalität Tierberg nordwestlich von Kufstein bezeichnet. Die Kalke am Tierberg selbst stellen ebenfalls Rehaukalke dar. Wie im Abschnitt zum Hauptdolomit ausgeführt ist, wurde jedoch die Bezeichnung Tierbergkalk strenggenommen auf hellbraune, massige, kalkige Einschaltungen innerhalb des Hauptdolomites definiert, so dass sie auf die Rehaukalke liegend zu den Kössener Schichten nicht anwendbar ist. Die Bezeichnung Tierbergkalk ist somit hinsichtlich des damit definierten stratigraphischen Niveaus überholt.

Kössener Schichten

Mergel-Kalk-Wechsellagerung (km)

Dies sind Wechsellagerungen von Mergeln, Mergelkalken und Kalken im cm- bis dm-Bereich (vgl. Abb. 14), die sich im Gelände häufig als gelbliche, lehmig-schmierige, wasserstauende Areale abzeichnen. Sie entwickeln sich aus dem Plattenkalk durch Zunahme der detritischen Beeinflussung und Führung der mergeligen Zwischenschichten. Die Gesteine sind überwiegend dunkel, meist graubraun bis schwarzbraun, kalkige Bänke weisen typischerweise eine bis mehrere Zentimeter in das Gestein eindringende, orangebraune Verwitterungsrinde auf.

In der Ausbildung und mikrofaziellen Ausprägung lassen sich unterschiedliche Typen von mikritischen, selten auch pseudosparitischen Kalken und Kalkmergeln unterscheiden, so z.B. Lumachellen (Lamellibranchiaten-Schillkalke und -Mergel), dichte, grauschwarze Mergel-

kalke und Mergel mit Pyrit aus schlecht durchlüfteten Bereichen und Biomikrite mit reicher Makro- und Mikrofauna (u.a. Muscheln, Brachiopoden, Gastropoden, Ammoniten, Echinodermen, zahlr. Kleinforaminiferen, Dasycladaceen).

Vereinzelte treten auch Korallenkalke innerhalb der Serie auf, die sich durch charakteristische Fossilien auszeichnen, so z.B. *Thecosmilia* sp. und *Microtubus communis* FLÜGEL.

Die Mächtigkeit der Kössener Schichten liegt im Eiberger Becken bei rund 100 m. Im Kohlalmatal übersteigt die Profilmächtigkeit die 100 m, doch dürfte dies vorwiegend auf tektonische Ursachen zurückgehen, so dass auch hier von einer primär sedimentären Mächtigkeit unter 100 m auszugehen ist.

Die Kössener Schichten werden zeitlich allgemein in das Rhät gestellt. Auf dem Blatt des Kaisergebirges ist für die Kössener Schichten in den Bereichen, in denen die Beckenentwicklung sich im Lias fortsetzt (Eiberger Becken, Schwendt, Kaisermuldenkern), Rhät durch *Choristoceras marshi* HAUER bis in die obersten Profilmeter (Eiberger Becken, nur Dezimeter unterhalb der Schattwalder Schichten) angezeigt.

Kalke (kk)

Unter diesem Legendenpunkt wurden Kössener Schichten zusammengefasst, die sich durch ein starkes Zurücktreten der Mergel und eine Dominanz der kalkigen Fazies auszeichnen. Nach den Lagerungsverhältnissen (Dux und Kohlalmatal) handelt es sich offenbar um untere Anteile der Kössener Schichten. Eine rein tektonische Unterdrückung der Mergel kann (insbesondere in der engen Falte bei Dux) nicht ganz ausgeschlossen werden, im Kohlalmatal scheint es sich in der weitläufigeren Mulde und dem häufigeren Auftreten der Mergel im Muldenkern eher um eine faziell bedingte Dominanz der Kalke zu handeln.

Die Kalke entsprechen i.w. den im vorhergehenden Legendenpunkt beschriebenen Typen, zeigen jedoch mit helleren Farben und partiell oolithischer Ausbildung z.T. auch starke Anklänge an die Fazies der „Rehaukalke“ bzw. Oberrhätkalke.

Aufgrund der Aufschlussverhältnisse und der Internfaltung kann die Mächtigkeit nicht exakt angegeben werden, dürfte aber in einem Bereich bis 50 m liegen.

Oberrhät- bzw. Rhätoliaskalke (rik)

Abgesehen von einzelnen Hungerriffen innerhalb der Beckenentwicklung der Kössener Schichten treten Oberrhätkalke westlich des Inns (Marbling, Buchberg) und östlich von Ebbs auf. Westlich des Inns folgen sie über Kössener Schichten, östlich von Ebbs treten sie in einem kleinräumig verzahnten Bereich ebenfalls über geringmächtigen Kössener Schichten auf und werden von roten Liaskalken überlagert.

Die dickbankigen bis massigen Kalke zeigen eine Farbvarianz allgemein heller Farbtöne von weißlich-grau bis graubraun. Partiiell sind Dolomitierungen, Verkieselungen und Brekzierungen anzutreffen, Vermergelungen zeigen Rekurrenzen der Kössener Fazies an. Makroskopisch sind vereinzelte Korallen, Gastropoden und Megalodonten zu sehen.

Mikrofaziell lassen sich Biomikrite der Oberrhätkalklagune von Oo- und Biospariten sowie Pelmikriten der Riffkern- und Riffschuttfazies unterscheiden. Die Biomikrite führen reichlich rekristallisierte Involutinen („Angulodiscuskalke“ [FABRICIUS, 1966: 36]), desweiteren noch

Dasycladaceen (*Acicularia* sp.), Gastropoden, Ophiuren, Ostracoden und Schalenfragmente.

Die Fossilien des Riffs sind allgemein schlecht erhalten und z.T. vollständig rekristallisiert. Neben *Thecosmilia* sp., Echinodermenschutt und vereinzelt Foraminiferen sind Strukturen erkennbar, die sich Kalkschwämmen, Algen und Hydrozoen zuordnen lassen.

Die Mächtigkeit der Oberrhätkalke westlich des Inns beträgt rund 90 m (WILMERS, 1971: Taf. 5), östlich von Ebbs rund 120 m.

Infolge der Unterlagerung von Kössener Schichten und der Überlagerung durch liassische Crinoidenkalke ist auch bei dem Vorkommen östlich von Ebbs, das von AMPFERER (1933) noch als Wettersteinkalk kartiert wurde, eine stratigraphische und zeitliche Stellung im Oberrhät eindeutig. Ein Hineinreichen in den Lias lässt sich aufgrund der schlecht erhaltenen Fauna bisher nicht sicher nachweisen, kann aber auch nicht ausgeschlossen werden.

Schattwalder Schichten (ss)

Schattwalder Schichten kommen im Kaisergebirge lediglich im Steinbruch des Zementwerkes bei Eiberg in einem durchschnittlich 1 m, maximal 2 m mächtigen Band zwischen den unterlagernden Kössener Schichten und den überlagernden Fleckenkalken des Lias vor (siehe Abb. 14). Sie markieren in zeitlicher Hinsicht die Rhät-Lias-Grenze.

Es handelt sich um überwiegend rote und rötliche, z.T. grauschwarze, blätterig-schieferige, karbonatfreie, oberflächlich meist weiche und sehr verwitterungsanfällige Tone. Die röntgendiffraktometrisch bestimmte mineralogische Zusammensetzung umfasst Quarz, Glimmer (Illit), Kaolin, Calcit, Dolomit und quellfähige Anteile. Farbgebende Minerale sind Goethit und Hämatit. Corrensit und Chlorit traten in den untersuchten Proben nicht auf. Fossilien konnten bisher nicht gefunden werden.

Aufgrund der Merkmale einer terrigenen Einschüttung (Kaolin, Goethit, Hämatit) lässt sich ein Zusammenhang der Schattwalder Schichten zu zeitgleichen Schwellengebieten fordern, wobei jedoch die Entfernung und Positionierung der Schwelle(n) noch diskutiert wird.

Fleckenkalke, Fleckenmergel („Allgäuschichten“) (lf)

Fleckenkalke und untergeordnet z.T. mergelige Fleckenkalke mit eingeschalteten Mergellagen (Fleckenmergel) finden im Eiberger Becken große Verbreitung. Sie lagern den Gesteinen des Rhät (Kössener Schichten bzw. Schattwalder Schichten) konkordant auf und werden hangend überwiegend von Gosau diskordant (prägosaisches Relief, siehe Abb. 13) gekappt. Die Mächtigkeit erreicht etwa 400 m. Die Kalke sind im dm-Bereich gut gebankt, grau, muschelrig bis splittig brechend und zeigen die typischen dunklen Flecken. Mikrofaziell handelt es sich überwiegend um Biomikrite, der Biogengehalt umfasst Spiculae, Radiolarien, Ostracoden, Echinodermen, Ammoniten, Brachiopoden und Foraminiferen. Kieselige Anteile sind vereinzelte zu Hornsteinknauern oder -bändern angereichert.

Aus dem Geißbach (Quadrant C 13) beschrieb STIER (1986: 50) eine etwa 17 m mächtige Sonderentwicklung innerhalb der Allgäuschichten, bestehend aus roten, grauen und bunten, schlierigen und knolligen Mergeln, rötlichen Fleckenkalken und roten Knollenkalken. Hangend auftretende schwarzgraue Mergel weisen Anklänge an Manganschiefer auf. Das Auftreten dieser roten, kondensierten, ammonitenführenden Fazies weist hinsichtlich Ausbildung und Fossilführung (Belemniten, Bra-

chiopoden, Gastropoden, Echinodermen, Ostracoden, div. Foraminiferen, u.a. *Involutina liassica* [JONES]) Anklänge an die Rotkalkfazies auf. Derselbe Autor gab wiederum innerhalb der Fleckenkalke, 120 m bachaufwärts der roten Sonderentwicklung, einen geringmächtigen Brekzienhorizont mit bis zu 2 cm großen, eckigen Komponenten ausschließlich von Fleckenkalken in einer grauen, fossilfreien Matrix an. Aufgrund des Komponentenspektrums handelt es sich um eine lokal resedimentierte, intraformationelle Brekzie.

Die Allgäuschichten im Eiberger Becken setzen zeitlich im untersten Lias ein und reichen mindestens bis in den Oberlias (Toarc), ein zeitliches Hineinreichen in den Dogger ist nicht ausgeschlossen.

Im Gebiet von Schwendt wird der untere Lias durch einen fleckenlosen, hornsteinfreien, im dm-Bereich gebankten, etwa 40 m mächtigen Kalk vertreten, der sich an die Beckenentwicklung der Kössener Schichten anschließt und seinerseits durch graue Kiesel- und Hornsteinkalke überlagert wird. Er ist aufgrund der Ausbildung und stratigraphischen Position trotz der geringeren Mächtigkeit als Äquivalent der Fleckenkalke anzusehen und fällt ebenfalls unter die Sammelbezeichnung „Allgäuschichten“. Der Graukalk repräsentiert zusammen mit den hangend folgenden Kiesel- und Hornsteinkalken den unteren und mittleren Lias. In den darüberfolgenden Rotkalken (die z.T. unmittelbar, ohne zwischengeschaltete Kiesel- und Hornsteinknollenkalke, den fleckenlosen Graukalken auflagern) wies JAKSCH (1993: 65ff.) Ober-Pliensbach nach.

Kiesel- und Hornsteinkalke (Ih)

Im Eiberger Becken entwickeln sich gebankte, graue Kieselkalke mit Hornsteinknollen und bis mehrere Zentimeter dicken Hornsteinlagen und -schlieren durch Zunahme von Spongiennadeln aus den unterlagernden Fleckenkalken. Da solche Ausbildungen bereits innerhalb der Allgäuschichten beobachtet werden und hangend dazu entweder primär oder aufgrund der Aufschlussverhältnisse und der weit überwiegenden und diskordanten Gosauauflagerung auf Lias nur untergeordnet und geringmächtig auftreten, wurden sie in der Karte im Eiberger Becken nicht als eigenständige Serie ausgeschieden.

Bei Schwendt treten Kiesel- und Hornsteinkalke hangend zur fleckenlosen Graukalkfazies auf und erreichen bis zu 70 m Mächtigkeit. Sie werden ihrerseits von hornsteinfreien Rotkalken überlagert, die z.T. jedoch auch bereits unmittelbar der fleckenlosen Graufazies aufsitzen, so dass offenbar die Kiesel- und Hornsteinkalke nicht überall ausgebildet sind. Da Anzeichen eines tektonischen Fehlens der Kiesel- und Hornsteinkalke nicht auszumachen sind, muss von einer lateralen Verzahnung und Vertretung der Graukalkfazies und der Kiesel- und Hornsteinfazies ausgegangen werden.

Gleichsinnige Schlüsse legen auch die Verhältnisse im Muldenkern nahe, wo im entsprechenden stratigraphischen Niveau Kiesel- und Hornsteinknollenkalke (z.T. als Fleckenkalke) unmittelbar den Kössener Schichten aufsitzen und somit offenbar die hornsteinfreien Fleckenkalke vertreten. Sie werden von Rotkalken überlagert. Die Profilmächtigkeit beträgt hier rund 80 m, aufgrund der Lage im inneren Muldenkern ist jedoch eine Mächtigkeitszunahme durch Verfaltung und Stauchung zu berücksichtigen.

Westlich des Inns treten Kiesel- und Hornsteinkalke in einer Mächtigkeit bis max. 50 m auf, folgen jedoch, im Unterschied zu den Vorkommen östlich des Inns, wo die

Lias-Entwicklung an eine rhätische Beckensedimentation anschließt, hier auf eine rhätische/rhätoliassische Riff- oder Flachwasserfazies.

Die Kiesel- und Hornsteinkalke sind gut gebankte, graue, mikritische Kalke mit glatten oder leicht welligen Schichtflächen, die Varietäten westlich des Inns sind heller, grünlich- bis gelblichgrau, mit dunklen bis schwarzen Hornsteinen.

Stark kieselige Partien werden im Fossilanteil von Spongiennadeln dominiert, untergeordnet kommen auch Radiolarien als Lieferanten der kieseligen Substanz in Frage. Daneben treten noch Echinodermen- und Gastropodenfragmente, Serpel-Röhren, Ostracoden, Fischzähnen, Schalenfragmente und Foraminiferen auf.

Hinsichtlich der zeitlichen Stellung lässt sich für das Umfeld des Kaisergebirges feststellen, dass die Kiesel- und Hornsteinkalke der verschiedenen Vorkommen unterschiedliche Zeitabschnitte des Lias (und Dogger) repräsentieren. Die Gesteine mit dem ältesten basalen Einsatz sind jene des Muldenkerns, gefolgt von den unter- bis mittelliassischen Gesteinen bei Schwendt. Den Vorkommen westlich des Inns ist aufgrund ihrer stratigraphischen Stellung (bis liegend zu den Filamentkalken des Dogger) und der dortigen lithologischen Jura-Entwicklung sowohl der größte Zeitumfang als auch das höchste Hineinreichen in den Dogger zuzuweisen. Eine den Kiesel- und Hornsteinkalken entsprechende Gesteinsausbildung ist somit nicht zeitlich fixiert und kann in raum/zeitlicher Hinsicht abhängig von geeigneten Milieubedingungen in verschiedenen stratigraphischen Niveaus auftreten.

Rotkalke (Ik)

Unter diesem Legendenpunkt sind allgemein Rotkalke subsummiert, die in insgesamt geringer Verbreitung in unterschiedlicher lithologischer Ausbildung und unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus innerhalb der Lias/Dogger-Schichtfolge auftreten.

So folgen Rotkalke in geringmächtiger (wenige Meter) Verbreitung z.T. unmittelbar auf Oberrhätkalk (Lias-Basiskalk; östlich Ebbs), in einer ca. 10 m mächtigen Folge hangend zur Sequenz der Fleckenkalke sowie Kiesel- und Hornsteinkalke (z.B. Muldenkern) und bei Schwendt in einer rund 40 m mächtigen Folge (jedoch mit Profilverdoppelung) über Hornsteinknollenkalken und reichen hier, mit einer 7 m mächtigen, zwischengeschalteten Lage von Filamentkalken (Dogger), bis an die Basis der Radiolarite.

Die Ausbildungsvarianz der Rotkalke umfasst rote und rötlichgraue, z.T. rot-grau-flaserige oder fleckige, vorwiegend gut gebankte Mergelkalke, Kalke und Knollenkalke mit partiell zwischengeschalteten Mergeln, mit ebenen, häufiger welligen oder knolligen Schichtflächen.

Im Dünnschliff handelt es sich allgemein um mikritische Lutite bis Arenite, häufig um arenitische Biomikrite mit Echinodermen, Gastropoden, Ostracoden, Schalenfragmenten, Foraminiferen, Fischzähnen und Ammoniten, in den hornsteinführenden Ausbildungen auch mit Spongiennadeln und Radiolarien.

Die Altersstellung des Vorkommens östlich Ebbs ist aufgrund des Auflagerns auf Rhätkalken Lias, im Muldenkern auch allgemein Lias, vermutlich Pliensbach, da die Gesteine unterhalb der ins Toarc gestellten Manganschiefer lagern. Bei Schwendt stellte JAKSCH (1993: 65ff.) den unteren Anteil der Rotkalkfolge nach Ammoniten in den Lias delta bis zeta und den oberen Anteil (Klaus-

schichten) in den Dogger. Die Serie wird dort hangend durch die malmischen Radiolarite begrenzt.

Manganschiefer im Muldenkern (lm)

Die Manganschiefer bilden im innersten Muldenkern in isoklinaler Lagerung das jüngste erhaltene Schichtglied der kontinuierlichen mesozoischen Sedimentfolge der Kaisergebirgsscholle. Die grünlich-grauen, graubraunen bis blauschwarzen, äußerst brüchigen Schiefer sind in rund 2 m Mächtigkeit in spezialgefalteter, tektonisch verquälter Form erhalten. Das Mangan liegt vorwiegend in Mangankarbonaten (bzw. Ca-Mg-Mn-Fe-Mischkarbonaten) und nur untergeordnet in Mn-Oxiden/Hydroxiden oder Mn-Silikaten vor (GERMANN & WALDVOGEL, 1971). Die Fe- und Mn-Absolutgehalte zweier im Muldenkern entnommener Proben lagen bei rund 15 % atomarem Mn und 10 % atomarem Fe (EBER, 1991: 66). Schlammproben lieferten mit Holothurienskleriten, Spiculae, Radiolarien, Foraminiferen und Schalenfragmenten eine spärliche Fossilführung eines pelagischen Bereiches, die Bildung der Manganschiefer scheint jedoch weniger an paläobathymetrische Parameter als an geeignete Materiallieferung und chemische Milieuverhältnisse gebunden zu sein.

Der in vergleichbarer stratigraphischer Position in den NKA weitverbreitete Manganschieferhorizont wird zeitlich generell in das Toarc gestellt. Als Herkunft des Mangans wird eine Verbreitung kontinentalen Mangans durch O₂-freie Wässer, submarin-hydrothermale oder vulkanogene Zufuhr diskutiert („anoxic event“ [JENKYN et al., 1991]).

Spatkalke (ds)

Gesteine dieses Typs kommen in nur geringer Verbreitung westlich des Inns vor. Dort (nördl. Marbling und Buchberg) liegen Echinodermenspatkalke konkordant auf Oberrhätalk und werden ihrerseits von Kiesel- und Hornsteinkalken überlagert. Die 20 m mächtige Serie besteht vom Liegenden zu Hangenden aus einem massigen, rötlichen Kalk (8 m), einem roten, im dm-Bereich gut gebankten Kalk mit pelitischem Material in den Bankfugen (2 m) und einem dünnbankigen grauen bis grünlichgrauen Spatkalk (10 m), der durch die Führung bräunlicher Hornsteinknollen zum hangenden Kiesel- und Hornsteinknollenkalk vermittelt. In mikrofazieller Hinsicht handelt es sich im basalen Teil um einen Echinodermensparit, der hangende Anteil ist zunehmend mikritischer mit häufiger auftretenden Brachiopoden. Aufgrund der stratigraphischen Position und des Fossilinhaltes sind diese Spatkalke zeitlich in den Lias zu stellen (WILMERS, 1971: 11ff.).

Südlich des Längsees kommen graue Spatkalke in tektonisch reduzierter Form und nur 1 m erhaltener Mächtigkeit gemeinsam mit hornsteinführenden Kalken vor und werden diskordant von Gosau überlagert. Aufgrund des isolierten Auftretens in einem tektonisch stark beanspruchten Gebiet ist die stratigraphische und zeitliche (Lias–Dogger ?) Stellung dieses Vorkommens nicht gesichert, infolge des südlich anschließenden Vorkommens überkippt lagernder Rhätkalke und der Ausbildung ist jedoch eine Stellung analog zu den Verhältnissen nördlich Marbling wahrscheinlich.

Filamentkalke, Kieselkalke (dfk)

Filamentkalke, nach *Bositra buchi* (RÖMER) = *Posidonia alpina* GRAS. auch als Bositrakalk oder Posidonienkalk, bei TOLLMANN (1976: 333) als Reitmauerkalk bezeichnet, treten auf dem Kartenblatt der Kaisergebirgskarte bei Schwendt in-

nerhalb der Rotkalkfolge (7 m), nördlich Kohlstatt (Quadrant H2) als kleiner tektonischer Schubspan, westlich des Inns (5 m) sowie im Eiberger Becken (ca. 5 m) liegend zu den Radiolariten auf.

Die Filamentkalke, untergeordnet auch als kieselige Radiolarien-Filament-Kalke ausgebildet, bei Schwendt innerhalb der Rotkalkfolge z.T. mit radiolarienreichen Kieselkalken assoziiert und westlich des Inns ebenfalls mit Kieselkalken vorkommend, sind gebankte, rötliche bis rot-grau geflaserte (Schwendt), z.T. auch graue oder grüngraue, mergelige Kalke mit geraden bis wellig-knolligen Schichtflächen.

Mikrofaziell handelt es sich um Biomikrite, aufgrund von Rekrystallisationserscheinungen z.T. auch um Pseudoparite mit einem wechselnden Anteil eckiger, detritischer Körnchen (generell <0,1 mm). Der Biogenanteil umfasst neben massenhaft auftretenden Filamenten und partiell Radiolarien untergeordnet noch Schalenfragmente, Aptychen, Ostracoden, Foraminiferen und Protoglobigerinen. Filamente sind bereichsweise in mm-großen Klümpchen angereichert, die sich hinsichtlich Matrix und Farbe vom Nebengestein unterscheiden, in dieses z.T. aber ohne scharfen Kontakt übergehen.

Die stratigraphische Position an der Basis der als Tiefseebildungen gedeuteten Radiolarite und die pelagische Fauna spricht gegen ein Bildungsmilieu in seichtem Wasser, wie von KRYSZYN (1971: 501) angegeben, sondern vielmehr für ein pelagisches Tiefwasser-Bildungsmilieu.

Der Filamentkalk wird generell in den höheren Dogger (i.w. Callovium [TOLLMANN, 1976: 335]) eingeordnet.

Radiolarit (mr)

An der Basis (wenige m) graugrünes, weit überwiegend jedoch rotes bis rötlichgraues, im cm-Bereich gut gebanktes und z.T. kleingefaltetes Gestein mit dünnen eingeschalteten, meist dunkler roten Mergellagen. Im Radiolarit können bis etwa 2 cm große, grünliche oder graue Flecken auftreten. Das bis 45 m mächtige Gestein leitet hangend in dem Vorkommen bei Schwendt in einer 3 m mächtigen Übergangslage, in der der Radiolarienanteil von 70 %–80 % auf etwa 40 %–50 % sinkt (Radiolarien-Mergel [MAYER 1989: 58]), zu mergeligen Knollenkalken der Aptychenschichten über.

Als Radiolarien treten sowohl Formen der kugeligen Spumellarien, als auch der mützenförmigen Nassellarien in einer Kalkschlammmatrix auf, als weitere Faunenelemente der pelagischen Fazies sind im Dünnschliff selten Aptychen, Saccocomenfragmente und Spiculae zu beobachten.

Die Radiolarite dieses Niveaus werden in diesem Bereich der NKA allgemein ins Oxford und Kimmeridge gestellt (TOLLMANN, 1976: 342), eine detailliertere Einstufung existiert für das Kaisergebirge bisher nicht.

Malm-Aptychenschichten (ma)

Malm-Aptychenschichten folgen in den Verbreitungsgebieten konkordant auf die Radiolarite. Es handelt sich um dichte, muschelartig brechende, im dm-Bereich gut gebankte, rötlich graue bis gelblich-weißliche und bläulich-graue, z.T. auch rötlich-grau geflaserte Kalke mit leicht welligen bis knolligen Schichtoberflächen. Mergelkalke und mergelige Zwischenlagen in mm- bis cm-Mächtigkeit können vorkommen. Die Mächtigkeit erreicht generell wenige 10er-Meter, bei Schwendt bis annähernd 200 m, jedoch mit ungeklärtem tektonischem Beitrag zur Mächtigkeit. Eine Rekurrenz kieseliger Hornsteinlagen im

unteren Bereich, wie sie in anderen Gebieten üblich ist, wurde bisher nicht angegeben. In dem Vorkommen im Eiberger Becken treten dm-mächtige Einschaltungen turbiditischer, allodapischer Kalke mit Flachwasseranzeigern auf.

Der Fossilinhalt der Aptychenkalke besteht aus Radiolarien, Echinodermenfragmenten, vereinzelt Filamenten, Spiculae, Ostracoden, Aptychen und z.T. reichlich Calpionellen.

Die erfasste Altersstellung reicht von Tithon bis zu unterem Berrias.

Neokom-Aptychenschichten (na)

Neokom-Aptychenschichten (Schrambachschichten) entwickeln sich kontinuierlich aus den Malm-Aptychenschichten durch zunehmende Vermergelung, wodurch sich, als Unterscheidungskriterium im Gelände, der Ton beim Anschlagen mit dem Hammer von hellem zu dumpfem Ton verändert. Bei Schwendt schneidet der Kohlenbach die Neokom-Aptychenschichten auf eine Länge von annähernd 1,5 km an. Die Mächtigkeit lässt sich hier mit etwa 170–200 m erschließen, doch besteht aufgrund von Internfaltung und der Position im Wirkungsbereich der Kohlent-Störung Unsicherheit bezüglich des Betrages der primär-sedimentären Mächtigkeit.

Generell handelt es sich um hellgraue bis grünlich-graue, feinbankige bis plattige Mergelkalke und Kalkmergel, die mit dünnen Mergellagen wechsellagern und kleine, vermutlich auf oxidierten Pyrit zurückgehende „Rostflecken“ aufweisen. Bei Schwendt wird die Sequenz von den kalkigeren, basalen Anteilen zunehmend mergeliger, ab dem Mittelteil überwiegen plattige Mergel, die hangend in weiche, rötlich-braune, blättrig-schieferige Mergel übergehen.

Im Fossilinhalt treten Aptychen, Calpionellen, Filamente, Ostracoden und Foraminiferen auf.

Die auf der Basis von Aptychen bestimmte Altersstellung des Neokoms im Schwendter Raum umfasst in den basalen, kalkigen Anteilen Berrias, in den oliven Mergeln des Mittelteiles Valangien und in den hangenden Mergeln Hauterive. Die Vorkommen bei Sebi wurden nach Calpionellen in das Berrias mit möglichem Hineinreichen in das Valangien eingeordnet (TSCHUSCHNER, 1985: 54).

Branderfleckschichten (bf)

Branderfleckschichten, das „Cenoman“ der älteren Literatur, kommen auf dem Kartenblatt des Kaisergebirges nur am äußersten Nordwestrand, am Höhenberg bei Niederndorf, vor. Sie treten als undeutlich geschichtete bis massige, mittelsteil nach SSW fallende Abfolge grauer, Pflanzenhäcksel führender, sandig-mergeliger Gesteine auf. In basalen Bereichen sind Konglomeratbänke (Komponenten aus Trias bis Unterkreide) und synsedimentäre Brekzien aus aufgearbeiteten Mittelkreide-Sandsteinen enthalten.

Die sandig-mergelige Abfolge enthält eine z.T. reiche Fauna (Orbitolinen-Solitärkorallen-Gastropoden-Vergesellschaftung, Lenticulinen-Sandschaler-Ostracoden-Vergesellschaftung [SCHLOSSER, 1924]). RAHMAN (1967) schied 67 Gastropodenarten aus. Im mittleren Bereich des Höhenberges treten Lagen mit massenhaften Vorkommen von *Exogyren* auf („*Exogyrenkalk*“ [GÜMBEL, 1861]), wobei es sich nach GESSNER (1961) fast ausschließlich um *Exogyra columba* LAMARCK handelt.

Die zeitliche Reichweite umfasst unteres Mittelcenoman bis Obercenoman. Turon wurde nicht nachgewiesen.

Gosau

In der vorliegenden Arbeit wurde der Begriff „Gosau“ auf alle Schichtglieder des Gosauzyklus angewandt (= Gosau im weiteren Sinne nach TOLLMANN [1976: 404]). Er umfasst neben der „eigentlichen Gosau“ zwischen „Cenoman“ und den Nierentaler Schichten nach der Fassung von BRINKMANN (1934: 471) auch noch die Nierentaler Schichten, Äquivalente der Zwieselalmschichten und die mitteleozänen Jennbachschichten. Eine zeitliche Beschränkung auf den kretazischen Anteil ist im Kaisergebirge nicht sinnvoll, da eine solche Abgrenzung aufgrund der offenbar kontinuierlichen und ohne Hiatus ausgebildeten Sedimentation über die Kreide/Tertiär-Grenze hinweg (z.B. Sebi, Alte Ackerlhütte) lithologisch nicht fassbar ist. Der Zeitraum der erhaltenen Gosaubildungen im Kaisergebirge umfasst somit Coniac bis Mitteleozän (Lutet).

Im regionalen Zusammenhang wurden die Gosauvorkommen im Umfeld des Kaisergebirges als Unterinntaler Gosau zusammengefasst. Die Gosau im Bereich des Hechtsees westlich des Inns wird als Hechtseefazies bezeichnet (RISCH, 1985: 94). Benachbarte Gosauvorkommen sind westlich des Kaisergebirges die Brandenberger Gosau, in östlicher Fortsetzung die Gosau des Salzburg-Reichenhaller Beckens.

Hinsichtlich der plattentektonisch gesteuerten, geodynamischen Entwicklung der vielgestaltigen und in den einzelnen Teilbereichen unterschiedlich abgelaufenen Gosausedimentation wird auf die umfangreiche, einschlägige Spezialliteratur zu diesem Thema verwiesen.

Im Umfeld des Kaisergebirges setzt die Gosau generell (sofern nicht tektonisch entfernt) mit untergrundbezogenen Lokalbrekzien ein und geht hangend in die bunten, überwiegend roten, pelagischen Mergel der Nierentaler Schichten bzw. Sandsteine der Zwieselalmschichten über. Obwohl mit den Nierentaler Schichten eine weitgehende Vereinheitlichung der Sedimentation erreicht wurde, zeigen Brekzien in allen Niveaus (z.B. tertiäre Brekzien am Kaisergebirgs-Ostrand und im Eiberger Becken), dass aufgrund anhaltender geodynamischer Vorgänge submarine, tektonisch induzierte Sedimentation von Grobklastika in verschiedenen Zeitabschnitten erfolgte. Die zeitliche Varianz der Brekziensedimentation und ihre Reichweite bis ins oberste Paleozän (Mitterer-Wand-Brekzie) unterstreicht eine Kontinuität der tektonischen Beanspruchung des Sedimentationsraumes und spricht gegen eine streng phasenhafte Einengung.

Durch die turbiditischen Jennbachschichten ist ein Fortbestand des Gosau-Sedimentationsbeckens im Bereich des Kaisergebirges bis in das mittlere Eozän belegt, erst durch die an der Wende Mittel-Obereozän gipfelnden Krustenbewegungen („Illyrische Phase“) wurde die Sedimentation beendet. Gleichzeitig erfolgte durch die tektonischen Vorgänge eine Umstellung der Sedimentationsverhältnisse zum Zyklus der im Priabon beginnenden Innersalpiner Molasse-Sedimentation.

Die erhaltene bzw. aufschlussbedingt erschließbare Mächtigkeit beträgt im Eiberger Becken und im Bereich westlich des Inns ca. 370 m, am Kaisergebirgs-SW-Rand max. 100 m (Hölzentalm), im Bereich von Sebi etwa 350–650 m (davon ca. 200–500 m Jennbachschichten), am Kaisergebirgs-NE-Rand rund 200 m (basale Gosau jedoch nicht aufgeschlossen) und am E- und SE-Rand ca. 200 m (tektonisch summiert bis 340 m). Auf der tektonischen Kaisergebirgsscholle selbst sind nur reliktsche Vorkommen mit einigen Metern Mächtigkeit erhalten. Hinsichtlich der Beschreibung der einzelnen Vorkommen sei auf die Dissertation (ZERBES, in Vorb.) verwiesen.

Gosau, oberkretazischer Anteil

Sandkalke, Brekzien, Konglomerate (kgb)

Brekzien mit hoher Varianz der lithologischen Ausprägung, z.T. rein dolomitische, monomikte Brekzien, z.T. polymikte Brekzien mit sandigem Bindemittel und partiell bauxitischen Resedimenten (Hechtseefazies), bereichsweise mit gerundeten Komponenten und konglomeratischen Einschaltungen. Die Hechtseefazies, eine vorwiegend grobklastisch dominierte Folge (RISCH, 1985: 94) geht aus einer von Brekzien dominierten basalen Gosau (bis 250 m) hangend in plattige Psammite über, die mit dünnbankigen Kalken wechsellagern, und wird hangend wiederum von einer bunten Brekzie überlagert. Aufgrund ihrer Mischung flachmariner und pelagischer Faunenanteile wurden die Psammite z.T. als Turbidite interpretiert (LEISS, 1988: 33). Kalke in höheren Partien der Hechtseefolge (Mesnergraben [LEHMANN, 1989: 62f.]) wurden aufgrund der Characeen-Führung und des Fehlens mariner Fossilien als Brackwasserbildungen eingestuft.

Als Alter der basalen Hechtseefazies wird Coniac- bis Oberturon-Alter angenommen, die Psammite werden in das Campan gestellt (RISCH, 1985: 94ff.).

Im Eiberger Becken besteht die vielgestaltige, transgressive, basale Gosau v.a. aus untergrundbezogenen Brekzien und Konglomeraten, die zeitlich in das Untersanton gestellt werden (IBRAHIM, 1976: 148ff.). Gleiches gilt auch für die im östlichen Anschluss folgende Serie bei der Hölzentalalm, allerdings erfolgte hier noch keine genauere zeitliche Einstufung als allgemein Senon.

Bei Sebi lagert die Gosau nicht mit transgressivem, sondern mit tektonischem Kontakt auf Neokom. Es handelt sich um eine Folge mit groben Konglomeraten und Blockbrekzien, die hangend in Schuttkalke, Sandkalke und sandige Mergel mit Mergelzwischenlagen übergeht. Das Komponentenspektrum der Brekzien und Konglomerate umfasst Obertrias bis lokal resedimentierte Gosau, die Matrix enthält an Biogenfragmenten Crinoiden, Inoceramen, Rudisten, Korallen, Milioliden und Rotalgen. Die Schuttkalke führen Biogenschlutt des Flachwassers (Solenoporaceen, Dasycladaceen, Rotalgen, Korallen, Echinodermen, Bryozoen, Ostracoden, Inoceramen, Rudisten und eine arten- und individuenreiche Foraminiferenfauna). Die hangend folgenden, partiell geschichteten, hellen Kalksandsteine führen neben Fossilbruchstücken auch Turmalin- und Rutilkörnern (HAGN & HERM, 1982: C2; TSCHUSCHNER, 1985: 74ff.).

Die Brekzien am Kaisergebirgs-Südostrand entsprechen i.w. der Beschreibung, wie sie für die tertiären Brekzien der dortigen Vorkommen gegeben werden, im Unterschied zu jenen lassen sich jedoch keine Tertiärformen im Biogeninhalt finden. Sie werden nach dem Alter der jüngsten erhaltenen Globotruncanen in das Obermaastricht eingestuft.

Mergel, Sandsteine (kgm)

Graue, grünlichgraue bis olivgraue, häufiger rötliche pelagische Mergel (Nierentaler Schichten) mit Einschaltungen turbiditischer Sandsteinbänke bis ca. 1 m Mächtigkeit. Diese bunten „Senon“-Mergel (LEUCHS, 1907; AMPFERER, 1933) wurden/werden im Umfeld des Kaisergebirges (Eiberger Becken, Sebi) als Zementmergel abgebaut.

Die Mergel setzen im Eiberger Becken im Campan ein und sind allgemein für das Campan kennzeichnend, die Serie lässt sich jedoch zeitlich bis in das Untermaastricht belegen (IBRAHIM, 1976: 148ff.).

Die Nierentaler Schichten mit eingeschalteten Turbiditbänken bei Sebi wurden nach der pelagischen Fauna

(v.a. Globotruncanen) in das untere Maastricht eingestuft.

Bei dem Vorkommen östlich Ebbs, in tektonischer Position mit einer Mächtigkeit von wenigen 10er-Metern erhalten, gilt eine Einstufung in den Bereich Coniac-Santon nur vorbehaltlich, nach TSCHUSCHNER (1985: 70) ist hier selbst alttertiäres Alter nicht ausgeschlossen.

Die nur als tektonische Relikte mit max. 10er-Meter-Mächtigkeit aufgeschlossenen Vorkommen nördlich der Kaisergebirgsscholle stehen zeitlich im Obersanton (Fuchsanger, tirolische Deckenfront, Quadrant I 2), Untermaastricht (Aschinger Kar, Kaisergebirgs-Nordrand-Aufschuppung, Quadrant J 4/5) und Campan-Untermaastricht (Jofenspan, Kaisergebirgs-Nordrand-Aufschuppung, Quadrant J/K 4) (GESSNER, 1961: 39f.; TSCHUSCHNER, 1985: 68ff.). Die Bildungen am Nordostrand der Kaisergebirgsscholle reichen zeitlich von Obersanton bis Maastricht (MAYER, 1989: 77).

Die Vorkommen kretazischer Mergel der Nierentaler Schichten auf der Kaisergebirgsscholle selbst können nach umgelagerten Formen des Santon bis Maastricht nach den jüngsten Formen in das Maastricht gestellt werden (Quadranten M 5/6 und N 6). Am Zasserlkögerl (N 6) ist zusätzlich auch Campan nicht auszuschließen (OLBRICH, 1986: 39ff.; EBER, 1991: 69ff.). Auf der Kaisergebirgsscholle selbst ist für den gosauischen Sedimentationszeitraum ein Überschreiten der Kreide/Tertiär-Grenze bisher nicht belegt.

Gosau, alttertiärer Anteil (Paleozän bis Mitteleozän)

Sandkalke, Brekzien, Konglomerate (tgb)

Bereichsweise wandbildende (Mitterer Wand, Reitwand; Ostkaiser), ungleichkörnige, generell korn-, nur untergeordnet matrixgestützte Brekzien mit Komponenten-Größen bis 1 m. Die Komponenten sind kantig bis kantengerundet, z.T. auch gut gerundet, untergeordnet treten auch konglomeratische Bereiche auf. Das Komponentenspektrum umfasst neben kalkalpinen Bestandteilen (Mitteltrias bis Paleozän), bei denen Dolomite überwiegen, auch Quarz, Glimmer und Schwerminerale (u.a. Spinell, Granat, Turmalin, Rutil, Zirkon, Apatit).

Nach der Fauna (v.a. Globigerinen) der assoziierten Mergel bzw. der Matrix lässt sich das Alter der tertiären Anteile der Brekzien am Ost- und Südostrand des Kaisergebirges als Paleozän bis zur Grenze Paleozän/Eozän angeben (ASCHAUER, 1984).

Die tertiäre, konglomeratische Brekzie mit kantengerundeten bis gut gerundeten Komponenten in rötlich-grauer, mergeliger Matrix im Eiberger Becken (Quadrant B 12, fälschlich Signatur tgm statt tgb) weist kalkalpine Komponenten mit Größen bis 50 cm von Mitteltrias bis Gosau (mit Flachwasserkalken des Malm!) auf. Nach dem Fossilinhalt lässt sich eine erste Umlagerung aus einer Flachwasserfazies in tieferes Wasser in der Oberkreide (Obercampan) und eine erneute Umlagerung im oberen Paleozän (Oberthanet) in eine pelagische Fauna rekonstruieren (STIER, 1986: 84ff.). Die Bedeutung dieses Vorkommens liegt darin, dass damit auch im Eiberger Becken ein Fortbestand der Gosausedimentation bis in das obere Paleozän bewiesen ist.

Mergel, Sandsteine (tgm)

Rötliche, grünliche, gelbbraune und graue Mergel, sandige Mergel und Sandsteine mit karbonatischem Bindemittel. Die z.T. dünnplattig geschichteten Mergel führen Glimmerschüppchen auf Schichtflächen. Neben den reinen Mergeln, die mit einer autochthonen pelagischen

Fauna dem Typus der Nierentaler Schichten entsprechen, treten auch grobklastisch beeinflusste Mergel ohne erkennbare Schichtung auf, die eingearbeitete, untergrundbezogene Komponenten (Hauptdolomit, Plattenkalk) bis 50 cm Durchmesser umfließen.

Mit der tertiären Foraminiferenfauna (v.a. Globigerinen) ist im Biogengehalt ein Anteil von 15 %–25 % umgelagerter, kretazischer Globotruncanen enthalten.

Die roten, grünen und gelbbraunen Sandsteinbänke innerhalb der Mergel, mit Bankdicken bis 30 cm, zeigen an der Basis Sohlmarken und weisen insgesamt eine Gradierung auf. Es handelt sich um Turbidite in die pelagischen Mergel (Fazies der Zwieselalmschichten), die neben einem Anteil kalkalpiner Klasten (bis 2 cm Größe) auch kristalline Schiefer, Quarz, Glimmer sowie Turmalin und Granat führen. Als Biogene treten neben umgelagerten Globotruncanen und pelagischen, alltertiären Faunen auch aus Flachwasserbereichen umgelagerte Großforaminiferen und Rotalgen auf.

Auf der Grundlage planktonischer Foraminiferen (v.a. Globigerinen) und Nannoplankton sind die tertiären Gosauergel am Ost- und Südostrand des Kaisergebirges in das Paleozän bis zur Paleozän/Eozän-Grenze einzustufen. Die turbiditischen Sandsteine sind auf den Grenzbe- reich Thanet/Ilerd bis zur Grenze unteres/mittleres Ilerd fixiert. Die zeitliche Reichweite der umgelagerten kretazi- schen Fauna umfasst UnterCampan bis Untermaastricht (ASCHAUER, 1984).

Die tertiären Gosauergel bei Sebi (Quadranten F 1 und F 2) ergaben nach der pelagischen Foraminiferenfauna (v.a. Globigerinen) und Nannoplankton ebenfalls eine Einstufung in das höhere Paleozän bis in den Grenzbe- reich Paleozän/Eozän. Umgelagerte Organismenreste (z.T. Flachwasserformen, z.B. *Lithothamnium* sp.) umfassen einen Zeitraum von Campan bis zum unteren Maastricht (TSCHUSCHNER, 1985: 75).

„Flyschoide Gosau“ (Jennbachschichten) (tgf)

Jennbachschichten (Begriff nach TSCHUSCHNER, 1985) treten am Nordrand des Kaisergebirges ost-südöstlich von Niederndorf auf. Die Serie besteht aus bläulich-grauen, grünlichen, z.T. gelblich anwitternden Gesteinen in einer im Zentimeter–Dezimeter-Bereich (bis ca. 1 m) gebankten Wechsellagerung von Mergeln, sandigen Mergelkalken und Sandsteinen in mittelsteil nach Südwesten fallender Lagerung. Die Sedimente führen Schwerminerale (Granat, Rutil, Turmalin, Staurolith, Spinell).

Die lithologische Ausbildung mit z.T. welligen Schicht- flächen, Sohlmarken, Strömungswülsten, Lebensspuren (*Chondrites*, *Helminthoides*), Gradierung, rhythmischer Fein- schichtung und Bioturbation weist der Serie einen turbidi- tischen Sedimentcharakter zu. Der überwiegend umgela- gerte Fossilinhalt umfasst Radiolarien, Schwammnadeln, Fischzähnen, Ostracoden, Bryozoen- und Echino- dermenschlamm, reichlich planktonische Foraminiferen (u.a. Globigerinen, Globorotalien, Globotruncanen), benthonische Foraminiferen (u.a. Milioliden) und Großfo- raminiferen (u.a. Nummuliten, Assilinen, Discocyclinen) (HAGN, MALZ & MARTINI, 1981). Der zeitliche Umfang der umgelagerten Formen reicht von Campan über Paleozän bis zu Hinweisen auf Untereozän.

Für die Jennbachschichten ergibt sich eine bisher er- fasste Altersstellung von oberem Untereozän bis unterem Mitteleozän.

Oberaudorfer Schichten (eo)

Von der gesamten von HAGN (1960: 150) benannten, an der Typlokalität beschriebenen und von ALLERSMEIER

(1981) hinsichtlich des Komponentenspektrums der Kon- glomerate untersuchten Abfolge der obereozänen Ober- audorfer Schichten an der etwa 6 km nordwestlich des Kaisergebirges befindlichen Typlokalität sind auf dem Kartenblatt der Geologischen Karte nur geringe Anteile von wenigen 10er-Metern an der Tirolischen Deckenfront auf der Lechtaldecke erhalten.

Nach dem Gesteinscharakter (Fabianii-Sandstein) han- delt es sich nach Vergleichen mit der Abfolge an der Typ- lokalität mutmaßlich um einen mittleren Abschnitt der Gesamtfolge. Die Unterlage ist nicht aufgeschlossen. Basal sind Schuttkalke in Form von aus dem Hang wittern- den Blöcken erhalten, darüber folgen Sandsteine.

Die Schuttkalke enthalten Lithoklasten bis 6 mm aus ausschließlich kalkalpinem Material (haupts. Hauptdo- lomit, Oberrhätalkalk, jurassische Echinodermenkalke, Radiolarite, Spiculite und Calpionellenkalke), daneben biogene Komponenten von Bivalven, Ostreen, Seeigel- stacheln, Bryozoen, Hydrozoen, Korallen und eine arten- und individuenreichen Mikrofauna. Abgerollte Fragmente des Problematikums *Microcodium elegans* GLÜCK belegen einen terrigenen Eintrag (TSCHUSCHNER, 1985: 92).

Die darüberfolgenden, z.T. fossilfreien, bereichsweise fossilreichen Sandsteine mit partiell gesteinsbildendem Auftreten von *Nummulites fabianii* (PREVER) und einer Mikro- fazies mit dominierender *Gypsina linearis* (HANZAWA), ge- legentlicher *Gypsina multiformis* (TRAUTH) und einer Begleitfauna mit Milioliden, Seeigelstacheln, Ostreenfragmenten, Ostracoden, Hydrozoen, Bryozoen und diversen Kleinfo- raminiferen weisen auf ein flachmarines bis litorales Ent- stehungsmilieu hin.

Kohlenbachkonglomerat und Äquivalente (eok)

An der Typlokalität etwa 200 m mächtige Folge von Konglomeraten und vereinzelt linsenförmig eingeschalteten, geringmächtigen (bis einige dm) Lagen von sandig-schluffigen Mergeln und Sandsteinen. Die überwie- gend gut gerundeten Gerölle weisen Größen vor Allem im Fein- bis Grobkiesbereich auf, das Größtkorn reicht bis 40 cm. Die rötliche bis gelblichbraune, z.T. sandige, kar- bonatisch gebundene Matrix verkittet das Gestein zu einem harten Gefüge.

Als Äquivalente werden die lithologisch vergleichbaren Konglomerate in östlicher und westlicher (bis in den Be- reich des Weißenbaches) Nachbarschaft der Typlokalität, desweiteren ein kleines Vorkommen in einem tektonisch isolierten Schubspan an der Kaisergebirgs-Nordrand- Störung („Jofenspan“) und das auf der Kaisergebirgs- scholle selbst befindliche Vorkommen im Habersauertal angesehen.

Im von ALLERSMEIER (1981) detailliert untersuchten Komponentenspektrum überwiegen Gesteine einer neri- tischen Malm- (Typ „Sulzfluh-“) bzw. Unterkreide- (Typ „Urgonkalk-“) Fazies mit einem Anteil zwischen 77 % und 97 %. Kalkalpine Trias- (ausschließlich Obertrias-) und Juragerölle kommen mit Anteilen von wenigen Prozenten bis 27 % vor.

Infolge der aus dem stratigraphischen Zusammenhang herausgelöst und isoliert vorkommenden Konglomerat- serie ist die stratigraphische Positionierung diskussions- würdig und erfolgt nach Indizien. Das Kohlenbachkonglo- merat wurde früher z.T. zu den Häringer Schichten ge- stellt, wird jedoch in der vorliegenden Arbeit als eigen- ständiges Schichtglied angesehen. Aufgrund der zu den Konglomeraten der Oberaudorfer Schichten an der Typ- lokalität hinsichtlich der Kalke in Sulzfluh- und Urgon- fazies qualitativ vergleichbaren Geröllführung, der im

Kohlenbachkonglomerat und in den Oberaudorfer Schichten vorkommenden Landschneckendeckel, der wie bereits den oberen Oberaudorfer Schichten zueigenen fluviatilen Fazies und aufgrund des generellen Auftretens im Liegenden (wenn auch mit Aufschlusslücke) der Häringer Schichten ist eine stratigraphische Stellung des Kohlenbachkonglomerates anzunehmen, die im Obereozän der limnofluviatilen Fazies der oberen Oberaudorfer Schichten entspricht oder etwas jünger ist und bis zur Basis der Häringer Schichten reicht.

Hinsichtlich der Schüttungsrichtungen stehen sich die Anschauungen einer Lieferung von N oder von S diametral entgegen, jedoch scheinen sich die Anzeichen einer generellen Schüttung aus Norden zu verdichten, wie sie rein lokal im Kohlenbach auch durch Imbrikationsgefüge angezeigt ist.

Häringer Schichten (oh)

Die Häringer Schichten mit ihrer Typlokalität rund 7 km südwestlich des Kaisergebirges, die in historischem Rückblick aufgrund der enthaltenen Kohlevorkommen eine lange Forschungsgeschichte aufzuweisen haben, wurden im Laufe dieser Geschichte in ihrer stratigraphischen Reichweite und ihrem Begriffsinhalt unterschiedlich gefasst.

In der vorliegenden Arbeit wird unter dem Namen Häringer Schichten eine Gesteinsserie verstanden, die basal faziell an das fluviatile Kohlenbachkonglomerat mit einer 1–2 m mächtigen Süßwasser-/Brackwasserbildung anschließt und eine bis 330 m mächtige Serie mariner, unterschiedlich ausgeprägter und z.T. in gegenseitiger fazieller Vertretung vorkommender Gesteine bis zum Einsetzen der Unterangerbergschichten umfasst (siehe Abb. 11).

Die Serie besteht allgemein an der Basis aus z.T. limnofluviatilen, z.T. marinen, nummulitenführenden Kalken oder marinen Konglomeraten, die hangend in sandige Mergel und Sandsteine und schließlich in eine bis über

200 m mächtige Folge von Mergeln übergeht. Aufgrund einer insgesamt hohen lateralen und horizontalen Faziesdiversität lässt sich ein einheitliches, überregional gültiges „Normalprofil“ für die Häringer Schichten nicht aufstellen (OEXLE, 1978: 47ff.).

Die Mergel wurden mikrofaunistisch mit Foraminiferen durch Faunentypen charakterisiert (LINDENBERG, 1966: 86ff., 1981: 145ff.), wobei Faunentyp a eine litorale bis sublitorale Faungemeinschaft bezeichnet, Faunentyp b einem äußeren litoralen bis oberen bathyalen Bereich zuzuweisen ist, Faunentyp c sich vom Typ b vor allem durch Abnahme benthonischer Arten unterscheidet, Faunentyp d durch eine artenarme planktonische sowie artenreiche aber artenarme benthonische Fauna charakterisiert ist und Faunentyp e sich durch eine erneute Zunahme benthonischer, allerdings zwergwüchsiger und artenarmer Anteile auszeichnet.

Zum Alter der Häringer Schichten des Kaisergebirges lässt sich feststellen, dass die basalen Anteile mit einer charakteristischen Grenzgängerfauna des Eozän/Oligozän-Übergangsbereiches ein initiales Alter bereits im Eozän nahelegen. Die Eozän/Oligozän-Grenze stellt keine markante Zäsur dar und lässt sich sowohl in sedimentologischer, als auch in faunistischer/floristischer Hinsicht nicht scharf fassen. Die auf LINDENBERG (1966: 86) zurückgehende Auffassung einer tektonischen Trennung obereozäner und oligozäner Sedimente, insofern als Obereozän nur auf Lechtaldecke und Oligozän nur auf Tirolikum verbreitet sei, muss als unzutreffend zurückgewiesen werden.

Für die Fischschiefer bzw. äquivalenten Zementmergel ist mit NP 22 unteroligozänes Alter bis zu den hangenden Knollenmergeln belegt (DOHMANN, 1991).

Angerbergsschichten (oa)

Die oberoligozänen Angerbergsschichten stellen das jüngste Schichtglied der Inneralpinen Molasse im Unterinntaler Raum dar. Ursprünglich war der Name von

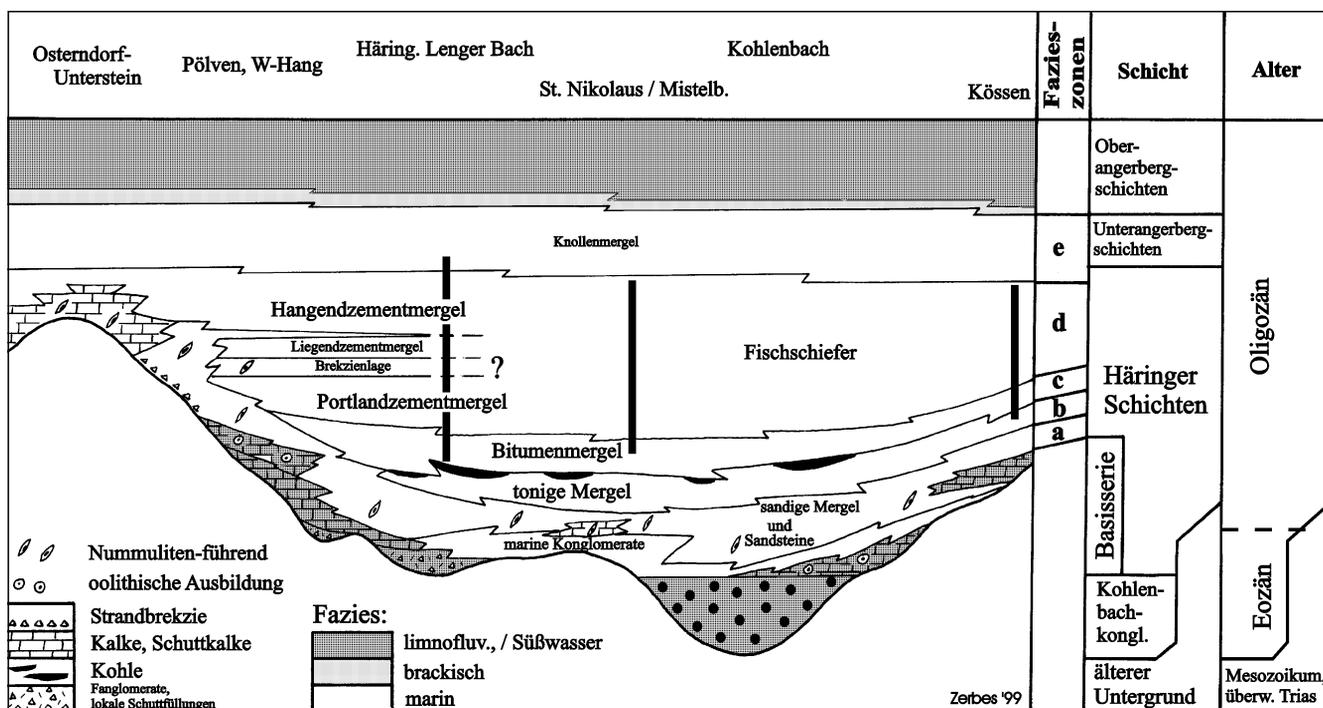


Abb. 11. Schematisches, unmaßstäbliches Faziesdiagramm im Obereozän-Oligozän (Kohlenbachkonglomerat, Häringer Schichten, Angerbergsschichten). Zusammengestellt nach OEXLE (1978), LINDENBERG (1962, 1966), KAMPIK (1985), TSCHUSCHNER (1985), MAYER (1989), Fazieszonen nach LINDENBERG (1966) und LINDENBERG et al. (1981), Reichweite der NP 22 (schwarze Säulen) nach DOHMANN (1991).

SCHLOSSER (1895: 360) nach der Typlokalität im Inntal, ca. 10 km südwestlich des Kaisergebirges, für eine Gesteinsserie verwendet worden, welche die über den Häringer Schichten folgenden, sandigen und konglomeratischen Klastika umfasste. HEISSEL (1951: 210) trennte jedoch die über der marinen Zementmergelserie der Häringer Schichten folgenden und ebenfalls marinen, sandig-glimmerigen Mergel von den Häringer Schichten ab und bezeichnete sie als Unterangerbergerschichten, für die darüberfolgenden limnisch-fluviatilen Konglomerate und Sandsteine verwendete er den Namen Oberangerbergerschichten.

Der Hauptteil der Angerbergsschichten ist nach den von MOUSSAVIAN (1984: 13: „unsymmetrische Repetitionsschichtung“) genannten Kriterien den Oberangerbergsschichten zugeordnet. Im nördlichen Kaisergebirge ist jedoch eine 30–50 m mächtige Zone sandiger und sich gröberklastisch entwickelnder, mariner Knollenmergel im Liegenden der ersten Konglomerate entwickelt, die der Definition der Unterangerbergsschichten entspricht. Der Übergang der Häringer Schichten zu den Unterangerbergsschichten vollzieht sich im Bereich der unteren Knollenmergel (Übergang von der tonig-mergeligen zur sandig dominierten Ausbildung).

In der vorliegenden Arbeit wird der Name Angerbergsschichten summarisch auf die Begriffsfassung von HEISSEL (1951) angewandt.

In fazieller Hinsicht werden die marinen Unterangerbergsschichten als Vorbau submariner Fächer im Vorfeld eines schuttliefernden fluviatilen Systems charakterisiert, aus denen sich durch sukzessive Verfüllung und Verflachung des Ablagerungsraumes die fluviatilen Sedimente der Oberangerbergsschichten entwickeln (KROIS & STINGL, 1991: 300).

Im Gesteinsspektrum der gut bis sehr gut gerundeten, selten bis max. kopfgroßen, meist 1–7 cm messenden Gerölle der (Ober-)Angerbergsschichten treten kalkalpine Bestandteile von Permoskyth bis Alttertiär, Magmatite, Metamorphite sowie dunkle Dolomite fraglicher Herkunft auf (MOUSSAVIAN, 1984: 14ff.; KROIS & STINGL, 1991: 300f.).

Die in der Literatur z.T. mit 1000 m angegebene Mächtigkeit scheint in Bezug auf eine primär sedimentäre Mächtigkeit zu hoch gegriffen und bezieht sich vermutlich darauf, dass aufgrund tektonisch bedingter Stauchung der Serie infolge der Aufschuppung der Kaisergebirgsscholle Profilmächtigkeiten bis über 1200 m zu ermitteln sind. Die primär sedimentäre Mächtigkeit ist daher nur annähernd erschließbar und dürfte eher im Größenbereich von 300–500 m liegen.

Augensteinbildungen (ag)

Augensteinbildungen als Resedimente einer ehemaligen, tertiären Schotterflur treten im Kaisergebirge in kleineren Restvorkommen in Klüften und Karsthohlräumen auf. Aufgrund des bei Hieflau (Ennstal) zu beobachtenden Überganges des Ennstaltertiärs in eine Augensteinschotterfläche (WINKLER, 1928: 203) und der zum Ennstaltertiär als Äquivalente angesehenen Angerbergsschichten wären im Bereich des Kaisergebirges als Ausgangsschotter der Augensteinsedimente die Angerbergsschichten anzunehmen. Eine zeitliche Gleichsetzung von Angerbergsschichten und Augensteinsedimenten ist jedoch nicht gerechtfertigt, da zwischen der Sedimentation der prä-savischen (oberoligozänen) Angerbergsschichten und der postsavischen Erosion bis hin zu den Resedimentationsbedingungen der Augensteinsedimente ein erheblicher

Zeitunterschied besteht. Aus diesem Grund ist auch zu betonen, dass zwischen der ursprünglichen Augensteinschotterfläche und den heute erhaltenen Augensteinsedimenten zeitlich und begrifflich unterschieden werden muss.

Im Kaisergebirge ergibt sich eine zeitliche Einstufung der Augensteinsedimente als Miozän oder jünger daraus, dass die Kaisergebirgsscholle in der Savischen Phase emporgepresst und damit von jeglicher weiterer Zufuhr von Quarzgeröllen abgeschnitten wurde.

Die sedimentäre Zusammensetzung der Augensteinsedimente reicht von feinkörnigen Sandsteinen über Grobsandsteine bis zu Feinkonglomeraten und Feinbrekzien (siehe Abb. 23 und 30). Das Größtkorn der im Verband befindlichen Sedimente beträgt rund 2 cm, das größte bisher gefundene, einzelne Quarzgeröllfragment betrug 6,3 cm.

Die Komponenten bestehen überwiegend aus Quarzen und Quarziten, daneben noch aus Schiefen, Glimmern, Feldspäten, Phylliten, vereinzelt Alpinem Buntsandstein und wechselnden Anteilen rein lokaler, aus dem unmittelbar Anstehenden ableitbarer Gesteine (Wettersteinkalk, Hauptdolomit). Im Zusammenhang zur möglichen Herleitung der Augensteinsedimente aus den Angerbergsschichten ist jedoch das Fehlen der in den Angerbergsschichten vorkommenden Karbonate bemerkenswert.

Zusammen mit den Augensteinsedimenten kommen immer auch Bohnerze und/oder mikroskopisch kleine Brauneisenfragmente vor.

Überschiebungsbrekzie

Überwiegend matrix-, seltener komponentengestützte Brekzien mit Komponentengrößen im Millimeter- bis Zentimeterbereich, mit einem Häufigkeitsmaximum zw. 3 und 5 Zentimetern. Die Matrix ist meist gelblich bis bräunlich, z.T. auch rötlich gefärbt und besteht aus karbonatisch gebundenen, zerriebenen Gesteinsfragmenten. Gelegentlich ist neugesprosster, idiomorpher Pyrit in mikroskopischer Größe zu finden.

Brekzien dieses Types treten in Mächtigkeiten bis zu mehreren Zehnermetern in einem Bereich südlich des Zettenkaisers, am Grüblerschrofen und in östlicher Fortsetzung bis zu den Westabstürzen des Treffauers jeweils an der Basis tektonischer Schubmassen auf. Weiter östlich, bzw. in anderen Bereichen an der Basis der Kaisergebirgsscholle, sind sie nicht ausgebildet oder unter Schutt verborgen.

Diese Bildungen wurden früher entweder als Gosau oder als tektonische Zertrümmerungszonen im Hauptdolomit angesehen (z.B. AMPFERER, 1933, Karte). Es handelt sich jedoch um Überschiebungsbrekzien im Zusammenhang mit der Individualisierung und Positionierung der Kaisergebirgsscholle. Aus der genetischen Zuordnung ergibt sich auch das Mindestalter der Brekzien aus der Altersäquivalenz zur Savischen Phase an der Grenze Miozän/Oligozän.

Gegen eine Deutung als Hauptdolomimbrekzie spricht trotz des Überwiegens dolomitischer Bestandteile im Komponentenspektrum die polymikte Zusammensetzung mit Anteilen von Reichenhaller Schichten/Alpinem Muschelkalk und partiell auch Wettersteinkalk. Diese Komponenten lassen sich, neben dem Fehlen typischer faunistischer Begleiter der sicheren Gosauvorkommen, auch als Argumente gegen eine Deutung als Gosau führen, da zur Zeit der Gosausedimentation noch keine Reichenhaller Schichten/Alpiner Muschelkalk in den fraglichen Bereichen anstanden.

Gehängebrekzie (pbc)

Gehängebrekzien sind karbonatisch verkittete Hangschutt- und Bergsturzmassen, die in einzelnen Vorkommen als Reste einer ehemals größeren Verbreitung im Kaisergebirge übriggeblieben sind. Diese vormals größere Verbreitung zeigt sich an zahlreichen Blöcken von Gehängebrekzie, die als Blockstreu (Aschinger Kar), als umgelagerte Komponenten (Moränen, Bergsturz von Durchholzen) oder als Schutt in Bächen und Gräben noch zu finden sind.

Gehängebrekzien bestehen aus überwiegend eckigen, seltener kantengerundeten Komponenten aller Größen. Die Korngröße liegt bei generell schlechter Sortierung im allgemeinen zwischen 0,5 bis 10 cm, erreicht jedoch vereinzelt sogar Kubikmetergröße (siehe Abb. 28).

Hauptbestandteil ist Wettersteinkalk, je nach Einzugsgebiet kann noch ein wechselnder Anteil lokal anstehender Komponenten hinzukommen. Extrem selten findet man auch Kristallingerölle, die als in den Hangschutt eingearbeitete Bestandteile von Fernmoränen interpretiert werden können.

Ein direkter Altersbeweis ist noch nicht erbracht, die Alterseinstufung beruht nur auf Indizien. Das Auftreten von Gehängebrekzie als in Fernmoränen assimilierte Komponenten und die zur Verkittung nötige Jahresmitteltemperatur über 0 °C rechtfertigt die Einstufung in ein Interglazial, welches der Würm-Vereisung vorausging, mutmaßlich also das Riß-Würm-Interglazial.

Konglomerate (pkg)

Unter diesem Legendenpunkt wurden Bildungen subsumiert, bei denen es sich in rein lithologischer Hinsicht um Konglomerate handelt. Die Konglomerate können jedoch unter genetischen und altersmäßigen Gesichtspunkten nicht automatisch gleichgeschaltet und als äquivalente Bildungen angesehen werden.

Allgemein können „alte“ Konglomerate mit einem Komponentenspektrum von zentralalpinen Geröllen (Gneise, Granite, Amphibolite, Glimmerschiefer, Quarze) und kalkalpinen Bestandteilen von „kalkalpinen“ Konglomeraten, die sich im Komponentenspektrum durch das Fehlen von Kristallingeröllen auszeichnen, unterschieden werden.

„Alte“ Konglomerate sind jene von Durchholzen, der Gagasalm (nördl. Zahmer Kaiser), im Seebach- und im Irisinggraben (südl. Wilder Kaiser). Die Sortierung ist wechselnd und umfasst ein breites Spektrum von gut bis wenig ausgeprägt. Die Komponentengröße reicht von Millimetern bis 0,5 m, die Rundung ist überwiegend gut. Aufgrund der festen Verkittung wurden die Konglomerate z.T. als Mühlsteine verwendet (Mühlsteinkonglomerat). Die sedimentologischen Merkmale weisen auf eine Ablagerung der Schotter in fluviatilen Milieu hin, nach dem aus der Geröllzusammensetzung ablesbaren Einzugsgebiet (Juliergranit) handelt es sich um Innschotter einer ehemals höher hinaufreichenden Umschotterung des Kaisergebirges.

„Kalkalpine“ Konglomerate kommen in mehreren isolierten Aufschlüssen in geringer Verbreitung vor. Sie können regional nicht parallelisiert werden. Die Komponentengröße liegt allgemein im cm-Bereich und erreicht Maxima bis etwa 80 cm Durchmesser. Genetisch handelt es sich um lokal verkittete Bachschotter bzw. mögl. auch lokale Eisrandschotter als Produkte eines im Quartär sowohl in räumlicher als auch in zeitlicher Hinsicht schnell wechselnden Sedimentationsgeschehens. Im Graben des Hausbaches südlich der Wochenbrunner Alm er-

scheint aufgrund der randlichen Überlagerung durch Fernmoräne ein Prä-Würm-zeitliches Alter plausibel, für die anderen, kleineren Vorkommen ist die zeitliche Stellung nicht geklärt.

Eisbelastete Seetone im Kaisertal (pl)

Mit dieser Signatur sind auf dem Kartenblatt des Kaisergebirges nur die Seetone im Kaisertal (in der Legende fälschlich Kaiserbachtal), im Schrambachgraben westlich der Antoniuskapelle, bezeichnet. Sie weisen in dem nur etwa 1 Meter hoch und einige Meter lateral aufgeschlossenen Bereich eine so starke Kompaktion auf, dass sie beim Anschlagen an definierten, z.T. durch Fe-Hydroxide braun imprägnierten Klüften brechen. Einzelne Areale zeigen vermutlich durch Gletscherdruck „chaotisch“ eingearbeitete, bis kopfgroße Kristallinbrocken, „dropstones“ weisen auf eisrandnahe Bildung hin.

Eine zeitliche Stellung mindestens im frühen Würm-Glazial ist neben der eisauflastbedingten Kompaktion auch durch die Überlagerung mit Fernmoräne angezeigt.

Erratische Geröllstreuung/Erratische Einzelblöcke

Die Signatur „erratische Geröllstreuung“ bezieht sich auf das Vorkommen von durch Gletscher herantransportierten Kristallinkomponenten (im Zahmen Kaiser auch Alpinen Buntsandstein) in Arealen, in denen die Geröllstreuung nicht so groß ist, dass eine Abgrenzung als Moräne gerechtfertigt wäre. Es handelt sich z.T. sogar nur um Einzelfunde, die jedoch anzeigen, welche Gebiete vom Ferneis überflossen wurden, bzw. bis in welche Höhen hinauf der Materialtransport der Ferngletscher im Kaisergebirge noch nachweisbar ist.

Als „erratische Blöcke“ wurden markante Einzelblöcke mit mindestens 60 cm Durchmesser (die meisten Blöcke sind weitaus größer und erreichen bis zu 3 m Kantenlänge) ausgewiesen.

Drumlin/Gletscherschliff

Drumlins treten in der Umgebung des Walchsees (nördl. Zahmer Kaiser) und beim Hintersteiner See (südwestl. Wilder Kaiser) im Verbreitungsgebiet von Grundmoränen als rundhöckerartige, glazigene Bildungen auf. Sie können entweder gänzlich aus Moränenmaterial bestehen, oder einen Kern aus anstehendem Gestein aufweisen.

Gletscherschliffe wurden nur dort ausgewiesen, wo sie besonders deutlich und/oder in flächenmäßig großer Verbreitung die abschleifende Wirkung von Gletschereis anzeigen (z.B. Steinerne Rinne, Abb. 19).

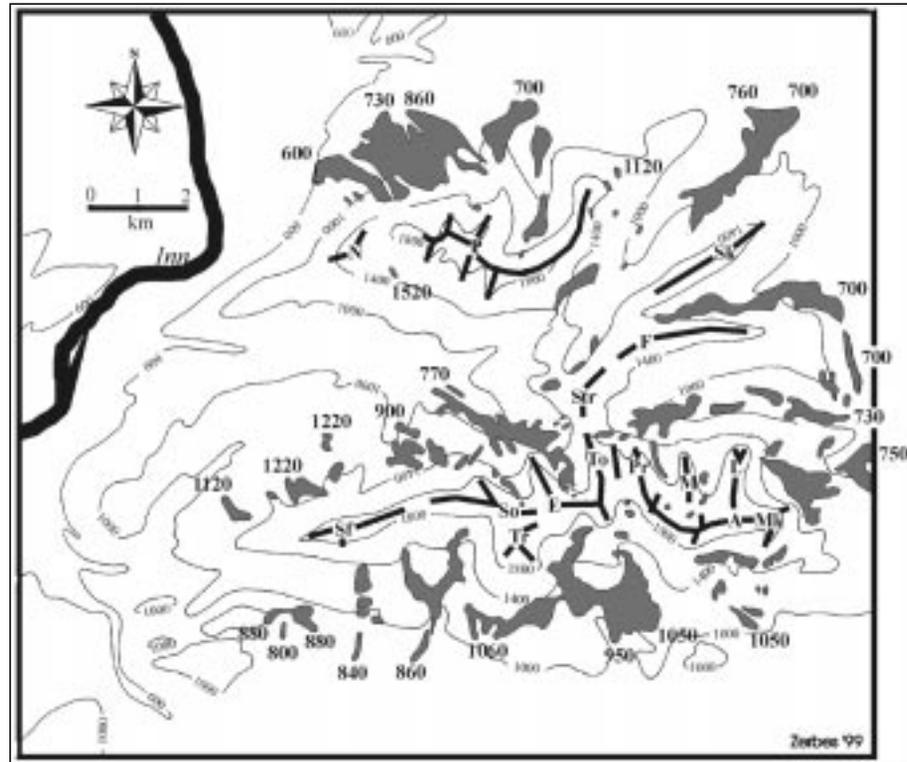
Kristallinführende Fernmoräne (wmf)

Charakteristisches Merkmal der Fernmoränen ist ein hoher bindiger, tonig-schluffig-sandiger Matrixanteil. Die Färbung schwankt je nach Verbreitungsgebiet und ist überwiegend orange-gelbbraun, im Verbreitungsgebiet von Alpinem Buntsandstein und Hochfilzener Schichten auch rotbraun, an der Kaisergebirgs-Nordseite z.T. auch graublau.

Im Komponentenspektrum ist der Anteil an Kristallin generell hoch, je nach lokalen Bedingungen kommt noch ein unterschiedlich großer Anteil an lokalen Komponenten hinzu. Die überwiegende Komponentengröße liegt im Kies-Korngrößenbereich, größere als kopfgroße Bestandteile sind selten, kommen jedoch vereinzelt bis Metergröße vor. Gekritzte Geschiebe sind häufig.

Die Fernmoränen sind reich an gut bis sehr gut gerundeten Geröllen, bereichsweise erreichen sie ein eher

Abb. 12.
 Verbreitung von Lokalmoränen (grau) mit Höhenangaben für die tiefste Lage erhaltener Reste.
 A = Ackerlsp., E = Ellm. Halt, F = Feldberg, L = Lärchegg, M = Mitterkaiser, Mk = Mauk, N = Naunsp., P = Pyramidensp., Pr = Predigtstuhl, Sf = Scheffauer, Sk = Scheibenkg., So = Sonneck, Str = Stripsenk., To = Totenkirchl, Tr = Treffauer.



schotteriges Erscheinungsbild (schotterreiche Moräne) und wurden von AMPFERER (1933) auf seiner Karte als Schotter eigens abgegrenzt. Aufgrund der Übergänge von Geröll in bindiger Matrix bis hin zu rein schotterigen Bereichen und der allgemein großen lithofaziellen Schwankungsbreite in der Zusammensetzung von Moränen kann eine solche Abgrenzung jedoch nicht konsequent vorgenommen werden, so dass auf die Darstellung in der Karte verzichtet wurde.

Lokalmoräne (wm)

Lokalmoränen sind im Unterschied zu Fernmoränen glaziale Geschiebe, deren Genese der rein lokalen Eigenverglatterung des Kaisergebirges zuzuweisen ist. Sie sind häufig durch eine blockige Beschaffenheit gekennzeichnet, weshalb sie AMPFERER (1933) generell als Blockmoränen bezeichnete.

Das Komponentenspektrum spiegelt das lokale Einzugsgebiet wider, als Hauptkomponente überwiegt jedoch generell der Wettersteinkalk, insbesondere bei den größeren Komponenten und Blöcken (Ausnahme: Habersauer- und Kohlalmtal, wo kein Wettersteinkalk im Einzugsgebiet ansteht). Vereinzelt, bzw. rein lokal gehäuft (z.B. Breitau), führen die Lokalmoränen auch Kristallingerölle als aus den überfahrenen Fernmoränen aufgearbeitete und assimilierte Bestandteile. Der bindige Anteil ist i.d.R. sehr gering oder fehlt ganz, so dass als Matrix meist nur ein lockeres, nicht bindiges, bröseliges Zwischenmittel übrigbleibt.

Eine Abgrenzung gegen andere lokale Bildungen wie Bergsturzmaterial, Hangschutt, Schwemmfächer, Fließerden und Verwitterungsschutt ist nicht immer zweifelsfrei zu treffen, insbesondere da die bereits primär nicht immer deutlich morphologisch abgegrenzten Moränen infolge der postglazial erfolgten Umgestaltung der Landschaft durch die erwähnten Bildungen z.T. stark überprägt und unkenntlich gemacht wurden. Dennoch sind in vielen Bereichen Wallformen ausgeprägt, wobei nur von jüngeren Stadien Endmoränenwälle, von der am weitesten herabreichenden Lokalkvereisung jedoch nur Seitmoränenwälle erhalten geblieben sind.

**Eisrand- und Eisrückzugssedimente
 Schotter, Sande (wg)**

Hierunter sind in nicht näher differenzierter oder genetisch zugeordneter Weise Sedimente subsumiert, die im Zusammenhang mit dem fluvioglazialen und fluviatilen Sedimentationsgeschehen sowohl beim Vorstoß als auch beim Zurückschmelzen der letzten Vergletscherung im Kaisergebirge und seinem Umland stehen.

Eine partielle Einordnung als im Vorfeld des vorrückenden Eises geschüttete Vorstoßschotter ergibt sich im Bereich der Walchsee-Eintalung durch die Überlagerung von Schottern durch Fernmoräne (z.B. Kiesgrube südl. Halbruck, nordöstlich außerhalb des Kartenblattes).

Der größte Anteil dieser Sedimente entstammt jedoch dem vielfältigen und wechselhaften spät- bis postglazialen Entwässerungsprozess der abschmelzenden Fern- und Lokalglätscher.

Seetone (wl)

Seetone treten auf dem Kartenblatt des Kaisergebirges innerhalb der glazialen und postglazialen Sedimente als Ablagerungen im Stillwasserbereich glazialer Entwässerungssysteme oder als Sedimente von durch Gletschereis aufgestauten Seen in vielen kleinen Vorkommen auf, von denen im gegebenen Maßstab nicht sämtliche auf der Karte verzeichnet werden konnten.

Seetone mit einer im cm-Bereich gebänderten Abfolge durch Ton-, Schluff- und Feinsandlagen erreichen am westlichen Nordrand der Karte im Bereich des Aschinger- und Staudinger Baches größere Ausdehnung bei einer Mächtigkeit bis 35 m. Sie können als Sedimente eines nach Westen durch Gletschereis des Spätglazials abgedämmten Sees interpretiert werden. Eine postgenetische Überlagerung durch Eis ist aufgrund der hohen Plastizität der Tone unwahrscheinlich und durch Geländebefunde nicht angezeigt.

Einige weitere Vorkommen von Seetonen (z.B. südwestlich von Schwendt, Kaisertal etc.) sind genetisch ebenfalls an spätglaziale Eisrandlagen gebunden, da bei den isolierten und z.T. in Hanglagen befindlichen Vorkommen nur eine Abdämmung der Seen durch Gletschereis plausibel ist.

Bergsturz von Durchholzen

Das von seiner Umgebung scharf abgegrenzte Areal mit unruhiger, buckeliger Morphologie mit der Oberflächenbeschaffenheit einer „Thomalandschaft“ westlich und südwestlich von Durchholzen wurde historisch betrachtet

unterschiedlich interpretiert. Von LEUCHS (1907) als Bergsturz bereits richtig erkannt, stellte es AMPFERER (1933) auf seiner Karte als „Blockmoräne der Schlussvereisung“ dar.

Nach morphologischen Gesichtspunkten (konvexe Struktur, keine Seiten- oder Endwälle, keine Entwässerungsrinnen) handelt es sich jedoch eindeutig um einen Bergsturz.

Das Bergsturzmaterial besteht hauptsächlich aus Gähängebrekzie, untergeordnet auch aus Wettersteinkalk, Komponenten der Angerbergsschichten und des Durchholzener Konglomerates.

Aufgrund der Auflagerung der Bergsturzmassen auf Lokalmoräne und Sedimenten des Eistrückzuges, des Fehlens von Anzeichen einer Beeinflussung durch Eis, der guten morphologischen Erhaltung und da desweiteren bisher noch keine Pflanzen- oder Baumreste aus dem Bergsturzmaterial bekannt sind, ist eine Altersstellung in einer Zeit anzunehmen, in der die Lokalglazier der Spätvereisung bereits abgeschmolzen, die Landschaft jedoch noch weitgehend vegetationsfrei war.

Fließerden

Fließerden des Spät- und Postglazials kommen im Kaisergebirge an mehreren Stellen in einem Ausmaß vor, das ihre Darstellung in der Geologischen Karte gerechtfertigt erscheinen lässt. Sie sind lithologisch an Raibler Schiefertone, Kössener Mergel und Partnachmergel gebunden. Im Gelände zeichnen sie sich durch ihre morphologische Ausprägung mit einer bereichsweise gut ausgeprägten, konvexen Fließfront aus. Aufgrund der wasserstauenden Wirkung der Ausgangsgesteine tragen sie häufig eine zur unmittelbaren Umgebung unterschiedliche Vegetationsdecke. In den Fließerden wurden Fließgeschwindigkeiten bis zu 2 m pro Jahr beobachtet.

In Gebieten mit Fernmoränenablagerungen sind aufgrund des hohen Anteils an bindigem Material und des ausgeprägten Reliefs sicherlich ebenfalls Fließbewegungen messbar. In Bewegung gewesene oder noch in Bewegung befindliche Bereiche sind hier jedoch aufgrund der insgesamt weichen, kuppigen Umgebungsmorphologie nicht deutlich als eigene Körper kenntlich. Daher wurde auf Fernmoränen auf eine Abgrenzung von Fließerden verzichtet.

Hangschutt/Blockschutt

Otto AMPFERER (1925a) bezeichnete die Schuttauustrahlung als eine „Lebensfunktion des Gebirgskörpers“. Nach diesem Kriterium ist das Kaisergebirge eine äußerst lebendige Landschaft.

Der Hangschutt/Blockschutt spiegelt in seiner Zusammensetzung das Einzugsgebiet wider und entstammt vorwiegend den massigen Kalken.

Hauptsächlicher Hangschutt-/Blockschuttlieferant ist aufgrund der morphologisch herausragenden Stellung der Wettersteinkalk. In großen Schuttkörpern ist grob eine Korngrößenzonierung zu beobachten, insofern als feinerer Schutt eher weiter oben zu liegen kommt, während größere Brocken infolge ihrer größeren kinetischen Energie gehäuft in den distalen Bereichen der Schuttkörper auftreten.

Der Hauptdolomit entsendet trotz seiner flächenmäßig großen Verbreitung keine bedeutenden Schuttfächer, wird aber dennoch lokal (z.B. Straße zwischen Griesenau und St. Johann, außerhalb des Kartenblattes) in sog. „Kiesgruben“ abgebaut. Hauptdolomitschutt ist leicht an seiner grusigen, kleinsplittrigen Ausbildung zu erkennen.

Blockschutt aus Hauptdolomit tritt nicht auf, lediglich vereinzelt kommen größere, aus dem unmittelbar Anstehenden stammende Blöcke von Hauptdolomit vor.

Viele Areale mit Hangschutt sind bereits wieder von Vegetation bedeckt, so z.B. der markante Schuttfächer der Kaiserleiten (südl. Roßkaiser). Dies ist ein Anzeichen dafür, dass die postglaziale Schuttlieferung unmittelbar nach Abschmelzen des Eises stärker war, als sie es heute ist. Gleiches gilt auch für Bergstürze, die sich nach dem Abschmelzen der stützenden Eiswiderlager in entfestigten Wandbereichen häufiger als heute lösten.

Kalktuffe (kt)

Kalktuffbildungen können an zahlreichen Quellaustritten und in Bachbetten im Kaisergebirge und seinem Umland beobachtet werden. Es handelt sich überwiegend um sehr kleine Vorkommen, die im gegebenen Maßstab nicht alle in der Geologischen Karte verzeichnet werden konnten. Hinsichtlich der Lage der wichtigsten Vorkommen sei auf die Dissertation (ZERBES, in Vorb.) verwiesen.

Die Kalktuffe bilden in Bächen z.T. geschlossene, grau-grüne Kalkkrusten, die die Bachbetten auskleiden und geradezu „betoniert“ erscheinen lassen (Ebbsbach, Hint. u. Vord. Wörnsbach). Überwiegend handelt es sich um gelbliche, poröse Massen, die Blätter, Ästchen etc. überkrusten und verkitten.

Die maßgeblichen Faktoren für die Kalkfällung und Tuffbildung sind die Veränderung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichtes durch CO₂-Entzug an Quellaustritten, die einerseits auf Turbulenz, Erwärmung, Veränderung und pH-Wertes und andererseits auf die Einwirkung der Lebenstätigkeit von Organismen (z.B. Algen, Moose, Cyanobakterien) zurückgehen.

Schwemmfächer

Schwemmfächer spiegeln ebenso wie trocken geschüttete Hangschuttmassen in ihrer lithologischen Zusammensetzung ihr Einzugsgebiet wider. Im Unterschied zu trocken geschüttetem Hang-/Blockschutt ist jedoch die maximale Korngröße durch die Transportkraft des Wassers limitiert. Zudem weisen Schwemmfächer flachere Hangneigungen als trocken geschüttete Bildungen auf. Der Feinanteil ist in der Regel höher und die Komponenten können in Abhängigkeit von der Transportweite bereits einen gewissen Rundungsgrad aufweisen.

Die Vielzahl der Schwemmfächer auf dem Kartenblatt des Kaisergebirges spiegeln das rezente und, in stärkerem Maße, das subrezente Entwässerungsgeschehen nach dem Ende des Spätglazials wider. Dabei spielte zunächst das Abschmelzen der Eismassen die größere Rolle, jedoch können auch spätere klimatische Schwankungen Einfluss auf die erneute Aktivierung und Vorschüttung von Schwemmfächern genommen haben. An vielen Stellen ist eine solche Mehrphasigkeit in der Vorschüttung der Schwemmfächer zu erkennen.

Besonders die großen Schwemmfächer an der Kaisergebirgssüdseite sind Zeugen einer postglazial weitaus größeren Wasserführung. Die Fächer sind heute z.T. inaktiv und vegetationsbedeckt.

In Bereichen von in die größeren Bäche einmündenden Seitenbächen sind jedoch auch rezent noch eine Vielzahl kleinerer, aktiver Schwemmfächer ausgebildet.

Vernässungszonen, anmoorige Flächen

Vernässungszonen, Feuchtwiesen und anmoorige Flächen kommen im Kaisergebirge in großer Anzahl vor. Ver-

nässungszonen sind lokal feuchte Bereiche mit eher temporärem Charakter, da sie bei längeren Schönwetterperioden vollständig austrocknen können, während Feuchtwiesen permanent feucht bleiben und durch Zutritt von Quell-, Sicker- oder flächig austretendem Schichtquellwasser auch in längeren Schönwetterphasen vor Austrocknung geschützt bleiben.

Anmoorige Flächen stellen durch beginnende Moorbildung und eine charakteristische Vegetation Übergangsbildungen zu echten Mooren dar.

Vernässungszonen und Feuchtwiesen sind häufig an tonig-mergelige Gesteine der kalkalpinen Schichtenfolge mit wasserstauender Wirkung gebunden, so z.B. Hochfilzener Schichten, Partnachmergel, Raibler Schiefertone, Kössener Schichten, mergelige Aptychenschichten, Gosamergergel und partiell, in kleinerem Umfang, mergelige Bereiche der Häringer- und Angerbergschichten.

Die bedeutendsten Wasserstauer sowohl hinsichtlich der Häufigkeit als auch der Größe der Vernässungszonen, Feuchtwiesen und anmoorigen Flächen sind glaziale Bildungen, hierbei neben StauhORIZONTEN spätglazialer Eisrückzugsbildungen insbesondere die Fernmoränen der Würmvereisung. Sie sind auch an der Abdichtung der Seen im Umkreis des Kaisergebirges maßgeblich beteiligt, auch wenn die primäre Anlage mancher Seen (z.B. Eglsee, Längsee, Hechtsee, Hintersteiner See) tektonischer Natur ist.

Vor allem im Umkreis der Seen sind auch sumpfige Gebiete erhalten (Bsp. Walchsee), die die postglaziale größere Ausdehnung der Seen und ihre sukzessive Verlandung anzeigen. Bereichsweise kam es auch zur Ausbildung von Torf (Walchsee, Peppenauer Moor nördlich des Pölvén).

Talalluvionen (und Schotterterrassen im Inntal) (a)

Talalluvionen füllen im Kaisergebirge und seiner Umgebung die rezenten Fluss- und Bachläufe. Sie sind durch erosive und kumulative Vorgänge ständigen Veränderungen unterworfen und bestehen aus Sanden und Schottern, v.a. im Inntal auch noch aus feinkörnigeren Auesedimenten. Im Flussbett des Inns wurden auch die nicht weiter untergliederten rezenten und subrezentem Schotterterrassen unter diesem Legendenspunkt zusammengefasst. Diese sind jedoch aufgrund der Kanalisierung des Inns, der Flussbettregulierung und den damit unterbleibenden Aueüberschwemmungen keinen größeren Veränderungen mehr unterworfen.

Kupfervererzungen (cu)

Kupfervererzungen kommen im tektonisch stark zerlegten Gebiet des Gaisberges im Niederkaisierzug nordöstlich von Scheffau vor. Die Mineralisation (Malachit, Azurit, Fahlerz, Kupferkies) ist nicht schichtgebunden, sondern tritt in Klüften innerhalb verschiedener Gesteine auf, so z.B. im Alpinen Buntsandstein, den Hochfilzener Schichten, in den Reichenhaller Schichten/Alpinen Muschelkalk und im Wettersteinkalk (resp. Wetterstein-Dolomit) (STINGL, 1983: 216; KEIM, 1995: 166).

Als Ursache der Mineralisation kommen aus der Grauwackenzone stammende, an tektonischen Diskontinuitätsflächen aufsteigende, mineralisierte Lösungen in Frage. Auffällig ist, dass die Karbonate im Bereich der Mineralisation meist dolomitisiert sind.

Obwohl offenbar in historischer Zeit Tagebau stattgefunden hat und Erkundungsstollen angelegt wurden (KUNTSCHER, 1986: 288f., 1994: 7f.), kam es aufgrund der nur geringfügigen Mineralisation nie zu einem Abbau nennenswerten Ausmaßes wie etwa in der südlich benachbarten Grauwackenzone.

5. Exkursionen

Exkursion 1

Anfahrt auf der Straße von Kufstein nach Ellmau. Zustieg zu den Hütten auf der Südseite des Kaisergebirges

In der Regel ist man bei der Anreise zu einer Überschreitung des Kaisergebirges von Süden nach Norden erst um die Mittagszeit in Ellmau und steht vor der Frage, was man nach den relativ kurzen Hüttenanstiegen mit dem angebrochenen Tag noch anfangen soll.

Es wird daher die Anfahrt auf der Straße mit einigen Wahlmöglichkeiten näher beschrieben, sowie die „Ferngeologie“ von Ellmau aus, für den Fall einer guten Aussicht.

Kufstein und Eiberger Becken

Der Festungsberg von Kufstein ist eine Aufragung von Hauptdolomit. Er gehört in die Verlängerung der Muldenfüllung der Kaisergebirgsmulde (vgl. Prof. 14).

Südlich von Kufstein führt die Straße aus dem Inntal heraus in die sogenannte Klemm, die untere der Weißach-Schluchten. Sie ist in einer Verwerfung parallel zum Inntal angelegt. Der westliche Teil (Kufsteiner Wald auf Hauptdolomit) ist herausgehoben gegenüber dem östlichen, auf dem die Straße im Plattenkalk-Niveau verläuft. Nach 1 km Klammstrecke öffnet sich plötzlich das Tal. Die Wand aus Hauptdolomit in der scharfen Linkskurve markiert die steilstehende Nordrandstörung des Eiberger Beckens. Die Hügel an der Straße und südlich der Weißach sind Gosau-Sandstein.

Ein klassischer, schon von LEUCHS (1912) beschriebener künstlicher Aufschluss, der etwas von der Unterlage der Gosau zeigt, folgt nach 400 m (ca. 100 m nach Gasthof Luise, niedriger Hügel östlich der Straße): Der aus einiger Entfernung schon ins Auge fallende rote Grus stammt vom dünnbankigen Radiolarit. Der Aufschluss zeigt den Übergang in die grauen Aptychen-Schichten. Die Schichten fallen mit 30 Grad nach Südosten ein und sind diskordant von grobklastischen Bildungen der Gosau gekappt. Über einer groben Brekzie aus aufgearbeitetem Substrat stellen sich Gosau-Sandsteine und -Mergel ein, die in südlicher Fortsetzung des Hügels auf Straßenniveau herunterkommen und sporadisch in grauen Anrissen aus dem Gebüsch schimmern.

Falls dieser Aufschluss nicht einfach im Vorbeifahren zur Kenntnis genommen wird, sei noch eine Besonderheit vermerkt: Knapp über der Basis der Aptychenschichten ist eine Bank eingelagert, die sich auffällig vom Nebengestein unterscheidet. Sie ist mit 30 cm dicker als die übrigen, an der Basis rötlich und oben hellgrau gefärbt und zeigt an der Bankunterseite Sohlmarken. Schon mit bloßem Auge sind dünne Streifen aus größeren, bis 2 mm großen Partikeln zu sehen, die unter Korngrößenabnahme in feinere Lagen übergehen. Die Bank setzt sich aus mehreren gradierten Turbiditen zusammen, welche Komponenten aus einem Flachwasserschelf (Kalkalgen, Korallengrus, Benthos-Foraminiferen, Ooide) ins pelagische Milieu der Aptychenschichten transportiert haben. Damit ist ein erster Hinweis auf die Existenz einer Malm-Karbo-

Abb. 13.
Straßenaufschluss der Gosautransgression auf Allgäuschichten im Eiberger Becken.

natplattform gegeben. Sie hat dann in der Oberkreide Malm-Riffkalkgerölle in die Eiberger Gosau geliefert; heute steht Malmriff-Fazies in der Gegend nirgends mehr an.

Beim Eiberger Zementwerk führt die Umgehungsstraße, beiderseits durch Fangzäune flankiert, mit einem neuen und tiefen Einschnitt durch einen Felsriegel. Etwa hundert Meter dahinter liegt günstig ein offizieller Parkplatz. Man geht das Stück zurück; hinter den Fangzäunen kann man unbehelligt vom Straßenverkehr den steil geböschten Aufschluss besichtigen (Abb. 13). In dickbankige, nach NW einfallende Fleckenkalke der Allgäuschichten greift teilweise taschenförmig massiger Gosausandstein ein, der auch den Gipfel des Hügels bildet. LEUCHS (1912) hat diesen Hügel, der zu seiner Zeit auf der anderen Seite längs der Weißbach frisch angeschnitten war, aufgefasst als „Riff, das den brandenden Wogen des Gosaumeeres widerstand“. Fossilien (mit Lupe): Schwammnadeln und Radiolarien in den Allgäuschichten, Bruchstücke von Inoceramen-Schalen mit ihren charakteristischen Prismen im Gosausandstein.

Vom Parkplatz aus bietet sich ein Blick über die Weißbach hinweg ins Werksgelände auf eine große künstliche Böschung. Sie zeigt die südliche Fortsetzung der Schichtfolge (Zutritt ist möglich, aber nur nach telefonischer Voranmeldung). Unter den kieseligen Fleckenkalke der Allgäuschichten (die als Zementrohstoff unbrauchbar sind, aber mitabgebaut und auf Deponie gefahren werden mussten) folgen in konkordanter Lagerung die teilweise fossilreichen Kössener Schichten. Beachtung verdient, dass hier die obersten 20 m der Kössener Schichten ebenfalls als Fleckenkalke ausgebildet sind und leicht mit Liasfleckenkalke verwechselt werden könnten, wenn man nur isolierte Vorkommen irgendwo im Gelände hätte. Im Eiberger Zementwerk-Profil sind sie durch die leitende Ammonitengattung *Choristoceras* fossilbelegt. Eine Besonderheit, die im ganzen Kaisergebirge nur in diesem Großaufschluss zu sehen ist, ist ein etwa 1,5 m dicker rotgefärbter Horizont, der aus einem weichen, stark zerschiefernten und absolut kalkfreien Ton besteht.

Abb. 14.
Eiberger Zementwerk.
In der rechten Bildhälfte die Kössener Schichten, in der linken Bildhälfte Fleckenkalke der Allgäuschichten. Dazwischen das Band der Schattwalder Schichten.



Der Rothorizont bildet genau die Grenze zwischen den Kössener Schichten und den Liasfleckenkalke (Abb. 14). Schon bald nach Fertigstellung der Böschung ist in ihm eine Rinne ausgewaschen worden, das ausgeschwemmte Material sammelt sich am Fuß der Bruchwand. Der Ton ist als Ergebnis einer lateritischen Festlandsverwitterung aufzufassen. Er kann in der vorliegenden Position kaum in situ entstanden sein, weil darüber und darunter Fleckenkalke mit Ammoniten (im Rhät) und Belemniten (im Lias) liegen, also typische Sedimente des tieferen Wassers. Produziert wurde er vermutlich auf einer Schwellenregion, die an der Trias-Jura-Wende aufgetaucht war; von dort wurde Verwitterungsrückstand in eine tiefere Wanne eingespült.

Bei der Weiterfahrt steigt die Straße nach Überquerung der Weißbach steil an. Nach der Linkskurve öffnet sich der Blick nach Südwesten auf einen großen Steinbruch in Ost-West-streichenden, 60–70 Grad nordfallenden Gosauergeln; die Südwand des Bruches ist Hauptdolomit, der an der steil einfallenden Eiberger-Südrand-Störung aufschießt. Nach der folgenden Rechtskurve – schon angesichts der Kuppe, die das Ende der Steigung anzeigt,



aber ohne Parkmöglichkeit – ist oberhalb der Straße ein massiver Fangzaun, hinter dem ein buntes Haufwerk von Gesteinstrümmern hervorschimmert. Es ist ein Olisthostrom in Gosauergeln.

Auf der Kuppe selbst befindet man sich schon jenseits der Eiberg-Südrandstörung auf dem Hauptdolomit 60 m über der Weißbach.

Die Straße verläuft nun weiter im Hauptdolomit und nähert sich mit leichtem Gefälle wieder dem Fluss, dessen Klamm unterhalb des Hofes Hoheneiberg von 2 Brücken überspannt wird.

Schichtfolge des Niederkaiserzuges an der Weißbachklamm

In der nur 250 m langen Felsböschung, an der man über der Klamm entlang fährt, wird die gesamte Trias-Schichtfolge des Niederkaiserzuges durchquert.

Weil sich spärliche Parkmöglichkeiten erst am südlichen Ausgang der Schlucht bieten, fährt man am besten durch, stellt das Auto ab und kann dann im Zurückgehen die Schichtfolge bis zum Hauptdolomit betrachten.

Den bröseligen Dolomit im Nordteil muss man im Vorbeifahren anschauen, weil neben der vielbefahrenen Straße kaum Platz zum Halten bleibt. Verschieden orientierte Harnischflächen sind auch vom Auto aus erkennbar, eine Schichtlagerung hingegen nicht. Im Mikrobereich ist das Gestein stark zertrümmert.

Der Südteil der Felsböschung zeigt dann kompakteres Gestein, schwarze, steil nach Norden fallende Bankfolgen der Gutensteiner Schichten. Die Wand ist nun etwas zurückgesetzt, weil hier einmal beim Bau der Straße ein Steinbruch angelegt war, wie LEUCHS (1912) berichtete.

Der südlichste Profilabschnitt ist teilweise verbaut und nur schlecht aufgeschlossen. Die Grenze Buntsandstein zu Reichenhaller Schichten befindet sich im südlich anschließenden Jungfichtenwald bei einer Wasserfassung. Quellhorizont sind wie häufiger im Kaisergebirge die Reichenhaller Rauhwacken, von denen aber dort nur Leseesteine zu finden sind. Es folgen zum Hangenden hin 60 m Dolomitbrekzien, dann 20 m dünn-schichtige Dolomite mit Mergelzwischenlagen, ehe die kompakteren bankigen Dolomite einsetzen, welche seinerzeit als Straßenbauweise verwendet wurden. Kalke sind nur untergeordnet eingeschaltet. Zum Hangenden hin kommen massigere, und deutlich hellere splittrige Dolomite, die hier als dolomitische Vertretung des Steinalmkalkes interpretiert werden müssen, weil darüber nun etwa 10 m hornsteinführende Knollenkalke der Reiflinger folgen. Auf der welligen Schichtoberfläche der obersten Bank ist ein größeres Ammonitenfragment zu finden, besonders aber sind die grünen Bestege der Pietra verde zu beachten, die auch schon LEUCHS (1907) an dieser Stelle als grüne Überzüge und tonige Schiefer aufgefallen sind, ohne dass man damals von der Tuffit-Natur etwas gewusst hat.

Nach einer kurzen Aufschlusslücke folgt der schon erwähnte Dolomit. In der neuen Karte ist er als Hauptdolomit kartiert, im Gegensatz zu den älteren Karten. Nachdem im Profil kein Wettersteinkalk und keine Raibler Schichten vorhanden sind und eine bedeutende Störung nicht gerade offensichtlich ist, war es für die älteren Autoren naheliegend, den fraglichen Dolomit in stratigraphischen Verband mit der liegenden Trias zu bringen. LEUCHS (1907) hat ihn noch zum Muschelkalk dazugerechnet; AMPFERER (1933) hat ihn als Wettersteindolomit kartiert, wobei er wie überall im Niederkaiser dafür mit Absicht den Namen Ramsaudolomit wählte. Der Wettersteindolomit im Niederkaiserzug ist aber stets in die Riff-Fazies einge-

streut und auch nicht so bräunlich wie der Dolomit an der Weißbachschlucht. Für Hauptdolomit spricht, dass in streichender Fortsetzung nach Osten, bei Hoheneiberg, wo dieser Dolomit nicht mehr so zerrüttet ist, bituminöse und stromatolithische Partien gefunden wurden, die lagunäre Ablagerungsbedingungen beweisen, wie sie für den Wettersteindolomit des Niederkaisers ausgeschlossen werden können.

Dass die Gesamtschichtfolge des Niederkaisers hier so geringmächtig ist, liegt hauptsächlich am Fehlen des Wettersteinkalkes. Er könnte theoretisch zusammen mit den ebenfalls fehlenden Raibler Schichten unterdrückt sein, aber es ist anzunehmen, dass er hier schon primärsedimentär nie vorhanden war, sondern Partnachschieben. Man sieht auf der Geologischen Karte, dass die benachbarten Wettersteinkalkriffe sowohl vom Pölven im Westen her als auch vom Achleitkogel im Osten her ausdünnen und in schmale Zungen von Partnachübergangskalk übergehen, die aber auch nicht mehr die Weißbachschlucht erreichen. Wenn man die Störung von der Straße weg nach Westen hinaufverfolgt, so erscheinen als erstes ausgequetschte Reste von Partnachmergeln, ehe dann Partnachübergangskalk und der schmale Wettersteinkalkspan an der Wöhrer Alm folgen. Bei Rekonstruktion der ursprünglichen Becken-Riff-Verteilung ergibt sich demnach zwischen den Riffen des Pölven im Westen und des Achleitkogel im Osten eine einspringende Bucht mit Partnachschieben. Nicht zufällig ist der Riegel des Niederkaiserzuges gerade hier nach Norden durchbrochen worden.

Die Raibler Schichten sind an der weit verfolgbareren, südgerichteten Rückaufschiebung des Hauptdolomites in diesem Bereich überall unterdrückt. Sie fehlen im Hangenden der Wettersteinkalke des Großen und Kleinen Pölven, sowie in der Furche zum Hintersteiner See hinauf und erscheinen erst östlich dieses Sees (vgl. Geologische Karte).

Eventueller Abstecher zu den Häringer Schichten im Peppenauer Graben

Haltepunkt auf der stillgelegten alten Weißbachbrücke. Man blickt nach Norden auf eine mit Würm-Grundmoräne überkleisterte Talweitung. Im Flussbett stehen am Ende der Klamm auf 200 m Länge nordfallende Zementmergel der Häringer Schichten an. Die Häringer Schichten streichen aus dem von Westen her einmündenden Peppenauer Graben heraus und sind auch gegenüber in dem von Osten her einmündenden Wöhrergraben oberhalb von Hoheneiberg noch zu finden. Man steht hier in einer ENE-WSW-streichenden Störungszone zwischen zwei Hauptdolomit-Streifen. Die Häringer Schichten liegen transgressiv auf dem südlichen Hauptdolomit, der zum Niederkaiserzug gehört, und sie werden vom nördlichen Hauptdolomitstreifen, durch den man seit Verlassen des Eiberger Beckens gefahren ist, an einer südgerichteten Aufschiebung überfahren.

Die transgressive Auflagerung der Häringer Schichten auf den südlichen Hauptdolomit konnte von LEUCHS nach einem Hochwasserereignis 1912 am Ostufer der Weißbach beobachtet werden. Über einem Grundkonglomerat fand er 8 Meter mächtige, Nummuliten führende „Granitmar-more“ (= Lithothamnien-schutt-Kalke) als Basis der Mergel. Heute ist dort nichts mehr zu sehen. Vielfältige Transgressionsbildungen sind aber zu finden, wenn man den Weg etwa 100 Meter weit in den Peppenauer Graben hinein verfolgt (Zeitbedarf mindestens eine Stunde, wenn man die beiderseits des Weges anstehenden Gesteine



Abb. 15. Ansicht des Wilden Kaisers von Süden. Die schattige Scharte in der Mitte ist das Ellmauer Tor; am linken Bildrand das Massiv des Treffauers; rechts (östlich) des Ellmauer Tores: Goinger Halt, Bauernpredigtstuhl, Törltürme und Regalispitze, als höchste Erhebung die Ackerispitze und ganz rechts das Bollwerk der Mauk.

finden und mit der Lupe anschauen will). Die Transgressionsbasis ist dort größtenteils durch Süßwasser- und Brackwasserbildungen geprägt: Oolith-Kalke mit Hauptdolomitschutt und Characeen-Oogonien, Hydrobienkalke, Schillkalke aus Krabbenpanzern und zerdrückten Schneckengehäusen sowie reine Miliolidenkalke (insgesamt aber nur wenige Meter) werden zunächst von Bitumenmergeln überlagert, bevor die vollmarinen Zementmergel als Hauptmasse des Profils darüberkommen. Die 3–4 m dicken Bitumenmergel, ein Äquivalent der Häringer Kohle, wurden anfangs des Jahrhunderts hier abgebaut. Am Mundloch eines alten Abbaustollens sind Turbidite mit Nummuliten und Lithothamnienschutt an der Basis der eigentlichen Zementmergel zu finden.

Die von LEUCHS (1912) seinerzeit am Weißachufer gefundenen Lithothamnienkalken sind offenbar eine den Turbiditen zeitgleiche Strandbildung, als das Meer dort die letzten Aufragungen des Untergrundes überwältigt hatte, ehe die Zementmergel über alles gebreitet wurden (vgl. Abb. 11).

Eventuelle Abzweigung nach Söll

Wegen der Basisbrekzie der Hochfilzener Schichten, die auf dem Gebiet des Kartenblattes sonst nirgends zu sehen ist, ist der 1 km längere Umweg über die Ortschaft Söll zu nehmen. Die Straße nach Söll hinauf zweigt beim Wirtschaftshaus Stegen ab, 1 km nach der Weißachsenschlucht. Stegen selbst liegt noch auf Quarzsandstein, beim Anstieg macht sich der Feinsandschiefer-Untergrund in weichen Geländeformen und Feuchtwiesen (Stausee) bemerkbar. Am nördlichen Ortsrand in Söll, gegenüber dem Minigolfplatz, hat man einen flachen Härtling der Basisbrekzie direkt an der Straße, mit dem man sich aus Zeitmangel normalerweise begnügen wird. Man hat von dort auch den besten Einblick in die regionalen Zusammenhänge.

Eindrucksvoller ist die Basisbrekzie abgeschlossen in der Schlucht des Mühlbaches 500 m östlich von Söll, in die man von Mühlbichl an der Bundesstraße von oben her auf bequemem Wanderweg hineingelangt. Ein zusätzlicher Aufschluss ist der Straßendurchstich der Bundesstraße östlich von Söll, durch den man auf dem Weiterweg nach Ellmau ohnehin fährt, aber wo man schlecht anhalten kann. Bis 20 cm große, bunte Gesteinsscherben liegen in einer weinroten, glimmerreichen Tonschiefermatrix. Die Komponenten sind unsortiert und nur leicht kantengerundet. Sie stammen aus dem lokalen Untergrund der Nördlichen Grauwackenzone und umfassen grünliche Wildschönauer Schiefer, rötliche Quarzite, Gangquarze, dunkle und gelbe Dolomite. Trümmer schon verfestigter Brekzien und rote Tonbatzen zeugen von Umlagerung. Das Gestein wirkt massig, Einregelung der Komponenten ist nicht häufig zu beobachten. Es handelt sich um ein Fanglomerat, das durch periodische Schuttströme in einem ariden Klima entstanden ist. Naturgemäß ist es als reliefauffüllende Brekzie nicht überall vor-

handen. Am Minigolfplatz sind die Komponenten relativ klein, Quarzite überwiegen. Die Mächtigkeit um Söll wird auf 40–60 m geschätzt, der Liegendkontakt ist hier allerdings nirgends aufgeschlossen.

Blick von Ellmau auf Wilden Kaiser und Niederkaiser

Bei entsprechender Sicht wird empfohlen, am Südrand der Ortschaft Ellmau (z.B. Marienkapelle) einen Aussichtspunkt zu suchen.

Die auffallende breite Einschartung im Kammverlauf des Hochkaisers ist das Ellmauer Tor. Von ihm ziehen ausgedehnte Schutthalden aus Wettersteinkalk-Schutt nach Süden.

Ansicht östlich des Ellmauer Tores (vgl. Abb. 15)

Rechts des Ellmauer Tores steigt der Hang relativ zahm an zur leicht erreichbaren Goinger Halt (Exkursionsziel). Es folgt die horizontale Gipfelflur der Törlspitzen bis zu einer auffallenden U-förmigen Scharte, dem Kleinen Törl. Östlich vom Kleinen Törl kommt die Törlwand mit praller Südwand, dann ein Doppelgipfel aus Regalpwand und Regalpspitze, schließlich das hohe Massiv der Ackerlspitze und als östlichster Eckpfeiler die Maukspitze mit blanker Südwestwand.

Unter der Mauer aus Wettersteinkalk sieht man von den Schutthalden unterhalb des Ellmauer Tores her begrünte Bänder bis in die Scharte des Kleinen Törls hinüberziehen; es sind die Bankfolgen des Alpen Muschelkalkes, die hier verdoppelt in 2 Schuppen vorliegen (vgl. Profil 4). Über das Kleine Törl hinaus kann man den oberen Muschelkalk als auffallendes Grasband unter der Törlwand-Südwand hindurch verfolgen bis unterhalb der Regalpspitze. Dann hören die hochgelegenen Grasbänder auf und es kommt ein steiler Wandabbruch bis auf die Schutthalden herab, der nur noch aus Wettersteinkalk allein besteht (Ackerlspitze und Maukspitze, vgl. Profil 3).

Die Überschiebung des Hochkaisers auf sein südliches Vorland ist ganz im Osten deutlich mit dem Fuß der Steilwände aus Wettersteinkalk erkennbar. Vom Ellmauer Tor her ist die Hochkaiser-Überschiebung in den grasdurchsetzten Schrofenbändern nicht klar zu sehen, und außerdem liegt dort noch eine Komplikation vor: An der Basis des Muschelkalkes kommt nochmals ein eingeklemmter, dünner Span aus Wettersteinkalk zum Vorschein. Gut zu sehen ist dieser Wettersteinkalkspan unterhalb des Kleinen Törls in Form von 2 dreieckförmigen, massigen Wandabbrüchen, getrennt durch die Schlucht, welche direkt vom Kleinen Törl herunterzieht. Am Fuß dieser Wandstufen ist die obere Grenze des Latschenbewuchses. Die Latschen stehen noch auf Hauptdolomit, darüber setzt die Einheit des Hochkaisers ein, hier mit einer Basischuppe aus Wettersteinkalk. Von diesem deutlichen Anhaltspunkt aus kann man die Überschiebungslinie mit dem Gefälle der Latschengrenze schräg abwärts nach Westen verfolgen, wo sich vor den verhüllenden Schutthalden wiederum eine Linse aus Wettersteinkalk in Form einer auffallend mächtigeren Wandstufe bemerkbar macht. (Vgl. Geol. Karte u. Profil 4).

Das Südgehänge unterhalb der Hochkaiser-Überschiebung gehört geologisch gesehen noch zur Trias-Schichtfolge des Niederkaiserzuges. Das Rückgrat dieses Zuges ist in Form seiner gelegentlichen Wettersteinkalkgipfel vorgezeichnet. Als selbständiger Bergzug mit dem Namen Niederkaiser tritt er erst in Erscheinung, wo der dahinter aufragende Hochkaiser im Osten abrupt endet, also östlich der Maukspitze. Von Ellmau aus sieht man einen Kulminationspunkt des Niederkaiserzuges im schwach ausgeprägten Wettersteinkalk-Gipfel des Baumgarten-

köpfls (auf der AV-Karte auch Brennender Palven, 1572 m). Von ihm aus zieht ein breiter, im Westen mit Latschenpelz bestandener Gratrücken empor, dem der Steig zum Kleinen Törl hinauf folgt. Vom Baumgartenköpfl an aufwärts durchquert man zunächst das Profil der Raibler Schichten (man sieht von Ellmau aus nur die Wandstufen von 3 Raibler Kalkrippen aus den Latschen leuchten), im oberen Teil dann noch etwa hundert Höhenmeter im Hauptdolomit, bis man an die Überschiebung des Hochkaisers kommt.

Die schrofigen Südabstürze des Baumgartenköpfls sind der Wettersteinkalk des Niederkaiserzuges. Man sieht deutlich, wie dieser Wettersteinkalk nach Westen wie nach Osten hin ausdünt. Im Baumgartenköpfl selbst bildet der Wettersteinkalk das Widerlager für den erwähnten breiten Gratrücken, der auf ihm fußt. Links und rechts davon (wo der Wettersteinkalk sich mit Partnachschieben und Partnachübergangskalken verzahnt) ist dieses Widerlager durchbrochen von Talkerben (es ist die gleiche Situation wie an der Weißbachschlucht).

Wir wenden nun den Blick auf den Hauptkamm westlich des Ellmauer Tores (vgl. Abb. 15)

Mit senkrechtem Ostabbruch erhebt sich der Wettersteinkalk der Karlspitze; aus der westlich anschließenden Scharte steigt der zackengekrönte Kopftörlgrat an zur Ellmauer Halt, dem mit 2344 m höchsten Gipfel im Kaisergebirge. Am Wandfuß der Ellmauer Halt sieht man die begrünten Muschelkalk-Bänder der Gamsänger, welche in westlicher Fortsetzung in die Rote-Rinn-Scharte im Hauptkamm hinaufziehen. Man sieht von Ellmau aus die Scharte selbst nicht, sondern nur den Fächer einer steilen Schuttreiße, die offensichtlich hinter einer Kulisse nach Westen hinaufzieht.

Der Einblick in die Rote-Rinn-Scharte wird verwehrt durch den Kaiserkopf, den Eckpfeiler im kilometerlangen Ostgrat des Treffauer-Massivs. Der Treffauer ist namensgebend für eine nach Süden vorspringende, vom Hochkaiser abgetrennte Scholle. Der im Hintergrund sichtbare Treffauer-Hauptgipfel (2304 m) entsendet einen weiteren langen Verbindungsgrat zum südlichen Vorposten des Tuxegg (2226 m), welches seine mit Latschen bekleideten Schuttflanken breitflächig in das bewaldete Vorland des Niederkaisers ergießt.

Dies bringt uns zum Niederkaiser: Als Gegenstück zum Wettersteinkalk des Baumgartenköpfls unter dem Ostkaiser bietet sich hier die Wettersteinkalk-Bastion des Grutenkopfes an, auf der das Unterkunfts Haus der Gruttenhütte (1620 m) steht. Nach Morphologie und Gesteinsbestand scheint es an einem solchen Zusammenhang keinen Zweifel zu geben. Im Gegensatz zur Situation am Baumgartenköpfl ziehen aber nördlich der Gruttenhütte, also zwischen Grutenkopf und dem dahinter aufragenden Hochkaiser, keine Raibler Schichten und kein Hauptdolomit durch. Bedeutsamer aber ist, dass man aus dem Wettersteinkalk des Grutenkopfes nach Westen in den Wettersteinkalk des Treffauerstockes gehen kann, ohne eine glaubhafte tektonische Grenze zu überschreiten. Der Grutenkopf ist demnach als Bestandteil der Treffauer Scholle aufzufassen (vgl. Karte und Prof. 5–7). Die Trias des eigentlichen Niederkaiserzuges im Sinne geologischen Zusammenhanges ist hier unterdrückt, liegt tektonisch darunter und kommt erst weiter im Westen am Hintersteiner See (z.B. im Achleitnerkogel 1229 m) wieder morphologisch zur Geltung. Unter der Treffauer Scholle gibt es wahrscheinlich überhaupt keinen Wettersteinkalk im Niederkaiser, sondern nur Partnachschieben.

Zustieg zu den Hütten auf der Südseite

Auf einer Teerstraße kann man bis zum großen gebührenpflichtigen Parkplatz auf der Wochenbrunner Alm fahren. Unterwegs besteht Parkverbot.

Bei Exkursionen mit Studenten hat sich bewährt, die nur eine halbe Stunde von Wochenbrunn entfernte Gaudeamushütte als 1. Quartier zu wählen, weil man von dort am späten Nachmittag noch leicht (ohne Gepäck) die Exkursion 2 im Niederkaiserszug unternehmen kann. Daher wird die Exkursion 3 von der Gaudeamushütte her beschrieben.

Direkt zur Gruttenhütte (falls gewünscht) gelangt man vom Parkplatz Wochenbrunn aus auf dem Normalweg in 1,5 Std., über Schutt und Wettersteinkalk an der Westseite des Gruttenkopfes. Am ausgesprengten Weg im oberen Teil (schon angesichts der oberhalb thronenden Hütten) lassen sich im Anstehenden Tubiphyten und sonstige Riffbildner erkennen und mit einigem Glück auch Sedimentfüllungen in Großoolith-Strukturen, die es ermöglichen, die horizontale Lagerung dieses Wettersteinkalkes zu beweisen. Häufig wird durch Klüftung eine steilstehende Schichtung vorgetäuscht. Im übrigen ist der Anstieg geologisch nicht lohnenswert.

Von der Gruttenhütte aus könnte man am frühen Morgen des nächsten Tages die Ellmauer Halt ersteigen und anschließend dann noch gemäß Exk. 3 den Übergang zum Stripsenjoch durchführen. Man unternimmt das aber besser als Einzelgeher. Bei einer Exkursion mit mehreren Teilnehmern wird vom Klettersteig auf die Ellmauer Halt abgeraten. Der Gipfelanstieg selbst (im Wettersteinkalk) ist zwar üppig mit Eisen versichert, aber im unteren Teil auf dem Gamsängersteig quert man auf gradgesetzten Felsbändern der Reiflinger Kalke. Sie werden bei Nässe infolge von Pietra verde und schmierigem Humus gefährlich, weil sie kaum seilgesichert sind und außerdem Steinschlaggefahr durch andere Partien (Kopftörlgrat) besteht. Abgesehen von der Aussicht ist geologisch nichts geboten, was man nicht auf den beschriebenen Exkursionen gefahrloser demonstrieren kann.

Exkursion 2

Von der Gaudeamushütte zum Baumgartenköpfl

Höhenunterschied: 310 Hm zum Baumgartenköpfl. Zeitbedarf etwa 3 St.

Sphaerocodienbank der Raibler Schichten

Von der Alpenvereins-Hütte weg geht es 200 m über einen bewachsenen Schuttkegel empor, bis der Steig sich nach Osten in Richtung zum Baumgartenköpfl wendet.

Gleich am Beginn der nun steileren Flanke häufen sich in der ausgetretenen Wegfurche schmierige Stellen infolge ausgeronnener Raibler Schiefer und es kommt eine Partie mit auffällig braun anwitternden Felsblöcken, die etwas verrutscht sein können, aber im ursprünglichen Verband geblieben sind. Über bröckeligen Schiefeln liegt 1 m Sandstein mit einem Flechtenbewuchs, wie er auf Kalken nie auftritt; darauf kommt eine 2 m dicke Kalkbank, die im unteren Teil nur aus millimetergroßen Ooiden besteht und am Top aus zentimetergroßen Onkoiden, ohne dass eine Bankfuge zwischen Oolith- und Onkolith-Abschnitt vorhanden wäre; überlagert wird das Ganze wiederum durch schwarze Schiefertone. Die konzentrisch-schaligen, oft um Cardita-Schalen gewachsenen Cyanobakterien-Krusten (in den Raibler Schichten als *Sphaero-*

codium bornemanni bekannt) sowie die normalen Ooide sind in der braunen Anwitterung viel besser zu sehen als im frischen, schwarzen Bruch, weshalb diese schöne Stelle für Exkursionsteilnehmer zum Geoschob (amtlich für: geologisch schützenswertes Objekt) erklärt wurde, dem man sich nur mit Lupe und nicht mit Hammer widmet. Es ist die einzige Stelle, wo direkt am Weg die Sphaerocodienbank so schön aufgeschlossen ist.

Partnachsichten

auf Partnach-Übergangskalk und Wettersteinkalk – eine ungewohnte Faziesabfolge im Vertikalprofil

Der Weg steigt weiter an auf einer nach Westen geneigten Felsrampe mit Rundkarren, die natürlich das Dach des darunterliegenden Wettersteinkalkes sein muss. Aber typischer Wettersteinkalk, wie er später dann am Baumgartenköpfl zu sehen ist, ist das im Anschlag dunkle Gestein hier nicht. Ein Aufenthalt lohnt nicht, weil nach wenigen Minuten ein besserer Aufschluss kommt:

Nach einem flachen Wegstück mit einer Feuchtstelle im schütterten Buchenwald geht es in den schutterfüllten Graben hinein, der in SW-Richtung auf die nicht sichtbare Gaudeamushütte hinunterzieht. In ihm muss man etwas absteigen, um ins Anstehende zu kommen. Wenn bei Annäherung an die ersten flachliegenden Bänke etwas Wasser austritt oder vereinzelt noch in Gumpen steht, ist dies von Vorteil, weil man die glattgeschliffenen Felstufen zum besseren Einblick benetzen kann.

Man steigt am besten zunächst die etwa 20 Höhenmeter ab, bis das breite und gutgestufte Bachbett an einem Steilabsturz endet.

Das Bachbett verengt sich zu einem kaminartigen Einschnitt, in dem nur noch eine Person Platz hat, um zwei weitere Meter zu einem Standplatz abzusteigen, dann ist wegen des haushohen Steilabbruches endgültig Schluss. Der beste Aufschluss ist leider an diesem kleinen Standplatz im Kamin; dort bietet die durch gelegentliche Hochwässer geschliffene Ostseite einen guten Einblick, am besten natürlich bei nasser Oberfläche: Das massige Gestein ist eine Brekzie mit auffallend eckigen, dunklen Kalkbrocken, als größter ein nahezu rechteckiger mit etwa 15 cm Länge. Sie sind durchschwärmt von den porzellanig weißen Anschnitten von Tubiphyten.

Es genügt, wenn ein geländegängiger Teilnehmer in den Kamin steigt und die Erläuterungen gibt, denn auch von oben, wo mehrere Personen Platz finden, lässt sich aus 3 Metern Entfernung noch das massige Gestein als Brekzie erkennen und der Farbkontrast der weißen Tubiphyten zur dunklen Kalkmatrix.

Die Felsstufen im Hangenden sind bequemer zu studieren und bieten größere nackte Flächen. Die durchwegs dunklen Schlammkalke zeigen hier nur selten noch Anschnitte von Fossilien. Neben wenigen Nestern von Tubiphyten sind es eingeschwemmte Trümmer von Rifforganismen und sogar einmal eine Hülse von *Teutloporella herculea*, die gewiss nicht hier gewachsen war.

Auf der obersten, eindeutig noch anstehenden Bank kann man im Bachbett selbst, wo die entblößte Oberfläche hinten unter Sturzblöcken und Dolomitgrus verschwindet, noch Reste von tiefschwarzen, weichen Mergelkalken freikratzen. Dass dieses Material tatsächlich sedimentär draufliegt, sieht man an der Grabenschulter einige Meter weiter westlich, wo am Grat unter Wurzeln dünnplattige, schwarze Kalke anstehen. Dies sind nicht die zu erwartenden Raibler Schichten, denn diese setzen mit zerscherten Schiefeln ein, aus denen man nie – wie hier – ein Handstück schlagen könnte und die außer-

dem mit HCl nicht brausen. Hier sind es 3 bis 5 cm dicke Mergelkalkplatten, wie sie für Partnachschiefer typisch sind.

Die Überlagerung dieser Partnachschiefer durch karbonatfreie Raibler Schiefer ist an diesem Profil nicht abgeschlossen, sie ist aber weiter im Osten im Niederkaiserzug und seiner Fortsetzung mehrfach zu beobachten. Wir können also im vorliegenden Vertikalprofil, soweit es zugänglich ist, nachvollziehen, dass ein schon stark in dunkler Matrix eingebetteter *Tubiphytes*-Standort begraben wird von einigen Metern dunkler Kalke mit nur gelegentlichen Bioklasten (= Partnach-Übergangskalke) und über diese noch wenige Meter typischer Partnachmergelkalke kommen. Normalerweise greift Wettersteinkalk mit seinen Gerüstbildnern auf Partnachschiefer über; hier ist es aber umgekehrt abgelaufen.

Profil der Raibler Schichten über dem Baumgartenköpfl

Die Raibler Schichten am Südabfall des Wilden Kaisers haben in der Erarbeitung der alpinen Trias-Stratigraphie eine wichtige Rolle gespielt. Die Frage war damals, ob nicht zwei verschiedene Stockwerke von *Cardita*-Schichten vorhanden sind, die den Wettersteinkalk zwischen sich einschließen. Als man die relativ unauffällige Überschiebung des Hochkaisers innerhalb der konkordanten Schichtabfolge des Südabsturzes noch nicht erkannte und den schwächtigen und meist untypischen Wettersteinkalk des Niederkaisers zum Muschelkalk rechnete, musste man hier annehmen, dass es auch unterhalb des Wettersteinkalkes *Cardita*-Schichten gibt.

Das Profil des Baumgartenköpfls haben im 19. Jahrhundert, also schon vor LEUCHS, berühmte Autoren wie C. W. v. GÜMBEL, F. v. RICHTHOFEN, E. v. MOJSISOVICS, A. BITTNER, F. v. WÖHRMANN, Th. SKUPHOS und A. ROTHPLETZ besucht. Es ist eine „berühmte Stätte geologischer Forschung“ in Tirol.

Der Weg führt über die Baumgarten-Alm, wo man den kürzeren, oberen Weg nimmt. Die Lägerflora der Almhütten steht auf Raibler Schiefen, die private Freiberghütte oberhalb auf Raibler Kalken. Der obere Weg folgt von der Freiberg-Hütte dem Streichen der Raibler Kalke, die im Anschlag dunkel sind und faustgroße Hornsteinknollen führen. Unterhalb sind steile Wiesenhänge mit gelegentlichen Blaiken, in denen die schwarzen Schiefer sichtbar werden. Um die gesamte Basisabfolge aufzunehmen, müsste man von der Baumgartenalm zuerst den unteren Weg nehmen und dann im Aufstieg zum oberen Weg die einzelnen Aufschlüsse im Zickzack zusammen suchen, was aber zeitraubend ist. Der Sandstein- und Oolithhorizont wäre hier noch in einem Grabenaufschluss zu sehen; am Baumgartenköpfl ist er aber tektonisch unterdrückt, denn in dem Wiesenjoch nördlich des Wettersteinkalkes ist keine Spur davon zu finden.

Das Interesse neuerer Autoren hat sich mehr auf die Sedimentologie der mannigfaltigen Gesteine innerhalb der Raibler Schichten gerichtet: Die Kieselknollen sind für die dunklen Raibler Kalke im Hangenden des untersten Schiefers charakteristisch; sie sind umso häufiger, je mächtiger dieser erste Schieferhorizont darunter ist. Eine Mobilisierung von Kieselsäure aus dem darunter liegenden Sediment soll allerdings nicht in Frage kommen. Eine biogene Quelle für die Kieselsäure (Radiolarien, Schwammnadeln) ist ebensowenig ersichtlich. Um Sedimente tieferen Wassers handelt es sich bei den dunklen Schlickkalcken nicht; stromatolithische Kalke und Dolomite liegen unmittelbar darüber.

Die oberste Wandstufe besteht aus einem Kalkkonglomerat. Die besten Aufschlüsse sind nicht im Auslug der Wilderkanzel am Weg, sondern rechts an den mit Karren zerfurchten und von tiefen Zerreißungsspalten durchsetzten Wandstufen. Die dunklen Kalkkomponenten sind nicht aus älteren Formationen zugeführt, sie wurden offenbar noch im weichen Zustand transportiert. Das Gestein wird als Schlickgeröll-Kalk bezeichnet.

Eine Fortsetzung des Profils durch den Latschengürtel lohnt weniger. Es folgen im wesentlichen Dolomite. Die Grenze zum darüberliegenden Hauptdolomit ist nicht überzeugend zu demonstrieren. Eine Hangendrauhwacke als Grenzhorizont ist zwar in schwachen Anklängen vorhanden, aber man tut sich schwer, einige Handstücke zu finden, die wie eine echte Rauhwacke mit HCl brausen; das meiste sind Dolomitbrekzien. Es wird deshalb empfohlen, an der Wilderkanzel umzukehren und den Gipfel des Baumgartenköpfls aufzusuchen.

Gipfel des Baumgartenköpfls und Blick nach Osten

Beim Übertritt vom Wiesengelände in die Felsen der Nordseite sieht man, dass auch am Baumgartenköpfl die obersten Bänke dunkle Mergelkalke der Partnachschiefer sind. Am Gipfel selbst steht typisch heller Wettersteinkalk in Riff-Fazies an, mit *Tubiphytes obscurus* und *Uvanella irregularis* OTT in den Blöcken am Grabkreuz.

Der Wettersteinkalk ist im Niederkaiserzug hier am deutlichsten ausgeprägt. Er bildet das Widerlager für den ansetzenden Gratsporn des Raibler Profils.

In östlicher Fortsetzung des Baumgartenköpfls fehlt so ein Widerlager, es ist der Rehplaikgraben eingeschnitten, weil dort wahrscheinlich nur Partnachfazies ansteht.

Am Gegenufer sieht man wieder ein Köpfl aufragen. Seine Südabstürze sind kein heller Wettersteinkalk mehr, sondern Partnach-Übergangskalk. Soweit der Blick nach Osten reicht, kommt als Rückgrat des Niederkaiserzuges nie mehr dickerer Wettersteinkalk vor, auch nicht in der größeren Felsmasse des Labturkopfes (1434 m), der ebenfalls aus Partnach-Übergangskalk gebildet wird (vgl. Profil 1).

Die nördlich anschließenden Almwiesen liegen nicht ausschließlich auf Raibler Schiefen, wie die Karten von LEUCHS (1907) und AMPFERER (1933) vorgeben. Auf dem Partnach-Übergangskalk folgen zunächst noch Partnachmergel. Bei der Grander Hochalm, auf halbem Weg zwischen dem Labturkopf und dem Baumgartenköpfl, sind in diese Partnachschiefer kleinere Linsen von vermergeltem Wetterstein-Riffknospen eingelagert, die wiederum von Partnachschiefer eingedeckt wurden (eingetragen in Profil 3, siehe auch Abb. 27).

Blick nach Westen auf den Gruttenkopf

Als logische Fortsetzung des Baumgartenköpfls scheint im Westen auf den ersten Blick der Wettersteinkalk des Gruttenkopfes in Frage zu kommen (Abb. 16).

Wie man aber auf der Exkursion beim Aufstieg gesehen hat, geht der Wetterstein-Riffkalk des Baumgartenköpfls auch nach Westen allmählich über in Partnach-Übergangskalk, der im Graben oberhalb der Gaudeamushütte noch von ein paar Metern Partnachschiefer überlagert wird. Der Trend geht in Richtung Westen zu einer Beckenfazies und man sollte bei der Gaudeamushütte den Beginn einer Partnachbucht erwarten.

Stattdessen erhebt sich kaum 500 m gegenüber aus den Schutthalde die Wettersteinkalk-Bastion des Gruttenkopfes. Die Lagerung und Mächtigkeit dieses Wettersteinkalkpaketes lässt sich nicht auf den ersten Blick be-

Ab. 16.

Blick von der Baumgartenalm nach (Nord-) Westen.

Im Hintergrund: Ganz rechts Ellmauer Tor, links anschließend Vord. Karlspitze, in der Mitte die Ellmauer Halt, nach links mit der Rote-Rinne-Scharte gegen den Kaiserkopf abgesetzt; links im Bild der Treffauer.

Im Mittelgrund: Grasbewachsen zwischen Karisp. und Ellm. H. der Alp. Muschelkalk der Köpfeln; in der Bildmitte dunkler grau abgesetzt der Hauptdolomit, links anschließend (durch eine Schlucht getrennt) der hellere Wettersteindolomit; links der Wettersteinkalk des Gruttenkopfes, mit Gruttenhütte.



stimmen; was von weitem wie Schichtung aussieht, ist nur Klüftung. Beim Anstieg von Wochenbrunn zur Gruttenhütte hinauf kann man sich davon überzeugen, dass aufgrund der Fossilien eine

typische Riff-Fazies vorliegt. Außerdem kann man an ausgesprengten Wegstrecken Geopetalgefüge finden, die eine söhlige Lagerung oder ein nur leichtes Einfallen nach Nord beweisen. Demnach kommen von der Gruttenhütte (1620) bis zu den Schutthalden am Wandfuß (1200 m) schon 400 m Mächtigkeit zusammen, wobei der Liegendkontakt zum Muschelkalk noch nicht aufgeschlossen ist.

Die sprunghafte Änderung von Mächtigkeit und Fazies über eine so kurze Horizontalentfernung spricht gegen die Auffassung von AMPFERER (1933), die im Gruttenkopf die normale Fortsetzung des Niederkaisers sieht. Der Gruttenkopf gehört zur tektonischen Treffauer-Scholle, die als Abkömmling der Kaisergebirgsscholle die an dieser Stelle anzunehmenden Partnachschichten des Niederkaisers zugabegräbt.

Exkursion 3

Gaudeamushütte – Gruttenhütte – Jubiläumssteig – Ellmauer Tor – Hintere Goinger Halt – Steinerne Rinne – Stripsenjochhaus

Nur für Geübte. Teilweise versicherte Steige, im Frühsommer Altschneereste.

Von der Gaudeamushütte 360 Hm zur Gruttenhütte (AV-Hütte), weitere 375 Hm ins Ellmauer Tor, weitere 195 Hm zur Hint. Goinger Halt; Gesamtaufstieg 930 Hm; Abstieg zum Stripsenjochhaus (AV-Hütte): 620 Hm.

Aufstiegszeit 5 St., gesamter Übergang 7–8 St.

Von der Gaudeamushütte auf markiertem Weg nach W zum Klamml (in der AV-Karte: Klammel). Zunächst über Blockmoränen der Schlussvereisung, vorbei an einem hausgroßen Block aus Wettersteinkalk, der nur auf Eisunterlage hierher gelangt sein kann.

Vor Erreichen des Gruttenkopfes quert man den zerschnittenen Schwemmkegel am Fuß der Steilschlucht, welche dann später weiter oben auf dem Jubiläumssteig in Gegenrichtung gequert wird und die den dunklen Bänderdolomit (Hauptdolomit) im Osten vom hellen Wettersteindolomit im Westen scheidet.

Wo die Schutthalde an gelben Überhängen des Gruttenkopfes endet, wird der Weg schmierig infolge lehmig-sandiger Sedimente, in denen löbkindartige Konkretionen zu finden sind. Es sind (vermutlich bereits umgelagerte) Augensteinsedimente (siehe dazu auch Exk. 4 u. 6), die aus der klammartigen Verengung weiter oben herzulei-

ten sind. Sandsteine und Feinbrekzien enthalten hier neben Karbonatschutt auch rote Sandstein-Komponenten und Phyllitfetzen der Grauwackenzone, die bei weiter nördlich gelegenen Vorkommen von Augensteinbildungen im Kaiser nicht auffallen. Beim Ausstieg aus der klammartigen Verengung sieht man rechts im Schluchtgrund, dass auf einem Karrenrelief des anstehenden Wettersteinkalkes Brauneisenkrusten kleben, an die wiederum die Sandsteine angelagert sind. Die Sedimente sind also nicht tektonisch eingeschuppt, sondern primär in eine Karstspalte-im Wettersteinkalk eingesedimentiert worden. Spuren tektonischer Beanspruchung sind demnach jünger.

Nach AMPFERER (1933) soll die Gruttenhütte selbst auf Wettersteinkalk (des Niederkaiserszuges) stehen, vor der Hüttenüre wären die Raibler an einer Störung ausgequetscht, und das wenige Meter nördlich erbaute Schlafhaus stünde bereits auf Hauptdolomit.

Wenn man allerdings das flache Wegstück zum Beginn des Jubiläumssteiges hinübergeht (oder auch den unteren Weg zum Klamml), so blinken wenige Meter oberhalb des Weges manchmal aus dem Grasbewuchs Blöcke, teilweise auch mehrere Quadratmeter umfassende Felspartien, die schon von weitem nach Kalk und nicht nach Dolomit aussehen. Es sind keine Sturzblöcke, sondern Relikte von gesundem Wettersteinkalk inmitten des splitt-rigen Dolomites. Der Übergang von Kalk zum umgebenen Dolomit kann innerhalb eines Handstückes beobachtet werden. Somit ist der Splitterdolomit hier nicht als Hauptdolomit, sondern als Wettersteindolomit einzustufen. Geübte Lupenbenutzer können an den ausgesprengten Dolomitfelsen vor dem Schlafhaus der Gruttenhütte noch erkennbare *Tubiiphytes*-Anschnitte finden und somit die ursprüngliche Riffkalk-Natur nachweisen.

AMPFERER (1933) hat auf seiner Karte den ganzen scheinbaren Hauptdolomit um die Gruttenhütte herum außerdem noch mit einer Übersignatur als tektonisch zertrümmertes Gestein ausgewiesen, wie er überhaupt gerne im Niederkaisers übertrieben große Flächen als Mylonite kartiert hat, weil dies seinen Vorstellungen von der Überführung durch die Kaisergebirgsdecke entgegenkam.

Besonders am westlichen Einstieg zum Jubiläumssteig ist der Dolomit unheimlich stark zertrümmert und von Harnischen und rotgefärbten Reibungsbrekzien durchsetzt. Er ist an dieser Stelle wegen der benachbarten großen

Störung in der Jubiläumssteig-Schlucht so stark in Mitleidenschaft gezogen.

Bevor man in die Schlucht des Jubiläumssteiges absteigt, sollte man die Kanzel knapp südlich des Einstieges genauer anschauen; dort befindet sich ebenfalls eine Insel mit gesundem Wettersteinkalk mitten im Dolomit. Und man sieht schon von hier aus deutlich, dass der weiße Dolomit am Standort nicht derselbe sein kann wie der relativ dunkle Bänder-Dolomit auf der gegenüberliegenden Seite. Die Schlucht trennt den echten Hauptdolomit vom Wetterstein-Riffdolomit.

Der Weiterweg jenseits der Schlucht (Leiter) sieht in der Aufsicht schlimmer aus, als er ist. Unangenehm kann lediglich das Schneefeld werden, das bis zum Frühsommer im Schluchtgrund liegt und am frühen Morgen bei hartgefrorenem Zustand gefährlich ist.

Auf drahtseilversicherten Querungen, die aus dem splittigen bituminösen Hauptdolomit gehauen wurden, geht man schichtparallel einige Tobel in der wild zerrissenen und mit bizarren Turmfiguren verzierten Felslandschaft aus, bis man auf sichtlich besseren, kalkigen Fels gelangt. Es ist ein schmaler Span von Wettersteinkalk, der hier an der Basis der Kaisergebirgsscholle eingeklemmt ist. Teilweise geht man direkt auf dem scharfen Kontakt der „Deckenüberschiebung“ entlang. Bevor man auf die grasbesetzten Partien nahe dem Kübelkar hinauskommt, sollte man nach einer engen Scharte einen Blick nach Westen hangaufwärts richten: Man überblickt dann die durch helle und zuoberst latschengekrönte Felsköpfe markierte Wettersteinkalkrippe, die an dieser Stelle den Steig quert. Rechts anschließend folgen die mehr grasdurchsetzten Schrofen des Muschelkalkes, wobei die kompakteren Wandstufen zum Steinalmkalk gehören. Der Weg selbst verläuft in Gutensteiner Kalken, wobei an der letzten Ecke vor dem Kübelkar typische Platten mit den charakteristischen Wühlspuren der Wurstlkalke herumliegen. Auch das überhängende Wandl an der Vereinigung mit dem von Süden kommenden Hauptweg gehört dazu.

Beim Eintritt ins schutterfüllte Kübelkar fällt der Wall aus Lokalmoräne auf, der eine oft weit in den Sommer hinein mit Schnee erfüllte Wanne abdämmt. Der weitere Anstieg zum Ellmauer Tor geht, wenn nicht über diesen Schnee, über Blockschutt. An dem sieht man wesentlich mehr als im Anstehenden, denn dieses ist in der Regel

durch Flechtenüberzug vegetationsverhüllt. Der Überzug fehlt hier aber wegen der langen Schneebedeckung – deshalb sollte man den bevorstehenden Schutthatscher nutzen, um die herumliegenden Sturzblöcke anzuschauen.

Dieses erste Schuttkar wird von Westen her gespeist, vom (tektonisch verdoppelten) Muschelkalk der Köpfeln und vom basalen Wettersteinkalk aus Friedrichsturm und Vorderer Karlspitze. Dunkle, meist dünnplattige Kalke mit welligen Schichtoberflächen, mit oder ohne Hornsteinführung, sind Reiflinger Kalke. An einigen sieht man die anhaftenden dünnen Beläge mit grüner Pietra verde. Vereinzelt können auch rote Reiflinger Knollenkalke (Varietät Schusterbergkalk) vorkommen, die irrtümlich schon am Treffauer als Jurakalke publiziert wurden. Aufpassen muss man bei kleinsplittig auswitternden Nestern, die man leicht mit den Hornsteinputzen der Reiflinger Kalke verwechseln kann; es sind aber Dolomitnester (Kratzprobe am Hammer) und sie sind typisch für eine Varietät des Steinalmkalkes und demgemäß meist an helleren und massigeren Kalkblöcken zu finden. Auch helle Kalke mit rötlichen Fasern und Schlieren gehören zum Steinalmkalk. Schwierig wird es bei den zahlreichen indifferenten grauen bis weißen Feinschuttkalken. Sie könnten zwar auch aus dem Steinalmkalk sein, aber so viele wie hier herumliegen, können die wenigen in Frage kommenden Bänke nicht liefern. Das Material stammt aus der basalen Turbiditserie des Wettersteinkalkes, in die man dann bald bei der Querung der nächsten anstehenden Felspartien kommt. Vorher aber läuft man noch im Schutt direkt im Weg über Böcke mit sehr schönen, dezimetergroßen, achatartigen Sinterstrukturen der Großoolithe aus der Riff-Fazies des Wettersteinkalkes (Kalke aus der Lagunenfazies können in diese Seitennische des Kares nicht gelangen, sie stellen sich erst weiter oben ein. Hingegen ist Schutt aus dem Muschelkalk nur hier unten zu finden).

Man quert die schon erwähnte Passage im Anstehenden des untersten Wettersteinkalkes der Karlspitze (tw. Drahtseile) und kommt dann beim anschließenden Schräganstieg in den Schüttungskegel, der die Riffgesteine von den östlich des Kares aufragenden Gipfeln bringt. Die Riffgesteine machen sich durch ein extrem raues Relief in der Anwitterung bemerkbar, das von den erhaben ausgewitterten Palisaden der Großoolith-Rinden herrührt (zu Fossilien vgl. stratigraphischer Teil). Zu-

oberst unterhalb des Ellmauer Tores kommen im Schutt dunkle Kalkscherben vor, die auffallend große Dasycladaceen (*Teutloporella herculea*) enthalten; hier in einer merkwürdig bituminösen Fazies.

Vom Ellmauer Tor aus sollte man den Abstecher auf die Hintere Goinger Halt machen. Sie ist der leichteste Gipfel im Wilden Kaiser, nur eine steile Felsrinne mit Drahtseil verlangt ein Zupacken der Hände. Gerade an dieser Steilrinne sieht man, dass der Rinnenboden



Abb. 17.
Blick von der Hintere Goinger Halt nach Osten in das Griesener Kar, mit Fritz-Pflaum-Hütte (rechter Bildrand, Mitte). Im mittleren Vordergrund der Mitterkaiser, dahinter Lärchegg (links) und Gamsfluchten.

Abb. 18.
Blick von der Hinteren Goinger Halt nach Westen auf Hintere Karlspitze (links), Christaturm (Bildmitte) und Fleischbank.



eingetieft ist in eine stromatolithische Lage zwischen den Kompaktbänken der Lagune. Solche Zwischenschichten quert man beim Serpentinaufstieg des Öfteren und wenn irgendwo nicht gequert wird, sondern ein paar Meter Direktanstieg drin sind, geschieht das im Streichen der Stromatolithe. Die annähernd senkrecht lagernde Lagunenfazies fängt etwa in diesem Bereich der Goinger Halt an und setzt sich geprägt von dieser Wechsellagerung von Kompaktbänken und stromatolithi-

Abb. 19.
Eisschliff in der Wettersteinkalk-Lagunenfazies der Steinernen Rinne und den basalen Felspartien der Fleischbank.



schen Zwischenschichten fort bis unter die Raibler Schichten. Man sieht das besonders schön vom Gipfel aus bei einem Blick nach Osten ins Griesener Kar auf den gleichmäßigen Schichtstapel des Mitterkaiser-Grates, bzw. den dahinter aufragenden Kammverlauf Lärchegg – Gamsfluchten (Abb. 17).

Der vom Griesener Kar hufeisenförmig umrahmte Mitterkaiser-Grat besitzt eine lange ebene Gratschneide. Er scheint aus einer alten Karbodenfläche durch Eis herausmodelliert. Nicht nur im westlichen und östlichen Ast des Griesnerkares ist er durch eisüberschliffene Buckel und Kar-schwelen flankiert, auch im Süden ist er durch eine Ausschürfung freigestellt. Dabei ist die dort sehr fossilreiche Riff-Fazies bei der Fritz-Pflaum-Hütte erodiert worden. Südlich davon ist eine markante Scharte in der gleichmäßigen Gipfelflur des Ostkaisers, das Kleine Törl (2111 m). Bis dorthin reicht von Süden her der Alpine Muschelkalk heran.

Der Abstieg durch die Steinernen Rinne führt nach dem ersten Schnee- und Schuttfeld über eisgeschliffenen Fels auf gesicherter

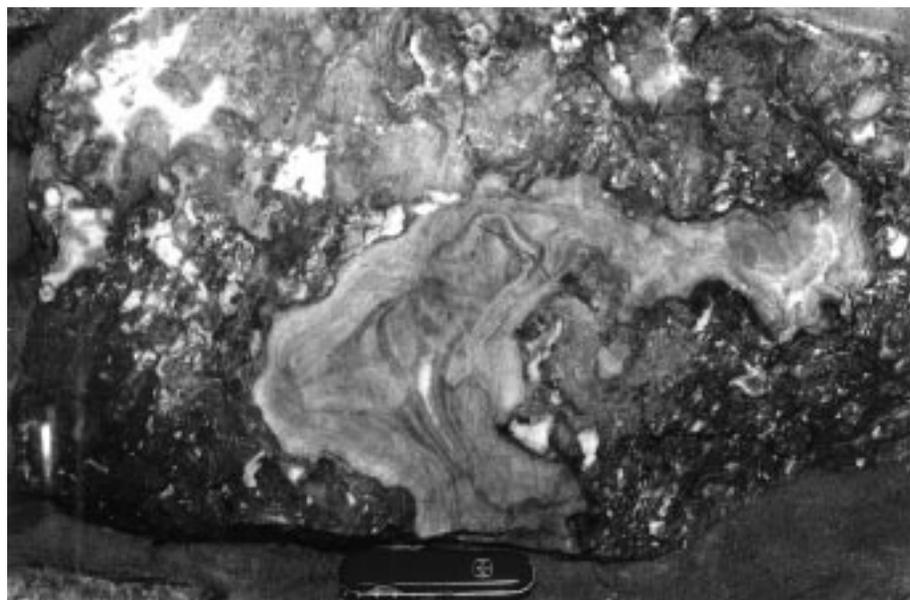


Abb. 20.
Achatartige, sog. Großoolith-Strukturen der Wettersteinkalk-Riff-Fazies, hier in einem Mauerblock der Fritz-Pflaum-Hütte.



Abb. 21.
Stromatolithische Zwischenschichten zwischen Kompaktbänken in der Lagunenfazies des Wettersteinkalkes, Steinerne Rinne.

Steiganlage. Besonders die Ostwand der Fleischbank zeigt wellig verbogene, tektonisch angelegte Klufflächen, die durch Eisschliff-Kuhlen weiter überformt wurden (Abb. 19). Im Botzong-Kamin an der Westflanke des Predigtstuhls (nicht mit Exkursion zugänglich) hat sich im Kamingrund ein Schotter mit gerundeten Wettersteinkalkgeröllen erhalten, der in einer Gletschermühle zwischen Fels und Eisrand entstanden sein muss. Wie schon beim Aufstieg zur Goinger Halt folgt die Steiganlage bei Querungen oft Rinnen in den weicheren stromatolithischen Zwischenschichten (Abb. 21). Wenn man sie mit dem Auge verfolgt, verlieren sie sich meist in den prallen Wänden. Wenn man die zahlreichen herausgewitterten Schichttafeln oben auf den Firsten der Grate in Erinnerung hat, so muss man sich fragen, warum eigentlich in den Wänden der Steinernen Rinne nur so wenig Kamine oder Risse sichtbar werden und warum die mindestens zehntausend Jahre seit der Eiszeit nicht gereicht haben, die Härteunterschiede wieder herauswittern zu lassen.

In ihrem unteren Abschnitt quert man aus der Steinernen Rinne exponiert nach Westen heraus in einen Wieseboden, der auf schuttüberstreuten Raibler Schichten liegt, die gleichfalls annähernd saiger stehen. Das gesamte Raibler Profil sieht man vor sich im zerscharteten Grat, der vom Totenkirchl hinüber zum Stripsenjoch zieht. In der Rinne zwischen den obersten Bankkalken des Wettersteinkalkes und dem ersten Raibler-Kalk-Turm der so genannten Bismarck-Figur sind zuoberst in der Scharte die schwarzen Halobienschiefer des klastischen Raibler Basishorizontes entblößt. In den Serpentin des kurzen Gegenanstieges zum Stripsenjoch geht man über höhere

Raibler Schichten. In den Runsen und Gräben im nördlich anschließenden Latschengelände sieht man den gleichen bituminösen unteren Hauptdolomit wie am Jubiläumssteig bei der Gruttenhütte.

Exkursion 4 Stripsenjoch – Hoher Winkel – Kopftörl – Gruttenhütte

In Kombination mit Exkursion 3 und Übernachtung im Stripsenjochhaus als alternativer Rückweg zur Wochenbrunneralm empfohlen.

Höhenunterschied: ca. 180 Hm Abstieg zum Eingang in den unteren Hohen Winkel westlich des Totenkirchls, 660 Hm Aufstieg zum Kopftörl, 440 Hm Abstieg zur Gruttenhütte, weitere 530 Hm Abstieg zur Wochenbrunneralm.

Aufstiegszeit: 3 St. zum Kopftörl, gesamter Übergang ca. 5–6 St.

Vom Stripsenjoch steigt man nach Westen durch den Hauptdolomit etwa 100 Hm ab und wählt dann den Steig nach Süden, der an den Nordwestausläufern des Totenkirchls in das Kar des Hohen Winkels leitet (Abzweigung ca. bei Höhe 1470 m). Auf diesem Steig verlässt man den Hauptdolomit bald und erreicht das Band der Raibler Schichten am Fuße des Totenkirchls. Die Raibler Schichten dieses Bereiches sind zwar in ihrer Mächtigkeit insgesamt tektonisch reduziert, zeigen aber noch eine Wechselfolge von Kalk-/Dolomit-Horizonten mit Schieferton-Sandstein-Horizonten, die sich auch morphologisch durch die unterschiedliche Verwitterbarkeit der einzelnen Schichtmitglieder bemerkbar macht.

Am Südrand des Neustadler Grabens quert man bis zum Punkt 1416, an dem der Steig den von Hinterbärenbad in den Hohen Winkel leitenden Wanderweg trifft, den Wettersteinkalk des Totenkirchls.

Der Wettersteinkalk zeigt am Wandfuß der zum Kar exponierten Mauern deutliche Eisschliffspuren, z.T. in Form einer ausgeprägten Hohlkehle. Der Lokalgletscher aus dem Hohen Winkel übte an seiner östlichen Seitenbegrenzung aufgrund der leichten Ablenkung des Eises in westliche Richtung großen Druck auf den Wettersteinkalk aus, so dass die Schliffspuren besonders ausgeprägt sind.

Der weitere Aufstieg im Hohen Winkel vollzieht sich im Schutt der Wettersteinkalkwände und in den Lokalmoränenresten der Eigenvergletscherung. Dabei fällt insbesondere an der westlichen Karseite (am Wandfuß der Kleinen Halt) auf, dass dort zwischen den eher in der Karmitte befindlichen Moränenresten und dem Wettersteinkalk der Kleinen Halt ein Streifen mit feinerem Schutt erhalten ist, der in morphologischer Hinsicht eine kleine Hohlform bzw. Rinne bildet, anstatt, wie man wohl eher erwarten würde, einen morphologisch erhabenen Schuttkegel.

Die Ursache hierfür liegt darin, dass beim Zurückschmelzen der Gletscher am Fuße der schattigen Wettersteinkalkwände lokale Firnreste den unmittelbaren Wandfuß vor einer Zufüllung sowohl mit Geschiebeschutt als auch mit aus den Wänden herabstürzenden Gesteinsmassen bewahrt haben. Auch jetzt noch sind dies die Karbereiche, in denen sich winterliche Firnreste, vor Sonneneinstrahlung geschützt, am längsten der Frühjahrs- und frühlommerlichen Schmelze verweigern und rezent eine Zufüllung mit Hangschutt verhindern.

Der Anstieg durch den Hohen Winkel vermittelt einen eindrucksvollen Einblick in die Lagerung und Mächtigkeit des Wettersteinkalkes. Störungen machen sich durch

Abb. 22.
Brauneisenkrusten auf Wettersteinkalk,
Kopftörl.

markante Scharten und Einschnitte bemerkbar. Eine der bedeutendsten Störungen ist die zwischen dem Totenkirchl und der Hinteren Karlspitze durchziehende und nach ihrem Erstbegeher benannte Winklerschlucht (Abb. 34). An dieser Störung, die sich nach Südosten bis ins Ellmauer Tor verfolgen lässt, müssen bedeutende Bewegungen stattgefunden haben, da sie den allgemein nordfallenden Wettersteinkalk des Totenkirchls und des östlichen Wilden Kaisers vom eher nordwestlich einfallenden Wettersteinkalk der Kleinen Halt (bzw. des westlichen Wilden Kaisers) trennt (vgl. Exk. 7).

Eine weitere bedeutende Störung zieht durch den Hohen Winkel, über das Kopftörl und nördlich der Köpfeln vorbei ins Kübelkar. Diese Störung macht sich nördlich des Kopftörls durch eine 10er-Meter-breite Zertrümmerungszone und Rinne im Wettersteinkalk bemerkbar, in der auch der drahtseilversicherte Aufstieg erfolgt. Im Kopftörl selbst ist dessen westliche Begrenzung als ausgeprägte, glatte Schubfläche erhalten. Dass diese Schubfläche tektonischer Natur ist und nicht etwa durch Eisschliff angelegt wurde, zeigen die bis cm-dicken Brauneisenbildungen, die als Krusten auf dem Wettersteinkalk erhalten sind (Abb. 22). Im Falle einer glazigenen Anlage der Wand wären sie durch das Eis restlos abgehobelt worden.

Im Zusammenhang zu den Brauneisenbildungen stehen auch die so genannten Bohnerze, die als Bestandteile in den Augensteinsedimenten vorkommen. Die Bohnerze können in dem für Kalkalpin weitgehend exotischen Komponentenbestand der Augensteinsedimente zwanglos als lokaler Beitrag aus den Brauneisenkrusten abgeleitet werden. So enthalten auch die Augensteinsedimente des Kopftörls häufig und z.T. auch in großen Mengen Brauneisenbeimengungen in verschiedenen Korngrößen.

Historisch betrachtet wurden die Augensteinsedimente im Kopftörl von LEUCHS (1924) erstmals beschrieben und als Gosauumlagerungen angesehen, AMPFERER (1925b) stellte die Bildungen sogar direkt in die Gosau.

Die Augensteinsedimente im Kopftörl sind Sandsteine und Feinkonglomerate (weitere Erläuterungen zu Augensteinsedimenten in Exk. 6), die als Resedimente einer ehemaligen, tertiären Schotterflur auf sekundärer Lagerstätte erhalten sind. Insbesondere hierim Kopftörl kann beobachtet werden, dass dieser Umarbei-



tungs und Resedimentationsprozess immer noch im Gange ist, da die Sandsteine und Feinkonglomerate des Kopftörls einige 10er-Meter nördlich (direkt am Aufstiegsweg) von episodischen Rinnsalen rezente resedimentiert werden (Abb. 23).

Der Abstieg nach Süden streift den liegend zum Wettersteinkalk lagernden Alpinen Muschelkalk nur in einem kurzen Abschnitt anstehend und vollzieht sich weiter südlich im Hang- und Blockschutt westlich der Köpfeln. Am Grat der Köpfeln erreicht der Alpine Muschelkalk jedoch aufgrund tektonischer Verschuppung und Verdoppelung der Abfolge eine große Mächtigkeit und Ausstrichbreite. Die verschiedenen Schichtglieder des Alpinen Muschelkalkes (Gutensteiner Kalk, Steinalmkalk, Reiflinger Kalk bzw. dolomitische Varianten dieser Kalke, Pietra-Verde-Horizont) können auch als Komponenten im Schutt betrachtet werden.

Unter dem Schutt sind in sich morphologisch nicht auswirkender, unspektakulärer Weise bedeutende tektonische Suturen verborgen. Diese sind zum einen die Kaisergebirgs-Südrand-Störung, an der die Kaisergebirgsscholle mit südvergenger Bewegungsrichtung relativ



Abb. 23.
Horizontal geschichtete Augenstein-Resedimente in der Kopftörl-Störungszone nördlich des Kopftörls.

zum südlichen Vorland emporgepresst wurde. Diese bedeutende Störung wird auch in Exkursion 3 am Jubiläumssteig gequert und ist dort nicht durch Schutt verdeckt. Ihre Fortsetzung nach Westen trennt bis zum Sonnenstein südlich des Wiesberges die tektonisch isolierte sog. Treffauer Scholle, die dem Hauptzug des Wettersteinkalkes des Wilden Kaisers südlich vorgelagert und ihrerseits dem südlichen Vorland aufgeschoben ist. Zum anderen beginnt südwestlich der Köpfe auch die Störung, die die Treffauer Scholle nach Osten gegen den Niederkaiserzug abgrenzt. Die nach Westen streichende Verlängerung des Niederkaiserzuges ist vollständig unter der Treffauer Scholle begraben.

Der Weg selbst bleibt jedoch nach Querung der Störungszone in der tektonischen Einheit der Treffauer Scholle, zu der auch der Wettersteinkalk des Gruttenkopfes gehört. Der Wettersteinkalk dieses Bereiches tritt in großen Arealen in einer dolomitischen Ausbildung auf. Aus diesem Grund hat ihn AMPFERER (1933) auf seiner Geologischen Karte als Hauptdolomit verzeichnet und ihn gegen den südlich anschließenden Wettersteinkalk des Gruttenkopfes tektonisch abgegrenzt. Seiner Meinung nach bildete somit der Gruttenkopf die westliche Fortsetzung des Niederkaiserzuges, der erst westlich anschließend am Massiv des Treffauers tektonisch endet. Dass es sich bei den Dolomiten dieses Bereiches jedoch um Wettersteindolomit und nicht um Hauptdolomit handelt und der Gruttenkopf in tektonischer Hinsicht bereits zur Treffauer Scholle gehört, wurde bereits in der Exkursion 3 dargelegt.

Der weitere Abstieg von der Gruttenhütte kann entweder durch das in Exkursion 3 beschriebene Klamml, oder direkt nach Süden über den Wettersteinkalk des Gruttenkopfes erfolgen. Wählt man letztere Variante, durchquert man den in Riff-Fazies ausgebildeten Wettersteinkalk als einziges anstehendes Gestein. Der im Liegenden zu erwartende Alpine Muschelkalk ist vom Hangschutt des Gruttenkopfes verhüllt. Gleiches gilt auch für die tektonische Grenznaht der Treffauer Scholle gegen das südliche Vorland.

Im letzten Wegstück bis zur Wochenbrunner Alm durchschreitet man Moränen mit z.T. erhaltenen Wallformen der aus dem Hochgrubach (nicht zu verwechseln mit dem gleichnamigen Hochgrubachkar südlich der Ackerlspitze)

und dem Kübelkar entsandten Lokalgletscher des Würm-Spätglazials.

Exkursion 5 Hüttling – Neue Ackerlhütte – Alte Ackerlhütte

Anfahrt: Von der Verbindungsstraße Going – St. Johann i.T. Abzweigung beim Gasthaus Stanglwirt Richtung Prama, Badeseer, bei der nächsten Alternative rechts Richtung Badeseer. Am Badeseer vorbei Richtung Hüttling, vor Hüttling Parkplatz unmittelbar am Sinnersbach.

Unterwegs ist nur die Graspoint-Niederalm als Jausenstation bewirtschaftet, die Neue Ackerlhütte ist Selbstversorgerhütte und nur mit AV-Schlüssel zugänglich. Unmittelbar nördlich der Neuen Ackerlhütte gibt es zwar eine Kluftwasserquelle im Hauptdolomit, die Wasserführung setzt bei Trockenheit jedoch z.T. aus. Von der Alten Ackerlhütte stehen nur noch Fundamentreste. Höhenunterschied: 660 Hm bis zur Neuen Ackerlhütte, 900 Hm bis zur Alten Ackerlhütte, Aufstiegszeit ca. 3–4 St. bis zur Alten Ackerlhütte.

Der Aufstieg verläuft etwas westlich von Profil 3 der Profiltafel, entspricht jedoch in der Geologie weitgehend Profil 3.

Die erste Wegstrecke vom Parkplatz folgt man dem Sinnersbach, der sich hier sein Bett durch Alpinen Buntsandstein gebahnt hat. An den guten Aufschlüssen können die sedimentologischen Ausprägungen des Buntsandsteins beobachtet werden (Schichtung, Schrägschichtung, Geröllkomponenten, aufgearbeitete und resedimentierte Tongeröllchen etc.). Gleichzeitig ist zu erkennen, dass die Farbe des Buntsandsteins vom üblichen Rotton abweichen kann und dass Entfärbungen zu weißlichen und graugrünligen Tönen in verschiedenem Maßstab möglich und nicht unbedingt schichtgebunden sind. Die tektonische Beanspruchung zeichnet sich an den zahlreichen Klüften ab.

Etwa ab der Kaisermann-Niederalm verändert sich sowohl der Bewuchs als auch die Morphologie der Landschaft. Die Verflachungen und vernässten Stellen sind nicht alleine durch die hier verbreiteten und an ihrer Kristallinführung und den gut gerundeten Geröllen leicht zu erkennenden Fernmoränen bedingt, sondern partiell auch durch die im Untergrund befindlichen Hochfilzener Schichten. Im Gegensatz zur früheren Stellung der Hoch-

filzener Schichten zum Begriffsinhalt des Alpinen Buntsandsteins wurden sie durch TOLLMANN (1976) vom Alpinen Buntsandstein i.e.S. begrifflich abgetrennt. Ihre gesamte Serie umfasst eine Basalbrekzie und eine Tonschiefer-Sandsteinfolge mit eingeschalteten Quarzkonglomeraten. Die Basalbrekzie ist jedoch nur südlich des geologischen Kartenblattes der Kaisergebirgskarte (bei Söll, siehe Exk. 1) aufgeschlossen, so dass der hier beschriebene Auf-



Abb. 24.
Breitau, aufgenommen von der in Abb. 25 gezeigten kleinen Wandstufe mit Blick nach Süden:
Abflussgebiet des von den Südabstürzen von Ackerlspitze und Mauk entsandten Lokalgletschers.

Abb. 25.

Blick aus der Breitau nach Norden.

Im Vordergrund die Wandstufe des Niederkaisers, dahinter, links der Bildmitte, das Massiv der Ackerlspitze; rechts der Bildmitte Mauk.

stieg lediglich die Tonschiefer-Sandsteinserie kreuzt. Gute Aufschlüsse in diesen meist intensiv rot bis rotviolett gefärbten, tonig-schiefrigen, teils sandigen Gesteinen sind hier nur entlang der künstlichen Einschnitte durch die Forststraßen (bzw. im schlecht zugänglichen Sinnersbachgraben) zu finden. Die im Mittelabschnitt des südlichen Kaisergebirges in den Hochfilzener Schichten häufig anzutreffenden und dort bis mehrere cm Größe messenden, gelblichen Magnesitknollen sind in diesem Profilbereich selten und zudem sehr klein (z.T. nur im Dünnschliff erkennbar).

Ab der Graspunt-Niederalm wählt man entweder den direkten, steileren Steig über Moränen und unterlagernde Hochfilzener Schichten bzw. Alpinen Buntsandstein zur Breitau über den Buchwald, oder den bequemeren Forstweg nach Nordosten bis zum Rettenbach (Richtung Schleierfall). Der aus der Breitau mündende Graben wird nicht überquert, man folgt den Moränenresten der Lokalmoräne zur Breitau (falls diese Abzweigung verpasst wird, gelangt man zum Schleierfall; man folgt dann dem Steig am Fuße der Felswand nach Westen zur Breitau). Der Übergang der Hochfilzener Schichten in den Alpinen Buntsandstein i.e.S. ist im Gelände nur schwierig nachzuvollziehen, da die hangenden Partien der Hochfilzener Schichten zunehmend sandiger werden, so dass die Grenzziehung innerhalb einer Sandsteinserie erfolgt. Zudem kommen auch im Alpinen Buntsandstein Tonschieferlagen in bis zu Dezimeter dicken Lagen vor. Die Sandsteine der Hochfilzener Schichten lassen sich jedoch von jenen des Alpinen Buntsandsteins i.e.S. im Dünnschliff durch sedimentologische Merkmale (Reifegrad) abgrenzen.

In der Breitau steht man auf dem orographisch rechten Seitenmoränenwall einer Lokalmoräne, die sich von den Südabstürzen der Ackerlhütte (Östliches Hochgrubachkar) über das Kar der heutigen Graspunt-Hochalm erstreckte und eine Gletscherzunge durch die Breitau Richtung Rettenbach entsandte (Abb. 24). Dieser Gletscher der Lokalvereisung überfuhr in der Breitau Geschiebelehme der Würmvereisung. Dies zeigt, dass die Lokalvergletsche-



rung des Kaisergebirges ihre größte Ausdehnung erst erreichen konnte, nachdem sie nicht mehr gegen den Widerstand der Fernvereisung im Würm-Hochglazial ankämpfen musste, also erst im Spätglazial (Bühlstadium). Aufgrund der überfahrenen Fernmoränen enthält auch das vom Lokaleis aufgearbeitete und verschobene Material partiell einen sehr hohen Geröll- und Kristallinanteil.

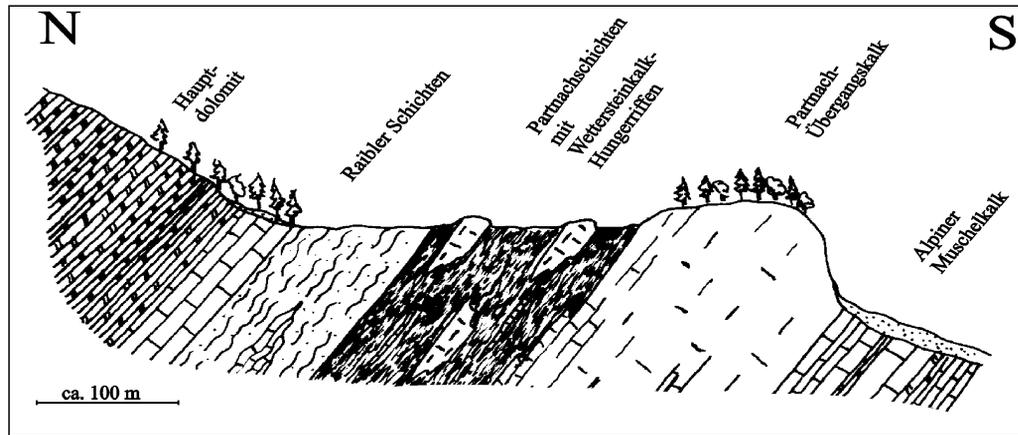
Dem weiteren Anstieg zur Ackerlhütte stellt sich südlich der Breitau eine kleine Felsstufe entgegen (Abb. 25). Unterhalb der Wandstufe findet man an dem kleinen Bach-einschnitt kalkig-dolomitische Brekzien und rauhwackig aussehende Dolomitbrekzien, die den Reichenhaller Schichten zuzuordnen sind. Die Felsstufe selbst, die überwiegend aus einem dunklen, fast schwärzlichen Kalk besteht, wurde, wie im Kapitel zur Erforschungsgeschichte dargelegt, unterschiedlich interpretiert. LEUCHS (1907) stellte sie am Anfang des Jahrhunderts in völliger Übereinstimmung mit den damaligen Kartierkriterien als Muschelkalk dar. AMPFERER (1933), geprägt durch seine tektonische Anschauung, kartierte die Stufe als Wettersteinkalk des Sockels (vgl. die Abb. 6, 7 und 27).



Abb. 26.

Partnach-Übergangskalk der in Abb. 25 gezeigten Wandstufe des Niederkaisers. Der Farbunterschied zwischen den hellen Schuttalken und der dunklen Beckenfazies ist deutlich zu sehen.

Abb. 27.
Schematische Skizze der geologischen Situation bei der Grander Hochalm.



Die Stufe besteht jedoch aus Partnach-Übergangskalk. In der Stufe sind direkt durch den Wanderweg Felspartien aufgeschlossen, die eine charakteristische hell-dunkel-Bänderung im cm- bis dm-Bereich erkennen lassen (am besten bei regennassem Fels zu sehen). Diese wird bedingt durch kleine Rutschungen von hellem Schutt des Wettersteinkalk-Riff- bzw. -Vorriffbereiches in das Becken der dunklen Partnachschiefer (Abb. 26).

Oberhalb der Wandstufe (am Wanderweg selbst jedoch leider von Moräne bzw. Hangschutt überdeckt, vgl. Geol. Kt.) folgen erneut Partnachschiefer, ein Beweis dafür, dass man sich hier paläogeographisch im Verzahnungsbereich des Wettersteinkalk-Riff-Komplexes mit dem Partnachbecken befindet, so dass auf engstem Raum Faziesrekurrenzen beobachtet werden können.

Ein lohnender Abstecher (ca. 1 St.) zum Verständnis der Faziesverzahnungen wäre der Anstieg nach Osten, an der Graspoint-Hochalm vorbei zum flachen Rücken der Grander Hochalm. Dort folgen in einem Profil übereinander (Profil 3) Partnach-Übergangskalk, Partnachschiefer (mit verdünnter HCl brausende, lederig verwitternde Kalkbänkchen) und Raibler Schichten (nicht brausend, weitg. karbonatfrei). Innerhalb der Partnachschiefer sind zwei kleinere Riffstotzen entwickelt (bereits mit freiem Auge, besser mit Lupe *Tubiphytes obscurus* erkennbar), die jeweils als Riffkeime von der rückwandernden Fazies der Partnachschiefer erstickt wurden. Unmittelbar an der Graspoint-Hochalm ist im angeschnittenen Hang ein weiterer kleiner Riffstotzen erhalten und dient möglicherweise als natürliches Fundament der Alm. Bekennend zur Partnachfazies ist auch die übliche Lehrbuchabfolge Partnachschiefer – Wettersteinkalk – Raibler Schichten nicht ausgebildet, hier werden die Partnachschiefer unmittelbar von Raibler Schichten überlagert.

Auch die sich durch weiche Hangformen und oberflächliche Fließerdebildungen auszeichnenden, wasserstauenden Geländeabschnitte, die sich beim Blick nach Osten Richtung Labturkopf zwischen den Abstürzen des Partnach-Übergangskalkes des Niederkaiserzuges (Schleierfälle) und den eher bewaldeten Raibler Kalken und dem nördlich folgenden Hauptdolomit erkennen lassen, bestehen, anders als in den bisherigen Geol. Karten eingezeichnet, anteilig sowohl aus Raibler Schiefer-tonen als auch aus Partnachschiefer. Aufgrund der Fließerden zeigt sich jedoch der Kontakt an der Oberfläche nicht durch einen Wechsel der Vegetation.

Der kürzeste Anstieg von der Grander Hochalm bzw. Graspoint-Hochalm zur von dort aus bereits sichtbaren Neuen Ackerlhütte erfolgt durch direkten Anstieg von SE. Empfohlen wird jedoch, auf dem Steig um den Pkt. 1396 nach Westen in das Kar der Regalm zu queren und von dort den bequemeren Weg von W zur Neuen Ackerlhütte zu wählen, da dies der geologisch weitaus interessantere Anstieg ist.

Südwestlich des Pkt. 1396 ist wiederum eine Lagerung verwirklicht, die sich in einem Profil als direkte Überlagerung von Partnachschiefer durch Raibler Schiefer-tonen darstellt. Im Gegensatz zu den bisherigen Aufschlüssen dieser Exkursion sind in diesem Bereich (in den steilen Grasflanken, angeschnitten durch kleine Rinnsale) die Partnachschiefer, die hangend zur nach Westen hin morphologisch ausklingenden Steilstufe des Niederkaiserzuges lagern, besonders schön zu sehen.

Unmittelbar westlich vom Pkt. 1396 quert der Weg ein löcheriges, brekziöses Gestein. Diese Gehängebrekzie, die im Kaisergebirge im Gebiet der Bären-taler Wände (Zahmer Kaiser, Abb. 28) größere Ausdehnung erreicht, kann auch unmittelbar unterhalb (südl.) der Neuen Ackerlhütte beobachtet werden. Es handelt sich um karbona-



Abb. 28.
Gehängebrekzie mit großen Blöcken.
Aus dem Gebiet der Bären-taler Wände, Zahmer Kaiser.

tisch verkittete Reste von lokalem Hangschutt und Bergsturzmassen.

Der weitere Weg zur Regalm verläuft in Lokalmoränen der Eigenvergletscherung des Kaisergebirges (und natürlich jüngerem, auflagerndem Hangschutt). Der Lokalgletscher aus dem Westlichen Hochgrubachkar kam im Bereich der Regalm zu einem temporären Halt. Die Endmoräne dieses Stadials zeigt andeutungsweise noch eine Wallform. Dieses Stadial entspricht nicht jenem, welches die Moränenreste der Breitau hinterließ, sondern ist aufgrund der höheren Lage und der als Karabschluss ausgebildeten Wälle jünger. Es vermittelt in seiner Stellung zwischen den Moränen der größten Lokalgletscherausdehnung (Breitau, Endmoräne nicht erhalten) und den Moränen noch jüngerer Rückzugsstadien, wie sie auf dieser Exkursion im Hochgrubachkar (Alte Ackerlhütte) bestens zu sehen sind. Westlich der Regalm sind auch noch Reste der Fernvereisung erhalten, wie an der Komponentenrundung und dem Geröllspektrum leicht zu erkennen ist.

Von der Neuen Ackerlhütte erschließt sich nach Westen (bei geeignetem Wetter) am Baumgartenköpfl (Exkursion 2) die Abfolge des Niederkaisers vom Wettersteinkalk (Baumgartenköpfl) über Raibler Schichten bis hin zur südgerichteten Überschiebung des Wilden Kaisers auf den Hauptdolomit des Niederkaisers und weiter über die grasigen Schrofen des Alpen Muschelkalk zu den schroffen Wänden und Gipfeln des Wettersteinkalkes der Kaisergebirgsscholle.

Der weitere Aufstieg von der Neuen Ackerlhütte nach Norden verläuft in einem tektonisch stark beanspruchten und zerscherten Hauptdolomit. Fast unmerklich erfolgt vor dem Erreichen der Fundamentreste der Alten Ackerlhütte der Übergang in die Brekzien der Gosaubildungen. Die Gosauabfolge besteht hier aus groben Brekzien an der Basis (Komp. bis 70 cm Durchm.), z.T. kalkigen Sandsteinen mit Brekzienlagen und Mergeln (siehe Abb. 29). Die insgesamt etwa 60 m mächtige Folge ist jedoch tektonisch verdoppelt, in sich zerschert und lagert invers, eine Gradierung ist in der Abfolge und auch im Dünnschliffbereich nachvollziehbar. Demzufolge sind die größten Bildungen nördlich am Abstieg zum Schutt der Wettersteinkalkwände zu finden, während am Kontakt zum Hauptdolomit vorwiegend Sandsteine lagern. In den mit den Brekzien vergesellschafteten Mergeln ist eine kretazische Fauna mit Globotruncanen und Inoceramen ohne umgelagerten tertiären Fauneninhalt erhalten, während in darüberliegenden Sandsteinen durch Globigerinen bereits Alttertiär (in der Geol. Karte noch nicht erfasst) nachgewiesen ist. Insgesamt wird durch die Abfolge ein die Kreide/Tertiär-Grenze überschreitender Sedimentationszeitraum von Maastricht bis Paläozän angezeigt.

Westlich an die von den Gosausedimenten gebildete Erhebung schließt sich im Westlichen Hochgrubachkar eine Staffel sehr

gut erhaltener Moränenwälle der ausklingenden Lokalvereisung an. Das blockige Erscheinungsbild der Moränen im Östlichen Hochgrubachkar macht deutlich, warum AMPFERER (1933) meist von „Blockmoränen“ der Schlussvereisung schrieb.

Die schuttverhüllte Senke zwischen Hauptdolomit/Gosau und dem aufragenden Wettersteinkalk markiert die tektonisch bedeutende Rücküberschiebung der Kaisergebirgsscholle auf den Niederkaiserszug. Am Wandfuß der Wettersteinkalkwände ist in diesem Bereich kein Alpiner Muschelkalk zu sehen. Er ist entweder unter dem Schutt verborgen, oder, wie auch weiter östlich am Südfuß der Maukspitze, tektonisch unterdrückt. Erst in den grasigen Felsbändern am westlichen Ende des Westlichen Hochgrubachkars kommt der Alpine Muschelkalk der Kaisergebirgsscholle zum Vorschein.

Ein weiterer Anstieg von der Alten Ackerlhütte zur Ackerlspitze (ca. 630 Hm) ist nur in bergsteigerischer Hinsicht interessant und erfordert Trittsicherheit und Schwindelfreiheit. Er wird daher für die Exkursion nicht empfohlen. Der Aufstieg bewegt sich in der Riff-Fazies des Wettersteinkalkes (mit „Großoolithen“, Hohlräumstrukturen, Tubiphyten, Korallen, Kalkschwämmen, z.B. *Colospongia* etc., Lupe nicht vergessen, falls doch bis hierher gegangen wird). Erst am Verbindungsgrat der Ackerlspitze zur Maukspitze erschließt sich der Blick in die steil nach N einfallende, gut gebankte lagunäre Fazies. Falls bisher die Mühen des Aufstieges nicht gescheut wurden, empfiehlt sich von hier der Gegenanstieg zur Maukspitze und der weitere Abstieg über die markante Rampe nach Westen in den Niedersessel. Beim Anstieg zur Maukspitze von Westen quert man aus der Rifffazies in die Lagunenfazies und einige 10-er-Meter südlich des Gipfels der Maukspitze erneut in die Rifffazies.

Exkursion 6 Kufstein – Vorderkaiserfeldenhütte – Naunspitze – Petersköpfl – Hinterkaiserfeldentalm

Anfahrt: AB-Ausfahrt Kufstein Nord, in Kufstein Ortsteil Sparchen. Ausgangspunkt ist der gebührenpflichtige Parkplatz am Kaiserbach (Sparchenbach).

Rietzalm und Vorderkaiserfeldenhütte (AV-Hütte) bewirtschaftet.



Abb. 29.
Gosaubrekzien aus dem Gosau-Schichtbestand bei der Alten Ackerlhütte.
Eine lagige Anordnung der Komponenten ist andeutungsweise zu erkennen.

Höhenunterschied: 890 Hm zur Vorderkaiserfeldenhütte, weitere 360 Hm zum Petersköpfl.

Aufstiegszeit ca. 3 St. zur Vorderkaiserfeldenhütte, 1,5 St. zum Petersköpfl; von dort über die Hinterkaiserfeldentalm zur Vorderkaiserfeldenhütte 1,5 St.

Vom Parkplatz am Kaiserbach gewinnt man auf dem steilen Weg zum Einstieg ins Kaisertal rasch an Höhe. Hier wird der Wettersteinkalk des Zahnen Kaisers überwunden, der seiner Fortsetzung nach Westen durch eine in der Inntalfurche verlaufenden Störung beraubt ist. Diese Störung grenzt die Kaisergebirgsscholle von ihrem Umland ab und setzt sich nach Nordosten in der Kaisergebirgs-Nordrand-Störung fort. Die morphologische Prominenz der im Westen endenden Wettersteinkalkrippe hat, wie in Exkursion 7 beschrieben wird, einige Bedeutung für die Quartärgeologie des Kaisertales.

Beim Aufstieg über die Stufen quert man die hier oberflächlich verlaufende Druckleitung, in der Wasser aus dem Kaisergebirge zur Stromerzeugung und Trinkwasserversorgung nach Kufstein geleitet wird.

Oberhalb der Stufe verflacht sich das Gelände beim Eintritt in den hier tektonisch unmittelbar auf Wettersteinkalk folgenden Hauptdolomit. Die Raibler Schichten sind durch den großen tektonischen Druck, den die relativ starre Rippe des Wettersteinkalkes bei der Emporpressung der Kaisergebirgsscholle auf die benachbarten Gesteine ausübte, partiell unterdrückt. Nach einer kurzen Passage im kleinsplittrig zerfallenden Hauptdolomit erreicht man jedoch eine kleine Wand aus dunklem Raibler Kalk. Auf dem Wegstück bis zur Kreuzung, an der man die zum Pfandlhof führende Forststraße verlässt und den steileren linken Abzweig Richtung Rietzalm wählt, wird (mit verdünnter Salzsäure) durch die wechselnde kalkige und dolomitische Ausbildung des Gesteins deutlich, dass sich der Übergang aus dem Raibler Kalk in den Hauptdolomit fließend vollzieht und dieser Grenzfestlegung in einer Karte ein willkürlicher Anteil anhaftet.

Beim weiteren Anstieg zur Rietzalm quert man neben Arealen mit Hangschutt und Bergsturzmaterial auch kleinere Rinnen, in denen gelbliche Erden, z.T. mit Sandsteinen und Schiefertönen, erhalten sind. Es handelt sich jedoch hier nicht um anstehende Raibler Schichten, sondern um Fließerden, die das Vorhandensein von Raibler Schiefertönen und Sandsteinen in oberen Hanglagen

anzeigen. Der Weg selbst verlässt den Hauptdolomit bis zur Rietzalm nicht.

Der Bereich der Rietzalm ist geprägt durch ein kleinräumiges und kompliziertes tektonisches Muster von Hauptdolomit und Raibler Kalk. Landschaftlich fällt vor allem auf, dass der Wettersteinkalkzug des Zahnen Kaisers zwischen Zehnerkopf im Westen und den Westabstürzen der Naunspitze im Osten morphologisch aussetzt. Da im Kartenbild geologischer Karten diese Scharte im Wettersteinkalkzug räumlich mit dem inmitten von Hauptdolomit auftretenden Wettersteinkalk und Raibler Schichten in der Umgebung der Antoniuskapelle korreliert ist, lag es nahe, zu prüfen, ob es sich beim Wettersteinkalk der Antoniuskapelle nicht um eine große Gleitscholle aus dem Bereich der Rietzalm handelt. Es stellte sich jedoch heraus, dass der Wettersteinkalk der Antoniuskapelle als Aufsattelung lokal aus dem Untergrund hochgepresst wurde (Profile 10 u. 11 und Abb. 31).

Ab der Rietzalm nach Osten nehmen die Raibler Schichten eine breite Ausstrichfläche ein. Dies liegt, wie man beim weiteren Aufstieg zur Vorderkaiserfeldenhütte prüfen kann, an einer annähernd hangparallelen Schichtlagerung (vgl. Profil 10).

Von der Vorderkaiserfeldenhütte lohnt sich vor einem weiteren Aufstieg Richtung Naunspitze/Petersköpfl ein kurzer Abstecher nach Westen Richtung Heimköpfl. Hier kann man im obersten Wettersteinkalk, an der Grenze zu den Raibler Schichten, Brauneisenkrusten finden, die im Zusammenhang mit einem Trockenfallen des Wettersteinkalkes vor der Sedimentation der Raibler Schichten gesehen werden („frühkarnische Hebung“). Das Heimköpfl selbst bietet eine gute Fundstelle für die rel. kleinwüchsige Dasycladaceenart *Poikiloporella duplicata*, die in zeitlicher Hinsicht in der Lagunenfazies des Wettersteinkalkes die bisher im Kaisergebirge noch nicht nachgewiesene ladinische Art *Diplopora annulata* ablöst und bereits Unteres Karn anzeigt.

Der weitere Aufstieg zu Naunspitze/Petersköpfl vollzieht sich vorwiegend im unteren Schieferton-Horizont der Raibler Schichten, an deren wasserstauende Wirkung auch die Wasserversorgung der Vorderkaiserfeldenhütte gebunden ist. Beim Abstecher zur Naunspitze bewegt man sich schließlich in der gut gebankten, mittelsteil nach Süden einfallenden Lagunenfazies des Wettersteinkalkes. Der Blick vom Gipfel nach Norden vermittelt auf eindrucksvolle Weise die morphologisch prominente Stellung des Kaisergebirges über das Umland.

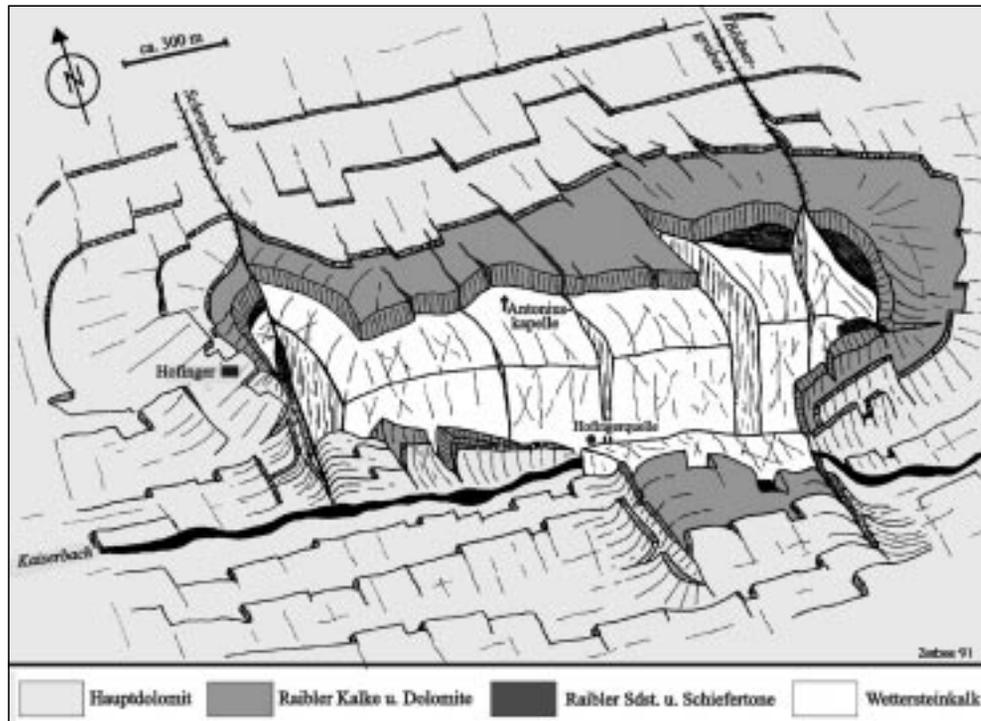
Südwestlich des Petersköpfls liegt auf ca. 1640 m Höhe ein Vorkommen von Augensteinsedimenten, die in einer Kluft dem Wettersteinkalk oberflächlich als etwa 2 cm dicker Belag fest anhaften (Abb. 30). Die kleine Fundstelle ist nicht unmittelbar am Weg und nicht einfach zu finden. Augensteinsedimente (dies können Sandsteine, Brekzien, Konglomerate sein) sind z.T. mehrfach um-



Abb. 30.
Augensteinsedimente mit Quarzgeröllen und Bohnerzen als dünne Tapete auf Wettersteinkalk; Petersköpfl, Zahner Kaiser.

Abb. 31.
Schematische, unmaßstäbliche
Übersichtsskizze der geologischen
Situation bei der Antoniuskapelle.

gelagerte Sedimente einer ehemaligen Schotterflur, die in ihrer erhaltenen Zusammensetzung neben einem wechselnd großen lokalen Komponentenanteil überwiegend Quarz- und Quarzitkomponenten führen (ehem. vorhandene Karbonatanteile sind weitgehend aufgelöst) und damit auf ein Herkunftsgebiet hindeuten, dass sich nach Süden weit über die Nördlichen Kalkalpen hinaus erstreckte. Ihre zeitliche Einstufung im Kaisergebirge in das Miozän (oder jünger) ergibt sich aus der Tatsache, dass in der Savischen Pha-



se an der Grenze Chatt-Aquitana das Kaisergebirge emporgepresst und somit von jeglicher weiteren Zufuhr von Quarzgeröllen abgeschnitten wurde. Augensteine sind nicht nur im Kaisergebirge (sowohl im Zahmen als auch im Wilden Kaiser), sondern über weite Bereiche der Nördlichen Kalkalpen verbreitet (z.B. auch Wetterstein, Karwendel, Dachstein, Totes Gebirge, Gailtaler Alpen etc.).

Das Petersköpfl markiert die westliche Begrenzung einer „Plateau“ genannten Hochfläche im Wettersteinkalk des Zahmen Kaisers, die nach Osten bis etwa zur Pyramiden Spitze reicht. Das Plateau ist Rest einer alten Landoberfläche, die ihre Erhaltung den verkarstungsfähigen Gesteinen im Untergrund verdankt. Das Regenwasser kann hier nicht flächig erosiv wirken, da es durch den Karst sofort in den Untergrund gelangt (vgl. Zusammenhang zur Hydrogeologie, nächstfolgende Exkursion). Als Beweis der Verkarstung sind auf dem Plateau in einer unübersichtlichen Vielfalt dolinenartige Vertiefungen mit Durchmessern bis über 10 m ausgebildet, deren Anzahl in einer von DISTEL & SCHECK (1911) eigens zu diesem Thema angefertigten Arbeit mit 972 angegeben wurde.

Der Abstieg vom Petersköpfl erfolgt auf dem Steig nach Südosten über Wettersteinkalk und Raibler Schichten zur Hinterkaiserfeldentalm. Östlich der Alm ist in tektonisch komplizierter Position als Folge von Aufschuppungen mit zeitlich ineinandergreifender Rotation von Schollenteilen ein Areal von Wettersteinkalk (mit *Poikiloporella duplicata*) inmitten der Raibler Schichten erhalten.

Das Kar der Steingrube, das randlich noch von Moränenresten der Lokalvereisung flankiert wird, ist Ausgangsort eines postglazialen Blockstromes, der sich bis in den Kaiserbach erstreckt. Nach Abschmelzen der stützenden Eisschilde im ausklingenden Glazial wurde im Kar blockiges Schuttmaterial akkumuliert, das jeweils nach Überschreitung einer kritischen Masse mehrphasig bzw. wiederholt talwärts glitt. Da größere (bis hausgroße) entfestigte Blöcke den Transport im Verband überstanden, ist anzunehmen, dass die Bewegungen zumindestens teilweise schonend auf einer frühjährlichen Firnunterlage erfolgten. AMPFERER (1933) kartierte den Blockstrom als

Blockmoräne der Schlussvereisung, was jedoch aufgrund der morphologischen Charakteristik und der Höhen-(bzw. Tiefen-)Verbreitung in südexponierter Lage nicht zutrifft. In der Geologischen Karte von Bayern, Bl. 665 Schliersee, ist er versehentlich sogar als Fernmoräne dargestellt.

Der Rückweg zur Vorderkaiserfeldenhütte erfolgt gänzlich in Raibler Schichten. Während bei der Hinterkaiserfeldentalm in großflächigen Aufschlüssen besonders die Schiefertone (mit tektonischer Kleinfaltung) und die daran geknüpfte Wasserführung im Vordergrund stehen, können weiter westlich die verschiedenen Ausprägungen der Raibler Kalke (sog. Laminierte Fenstergefüge, Schlickeröllkalke, dolomitierte Bereiche etc.) beobachtet werden.

Von der Vorderkaiserfeldenhütte empfiehlt sich der Abstieg über den Kegelboden, vorbei an der durch eine Störung bedingten kleinen Felswand im Raibler Kalk der Lokalität Hölle. Die Wegkurve, bei der der Steig auf den Fahrweg zur Rietzalm mündet, schneidet wiederum den aus der Steingrube entsandten Blockstrom.

Beim weiteren Abstieg gelangt man aus dem Hauptdolomit in die Raibler Kalke, die die Aufwölbung des Wettersteinkalkes der Antoniuskapelle einrahmen (vgl. Abb. 31). Hier ist besonders zu erwähnen, dass der sich fließend vollziehende Übergang aus dem Hauptdolomit in die Raibler Kalke primär sedimentärer und nicht tektonischer Natur ist. Raibler Schiefertone bedingen im Bereich der Bödenalm die für Almwirtschaft nützlichen Geländevertiefungen. Auch direkt am Weg, besonders in der letzten, nach Osten leitenden Kurve nördlich des Hinterkaiserhofes, sind Raibler Schiefertone vereinzelt in tektonisch verquetschter Position aufgeschlossen.

Westlich des Schrambachgrabens wandert man aus dem Raibler Kalk wieder ohne tektonische Grenze in den Hauptdolomit, der im Bereich von Hofinger und Pfandlhof durch fette, saure Wiesen auf Kristallin und Buntsandstein führenden Fernmoränen der Würmvereisung überdeckt ist. Nach kurzem Marsch erreicht man den eingangs bereits beschriebenen Steilabfall des Wettersteinkalkes ins Inntal.

Exkursion 7 Kufstein – Tischofer Höhle – Kaisertal – Hinterbärenbad – Stripsenjochhaus

Anfahrt: wie bei letztbeschriebener Exkursion. Empfiehlt sich als 2-Tages-Tour in Kombination mit nachfolgender Exkursion, mit einer Übernachtung auf dem Stripsenjochhaus.

Veitenhof, Pfandlhof, Hinterbärenbad (AV-Hütte), Hans-Berger-Haus und Stripsenjochhaus (AV-Hütte) bewirtschaftet.

Höhenunterschied: 330 Hm nach Hinterbärenbad, weitere 750 Hm zum Stripsenjochhaus.

Aufstiegszeit ca. 3,5–4 St. nach Hinterbärenbad (mit Abstecher zur Tischofer Höhle und am Karg Gartl), weitere 2,5 St. zum Stripsenjoch.

Wie bei der letztgenannten Exkursion steigt man von Sparchen über die Steilstufe ins Kaisertal. Noch vor Erreichen des Zottenhofes leitet ein kleiner Steig Richtung Kaiserbach rund 80 Hm zur Tischofer Höhle hinab (Hinweisschild). Bereits Mitte des letzten Jahrhunderts fanden in dieser an Knochen reichen Höhle Ausgrabungen statt, sehr gründlich untersucht und ausführlich beschrieben wurde die 77 Hm über dem heutigen Bett des Kaiserbaches befindliche „Bärenhöhle“ von SCHLOSSER (1910). In der Höhle wurden Reste von mindestens 200 erwachsenen Exemplaren und ebensovielen Jungtieren von Höhlenbären gefunden, daneben noch Reste von Höhlenhyäne, Höhlenlöwe, Wolf, Fuchs, Rentier, Gemse und Steinbock. In oberen Schichten wurden desweiteren Menschenknochen, Geräte, Tonscherben, Schmuck und Haustiernochen (Schaf, Rind, Schwein, Hund) zutage gefördert. ¹⁴C-Datierungen ergaben ein frühjungpaläolithisches Alter (Aurignacien, 30.000–25.000 J.v.h. [KNEUSSL, 1973]). In diesem Interstadial war das Inntal bis in seinen Mittelbereich eisfrei, was u.a. auch durch die Bändertone von Baumkirchen belegt ist. Menschenknochen der oberen Schichten sollen z.T. aus der frühen Bronzezeit stammen, Bronzearbeiten sind durch Schlackestückchen und Bronzeklumpchen angezeigt.

Beim weiteren Aufstieg durch das Kaisertal fallen im Bereich zwischen Pfandlhof und Hinterkaiserfette, saure Wiesen mit charakteristischem Bewuchs auf. Sie sind Reste von Moränen der Fernvereisung und enthalten zahlreiche Gerölle von Buntsandstein und Kristallin.

Die geologische Situation des Vorkommens vom Wettersteinkalk der Antoniuskapelle und einer Umrahmung aus Raibler Schichten ist in Abb. 31 dargestellt. Die Aufwölbung des Wettersteinkalkes ist zwar im Westen, Süden und Osten tektonisch begrenzt, im Norden zeigt sie jedoch einen normalen sedimentären Übergang bis in den Hauptdolomit.

An die geologische Besonderheit dieses Auftretens von Wettersteinkalk inmitten des Kaisertales ist auch die für die Wasserversorgung von Kufstein bedeutende Hofingerquelle gebunden. Die gefasste Quelle befindet sich am Kai-

serbach südlich der Antoniuskapelle. Im Kaisergerbirge ist allgemein neben den Quellen, die an die wasserstauenden Gesteine und die Kluftwasserführung im Hauptdolomit gebunden sind, im tiefgründig verkarsteten Wettersteinkalk ein hydrologisches System ausgebildet, das durch die Muldenform des Kaisergerbirges begünstigt wird. Auch im Kaisertal selbst sind in den oberen geologischen Stockwerken eine Vielzahl z.T. nur episodisch schüttender Quellen mit lokal begrenztem Einzugsgebiet und geringen Schüttungsmengen vorhanden. Im Bereich des Wettersteinkalkes der Antoniuskapelle jedoch, in dem auch die Hofingerquelle liegt, wird die Wasserführung des im Wettersteinkalk befindlichen Karstsystems angeschnitten (Abb. 32).

Untersuchungen von VÖLKL (1988) ergaben, dass selbst im Griesener Kar (Wilder Kaiser) eingespeiste Markierstoffe in der mit durchschnittlich 100 l/sec schüttenden Hofinger Quelle nachweisbar sind, die unterirdischen Abflussrichtungen sind somit nicht an das oberflächliche Abflusssystem gebunden (Abb. 33). Markierstoffe, die nördlich des Plateaus im Zahmen Kaiser eingespeist wurden (Egersgrinn), waren sogar bereits 36 Stunden nach der Einspeisung in der Hofingerquelle zu finden.

Der Wettersteinkalk der Antoniuskapelle ist infolge des tektonischen Druckes, der zu seiner Aufpressung führte, stark zerbrochen und geklüftet. Obwohl man sich hier in der ansonsten gut gebankten lagunären Fazies befindet ist eine Bankung nicht zu erkennen und man hat einige Mühe, die Lagerung herauszufinden.

Bei den Gräben vom Schwarzen Bachl und Trockenen Bachl quert die Forststraße die unteren Ausläufer des Blockstromes aus der Steingrube, der bereits bei der Exkursion zur Hinterkaiserfeldenhütte beschrieben wurde.

Im Hauptdolomit der Haupttrift-Klaus sind noch Reste der Schleusen zu sehen, mit denen das Wasser in der anschließenden Talverbreiterung in historischer Zeit gestaut und dann mit einer Fracht gefällter Bäume in einer Flut zu Tale gelassen wurde.

Vor Erreichen des Karg Gartl empfiehlt sich ein kurzer Abstecher auf dem Forstweg in den von Nordosten einmündenden Graben. In einer Höhenverbreiterung zwischen 780 und 810 m sind am Weg in ihrem Sedimentcharakter uneinheitliche, plastische Seetone angeschnitten, die Würm-Fernmoräne auflagern. Da die Seetone sich an einem Hang befinden und an den in Frage kommenden Gegenhängen nicht anzutreffen sind, muss die Abdäm-

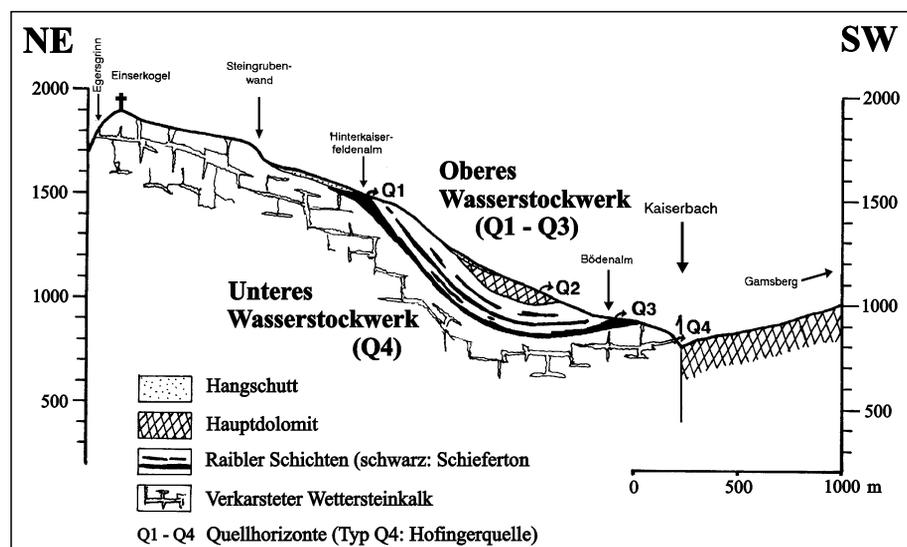


Abb. 32.
Skizze der Wasserstockwerke und Quellhorizonte im westlichen Zahmen Kaiser.

Abb. 33.
Einzugsgebiet der Hofingerquelle. Das Einzugsgebiet umfasst weite Teile des Kaisergebirges und ist nicht an die oberflächlichen Vorfluter gebunden. Nach VÖLKL (1988).

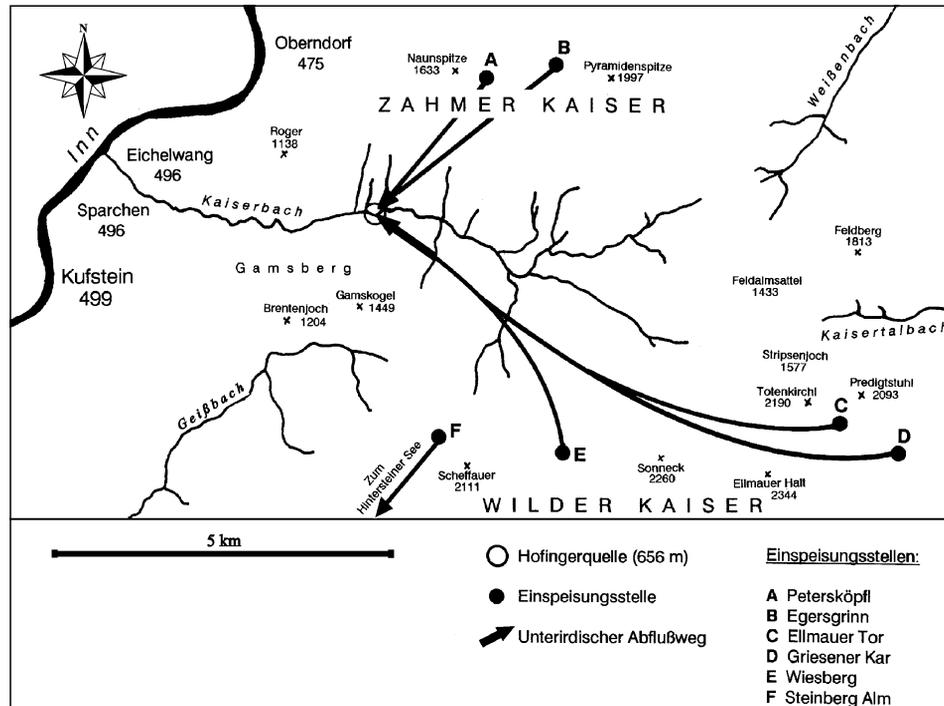
mung nach Westen durch Gletschereis erfolgt sein. Die Eisrandlage wird auch durch die bis zu faustgroßen, im Feinsediment befindlichen „dropstones“ angezeigt. Da Lokalgletscher westlich des Vorkommens nicht in so tiefe Lagen vordringen konnten, kommt als Abdämmung nach Westen nur ein durch das Kaisertal dringender Seitenarm des Inngletschers während des Spätglazials in Frage.

Beim weiteren Aufstieg in Richtung Hinterbärenbad schneidet der Kaiserbach an seinem orographisch linken (vom Weg gegenüberliegenden) Ufer ebenfalls ein Vorkommen von Seetonen an. Auch hier muss eine Abdämmung nach Westen durch Eis angenommen werden. Diese Seetone sind jedoch, von der aufgeweichten Oberfläche abgesehen, stärker kompaktiert als jene des vorigen Aufschlusses. Inwieweit eine Gleichstellung der Seetone erlaubt ist, bzw. ob diese Seetone aufgrund der Kompaktion eisüberfahren sind, kann diskutiert werden.

Etwa ab diesem Bereich nach Osten gewinnen Lokalmoränen der Eigenvergletscherung des Kaisergebirges hinsichtlich ihrer Verbreitung und Ausprägung an Bedeutung. Sie begleiten mit z.T. schön erhaltenen Wallformen den weiteren Aufstieg bis zum Neustadler Holzschlag am Ausgang des Hohen Winkels.

Auf dem Weg bis Hinterbärenbad erschließen sich aus dem Kaisertal großartige Blicke auf die markanten Gipfel des Wilden Kaisers. Insbesondere die plattigen Wandfluchten der Nordwestwand der Kleinen Halt und die senkrechte Westwand des Totenkirchls leuchten einem entgegen (Abb. 34). Während die Platten an der Kleinen Halt durch die Schichtung der lagunären Wettersteinkalk-Fazies bedingt sind, man also direkt auf Schichtflächen blickt, ist in der Totenkirchl-Westwand die Schichtung schräg angeschnitten.

Durch ein System von Störungen zwischen Totenkirchl und der Kleinen Halt, wovon eine die berühmte Winklerschlucht bedingt, wird die allgemein nordfallende Lagerung des Wettersteinkalkes im östlichen



Wilden Kaisers von einer leicht nach Nordwesten fallenden Lagerung im westlichen Teil des Wilden Kaisers getrennt. Dieser Wechsel in der Streichrichtung der Lagerung erfolgt auf einem Meridian der größten Süd-Nord-Einengung des Kaisergebirges. Auf diesem Meridian liegen auch die jüngsten Gesteine des Muldenkerns der Kaisergebirgsmulde. Dass der Wettersteinkalk des westlichen Wilden Kaisers trotz der nordwestfallenden Schichtung insgesamt dennoch eine weitgehend E-W-gerichtete Erstreckung behält, liegt an einem System etwa 165°-streichender Störungen (a-c-Störungen bezüglich der Faltung, z.B. Straßwalchschlucht) mit vorwiegend dextralen Versätzen.

Der unter Schutt und Lokalmoränen verborgene (bzw. in Bereichen starker Einengung tektonisch unterdrückte) Streifen der Raibler Schichten in stratigraphisch hangender, jedoch morphologisch tieferliegender Position relativ zum Wettersteinkalk setzt am Neustadler Holzschlag wieder ein und zieht in einem an Breite leicht zunehmenden



Abb. 34.
Blick aus dem Kaisertal nach (Süd-)Osten auf die Kleine-Halt-Nordwestwand (rechts), Totenkirchl-Westwand (ganz links) und die Hintere Karls Spitze. Die markante Schlucht dazwischen ist die Winklerschlucht.

Streifen bis zum Stripsenjoch empor. Der Aufstiegsweg selbst weicht jedoch leicht nach Norden aus und verbleibt bis zur Stripsenjochhütte im Hauptdolomit.

Das Stripsenjoch bildet die Wasserscheide für die oberflächlichen Vorfluter Kaiserbach und Kaisertalbach und bietet aufgrund seiner zentralen Position im Kaisergebirge einen prächtigen Ausblick insbesondere auf die lagunäre Fazies des Wettersteinkalkes des Wilden Kaisers. Die steilstehende Lagerung bedingt durch die leichter herauswitternden dolomitischen Zwischenschichten die zahlreichen kletterbaren Kamine, wohingegen die Terrassen am Totenkirchl ihre Entstehung rampenartigen Störungsflächen verdanken.

Am Stripsenjoch können dem Weg zum Totenkirchl folgend die Raibler Schichten in einem Profil bis in den stratigraphisch liegenden Wettersteinkalk in ihrer mannigfaltigen Gesteinsausbildung begutachtet werden.

Exkursion 8 Stripsenjochhaus – Muldenkern am Feldalmsattel – Hochalm – Bärentaler Wände – Vorderkaiserfeldenhütte – Kufstein

Falls diese Exkursion nicht als 2-Tages-Tour zusammen mit vorherig beschriebener Route begangen wird, steigt man am besten von Osten (Anfahrt über Griesenau, Parkplatz Griesener Alm) zum Stripsenjoch auf, beendet die Exkursion bei den Bärentaler Wänden und kehrt auf gleichem Wege zurück. Raibler Schichten können auch am Zustieg zum Stripsenjoch angeschaut werden.

Höhenunterschied: Griesener Alm – Stripsenjoch ca. 600 Hm, Stripsenjoch – Feldalmsattel (absteigend) ca. 140 Hm, weitere 120 Hm zum Bärentaler Grinn, Höhenweg zur Vorderkaiserfeldenhütte (absteigend) 150 Hm.

Aufstiegszeit: 2 St. zum Stripsenjoch, 1 St. zum Feldalmsattel, gut 1 St. zu den Bärentaler Wänden; Übergang zur Vorderkaiserfeldenhütte ca. 2–3 St.

Vom Stripsenjoch wählt man den Weg in (nordwestlicher) Richtung zum Feldalmsattel. Westlich des Stripsenkopfes durchquert man im Hauptdolomit eine Zone mit mehreren schmalen Rippen, die sich als Härtlinge morphologisch bereits bemerkbar machen und mit verdünnter Salzsäure deutlich reagieren. Kalkige Partien können in allen stratigraphischen Niveaus des Hauptdolomites auftreten. Sie zeigen auf dem als Schlickareal charakterisierten Sedimentationsraum des Hauptdolomites besser durchlüftete Bereiche bzw. Frischwasserzufuhr an. Damit wird partiell bereits innerhalb des Hauptdolomites diejenige Fazies vorweggenommen, die hangend zum Hauptdolomit einen eigenständigen Charakter erlangt und als Plattenkalk vom Hauptdolomit abgetrennt wird.

Der Plattenkalk wird am Steig beim Abstieg in die Verflachung des Feldalmsattels erreicht. Als Besonderheit folgen hier nun hangend zum Plattenkalk nicht sofort die mergeligen Kössener Schichten, sondern zunächst ein oolithischer Kalk, den man an anderer Stelle bedenkenlos als Oberrhätalk ansprechen würde (Profil 6). Dieser Kalk ist in seiner sedimentologischen und mikrofaziellen Ausprägung im Dünnschliff mit dem Oberrhätalk weitestgehend identisch. Das besondere hier ist jedoch, dass dieser vermeintliche Oberrhätalk nicht wie zu erwarten hangend, sondern liegend zu den Kössener Schichten lagert und somit in zeitlicher Hinsicht kein Ober- sondern ein Unterrhätalk ist. Diese oolithische Fazies tritt im Kaisergebirge noch an anderen Stellen in gleicher stratigraphischer Position auf, so z.B. bei der Lokalität Rehau westlich des Eiberger Beckens, und ist daher in der Karte

als Rhätalk (nrk) mit dem Arbeitsnamen „Rehaukalk“ abgegrenzt.

Hangend dazu folgen nun die mergeligen und wasserstauenden Kössener Schichten, deren Fossilreichtum in sog. Lumachellen, Gesteinen die überwiegend aus dünnen Schalenfragmenten bestehen, gipfelt.

In weiterer Annäherung an den innersten Muldenkern überschreitet man eine Zone dunkler, z.T. fleckiger Kiesel- und Hornsteinkalke, die ihrerseits hangend von einem nur wenige Meter mächtigen Horizont roter, seltener grünlicher, mergeliger Knollenkalke des Lias überlagert sind.

Als jüngstes Gestein der kontinuierlichen mesozoischen Sedimentfolge der Kaisergebirgsscholle und gleichzeitig als innerster Muldenkern treten die tektonisch stark verquetschten, maximal 2 m mächtigen, schwarzen Manganschiefer auf.

Nach Norden hin folgen die Gesteine des bisher beschriebenen Muldenflügels in umgekehrter Reihenfolge bis zum Hauptdolomit. Einzige Ausnahme bildet der oolithische Kalk des unteren Rhät, der im nördlichen Muldenflügel offenbar primär sedimentär nicht mehr ausgebildet ist, da einer tektonischen Unterdrückung wohl eher die weichen Kössener Schichten zum Opfer gefallen wären. Die breitere Ausstrichfläche des Plattenkalkes wird durch Spezialfaltung verursacht, die an der Westseite des Ropanzens direkt beobachtet werden kann. Der Buckel des Ropanzens verdankt seine morphologische Stellung dem im Vergleich zum Hauptdolomit etwas verwitterungsresistenteren Plattenkalk.

Auf etwa halber Strecke zwischen dem Ropanz und den Hochalmen durchschreitet man inmitten des Hauptdolomites wiederum eine Zone liassischer Kiesel- und Hornsteinkalke, die tektonisch aus ihrem stratigraphischen Verband in ihre gegenwärtige Position geschürft wurden. Der saure Untergrund wird auch an seinem auf reinem Hauptdolomit nicht vorkommenden Bewuchs mit charakteristischen Zeigerpflanzen (z.B. Borstgras mit einseitwendigen Ähren; *Nardus stricta*) angezeigt.

Nördlich der Hochalmen schwenkt der Weg beim morphologisch hier noch wenig ausgeprägten Graben des Bärentales in eine westliche Richtung um. Er durchschneidet den sich vom Roßkaiser nach Süden erstreckenden, subrezenten, grasbewachsenen Schuttkegel der Kaiserleiten. Westlich davon lagern unmittelbar auf dem schrofig abstürzenden Hauptdolomit der Bärentaler Wände Gehängebrekzien, die als verkittete, lokale Hang- und Bergsturzmassen bereits bei der Exkursion zur Alten Ackerlhütte Erwähnung fanden. Die Lagerung lässt sich hier aufgrund ausgeprägter Materialwechsel als etwa 30°–35° südfallend bestimmen und repräsentiert somit eine Neigung, wie sie auch in rezenten, trockenen Hangschuttkegeln üblich ist.

Im Bereich der Bärentaler Grinn grenzt der Hauptdolomit an einer tektonischen Linie unmittelbar an den Wettersteinkalk des Roßkaisers. Man befindet sich hier wiederum in etwa auf dem Meridian der größten Nord-Südeinengung des Kaisergebirges. Die Raibler Schichten sind tektonisch vollständig unterdrückt, lassen sich jedoch nach Nordosten an dieser tektonischen Suture in Resten wiederfinden. Nach Westen setzen sie südlich der Hinteren Kesselschneid wieder ein und erlangen in ihrer weiteren westlichen Fortsetzung bis zur Vorderkaiserfeldenhütte infolge annähernd hangparalleler Lagerung größere Ausstrichbreiten. Die den Raibler Kalken zwischengeschalteten Tonschiefer-Sandsteinhorizonte lassen sich im westlichen Zahmen Kaiser nur in tektonisch ver-

quetschter Position mit stark reduzierter Abfolge wiederfinden, so dass ein vollständiges „Normalprofil“ hier nicht aufgenommen werden kann.

Der weitere Wanderweg zur Vorderkaiserfeldenhütte verbleibt überwiegend im stratigraphischen Niveau der Raibler Schichten, kreuzt jedoch an den südlichen Ausläufern der Vorderen Kesselschneid (mit 2001 m höchster Gipfel des Zahnen Kaisers, Pyramidenspitze erreicht nur 1997 m), Öchselweidschneid und Steingrubenschneid den Wettersteinkalk der lagunären Fazies. In den Ausläufern der zwischenliegenden Kare überwindet man als Erinnerung an die immerwirkende Erosion mächtige Hang- und Blockschuttströme.

Bei der Vorderkaiserfeldenhütte erreicht man die Route der Exkursion 6, deren Beschreibung man eine Empfehlung für den weiteren Abstieg entnehmen kann.

Literatur

- AMPFERER, O. (1925a): Über die Verwendung der Schuttausstrahlung zur Erkennung von Gebirgsverschiebungen. – Jb. Geol. B.-A., **74** (1924), 117–134, 6 Zeichn., Wien.
- AMPFERER, O. (1925b): Beiträge zur Morphologie und Tektonik der Kalkalpen zwischen Inn und Salzach. – Jb. Geol. B.-A., **75** (1/2), 19–44, 15 Zeichn., Wien.
- AMPFERER, O. (1933): Geologischer Führer für das Kaisergebirge. – Geol. B.-A. Wien, 131 S., 48 Abb., 6 Federzeichn., 1 Geol. Kt. (1 : 25.000), Wien.
- ANGERMEIER, H.-O., PÖSCHL, A. & SCHNEIDER, H.J. (1963): Die Gliederung der Raibler Schichten und die Ausbildung ihrer Liegendgrenze in der „Tirolischen Einheit“ der östlichen Chiemgauer Alpen. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **3**, 83–105, 3 Abb., 1 Tab., München.
- ASCHAUER, J. (1980): Geologie der Treffauer Scholle am Südrand des Kaisergebirges in Tirol. – Unveröff. Dipl.-Arb. TU München, 103 S., 36 Abb., 2 Anl., München.
- ASCHAUER, J. (1984): Die Oberkreide- und Alttertiärgesteine im östlichen Kaisergebirge (Nördliche Kalkalpen/Tirol). – Unveröff. Diss. TU München, 82 S., 32 Abb., 7 Tab., 2 Fototaf., 1 Anl., München.
- BRANDNER, R. (1987): Ozeanographische und klimatische Veränderungen an der Perm-Trias-Grenze in der westlichen Tethys. – Heidelb. Geowiss. Abh., **8**, 44–46, Heidelberg.
- BRINKMANN, R. (1934): Zur Schichtfolge und Lagerung der Gosau in den nördlichen Ostalpen. – Sber. Preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl., **27**, 470–475, 2 Abb., Berlin.
- CZURDA, K. & NICKLAS, L. (1970): Zur Mikrofazies und Mikrostratigraphie des Hauptdolomites und Plattenkalkniveaus der Klostertaler Alpen und des Rätikon (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg). – Festbd. Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 165–253, 23 Abb., 5 Tab., 13 Taf., Phototaf. 1–10, Innsbruck.
- 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.
- DISTEL, L. & SCHECK, F. (1911): Das Plateau des Zahnen Kaisers. Kartographisch-morphologische Studie. – Mitt. Geogr. Ges., **6** (2), 97–166, Landeskundl. Studien, München.
- DOHMANN, L. (1991): Unteroligozäne Fischeschiefer im Molassebecken. Sedimentologie, Nannoplankton, Foraminiferen, Paläogeographie. – Unveröff. Diss. LMU München, 365 S., 61 Abb., 21 Taf., München.
- EBER, L. (1991): Zur Geologie der Kaisergebirgsmulde im Gebiet Ropanz, Scheibenkogel und Kohlalmatal (Kaisergebirge, Nördliche Kalkalpen, Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. TU München, 115 S., 42 Abb., 2 Anl., München.
- EMSCHERMANN, A. (1977): Geologie des Niederkaisers bei St. Johann (Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. TU München, 71 S., 37 Abb., 2 Anl., München.
- FABRICIUS, F. (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. – Intern. Sed. Petr. Ser. **9**, 143 S., 24 Abb., 7 Tab., 27 Taf., (Brill) Leiden.
- FRUTH, I. & SCHERREIKS, R. (1984): Hauptdolomit – Sedimentary and Paleogeographic Models (Norian, Northern Calcareous Alps). – Geol. Rdsch., **73** (1), 305–319, 14 Abb., Stuttgart.
- FUCHS, A. (1944): Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Alpen II (Kalkalpen Achensee-Kaisergebirge). – N. Jb. Min. etc., **88**, Abt. B, Abh., 337–373, 29 Abb., Taf. 31–33, 5 Beil., Stuttgart.
- FUNDSCHLER, L. (1976): Geologie des Kaisergebirgs-Südrandes zwischen Baumgartenköpfl und Laubtur (Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. TU München, 76 S., 25 Abb., 2 Anl., München.
- GERMANN, K. & WALDVOGEL, F. (1971): Mineralparagenesen und Metallgehalte der „Manganschiefer“ (unteres Toarcian) in den Allgäu-Schichten der Allgäuer und Lechtaler Alpen. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **139**, 316–345, 10 Abb., 4 Tab., Stuttgart.
- GESSNER, D. (1961): Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Unterinntal zwischen Inn und Walchsee (Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. LMU München, 99 S., 16 Abb., 3 Tab., 2 Anl., München.
- GÜMBEL, C.W. VON (1861): Geognostische Beschreibung des bayer. Alpengebirges und seines Vorlandes. – 950 S., 25 Abb., 42 Profiltaf., 5 geol. Kt., 1 Taf., (Perthes) Gotha.
- HAGN, H. & HERM, D. (1982): Stop 5, Sebl. – C 27–C 29, In: Exkursionsführer zum 2. Symposium Kreide, München 1.–7. Juni 1982, München.
- HEISSEL, W. (1951): Beiträge zur Tertiär-Stratigraphie und Quartärgeologie des Unterinntales. – Jb. Geol. B.-A., **94** (1949–1951), Festbd., 207–221, 14 Abb., Taf. 21–22, Wien.
- HOGGER, G. (1986): Die Geologie des Miesberg- und Riedbergzuges in Tirol (Nördliche Kalkalpen). – Unveröff. Dipl.-Arb. TU München, 82 S., 37 Abb., 2 Anl., München.
- IBRAHIM, A. (1976): Biostratigraphische Untersuchungen mit Foraminiferen in der Oberkreide des Gosau-Beckens von Eiberg (Tirol). – Unveröff. Diss. LMU München, 170 S., 3 Abb., 1 Tab., 23 Prof., München.
- JAKSCH, K. (1961): Die fazielle Ausbildung von Jura und Neokom am Nordostrand des Kaisergebirges. – Mitt. Naturwiss. Arbeitsgem. Haus d. Natur Salzburg, **12**, 18–34, 1 Tab., 3 Taf., Salzburg.
- JAKSCH, K. (1993): Über das Liasvorkommen von Schwendt am Nordostrand des Kaisergebirges (Tirol) mit besonderer Berücksichtigung seiner Ammonitenfauna. – Jb. Geol. B.-A., **136** (1), 65–75, 2 Abb., 2 Taf., Wien.
- JENKINS, H.C., GECZY, B. & MARSHALL, J.D. (1991): Jurassic Mangane Carbonates of Central Europe and the early Toarcian Anoxic Event. – Journ. Geology, **99**, 137–149, 7 Abb., 1 Taf., Chicago.
- JERZ, H. (1966): Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). – Geologica Bavarica, **56**, 3–102, 32 Abb., 2 Tab., 1 Taf., 5 Beil., München.
- KAMPIK, N. (1985): Die Geologie des Zahnen Kaisers südlich Durchholzen (Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. TU München, 117 S., 61 Abb., 6 Anl., München.
- KEIM, G. (1995): Geologie am Südrand des Wilden Kaisers in der Umgebung von Scheffau (Kaisergebirge/Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. TU München, 184 S., 80 Abb., 12 Fototaf., 2 Anl., München.
- KNEUSSL, W. (1973): Höhlenbärenknochen aus der Tischoferhöhle Kaisertal bei Kufstein (Nordtirol) mit ¹⁴C-Methode altersbestimmt. – Z. Gletscherk. Glazialgeol., **9**, 237–238, 1 Abb., Innsbruck.
- KROIS, P. & STINGL, V. (1991): Faziesanalyse fluviatiler Sedimente – eine Fallstudie in den Oberangerberger Schichten (Oberoligozän, Tirol). – Jb. Geol. B.-A., **134** (2), 299–308, 9 Abb., Wien.

- KRZYSTYN, L. (1971): Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaus-Schichten (Aalenium-Oxford) in den Östlichen Nordalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 486–509, 1 Abb., Taf. 1–3, Wien.
- KUBANEK, F. (1964): Geologie des südlichen Kaisergebirges im Norden von Ellmau (Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. LMU München, 103 S., 41 Abb., 2 Anl., München.
- KUBANEK, F. (1969): Sedimentologie des alpinen Muschelkalks (Mitteltrias) am Kalkalpensüdrand zwischen Kufstein (Tirol) und Saalfelden (Salzburg). – Unveröff. Diss. Fak. Allg. Ingenieurwiss. TU Berlin, 202 S., 40 Abb., 6 Beil.-Taf., Berlin.
- KUNTSCHER, H. (1986): Höhlen, Bergwerke, Heilquellen in Tirol und Vorarlberg. – 362 S., (Steiger) Berwang.
- KUNTSCHER, H. (1994): Die Höhle bei der Hinterschießling Alm im Kaisergebirge – Höhle oder Stollen. – Höhlenkundl. Mitt. Landesver. f. Höhlenkunde in Tirol, **46**, 7–9, Wörgl.
- LEHMANN, S. (1989): Zur Geologie des Hechtsee-Gebietes (Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. TU München, 121 S., 11 Abb. i. Text, 9 Fototaf., 2 Anl., München.
- LEISS, O. (1988): Die Kontrolle des Sedimentationsgeschehens und der Biofazies durch evolutive, orogenetische Prozesse in den Nördlichen Kalkalpen am Beispiel von Gosauvorkommen (Coniac-Santon). – Documenta Naturae, **43**, 95 S., 72 Abb, Tab. 1–18, Taf. 1–3, München.
- 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. (1907): Die Geologische Zusammensetzung und Geschichte des Kaisergebirges. – Inaugural-Diss., 88 S., 10 Taf., 1 Geol. Kt. (1 : 33.000), Innsbruck.
- LEUCHS, K. (1912): Die Aufschlüsse der neuen Straßenverbindung Kufstein – Ellmau und die Beziehung des Eiberger Beckens zu seiner Umgebung. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **5**, 232–251, Wien.
- LEUCHS, K. (1921): Geologischer Führer durch die Kalk-Alpen vom Bodensee bis Salzburg und ihr Vorland. – 144 S., 60 Abb., (J. Lindauer) München.
- LEUCHS, K. (1924): Augensteinschotter im Kaisergebirge. – SA aus Verh. Geol B.-A., **12**, 4 S., Wien.
- LEUCHS, K. (1927): Geologie von Bayern. 2. Teil: Bayerische Alpen. – In: KRENKEL, E. (Hsg.): Hdb. d. Geol. u. Bodensch. Dtschl., II Abt., Bd. **3**, 374 S., 67 Abb., 20 Taf., (Borntraeger) Berlin.
- LINDENBERG, H.G. (1962): Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Gebiet von Kössen in Tirol. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 102 S., 13 Abb., 15 Taf., 1 Panoramaphoto, 2 Anl., München.
- LINDENBERG, H.G. (1966): Die Bolivinen (Foram.) der Häringer Schichten. Mikropaläontologische Untersuchungen im Alttertiär des Unterinntal-Gebietes. – Bull. Soc. Paläont. Ital., **4** (1965), 64–160, 32 Abb., 5 Kt., 4 Beil., Modena.
- LINDENBERG, H.G. (1981): Das Alttertiär im Bereich des Unterinntales. – In: HAGN, H.: Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht, *Geologica Bavarica*, **82**, 28–33, 2 Abb., 408 S., 70 Abb., 7 Taf., 13 Taf., München.
- LINDENBERG, H.G., MARTINI, E. & WITT, W. (1981): Kalkalpines Mesozoikum und Alttertiär zwischen Reit im Winkel und dem Inn. Exkursion C5 Kaiserwald-Graben. – In: HAGN, H.: Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht, *Geologica Bavarica*, **82**, 145–153, 2 Abb., 408 S., 70 Abb., 7 Taf., 13 Taf., München.
- MAYER, H. (1989): Zur Geologie des Kaiserwinkels zwischen Walchsee und Schwendt (Nördliche Kalkalpen/Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. TU München, 182 S., 74 Abb., 19 Fototaf., 2 Anl., München.
- MILLER, H. (1965): Die Mitteltrias der Mieminger Berge mit Vergleich zum westlichen Wettersteingebirge. – Verh. Geol. B.-A., **1965** (1/2), 187–212, 7 Abb., 1 Tab., Wien.
- MOSTLER, H. (1972): Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **20**, 155–162, 1 Abb., Innsbruck.
- MOUSSAVIAN, E. (1984): Die Gosau- und Alttertiär-Gerölle der Angerberg-Schichten (Höheres Oligozän, Unterinntal, Nördliche Kalkalpen). – Facies, **10**, 1–86, 4 Abb., 7 Tab., 11 Taf., Erlangen.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U. (1970): Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomits der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol. – Festbd. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 255–308, Abb. 26–31, 2 Taf., Bildtaf. 3–8, Innsbruck.
- OEXLE, T. (1978): Die Geologie der Pölvengruppe im Unterinntal (Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. TU München, 75 S., 71 Abb., 9 Taf., 2 Anl., München.
- OLBRICH, N. (1986): Die Geologie des östlichen Zahmen Kaisers (Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. TU München, 66 S., 31 Abb., 2 Anl., München.
- OTT, E. (1967): Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. – Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abh. NF, **131**, 96 S., 9 Abb., 5 Tab., 10 Taf., München.
- OTT, E. (1984): Der Kaiser, ein emporgetauchtes Korallenriff? (Originaltitel: Das Kaisergebirge im Wandel der geologischen Deutung). – Aus: „Berge“, Ausg. Nr. 6, Mai 1984, 40–42, 4 Abb., Wabern-Bern.
- ORTNER, H. & SACHSENHOFER, R.F. (1996): Evolution of the Lower Inn Valley Tertiary and constraints on the development of the source area. – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (eds.) (1996): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe, *EAGE Spec. Publ.* **5**, 237–247, 8 Abb., 4 Tab., The Geological Society (London).
- RAHMAN, A. (1967): Die Gastropoden der Oberkreide (Ober-Cenoman) von Hölzelsau bei Niederndorf in Tirol. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **7**, 23–134, 15 Abb., Taf. 3–7, München.
- 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**, 245–256, Washington, D.C.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.G. & MERLE, O. (1991b): Lateral extrusion in the Eastern Alps. Part 2. Structural analysis. – *Tectonics*, **10**, 257–271, Washington, D.C.
- RIEDER, M. (1980): Geologie des Kaisergebirgs-Südrandes am Hintersteiner See (Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. TU München, 147 S., 76 Abb., 2 Anl., München.
- RISCH, H. (1985): Gosau. – In: WOLF, H.: Erläuterungen zur Geol. Kt. von Bayern 1 : 25.000, Bl. 8338 Bayrischzell, 94–99, 190 S., 46 Abb., 2 Beil., 1 Kt., 1 Profiltaf., München.
- ROSENBERG, G. (1958): 50 Jahre nach Mojsisovics. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **50** (1957), 293–314, Wien.
- SCHULER, G. (1968): Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Salzach (Nördliche Kalkalpen). – *Erlanger geol. Abh.*, **71**, 60 S., 18 Abb, 4 Taf., Erlangen.
- SETTLES, E. (1991): Geologie des westlichen Zahmen Kaisers zwischen Sparchen und Naunspitze (Kaisergebirge/Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. TU München, 139 S., 78 Abb., 2 Anl., München.
- SCHLOSSER, M. (1895): Zur Geologie von Nordtirol. – Verh. Geol. R.-A., **1895**, 340–361, Wien.
- SCHLOSSER, M. (1910): Die Bären- oder Tischoferhöhle im Kaiserthal bei Kufstein. – Unter Mitwirkung von F. BIRKNER und H. OBERMAIER. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-phys. Kl., **24**, 387–506, 10 Abb., 5 Taf., München.
- SCHLOSSER, M. (1924): Die Cenomanfauna der Bayerischen Alpen. – *Cbl. Min. Geol. Paläont.*, **1924**, 82–95, Stuttgart.
- SOFFEL, H.C. & WOHL, D. (1987): Palaeomagnetism of Lower Triassic red sandstones in the southern Kaisergebirge (Austria). – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **80**, 173–183, Wien.
- STIER, P. (1986): Geologie des Kaisergebirgs-Westrandes am Stadtberg bei Kufstein (Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. TU München, 125 S., 50 Abb., 2 Anl., München.

- STINGL, V. (1983): Ein Beitrag zur Fazies der Prebichlschichten zwischen St. Johann i. T. und Leogang (Tirol/Salzburg). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **12** (10), 207–233, 9 Abb., 2 Tab., 1 Fototaf., Innsbruck.
- STINGL, V. (1987): Die fazielle Entwicklung des Alpinen Buntsandsteins (Skyth) im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Tirol/Salzburg). – Geol. Rdsch., **76** (2), 647–664, 11 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Stuttgart.
- STINGL, V. (1989): Marginal marine sedimentation in the basal Alpine Buntsandstein (scythian) in the western part of the northern calcareous alps (Tyrol, Salzburg, Austria). – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **72**, 249–262, 7 Abb., Amsterdam.
- STRAUB, J. (1986): Die Geologie im Gebiet der Walleralm und Kaindlhütte am Südwestrand des Wilden Kaisers (Nördliche Kalkalpen, Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. TU München, 109 S., 58 Abb., 2 Anl., München.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums, Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – 580 S., 256 Abb., 3 Taf., (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Bd. 2, Außerzentralalpiner Anteil. – 710 S., 286 Abb., 27 Tab., (Deuticke) Wien.
- TSCHUSCHNER, E. (1985): Die Geologie am Nordrand des Zahmen Kaisers östlich Ebbs (Nördliche Kalkalpen/Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. TU München, 188 S., 54 Abb., 22 Fototaf., 6 Anl., München.
- VIDAL, H. (1953): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes. – Geologica Bavarica, **17**, 56–88, München.
- VIERTTEL, C. (1985): Geologie des Eiberger-Beckens zwischen Inn und Weissach (Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. TU München, 93 S., 48 Abb., 2 Anl., München.
- VOLKL, G. (1988): Karsthydrologische Untersuchungen im Kaisergebirge. – Umweltbundesamt Wien, Reports, UBA-88-024, 59 S., Wien.
- WANKER, W. (1990): Strukturgeologische Untersuchungen der Kaisergebirgsscholle und ihrer Unterlage mit einem Beitrag zur Sedimentologie und Fazies des Permoskyths südlich des Kaisers (Kufstein – St. Johann/Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck, 157 S., 86 Abb., 4 Tab., 9 Taf., 1 Anl., Innsbruck.
- WILMERS, W. (1971): Geologie der Mulde von Thiersee zwischen Landl und Kufstein in Tirol (Nördliche Kalkalpen). – Unveröff. Diss. TU Berlin, 75 S., 21 Taf., 1 Anl., Berlin.
- WINKLER, A. (1928): Über Studien in den inneralpinen Tertiärablagerungen und über deren Beziehungen zu den Augensteinfeldern der Nordalpen. – Sber. Akad. Wiss. Wien, math. naturwiss. Kl., Abt. 1, **137**, 183–225, 6 Abb., Wien.
- ZERBES, D. (1991): Geologie des westlichen Zahmen Kaisers zwischen Pfandlhof und Pyramidenspitze (Kaisergebirge/Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. TU München, 142 S., 79 Abb., 3 Tab., 5 Fototaf., 2 Anl., München.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 10. Oktober 1999