



**Geologische Karte von Bayern
1 : 25 000**

**Erläuterungen zu den Blättern
8531/8631 Zugspitze &
8532/8632 Garmisch-Partenkirchen**



geologie



Geologische Karte von Bayern
1 : 25 000

Erläuterungen zu den Blättern
8531/8631 Zugspitze &
8532/8632 Garmisch-Partenkirchen

Bearbeiter:
Dr. Thomas Hornung, Dr. Ulrich Haas

151 Seiten, 38 Abbildungen, 3 Tabellen
Augsburg 2017

Umwelt Spezial
Geologische Karte

Impressum

Geologische Karte von Bayern 1: 25 000
Erläuterungen zu den Blättern
8531/8631 Zugspitze &
8532/8632 Garmisch-Partenkirchen

Herausgeber:

Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU)
Bürgermeister-Ulrich-Straße 160
86179 Augsburg
Tel.: 0821 9071-0
E-Mail: poststelle@lfu.bayern.de
Internet: www.lfu.bayern.de

Konzept/Text:

GWU Geologie-Wasser-Umwelt GmbH, Bayerhamerstraße 57, A-5020 Salzburg: Dr. Thomas Hornung
LfU, Referat 102: Dr. Ulrich Haas

Redaktion:

LfU, Referat 102: Dr. Ulrich Teipel

Bildnachweis:

Alle Bilder LfU außer:
Geologische Bundesanstalt Neulinggasse 38, A-1030 Wien, Dr. Gerhard Mandl & Stefan Wallner:
Abb. 2, 3
Prof. Dr. Herbert Scholz, Olching: Abb. 4

Titelbild:

Blick vom Schneefernerkopf über das Zugspitzplatt mit dem Nördlichen Schneeferner und der
Umweltforschungsstation Schneefernerhaus zur Zugspitze.

Druck:

JOH. WALCH GmbH & Co KG
Im Gries 6, 86179 Augsburg

Gedruckt auf Papier aus 100 % Altpapier

Stand:

Oktober 2017

Das Werk ist urheberrechtlich geschützt. Alle Rechte sind vorbehalten. Der Inhalt wurde mit großer
Sorgfalt zusammengestellt. Eine Gewähr für die Richtigkeit und Vollständigkeit kann dennoch nicht
übernommen werden. Für die Inhalte fremder Internetangebote sind wir nicht verantwortlich. Bei
publizistischer Verwertung – auch von Teilen – wird um Angabe der Quelle und Übersendung eines
Belegexemplars gebeten.



BAYERN | DIREKT ist Ihr direkter Draht zur Bayerischen Staatsregierung.
Unter Tel. 089 122220 oder per E-Mail unter direkt@bayern.de erhalten
Sie Informationsmaterial und Broschüren, Auskunft zu aktuellen Themen
und Internetquellen sowie Hinweise zu Behörden, zuständigen Stellen
und Ansprechpartnern bei der Bayerischen Staatsregierung.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	7
1 Naturräumlicher Überblick	8
2 Erdgeschichte	12
2.1 Paläogeographische Entwicklung des alpinen Orogens	12
2.2 Stratigraphische und fazielle Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen	16
2.3 Quartär	20
3 Schichtenfolge	23
3.1 Nördliche Kalkalpen	23
3.1.1 Trias	23
3.1.1.1 Reichenhall-Formation, ungegliedert	23
3.1.1.2 Virgloria-Formation, ungegliedert	24
3.1.1.3 Steinalm-Formation, ungegliedert	25
3.1.1.4 Reifling-Formation, ungegliedert Tuff-, Tuffit-Lagen	29
3.1.1.5 Partnach-Formation, ungegliedert Partnachkalk	32
3.1.1.6 Wetterstein-Formation Wettersteinkalk Riffschutt-Kalkstein	36
3.1.1.7 Raibl-Formation, ungegliedert Raibler Sand- und Tonstein Raibler Kalk Raibler Dolomit Raibler Rauhwanke	42
3.1.1.8 Hauptdolomit Hauptdolomit mit Kalkbänken	51
3.1.1.9 Plattenkalk	55
3.1.1.10 Kössen-Formation, ungegliedert Kössener Mergel	59
3.1.1.11 Kendlbach-Formation Schattwald-Schicht	62

3.1.2	Jura	63
3.1.2.1	Allgäu-Formation, ungegliedert	63
3.1.2.2	Ammergau-Formation, ungegliedert	65
3.1.3	Kreide	67
3.1.3.1	Schrambach-Formation, ungegliedert	67
3.1.4	Tertiär	68
3.1.4.1	Meilerhütten-Breccie	68
3.2	Quartäre Ablagerungen	72
3.2.1	Pleistozän	72
3.2.1.1	Breccie, pleistozän	72
3.2.1.2	Schmelzwasserschotter, rißzeitlich	76
3.2.1.3	Moräne, blockreich, wärmzeitlich	78
3.2.1.4	Lokalmoräne, wärmzeitlich	79
3.2.1.5	Moräne, wärmzeitlich	
	Geschiebemergel, wärmzeitlich	81
3.2.1.6	Findling	
	Moränendecke, wärmzeitlich	84
3.2.1.7	Beckenschluff oder -ton, hochwärmzeitlich	
	Beckensand, hochwärmzeitlich	85
3.2.1.8	Schmelzwasserschotter, wärmzeitlich	89
3.2.1.9	Kame, wärmzeitlich	90
3.2.1.10	Schmelzwasserschotter, spätwärmzeitlich	91
3.2.2	Holozän	93
3.2.2.1	Bergsturzmasse	
	Rutsch- oder Sturzblock	
	Sturzmasse	93
3.2.2.2	Felssturzmasse	98
3.2.2.3	Mur-, Verschwemmungs- und Bachablagerung	
	Murablagerung	100
3.2.2.4	Schuttstrom	102
3.2.2.5	Rutschmasse	
	Rutsch- oder Kriechhang	
	Abrisskante	103
3.2.2.6	Doline, Erdfall	105
3.2.2.7	Hangablagerung	
	Hangschutt	
	Hangschutt, blockreich	105

3.2.2.8	Abschwemmmasse	106
3.2.2.9	Talfüllung, polygenetisch	107
3.2.2.10	Bach- oder Flussablagerung	107
3.2.2.11	Moräne, holozän	108
3.2.2.12	Flussablagerung, alt- bis mittelholozän	111
3.2.2.13	Auenablagerung	111
3.2.2.14	Sinterkalkstein (Kalktuff)	112
3.2.2.15	Hochmoortorf	
	Niedermoortorf	
	Anmoor	113
3.2.2.16	Firn- oder Gletschereis	114
3.2.2.17	Künstlich verändertes Gelände	114
4	Tektonischer Bau	115
4.1	Wamberg-Antiklinale	115
4.2	Wetterstein-Synklinale	117
4.3	Elmau–Neidernach-Synklinale und Grießberg–Ofenberg-Scholle	118
4.4	Reintal–Schachen-Synklinale	120
4.5	Puitentalzone südlich des Wettersteinmassivs	121
5	Geologische Aufschlüsse, Geotope	125
5.1	Aufschlüsse	125
5.2	Geotope	128
6	Bohrungen	134
7	Literatur	141

Vorwort

Bereits durch FLURL (1792) erfuhr das Gebiet erstmals eine überblicksmäßige, flächendeckende geologische Aufnahme. Eine detailliertere Bearbeitung oblag GÜMBEL (1861) mit Blatt III Werdenfels der geognostischen Karte des Königreiches Bayern 1 : 100 000. Weitere Bearbeitungen zur Geologie, Tektonostratigraphie, Lithostratigraphie und Interpretation quartärer Sedimente des Wettersteingebirges lieferten ROTHPLETZ (1905), AMPFERER (1905) sowie REIS (1911). In der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts ließ die TU München unter der Leitung von Paul SCHMIDT-THOMÉ Spezialkartierungen anfertigen (VIDAL 1950, 1953b, FRUTH 1957, KRUMM 1957, BÖGEL 1958, VACHÉ 1960, ZITZELSBERGER 1960), die in zwei Manuskriptkarten zusammengefasst wurden (VACHÉ 1960, KRUMM 1998). In jüngerer Zeit folgten weitere Diplomarbeiten im Kartengebiet (MASCHEK 1968, PETSCHIK 1983, OHLENSCHLÄGER 1984, ZWING 1998, KÜFFLER 2006a, WENDL 2006, KIECHL 2008). Eine Überarbeitung des Quartärs erfolgte durch JERZ (1998). Von Seiten der Geologischen Bundesanstalt Wien (GBA) ist das Areal auf den Blättern 116 Telfs (MOSER 2010) und 117 Zirl (HAUSER 1992) im Maßstab 1 : 50 000 erfasst.

Der deutsche Anteil der geologischen Karten der TK25 Nr. 8531/8631 Zugspitze und 8532/8632 Garmisch-Partenkirchen wurde in den Jahren 2012 bis 2014 neu kartiert und überarbeitet. Der österreichische Anteil beider Kartenblätter basiert auf der Kompilation bestehender geologischer Manuskriptkarten (MILLER 1959, OHLENSCHLÄGER 1984, ZWING 1998, KIECHL 2008, ZAMBANINI 2014) sowie der ÖK 116 Telfs (MOSER 2010), unter Zuhilfenahme frei erhältlicher digitaler Schummerungskarten des Landes Tirol (TIRIS) sowie Übersichtsbegehungen im Jahr 2016. Für Unterstützung und wertvolle Diskussionen seien vor allem A. GRÜBER (GBA) und H. ORTNER (Universität Innsbruck) gedankt.

Die Erläuterungen der Kartenblätter Zugspitze und Garmisch-Partenkirchen bieten eine knapp gehaltene Darstellung des vielfältigen Gesteinsspektrums des Kalkalpins und überdeckenden Quartärs. Beschrieben werden Gesteinsfolge, lithologische Eigenschaften, Fazies, Alter sowie tektonischer Bau. Zu ausführlicheren Arbeiten sei auf das Literaturverzeichnis verwiesen.

Die Kartierung wurde finanziert aus Mitteln des Bayerischen Staatsministeriums für Umwelt und Gesundheit und des Europäischen Fonds für regionale Entwicklung (EFRE).

1 Naturräumlicher Überblick

Die Kartenblätter TK Nr. 8531/8631 Zugspitze und 8532/8632 Garmisch-Partenkirchen umfassen einen Großteil des Werdenfeller Landes von der Loisach bis Wamberg östlich von Garmisch-Partenkirchen, mit beinahe 3.000 m ü. NN das höchste deutsche Gebirgsmassiv (zugehörig zu den Nördlichen Kalkalpen). Im nördlichen Kartenabschnitt vorgelagert befinden sich die knapp 1.000 m niedrigeren südlichen Ammergauer Alpen (Abb. 1).

Wie fast überall in den bayerischen Alpen ist auch im Blattgebiet die Oberflächenmorphologie ein Spiegel der Gesteinsverhältnisse im Untergrund, hervorgerufen durch die Wechselwirkungen von Witterung, Erosion und der unterschiedlichen Widerstandsfähigkeiten vielfältiger Lithologien: das über 2.200 Höhenmeter über den Garmischer Talkessel reichende Zugspitzmassiv wird beinahe ausschließlich aus relativ harten Kalk- und Dolomitsteinen der Wetterstein-Formation ausgebildet. Hier dominieren sehr steile bis senkrechte Felsabstürze und – aufgrund der großen Höhe – weitgehend vegetationsarme bis bewuchsfreie Flächen. Nördlich davon liegen waldreiche Bergkämme, die mit weit geschwungenen, nur mäßig steilen Flanken erosionsanfälligen Hauptdolomit anzeigen. Die Talandschaft nördlich davon bis zum Garmischer Talkessel und des Kankerbachtales im E sowie dem Loisachtal im W wird durch flachhügelige, landwirtschaftlich genutzte und bebaute Bereiche mit E–W-streichenden flachen Kalksteinrippen geprägt. Hier befindet man sich im Kernbereich der – entsprechend der alpinen Kompressionstektonik – nordvergenten Wamberg-Antiklinale (Wamberger Sattel), die aufgrund der mergel- und kalkmergelreichen und damit erosionsanfälligen Partnach-Formation ein engräumig gegliedertes Relief wenig über dem Talniveau hat entstehen lassen. Nördlich der bis in die Gegenwart fluvialitil ausgeräumten Täler von Kankerbach und Loisach erheben sich die schroffen Hauptdolomit-Gebirgszüge der südlichen Ammergauer Alpen.

Insgesamt betrachtet wird der Untergrund des Blattgebietes ausschließlich aus Festgesteinen der Nördlichen Kalkalpen mit Zeitspektrum untere Mitteltrias bis Unterkreide gebildet. Das Eiszeitalter ist als grundlegend überprägendes, morphologisches Element einerseits durch übertiefte Täler mit steilen Talflanken (U-Täler) im Reintal (Lokalgletscher), andererseits durch weite, offene Täler mit teils steilen, seitlich begrenzenden Bergmassiven (Kanker- und Loisachtal) als Hinterlassenschaft des Isar-Loisachgletschers unübersehbar.

Moränenablagerungen als die dominierenden glazigenen Relikte sind vor allem in Niederungen von Haupt- und Seitentälern zu finden, aber auch in höher gelegenen Regionen bis knapp 1.900 m ü. NN. Moränenstreu in Form von „exotischen Erratika“ findet sich verstreut über das gesamte nördliche Arbeitsgebiet unterhalb 1.700 m ü. NN.

Die Zugspitze bildet mit 2.962 m ü. NN den höchsten Punkt des Kartiergebietes und ist gleichzeitig der höchste Berg Deutschlands. Weitere markante Erhebungen sind – am deutsch-österreichischen Grenzkamm gelegen – der Schneefernerkopf (2.874 m ü. NN), der Hochwanner (2.744 m ü. NN) und die Schüsselkarspitze (2.626 m ü. NN). Ganz auf deutschem Boden liegen die Höllentalspitzen (2.743 m ü. NN), die Alpspitze (2.628 m ü. NN) und der Große Waxenstein (2.277 m ü. NN). Nach N hin fällt das Wettersteingebirge jäh in die Talniederungen des weit offenen Talkessels von Garmisch-Partenkirchen ab. Die zunächst von W nach E und bei Garmisch-Partenkirchen abrupt nordwärts verlaufende Loisach sowie der von E zulaufende Kankerbach trennen morphologisch Wettersteingebirge im S von den Ammergauer Alpen im NW und Estergebirge im NE. Der höchste Punkt der Ammergauer Alpen liegt mit dem Daniel (2.340 m ü. NN) auf Blatt Zugspitze. Den tiefsten Punkt der Kartenblätter bildet der Austritt der Loisach aus dem Kartengebiet Garmisch-Partenkirchen in Richtung Farchant bei 697 m ü. NN.

Die Aussicht von der Zugspitze gilt als eine der umfassendsten der Nördlichen Kalkalpen und reicht bei gutem Wetter über weite Teile der Bayerischen Alpen bis zum Hochkönig und gibt Einblicke zu den Hohen Tauern, Ötztaler Alpen, Ortler, westwärts über die Allgäuer Alpen und über den Säntis (Graubünden, Schweiz) bis zum Tödi (Glerner Alpen, Schweiz). Nach Norden sind bei Föhnlage über der Landeshauptstadt München noch die Höhenzüge des Schwäbisch-Fränkischen Juras zu sehen.

Die Oberflächenentwässerung der beiden Gradabteilungsblätter auf deutschem Boden gehört zum Strombereich der Loisach/Isar, auf österreichischer Seite zum Inn und damit insgesamt zum Stromregime der Donau.

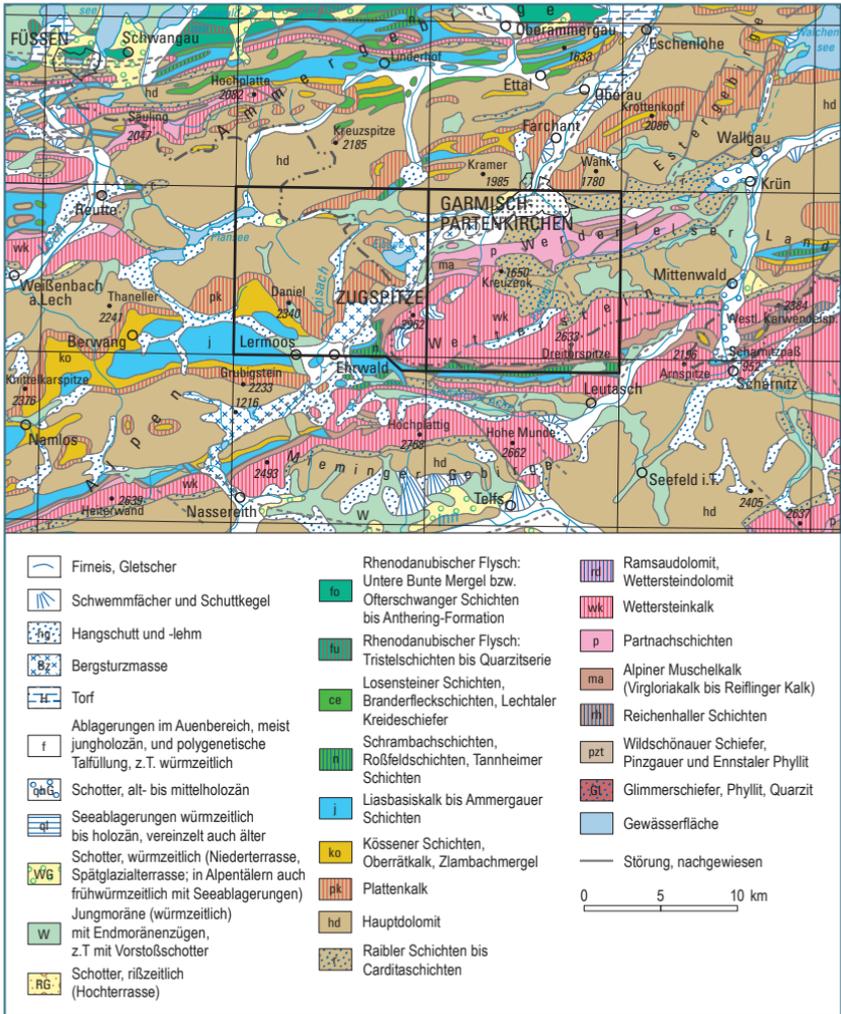


Abb. 1: Lage der Kartenblätter TK25 Nr. 8531/8631 Zugspitze und 8532/8632 Garmisch-Partenkirchen (Ausschnitt aus der Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, Bayerisches Geologisches Landesamt 1996)

Das Klima wird entscheidend durch die E–W-ausgerichteten Bergkämme und Täler bestimmt und kann als feucht-gemäßigt charakterisiert werden. Entsprechend der markanten Höhenlage nahe am Alpen-Nordrand fällt im Wettersteingebirge überdurchschnittlich viel Schnee. Die positive klimatische Wasserbilanz begünstigt die Grundwasserneubildung.

Die Blattgebiete staffeln sich von den touristisch gut erschlossenen Regionen des Garmisch-Partenkirchener und Ehrwalder Talkessels zu weitgehend land- und almwirtschaftlich wie touristisch genutzten Gebieten vom Eibsee im Westen bis zur Partnachklamm und Wamberg im Osten. Die alpinen und hochalpinen Bereiche des Wettersteinmassivs werden durch Forststraßen, Wanderwege, Klettersteige und Schutzhütten sowie Bergbahnen erschlossen.

2 Erdgeschichte

Die erschlossene Lithologie auf den Blättern Zugspitze und Garmisch-Partenkirchen erlaubt Einblicke in den Ablauf der Erdgeschichte und alpinen Entwicklung durch zwei verschiedene Zeitfenster: Einerseits die präorogene Sedimentationsgeschichte im Mesozoikum zwischen Mitteltrias und Unterkreide, andererseits die Überprägung des Gebirges während des Eiszeitalters (Quartär) – einem Prozess, der heute noch andauert. Dazwischen liegt die hier ebenfalls das Landschaftsbild prägende Geschichte der alpinen Gebirgsbildung (Orogenese).

2.1 Paläogeographische Entwicklung des alpinen Orogens

Vor 300–280 Millionen Jahren (frühes Perm) war durch plattentektonische Vorgänge der Superkontinent Pangäa entstanden, der alle heute bekannten größeren Kontinente vereinigte. In diese riesige Landmasse griff vom damaligen erdumspannenden Ozean (Panthalassa) schrittweise ein großer Meeresarm nach Westen vor (Tethys); er reichte bis in das heutige südwestliche Europa. Bereits während der Trias zeichnete sich das beginnende Auseinanderbrechen Pangäas im Bereich des Tethys-Westendes ab: Die Tethys dehnte sich innerhalb Pangäas über permisch-untertriassischen, vor allem kontinental-klastischen Sediment-Serien weiter nach Westen aus. So entwickelten sich auf diesen Schelfbereichen (Abb. 2) ab der Mitteltrias (Anisium) unter subtropischen Bedingungen zum Teil mächtige Karbonatgesteinsserien, die heute z. B. die Nördlichen Kalkalpen weitgehend aufbauen (vergleiche SCHUSTER et al. 2013).

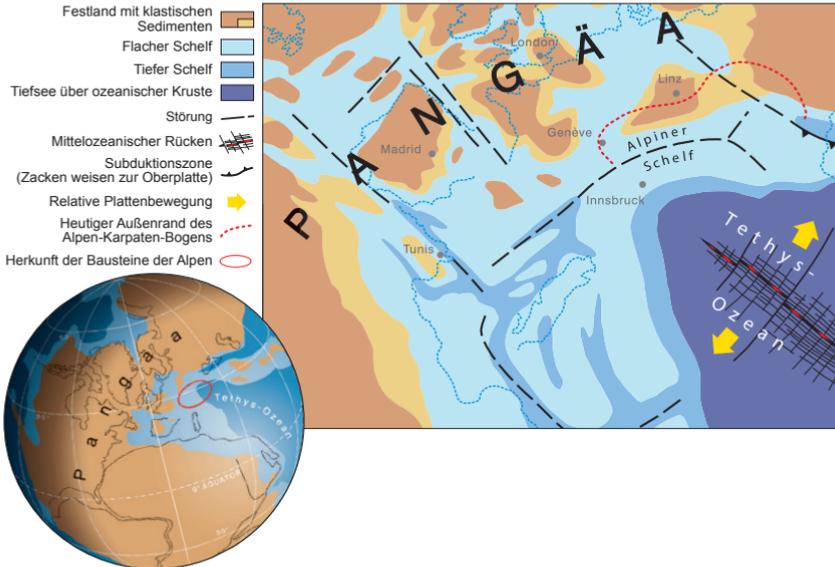


Abb. 2: Paläogeographie mit Lage des alpinen Sedimentationsraumes in der späten Trias (Aus: SCHUSTER et al. 2013: Abb. 12)

Bereits im älteren Jura begann sich die noch vereinigte Landmasse von Afrika und Südamerika (Gondwana) endgültig von Europa zu trennen und nach Osten bis Südosten zu bewegen. Im Zuge dieser Plattenbewegung öffneten sich westlich bis nördlich des ostalpinen Sedimentationsraumes der süd-penninische Ozean (s. FAUPL & WAGREICH 2000) und weiter westlich der Mittelatlantik (Abb. 3). Spätestens in der frühen Unterkreide löste sich zudem vom Südrand des westlichen Europa ein ostwärts bis in das Engadin verfolgbarer Krustenkeil („Mittelpenninikum“ oder „Briançonnais“), der zwischen sich und Europa einen weiteren Meeresast entstehen ließ („Nordpenninikum“, Abb. 4). Der Penninische Ozean trennte den vormals in der Trias einheitlichen europäischen Schelfbereich in einen im N gelegenen helvetischen und einen adriatischen (kalkalpinen) Sedimentationsraum. Im Norden des dazwischenliegenden Penninischen Ozeans – also direkt benachbart zum helvetischen Sedimentationsraum – bildete sich noch in der Kreide ein tiefer Sedimentationstrog, der im proximalen Abschnitt ultrahelvetische Serien und im distalen, zum Ozean gerichteten Bereich Sedimentstapel des Rhenodanubischen Flyschs aufnahm (Abb. 4).

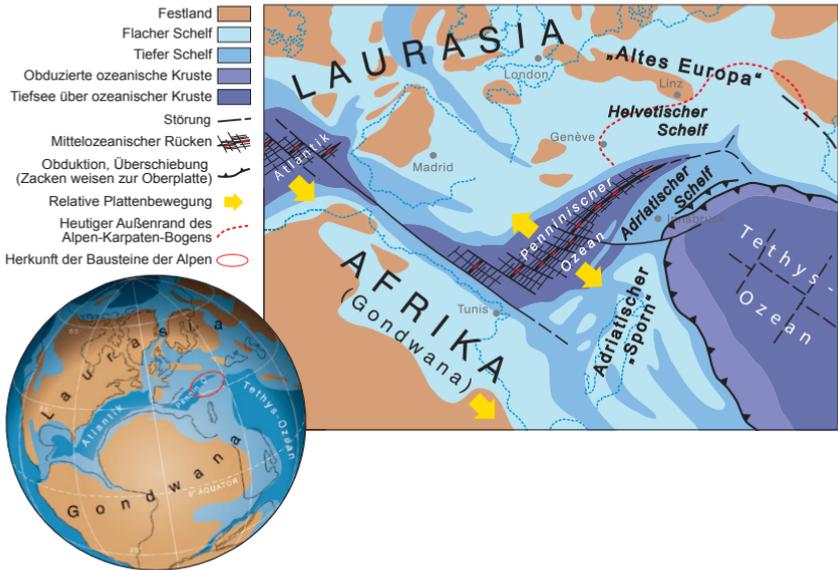


Abb. 3: Paläogeographie im späten Jura (Aus: SCHUSTER et al. 2013: Abb. 13)

In der jüngsten Unterkreide begannen sich Afrika samt Adriatischer Platte und damit auch die Sedimente der Nördlichen Kalkalpen relativ zu Europa insgesamt nach Norden zu bewegen (DEWEY et al. 1989). Durch Subduktion wurde der südpenninische Ozeanboden (Unterplatte) Stück für Stück unter die Adriatische Platte (Oberplatte) geschoben, der Ozean geschlossen und die Sedimente in einem Akkretionskeil vor der Front der Adriatischen Platte gestapelt (Abb. 4). Von der jüngsten Unterkreide bis in die ältere Oberkreide entstand durch diese Einengungsvorgänge in der Oberplatte der Deckenbau der Nördlichen Kalkalpen in seinen Grundzügen. Die mächtigen Sedimentstapel wurden dabei von ihrem kristallinen Basement (Ötztal- und Stubai-kristallin) abgeschert und teilweise über die Meeresoberfläche gehoben sowie intensiver Erosion ausgesetzt (vergleiche GAUPP 1980, TOLLMANN 1987, WAGREICH et al. 2008). Spuren erneuter mariner Ingressionen in Oberkreide und Alttertiär (Gosau i. w. S.) sind im Blattgebiet nicht nachgewiesen.

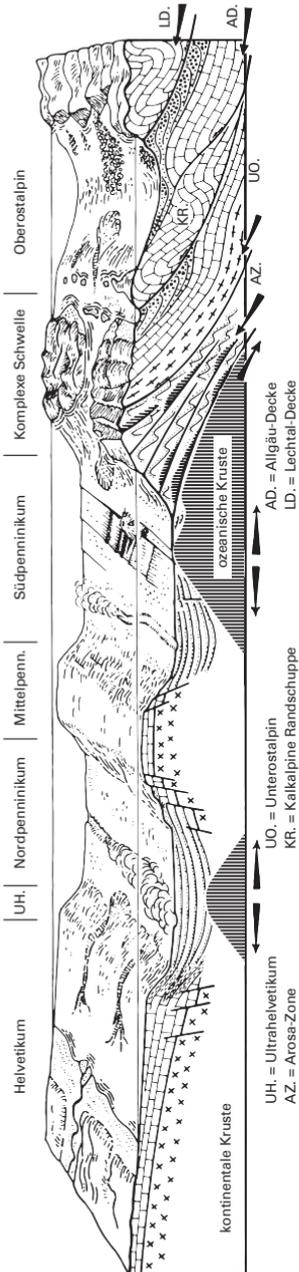


Abb. 4: Deckentektonik der Nördlichen Kalkalpen an der Wende Unter-/Oberkreide und vorgelagerte, noch nicht von der Deckentektonik erfasste, paläogeographische Räume. Abkürzungen: UH = Ultrahelvetikum; UO = Unterostalpin; SP = Südpenninischer Ozean; KR = Kalkalpine Randschuppe; AD = Allgäu-Decke; LD = Lechtal-Decke (Aus: SCHOLZ 1995: Abb. 46)

Im Laufe des Eozäns (mittleres Alttertiär) kollidierte die Adriatische Platte, die sich zusammen mit Afrika seit der Wende Unter-/Oberkreide bis ins oberste Miozän in nördlicher und anschließend in nordwestlicher Richtung bewegte, mit dem Südrand Europas. Diese Kontinent–Kontinent-Kollision bewirkte, dass das zwischen diesen beiden Platten in der Kreide entwickelte Nordpenninikum, das Mittelpenninikum sowie der Nordrand der Adriatischen Platte mit den bereits während der Kreide in tektonischen Decken gestapelten Nördlichen Kalkalpen nach Norden über den Südrand Europas (vor allem Ultrahelvetikum und Helvetikum, Abb. 4) geschoben und dabei weiter zusammengestaucht sowie quergedehnt wurden. Die Nördlichen Kalkalpen hoben sich jetzt von Westen nach Osten endgültig über die inzwischen ebenfalls in Decken übereinander gestapelten, penninischen und helvetischen Gesteinsserien zum Hochgebirge heraus, wobei sie vor allem etwa ab dem Meridian des Brennerpasses nach Osten eine Querdehnung erfuhren (vergleiche EISBACHER & BRANDNER 1996). Der Erosionsschutt der entstehenden Alpen sammelte sich in einer randlichen Vorlandsenke im Norden, dem Molassebecken. Dessen Südteil wurde durch weiteren Schub der alpinen Deckenfront nach außen gegen das europäische Vorland ebenfalls tektonisch deformiert (Subalpine Molasse).

2.2 Stratigraphische und fazielle Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen

Die Schichtfolgen der Nördlichen Kalkalpen umfassen im Blattgebiet eine etwa 125 Mio. Jahre währende Sedimentationsgeschichte von der Mitteltrias bis in die Unterkreide (Abb. 5). Die erhaltenen karbonatischen Sedimente spiegeln dabei unterschiedliche, überwiegend marine Ablagerungsräume und Fazieszonen wieder.

Die Ablagerungen der Nördlichen Kalkalpen im Gebiet der Kartenblätter 8531/8631 Zugspitze und 8532/8632 Garmisch-Partenkirchen gehören nach der allgemein verwendeten Deckengliederung nach TOLLMANN (1976b) zur Lechtal-Decke (Bajuvarikum) und umfassen mitteltriassische bis unterkretazische Einheiten der Reichenhall- bis Schrambach-Formation. Vor allem die jurassischen und kretazischen Einheiten sind teilweise intensiv verfault und verschuppt. Die Grenzziehung zwischen Lechtal-Decke (Bajuvarikum) und Inntal-Decke (Tirolikum) wird gegenwärtig kontrovers diskutiert und im Kapitel 4.5 näher erläutert.

Unter-Kreide	145 Ma		
		Schrambach-Formation	
Oberjura	164 Ma	Ammergau-Formation	
		Ruhpolding-Formation	
Mitteljura	174 Ma	Allgäu-Formation	
Untenjura	201 Ma		
Obertrias	237 Ma	Kendlbach-Formation	
		Kössen-Formation	
		Plattenkalk	
		Hauptdolomit	
		Raibl-Formation	
Mitteltrias	247 Ma	Partnach-Formation	Wetterstein-Formation
			Reifling-Formation
		Virgloria-Formation	Steinalm-Formation
		Reichenhall-Formation	

Abb. 5: Vereinfachte stratigraphische Tabelle der kalkalpinen Einheiten auf dem Blattgebiet (Chronostratigraphie nach GRADSTEIN et al. 2012)

Die ältesten auf den Blättern Zugspitze und Garmisch-Partenkirchen erschlossenen karkalpinen Gesteine sind tiefmitteltriassische (anisische), karbonatische Abfolgen der **Reichenhall-Formation**, gebildet in einer Sabkhaartigen, ariden Übergangsfazies von evaporitischer zu karbonatischer Sedimentation. Darüber folgen Gesteinseinheiten, die früher als „Alpiner Muschelkalk“ zusammengefasst wurden: In älteren Publikationen (z. B. KRUMM 1957, VACHÉ 1960, PETSCHIK 1983) unterlag der „Alpine Muschelkalk“ einer Dreigliederung (Unterer, Mittlerer & Oberer Muschelkalk), die lithologisch begründet war und als zeitlich-stratigraphische Abfolge angesehen wurde. Neuere Untersuchungen (z. B. RÜFFER 1995) zeigen, dass dieser früheren Interpretation als zeitliches Nach- und Übereinander der Schichten ein sequenzstratigraphisch erklärbares Nebeneinander in verschiedenen Fazies- und Ablagerungsräumen zugrunde liegt (Abb. 6).

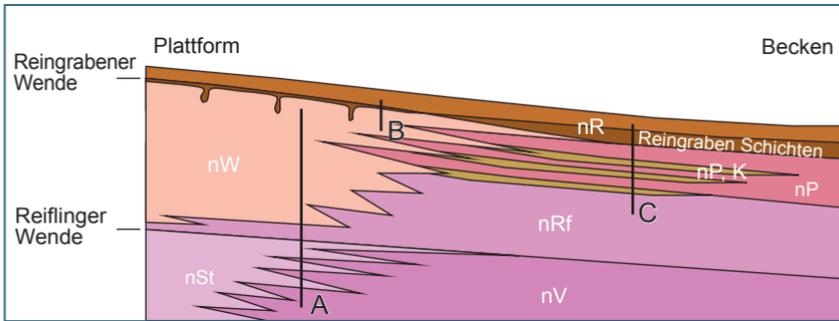


Abb. 6: Schematische sequenzstratigraphische Übersicht über die im Kartengebiet erschlossenen mitteltriassischen Schichtfolgen bis zur Ablagerung der basalen Raiblf-Formation. Abkürzungen: nV = Virgloria-Formation; nSt = Steinalm-Formation; nRf = Reiffling-Formation; nP = Partnach-Formation; nP,K = Partnachkalk; nW = Wetterstein-Formation. Profilschnitt A: Zugspitz-Wand unterhalb des Bayerischen Schneekars; Profilschnitt B: Frauenalpe; Profilschnitt C: Wamberg-Antiklinale

So wurden die beckenahne **Virgloria-Formation** („Unterer Alpiner Muschelkalk“), einschließlich Gutenstein-Formation, und die **Steinalm-Formation** als Karbonatplattformfazies („Mittlerer Alpiner Muschelkalk“) nicht nacheinander, sondern gleichzeitig abgelagert (vergleiche HORNING & TEIPEL im Druck), und können – wie in der Zugspitzwand östlich der Wiener-Neustädter-Hütte der Fall – miteinander verzahnen. Ähnlich ist die Situation in der oberen Mitteltrias, wo die Beckenfazies der **Reiffling-Formation** („Oberer Alpiner Muschelkalk“) teilweise mit der Wetterstein-Formation verzahnt.

Dieses Sedimentationsmuster setzt sich bis in die unterste Obertrias mit **Partnach-** und **Wetterstein-Formation** fort. Auf den stetig beckenwärts wachsenden, progradierenden Plattformen kann zwischen einer gebankten Lagunenfazies und einer massigen Rifffazies unterschieden werden. Da das Wettersteinmassiv mit der Zugspitze beinahe ausschließlich aus diesen mächtigen Gesteinsserien aufgebaut wird, befindet sich hier die Typusregion der Wetterstein-Formation. Die während der unteren Obertrias im Karnium abgelagerte, tonig-kalkige **Raibl-Formation** markiert das Ende der bislang stetigen Karbonatsedimentation und ein überregional bedeutsames Riffsterben. Zudem wurden die kalkalpinen Sequenzen vielerorts vom offenen Ozean (Tethys) abgeschnürt. Die zum Stillstand gekommene Zirkulation von Wassermassen im flacheren Lagunen- und Schelfbereich, einhergehend mit stärkerer Evaporation, resultierte in lokalen Dolomit- und Gips-Sequenzen. In der mittleren Obertrias (Norium) stellte sich mit der Ablagerung von **Hauptdolomit** abermals eine lagunäre Sedimentation unter subtropischen Bedingungen mit mächtiger Karbonatproduktion ein (z. B. BECHSTÄDT & SCHWEIZER 1991, STAMPFLI & BOREL 2002, EMMERICH et al. 2005). Zunächst rein dolomitisch, wurde der Hauptdolomit nach oben hin kalkiger und ging noch in der mittleren Obertrias in den gleichmäßig gebankten **Plattenkalk** über. Dieser ist vor allem im Vorkarwendel und den östlichen Bayerischen Voralpen ein Hauptgipfelbildner, nicht jedoch im Wettersteingebirge – Plattenkalkvorkommen sind hier eher lokal und auf Flankenbereiche des westlichen und nördlichen Kartenblattes beschränkt. In der obersten Trias (Rhätium) kamen dunkle, mergelige und fossilreiche Kalksteine der **Kössen-Formation** in flachen Beckenbereichen zur Ablagerung. Nur im westlichen Blattgebiet westlich des Griefßberges setzt sich die sedimentäre Abfolge mit der **Allgäu-, Ammergau- und Schrambach-Formation** über den Jura bis in die Unterkreide fort. Diese hier nicht allzu mächtigen, vorwiegend tonig-mergeligen Sedimente dokumentieren zunächst eine schnelle Beckenabsenkung, gefolgt von einer allmählichen Hebung als Vorboten der sich anbahnenden Deckenüberschiebungen.

Bereits in der Unterkreide lebten tektonische Bewegungen erneut auf und zeigten die beginnende Kontinent–Kontinent-Kollision zwischen der adriatisch-afrikanischen und europäischen Platte an. Von der jüngsten Unterkreide bis in die ältere Oberkreide wurde der Deckenbau der oberbayerischen Kalkalpen in seinen Grundzügen angelegt, die mächtigen Sedimentstapel teilweise über die Meeresoberfläche gehoben und intensiver Erosion ausgesetzt. Damit endet die mesozoische Schichtenfolge im Bereich Zugspitze und

Garmisch-Partenkirchen. Die Gosau-Gruppe, die während erneuter, oberkretazischer und alttertiärer, mariner Ingressionen in Becken zur Ablagerung gekommen ist, ist auf den Kartenblättern nicht erschlossen. Als Ablagerung mutmaßlich tertiären Alters ist die **Meilerhütten-Breccie** (Törl-Breccie, „Inneralpine Molasse“) einzustufen, deren einziges Vorkommen am gleichnamigen Passübergang im Wettersteinwand-Kamm liegt.

2.3 Quartär

Das Quartär wird in die Epochen Pleistozän und Holozän untergliedert: Das Pleistozän („Eiszeitalter“) beginnt vor etwa 2,6 Mio. Jahren und endet mit der letzten Kaltphase (Jüngere Dryas) vor etwa 11.500 Jahren (DOPPLER et al. 2011). Charakteristisch für diese Zeitspanne waren sich wiederholende, kurzfristige Klimaschwankungen, die Vereisungen weiter Teile der Nordhalbkugel nach sich zogen. Zwischen den relativ kurzen Kaltzeiten (Glaziale) gab es verhältnismäßig lange Warmzeiten (Interglaziale) (z. B. CHALINE & JERZ 1984). Während in den Interglazialen zum Teil wärmere Klimate herrschten als heute, gab es während der Glaziale bis zu 2.000 m mächtige Eisstromnetze und Vorlandgletscher, deren Endzungen vielfach weit ins Alpenvorland vorstießen. Im Bereich Garmisch-Partenkirchen war dies der Isar-Loisachgletscher, dessen Strom in mehreren Glazialen den weiten Garmischer Talkessel ausschürfte und dessen Endzunge die Münchner Schotterebene erreichte (VAN HUSEN 1987).

Die ältesten pleistozänen Sedimente rund um die Zugspitze sind nur noch lokal und rudimentär erhalten und werden durch prä- und intrawürmzeitliche, verfestigte Breccien vertreten: Die **Schachen-Breccie** ist eine Ablagerung des späten Günz–Mindel-Interglazials, die **Nagelfluh am Herrgottsschrofen** ist vermutlich ins Riß–Würm-Interglazial zu stellen, die **Längenfeld-Breccie** wurde nach neuen Datierungen wohl im Frühwürm zementiert (HAAS et al. 2014). Die wichtigsten, da einerseits landschaftsprägenden und andererseits teilweise flächendeckenden quartären Ablagerungen gehören zum jüngsten Glazial, der Würm-Eiszeit. Deren Eishöchststand (Letztes glaziales Maximum – LGM) ist auf 21.000 Jahre vor heute datiert (IPCC 2007). Relikte dieser Gletscher sind im Kartengebiet Beckensedimente, eisrandnahe Bildungen und Moränenreste: einerseits als **Ferneis-Grundmoränen** des Isar-Loisachgletschers, andererseits **Lokalgletscher-Relikte** z. B. des Rein- und Höllentalgletschers (einschließlich spätglazialer Rückzugsstadien).

Das Würm (CHALINE & JERZ 1984) ist durch mehrere kühle bis kalte Phasen (Stadiale) mit intermittierenden, klimatisch günstigeren Phasen (Interstadiale) und großräumige Vergletscherungen charakterisiert. Die zentralalpinen Gletscher drangen langsam nordwärts gegen das Inntal vor und erreichten es vor dem Inngletscher. Dadurch kam es zur wechselseitigen Blockade und zur dynamischen Transfluenz von Wasserscheiden, wiederum in einem Eisvorstoß in Richtung Kalkalpen resultierend (z. B. PENCK & BRÜCKNER 1909, VAN HUSEN 2000). Für die Eisaufbauphase sind Eisstauseen unterschiedlicher Dimension typisch, die sich während der Gletschervorstöße in abgeriegelten Seitentälern bildeten (z. B. Kankerbachtal, Reintal). Diese limnischen **Staubecksedimente** wurden durch die vorrückenden Gletscher überfahren, liegen heute also unter Moränenüberdeckung.

Das LGM kann im Blattgebiet mit den jeweils höchsten kartierten Moränenrelikten (Grund- und Ausschmelzmoränen) rekonstruiert werden, wobei zwischen Fern- und Lokaleis unterschieden werden muss. Die meisten im Kartengebiet vorhandenen **Ferneismoränen** gehören dem Loisachgletscher an, der über den Fernpass Verbindung zum Inngletscher und damit zum Einzugsgebiet der Zentralalpen hatte. Der Loisachgletscher folgte dem Verlauf der Loisach von Ehrwald nach Garmisch, vereinigte sich dort mit einem Seitenast des von Scharnitz bei Wallgau nach W abzweigenden Isargletschers, floss dann über das ab Garmisch-Partenkirchen breit ausgeschürfte Loisachtal in Richtung Eschenlohe ab und reichte mit dem Loisach-Lobus weit ins Alpenvorland. Die Ferneis-Obergrenze dürfte an der Zugspitze nach VAN HUSEN (1987) bei etwa 1.900 m ü. NN gelegen haben, im Raum Garmisch-Partenkirchen bei 1.700 m ü. NN, so dass die Gebirgszüge der südlichen Ammergauer Alpen (Schellkopf bis Kramer) als Nunatakker gerade noch aus dem Eisnetz herausragten.

Zum Ferneis kommen glazigene Hinterlassenschaften von **Lokalgletschern** aus Höllental und Reintal, aus deren Moränenwällen spät- und postglaziale Gletscherstände rekonstruiert werden können (z. B. Zugspitzplatt und Reintal mit Seitentälern sowie unterschiedliche Gletscherstände im Höllental). Der Südliche und Nördliche Schneeferner auf dem Zugspitzplatt sowie der Höllentalferner im Höllental bilden heute die letzten Hinterlassenschaften der Eiszeit.

Mit dem Zerfall der Eisstromvergletscherung im ausgehenden Pleistozän entstanden zwischen Eis und Bergflanken abgelagerte mächtige Schotterkörper (**Eisrandterrassen**). Diese prägen das Kanker- und Loisachtal sowie den Garmischer Talkessel (z. B. am Kramerplateau) nur wenige Dutzend Meter über den Tallagen.

Auch in der erdgeschichtlich jüngsten Epoche, dem Holozän, können im Raum Garmisch-Partenkirchen verschiedene landschaftsgestaltende Prozesse nachvollzogen werden: Im Zuge der erosiven Eintiefung von Loisach, Kankerbach und Partnach wurde das Loisachtal seit dem Spät- bis Postglazial langsam aufgeschottert. Während des gesamten Holozäns, lange nach dem Rückzug der Gletscher, spielten und spielen gravitative Prozesse wie Bildungen von **Hang- und Blockschuttdecken**, **Schutt- und Schwemmkegeln** sowie **Murereignisse** eine große Rolle. Ins jüngere Holozän datieren die **Bergstürze** von Eibsee, Schneefenerkopf sowie aus dem Reintal („Steingerümpel“) (JERZ & POSCHINGER 1995, GÖTZ & SCHROTT 2010). In die jüngste Zeit fallen Bildungen wie die **Niedermoore** nördlich des Eibsees sowie die stets voranschreitende Auffüllung der Täler mit fluvialen **Terrassenschottern**.

Gegenwärtig hat das Quartär mit seiner wechselhaften Klimaentwicklung eine hohe wissenschaftliche Relevanz, insbesondere für die Klima- und Umweltforschung. So ist z. B. die langfristige Beobachtung der Veränderungen im Permafrost an der Zugspitze als Klimaindikator die Grundlage für eine Modellierung der künftigen Entwicklung (GALLEMANN et al. 2017). Daneben stehen Untersuchungen für Georessourcen im Vordergrund, da in vielen quartären (Locker)Gesteinen Grundwasser sowie wichtige Bau- und Rohstoffe (z. B. Sande, Kiese etc.) gespeichert oder enthalten sind.

3 Schichtenfolge

3.1 Nördliche Kalkalpen

3.1.1 Trias

Die Schichtenfolge der alpinen Trias bildet den flächenmäßig größten Anteil der auf den Kartenblättern Zugspitze und Garmisch-Partenkirchen anstehenden kalkalpinen Schichtenfolge. Alle wichtigen Gipfel und Massive werden aus mittel- bis obertriassischen Karbonatgesteinen aufgebaut.

3.1.1.1 Reichenhall-Formation, ungegliedert, nRe

Olenekium (Untertrias) bis Bithynium (unteres Anisium)

Die älteste im Kartengebiet erschlossene Einheit ist die Reichenhall-Formation im österreichischen Gamskar zwischen Ehrwalder Köpfe und Wiener-Neustädter-Hütte.

Mächtigkeit: OHLENSCHLÄGER (1984) geht von einer Maximalmächtigkeit von circa 70 m aus.

Lithologie: Die Basis der nahe der Mittelstation der Ehrwalder Zugspitzbahn erschlossenen Schichten bestehen aus massig wirkenden, allenfalls undeutlich gebankten, dunklen dolomitischen Kalksteinen. Das Gestein riecht im Anschlag leicht schwefelig, der Geruch verflüchtigt sich jedoch rasch. Gegen das Hangende geht die bituminöse Schichtenfolge in grusig zerfallende, schwach rauhwackige, gelblichbraune dolomitische Kalksteine über, in die sich nahe der Seilbahnstütze IV dünnbankige, rötliche Kalksteine einschalten.

Fossilien und Alter: Außer Bioturbationsgefügen in den rötlichen Kalksteineinschaltungen sind keine Fossilien bekannt. Aufgrund seltener und lokal gänzlich fehlender Fossilien mit Leitcharakter ist die Alterseinstufung der Reichenhall-Formation schwierig und basiert in weiten Gebieten auf sequenzstratigraphischen Korrelationen, die ein Alter von Olenekium (Untertrias) bis Bithynium (Mitteltrias) ergeben (KRYSTYN 1975, STD 2016).

Aufschlüsse: Im Bereich der Seilbahnstütze IV der Ehrwalder Zugspitzbahn, E Obermoos (A 23).

3.1.1.2 Virgloria-Formation, ungegliedert, nV

Pelsonium bis Illyrium (Anisium)

Die Vorkommen der Virgloria-Formation, früher als „Unterer Muschelkalk“ bezeichnet (siehe z. B. PETSCHIK 1983), beschränken sich auf die Wandsockel des Zugspitz- und des Waxensteinmassivs (Abb. 7). Letzteres zielt auf ein lithologisch schwierig abgrenzbares Vorkommen im Alpebachgraben, das bereits PETSCHIK (1983) beschrieben hat. Die früher als „Wurstelkalke“ beschriebenen Gesteine schalten sich als Becken- und/oder Beckenhangsedimente zwischen die Steinalm-Formation und verzahnen mit dieser. Die Virgloria-Formation verzahnt hier auch mit Beckensedimenten der nicht dargestellten Gutenstein-Formation. In der Zugspitzwand ist die Gesteinsfolge intern verfalltet und die Syn- und Antiklinalen sind vermutlich entlang der weniger widerstandsfähigen Mergel- und Kalkmergelsteinbänke von Virgloria- und Reifling-Formation durchgeschert. Das kann oftmalige und im Gelände nicht direkt erkennbare, tektonische Verdoppelungen der ursprünglichen Schichtenfolge zur Folge haben, die eine Verzahnung vortäuschen kann (Abb. 7 & 8).

Mächtigkeit: Die mächtigsten Partien in der Zugspitzwand bis unter den Schneefernerkopf erreichen knapp 100 m, im Alpebachgraben dürfte die Mächtigkeit etwas höher liegen, kann aber aufgrund der unzureichenden Aufschlussbedingungen nicht genau angegeben werden.

Lithologie: Die plattigen bis dünnbankigen, dunkelgrauen, schwach bituminösen Mikrite (Mudstones) mit einem stets erkennbaren siliziklastischen Anteil zeigen meist wellige Schichtflächen. Zwischen den Kalksteinhorizonten liegen meist dünne Tonhütchen; diese entstehen durch bankinterne Drucklösungsprozesse, bei denen die nicht lösbaren tonigen Bestandteile der Kalksteine angereichert wurden. Das Zusammenspiel von solchen Vertikalstylolithen (Drucklösungsbahnen) sowie häufig auftretenden Spurenfossilien geben der Schichtenfolge einen flaserigen bis knolligen Habitus („Wurstelkalke“, z. B. PETSCHIK 1983).

Mit der Lupe lässt sich in den Gesteinen häufig Fossildetritus (zerriebene Muschelschalen, Crinoidenreste) finden; gelegentlich vorhandene Intraklasten zeugen von bankinterner Aufarbeitung.

Fazies: Zur Ablagerung kam die Virgloria-Formation in einem flachmarinen, der Steinalm-Karbonatplattform landwärts vorgelagerten Becken (siehe HORNING & TEIPEL im Druck). Die schwach siliziklastisch geprägte Virgloria-Formation vermittelt zwischen einer nicht erhaltenen, terrigenen Fazies und der Karbonatplattform der Steinalm-Formation (R. BRANDNER, Innsbruck, freundl. mündl. Mitt. 2016); sie wird als eine zeitgleich zur Gutenstein-Formation abgelagerte festlandnähere Beckenfazies angesehen. Häufige Bioturbations-spuren (epibenthische Weidespuren) zeugen von einer relativ guten Durchlüftung der bodennahen Wassersäule, der Bitumengeruch dagegen von einem leicht reduzierenden Milieu knapp unter der Sediment–Wasser-Grenze.

Alter und Fossilien: Außer Muschel- und Crinoidenresten konnten keine weiteren Makrofossilien gefunden werden. Das Alter der Virgloria-Formation kann aufgrund mangelnder biostratigraphischer Marker nur sequenz-stratigraphisch mit jenem der Steinalm-Formation gleichgesetzt werden.

Aufschlüsse: Gut einsehbar, allerdings unzugänglich steht die Virgloria-Formation in der Zugspitzwand unter dem bayerischen Schneekar an (A 22). Ein guter Überblick zeigt sich beim Aufstieg von der Verbindungsstraße Eibsee–Thörlen über die Skipiste zur Station Riffelriß (etwa R 44 23 495, H 52 55 260).

3.1.1.3 Steinalm-Formation, ungegliedert, nSt

Pelsonium bis Illyrium (Anisium),
zum Teil bis Fassanium (unteres Ladinium)

Die Steinalm-Formation („Mittlerer Muschelkalk“ bei KRUMM 1957, MASCHEK 1968) als Plattformfazies des unteren Abschnitts der Mitteltrias tritt im Kartengebiet wie die Virgloria-Formation im Sockel des Zugspitzmassivs und seines nach NE ausgreifenden Waxenstein-Seitenkamms in Erscheinung (Abb. 7). Dort stehen, lokal tektonisch dupliziert, mehrfach verfaltet und/oder durch Faziesverzahnung im Becken-Plattform-Übergangsbereich bedingte Mehrfachfolgen von mächtigen Steinalmkalken mit geringmächtigen Zwischenlagen aus Virgloria-Formation an (Abb. 8). Weiter nach E tritt die Abfolge lediglich im Kern der Partnachklamm-Antiklinale (Partnach-Sattel) auf und wird entlang des Wanderweges durch die Partnachklamm hervorragend erschlossen.

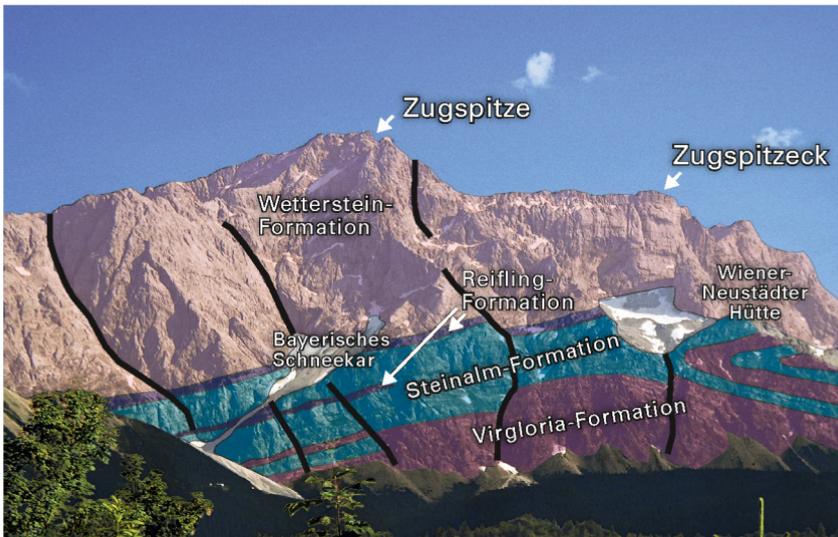


Abb. 7: Das Zugspitzmassiv wird im unteren Teil aus einer teils verfallenen Schichtfolge aus verzahnder Virgloria-, Steinalm- und Reifling-Formation aufgebaut; im Hangenden schließt die Wetterstein-Formation an. Einen guten Überblick erlaubt der Blick vom Lärchentor nahe der Station Riffelriß: Zuunterst sind Kalksteine der Virgloria-Formation erschlossen, darüber eine verfallene, teilweise in einer nordvergenten Isoklinalfalte verformte Sequenz von Steinalm- und tektonisch stark reduzierter Reifling-Formation.

Mächtigkeit: Die sedimentäre Mächtigkeit ist aufgrund der stark verfallenen Schichtenfolge und stellenweise schlechten Aufschlussbedingungen nur schwer abzuschätzen, dürfte jedoch bei circa 100 m liegen (vergleiche PETSCHIK 1983).

Lithologie: Die Kalksteine und untergeordnet auch Dolomitsteine der Steinalm-Formation fallen im Gelände einerseits durch ihre Dickbankigkeit (Bankmächtigkeiten > 1 m) oder lokal fehlende Bankung, andererseits durch ihre hellgraue Verwitterungsfarbe auf (Abb. 9). Im frischen, splittig brechenden Anschlag handelt es sich zumeist um hell- bis mittelgraue, lokal bituminöse Algenmikrite mit einem stark verzweigten, sparitverheilten Klufnetz. Als besonders reich an Mikrofossilien erwiesen sich eher untypische, mittelbankige Steinalmkalke am oberen Wanderweg von Grainau in Richtung Höllentaleingangshütte, knapp vor der Abzweigung zum Stangensteig: Angewitterte Lesesteine zeigen herausgeroderte, kieselig umkristallisierte, zerfallene Kalkalgen-, Crinoiden- und Brachiopodenreste.

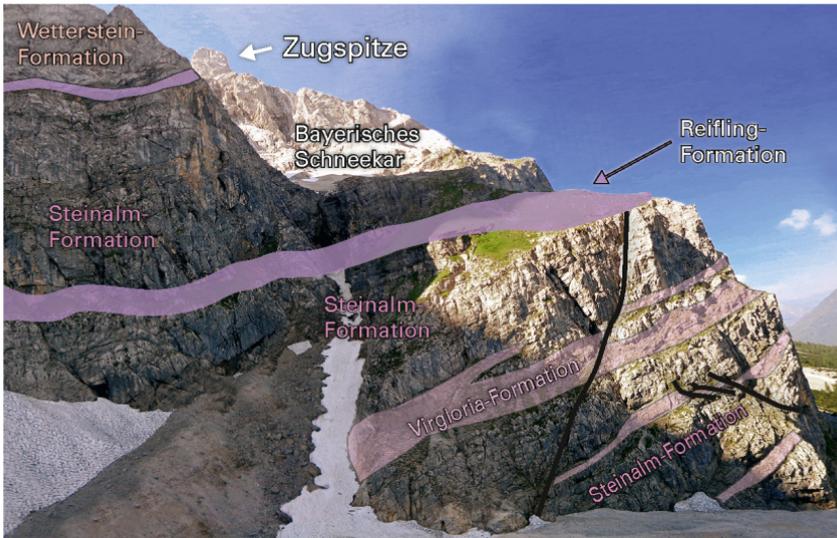


Abb. 8: Der Sockel des Zugspitzmassivs wird aus verfallenen, mitteltriassischen Schichten der Virgloria-, Steinalm- und Reifling-Formation aufgebaut, darüber folgt die Wetterstein-Formation. Am Wanderweg von der Station Riffelriß zur gleichnamigen Scharte unterhalb der Zugspitze treten die Kalksteine der Steinalm-Formation als erosiv widerstandsfähige, dickbankige, helle Sequenzen hervor, während die mergeligere Abfolge der Reifling-Formation schmale, dunkle und oft grasbewachsene Terrassenbänder in den Wandabbrüchen hinterlässt.

Fazies: Die Steinalm-Formation markiert den Beginn der triassischen Karbonatplattform-Entwicklung nach dem Perm/Trias-Aussterbeereignis mit dem ersten, terrigen weitgehend unbeeinflussten Karbonatrampen-Ökosystem der alpinen Trias. Die wichtigsten Karbonatproduzenten der im relativ flachen Wasser (Tidal-Bereich) gebildeten Sedimente sind Kalkalgen (Dasycladaceen). Die Steinalm-Karbonatplattform stellt kein Riff im eigentlichen Sinn dar, sondern eine Zone mit erhöhter Karbonat-Primärproduktion, deren Akkumulationsmassen über beckenwärts progradierende Schuttströme verteilt wurden. Der hohe Gehalt von Fossildetritus in den Kalksteinserien zeigt jedoch eine Bildung in höherenergetischem, das heißt flacherem Wasser an.



Abb. 9: In der Steinalm-Formation kommen neben den charakteristischen dickbankigen, stellenweise geklüfteten, hellgrauen Kalksteinen (links; im Bereich der Forststraße Eibsee-Alpehütte (A 14)) auch massige, riffogene Kalksteine vor (rechts; an der Zuggasse unterhalb des Bärenheimatkopfes).

Alter und Fossilien: Die Steinalm-Formation kann aufgrund fehlender Makro-Leitfossilien (Ammoniten) lediglich sequenzstratigraphisch mit dem zeitgleich abgelagerten, biostratigraphisch zwischen Pelsonium und Illyrium eingestuftem Bereich der im tieferen Becken abgelagerten Gutenstein-Formation korreliert werden. Jüngere Untersuchungen aus dem Bereich des Kaisergebirges und der angrenzenden Gebiete deuten auf eine Reichweite der Steinalm-Formation bis in das basale Ladinium hin (ZERBES & OTT 2000).

Aufschlüsse: Weg von Grainau zur Höllentaleingangshütte vor Abzweigung zum Stangensteig (A 16); Forstweg vom Eibsee zum Alpebach, unterhalb Zwölfkopf (A 14); schwer zugänglich in der Zuggasse unterhalb Bärenheimatkopf (etwa R 44 24 880, H 52 57 260). Die Steilwandbereiche unterhalb von Waxenstein und Zugspitze sind nur an wenigen Stellen zugänglich und stark steinschlaggefährdet.

3.1.1.4 Reifling-Formation, ungegliedert, nRf

Tuff-, Tuffit-Lagen, nRf, Vt

Illyrium (oberes Anisium) bis Longobardium (oberes Ladinium)

Die im Vergleich zum Liegenden etwas tonreicheren Kalk- und Mergelkalksteine der Reifling-Formation („Oberer Muschelkalk“ bei KRUMM 1957, MASCHEK 1968) sind wie die Steinalm-Formation am Aufbau des mitteltriasischen Sockels der Zugspitze, des Schneefenerkopfes und des Waxensteinkammes beteiligt, treten aber auch weiter östlich in der Wamberg-Antiklinale (z. B. Partnachklamm-Antiklinale) zutage (Abb. 10). Dort sind sie morphologisch meist als Kämme oder steile Wandfluchten kenntlich (z. B. Wamberg oder Rappenschrofen) und aus den umgebenden verfalteten, deutlich weicheren, mergelreichen Serien der Partnach-Formation herausgerodiert. In der Zugspitzwand ist die Gesteinsfolge intern verfaultet und die Syn- und Antiklinalen sind vermutlich entlang der weniger widerstandsfähigen Mergel- und Kalkmergelsteinbänke von Virgloria- und Reifling-Formation durchgeschert. Das kann oftmalige und im Gelände nicht direkt erkennbare, tektonische Verdoppelungen der ursprünglichen Schichtenfolge zur Folge haben, die beispielsweise eine Verzahnung zwischen Reifling- und Steinalm-Formation vortäuschen (Abb. 7 & 8), die tatsächlich eine isoklinale, liegende Verfaltung mit durchscherten Faltenschenkeln darstellt.

Mächtigkeit: Aufgrund ihrer ausgeprägten Schichtung und charakteristischen Dünnbankigkeit verbunden mit einem höheren Mergelanteil, neigt die Reifling-Formation zu einer intensiven Verfaltung, z. B. westlich oberhalb des Hammersbach-Grabens (Abb. 10), die Mächtigkeitsabschätzungen erschwert: KRUMM (1957) gibt 300 m an, PETSCHIK (1983) geht von nur 150 m aus; eigenen Beobachtungen zufolge kann Letzteres bestätigt werden.

Lithologie: Die Kalksteinabfolgen der Reifling-Formation bestehen typischerweise aus dünn- bis seltener mittelbankigen, grauen, stellenweise auch schwarz-grauen, blaugrauen und graubraunen, zumeist hellgrau anwitternden Mikriten. Im Gegensatz zu den unterlagernden Kalksteinen der Virgloria-Formation ist die Klüftung und das das Gestein durchziehende, oft sparitverheilte Kluftnetz etwas engständiger, die Gesteinsfärbung etwas heller und der Bitumengehalt deutlich geringer. Auch hier sind die Bankoberseiten wellig bis unregelmäßig („Reiflinger Knollenkalke“ mit eingearbeiteten schwarzen Tonhäutchen an den Bankfugen), können daneben auch ebenflächig sein („Reiflinger Bankkalke“).

Die Bänke selbst enthalten oft nodulare, (gelb)bräunliche bis dunkelgraue Hornstein-Einlagerungen. Auffallend ist eine generelle Zunahme der Bankmächtigkeiten im Blattgebiet von W nach E: während die Schichtenfolge im Bereich des Waxeneckkammes noch auffallend dünnbankig ist, ist sie nahe des Ostrand des Blatt Garmisch-Partenkirchen durchwegs mittelbankig, lokal auch dickbankig (~ 1 m) mit zahlreichen Hornstein-Einlagerungen. Diese Beobachtung stimmt mit JERZ & ULRICH (1966) überein, die vom Nachbarblatt 8533 Mittenwald aus dem Karwendel ein auffallendes Ansteigen der Bankmächtigkeiten und Häufigkeit von Hornstein-Lagen beschreiben.



Abb. 10: Die dünn- bis mittelbankigen Kalksteine der Reifling-Formation sind häufig verfaultet: beispielsweise am Wanderweg von der Partnachklamm nach Vordergraseck (G 5, G 6, GK 8532) (links) oder am Zustieg von Hammersbach zur Höllentaleingangshütte (A 15) (rechts).

Etwa 60 m unterhalb der Obergrenze der Reifling-Formation wurden von VIDAL (1953a, b) erstmals grünliche Tufflagen vulkanischen Ursprungs aus dem Eibseegebiet beschrieben, die wenig später von KRUMM (1957) aus dem Wamberger Gebiet bestätigt wurden. Die unter der Bezeichnung „Pietra Verde“ („Grüner Stein“) Andesiten und Porphyren zugeordneten Gesteine bilden ein lithostratigraphisch beständiges Niveau und einen Marker-Horizont. Detaillierte lithologisch-petrographische Dünnschliff-Auswertungen finden sich bei KRUMM (1957) und

PETSCHIK (1983). Die in VIDAL (1953a, b) und KRUMM (1957) beschriebenen Aufschlüsse konnten im Rahmen der aktuellen Kartierarbeiten nicht wiedergefunden werden, die Kartierung erfolgte aufgrund der schlechten Aufschlussituation im Wesentlichen anhand von Lesesteinen. PETSCHIK (1983) beschreibt ein ausgequetschtes, stark mit Partnachmergeln verfaltetes „Pietra Verde“-Vorkommen vom P. 1.460 m unterhalb der Bärenfalle. Dort liegen an der Basis der Tufflage helle, poröse, leicht zerfallende und deswegen selten im Anstehenden anzutreffende Kristalltuffe mit reichlich feinkristallinem Biotit und Plagioklas vor. Relativ gering verwitterte, grünlichgraue bis hellockerfarbene Aschentuffe finden sich als porzellanartige, scharfkantige Scherben im Graben der Zuggasse als Lesesteine. Sie reagieren mit verdünnter Salzsäure, was auf einen geringen Karbonatgehalt und sedimentäre Komponenten hindeutet. Das Hangende einer „Pietra Verde“-Lage bilden mergelige und tonige tuffitische Gesteine aus olivgrünen, stellenweise dunkelgrünen, lokal schwarzen, quarzreichen Ton- und Tonmergelsteinen. Diese stehen beispielsweise am Steig von der Station Riffelriß zur gleichnamigen Scharte auf 1.940 m ü. NN als dünnbankige, grüne Bänder mit lediglich 0,15 cm Mächtigkeit unterhalb von allodapischen Wetterstein-Riffschuttalksteinen an („Wetterstein-Übergangsfazies“, vergleiche VIDAL 1953a).

Entlang der Forststraße ins Hammersbachtal am P. 1.005 m treten in der oberen Reifling-Formation zwei dieser Tufflagen mit Mächtigkeiten von 2,75 m (liegend) und 0,65 m (hangend) auf (vergleiche PETSCHIK 1983). Nach S und E hin scheinen die absoluten Mächtigkeiten kontinuierlich abzunehmen; so beschreibt PETSCHIK (1983) von einem Seitenlauf des Kankerbaches zwei nur noch 0,2 m und 0,3 m mächtige Tufflagen.

Fazies: Das Einsetzen der Reifling-Formation dokumentiert in der Trias den ersten Zusammenbruch der Karbonatproduktion und das abrupte Ende der Steinalm-Karbonatplattform („Reiflinger Wende“, SCHLAGER & SCHÖLLBERGER 1974). Die Reifling-Formation stellt die beckennahe Fazies zur Wetterstein-Formation dar. Der Großteil der Reifling-Formation bildet demnach nicht – wie oft beschrieben – das stratigraphisch Liegende zur Wetterstein-Formation, sondern wurde, bis auf die ältesten Anteile, zeitgleich mit dieser abgelagert. Dass die Reifling-Formation im Gebiet rund um Garmisch-Partenkirchen und Zugspitze stets unter der Wetterstein-Formation auftritt, liegt daran, dass dieses Gebiet nur einen Ausschnitt der beckenwärts progredienten Wetterstein-Karbonatplattform mit dem Zurückweichen der Reifling-Beckenfazies dokumentiert – ohne die stratigraphisch darüber folgende erneute retrogradierende Faziesverzahnung zu zeigen.

Die Genese der Hornsteine dürfte einerseits mit Bildung und nachfolgender Verwitterung von SiO_2 -reichen Vulkaniten durch CO_2 -reiche Porenwässer, andererseits durch Umkristallisation von Radiolarien in Verbindung stehen. Auffallend ist eine Häufigkeits- und Mächtigkeitzunahme von Hornsteinlagen in Bereichen mit verstärkt auftretenden pyroklastischen Lagen (vergleiche auch PETSCHIK 1983).

Die am Top der Reifling-Formation auftretenden Tufflagen sind Anzeichen sich wiederholender vulkanischer Ereignisse, vermutlich ausgelöst durch beginnende Rift-Prozesse in der Tethys. Sie können aufgrund ihrer gleichzeitigen Ablagerung als Markerhorizont verwendet werden, da sie im gesamten Verbreitungsraum der alpinen Mitteltrias in Ost- und Südalpen auftreten (BECHSTÄDT & MOSTLER 1974).

Alter und Fossilien: Die altermäßige Einstufung der Reifling-Formation ist mittels Conodonten-Biostratigraphie gut belegt: Die tiefsten Bereiche datieren ins älteste Illyrium, das Top der Formation dürfte im Kartengebiet die Ladinium/Karnium-Grenze erreichen. Weiter östlich reicht die Reifling-Formation bis ins Untere Karnium (HORNING 2008). Die Tufflagen werden ins Fassanium bis Longobardium (Ladinium) eingestuft (BECHSTÄDT & MOSTLER 1976).

Aufschlüsse: Wanderweg durch die Partnachklamm (G 5, G 6, GK 8532); Wanderweg von Hammersbach zur Höllentaleingangs-Hütte (A 15, Abb. 10); schwer zugänglich in der Bärenfalle unterhalb Bärenheimatkopf (etwa R 44 25 190, H 52 57 300).

3.1.1.5 Partnach-Formation, ungegliedert, nP

Partnachkalk, nP,K

Longobardium (oberes Ladinium)

bis Cordevolium (unteres Karnium)

Über der Reifling-Formation oder mit dieser verzahnend treten mit der Partnach-Formation dunkle Tonschiefer und dunkel- bis schwarzgraue Mikrite auf. Ihre Verbreitung im Kartengebiet beschränkt sich auf den Kern der Wamberg-Antiklinale, der in einem W–E-verlaufenden, bis 3 km breiten Ausbiss

zwischen Zuggasse im Westen bis zur östlichen Blattgrenze (Blatt Garmisch-Partenkirchen) zieht und sich weiter östlich auf Blatt 8533/8633 Mittenwald fortsetzt. Gemäß ihrer geringen Erosionsbeständigkeit und Eigenschaft als Wasserstauer bildet die Partnach-Formation die bis knapp 1.300 m aufragenden, dem Wettersteinmassiv vorgelagerten, mit An- und Niedermooren sowie zahlreichen Vernässungszonen durchzogenen Waldkämme. Die widerstandsfähigeren, allerdings geringmächtigen Partnachkalke bilden schwach ausgeprägte Geländerippen (z. B. unterhalb Eckbauer und dem weiteren Weg zum Wamberg (Abb. 11), sowie vom Hausberg zum Waldeck).

Mächtigkeit: Bedingt durch die primäre Faziesverzahnung mit Reifling- und Wetterstein-Formation sind die Mächtigkeiten der Partnach-Formation sehr unterschiedlich: Wo sie von der Wetterstein-Formation überlagert wird – etwa unterhalb des Waxensteinkammes – dürften die Mächtigkeiten 100 bis 150 m betragen. In den ehemals tieferen Beckenbereichen, die durch eine primäre Überdeckung durch die Raibl-Formation gekennzeichnet sind (von Hammersbach ostwärts bis zur Blattgrenze), erreicht die Partnach-Formation geschätzte 400 m Mächtigkeit (vergleiche VACHÉ 1960, PETSCHIK 1983). Höhere Mächtigkeiten können – wie an der breiten Ausbissfläche am Kochelberg und Hausberg – durch intensive tektonische Verfaltung vorgetäuscht werden.

Lithologie: Die Partnach-Formation lässt sich lithologisch zweiteilen: die fossilarmen, frisch grauschwarz gefärbten, karbonatführenden Partnachmergel verwittern durch die Verschneidung von Schichtung und Schieferung stengelig bis griffelig mit grau- und schwarzbraunen Verwitterungsfarben. Die dunkle Färbung rührt von dispers im Sediment verteiltem Pyrit und/oder Bitumen her. Aus dem Alplebachgraben beschreibt PETSCHIK (1983) papierschieferähnliche, pelitische Mergelsteine und grüngelbe Tonschiefer. In die Schichtenfolge sind brotlaibförmige, braungelb verwitternde, im frischen Zustand graue bis dunkelgraue, meist fossilfreie Mergelkalkstein-Konkretionen zwischengeschaltet. In der Nähe größerer Störungszonen wie an der Zuggasse zerfallen die Partnachmergel zu einem feinkörnigen Grus mit schwarzgrauer bis schwarzer Färbung und bilden zum Teil schwere, lehmreiche Böden.

Die in die Mergelsteinpakete eingeschalteten, oft rasch auskeilenden und sich teilenden, bis zu 20 m mächtigen Partnachkalke stellen eine Fortsetzung der Reiflinger Fazies dar; allerdings fehlen hier die typischen Hornsteinlagen und -knollen der liegenden Reifling-Formation. Die mittelgrauen, teilweise dunkelgrauen bis lokal schwarzgrauen Mikrite sind fossilfrei und von einem feinen Netz sparitverheilter Klüfte durchzogen. Aufgrund des raschen Auskeilens der Partnachkalke erscheint eine laterale Korrelation nicht sinnvoll. Ein Anstieg der Mächtigkeiten der Kalksteinbänke vom Liegenden zum Hangenden in der gesamten Partnach-Formation kann beobachtet werden.

Die Partnach-Formation kann von der Raibl-Formation oder der Wetterstein-Formation überlagert werden. Der Übergang zur Raibl-Formation ist im Gelände durch den schwachen Farbumschlag von Braungrau (Partnach-Formation) zu Schwarz oder Schwarzgrau (Reingraben-Schichten der Raibl-Formation) und das Fehlen von Karbonat in der basalen Raibl-Formation zu erkennen. Mit der Wetterstein-Formation verzahnt die Partnach-Formation auch lateral, wie im Bereich der Bärenfalle und des Sonnenkars (P. 1.701 m unterhalb des Großen Waxensteins). In diesem Fall ist die Partnach-Formation durch das zeitgleich beckenwärtig progradierende Wetterstein-Riff unmittelbar beeinflusst: Die Partnach-Formation hat hier einen besonders hohen Gehalt an Riffdetritus (PETSCHIK 1983). Die an dieser Lage feststellbare Bitumenführung und dunkle Gesteinsfärbung ähnelt dem Habitus der nachfolgend abgelagerten basalen Wettersteinkalke („Basis-Riffschuttkalke“). In den mergeldominierten Bereichen kommen feindetritäre Schüttungen (bis zu 20 cm mächtige Mergelkalksteinhorizonte) und gradierte Breccien als Anzeichen stärkerer Schüttungen vom Riffhang vor.

Fazies: Sowohl dunkle Gesteinsfarbe als auch fein verteilte idiomorphe Pyrit-Würfel in den Partnachmergeln (PETSCHIK 1983) deuten auf reduzierende, terrigen geprägte Ablagerungsbedingungen in stagnierenden Intraplattform-Beckenbereichen hin. Die Partnachkalke stellen eine enge fazielle Verbindung zur zeitgleich abgelagerten Reifling-Formation dar, mit der sie lateral verzahnen können (beispielsweise am Nordhang des P. 1.701 m nahe des Bärenheimatkopfes). Dort zeigt die riffdetritusreiche Sonderfazies der Partnachkalke den distalen Verzahnungsbereich zwischen dem eigentlichen Beckenraum und der proximalen Wetterstein-Vorriffhalde an. Diese enge fazielle Entwicklung wird wenig später durch die Progradation der Wetterstein-Karbonatplattform unterbrochen.



Abb. 11: Partnachkalke treten aufgrund ihrer großen Verwitterungsresistenz meist morphologisch hervor, so etwa im Hausberggebiet.

Alter und Fossilien: Die Fossilführung der Partnach-Formation ist ausgesprochen gering: KRUMM (1957) erwähnt einen nicht näher bestimmbar Brachiopoden-Steinkern aus dem obersten Abschnitt. Nach KRUMM (1957) und VACHÉ (1960) noch als gänzlich mikrofossilfrei beschrieben, konnte HORNING (2008) am Hirschbühel nahe Gerold (TK Nr. 8335 Mittenwald) eine spärliche Conodontenfauna gewinnen: *Gladigondolella malayensis*, *Gladigondolella tethydis* und *Metapolygnathus auriformis* erlauben eine Datierung der obersten Partnach-Formation in die Zone des *Trachyceras aonoides* (Cordevolium, unteres Karnium). Aus sequenzstratigraphischen Korrelationen dürfte die Untergrenze im obersten Ladinium liegen, unterstützt durch Conodontenfunde aus dem späten Longobardium (spätestes Ladinium) (KRYSZYN in: RÜFFER 1995).

Aufschlüsse: Partnachklamm (G 7, GK 8532); talwärtiger Ausgang der Bärenfalle (A 18, Abb. 12); Grenze Partnach-/Raibl-Formation im Ferchenbach (A 13); am verfallenen Forstweg vom Waldeck nach Hammersbach (R 44 28 200, H 52 58 570); am Wanderweg von Wamberg zum Eckbauern (R 44 35 600, H 52 59 240).

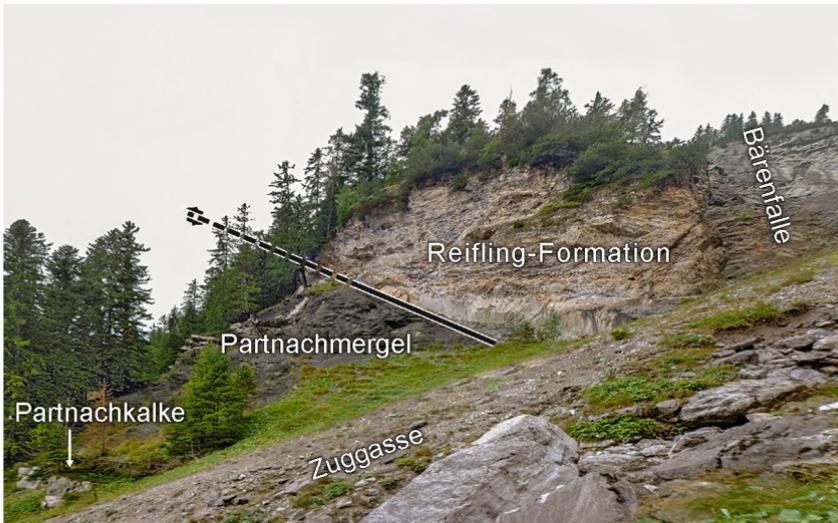


Abb. 12: Tektonisch interessant ist die Überschiebung der Partnach-Formation durch die Reifling-Formation am talwärtigen Ausgang der Bärenfalle (A 18).

3.1.1.6 Wetterstein-Formation

Wettersteinkalk, nW,K

Riffschutt-Kalkstein, nW,R

Illyrium (oberes Anisium) bis Julium (unteres Karnium)

Die Wetterstein-Formation ist das dominierende Gestein im gleichnamigen Wettersteinmassiv und sein mit Abstand wichtigster Gipfelbildner. Der Zugspitz-Gebirgsstock mit Zugspitzeck, Schneefemerkopf und Wetterspitzen entsendet drei markante Seitenkämme nach Osten. Von Süden nach Norden sind dies der Hochwanner-Kamm (Hochwanner bis Partenkirchener Dreitorspitze östlich des Gatterls), der Jubiläumsglat von der Zugspitze zum Hochblassen und der Alpspitze sowie der Waxensteinkamm, der steil gegen das tiefliegende Garmisch-Partenkirchener Talbecken abbricht. Auf den Kartenblättern bleibt die Wetterstein-Formation auf das Wettersteinmassiv beschränkt, welches tektonisch parautochthon gegen die sich nördlich anschließende Wamberg-Antiklinale aufgeschoben wurde. Der Kontakt der Wetterstein-Formation zur Partnach-Formation und zur Reifling-Formation ist häufig tektonisch überprägt; vor allem am Wandfuß nördlich von Waxenstein, Zwölferkopf, Schöngangerspitze und Riffelspitzen zeigen dies Harnische und Verfaltungen in den liegenden Kalk- und Mergelsteinen an.

Mächtigkeit: Die Wetterstein-Formation bildet nach dem Hauptdolomit die zweitmächtigste Schichtfolge des Kartengebietes. Der Höhenunterschied zwischen Bayerischem Schneeskar und Zugspitzgipfel – knapp 1.000 Höhenmeter – impliziert Maximalmächtigkeiten von mehr als 1.000 m; allerdings ist die Schichtenfolge sprödetektonisch stark beansprucht und gegeneinander versetzt. Aufgrund der oftmals fehlenden, hangenden Raibl-Formation und der Monotonie der lagunären, geschichteten (Riffschutt)Fazies kann die sedimentäre Mächtigkeit auf 800 bis 1.000 m geschätzt werden.

Lithologie: Der verbreitetste Gesteinstyp in der Wetterstein-Formation ist ein hell- bis weißlichgrauer, dickbankiger bis massiger, grau anwitternder Kalkstein mit körniger Beschaffenheit und ebener, oft rhythmischer Bankung.

Daneben kommen weitere Lithotypen vor: An der Basis treten bis zu 100 m mächtige, dunkelgraue, dünn- bis mittelbankige, detritusreiche Kalksteine (Riffschutt-Kalkstein) auf – gut aufgeschlossen in den Wandfüßen von Riffelspitzen und Waxenstein. Aufgrund ihrer lithologischen Ähnlichkeit sowohl zum Liegenden (Reifling- und Partnach-Formation), als auch zum Hangenden (Wetterstein-Formation), wurden sie auch als „Wetterstein-Übergangskalk“ bezeichnet (z. B. PETSCHIK 1983). Es handelt sich um relativ grobkörnige, allodapische Rudstones (teilweise mit typischen Großoolith- oder Stromatolith-Strukturen) aus Riffschutt-Detritus und seltenen autochthonen Algenmikriten. Zum Hangenden nehmen die Anteile von autochthon gebildeten Sedimenten in Form von Bioklasten und Riffbildnern mit dem Riffanzeiger *Tubiphytes* zu. Gleichzeitig werden die einzelnen Bänke dickbankiger bis massig – faziell betrachtet ein deutliches Anzeichen eines langsam in die Beckenbereiche vorwachsenden (progradierenden) Riffes. Neben dem überwiegend riffogenen Anteil kann die Basis der Wetterstein-Formation lokal auch aufgearbeitete Tuffitlagen führen (vergleiche PETSCHIK 1983). Diese Übergangsfazies entstand zeitgleich zu einer progradierenden Karbonatplattform und stellt eine Vorriffschuttfazies der Wetterstein-Formation dar.

Der über dem basalen Riffschuttkalkstein folgende Hauptanteil der Wetterstein-Formation ist einerseits dickbankiger Wettersteinkalk in Vorriff- und Rückrifffazies sowie Lagunenfazies („gebankte Fazies“), andererseits massiger Wetterstein-Riffkalk („massige Fazies“). Die Vor- und Rückrifffazies besteht zunächst aus mächtigen, dickbankigen bis sehr dickbankigen, oftmals spröde-tektonisch stark beanspruchten Schuttkalksteinen der proximalen Riffhalde. Die spröde-tektonische Beanspruchung macht sich durch zahlreiche Vertikal- und Horizontalstylolithen bemerkbar. Entlang dieser Drucklösungsbahnen können sekundär gebildete Dolomitisationshöfe entstanden sein. Die gelblichweißen bis hellgrauen, oftmals schichtungslosen Karbonatgesteine zeigen dm-große Intra-klasten – sowohl aufgearbeitete Blöcke des bereits verfestigten Riffes, als auch einzelne Skeletttrümmer von Riffbildner (*Tubiphytes*, Kalkschwämme, Rotalgen, teilweise Crinoiden): Die Hohlräume des oft komponentengestützten Gefüges werden aus grobspätigem Calcit (Sparit) aufgebaut („Großoolith-Fazies“, z. B. BRANDNER 1978). Die Abfolge ist eindrucksvoll am Abstieg von der Zugspitze zum Zugspitzplatt zu verfolgen. Die noch am Zugspitzgipfel erschlossenen dickbankigen Riffhangsedimente mit herausgewitterten Großoolithen verzahnen mit brecciierten Riffschuttkalksteinen und liegen unerreichbar in der Zugspitz-Südwand neben massigen Riffkalksteinen (Abb. 13).

Die typischen Lagunenkalksteine bilden im Wettersteingebirge den oberen Abschnitt der „gebankten Fazies“, typischerweise mit gut geschichteten, grauen bis bräunlichgrauen, etwas bituminösen Mikriten. Stellenweise lassen sich rhythmische Wechsellagerungen von feingeschichteten zu kompakteren Bänken erkennen. Auf den Kartenblättern bildet lagunärer Wettersteinkalk beispielsweise den Gipfelzug des Vorderen Waxensteins, den Kammbereich vom Osterfelderkopf über Alp Spitze bis zum Hochblassen und zum Hohen Gaif sowie große Teile des Hochwanner-Kammes bis zur Garmischer Dreitorspitze und noch weiter nordöstlich zum Frauenalpl, Meilerhütte (Abb. 14) und Wetterspitzen (nahe der Blattgrenze zu Blatt Mittenwald). Am Top der Lagunenfazies im Grenzbereich zur überlagernden Raibl-Formation treten neben mm-geschichteten Rhythmiten auch Blei-Zink-Vererzungen auf, meistens in rostroten, irregulär geformten, cm- bis dm-großen Flecken, die sich sehr gut vom hell- bis weißlichgrau anwitternden Wetterstein-Lagunenkalkstein abheben – gut erschlossen am Steig vom Frauenalpl zur Meilerhütte (Abb. 14). KRUMM (1957) erwähnt vom Top der Wetterstein-Formation vom Kämitor eine brecciöse Aufarbeitungslage, die vermutlich auf Mikroverkarstung aufgrund der „Karnischen Regression“ zurückzuführen sein dürfte (HORNUNG 2008).



Abb. 13: Am Gipfel der Zugspitze sind Kalksteine der Wetterstein-Formation aufgeschlossen. A) Blick vom Schneefernerkopf über das nordwestliche Zugspitzplatt zur Zugspitze. Eine Störungszone (durchgezogene Linie), die oberhalb der Forschungsstation Schneefernerhaus bis in die Gipfelregion der Zugspitze zieht, durchschneidet und versetzt die dickbankigen Kalksteine der Riffhangfazies. Massige Bereiche des Riffkerns sind mit Übersignatur dargestellt. B) Wettersteinkalk der Riffhangfazies mit bankinterner Lamination am Schneefernerkopf. C) Wettersteinkalk mit Großoolithen am Zugspitz-Ostgrat nahe der Grenzwachhütte

Eine rötliche Sonderfazies in den oberen Partien der Wetterstein-Formation ist am P. 2.625 m oberhalb der Zugspitz-Station „Sonn-Alpin“ erschlossen (R 44 22 756, H 52 53 090): KRUMM (1957) beschreibt rötliche Kalksteine aus dem Schlüsselkar bei etwa 1.900 m ü. NN. Es handelt sich dabei um unter Mangelsedimentation in sauerstoffreichem Milieu synsedimentär zementierte Wettersteinkalk-Breccien und nicht um eine sekundäre, diagenetisch oder durch Mikrokarst bedingte Erscheinung.



Abb. 14: Dickbankige Kalksteine der Wetterstein-Formation stehen in der Umgebung des Frauenalpls an: Lagunärer Wettersteinkalk an der Meilerhütte (große Abb.), Limonitschwarte am Top der Wetterstein-Formation am Frauenalpl (G 11) (kleine Abb.).

Fazies: Die im Raum Garmisch-Partenkirchen erschlossene Schichtenfolge der Wetterstein-Formation spiegelt die klassische Faziesabfolge eines progredienten Schwamm-Algenriffes im subtropischen Bildungsbereich mit Vorriff-Blockhalde (basale Riffschuttkalksteine), Riffkern (massige Kalksteine) und Rückriff (gebankte Lagunenfazies) wider. Die basalen Riffschuttkalksteine („Basis-Riffschuttkalke“) bilden die zunächst distalen, später proximaleren Spitzen von Schuttströmen einer sich im Aufbau befindlichen Karbonatplattform. Die „Großoolithe“ stellen dabei sinterartig ausgebildete Calcit-Ausfüllungen einstiger Riff-Hohlräume dar. Mit zunehmender beckenwärtiger Progradation setzen zunächst grobklastische Riffschuttkalksteine ein, die nach und nach von autochthonen Sedimentanteilen in Form von Algenrasen o. ä. verdrängt werden – gleichzeitig mit stets massiger werdendem Schichtbild. Die eigentlichen Riffkalksteine stellen den Riffkern, die Lagunenfazies den rückwärtigen, also landwärts gerichteten Bereich dar.

Im aufgelassenen Bergwerk bei den Knappenhäusern im Höllental (G 10, GK 8532) wurde im Wettersteinkalk der sekundär aus Bleiglanz gebildete Wulfenit (Gelbbleierz) zur Molybdän-Gewinnung abgebaut (z. B. SCHMIDT 1915); die Förderung wurde 1918 eingestellt.

Alter und Fossilien: Die Wetterstein-Formation setzt bereits im späten Anisium ein, wie Ammonitenfunde (REIS 1900) und sequenzstratigraphische Untersuchungen (RÜFFER 1995) belegen. Während die Obergrenze in älterer Literatur oft mit der Ladinium/Karnium-Grenze gleichgesetzt wurde, zeigen neuere multistratigraphische und Faziesraum-übergreifende Arbeiten, dass die Wetterstein-Formation mit einem abrupten Absterben der ausgedehnten Karbonatplattformen („Reingrabener Wende“, SCHLAGER & SCHÖLLNER 1974) im frühen Julium endet (RÜFFER 1995, HORNING 2008).

Aufschlüsse: Steig vom Zugspitzgipfel zum Zugspitzplatt (A 24, Abb. 13); unterhalb der Meilerhütte (G 11, GK 8532); Frauenalpl, Wanderweg zur Meilerhütte (A 26). Die basalen Riffschuttkalksteine sind nirgends gut zugänglich; ihre Abfolge kann vom Steig von der Haltestelle Riffelriß zum Riffelriß eingesehen werden.

3.1.1.7 Raibl-Formation, ungegliedert, nR

Raibler Sand- und Tonstein nR,S

Raibler Kalk nR,K

Raibler Dolomit nR,D

Raibler Rauhwanke nR,R

Julium bis Tuvalium (Karnium)

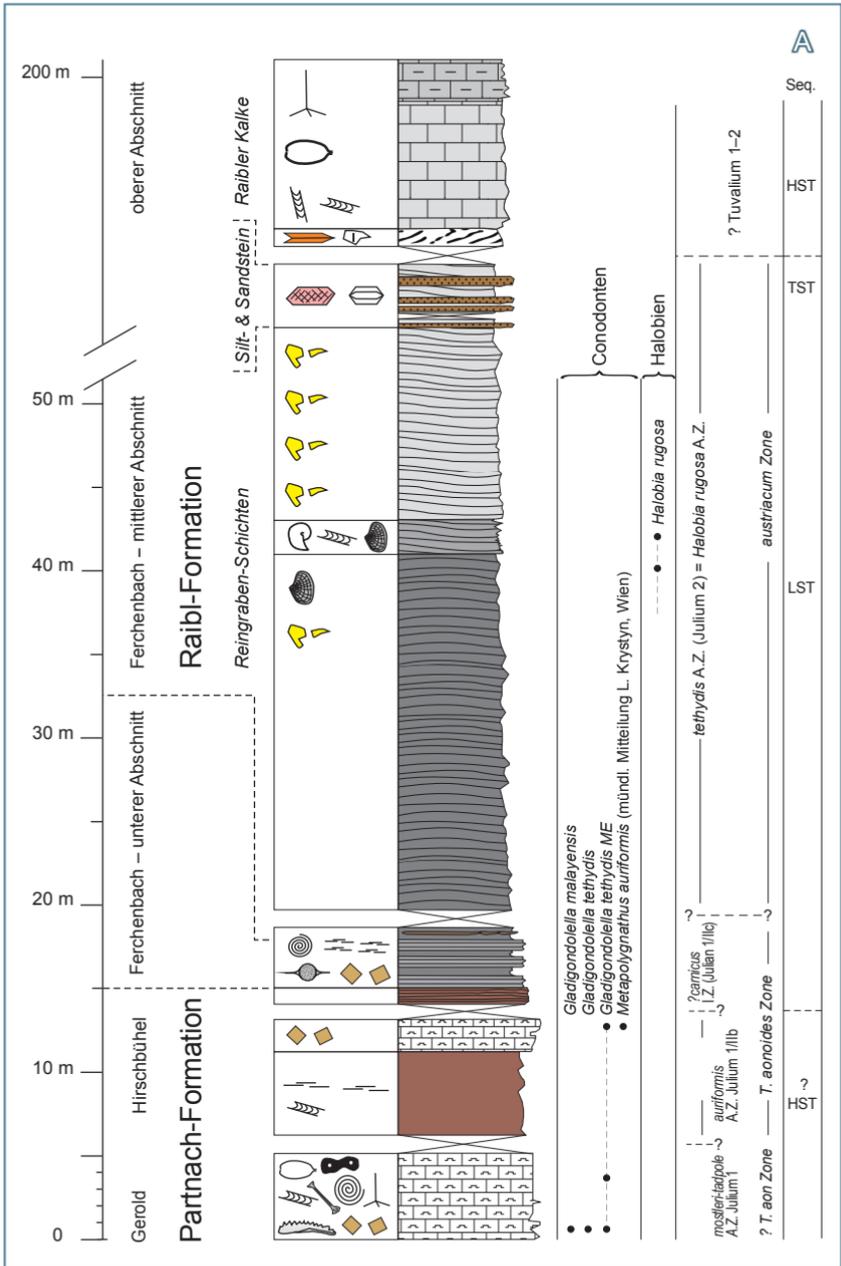
Die mergel- und tonreiche Raibl-Formation kennzeichnet nicht nur einen deutlichen lithologischen Wechsel am Beginn der Obertrias, sondern steht für eine der größten Riffkrisen im circumtethyalen Raum („Reingrabener Wende“ nach SCHLAGER & SCHÖLLNERBERGER 1974). Entsprechend ihrer stratigraphischen Position treten die Gesteine der Raibl-Formation in den Flankenbereichen der Wamberg-Antiklinale zwischen Partnach-Formation im Liegenden und Hauptdolomit im Hangenden auf. Der lokal eingefaltete N-Schenkel reicht vom Rießensee (Katzenstein-Synklinale) bis zur überkippten Schichtfolge am Steinbichel nordöstlich des Garmischer Beckens. Der tektonisch stärker beanspruchte und teilweise durchscherte S-Schenkel reicht vom Kreuzjoch und Sauwank über das Reintal sowie jenseits der Partnach bis zum Ferchenbach. Neben ihrem Vorkommen in der Wamberg-Antiklinale bildet die Raibl-Formation den Kern der Wetterstein-Synklinale und liegt direkt der Wetterstein-Formation auf, so etwa von einer Linie Henneneck – Schwarzköpfel im Westen über den Längenfelderkopf – Bernadein – Keilschrofen gegen Osten. Relikte der Schichtfolge liegen am Schachen, Schachentorkopf bis Kämitorkopf sowie etwas vollständiger auf der Hochfläche des Frauenalpl und am Frauenalplspitz unterhalb der Meilerhütte (tektonisch am N-Schenkel durchscherte Frauenalpl-Synklinale). Am Zugspitzplatt und der Zugspitze sind sie komplett, am Hochwannerkamm größtenteils abgetragen. Hier finden sich in nur schwer zugänglicher Position kleinräumige, tektonisch verstellte Relikte an den Oberreintalköpfen, den Schüsselkartürmen sowie am P. 2.035 m unterhalb der Zunderköpfe.

Mächtigkeit: Aufgrund ihrer Lage zwischen spröde deformierter Wetterstein-Formation und Hauptdolomit fungiert die mergel- und tonreiche Raibl-Formation vielfach als verformbarer „Puffer“. Sie zeigt sich daher tektonisch oft amputiert, durchschert oder dupliziert, was die Angabe von Maximalmächtigkeiten erschwert: JERZ (1966) gibt vom Ferchenbach 300 m, von der Katzenstein-Synklinale rund um den Rießensee maximal 500 m Mächtigkeit an.

Lithologie: Die Raibl-Formation ist in eine Vielzahl von lithologischen Einheiten untergliederbar. Die vor allem durch die Arbeiten von JERZ (1966), HARSCH (1968) und SCHULER (1968) bekannt gewordene ternäre Gliederung ist im Karstengebiet aufgrund der tektonischen Überprägung nur an wenigen Stellen nachzuvollziehen, so etwa im Osten der Katzenstein-Synklinale und am Profil von der Meilerhütte bis zum Frauenalpkopf (hier ist allerdings der obere Schieferton- und Kalk-/Dolomitstein-Zyklus tektonisch amputiert). In weitläufigeren Vorkommen der Raibl-Formation östlich Partenkirchen bis zum Steinbichel sind die Schiefertone vermutlich tektonisch ausgequetscht und bis auf ein paar geringmächtige Relikte reduziert. Hier ist keine Interngliederung mehr möglich.

Die Raibl-Formation überlagert sowohl die topographisch erhöhten Karbonatplattformen (Wetterstein-Formation), als auch die tieferen Beckenareale (Partnach-Formation, siehe Abb. 6). Dort lassen sich nicht nur lithologische Eigenheiten, sondern auch Differenzen in der Mächtigkeit nachweisen:

Liegendgrenze zur Partnach-Formation (Beckenfazies) (Abb. 15): Der Verlauf des Ferchenbaches zeichnet die im Gelände nur undeutlich fassbare Grenze zwischen Partnach- und Raibl-Formation nach. Innerhalb einer ansonsten monotonen Abfolge von Schiefertonen macht sie sich lediglich durch einen leichten Farbwechsel von Dunkelbraungrau auf Dunkel- bis Schwarzgrau sowie den abrupt fehlenden Karbonatgehalt bemerkbar. Beide Parameter zusammen erlauben die Zuordnung des 25 m mächtigen Schichtstapels zu den Reingraben-Schichten („Reingrabener Schiefer“), wie sie im tiefermarinen Hallstätter Faziesraum Berchtesgadens und Niederösterreichs nachgewiesen wurden. Sie kennzeichnen den Zeitpunkt des Riffsterbens und damit die Basis der Raibl-Formation (HORNUNG 2008). Am Top dieser karbonat- und glimmerfreien Schiefertone setzt mit den ersten Funden der Muschel *Halobia rugosa* zunächst feiner Hellglimmerdetritus ein, aber erst nach nochmals 15 m Schichtenabfolge schalten sich die ersten zunächst Zentimeter-, bald Dezimeter-mächtigen Siltsteinlagen ein. Sowohl KRUMM (1957) als auch VACHÉ (1960) rechneten diese hier als Reingraben-Schichten bezeichneten, 40 m mächtigen Tonsteine bis zum Einsetzen der ersten Siltsteinbänke noch zur Partnach-Formation.



Biogene: Makrofossilien

-  Ammoniten
-  Bivalven
(insbes. Halobien)

Mikrofossilien

-  *Tubiphytes* sp.
-  Foraminiferen
-  Schwammspiculae
-  Ostrakoden
-  Conodonten
-  Radiolarien
-  Planktische Crinoiden

Abiogene – sedimentary grains

-  Intraklasten
-  Lamination
-  Bioturbation

Minerale

-  Feldspat
-  Quarz
-  Glimmer
-  Gips
-  Pyrit

Gerold/Hirschbühl/Ferchenbach

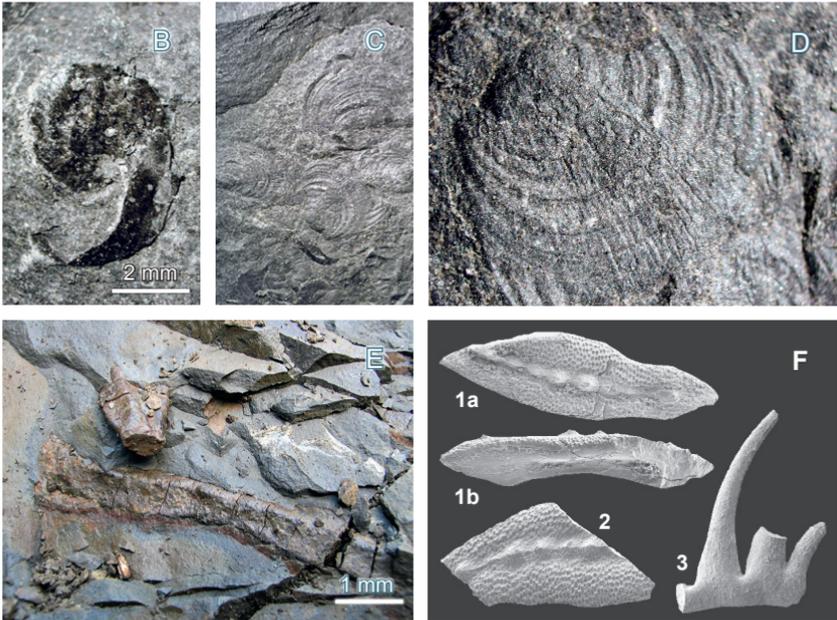


Abb. 15: In der Umgebung des Ferchenbaches ist der Übergang der Partnach- in die Raibl-Formation aufgeschlossen. A) Aus mehreren Teilprofilen zusammengesetztes Profil der mittelmährischen Schichtenfolge der Wamberg-Antiklinale (verändert nach HORNING 2008). B) schlecht erhaltener, nicht näher bestimmbarer juveniler Ammonit aus den Reingraben-Schichten. C, D) Zusammenschwemmung mehrerer Muscheln *Halobia rugosa* (mit Detail). E) Ichnofossilien (vermutlich von Krebsen). F) Conodonten-Fauna aus dem kleinen Steinbruch bei Gerold (knapp östlich der Blattgrenze auf Blatt Mittenwald): 1 a, b & 2: *Gladigondolella tethydis*; 3: *Enantiognathus petraeviridis* (*Gladigondolella tethydis* ME)

Liegendgrenze zur Wetterstein-Formation (Plattformfazies) (Abb. 15):

Die sedimentäre Basis der Raibl-Formation direkt auf vererzter und teilweise mikroverkarsteter Wetterstein-Formation (Abb. 14) kann am besten an den Wanderwegen vom Schachen zur Meilerhütte (Abb. 17) sowie am Kämitor beobachtet werden. Dort setzen in scharfer Grenze dunkelgraue bis dunkelgraubraune, hellglimmerführende und karbonatfreie Schiefertone ein (Abb. 16 A). Die Schieferungsflächen sind oft fettglänzend und mit limonitischen Oxidationsbeschlügen versehen (Pyrit oxidiert zu Eisenhydroxiden, wie z. B. Limonit). Nach 2 m sind die ersten, anfangs Zentimeter-, zum Hangenden Dezimeter-mächtigen Siltsteinlagen zwischengeschaltet.

Die auf WÖHRMANN (1889) zurückgehende Gliederung der Raibl-Formation in Zyklen lässt sich im Kartengebiet teilweise nachvollziehen:

1. Zyklus – „Untere Schiefertonfolge“ (R1a): Über den oben angesprochenen lithologischen Besonderheiten – also die zusätzliche und ausschließliche Ablagerung von Reingraben-Schichten in den Beckenbereichen – setzt sich eine monotone Abfolge dunkelgrauer, hellglimmerführender Schiefertone mit zwischengeschalteten, teilweise pyrit- und pflanzenhäckselführenden Fein- und Mittelsandsteinbänken (Raibler Sand- und Tonstein nR,S) fort. Die Sandsteinbänke sind nicht horizontbeständig und keilen lateral schnell aus. Eine Besonderheit sind die im oberen Drittel der Serie vorkommenden Sphaerocodienbänke (nach den Algen-Onkoiden „*Sphaerocodium bornemanni*“ ROTHPLETZ, Abb. 16 B). Diese wurden nicht direkt im Anstehenden beobachtet, sondern lediglich im Ferchenbachgebiet vereinzelt als Lesesteine gefunden. Die Untere Schiefertonfolge wird in der Wamberg-Antiklinale mit etwa 140 m besonders mächtig; in der sich südlich anschließenden Wetterstein-Synklinale sinken die Maximalwerte auf 35 bis 40 m (z. B. MYLIUS 1916, JERZ 1961a, b). Sedimente der Unteren Schiefertonfolge stehen gut zugänglich vor allem entlang des Ferchenbaches und am Frauenalpl an.

1. Zyklus – „Untere Kalkfolge“(R1b): Die Untere Kalk-Dolomitfolge der Raibl-Formation zeigt im Gegensatz zum wesentlich helleren Wettersteinkalk dunkelgraue bis dunkelbraungraue, lokal bankintern feinlaminierte Mikrite, die beim Anschlagen stark bituminös riechen (Raibler Kalk nR,K). Massigere Partien wechseln mit dünn- bis mittelbankigen Abschnitten ab – beide regellos von mm- bis selten cm-breiten Sparitadern durchzogen (Abb. 16 C). Gut nachvollziehen lässt sich die „Untere Kalkfolge“ vor allem am Schlusssanstieg zur Meilerhütte knapp vor dem Übertritt vom Frauenalpl zum Angerloch (Abb. 17).

2. Zyklus – „Mittlere Schiefer-tonfolge“(R2a): Grundsätzlich mit ähnlicher Lithologie wie die Untere Schiefer-tonfolge (R1a), unterscheidet sich die „Mittlere Schiefer-tonfolge“ (Raibler Sand- und Tonstein nR,S) im Fehlen von karbonatfreien Tonschiefern an der Zyklenbasis. Wie die Untere Kalk-Dolomitfolge ist sie am besten am vom Frauenalplspitz zur Meilerhütte ziehenden Grat erschlossen und wird am Anstieg zur Meilerhütte durchwandert.

2. Zyklus – „Mittlere Kalk-Dolomitfolge“(R2b): Dieser Abschnitt der Raibl-Formation beginnt unterhalb des Frauenalplspitz mit einer gelbgrauen, stark porösen und bröselig zerfallenden Rauhwacke. Darüber folgen relativ mächtige, braungraue bis dunkelgraue, gleichfalls leicht bituminöse Mikrite mit zahlreichen sparitverheilten Klüften und kleineren tektonisch induzierten Fiederspalten (Raibler Kalk nR,K). Auffallend ist der relativ hohe Fossilgehalt: am Wanderweg vom Schachen zur Meilerhütte fanden sich neben dem Weg auf 2.270 m ü. NN Muschelpflaster, Brachiopoden, Gastropoden-Bruchstücke und nicht näher bestimmbare Filamentreste (zerfallene Muschelschalen). KRUMM (1957) beschreibt vom Frauenalplspitz unterschiedliche Horizonte mit stark angereicherter Crinoiden-Führung („Crinoiden-Bänke“).



Abb. 16: Die unterschiedlichen Ausprägungen der lithologisch sehr vielfältigen Raibler-Formation: A) die basalen Raibler Schiefertone (R1a) in Plattformfazies am Kämitor; B) Lesesteine mit *Sphaerocodium bornemanni* am Frauenalpl; C) der kleine Steig vom Kämitor zum Kämitorkopf zeigt dünn- bis mittelbankige, bituminöse Sequenzen der unteren Kalksteinfolge (R1b); D) Raibler Rauhacke (R3b) am Wanderweg vom Kreuzeck zur Bernadein-Diensthütte (A 19)

Die relativ mächtigen Kalksteine werden von weicheren, nischenartig zurückwitternden und dem hangenden Hauptdolomit bereits ähnlichen Dolomitsteinen (Raibler Dolomit, nR,D) durchzogen. Besonders schön sind diese Einschaltungen an der beinahe saiger stehenden Schichtenfolge am Frauenalplspitz zu sehen. Relativ mächtig sind die Dolomit-Sequenzen östlich und nördlich der Stuibenhütte, werden dort allerdings nur durch die zur Stuibenalm und zum Bernadeinsteig führenden Forstwege leidlich erschlossen.



Abb. 17: Der Wanderweg vom Schachen zur Meilerhütte führt über den Großaufschluss der tektonisch durch NNW-gerichtete Überschiebungen durchscherten Frauenalp-Synklinale am Frauenalpl mit Frauenalpkopf, Frauenalpspitz und Westlicher Törlspitze. Insbesondere der Grat über Frauenalpspitz bis Frauenalpkopf erschließt das beste Profil der Raibl-Formation innerhalb der beiden Kartenblätter (A 27).

3. Zyklus – „Obere Schiefertonfolge“(R3a): Der im Gebiet um Garmisch-Partenkirchen bis Mittenwald nur sehr geringmächtige Obere Schiefertonhorizont (JERZ 1961a) ist im Untersuchungsgebiet nirgends direkt erschlossen. Am Frauenalpl-Profil scheint er tektonisch reduziert, auch in der Katzenstein-Synklinale konnte er nicht gefunden werden. Die einzigen Hinweise finden sich an der Basis des Wanderweges vom Kreuzeck auf den Längensfelderkopf: Dort konnten im Bereich zweier kleiner Quellen im lehmig verwitternden Boden vereinzelt Tonschieferbrocken als Lesesteine gewonnen werden, die ein ähnliches Erscheinungsbild wie die stratigraphisch tiefer liegenden Schieferton-Sequenzen zeigen (Raibler Sand- und Tonstein nR,S).

3. Zyklus – „Obere Kalk-Dolomitfolge“(R3b): Das Top der Raibl-Formation ist im Raum Garmisch-Partenkirchen in Form von 140 bis 200 m mächtiger, porös-zelliger und bröselig-grusig verwitternder, gelbbrauner bis weißlich-grauer Rauhwacken ausgebildet (Raibler Rauhwacke nR,R).

Am besten erschlossen stehen diese am Wanderweg vom Kreuzeck zur Bernadein-Diensthütte an, wo sie als mitunter skurril anmutende Türmchen und Mauern auswittern (Abb. 16 D). Weitere Vorkommen rund um die Stuibenhütte, unterhalb der Schachenwände im Mitterklammgraben (siehe KRUMM 1957) sowie im Kern der Katzenstein-Synklinale.

Fazies: Die Raibl-Formation repräsentiert eine flachmarine zyklische Abfolge aus Regression (tonig-sandige, festländisch beeinflusste Sedimentation) und Transgression (karbonatische Sedimentation) mit zum Teil hypersalinen Bedingungen (Evaporite) (BRANDNER & POLESCHINSKI 1986, RÜFFER & BECHSTÄDT 1995). Nach RÜFFER & BECHSTÄDT (1995) kamen die tonig-mergelig-sandigen Anteile im neritischen Schelfbereich (Wassertiefe 50 bis 200 m) zur Ablagerung, die kalkigen Partien eher in einem tidal-evaporitischen Milieu in Küstennähe. Die Reingraben-Schichten stellen die ersten distalen Schüttungen mit siliziklastischem Eintrag vom Festland direkt nach dem überregional bedeutsamen Riffsterben der „Reingrabener Wende“ (SCHLAGER & SCHÖLLNERBERGER 1974) dar. Die nachfolgend abgelagerten, hellglimmerreichen Schiefertone (R1a) können als auf die Wetterstein-Karbonatplattform sedimentierte, proximalere terrigene Ablagerungen interpretiert werden.

Alter und Fossilien: Die Raibl-Formation gilt als eine der fossilreichsten Formationen der Nördlichen Kalkalpen. So führen die Tonschiefer und Sandsteine mitunter zahlreiche Muscheln, Pflanzenreste und vereinzelt Ammoniten, die Mergelkalk- und Kalksteine zahlreiche Muscheln. Ausführliche Fossilisten geben z. B. KRUMM (1957) und VACHÉ (1960), ersterer mit einem detaillierten mikropaläontologischen Schlammprofil aus dem Grenzbereich von Partnach- und Raibl-Formation vom Ferchenbach.

Neben seltenen biostratigraphisch verwertbaren Fossilien (siehe TOLLMANN 1976a) belegen neuere multistratigraphische Ansätze mit vergleichender Sequenz-, Litho- und Chronostratigraphie den Zeitbereich vom oberen Julium (mittleres Karnium) bis knapp unter die Karnium/Norium-Grenze (z. B. HORNING 2008).

Aufschlüsse: Grenze Partnach-/Raibl-Formation im Ferchenbach (A 13); Grenze Wetterstein-/Raibl-Formation am Wanderweg zur Meilerhütte (A 26); Südgrat der Frauenalpspitz (A 27, Abb. 17); Bernadeinsteig, Wanderweg vom Kreuzeck zur Bernadein-Diensthütte (A 19).

3.1.1.8 Hauptdolomit, nHD

Hauptdolomit mit Kalkbänken, nHD_K

Tuvalium (oberes Karnium) bis Alaunium (mittleres Norium)

Oberkarnischer bis norischer Hauptdolomit bildet zu einem Großteil die Nordgrenzen der Kartenblätter, also im südlichen und westlichen Ammergebirge (Schnellschlicht bis Kramerspitz-Südhang sowie nördlich des Daniel) und Estergebirge (Wank-Südhang). Er baut auch den Rücken nördlich des Eibsees mit Miesingberg und Hohem Seeberg sowie die Schwarze und Blaue Wand am Thörlen-Massiv westlich des Eibsees auf. Ein weiteres wichtiges Vorkommen besteht im Kern der nach Osten hin abtauchenden Wetterstein-Synklinale vom Kreuzeckgebiet über die Bodenlaine und den Schindeltalschrofen bis zum Stellwagelskopf nahe der östlichen Blattgrenze. Landschaftlich typisch sind im Ammer- und Estergebirge vor allem mittelsteile Waldflanken, allerdings auch schroffe Gipfelregionen und teilweise tief eingeschnittene Bachanrisse (z. B. Kramerlaine, Kögerlaine). Am Thörlenmassiv sowie in der Wetterstein-Synklinale brechen die Hauptdolomitfolgen teilweise mit mehreren hundert Meter hohen Wänden ab oder bilden tiefe Erosionsrinnen und -kare (z. B. am Keilschrofen und Schindeltalschrofen).

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit des Hauptdolomits kann aufgrund der Eintönigkeit der Schichtenfolge, der teilweise weitgespannten, NNW–SSE-verlaufenden Verfallung, der oftmals nicht sichtbaren, sprödektionisch induzierten Versätze sowie der beispielsweise in der Wetterstein-Synklinale fehlenden Obergrenze zum Plattenkalk nur geschätzt werden. Die Maximalmächtigkeit nimmt im Kartengebiet von W nach E und von S nach N zu, so dass im Bereich des südlichen Ammergebirges westlich der Loisach (Schellkopf) mit Werten um 700 bis 800 m zu rechnen ist, im Kern der Wetterstein-Synklinale um etwa 1.000 m (hier ohne Obergrenze, siehe auch KRUMM 1957). Im Bereich des Wank am N-Schenkel der Wamberg-Antiklinale (St. Anton bis Eckenhütte) ist der Hauptdolomit zum stratigraphisch hangenden Plattenkalk stark gestört und erreicht wahrscheinlich nicht seine von JERZ & ULRICH (1966) auf Blatt Mittenwald vermutete Maximalmächtigkeit von 1200 m.

Lithologie: Die typische Ausbildung des Hauptdolomits im Kartengebiet ist ein hellgrauer bis milchig-bräunlicher, oft auch weißlicher feinkörniger, mehr oder weniger stark absandender Dolomitstein. Er ist meist im wenige bis mehrere Dezimeter-Bereich gut gebankt, kann lokal auch undeutlich geschichtet bis massig erscheinen. Die Bankflächen sind meist eben bis leicht wellig. Brecciierte Zwischenlagen, Tempestite, synsedimentäre Rutschfalten und sekundäre Störungsbreccien kommen lokal häufig vor. Aufgrund oftmals engständiger Klüftung zerfallen die Dolomitsteine in typisch rhombisch-kantige, Zentimeter-große Fragmente.

Wie in vielen anderen Regionen lässt sich der Hauptdolomit auch auf den Blättern Zugspitze und Garmisch-Partenkirchen in drei Abschnitte (Unterer, Mittlerer & Oberer Hauptdolomit) untergliedern, die jedoch nicht an einem vollständigen Profil, sondern durch einzelne, über das Blattgebiet verteilt liegende Aufschlüsse nachvollzogen werden können:

Der Übergang von der Raibl-Formation zum **Unteren Hauptdolomit** ist fließend. Oftmals schuttüberdeckt und deswegen an vielen Stellen nicht abgeschlossen, kann der Übergang im Gelände am besten am Wanderweg durch die Bodenlaine von der Laubhütte zum Kreuzeck sowie entlang der Bundesstraße von Garmisch-Partenkirchen nach Ehrwald unter dem Hohenrain beobachtet werden. Der Untere Hauptdolomit ist durch auffallende Dünn- bis Mittelbankigkeit bei glatten Schichtflächen und geringem Kalkgehalt (leichte Reaktion mit verdünnter Salzsäure) charakterisiert. Ferner sind erhöhter Bitumenanteil sowie seine dunkelgraue bis schwarzgraue Färbung auffallend (beispielsweise entlang der Bundesstraße von Garmisch-Partenkirchen nach Ehrwald nahe P. 769,4 m; Abb. 18).

Der **Mittlere Hauptdolomit** als mächtigster Abschnitt der Formation ist eine monotone Abfolge aus hellgrauen bis grauen, mittel- bis dickbankigen, bereichsweise massigen Dolomitsteinen (Abb. 18). Diese zeigen in der Regel ebene Bankflächen, eine feine bankinterne Lamination und eine im größeren Maßstab sichtbare ausgeprägte Zyklizität (Loferite, siehe ENOS & SAMANKASSOU 1998). Die lithologische Gleichförmigkeit und große Mächtigkeit der Abfolge wird am Südhang von Rauhenstein bis Kramer sowie nördlich der Neidernach am Schellkopf und Schönjöchl besonders deutlich.



Abb. 18: Unterschiedliche Ausprägungen des Hauptdolomits: massiger Mittlerer Hauptdolomit am Wanderweg von der Rotmoosalpe zum Rauheck und Rauhenstein (R 44 22 556, H 52 62 374) (große Abb.) sowie bituminöser und relativ dünnbankiger Unterer Hauptdolomit am Fahrweg des orographisch rechten Loisach-Ufers unweit P. 769,4 m (R 44 25 474, H 52 60 804) (kleine Abb.)

Lokal können zwischengeschaltete primäre Breccien auftreten: Zentimeter- bis (seltener) Dezimeter-große, ungerundete Intraklasten schwimmen in einer dunkelgrauen, dolomitischen und charakteristisch absandenden Matrix. Die Breccien entstanden infolge syndesimentärer Umlagerung bereits vorverfestigten Karbonatschlammes durch Sturmereignisse (Tempestite). Einzelne Dolomitsteinbänke zeigen Loferit-Mikrogefüge wie

- langgezogene, calciterfüllte Hohlräume (Stromataktis),
- granularen Karbonatschlamm ((Pel)Mikrite),
- aufgearbeitete kleine Plättchen aus vorverfestigtem Karbonatschlamm (Mud-Chips),
- in Strandnähe gebildete, kleine kugelige Konkretionen (Pisoide),
- spindelförmige Porenräume, die nachträglich mit grobem Calcit auskristallisiert wurden (sparitisch gefüllte „bird's eyes“),
- reliktsch erhaltene „Geister-Strukturen“ von Algenmatten und Micromounds („Mikro-Riffe“; siehe FLÜGEL 2004).

Im **Oberen Hauptdolomit** treten mittel- bis dickbankige, öfter auch massige Abschnitte auf, z. B. gut erschlossen am Wanderweg von der Rotmoosalm zum Grießberg und Rauhenstein. Nahe der Grenze zum überlagernden Plattenkalk wurden dünnbankige Kalksteineinschaltungen beobachtet, die faziell stark dem hangenden Plattenkalk gleichen. Vereinzelt Zonen mit erhöhtem Kalkgehalt können in der Hauptdolomit-Abfolge lokal eng begrenzt des Öfteren vorkommen. Mächtiger Kalksteinpartien (**Hauptdolomit mit Kalkbänken**) wurden lediglich am Miesingberg westlich des Stanglmooses beobachtet: Deren lateral rasch auskeilendes und anscheinend nicht horizontbeständiges Vorkommen mit eindeutigem Plattenkalk-Habitus liegt knapp 50 m unterhalb der Hauptdolomit/Plattenkalk-Grenze am Hohen Seeberg. Möglicherweise handelt es sich hierbei um das stratigraphische Äquivalent der von JERZ & ULRICH (1966) auf Nachbarblatt Mittenwald beobachteten und auch in anderen Regionen der Bayerischen Alpen vorkommenden, etwa 20 m mächtigen kalkigen Einschaltung ungefähr 50 m unterhalb der Hangendgrenze des Hauptdolomits (z. B. KOCKEL et al. 1931, SCHMIDT-THOMÉ 1950, LUTYI-LUTENKO 1951); diese konnte im östlichen und nördlichen Kartengebiet nicht gefunden werden, was vermutlich mit der tektonischen Amputation am Südhang des Wanks und im Bereich des Friedergrießes zusammenhängt.

Fazies: Die meisten im Hauptdolomit vorkommenden Lithotypen sprechen für einen Ablagerungsraum im flachen Intertidal – ähnlich einem rezenten Wattenmeer. Geprägt wurde die Schichtenfolge vor allem durch periodische Meeresspiegelschwankungen, die durch das gesamte Norium hindurch auftraten.

So vertreten massive Bereiche eher das Subtidal, die zuvor erwähnten Loferite mit Stromataktis, (Pel)Mikriten, Mud-Chips, Pisoiden und sparitisch gefüllten „bird's eyes“ das Supratidal der Spritzwasserzone. Der bituminöse Untere Hauptdolomit deutet auf Sedimentation in einem abgeschnürten, sauerstoffarmen Becken des unteren Intertidals hin. Die Breccienlagen des Mittleren Hauptdolomits lassen sich als sturminduzierte Aufarbeitungslagen (Tempestite) des oberen Intertidals bis Supratidals interpretieren. Der Obere Hauptdolomit im Übergang zum Plattenkalk kam nach dem Fazieschema von FRUTH & SCHERREIKS (1982) im Subtidal zur Ablagerung.

Alter und Fossilien: Da biostratigraphische Methoden im fossilarmen Hauptdolomit versagen, bleibt nur eine sequenz- und lithostratigraphische Korrelation mit datierbaren Bereichen sowohl im Liegenden als auch im Hangenden. Die Obergrenze der Raibl-Formation – und damit die Basis des Hauptdolomits – konnte sequenzstratigraphisch mit dem obersten Karnium datiert werden (HORNUNG 2008). Das Hauptdolomit-Top liegt am Übergang Alaunium/Sevatium (STD 2016), gestützt durch biostratigraphische Daten aus den Seefeld-Schichten Tirols (DONOFRIO et al. 2003); bei letzteren handelt es sich um eine unter Sauerstoffarmut entstandene Intraplattformbecken-Sonderfazies innerhalb des Oberen Hauptdolomits.

Aufschlüsse: W Stanglmoos (R 44 21 290, H 52 59 780); Wanderweg vom Kramerplateau zur Stepbergalm ab 900 m ü. NN; Weg vom Schellbach auf den Schellkopf; in der Bodenlaine; im Partnachtal W Schindeltalschrofen.

3.1.1.9 Plattenkalk, nPK Sevatium (oberes Norium)

Im nördlichen Abschnitt der beiden Kartenblätter tritt Plattenkalk (GÜMBEL 1861) nicht als Gipfelbildner auf, sondern umfasst die Bergsockel der südlichen Ammergauer Alpen in der Elmau–Neidernach-Synklinale (Schellkopf bis Gschwandmösl unterhalb des Grießberges) und des südwestlichsten Estergebirges in einer tektonisch stärker zerlegten Zone (St. Anton bis Eckenhütte). Am Zugspitzmassiv streicht Plattenkalk großflächig an den Südfanken vom Hohen Seeberg sowie Gschwandeck am N-Schenkel der Eibsee-Synklinale aus.

Das weitläufige Plattenkalk-Areal des Thörlen liegt größtenteils in Österreich und erreicht am Eibseeblick bis zum Schwarzwandl noch deutsches Staatsgebiet. Eine Besonderheit ist ein kleinräumiger Aufschluss im Brandgraben oberhalb der Ochsenhütte, der in einer stark gestörten, zerscherten Schichtfolge Plattenkalk bis Schrambach-Formation erschließt und eine Fortsetzung der Grießberg-Überschiebung (siehe Kapitel 4.3) nach Osten darstellt.

Auf österreichischem Gebiet am N-Schenkel der Ehrwald-Synklinale (Ehrwalder Mulde) baut der Plattenkalk die höchsten Gipfel der südlichen Ammergauer Alpen auf, so den Daniel, die Upsspitze, das Buchsentaljoch und die Hochschrutte.

Die Liegendgrenze des Plattenkalks zum unterlagernden Hauptdolomit wurde mit dem Einsetzen mächtigerer Kalksteinhorizonte gezogen. Im Gelände ist der lithologische Wechsel insofern nicht leicht zu erkennen, da sich der Übergang meist in aufschlussarmen Waldflanken fließend vollzieht. Der maßgebliche Unterschied zum liegenden Hauptdolomit besteht im Gelände neben einem scharfkantigen Bruch und einem hellen Hammerklang immer in einer eindeutigen Reaktion mit verdünnter Salzsäure. Hin und wieder treten in den steilen, meist mit Mischwäldern bestandenen Hängen einzelne dickere Plattenkalk-Bänke morphologisch als langgezogene Rippen hervor. Unter den Rippen haben sich oft Block- und Schuttfelder ausgebildet, deren Komponentenspektrum von kubikmetergroßen Blöcken bis zur Kies-Fraktion variiert.

Mächtigkeit: Aufgrund von diachronen, faziell fließenden Übergängen zum liegenden Hauptdolomit und einer durch Kalk-/Mergelstein-Wechselfolgen begünstigten, engräumigen Spezialfaltung ist die maximale Mächtigkeit des Plattenkalkes nur schwer fassbar. Nach WENDL (2006) ist die Schichtenfolge des Plattenkalkes im Tal der Neidernach nahezu ungestört; hier können 200 bis 250 m Maximalmächtigkeit angenommen werden.

Lithologie: Der Plattenkalk ist in unverwittertem Zustand durch hellgraue bis hellbraungraue, lokal auch mittel- und dunkelgraue, dichte mikritische bis sparitische Kalksteine (Packstones, Wackestones) gekennzeichnet. Ein meist geringer Bitumengehalt sorgt für einen leicht fauligen Geruch im frischen Anschlag, der sich schnell verflüchtigt. Ein weiteres wesentliches Charakteristikum ist die dünn- bis mittelständige Bankung, die im Durchschnitt Horizont-

mächtigkeiten von 5 bis 30 cm aufweist (Abb. 19 A). Die Extremwerte liegen zwischen 1 und 200 cm. Den gegen das Hangende immer mächtiger werdenden Kalksteinpartien sind lokal dünnbankige, unregelmäßige und lateral auskeilende, braun- bis beige graue Mergelsteinhorizonte zwischengeschaltet. Deren Mächtigkeit liegt normalerweise im Zentimeter-Bereich. Besonders mächtig werden sie westlich St. Anton am Westhang des Wanks sowie am Forstweg im Aufstieg zur Schellalm (Abb. 19 B). Oft neigt der Plattenkalk auf der Gesteinsoberfläche zu typischen Lösungserscheinungen („Elefantenhaut-Verwitterung“), abgerundeten Kanten sowie Karst- und Karrenbildung.

Die Plattenkalk-Abfolgen präsentieren sich über weite Strecken als komplett fossilere und homogene Mikrite. Im Tiefentalgraben auf 1.390 m ü. NN südlich des Schellkopfes (Südliche Ammergau-Alpen) erwähnt WENDL (2006) einen Horizont, der weitgehend aus Fossilschutt aufgebaut ist (Muscheln, Gastropoden). Eine ähnliche Bank konnte am SW-Sockel des Wanks am Forstweg über St. Anton gefunden werden (Abb. 19 C).

Bei fehlenden Aufschlüssen im Gelände kann der Plattenkalk aufgrund größerer Erosionsbeständigkeit (höherer Kalkgehalt) rein morphologisch durch steilere Flankenbildung und schroffere Geländeformen vom liegenden Hauptdolomit abgegrenzt werden.

Fazies: Die Plattenkalk-Sedimentation der Lechtal-Decke erfolgte in einem landnahen, von Karbonatplattformen umsäumten Meeresbecken mit stagnierendem Wasseraustausch und ohne Verbindung zum offenen Ozean der Tethys. Da jedoch neben bitumenführenden Horizonten auch rein mikritische, fossilfreie und sehr homogene mächtigere Einzelbänke vorliegen, die bereits offenmarine Bedingungen anzeigen, zeigt der Plattenkalk rund um Garmisch-Partenkirchen faziell auch offenmarine Anklänge des sich südlich anschließenden Tirolikums und liegt damit nahe eines möglichen Übergangsbereichs zwischen beiden Deckensystemen.

Alter und Fossilien: Da die Liegendgrenze zum Hauptdolomit eine sich lateral rasch verändernde und damit diachrone, reine Faziesgrenze ist und entsprechende Leitfossilien wie Conodonten und Ammoniten fehlen, ist eine biostratigraphische Altersbestimmung nicht möglich. Nachdem die Seefeld-Schichten im Oberen Hauptdolomit ins obere Norium (Sevatium) datiert wurden (DONOFRIO et al. 2003), kann für den Plattenkalk ein ähnliches Alter vermutet werden (z. B. STD 2016).



Abb. 19: Der Plattenkalk zeigt insbesondere am Gebirgssockel der südlichen Ammergauer Alpen seine typisch plattige bis dünnbankige Ausbildung: A) wie etwa im Aufstieg zur Schellalm bei 1000 m ü. NN (A 5), B) teilweise mit zwischengeschalteten mächtigeren Mergelsteinpaketen. C) Eine Besonderheit stellen geringmächtige fossilreiche Horizonte dar, wie eine Gastropodenbank von der SW-Flanke des Wank oberhalb St. Anton (R 44 33 635, H 52 62 623).

Aufschlüsse: Elmaustraße vom Gschwandmösl nach Elmau (A 7); Wanderweg vom Friedergrieß zum Frieder (A 5); Forstweg W St. Anton (A 2); Tiefentalgraben mit fossilreicher Lumachelle (R 44 16 710, H 52 62 095).

3.1.1.10 Kössen-Formation, ungegliedert, nK

Kössener Mergel, nK,M

Oberes Sevatium (oberstes Norium) bis Rhätium

Die Kössen-Formation tritt im Hangenden des Plattenkalkes in der zentralen Elmau–Neidernach-Synklinale nahe der Neidernach sowie zufließender Seitenbäche auf. Besonders entlang der Neidernach sind die Kalk-/Mergelstein-Wechselfolgen recht gut erschlossen. Östlich des Friedergrießes nahe der nördlichen Blattgrenze durchschneidet ein Wanderweg südöstlich des Flurstückes „Unterwankel“ fossilreiche Kössen-Formation. Dazwischen liegt der breite, aus der Friederlaine gespeiste Schwemmfächer des Friedergrießes. Da die Kössen-Formation weiter westlich im Nudelgraben wieder ansteht, dürfte unter diesem Schwemmfächer ein größeres Vorkommen der Kössen-Formation liegen. Deren geringe Verwitterungsresistenz bedingt, zusammen mit den weiter östlich anstehenden „Jungschichten“ (Allgäu- bis Schrambach-Formation), die Ausräumung eines relativ breiten Tales durch Neidernach und Schwarzenbach.

Im N-Schenkel der Eibsee-Synklinale liegt die Kössen-Formation unter dem Eibsee-Bergsturz verborgen, ist allerdings am Südufer des Eibsees in deren nordwärtig durchschertem S-Schenkel kleinräumig erschlossen. Ein zusammenhängendes Vorkommen wie in KRUMM (1959) und MOSER (2010) dargestellt, konnte nicht bestätigt werden. Eher handelt es sich um weitgehend durch Sturzstromablagerungen überdecktes Anstehendes, das nur an wenigen Stellen zugänglich ist; SE „Am Wasserbichl“ ist die Kössen-Formation aber lokal aufgeschlossen.

Die Kössen-Formation steht auf österreichischer Seite des Blattes Zugspitze großflächig am Südabfall der westlichen Ammergauer Alpen (N-Schenkel der Ehrwald-Synklinale) unter dem Kamm von der Hochschrutte bis zum Daniel an und sorgt dort lithologisch bedingt für zahlreiche Hanginstabilitäten (Zerspalten und Anrissbereiche jüngerer und älterer Rutschkörper).

Mächtigkeit: WENDL (2006) und KÜFFLER (2006a) schätzen die Maximalmächtigkeit auf 180 bis 200 m. Diese Werte erscheinen jedoch unsicher, da die Schichtenfolge, wie etwa im Nudelgraben ersichtlich, stark verfaltet ist (Abb. 20).



Abb. 20: Besonders eindrucksvoll ist die oft stark verfallene Kössen-Formation im Nudelgraben erschlossen (A 9) (große Abb.). Typisch für die gesamte Einheit sind fossilreiche Bänke wie die Muschelschill-Horizonte nahe des Schwarzenbaches (R 44 22 014, H 52 62 485) (kleine Abb.).

Lithologie: Die Kössen-Formation zeigt im Blattgebiet einen ausgeprägt mergeligen Charakter: meistens liegt eine Wechselfolge von dunkelbraunen bis schwärzlichen Mergelsteinen und mittel- bis feinkörnigen, dunkelgrauen, gebankten Kalksteinen (Wackestones, Packstones) vor.

Die Grenze zum liegenden Plattenkalk wurde mit dem Auftreten der ersten dunklen, Dezimeter-mächtigen Mergelsteinbank gezogen, da sich im Übergangsbereich zur Kössen-Formation die Kalksteine sehr ähnlich sind. Die Kössen-Formation kann an etwas bräunlicheren Verwitterungsfarben vom Plattenkalk unterschieden werden. Die Kalksteinhorizonte zeigen einen scharfkantigen, splittrigen Bruch sowie ein typisches, sparitverheiltes Kluftnetz. Die bräunlichen Verwitterungsfarben sind auf oxidierten, fein verteilten Pyrit zurückzuführen. Neben relativ reinen Kalksteinen mit hohem Karbonatgehalt treten auch fossilreiche Kalkmergelsteine auf. Eine Besonderheit stellt eine Zentimeter-mächtige Hornsteinlage in den stratigraphisch höchsten Bereichen der Kössen-Formation dar, die WENDL (2006) vom Südwestufer des Schwarzenbaches von 980 m ü. NN sowie aus dem Nudelgraben beschreibt. Die Hornstein-Kalksteine zeigen neben einer Vielzahl von Schwammnadeln dunkle Bioturbationsflecken und stellen eine Übergangsfazies zur hangenden Allgäu-Formation dar.

Die Kössen-Formation verwittert aufgrund des etwas höheren Tongehaltes erdig-mürb und sehr tiefgründig mit auffallend rostbraunen bis ockergeben Farben. In dieser tiefgründigen Verwitterungsschicht haben sich lokal ausgedehnte Massenbewegungen gebildet (Tufteltal, Bichlbacher Alm und beidseitig der Neidernach). Ein weiterer, im Gelände gut erkennbarer Unterschied zum liegenden Plattenkalk sind wulstige und unruhige, oft „zerfressen“ wirkende Schichtflächen.

Fazies: Im Gegensatz zu den Regionen weiter im E, die mit lateraler Verzahnung zu zeitgleich abgelagerten Oberrät-Riffkalksteinen flachermarine Tendenzen zeigen, dürfte die Kössen-Formation im Bereich Garmisch-Partenkirchen eine typische Beckenfazies des Subtidals repräsentieren. Während z. B. an der Loferer Steinplatte von der Basis der Kössen-Formation eine zunehmende Verflachung des Intraplattformbeckens (STANTON & FLÜGEL 1989) zu beobachten ist, scheint sich dieses Becken in den Ammergauer Alpen zunehmend zu vertiefen und geht mit oben beschriebener Hornsteinlage lithologisch nahezu fließend in die Beckenfazies der jurassischen Allgäu-Formation über.

Alter und Fossilien: Aufgrund der reichen Makrofossilführung mit der Muschel *Rhaetavicula contorta* und dem Ammoniten *Choristoceras* sp. kann die Kössen-Formation ins Rhätium datiert werden. Neben den lithologischen Kriterien ist der hohe Fossilgehalt charakteristisch für die ganze Formation. Beinahe in jedem Aufschluss lassen sich Fossilien finden, die insbesondere auf den Schichtflächen sehr gut erhalten sind. Vom Forstweg am orographisch linken Hang der Schellaine in der Nähe zum Schwarzenbach stammen Muschelpflaster von *Rhaetavicula contorta* und *Gervillia* sp. (Abb. 20). Etwa 600 m westlich der Mündung der Schellaine in die Neidernach beschreibt WENDL (2006) zahlreiche rhätische Ammoniten (*Choristoceras* sp.) auf Bankflächen. Ähnliche Fossilbänke beschrieben bereits KOCKEL et al. (1931).

Funde des seltenen Conodonten *Misikella posthernsteini* aus der obersten Kössen-Formation vom Nordhang des Scheibelbergs in den Chiemgauer Alpen (siehe BÖKENSCHMIDT & ZANKL 2005) bestätigen dies.

Aufschlüsse: Forstweg W des Schwarzenbaches (A 3); Nudelgraben (A 9); auf österreichischer Seite gute Aufschlüsse entlang der Forststraßen im Bereich der Bichlbacher Alm, im Tuffeltal sowie südwestlich der Tuffelalpe.

3.1.1.11 Kendlbach-Formation **Schattwald-Schicht nSw** Oberes Rhätium

Die Kendlbach-Formation (HILLEBRANDT et al. 2013) wird im Kartengebiet durch die Schattwald-Schicht vertreten und kommt lediglich im österreichischen Teil des Blattes Zugspitze an den Talhängen zwischen Lermoos und Lähn, an der Grenze zwischen Kössen- und Allgäu-Formation vor.

Mächtigkeit: Ihre größte Mächtigkeit erreicht die Schattwald-Schicht mit 1 bis 3 m im oberen Dristelgraben und südlich der Bichlbacher Alm. Die starke tektonische Überprägung in diesen Bereichen könnte auf reduzierte Mächtigkeiten hinweisen.

Lithologie: Die Schattwald-Schicht besteht aus weichen, dünnblättrigen Tonmergelsteinen, die eine auffällige, signal- bis weinrote Färbung aufweisen. In frischen Aufschlüssen lassen sich auch tiefrote Ton- bis Tonmergelsteine finden. Häufig kann eine geringe Glimmerführung festgestellt werden.

Fazies: Die Schattwald-Schicht entwickelt sich aus der Kössen-Formation in einem flachmarinen, terrigen beeinflussten Ablagerungsraum (z. B. GRUBER 1997).

Alter und Fossilien: Die weitgehend fossilfreie Schattwald-Schicht, teilweise auch als „Oberrhätische Grenzmergel“ bezeichnet, wurde aufgrund ihrer Position zwischen biostratigraphisch einstuftbarer Kössen- und Allgäu-Formation in den Grenzbereich Rhätium/Hettangium eingeordnet. Nach HILLEBRANDT et al. (2013) ist die Schattwald-Schicht eindeutig der Tiefengraben-Subformation im unteren Teil der Kendlbach-Formation zuzuordnen und liegt etwa 3 m unterhalb der Trias/Jura-Grenze.

Aufschlüsse: Wanderweg und Forststraße südlich der Bichlbacher Alm, im Distelbachgraben und nördlich des Kohlberges

3.1.2 Jura

3.1.2.1 Allgäu-Formation, ungegliedert, nA

Hettangium (Unterjura) bis ?Callovium (Mitteljura)

Die Vorkommen der in älterer Literatur als „Lias-Fleckenmergel“ oder „Fleckenkalke“ bezeichneten Allgäu-Formation beschränken sich auf deutscher Seite der beiden Kartenblätter auf die Elmau–Neidernach-Synklinale am Westfuß des Grießberges sowie ein kleines, isoliertes Vorkommen im Brandgraben oberhalb der Ochsenhütte. Die Allgäu-Formation ist auch in weiterer Verbreitung im Eibsee-Becken zu vermuten, ist dort jedoch meist von mächtigen Schuttmassen des Eibsee-Bergsturzes überdeckt. Nur in einem kleinen Graben südöstlich des Frillensees lässt sich die Allgäu-Formation anstehend finden.

Im Kern der Ehrwald-Synklinale auf österreichischem Gebiet streicht die Allgäu-Formation großflächig aus und verursacht durch ihre weichen Lithologien den glazial ausgeräumten, breiten Talverlauf von Ehrwald in Richtung Reutte.

Mächtigkeit: Aufgrund der gestörten und stark verfalteten Schichtenfolge in der Elmau–Neidernach-Synklinale kann keine gesicherte Mächtigkeitsangabe gegeben werden. WENDL (2006) geht von 60 bis 100 m aus.

Lithologie: Die Allgäu-Formation besteht zum überwiegenden Anteil aus einer monotonen Abfolge von Mergelkalk- und Mergelsteinen, in die sich lokal bis 30 cm mächtige Kalksteinhorizonte einschalten können. Während die mittel- bis dunkelgrauen, teilweise grünstichigen Mergelsteinpartien in der Elmau–Neidernach-Synklinale aufgrund starker tektonischer Beanspruchung einen flaserigen Habitus aufweisen, zeigen die Kalksteinbänke eine hell- bis mittelgraue, teilweise gelbstichige Färbung. Die namensgebenden Flecken können insbesondere in den muschelig brechenden Mergelkalksteinen als runde bis langgezogene, ovale Bioturbationsspuren identifiziert werden. Die oft dunkle Gesteinsfärbung lässt einen ehemals erhöhten organischen Anteil erwarten, diagenetisch umgewandelt in vorwiegend Pyrit und horizontweise auch Manganoxid ähnlich der Kössen-Formation.

In den Gipfelbereichen von Grähnkopf und Gartner Joch in der SW-Ecke des Kartenblattes Zugspitze werden rote Tonmergelsteine innerhalb der Allgäu-Formation beschrieben (KIECHL 2008, PEUCKMANN 2008).

Das gesamte Gesteinspaket der Allgäu-Formation ist linsig zerschert und von einem zumeist sparitisch verheilten, eng- bis mittelständigen Kluffnetz durchzogen. Aufgrund der geringmächtigen und vermutlich tektonisch amputierten Schichtenfolge kann die Gesteinsfolge der Allgäu-Formation in diesem Gebiet nicht weiter untergliedert werden.

Fazies: Der lithologische Habitus der Allgäu-Formation lässt auf eine tief-marine Beckenfazies mit mehreren 100 m Wassertiefe (BERNOULLI & JENKYN 1970) sowie teilweise eingeschränkten Lebensbedingungen schließen.

Alter und Fossilien: Im Kartengebiet konnten keine Fossilien gefunden werden. Biostratigraphisch verwertbare Ammoniten aus der Allgäuer Region erlauben eine Einordnung in Hettangium bis ?Callovium (JACOBSHAGEN 1965).

Aufschlüsse: Seitenbäche des Schwarzenbaches (A 4); auf österreichischer Seite gute Aufschlüsse am Kohlberg, südwestlich des Lichtenberges, am Gartner Joch und am Grähnkopf.

3.1.2.2 Ammergau-Formation, ungegliedert, nAm

?Kimmeridgium (Oberjura) bis Berriasium (Unterkreide)

Die Ammergau-Formation („Malm-Aptychenschichten“) tritt im Kartengebiet an wenigen Stellen auf: Ein größeres Vorkommen steht in der Elmau–Neidernach-Synklinale in einem 20 bis 60 m breiten Streifen parallel zum Schwarzenbach an, weitere, kleinere Vorkommen im Brandgraben oberhalb der Ochsenhütte, direkt am Südufer des Eibsees sowie hangaufwärts im Waldstück „Schöngäng“ oberhalb des Frillensees. An der Störungszone nördlich des Hohen Kamms sind rote Mergelkalksteine der Ammergau-Formation fast senkrecht stehend neben mitteltriassischen Wettersteinkalken relikthaft überliefert (siehe Abb. 34). Außerdem lassen sich westlich der Wetterspitzen, ENE Ehrwald am Koppensteig und an der Forststraße nördlich Holzerwies rote Kalkmergelsteine mit geringmächtigen, roten Mergelzwischenlagen finden.

Mächtigkeit: Da keine ungestörte, vollständige Abfolge der Ammergau-Formation fassbar ist, können in der Elmau–Neidernach-Synklinale und im Eibseegebiet über die Maximalmächtigkeiten nur Vermutungen angestellt werden: KOCKEL et al. (1931) gehen von 60 bis 120 m aus, VIDAL (1951) von 100 bis 120 m.

Lithologie: In der Elmau–Neidernach-Synklinale können im Gelände zwei Lithotypen unterschieden werden (Abb. 21): Direkt an der Mündung einiger dem Schwarzenbach zufließender Seitengerinne steht ein rot bis rotgrau gefleckter, flaseriger Mikrit an, der weiter bergwärts in einen weißlichen bis hellgrüngrauen Kalkstein übergeht. Letzterer hat bereits eine lithologisch ähnliche Ausprägung wie die überlagernde Schrambach-Formation.

Die roten Kalksteine sind in engem Abstand (wenige Zentimeter) von Millimeter-dünnen, roten bis karminroten, flaserigen Mergel- und Tonlagen durchzogen, die einen knolligen Habitus hervorrufen; hierbei handelt es sich um Drucklösungssäume (Stylolithen). Bereichsweise besteht zusätzlich ein sparitverheiltes Klufnetz als Zeichen sprödetektonischer Beanspruchung. Der rote Mergelkalkstein verwittert zu roten bis violetten, tonig-schmierigen und deswegen oft nassen Böden, die lokal zu Rutschungen und Hangbewegungen neigen.



Abb. 21: Chaotisch verfaltete, zerwürgte und zerscherzte hellgraue und rote Mergelkalksteine der Ammergau-Formation im Brandgraben oberhalb der Ochsenhütte (A 8)

Die weißgraue Varietät der Ammergau-Formation zeigt ebenfalls wellige, graugrüne Ton- und Mergelhäutchen, die im Gegensatz zum roten Lithotyp jedoch schichtparallel und nicht flaserig angeordnet sind und sich wie eine Schieferung verhalten. In Dünnschliffen erkennt man als Zeichen intensiver tektonischer Beanspruchung ein Millimeter-feines Geflecht aus Calcit-Flasern.

Fazies: Die Ammergau-Formation kann als tiefmarine Beckenfazies angesehen werden, abgelagert als Coccolithen- und Nannoplankton-Schlamm (TOLLMANN 1976a), deutlich oberhalb der CCD (GARRISON & FISCHER 1969).

Alter und Fossilien: An Makrofossilien wurden gelegentlich Aptychen gefunden, seltener unbestimmbare Ammoniten und Belemniten. WENDL (2006) wies in Dünnschliffen einen großen Reichtum an Mikrofossilien (Schwammnadeln, Calpionellen, Bryozoen und Foraminiferen) nach. Die seltenen biostratigraphisch verwertbaren Mikrofossilien lassen auf ein Zeitspektrum von Tithonium bis Berriasium schließen (siehe TOLLMANN 1976a).

Aufschlüsse: Seitenbäche des Schwarzenbaches (A 1); auf österreichischer Seite gute Aufschlüsse vor allem nördlich Holzerwies.

3.1.3 Kreide

3.1.3.1 Schrambach-Formation, ungegliedert, nSr

Berriasium bis Aptium (Unterkreide)

Die unterkretazische Schrambach-Formation („Neokom-Aptychenschichten“) besitzt im Kartengebiet nur eine geringe Verbreitung. Die flächenmäßig größten Ausbisse liegen in der Puitentalzone vor allem südlich des Hochwannerkammes entlang der südlichen Blattgrenze (etwa am Hohen Kamm), teilweise auf österreichischem Staatsgebiet. Sie machen sich morphologisch in einem abrupten Wechsel kupierter, teilweise steilerer Wiesen- und Schrofenhänge der mergelsteindominierten und stark verfalteten Schrambach-Formation der Puitentalzone zu schroffen Kämmen und Gipfeln aus Wettersteinkalk der Lechtal-Decke bemerkbar. Weitere, meist kleinere, isolierte, häufig tektonisierte Vorkommen sind: die Elmau–Neidernach-Synklinale direkt westlich des Wassergrabens, wo die Schrambach-Formation in tektonisch ausgequetschter und stark zerwürgter Position in einem kleinen, schmalen, an der Elmau-Straße leidlich erschlossenen Span ansteht; ein stark tektonisiertes und verfaltetes, wenige Quadratmeter großes Vorkommen im Brandgraben am Sockel des Gießberges nahe dem Parkplatz an der Ochsenhütte sowie ein isoliertes Vorkommen im Zugwald neben der Forststraße vom Eibsee in Richtung Thörlenhütte.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit beträgt in der Lechtal-Decke in den schlecht erschlossenen Vorkommen vermutlich nur wenige Meter. Die Abfolge in der Puitentalzone am Hohen Kamm ist vollständiger, jedoch gleichfalls intensiv isoklinal verfault und teilweise zerschert. ZITZELBERGER (1960) geht hier von relativ hohen Mächtigkeiten von etwa 175 m in einer angenommenen Synklinalstruktur aus.

Lithologie: Die Schrambach-Formation besteht aus charakteristischen, grau-grünlichen, feingeschichteten Mergelsteinen mit zwischengeschalteten Mergelkalksteinen. Im verwitterten Zustand zerfällt der Gesteinsverband in leicht grüngrau bis meist hellgraue, kleine, plattige Gesteinsbruchstücke und kann dann nur schwer von der älteren Allgäu-Formation abgegrenzt werden. Dunkle Schlieren, meist durch die intensive Tektonik verzerrt, sind auf intensive Bioturbation zurückzuführen. Im Gegensatz zur Allgäu-Formation durchziehen sie die Gesteinsfolge nicht scharf, sondern sehr diffus.

ZITZELSBERGER (1960) erwähnt im Gebiet nördlich des Hohen Kamms nahe der Überschiebungszone zur Wetterstein-Formation braun verwitternde, im frischen Anschlag dunkelgraue Sandsteineinschaltungen mit Mächtigkeiten zwischen wenigen Zentimetern und maximal 1 m. Diese Einschaltungen können in mehreren Lagen auftreten und bestehen bis zu 1/3 Volumenanteil aus detritärem Quarz.

Fazies: Der Ablagerungsraum der Schrambach-Formation lag in einem tieferen, karbonatisch dominierten Beckensystem mit episodischen terrigenen Einschaltungen aus auslaufenden Suspensionsströmen (FAUPL & TOLLMANN 1979, RASSER et al. 2003).

Alter und Fossilien: Das Alter der Schrambach-Formation wurde mit Ammoniten und Foraminiferen datiert. RASSER et al. (2003) geben als stratigraphisches Spektrum Berriasium bis Aptium an.

Aufschlüsse: Elmaustraße am Wassergraben (A 6); Brandgraben oberhalb der Ochsenhütte (A 8); Zugwald, Forststraße vom Eibsee in Richtung Thörlenhütte (A 17). Eindrucksvoll, aber schwer zugänglich ist die Schrambach-Formation auf österreichischer Seite am Hohen Kamm aufgeschlossen, erreichbar über das Gatterl, und am Höhenweg südlich des Söllerpasses. Weitere, ebenfalls schwer zugängliche Aufschlüsse liegen nahe der Überschiebung westlich der Wetterspitzen und im Gamskar.

3.1.4 Tertiär

3.1.4.1 Meilerhütten-Breccie, oIMh

Oligozän bis ?Miozän

Direkt unterhalb der Meilerhütte auf 2.335 m ü. NN (bayerische Seite) sind an der Basis der Westlichen Törlspitze Reste einer von PENCK (1925) als „Törl-Breccie“ bezeichneten Grobbreccie überliefert (Abb. 22). Ihr Vorkommen lässt sich über etwa 230 m in N-S-Erstreckung über das Meiler-Törl auf österreichischer Seite bis auf 2.270 m ü. NN hinabverfolgen. Aufgrund ihrer exponierten Lage mit knapp 1.200 m Höhendifferenz zum aktuell reliefprägenden Vorfluter (Partnach im Reintal) wirft die Position der Breccie Fragen hinsichtlich Genese und Alter auf, die bislang noch nicht hinreichend geklärt werden konnten (HAAS et al. 2014).

Mächtigkeit: Die erschlossene Mächtigkeit der Breccie beträgt circa 30 m.

Lithologie: Das wenige tausend Kubikmeter-große Vorkommen der Meilerhütten-Breccie schmiegt sich direkt an steil nach NW einfallenden lagunären Wettersteinkalk an (Abb. 22). Die Westwand der Westlichen Törlspitze ist entlang der Grenze an das Breccien-Vorkommen glattgeschliffen und teilweise ausgekolkt. Die tieferen Lagen der Breccie bestehen aus einer leicht hangeinwärts fallenden, geschichteten und fest verkitteten Nagelfluh aus Kalksteinen der Wetterstein- und Raibl-Formation mit Komponentengrößen von durchschnittlich 10 bis 30 cm. Einige Komponenten aus der Raibl-Formation zeigen zudem ausgelaugte Oberflächen. Über der Nagelfluh lagert eine Grobbreccie mit vorwiegend ungerundeten bis leicht kantengerundeten Komponenten, die wie jene der unterlagernden Nagelfluh ausschließlich aus Kalksteinen und Rauhwacken der Wetterstein- und Raibl-Formation bestehen und somit wohl dem einstigen unmittelbaren Einzugsgebiet entstammen. Kristallin-Komponenten oder ortsfremde kalkalpine Lithologien wurden nicht gefunden. Das Korngrößenspektrum der Breccie ist weitaus variabler als jenes der Nagelfluh. Während die kleinsten Kalksplitter nur wenige Millimeter groß sind, besitzen die größten Blöcke Abmessungen von mehr als 2 m. Ungeachtet der augenscheinlichen Heterogenität hinsichtlich Korngröße zeigt die Breccie eine deutliche Schichtung, die heute mit ungefähr 15° nach SSE hin einfällt, also gegen das Törlgatterl in Richtung Leutascher Platt gerichtet. Eine vertikale Korngrößensortierung, die die Lagerung hervorheben könnte, existiert nicht.

Die Matrix der Breccie besteht aus fein- bis mittelsandigem, zellig-porösem Kalkzement, der das vorwiegend komponentengestützte Gefüge ausfüllt.

Entstehung: Die Genese der bislang kaum untersuchten Meilerhütten-Breccie wirft einige Fragen auf. Eine glazigene Entstehung scheidet einerseits aufgrund des gerichteten Lagerungsverbandes der Breccie, andererseits aufgrund ihrer Position einige hundert Meter über dem pleistozänen Lokal- und Ferneisstromnetz von vornherein aus. Die diffuse, durch Korngrößenunterschiede hervorgerufene Schichtung nach SSE sowie die scharfe Abgrenzung gegen abgeschliffene und ausgekolkte Wände der umgebenden Wetterstein-Formation implizieren eine Akkumulation in einem Canyon durch gerichteten, fluviatilen Transport. Das beobachtete Komponentenspektrum zeigt, dass zur Ablagerungszeit der Meilerhütten-Breccie die der Wetterstein-Formation aufliegende Raibl-Formation in deren Einzugsgebiet noch nicht gänzlich erodiert war.

Heute liegen die jeweils tiefstgelegenen Vorkommen der Basis-Nagelfluh auf bayerischem und österreichischem Boden bei einer erhaltenen Erstreckung des Vorkommens von 200 m und zeigen ein erhebliches Gefälle der Schlucht nach SE an. Die maximale Größe der nur schlecht gerundeten Breccien-Komponenten lässt auf eine große Transportenergie und kurze Transportwege schließen. Das sind Bedingungen, wie sie heute in tief eingeschnittenen Schluchten im Oberlauf vieler Gebirgsbäche mit einem größeren Einzugsgebiet während der Schneeschmelze oder nach Murgängen in Verbindung mit Starkniederschlagsereignissen herrschen. Ganz ähnlich sehen die rezenten Grobsedimentfüllungen von Hinter- und Mitterklamm der Partnach oder Höllental- und Maximiliansklamm des Hammersbaches aus.



Abb. 22 : Die vermutlich oligozäne Meilerhütten-Breccie unterhalb der Meilerhütte (G 11)

Ein möglicherweise vergleichbares Vorkommen erwähnt WEHRLI (1928) mit einer Breccie vom Gipfel der Moserkarspitze (2.533 m) im Karwendel-Hauptkamm, die mit mittelmäßiger, vermutlich erosionsgedingt geschwächter Zementation eine nur undeutliche Schichtung aufweist. Auch hier muss eine zur Ablagerungszeit ganz andere Topographie geherrscht haben als heute.

Alter: Unter Annahme der Genese der Meilerhütten-Breccie als Canyon-Füllung in Verbindung mit ihrer exponierten Lage am Scheitel eines Hochgebirgskammes stellt sich die Frage nach ihrem Einzugsgebiet und damit nach ihrem Alter. Allein ihre aktuelle landschaftliche Position impliziert eine Ablagerung zu einer Zeit mit einer gänzlich von heute abweichenden Oberflächenmorphologie. Bereits ältere Deutungen wie jene von PENCK (1925) und WEHRLI (1928) gehen von einer präquartären Entstehung aus. MALASCHOFSKY (1941) und UHLIG (1954) interpretierten sowohl die Frauenalpl-Hochebene auf 2.200 bis 2.300 m ü. NN, als auch den auf etwa 1.800 m ü. NN gelegenen Schachen-Grund als Reste der „Augenstein-Landschaft“, einer gewaltigen Schwemmebene oligozän-miozänen Alters, die während der beginnenden Alpenbildung zwischen dem Molassetrog und der Alpen-Orogenfront lag. Die ehemalige Verebnungsfläche von Frauenalpl und Schachen sollte demnach während der Alpenauffaltung entlang fast saiger stehender Störungssysteme („Schachen-Platten“) in heute unterschiedliche Niveaus gebracht worden sein. Gegen eine Ablagerung während der „Augenstein“-Zeit sprechen jedoch einerseits die fehlenden, nach FRISCH et al. (2001) für die „Augenstein“-Schotter typischen Grauwacken- und Kristallingerölle, andererseits die Schüttungsrichtung, die entsprechend dem oligozänen Relief und der generellen Schüttungsrichtung nach NE und nicht nach SSE gerichtet hätte sein müssen (z. B. FRISCH et al. 1998). Darüber hinaus läge die Region Garmisch-Partenkirchen und ihre Position westlich des Inns nach FRISCH et al. (1998) in einer Gegend, die zur „Augenstein“-Zeit bereits eine Art hügelige Gebirgslandschaft darstellte und sich demzufolge keine entsprechenden typischen „Augenstein“-Sedimente ablagern konnten.

Eine Klärung des Problems hinsichtlich Genese der Meilerhütten-Breccie kann nur eine adäquate Altersdatierung der Zemente geben – im Moment geht die sedimentäre Interpretation von einem eindeutig präquartären, fluviatil geprägten Murereignis aus.

Aufschlüsse: Meilerhütte, Törgatterl (G 11, GK 8532).

3.2 Quartäre Ablagerungen

3.2.1 Pleistozän

3.2.1.1 Breccie, pleistozän qp,Br

Pleistozän

Auf dem Kartenblatt Garmisch-Partenkirchen kommen am Schachen, S Kreuzalm, in der Bodenlaine und am Längenfelderkopf pleistozäne, verfestigte Breccien oder Konglomerate vor:

Entlang des Wanderwegs vom Schachen in Richtung Meilerhütte am „Teufelsgsaß“ (P. 1942,5 m) sowie zum Aussichtspavilion bis zur Grenze des Alpenpflanzgartens können Erosionsreste der Schachen-Breccie gut zugänglich studiert werden (Abb. 23). Insgesamt bedecken sie eine Fläche von gut 5.000 m². Die Breccie liegt auf Wetterstein- und Raibl-Formation auf und ist teilweise schuttüberdeckt.



Abb. 23: Die prä-würmzeitliche Schachen-Breccie am Teufelsgsaß (A 25)

Das mit 200.000 m² sowohl flächenmäßig als auch morphologisch bedeutendste, seit langem bekannte Vorkommen eines verfestigten, kalkalpinen Konglomerates pleistozänen Alters (z. B. GÜMBEL 1861, REIS 1911, PENCK 1925, KRUMM 1957, VACHÉ 1960) ist die Längenfeld-Breccie. Die Breccie zieht vom Kreuzjochhaus entlang des Kreuzeck-Kammes bis in den Gipfelbereich des Längenfelderkopfes und dominiert mit bis zu 50 m hohen, teilweise senkrechten Abbrüchen die Szenerie über dem Forstweg vom Kreuzeck zur Hochalm (Abb. 24). Die Längenfeld-Breccie überdeckt im Norden Raibler Rauhwacken und untergeordnet Raibler Mergel- und Sandsteine, im Süden hingegen Raibler Kalke und Dolomite; gegen Osten zum Kreuzjoch hin liegt es auf Hauptdolomit. Am Wanderweg vom Kreuzeck in Richtung Bodenlaine trifft man bis 1.070 m ü. NN immer wieder auf ähnliche Breccien- und Konglomerat-Vorkommen, die mit jenem vom Längenfelderkopf und Kreuzeck in Verbindung stehen und somit Reste eines ehemals weitaus größeren Vorkommens darstellen dürften.

Mächtigkeit: Die erhaltene Mächtigkeit der Schachen-Breccie ist relik-tisch und dürfte nur wenige Meter betragen; jene der Längenfeld-Breccie liegt bei etwa 80 m.

Lithologie: Die durchschnittlich 10 cm bis maximal 50 cm großen Komponenten der Schachen-Breccie bestehen ausschließlich aus Wettersteinkalk. Es finden sich keine zentralalpinen oder ortsfremden kalkalpinen Lithologien aus einem weiteren Einzugsbereich. Die Komponenten sind meist ungerundet bis schlecht kantengerundet, das Gefüge ist komponentengestützt. Die fein- bis mittelsandige Matrix ist zellig-porös, aber fest zementiert. Im Gelände erscheint die Schachen-Breccie der deutlich älteren Meilerhütten-Breccie nicht unähnlich, jedoch sind die Komponenten im Durchschnitt um einiges kleiner. Eine geschichtete Lagerung, die Hinweise auf eine ehemalige Schüttungsrichtung geben könnte, ist nicht erkennbar.

Die Abfolge der Längenfeld-Breccie wird durch Konglomeratlagen mit zwischengeschalteten Horizonten aus Breccien dominiert. Die Basis der Abfolge zeigt auf einer Mächtigkeit von 10 bis 15 m eine extrem schlechte Sortierung mit Korngrößen von Kies bis zu Blöcken größer als 1 m. Die Komponenten sind meist ungerundet bis schlecht kantengerundet. Die Breccien zeigen hauptsächlich ein matrixgestütztes Gefüge in einem dicht gepackten, aber porösen Gefüge.

In den mächtigeren Konglomeratlagen sind die Komponenten angerundet bis gerundet (Abb. 24 C). Die Matrix besteht aus karbonatisch zementiertem Sand und Feinkies. Die Textur der konglomeratischen Breccien ist weitgehend chaotisch, allerdings kann in den Konglomeratlagen eine grobe Schichtung mit einem wechselnden, flachen Einfallen von NE über E nach SSW erkannt werden (VACHÉ 1960). Zudem kommen selten matrixgestützte, sandig-kiesige, kompakte Linsen, die lateral rasch auskeilen, vor. Aufgrund der sehr festen Zementation wittern die feinen Linsen meistens als Härtlinge aus.



Abb. 24: Die früh- oder präwürmzeitliche Längenfeld-Breccie: A, B) an der Straße vom Kreuzeck zur Hochalm, C) in einem kleinen Aufschluss vom Wanderweg zum Hupfleitenjoch mit gut erkennbaren Geröllen

Die Komponenten bestehen zum überwiegenden Anteil aus Wettersteinkalk und -dolomit, allerdings sind alle im näheren Einzugsgebiet erschlossenen kalkalpinen Lithologien vertreten, so auch Raibler Rauhwacken, Kalksteine der Raibl-, Partnach-, Reifling- und Steinalm-Formation; seltener sind Komponenten der Ammergau-, Allgäu- sowie Schrambach-Formation (VACHÉ 1960). Extrem rar sind exotische Komponenten: VACHÉ (1960) beschreibt Dezimeter-große Gneis- und Grauwacken-Blöcke aus dem SE-Teil des Breccien-Vorkommens. Die Kristallinkomponenten sind in der Regel sehr stark verwittert, sodass diese mit der Hammerspitze relativ leicht herausgekratzt werden können.

Fazies und Entstehung: Bei der Schachen-Breccie handelt es sich um eine typische Talusbreccie, deren ursprüngliche Ausdehnung jedoch bis auf den Gratverlauf vom Schachen zum Teufelsgsäß weitgehend wegerodiert wurde. Die einstige Gesamtverbreitung dürfte sich entlang der Nordflanke des Frauenalps bis zum Schachen erstreckt haben.

Die komplexen Sedimentstrukturen der Längenfeld-Breccie mit der klar erkennbaren Schichtung deuten auf eine Ablagerung durch intermittierende Sturzflutereignisse mit proximaler, fluvialer Akkumulation hin. Funde von Kristallin-, Jura- und Kreide-Komponenten sowie gestauchte Sandlinsen unterstreichen eine Genese als glazigene Ablagerung. HAAS et al. (2014) differenzieren innerhalb der Konglomerate und Breccien verschiedene Faziestypen anhand sedimentologischer Kriterien: 1) vorwiegend kanten-gerundete bis gut gerundete Komponenten repräsentieren Kiesbankablagernungen, Konglomerate mit chaotischer Textur 2) Rinnenfüllungen oder 3) Schichtflutablagernungen.

Alter: Die zeitliche Interpretation der Schachen-Breccie von PENCK (1925) und HANTKE (1983), die von mittelpleistozänem Alter ausgingen, kann durch neuere U/Th-Altersbestimmungen bestätigt werden: HAAS et al. (2014) fanden Calcit-Zemente, die ein U/Th-Alter von 480.000 ± 20.000 Jahren vor heute zeigen und damit in den Zeitbereich am Ende der Günz-Eiszeit und in die darauffolgende Günz/Mindel-Warmzeit fallen.

Da die Längenfeld-Breccie unterhalb des Kreuzjochs an der Kreuzalm von mächtigen, würmzeitlichen Moränen des LGM überlagert wird, gehen bereits frühe Bearbeiter (z. B. VACHÉ 1960) von einem prä- oder zumindest

frühwürmzeitlichen Bildungsalter aus. Aus jüngerer Zeit liegen zwei Datierungen vor: U/Th-Datierungen an seltenen in situ-Zementen der Längenfeld-Breccie im Bereich der Hochalm-Straße weisen auf ein Zementationsalter von 74.000 ± 3.000 Jahre vor heute, vermutlich in einem klimatisch günstigen Würm-Interstadial, hin (OSTERMANN in: HAAS et al. 2014). Die Datierung einer den Breccienkörper unweit des Höhenweges vom Kreuzeck zur Hochalm unterlagernden Sandlinse mittels OSL (Optisch Stimulierte Lumineszenz) ergab ein Alter älter als 400.000 Jahren (Sample ID 710, M. Frechen, Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik), das auf eine Ablagerung der Sandlinse in der Mindel-Kaltzeit oder älter hindeutet. Unterhalb der Sandlinse kommen Beckensedimente mit dropstones vor; Pollenuntersuchungen an diesen stark verfestigten Kalkmergeln ergaben, dass diese pollenfrei, also kaltzeitlich waren (STOJAKOWITS & FRIEDMANN 2015). Diese älteren Beckenbildungen stehen in keinem direkten Zusammenhang mit der Längenfeld-Breccie.

Aufschlüsse: Schachen-Breccie: Teufelsgsaß (A 25); Längenfeld-Breccie: unterhalb des Gipfels des Längenfelderkopfes (G 8, GK 8532, A 20); am „Schatz des Riesen“, Kreuzeck-Grat (R 44 29 630, H 52 57 190).

3.2.1.2 Schmelzwasserschotter, rißzeitlich R,G

Mittelpleistozän, Riß

Wo die Loisach aus dem engeren Tal von Griesen an der Breitenau den sich rasch nach Osten öffnenden breiten Garmischer Talkessel erreicht, besteht ein isoliertes Vorkommen einer festen Nagelfluh, die den westlichen Sockel des während der Eiszeiten angelegten Kramerplateaus konturiert. Entlang dieser markanten, 20 m hohen, teilweise senkrechten Geländekante wurden in historischer Zeit einige Steinbrüche zur Gewinnung von Werksteinen betrieben („Nagelfluh am Herrgottsschrofen“).

Mächtigkeit: circa 20 m

Lithologie: Die Schmelzwasserschotter werden vorwiegend aus kalkalpinen, gerundeten bis gut gerundeten Geröllen im Grobsand- bis Kiesel-spektrum aufgebaut, größere Komponenten in Stein- und Blockgröße kommen untergeordnet vor; in der Regel gut gerundete zentralalpine Gerölle sind bedeutend seltener.

Die Matrix aus hartem Calcit-Zement gibt der Nagelfluh ein massiges Erscheinungsbild (Abb. 25). Die Zementation der einzelnen Gerölle ist so fest ausgebildet, dass Klüfte teilweise von der Matrix durch die Komponenten ziehen und nicht an der Naht zwischen Matrix und Komponente abgelenkt werden. Eine primäre sedimentäre Schichtung ist nur undeutlich ausgebildet.



Abb. 25: Die vermutlich rißzeitliche Nagelfluh am Herrgottsschrofen (A 10)

Entstehung und Alter: Die Nagelfluh am Herrgottsschrofen ist aufgrund der Vielzahl an kalkalpinen und zentralalpinen gut gerundeten Geröllen eindeutig fluvial und nicht glazial. Höchstwahrscheinlich handelt es sich um einen oberflächennah zementierten, pleistozänen Uferhang der Loisach.

Da absolute Altersdatierungen fehlen und Literaturangaben sehr spärlich sind, kann das Alter der Nagelfluh nur geschätzt werden. Die Überdeckung mit würmzeitlichen Eisrandbildungen und das Auftreten von Kristallinkomponenten lassen auf eine präwürmzeitliche, rißezeitliche Entstehung schließen.

Aufschlüsse: Herrgottsschrofen (A 10).

3.2.1.3 Moräne, blockreich, würmzeitlich W,Y,g Oberpleistozän, Hochwürm

Das einzige Vorkommen einer blockreichen würmzeitlichen Lokalmoräne im Blattgebiet liegt im Oberreintal, nordöstlich der Oberreintalhütte am Wandfuß des Frauenalps.

Mächtigkeit: maximal 15 m

Lithologie: Die Lithologie der teilweise hausgroßen Blöcke wird durch unmittelbar anstehende Gesteinseinheiten wie Wettersteinkalk und untergeordnet Rauhwacken der Raibl-Formation dominiert. Es handelt sich um eine typische kristallinfreie Lokalmoräne.

Morphologie und Entstehung: Das Vorkommen ähnelt einem blockreichen Sturzkegel; jedoch liegen viele der großen Komponenten in einer sandig-kiesigen Matrix und weisen sich somit als Geschiebe aus, wenngleich von einem nur sehr kurzen Transportweg ausgegangen werden muss. Das Vorkommen entstand durch eine Mischung aus vom steil aufragenden Frauenalpl und der dahinter exponierten Dreitorspitze geschütteten Felssturzmaterial, das nachfolgend durch den lokalen Oberreintalgletscher talwärts transportiert wurde.

Alter: hochwürmzeitlich

Aufschlüsse: Oberreintal, NE Oberreintalhütte.

3.2.1.4 Lokalmoräne, wärmzeitlich W.,g, Oberpleistozän, Würm

Die Bedingungen für die Ausbildung von Lokalgletschern – ausreichende Höhenlage über der damaligen Schneegrenze sowie entsprechend große Kare als Sammelbecken für Firn – waren im Kartengebiet an vielen Stellen gegeben. So hatten sich bereits vor Herannahen des Ferneises über Fernpass sowie Seefelder Sattel und noch vor dessen Erreichen des Garmischer Talkessels im Würm-Glazial Lokalgletscher in den Hochtälern und Flankenbereichen des Wettersteinmassivs und der südlichen Ammergauer Alpen bilden können. Sie vereinigten sich zum LGM mit dem Ferneis. An mehreren Positionen sind die Relikte größerer Lokalgletscher noch heute zu sehen: In den Hochkaren von Reintal und Höllental bildeten sich auf 2.600 m ü. NN zwei größere Gletscher, die sich während des LGM auf 1.800 m ü. NN mit den Ferneisgletschern vereinigten: der Reintalgletscher und der Höllentalgletscher. Der Frauenalpgletscher zog von der Wettersteinwand über das Plateau des Frauenalpi bis hinab zur Steilenhütte und zum Schützensteig. Zwei kleinere Lokalgletscher flossen wohl zwischen Alpspitze und Hochblassen ins Grieskar und von der Alpspitze ins Kar zwischen den Aschenköpfen und der Bernadeinwand: der Grieskargletscher und der Bernadingletscher. Ein weiterer kleiner Kargletscher (Oberreintalgletscher) bestand im Oberreintal und vereinigte sich mit dem Reintalgletscher.

Auf österreichischer Seite existieren in den westlichen Ammergauer Alpen ebenfalls Reste kleiner Lokalgletscher, so im Kar südlich des Daniels (Grantjochgletscher), südlich des Hochwanners (Meirtjochgletscher) sowie nördlich des Büchsentaljochs (Hebertaljochgletscher).

Mächtigkeit: Sie liegt im Bereich von wenigen Metern bis maximal 15 m und damit unter der Mächtigkeit von Fernmoränen im Blattgebiet.

Lithologie: Lokalmoränen lassen sich gegenüber Fernmoränen bei gleichartiger Textur und ähnlichem Gefüge durch das ausschließliche Führen von im unmittelbaren Umfeld anstehenden Lithologien abgrenzen. Im Reintal dominieren Kalksteine der Wetterstein-Formation, seltener vertreten sind Kalksteine der Raibl-Formation. Im Höllental tritt neben Wetterstein-Formation untergeordnet auch Reifling-Formation auf. Deutlich heterogener präsentiert sich der Frauenalpgletscher mit Wetterstein- und Raibl-Formation sowie Hauptdolomit.

Morphologie: Lokaleisströme lassen sich – insbesondere bei spätglazialen Rückzugsstadien – morphologisch generell besser gegenüber Ferneisablagerungen abgrenzen. Am Fraenalplgletscher sind anhand von Seiten- und Endmoränenwällen zwei Gletscherzungen rekonstruierbar (Wettersteinalpe bis Steilenhütte und Kämikar bis Schützensteig). Wallformen und Gletscherschliffe des Grieskargletschers zwischen Hochblasen und Alp Spitze sind rund um den Stuibensee erhalten. Auch südlich der Oberreintalhütte haben sich Moränen- und Wallformreste – trotz überlagernden Felssturzmaterials vom Fraenalpl – erhalten können. Bei den größten Lokalgletschern des Gebietes (Höllental- und Reintalgletscher) erlauben Wallformen in unterschiedlichen Höhenlagen die Rekonstruktion folgender spätglazialer Rückzugsstadien (HIRTLREITER 1992):

1) **Hirschlacken-Stand** (älteste Dryas): Der Höllentalgletscher soll bis nach Hammersbach gereicht haben. Die von HIRTLREITER (1992) ausgewiesenen Seitenmoränenwälle wurden jedoch als Erosionsformen jüngerer Datums interpretiert, sodass ein Lokalmoränenvorkommen hier fraglich erscheint.

2) **Partnach-Stände** (mittleres Spätglazial, jüngerer Abschnitt der ältesten Dryas): Der Höllentalgletscher soll nach HIRTLREITER (1992) bis zu den Erzgruben hinabgereicht haben. Auch hier werden die postulierten Endmoränenwälle als holozäne Erosionsformen interpretiert. Gesichert erscheint die Existenz eines Lokalgletschers zwischen Henneneck und Rauhkopf mit Einzugsgebiet aus dem Kar unterhalb des Kreuzecks, dessen Seitenwälle und Teile des Endlobus unweit der vom Waldeck kommenden Forststraße an einer Wendeplatte angeschnitten sind. Der Reintalgletscher reicht bis zur Mitterklamm und zieht sich gegen Ende des Partnach-Stands sukzessive in den Bereich unterhalb der Reintalangerhütte zurück.

3) **Reintalanger-Stand** (Jüngere Dryas und älter): Die Endzunge des Höllentalgletschers liegt im Bereich der Höllentalangerhütte, jene des Reintalgletschers im Bereich der Reintalangerhütte.

4) **Höllentalanger-Stand** (Jüngere Dryas): Die Endzunge des Höllentalgletschers hat sich in den Bereich des Höllentalangers zwischen 1.400 und 1.500 m ü. NN nahe der Wandstufe „Brett“ zurückgezogen; aus dieser Zeit sind keine Daten zum Schneeferner am Zugspitzplatt bekannt.

Alter: Die von HIRTLREITER (1992) kartierten Gletscherstände umspannen den Zeitbereich der ältesten bis jüngsten Dryas im Spätwürm. Ein ähnliches Alter dürfte für den Frauentalgletscher und die beiden kleineren Kargletscher unter der Alpspitze gelten, wenngleich die Gletscher bereits in wärmeren Würm-Interstadialen existiert haben dürften; diese älteren Moränenreste wurden jedoch bei neuerlichen Ferneisvorstößen überprägt und sind heute nicht mehr erkennbar.

Aufschlüsse: Wanderweg zur Reintalangerhütte auf Höhe der Hinterklamm (R 44 32 463, H 52 54 667); am Fußweg zur Wettersteinalm (R 44 35 586, H 52 55 386).

3.2.1.5 Moräne, würmzeitlich W,,g

Geschiebemergel, würmzeitlich, W,U,g

Oberpleistozän, Hochwürm bis Spätwürm

Eine Fernmoräne definiert sich durch ihren Gehalt an ortsfremden, „exotischen“ Geröllen/Geschieben von Lithologien, die von keiner der in benachbarten Regionen vorkommenden stratigraphischen Einheiten stammen. Während des LGM erfüllte Ferneis des Inngletschers über Transfluenzen vom Fernpass und Seefelder Sattel den Garmischer Raum – Höchstmarken für Ferneis an der Zugspitze kann man bei 1.900 m ü. NN, am Wank bei 1.700 m ü. NN ansetzen. Jedoch ist die Trennung von Ferneis und Lokaleis aus Rein- und Höllental schwierig bis mitunter unmöglich, da beide Eisvorkommen stets ineinander übergangen. Heute erlauben nur noch morphologische Gegebenheiten und das Auskartieren von Kristallingeröllen in Moränenvorkommen das gesicherte Auftreten von Fernmoränen. So finden sich in vielen kartierten Vorkommen auf der Nordhälfte beider Blätter im weiteren Einzugsgebiet von Loisach und Kankerbach Serpentine, Gneise, Granodiorite und Granite sowie seltener gerundete Quarze und Eklogite, die allesamt aus den Zentralalpen stammen. Die größten zusammenhängenden Flächen von Fernmoränen liegen zwischen Drehmooswald und Kreuzeck am Nordhang der Zugspitze sowie vom Keilschrofen und Kälberhütte über den Wettersteinwald bis zur östlichen Blattgrenze unter Schachen und Wettersteinwand. Weitere, größere Flächen bestehen rund um Wamberg, wo Fernmoräne größere Verebnungen und flache Hänge überspannt. Eine ähnliche Situation besteht auf der gegenüberliegenden Talseite (Wank-Südflanke) am Steinbichel E Partenkirchen, wo sich eine mehrere Quadratmeter große Gletscherschifffläche erhalten hat.

Die Zusammenschau der Beobachtungen früherer Bearbeiter (z. B. KRUMM 1957, VACHÉ 1960) lässt vermuten, dass der Loischgletscher zusammen mit dem Seitenzweig des Isargletschers (über Kankerbach) die Vorberge der Zugspitze – Kreuzeck und Kreuzjoch, Hausberg, Keilschrofen, Wamberg – komplett überflossen hat. Der Einfluss von Ferneis reichte bis weit ins Reintal hinein: In den Moränenablagerungen oberhalb der Mitterklamm beschreibt KRUMM (1957) zahlreiche Kristallin-Komponenten.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten sind aufgrund des überdeckten prähochwürmzeitlichen Reliefs (unmittelbar im Liegenden der Moräne) sehr unterschiedlich: Ausgehend von einem bis zu wenigen Metern dürften im Wettersteinwald und um den Drehmöser- und Stegerwald maximale Werte von 15 bis 20 m Mächtigkeit erreicht werden.

Lithologie: Bei beinahe allen kartierten Fernmoränen-Vorkommen handelt es sich um ein matrixgestütztes, meist schichtungsloses Gefüge (grobschluffige bis feinsandige Matrix) mit eingestreuten größeren Komponenten (Maximaldurchmesser bis 2 m und mehrere m³ Volumen), das heißt es liegt eine Mischung aus größtenteils subglazial unter dem Eisstrom abgelagerter Grundmoräne und darauf liegender Obermoräne vor (Definitionen bei JERZ 1993 und SCHREINER 1997). Durch den mit der Eisauflast verbundenen hohen Überlagerungsdruck, der auf die Moräne wirkte, wurde der ursprüngliche Wassergehalt stark reduziert, und hoch verdichtete, stark konsolidierte Sedimente geschaffen. Durch den primär großen Anteil an schluffiger Matrix war eine sekundäre Wasseraufnahme nicht mehr möglich, weswegen sich dieses Lockergestein heute überkonsolidiert und als Wasserstauer mit der Bildung ausgedehnter Feuchtgebiete zeigt (z. B. Rimmliermoos, Scheibenmoos, Lanzenmoos). Ein typisches Merkmal von derart verfestigter Grundmoräne sind ferner Scherflächen infolge der Gletscherbewegung.

Die meisten Fernmoränen-Vorkommen der beiden Kartenblätter überspannen hinsichtlich der enthaltenen Lithologien ein breites Spektrum, das alle ostalpinen Liefergebiete einschließt. Es überwiegen in der Regel kalkalpine Geschiebe, daneben treten auch zahlreiche zentralalpine Kristallingesteine auf. Gut bis sehr gut gerundete Komponenten, darunter auch Quarze, zeigen eine Aufarbeitung von Geschieben älterer Vereisungsperioden oder Geröllen von Vorstoßschottern an.

Im frischen Zustand zeigt die schluffig-tonige Matrix des Moränenmaterials eine hellgraue bis hellblaugraue Färbung, die hellbraun bis hellockerfarben verwittert und deswegen mit Residualtonen aus verwittertem Hauptdolomit und Kalksteinen der Raibl-Formation verwechselt werden kann. Die enthaltenen Komponenten sind überwiegend schlecht gerundet bis angerundet (kalkalpine Gerölle), seltener gut bis sehr gut gerundet (kristalline Gerölle). Ihre Größe ist sehr variabel, im Durchschnitt zwischen 5 und 15 cm; einzelne Blöcke mit Kantenlängen von einem Meter und mehr sind selten. Durch glazialen Transport gekritzte Geschiebe finden sich relativ häufig in den weitläufigen Moränenvorkommen unterhalb des Steinbichels (Abb. 26), sind jedoch je nach Verwitterungsgrad der Komponenten oftmals schwer zu erkennen.



Abb. 26: Fernmoräne mit teilweise gekritzten Geschieben: Aufschluss im Spitzwaldgraben (R 44 33 144, H 52 56 328) (große Abb.), gekritztes Geschiebe vom Ellergraben (R 44 36 667, H 52 61 865) (kleine Abb.)

Morphologie: Abgesehen von sekundären Merkmalen wie feuchten, teilweise sumpfigen Almwiesen (z. B. Rimmlermoos, Lanzenmoos, Scheibenmoos), oft dichtem Bestand mit Niederwuchs (Haselnuss und Birke) sowie feuchtliebenden Pflanzen (Schachtelhalme und Farne) haben sich im Arbeitsgebiet nur verwaschene, primäre morphologische Merkmale in Form von Seitenmoränen-Kämmen verschiedener spätglazialer Rückzugsstadien des Loisach- und Isargletschers erhalten können: im G'schwandwald im W von Grainau, im W der Neuneralm, am Höhenrain N Grainau sowie an der gegenüberliegenden Talseite, eine Wallform fraglicher Herkunft an der Westflanke des Kochelbergs sowie am Steinbichel im E von Partenkirchen.

Erwähnenswert ist die Neigung des Moränenmaterials im Falle einer Lagerung auf weichem Untergrund – beispielsweise Raibler Ton- und Sandsteinen – zu großräumigen Massenbewegungen wie an der Sulzgraben–Antoniwald-Rutschung auf der Ostseite des Kreuzjochs.

Alter: Alle kartierten Fernmoränen gehören zum Hochwürm und können bis in das Spätwürm reichen.

Aufschlüsse: Gletscherschliff am Steinbichel (R 44 35 734, H 52 62 115); entlang des Spitzwaldgrabens (R 44 33 375, H 52 56 249). Würmzeitlicher Geschiebemergel ist am südlichen Ufer des Eibsees westlich des Weges vom Frillensee zur Schwarzen Wand aufgeschlossen.

3.2.1.6 Findling

Moränendecke, würmzeitlich (< 0,7 m oder lückenhaft)
Oberpleistozän, Hochwürm bis Spätwürm

An einigen Lokalitäten des Arbeitsgebietes finden sich auf erkennbarem Untergrund isolierte glazigene Erosionsrelikte, wie große gerundete Kristallin-Blöcke („Erratische Blöcke“) von mehr als 1 m Kantenlänge sowie kleinere, zumeist kanten- bis angerundete Geschiebe (Durchmesser 5 bis 10 cm). Erwähnenswert sind einige bis 2 m große Granit- und Bändergneis-Findlinge östlich des Stellwagelskopfes (siehe auch KRUMM 1957) sowie die Eklogit-Findlinge vom Steinbichel (Abb. 27).



Abb. 27: Eine Besonderheit sind die erratischen Geschiebe in Form von metergroßen Eklogit-Blöcken am Steinbichel (G 2, GK 8532).

Soweit keine größere zusammenhängende Moränenüberdeckung kartiert werden konnte, und die exotischen Lithologien in einem bestimmten Areal zusammenhanglos, aber gehäuft auftraten, wurde „Moränenstreu“ als Über-signatur gesondert ausgehalten.

Aufschlüsse: Eklogit-Findlinge am Steinbichel (G 2, GK 8532); Bändergneis-Findlinge am Stellwagelskopf (R 44 37 006, H 52 57 849).

3.2.1.7 Beckenschluff oder -ton, hochwürmzeitlich Wh,T,I Beckensand, hochwürmzeitlich, Wh,S,I Oberpleistozän, Hochwürm

Im Reintal zwischen Mitterklamm und Spitzwaldgraben sowie nördlich davon an der Reintal-Diensthütte treten an mehreren Stellen geschichtete Schluffe („Bändertone“) bis Feinkiese auf, die von Moränensedimenten unter- und überlagert werden, demnach zeitlich vor das LGM fallen und Staubecken-sedimente repräsentieren. Ähnliche Ablagerungen finden sich südlich der Mitterklamm und südlich der Hinterklamm. Ein weiteres, isoliertes Vorkommen von Bändertonen und geschichteten Sanden bis Feinkiesen ist westlich der Steilenhütte erschlossen.

Entstanden sind alle Vorkommen während der hochwürmzeitlichen Vorstoßphase des Loisachgletschers und des Seitenarmes des Inngletschers, der über den Seefelder Sattel in Richtung Partenkirchen geflossen ist. Beide riegelten den Talausgang des Reintal sowie den Abfluss vom Plateau unterhalb der Wettersteinwand ab, und so konnten größere und kleinere, zeitlich begrenzt existierende Eisstauseen gebildet werden.

Mächtigkeit: Aufgrund ihrer Neigung zu lokalen Rutschungen und der unregelmäßigen Überdeckung durch würmzeitliche Moräne kann die durchschnittliche Mächtigkeit nur geschätzt werden. Sie dürfte im Spitzwald zwischen 30 und 50 m betragen, östlich der Steilenhütte weniger als 15 m.



Abb. 28: Warvenähnliche Beckenschluffe und -tone südlich des Spitzwaldgrabens (A 21)

Lithologie: Am besten ist die Schichtenfolge im großen Anbruch südlich des Spitzwaldgrabens zu sehen. Der Bachanriss nahe der Partnach zeigt über ausgespülten Moränenresten ab 900 m ü. NN zunächst dunkelgrauockerfarbene, zum Hangenden hin beigefarbene, warvenähnlich Millimeter- bis Zentimetergeschichtete, sanft zur Partnach hin abfallend Tone und Schluffe mit zwischengeschalteten Sand- und Feinkieslagen aus beinahe ausschließlich kleinen eckigen Komponenten (Abb. 28). KRUMM (1957) fertigte detaillierte Schlämmprouben an und analysierte die Rückstände quantitativ und qualitativ: Er konnte keine organischen Rückstände wie Sporen und Pollen nachweisen, wohl aber kleine Gesteinssplitter zentralalpiner Lithologien (Quarze, Biotite, Muskowite, Diopside). Die Bändertone gehen ab 920 m ü. NN in geschichtete, gleichfalls flach zur Partnach einfallende Sand- und später Feinkieschotterkörper über. Diese können gelegentlich reine Kieslagen mit größeren, vorwiegend haselnussgroßen, gerundeten Komponenten und verfestigte, schlecht sortierte Breccien mit ungerundeten bis angerundeten kirsch- bis kopfgroßen Komponenten enthalten (KRUMM 1957). Das Komponentenspektrum setzt sich vorwiegend aus Kalksteinen der Wetterstein- und Raibl-Formation zusammen. Die Schotterkörper werden von Fernmoräne überlagert, der Übergang ist mehr oder minder fließend.

Eine ähnliche Situation wie südlich des Spitzwaldgrabens besteht im Mitterklammgraben. Hier werden Bändertone sowie Sande und Feinkiese durch kleinere Rutschkörper aus überlagernder Moräne teilweise überdeckt.

Weiter südlich im Reintal existieren weitere Bänderton-Vorkommen, allerdings sind diese teilweise stark überwachsen und nur aufgrund durchfeuchteter oder rutschgefährdeter Hangbereiche zu erkennen. Das südlichste Vorkommen besteht flussaufwärts der Hinterklamm auf knapp über 1.000 m ü. NN; die geschichteten Tone bis Feinkiese sind dort teilweise von Hangschutt überdeckt.

Das Vorkommen von Bändertonen im Bereich der Steilenhütte wird eingehend von KRUMM (1957) beschrieben: demnach wird das Liegende von grauen, subhorizontal und warvenähnlich geschichteten Bändertonen gebildet. Untersuchungen an Schlämmprouben ergaben vorwiegend ungerundete, bis 5 mm große Splitter aus Kalksteinen der Wetterstein-Formation, daneben auch Quarzbruchstücke und Glimmerschüppchen (Biotite und Muskowite). Auch hier gehen die Bändertone nach und nach in flachliegende, geschichtete Sand- und Kieskörper mit vorwiegend gerundeten Komponenten über und werden nachfolgend von Fernmoräne überdeckt.

Morphologie und Genese: Bei den hier genannten Vorkommen von Bändertonen und geschichteten Sand- sowie Feinkiesen handelt es sich um Eisstaubecken-sedimente. Die Vorkommen vom Spitzwaldgraben (und Reintal-Diensthütte) bis über die Mitterklamm hinaus entstammen einem Eisstausee, der seine Bildung dem vorstoßenden und das Reintal mit einer Seitenmoräne abriegelnden Loisachgletscher verdankt. Die geschichteten Beckensedimente sind Stillwasserbildungen aus dem tiefsten Bereich des Stausees, die zwischengeschalteten Sand-, Feinkies- und Breccienlagen sind gröbere Schüttungen durch Schmelzwässer des Reintalgletschers. Diese bildeten in dem Eisstausee ein Delta, das sich immer weiter in Richtung Spitzwald vorschob. Dies erklärt auch die Abfolge von Bändertonen zu immer größeren Sand- und Feinkieskörpern und die anschließende Überlagerung mit Moräne. Dass es sich bei der stauenden Moräne tatsächlich um Ferneis handelte, bezeugen die feinen Quarz- und Glimmerschüppchen, die von ihr in den Stausee gelangten. Die feinen und fragilen Biotit- und Muskowitschüppchen sprechen überdies für einen sehr kurzen Transportweg. Die Dimensionen des „Reintal-Stausees“ lassen sich mit den Höhenlagen der einzelnen Becken- und Schottervorkommen recht gut eingrenzen: Die stauende Seitenmoräne muss knapp nördlich der Reintal-Diensthütte gelegen sein, der Stausee reichte bis über die Mitterklamm hinaus zur Hinterklamm. Die mit 950 m ü. NN höchstgelegenen Vorkommen von geschichteten Schottern bezeichnen den maximalen Seespiegel, der allerdings während der Existenz des Stausees natürlichen Schwankungen unterlegen haben dürfte. Mit dem „Reintal-Stausee“ in Verbindung gebracht werden können mächtige terrassenartige Schotterkörper, die aus dem Tal der Bodenlaine gegen die Partnach grenzen.

Das isolierte und im Reintal höchstgelegene Vorkommen von Beckensedimenten südlich der Hinterklamm ist durch das Zurückweichen der Lokalvergletscherung entstanden, in dessen Folge sich in dem übertieften Gletscherbecken Beckensedimente ablagern konnten (KRUMM 1957).

Das Vorkommen von Bändertonen an der Steilenhütte steht mit einem Eisstausee in Verbindung, der gleichfalls durch einen Seitenast des zentral-alpinen Loisachgletschers gebildet wurde, allerdings in einer wesentlich größeren Höhenlage von 1.160 m ü. NN und zu einer anderen Zeit. Die Ausdehnungen dieses Stausees umfassten wohl die heutige plateauartige Verflachung zwischen der verfallenen Kälber- und Steilenhütte, welche heute komplett von den Schuttströmen des Laingrabens aufgefüllt wurde.

Alter: Die Alter der Staubeckensedimente von Steilenhütte, Reintal und Spitzwald können aufgrund fehlender absoluter Datierungen nur geschätzt werden. Die Beckenschluffe- und -sande des Reintales zwischen Hinter- und Mitterklamm sowie das Vorkommen am Spitzwald dürften aufgrund ihrer stratigraphischen Position unter Fernmoränenablagerungen, aber über Lokalmoränensedimenten zeitlich in den Bereich vor das LGM fallen. Zeitlich jünger sollten die Beckenablagerungen nahe der Steilenhütte sein und nahe vor das LGM fallen, als der Isar-Loisachgletscher langsam seinen Höchststand erreichte.

Aufschlüsse: Erosionsanschnitt südlich des Spitzwaldgrabens (A 21); Bändertone am Zwieselbach östlich der Steilenhütte (R 44 36 781, H 52 57 384).

3.2.1.8 Schmelzwasserschotter, wärmzeitlich W,G Oberpleistozän, Würm

Der untere Hang des Eselsberges von der Olympiaschanze bis zum Kainzenbad südlich des Krankenhauses Garmisch-Partenkirchen wird von Schmelzwasserschottern überdeckt. Da sie in einem etwas höheren Niveau liegen wie die nachfolgend beschriebenen spätwürmzeitlichen Schmelzwasserschotter des Kankerbaches, lassen sie sich nicht zwanglos mit diesem Vorkommen verbinden, sondern wurden höchstwahrscheinlich früher geschüttet.

Mächtigkeit: vermutlich 10 bis maximal 20 m

Lithologie: Die Schotter lassen sich als flach gegen den Talkessel von Garmisch-Partenkirchen einfallende Schotterkörper mit vorwiegend ungerundeten und angerundeten, seltener gut gerundeten Komponenten des unmittelbaren und mittelbaren Einzugsgebietes beschreiben. Auch zentralalpine Geschiebe sind enthalten, jedoch in wesentlich geringerer Häufigkeit. Neben reinen Kieslagen können auch Sandlinsen als Sanderablagerungen und aufgearbeitete Moränenrelikte („Fließmoränen“) vorkommen.

Entstehung und Alter: Die glaziofluviatilen Ablagerungen wurden vermutlich während einer frühen Rückzugsphase des Isar-Loisachgletschers im Spätwürm geschüttet. Da ein Großteil des Schotterkörpers hangwärts von lehmigen Hangablagerungen überdeckt wird, dürfte das Vorkommen größer sein und bergwärts bis knapp 900 m ü. NN reichen.

Aufschlüsse: Die Schotter waren nur kurzfristig anlässlich einer neuen Zufahrt zur Skisprungschanze in den Jahren 2012 und 2013 aufgeschlossen (R 44 34 205, H 52 60 727), der Straßenanriss dürfte mittlerweile überwachsen sein.

3.2.1.9 Kame, wärmzeitlich W_K Oberpleistozän, frühes Spätwürm

Dort, wo der wärmzeitliche Loisachgletscher im weiten Talkessel von Garmisch-Partenkirchen seine Richtung von W–E auf N–S ändert und dem Verlauf des Loisachtales folgt, haben sich am SE-Fuß des Kramers unterhalb des Kramerplateauweges in der Breitenau über den vermutlich rißzeitlichen Schmelzwasserschottern („Nagelfluh am Herrgottsschrofen“) Eisrandablagerungen erhalten.

Mächtigkeit: schätzungsweise 15 bis 20 m

Lithologie: Ähnlich wie die Lithologie der wärmzeitlichen Moräne wird das Gesteinsspektrum zwar von kalkalpinen Geröllen dominiert, es können jedoch auch zahlreiche ortsfremde, beispielsweise zentralalpine Kristallinkomponenten gefunden werden. Im Gegensatz zur Würm-Moräne ist die überwiegende Anzahl der enthaltenen Komponenten gerundet und besser sortiert; teilweise kann eine deutliche Schichtung festgestellt werden, die auf den glaziofluvialen Transport am Eisrand zurückzuführen ist.

Fazies: glaziofluvial

Alter: Das Alter kann aufgrund fehlender absoluter Altersdaten nur aus dem stratigraphischen Zusammenhang erschlossen werden. Da die Kamesablagerungen sowohl unter als auch über Fernmoränenablagerungen anstehen, kann von wenigstens zwei zeitlich voneinander getrennten Niveaus ausgegangen werden. Ob die Kameschotter während der Vorstoßphase des Loisachgletschers im Hochwürm entstanden, erscheint unwahrscheinlich, weil sie vom überfahrenden Eis zur Zeit des LGM höchstwahrscheinlich komplett ausgeräumt worden wären. Vermutlich wurden sie im frühen Spätglazial während der Rückzugsphase des Loisachgletschers geschüttet, kurzfristig nochmals überfahren und später neben dem endgültig zurückweichenden Eisstrom akkumuliert.

3.2.1.10 Schmelzwasserschotter, spätwürmzeitlich Ws,G Oberpleistozän, Spätwürm

Glaziofluviale Schmelzwasserschotter in Form von glazialen Schotterterrassen und/oder fossilen Schotterfächern finden sich verstreut über beide Kartenblätter. Auf Blatt Garmisch-Partenkirchen erfüllen sie das untere Kankerbachtal von Partenkirchen nach Mittenwald, ziehen im Ferchenbachtal von der Mündung des Ferchenbaches in die Partnach bis zur östlichen Blattgrenze und liegen als Terrassenrest unter dem Berggasthof Vordergraseck. Weitere Vorkommen bestehen im Reintal an der Mündung der Bodenlaine in die Partnach. Auf Blatt Zugspitze liegen Schmelzwasserschotter an den unteren Talflanken des Neidernachtals sowie auf der terrassenähnlichen Verebnung östlich des Plansees nahe der westlichen Blattgrenze.

Mächtigkeit: vermutlich 10 bis maximal 30 m

Lithologie: Die Schotter lassen sich als mäßig steil geschichtete Schotterkörper mit vorwiegend ungerundeten und angerundeten, seltener gut gerundeten Komponenten des unmittelbaren und mittelbaren Einzugsgebietes beschreiben. Auch zentralalpine Gerölle sind enthalten, jedoch in wesentlich geringerer Häufigkeit als in den hochwürmzeitlichen Ablagerungen im Bereich der Steilenhütte. Neben reinen Kieslagen können auch Sandlinsen als Sanderablagerungen und aufgearbeitete Moränenrelikte („Fließmoränen“) vorkommen.

Entstehung und Alter: Die flächenmäßig bedeutend größeren Schottervorkommen im Kankerbachtal sind vermutlich im Spätwürm während der Rückzugsphase des Loisach- und des Kankerbachgletschers entstanden. Ersterer riegelte den direkten Abfluss von Schmelzwässern nach Westen gegen den Talkessel von Garmisch-Partenkirchen ab, und die im Vorfeld des zurückweichenden Kankerbachgletschers geschütteten Kiese konnten sich als flach nach Westen abfallende Sanderfläche mit einem Braided-River-System ablagern.

Eine ähnliche Entstehung wird für die Schotter des Neidernachtales und östlich des Plansees angenommen, wo der zurückweichende Eisstrom im Loisachtal zu einer flächendeckenden Sanderaufschotterung der unteren Talbereiche bis 1.000 m ü. NN sorgte (etwa 120 m höher als das heutige Talniveau). Die Schmelzwasserschotter im Ferchenbachtal liegen bis knapp 1.120 m ü. NN und dürften während des frühspätglazialen Rückzugs des Reintalgletschers gegen Westen geschüttet worden sein. Zeitlich etwas jünger, da tiefer gelegen, könnten die kleinräumigen Vorkommen der Bodenlaine und bei Vordergraseck sein. Ein terrassenähnliches Vorkommen liegt an der Mündung der Bodenlaine in die Partnach bei 900 m ü. NN und stellt morphogenetisch den fossilen Schwemmfächer einer spätwürmzeitlichen „Ur-Bodenlaine“ bei entsprechend höherem Talniveau dar. Hier wurden vorwiegend erosionsanfällige und deswegen feinkörnige Rauhacken der Raibl-Formation sowie tektonisch zerlegter Hauptdolomit akkumuliert. In direktem Zusammenhang, da in ähnlicher Höhenlage zwischen 860 und 890 m ü. NN, stehen die Schotter von Vordergraseck. Die beiden Vorkommen lassen sich mit der Vorstellung einer spätwürmzeitlichen „Ur-Partnach“ miteinander verbinden, deren Verlauf das heutige Bachbett nachzeichnet, nur mit einem etwa 100 m höheren Niveau. Das würde bedeuten, dass die bis zu 80 m tief eingeschnittene Partnachklamm eine relativ kurze, vom Spätwürm bis heute reichende Entstehungsgeschichte hat. Die mergelsteinreicheren, dünnbankigen Kalksteinabfolgen der Reifling-Formation waren durch entsprechend hohe Reliefenergie und jahreszeitlich stark wechselnde Geschiebefracht entlang N–S-gerichteter Störungen relativ einfach auszuräumen.

Aufschlüsse: Die Aufschlusssituation ist aufgrund oftmals überdeckender Vegetation äußerst dürrtig; die besten Einblicke gewähren die Aufschlüsse entlang der Neidernach (R 44 17 470, H 52 61 250).

3.2.2 Holozän

3.2.2.1 Bergsturzmasse „bsz Rutsch- oder Sturzblock Sturzmasse „sz

Bergstürze zählen in ihrer Dimension und flächenhaften Ausdehnung zu den einschneidendsten geologischen Prozessen und stellen beinahe immer katastrophale Ereignisse dar. Das beste Beispiel hierfür ist der Eibsee-Bergsturz, der als der größte Bergsturz der Bayerischen Alpen bekannt geworden ist. Sein Anrissgebiet im nordexponierten Gipfelbereich der Zugspitze oberhalb des Bayerischen Schneekars sorgte in historischer Zeit (Frühe Bronzezeit, etwa 3.750 Jahre vor heute; JERZ & POSCHINGER 1995) für eine fundamentale landschaftliche Umgestaltung, deren Einfluss über den Eibsee bis weit hinaus in den Grainauer Talkessel reichte (Abb. 29). Neben dem Eibsee-Bergsturz wurden mit den Bergstürzen im Steingerümpel im Reintal und am Hohen Egg in Österreich nahe der Staatsgrenze weitere, größere Ereignisse kartiert, deren Alter spät- oder postglazial ist, da keine glaziale Überprägung zu erkennen ist.

Mächtigkeit: Im Eibsee-Bergsturz wurden Mächtigkeiten von bis zu 120 m erbohrt (B 4, GK 8531). Die Mächtigkeiten der anderen genannten Bergsturzablagerungen sind deutlich geringer.

Lithologie: Die Lithologie der **Bergsturzmassen** („bsz) wird wie bei den kleinräumigeren Felsstürzen, Blockschutt- und Hangschuttbildungen durch den unmittelbaren lithologischen Einzugsbereich geprägt. Im Falle des Bergsturzes am Hohen Egg finden sich neben der dominierenden Lithologie der Wetterstein-Formation auch jene des unterlagernden unter- und mitteltriassischen Gebirgssockels (Virgloria- bis Reifling-Formation). Im Eibsee-Gebiet wurden zudem während des Ereignisses aus dem Zugwald ausgeschürfte Lithologien der Kössen-, Ammergau- und Schrambach-Formationen mit eingebaut, aber auch umgelagerte pleistozäne und alt- bis mittelholozäne Seetone und Schotter.

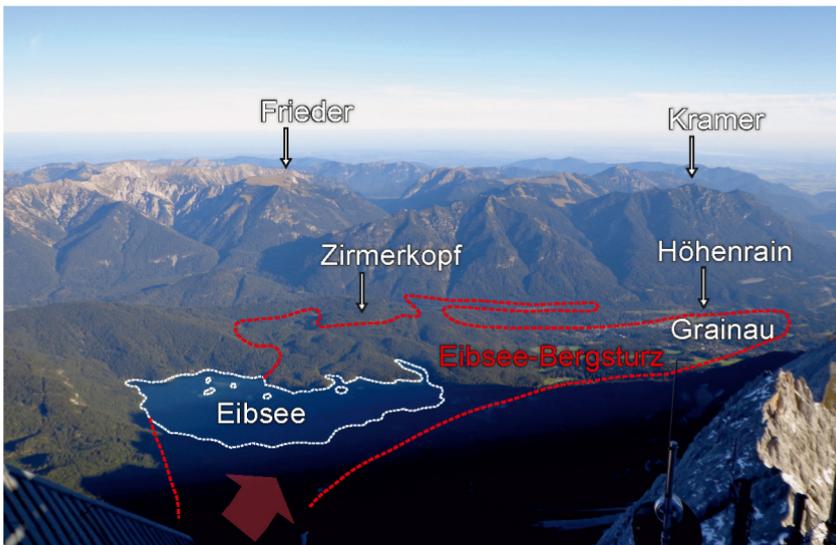


Abb. 29: Der Eibsee-Bergsturz: Die Ausbruchsnische des Eibsee-Bergsturzes in der Zugspitz-Nordwand ist bei abendlichem Gegenlicht von der Elmau-Straße gut zu erkennen (oben) (G 2, GK 8531). Der Blick vom Zugspitzgipfel zum Eibsee erlaubt eine gute Übersicht über die Ausdehnung der Eibsee-Bergsturzmassen (unten).

Aufgrund des großen Volumens der Bergstürze und der damit verbundenen Dynamik finden sich Komponenten in den unterschiedlichsten Größen. Von der Ton- und Schluff-Fraktion, die neben umgelagerten Sanden und Kiesen auch zerriebenes kalkalpines Gesteinsmehl umfasst, reicht das Spektrum bis hin zu hausgroßen Blöcken mit 20 m Kantenlänge und mehr (z. B. im Vordermoos an der Straße in Richtung Eibsee). Ähnliches wurde an den beiden anderen Bergstürzen beobachtet; dort liegt die Maximalgröße der Sturzblöcke bei 10 m.

Entstehung und Alter: 1) **Eibsee-Bergsturz:** In früherer Zeit wurden größere Bergsturzereignisse mit dem im Postglazial drastisch schmelzenden alpinen Eisstromnetz und dem damit wegfallenden, die übersteilten Talflanken stützenden Eiswiderlager in Zusammenhang gebracht. Die in jüngerer Zeit durchgeführten ^{14}C -Datierungen an der Eibsee-Bergsturzmasse erbrachten jedoch Alter, die deutlich jünger – im ausgehenden Mittelholozän – anzusiedeln sind: In den vom damaligen Bayerischen Geologischen Landesamt abgeteufte Forschungsbohrungen Grainau 1 bis 5 wurden Hölzer gefunden, die Alter zwischen 3.670 ± 65 und 4.030 ± 120 Jahren vor heute zeigten (JERZ & POSCHINGER 1995). Das Alter des Eibsee-Bergsturzes von etwa 3.750 Jahren vor heute belegt, dass das Abschmelzen der Talgletscher und der Bergsturz hier nicht in direktem zeitlichem und ursächlichem Zusammenhang stehen (JERZ & POSCHINGER 1995). Es wird mittlerweile davon ausgegangen, dass größere Bergstürze durch komplexe mehrphasige Wechselwirkungen von Gesteins- und Gefügeeigenschaften, fortschreitender Materialermüdung, Veränderungen der Morphologie, möglicherweise lokaler seismischer Aktivität sowie klimatischer Veränderungen mit Auswirkungen auf Permafrostverbreitung, Wasserhaushalt und Kluft- oder Porenwasserdruck ausgelöst werden (PRAGER et al. 2008, KRAUTBLATTER et al. 2012). Der Eibsee-Bergsturz erfolgte in einer wärmeren Phase des Mittelholozäns. So könnte ein Rückgang des Permafrosts und damit einhergehend eine geringere Gebirgsfestigkeit in den im Wettersteinkalk zahlreich vorhandenen offenen Klüften und Spalten die Bergstürze ausgelöst haben. Auch heute gibt es Anzeichen für kleinräumige Veränderungen im Gesteinsverband, beispielsweise am Gipfelgrat der Zugspitze auf 2.900 m ü. NN: Dort hat nachsackendes Gestein ein 2 m breites und 6 m tiefes Versturzlloch entstehen lassen.

Die Anbruchsnische über dem Bayerischen Schneekar kann von den gegenüberliegenden Ammergauer Bergen recht gut eingesehen werden (Abb. 29). Sie reicht vom Schneekar bis in den Gipfelbereich, der damals etwas höher als heute gewesen sein dürfte. Die sich damit ergebende Höhendifferenz für den Fahrweg der Bergsturzmassen von knapp 2.300 Höhenmetern reichte aus, um Material bis ins 9,5 km entfernte Grainauer Becken zu transportieren (Abb. 29). Nach neueren Untersuchungen muss beim Eibsee-Bergsturz von einem Volumen von 150 bis 200 Mio. m³ ausgegangen werden (HAAS et al. 2014). Die Bergsturzmassen füllten das Becken eines bereits bestehenden Eibsees, der zu dem Zeitpunkt möglicherweise schon verlandet war. An den natürlichen Schwellen von Miesingberg und Zirmerskopf wurde die Sturzmasse gestaut und zum Teil nach E abgelenkt und erreichte neben dem Grainauer Becken auch das Loisachtal. Am sich nördlich anschließenden Südhang des Grießberges liegen die höchstgelegenen Sturzblöcke etwa 100 Höhenmeter über dem heutigen Loisach-Niveau (bei 880 m ü. NN). Detaillierte Ergebnisse über den Ablauf und seine Folgen sind bei JERZ & POSCHINGER (1995) beschrieben.

In diesem Zusammenhang erwähnenswert ist eine im digitalen Geländemodell gut erkennbare und auch im Gelände nachvollziehbare Großstruktur, die als riesiger Sturzstrom interpretiert wird (Abb. 30) und in der Geologischen Karte als **Sturzmasse** („sz) dargestellt ist. Ihr Ursprung liegt in der Wandnische unterhalb der Hohen Riffel und ist damit nicht mit dem Anbruchsbereich des Eibsee-Bergsturzes identisch. Der 4,5 km lange Hauptast des Sturzstromes verläuft nahezu gerade von Süden nach Norden am Hotel Eibsee vorbei bis ins Loisachtal. Ein östlicher Seitenast zweigt nördlich des Hotels Eibsee ab und verläuft 850 m in Richtung Grainau. Dass der Sturzstrom kurz nach dem Eibsee-Bergsturz abgegangen sein muss, belegen einerseits zahlreiche größere Sturzblöcke, die auf den Sturzstromablagungen oder in deren direktem Umfeld liegen, andererseits aber auch der Umstand, dass sein nördliches Ende die westlichsten im Loisachtal kartierten Bergsturzgebiete markiert. Der Sturzstrom kann als Hauptlieferant für einen Teil der im Loisachtal vorhandenen Bergsturzmassen verantwortlich gemacht werden; das bedeutet, dass das Einzugsgebiet des Eibsee-Ereignisses wohl einen zweiten Anbruchsbereich unterhalb der Riffelscharte umfasst und damit größer ist als bislang angenommen.

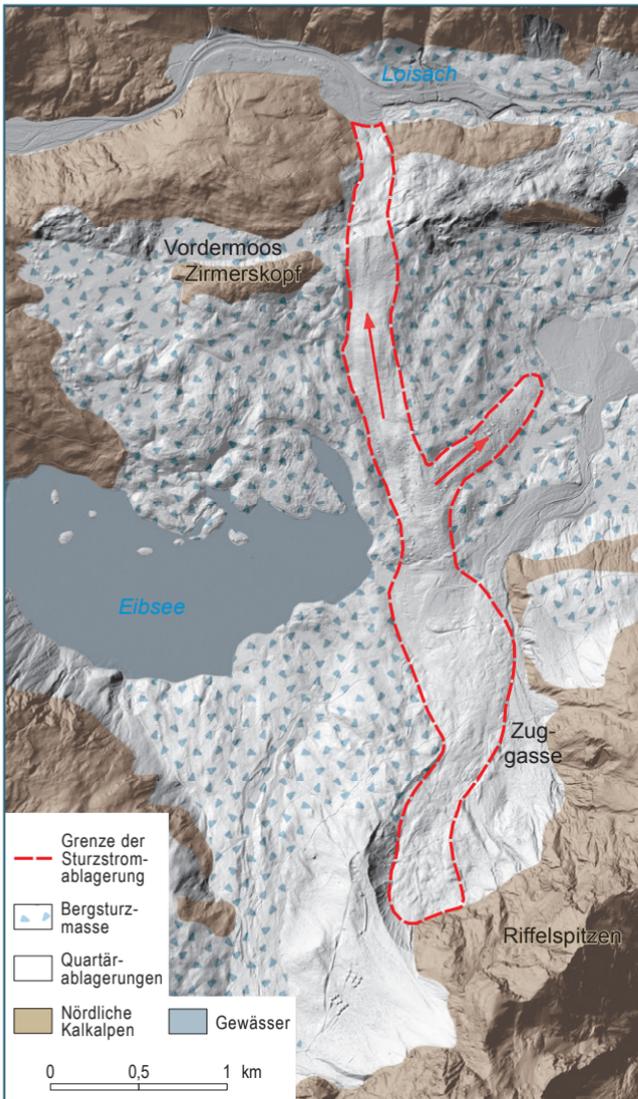


Abb. 30: Das digitale Geländemodell des zentralen Abschnitts des Eibsee-Bergsturzes zeigt eine Großstruktur, die als riesiger Sturzstrom interpretiert wird. Aufgrund ihrer Ausdehnung und Form kann sie dem Bergsturz-Ereignis unmittelbar zugeordnet werden und stellte wahrscheinlich die Hauptzufuhr für die Bergsturmassen des Loisachtales dar (Geobasisdaten: © Bayerische Vermessungsverwaltung 2014).

2) **Bergsturz „Hohes Egg“:** Dieses Ereignis könnte aufgrund der direkten Nachbarschaft zum Eibsee-Bergsturz unter dem Zugspitzeck in einem zeitlichen Zusammenhang mit Letzterem stehen, aber auch älter oder jünger sein. Eine in JERZ & POSCHINGER (1995) publizierte Datierung von 4.980 ± 120 Jahre vor heute aus dem Eibsee-Bergsturz ergibt Hinweise auf ein etwas älteres Sturzereignis, das durch den Eibsee-Bergsturz wohl teilweise überfahren und aufgearbeitet wurde. Bis entsprechende Datierungen am Thörlen vorliegen, kann ein unmittelbar spät- bis postglaziales Alter nicht ausgeschlossen werden.

3) **Bergsturz „Im Steingerümpel“:** Die Bergsturzablagerung des Steingerümpels besteht ausnahmslos aus Wettersteinkalk. Die Anbruchsnische liegt in den Nordwänden zwischen Hochwanner und Hinterreintalschrofen. Das Volumen kann auf 2,8 Mio. m³ geschätzt werden. GÖTZ & SCHROTT (2010) konnten mittels ¹⁴C-Datierungen an Pflanzenresten ein Minimumalter dieses Bergsturzes von 350 Jahren feststellen. Das Sturzmaterial ist überwiegend blockig, einige Blöcke sind sogar bis zu hausgroß. Durch die Bergsturzmasse wurde die Partnach aufgestaut, und es bildete sich westlich hinter dem Sturzwall ein See. Dieser wurde im Laufe der Zeit zusedimentiert, so dass im Bereich der Hinteren Gumppe derzeit eine größere Verlandungsebene zu finden ist.

Aufschlüsse: Eibsee, Untersee (G 2, GK 8531); Kiesgrube S Vordermoos (A 11); Kiesgrube bei Hinterbühl, Grainau (A 12); „Steingerümpel“ am Weg zur Reintalangerhütte (R 44 29 200, H 52 52 800)

Ausblick: Vor dem Hintergrund von sich verändernden Temperaturen und abnehmendem Permafrost steht die Zugspitzgipfelregion derzeit im Fokus von Untersuchungen und Modellierungen zur Gebirgsfestigkeit, Temperatur- und Permafrost-Entwicklung (z. B. KRAUTBLATTER et al. 2012, GALLEMANN et al. 2017).

3.2.2.2 Felssturzmasse „fsz

Felsstürze spielen neben Bergstürzen aufgrund des sehr hohen Reliefunterschiedes und sehr steiler bis stellenweise senkrechter Bergflanken auf den Kartenblättern Zugspitze und Garmisch-Partenkirchen eine große Rolle. Es handelt sich um mittel- bis kleinflächige, oft mehrphasige Ereignisse, die teilweise im unmittelbaren Spätglazial oder Postglazial (Altholozän) nach Abschmelzen der Fern- und Lokaleisströme durch

Wegfall des Eisdrucks induziert sein können (Gatterlkopf-Felssturz), oder, wie beispielsweise unterhalb des Rauhkopfes am Kreuzeck und an der Vorderen Blauen Gumpe im Reintal, auch jüngeren bis jüngsten Datums sein können.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der meisten Felssturzmassen beträgt wenige Meter bis maximal 10 bis 15 m.

Lithologie: Das Korngrößenspektrum der Felssturz-Ablagerungen reicht von der Sand- bis zur Blockfraktion, die größten Blöcke können Kantenlängen von 5 m erreichen. Es ist im Wesentlichen abhängig von den jeweiligen Lithologien im Einzugsgebiet.

Entstehung und Alter: Altersangaben der im Blattgebiet kartierten Felsstürze sind aufgrund mangelnder Datierungen meist nicht möglich. Lediglich der Felssturz an der Vorderen Blauen Gumpe im Reintal mit 1 Mio. m³ Volumen konnte auf etwa 1800 n. Chr. datiert werden (siehe KRAUTBLATTER et al. 2012). Die erkennbaren Ereignisse fallen in den Zeitbereich vom ausgehenden Spätglazial bis zur Gegenwart. Beispiele für junge, kleinere Felsstürze sind die erst wenige Jahre alten Ereignisse unterhalb des Rauhkopfes westlich des Kreuzecks und an der Nordflanke der Dreitorspitze (Abb. 31).



Abb. 31: Junger Felssturz im Wald unterhalb des Kreuzecks: Sturzmasse (links) und einzelner Sturzblock (rechts)

Der Felssturzbereich unterhalb der Gatterlköpfe am südlichen Zugspitzplatt dürfte seinen Ursprung im ausgehenden Spätglazial haben und ist heute noch aktiv. Ein einzelnes Sturzereignis im unmittelbaren Spät- oder Postglazial erscheint unwahrscheinlich, da die Vergletscherung des Zugspitzplatts selbst während des LGM nicht ausreichend hoch in die Flanken des Grenzkaumes reichte (Schliffgrenze) und damit ein im Postglazial plötzlich fehlendes Eiswiderlager nicht gegeben war. Deswegen erscheint eine postglaziale, mehrphasige Entstehung wahrscheinlicher; begünstigt durch das Zusammenspiel von in diesem Bereich hangparallel einfallender Schichtung und orthogonal dazu stehender Klüftung der Wetterstein-Formation. Insbesondere nach Wegfall von Permafrost-Brücken im Zusammenhang mit starken Niederschlagsereignissen entstanden auf Schichtflächen große, naturbedingte Gleitbahnen, die das Abgleiten einer ganzen Bergflanke zur Folge gehabt haben können. Das abgegangene Material wurde vermutlich durch den im Postglazial bestehenden südlichen Lobus des Schneeferners und später durch Lawinen talwärts transportiert, so dass die ursprüngliche Felssturzmasse nur noch schwer zu erkennen ist.

Aufschlüsse: Die genannten Felsstürze lassen sich zum Teil auf Wanderwegen erreichen. Die Sturzmasse an der Vorderen Gumppe liegt auf dem Weg zur Reintalangerhütte; der Steig von der Oberreintalhütte zum Schachen sowie der Wanderweg vom Schachen zur Meilerhütte gewähren instruktive Einblicke. Die Felssturzmasse unterhalb der Gatterlköpfe ist gut vom Zugspitzgipfel zu überblicken, am besten erreichbar ist das teilweise akut steinschlaggefährdete Gebiet vom Wanderweg von der Knorrhütte zum Gatterl.

3.2.2.3 Mur-, Verschwemmungs- und Bachablagerung „mu-f Murablagerung „mu

Das Zusammenspiel hoher Reliefenergie mit verwitterungsanfälligen Lithologien (Hauptdolomit, Partnach-Formation, tektonisierte Wetterstein-Formation etc.) führt nach Niederschlagsereignissen oder während der Schneeschmelze immer wieder zum Abgang von Murströmen. Diese kommen auf beiden Kartenblättern vor und liegen meist in den unteren Flankenbereichen und an den Wandfüßen von Gebirgskämmen.

Das größte zusammenhängende Gebiet mit Mur- und Schuttströmen liegt auf der Westseite des Schneefenerkopfes und zieht vom Wandfuß von 1.800 m ü. NN bis in den Ehrwalder Talkessel.

Ein weiteres, ausgeprägtes Murfeld liegt unterhalb des Keilschrofens südlich des Ferchenbaches. Dort vereinigen sich mehrere Murstrom-Äste zu einer großen, leicht nach N geneigten Fläche, die sich in Richtung Steile Fälle verzweigt und gegen Hauptdolomit grenzt. Weitere große rezente Murablagerungen liegen mit bis zu knapp 2 km Länge im Eibsee-Gebiet und nördlich des Kämitorkopfes. Ein schön ausgebildeter Murkegel befindet sich am Ausgang der von der Kreuzspitze kommenden Friederlaine im Friedergrieß; er zeichnet sich durch ein gleichmäßiges Einfallen in südlicher Richtung aus.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten betragen oft nur wenige Meter, im Murfeld unterhalb des Schneefenerkopfes können die Schuttmassen vor allem in Senken und Hangdepressionen sowie in Talnähe mehrere Zehnermeter mächtig werden. Da sich der Murkegel der Friederlaine in einer glazial ausgeschürften Rinne befindet, dürfte die Mächtigkeit dort bis etwa 80 m betragen.

Lithologie: Lockergesteine von Murströmen zeichnen sich durch chaotisches Gefüge und ein weites Korngrößenspektrum aus dem unmittelbaren Einzugsgebiet aus; oft sind Bäume und bewachsene Bodenschollen eingewürgt. Durch das weite Korngrößenspektrum, das während Kurzereignissen mit hoher Energie talwärts transportiert wird, entsteht ein sehr fester und dichter Lockergesteinskörper. Der Murkegel der Friederlaine ist dagegen homogen aus gleichkörnigem Dolomitgrus aufgebaut, da im Einzugsgebiet fast ausnahmslos Hauptdolomit ansteht. Dies erklärt auch das sehr gleichmäßige Einfallen in südlicher Richtung.

Entstehung und Morphologie: Muren entstehen dann, wenn wenig verfestigtes Material im steilen Gelände wasserübersättigt und gravitativ in Bewegung gerät, insbesondere nach Starkregen mit hohem Oberflächenabfluss, und talwärts fließt. Ähnlich den Schuttströmen fungiert der Feinkornanteil als Schmiermittel. Die Murgänge folgen fast immer bestehenden Rinnen oder Bacharrissen und erweitern diese, können aber bei entsprechender Größe auch neue Murrinnen bilden. Oft werden die Murrinnen durch Randwälle (Levéés) vom umgebenden Schuttfeld abgegrenzt.

Aufschlüsse: Wanderwege durch das Friedergrieß und die Friederau (G 1, GK 8531); Murrinne am Wanderweg zum Kramerplateau (G 1, GK 8532, Abb. 38); Kiesgrube westlich der Steilenhütte (R 44 35 357, H 52 57 213).

3.2.2.4 Schuttstrom ,X,st

Schuttstromvorkommen finden sich im Kartengebiet vorwiegend im Wettersteinmassiv. Ein großer Schuttstrom zieht westlich des Gamskars in Richtung Ehrwalder Talkessel.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Schuttstromablagerungen liegt geschätzt im Bereich von wenigen Metern bis maximal 15 m.

Lithologie und Morphologie: Die Schuttstromablagerungen setzen sich aus unsortierten und weitgehend ungerundeten Gesteinskomponenten mit unterschiedlich hohem Feinanteil des unmittelbaren Liefergebietes zusammen. Die Größe der Komponenten variiert stark (Ton- bis Block-Fraktion); es treten auch hausgroße Blöcke auf. Der Feinkornanteil wird entweder von Lockergesteinen oder tonig-mergeligen Sedimenten, wie beispielsweise Grundmoränenfeldern oder Jura- und Kreidesedimenten, ausgespült oder stammt von erosionsanfälligen, mitunter tektonisch stark beanspruchten Lithologien wie Hauptdolomit und Raibler Rauhwacke. Organisches Material, wie Hölzer und Baumstämme, ist ebenfalls häufig vertreten. Gemeinsames Kennzeichen bei allen Vorkommen ist eine diffuse Schichtung, die durch Korngrößenunterschiede hervorgerufen wird. Die Schichtung folgt der Geländeneigung, die meist nur wenige Grad beträgt. Der Übergang zu Schwemmfächern ist dabei fließend.

Aufschlüsse: Weg zur Gamsalm nordöstlich von Ehrwald.

3.2.2.5 Rutschmasse „ru Rutsch- oder Kriechhang Abrisskante

Neben Berg- und Felsstürzen kommen auf den beiden Kartenblättern Rutschungen und Hanggleitungen vor. Die beiden größten sind die Rutschung am Stuiben (siehe KÜFFLER 2006b) sowie die Antoniwald–Sulzgraben-Rutschung. Eine weitere große Rutschmasse befindet sich direkt östlich der Talstation der Ehrwalder Zugspitzbahn. Die seitlichen Randwälle der Rutschungen wurden von früheren Bearbeitern als Moränen-Vorkommen interpretiert; das digitale Geländemodell zeigt hier eindeutig neben den Abrisskanten die Sackungsstrukturen mit den unterschiedlich großen, listrisch gegeneinander verschobenen Rutschkörpern. Zudem konnte in den Rutschkörpern Holz gefunden werden.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Rutschkörper von den Gleitbahnen bis zur Geländeoberkante beträgt bei kleineren Rutschkörpern oft nur wenige Meter, kann im Fall der drei großen Rutschungen auch 20 m und mehr betragen.

Entstehung und Morphologie: Die mit knapp 2.200 m Länge größte zusammenhängende Antoniwald–Sulzgraben-Rutschung auf der Südflanke des der Partnach zugewandten Hausberges hat ihre Abrisskante knapp östlich des Sauwank in etwa 1.400 bis 1.500 m ü. NN und folgt dem Verlauf des Sulzgrabens zwischen der Raibl-Formation im Westen und der Partnach-Formation im Osten. Aus dieser Rutschung konnten im Herbst 2013 ein Holz- und ein Wurzelstück geborgen werden, die in verrutschten Seetonen lagen. Die ¹⁴C-Datierung beider Proben ergab holozäne Alter von 3.634 ± 48 und 3.886 ± 43 Jahren vor heute (Labornr. Erl-19596). Diese Alter liegen zeitlich nah an jenem des Eibsee-Bergsturzes, wodurch als Auslöser gleichfalls klimatische Einflüsse zu vermuten sind. Die Antoniwald-Rutschung ist in großen Teilen inaktiv; im unteren, steilen Teil kommt es zu Nachsackungen.

Auf unterschiedliche Ereignisse zurückzuführen ist die Rutschung am Stuiben. Entgegen den sehr detaillierten Untersuchungen von KÜFFLER (2006b) umfasst der Rutschkörper neben dem dachartig nach NE geneigten Stuiben auch den unteren Flankenbereich bis zur Partnach und reicht bis in den Festgesteinskörper, der in diesem Bereich aus Rauhacken und Kalksteinen der Raibl-Formation aufgebaut ist.

Die Ursachen und Mechanismen der StuiBen-Rutschung im oberen Bereich sind ausführlich bei KÜFFLER (2006b) beschrieben und analysiert. So gliedert sich diese Rutschung in drei Abschnitte: ein oberer aktiver Bereich, dessen Anbruchsnische zwischen Stuibengipfel und Stuibenkopf innerhalb der Raibl-Formation liegt. Als Ursache fungieren neben hangparallel einfallender Schichtung und orthogonal dazu angelegter Hauptklüftungsrichtung der Raibler Kalke zusätzlich zu Gleitbahnen umgestaltete, geringmächtige Raibler Mergel- und Tonsteine. Unterhalb der aktiven Rutschmasse liegt ein wenig aktiver Bereich zwischen 1.800 m ü. NN und der Stuibenalpe. Nochmals darunter liegen inaktive, fingerförmig bis knapp 1.400 m ü. NN talwärts vorgreifende Mur- und Schuttströme. Nach NW werden diese drei Bereiche von einer älteren, inaktiven Rutschmasse flankiert. Unterhalb der StuiBen-Rutschmasse konnten anhand des digitalen Geländemodells noch weitere sichelförmige Anrisszonen, kleine Nackentälchen und talzuschub-ähnliche, möglicherweise im unmittelbaren Postglazial initiierte Sackungsmassen festgestellt werden. Dabei erscheint das Anstehende stark zerlegt, teilweise zerschert und unverhältnismäßig eng geklüftet, so dass die Vermutung nahe liegt, dass die Massenbewegung bis in das Festgestein reicht und den gesamten Hang zwischen Stuibenkopf, Hinterklamm und Mitterklamm umfasst. Als auslösendes Moment kann mit dem Wegfallen des Widerlagers durch den abgeschmolzenen lokalen Reintalglatscher im Postglazial nur spekuliert werden, da entsprechende Datierungsmöglichkeiten hier versagen. Einerseits kämen die generelle Instabilität des Gesteinsverbandes aufgrund seiner Subrosionsanfälligkeit, aber auch klimatische Einflüsse wie oben angeführt ins Spiel.

Die Rutschung östlich der Ehrwalder Zugspitzbahn-Talstation hat eine Mächtigkeit von mehreren Zehnermetern. Sie ist über 2 km lang und bis zu 670 m breit und weist zahlreiche abflusslose Senken und Rutschbuckel auf. Eine glaziale Überprägung ist nicht zu erkennen, so dass von einem spät- bis postglazialen Alter ausgegangen werden muss. Zusammengesetzt ist die Rutschmasse überwiegend aus Hangschutt und Verwitterungsmaterial, das vor allem von der Nordflanke der Zugspitze stammt. Da die Rutschmasse auch viel bindiges Material enthält, könnten möglicherweise im Untergrund anstehende Mergel der Kössen-Formation die Rutschung mit bedingen. Hierfür gibt es aber keine eindeutigen Aufschlüsse.

3.2.2.6 Doline, Erdfall

Ein Großteil der beiden Kartenblätter besteht aus kalkigen Lithologien und kann durch Lösungs- und Kohlensäureverwitterung mittels Niederschlags- und Grundwässern potentiell verkarsten. Der weitgehend sprödetektonisch beanspruchte und eng- bis mittelständig geklüftete, gebirgsbildende Block der Wetterstein-Formation zeigt ein entsprechend intensives Störungsmuster, das für eindringende Wässer Schwächezonen und Bereiche erhöhter Wegsamkeiten bietet (G 12, G 9, GK 8532). Das Resultat ist eine überall, je nach Vegetation mehr oder minder sichtbare Oberflächenverkarstung in Form von Rillen, Schratzen und Orgeln. Dolinen und Erdfälle als kegelförmige Nachbruchtrichter in Folge der unterirdischen Lösung ganzer Gesteinspakete sind an solche Störungs- und Bruchmuster gebunden. Dies lässt sich gut am Zugspitzplatt, südlich des Weißen Tals unterhalb des Schneefernerecks sowie am Leutascher Platt beobachten. Die meisten dort gelegenen Dolinen zeigen Durchmesser von 10 bis 30 m und Tiefen von bis zu 20 m.

Auch durch Auslaugung leicht löslicher Lithologien wie Rauhwacke und/oder Gips im Untergrund können oberflächlich Erdfälle entstehen. Solche Erdfälle bestehen im östlichen Ortsgebiet von Partenkirchen sowie östlich des Herrgottsschrofen (G 3, GK 8532). In beiden Fällen ist die Auslaugung gipsführender Raibler Rauhwacken für kegel- und trichterförmige Nachbrüche von bis zu 50 m Durchmesser verantwortlich. Da die Erdfälle östlich vom Herrgottsschrofen von würmzeitlicher Moräne bedeckt sind, kann man davon ausgehen, dass deren Entstehung postglazial stattgefunden hat.

Auch im Bereich von Bergsturm Massen ist mit Nachsackungen oder Erdfällen zu rechnen, da insbesondere das fein zerriebene Sturzmaterial der Schluff- und Sandfraktion ausgespült werden kann.

3.2.2.7 Hangablagerung „hg

Hangschutt „X,hg

Hangschutt, blockreich „Y,hg

Die Akkumulation von Hangschutt ist vor allem an den Flanken aller höheren und morphologisch bedeutsamen Gebirgskämme des Kartengebietes verbreitet. Ausgeprägt schutterfüllte Täler stellen die glazigen geformten U-Täler mit übersteilten Flanken dar, so etwa das Reintal und der Höllentalanger.

Teilweise schutterfüllte Hochkare liegen beispielsweise am Frauenalpl, unterhalb der Alpspitze gegen die Bernadewand, im Grieskar, rund um die Wettersteinalm sowie verteilt auf mehrere Hochkare in den westlichen Ammergauer Alpen. Alle diese Täler sind bis in mittlere Flankenbereiche – durchschnittlich 200 m über dem Talgrund – mit Schuttmassen angefüllt.

Mächtigkeit: Sie liegt für gewöhnlich im Bereich von wenigen Metern, kann jedoch am Hangfuß von Hochkaren und nahe der Basis glazigen geformter Trogtäler auch 30 m und mehr betragen, meist verzahnend mit alluvialen-fluviatilen, holozänen Sedimenten.

Lithologie: Die Lithologie der Schuttfelder wird durch das lokal Anstehende unmittelbar beeinflusst, das Korngrößenspektrum und der Habitus der Schutt-komponenten wiederum von den Eigenschaften der Gesteine. Schuttbereiche mit Komponenten > 20 cm werden als **Hangschutt**, **blockreich** bezeichnet. So neigen beispielsweise widerstandsfähigere Kalksteine mitteltriassischer Lithologien (einschließlich der kalkigen Partien der Raibl-Formation) zu kantig-blockigem **Hangschutt**, erosionsanfälliger, fein- bis mittelklüftiger Hauptdolomit zu kleinstückigem, eher kiesigem Schutt, während Plattenkalk gröberen, Ammergau-Formation hingegen eher feineren tafeligen bis blockigen Detritus produzieren. Die tonig-mergelige Allgäu- und Schrambach-Formation sowie die mergelig-tonigen Partien der Raibl-Formation produzieren kleinstückig-plattige bis erdig-sandige **Hangablagerungen**.

3.2.2.8 Abschwemmmasse „w

Morphologie und Lithologie: Diese Materialumlagerung in Form von ausgeschwemmtem Verwitterungs- und Bodenmaterial bildet eine Besonderheit im Kartengebiet: Am Frauenalpl wurden die dort über Wetterstein-Formation anstehenden basalen Tonsteine der Raibl-Formation durch abfließendes Oberflächenwasser ausgeschwemmt, mit lobenartigen Fließstrukturen talwärts transportiert und in einer flachen, lehmigen Senke, zum Teil als kleine Schwemmkegel, wieder abgelagert.

Mächtigkeit: wenige Meter.

3.2.2.9 Talfüllung, polygenetisch „ta

Die Täler von Seitenbächen, wie z. B. Kankerbach, Ferchenbach, Hammersbach und Bodenlaine, sowie die Kerbtäler kleinerer Bäche zeigen oft Ablagerungen unterschiedlicher Entstehung: neben fluviatilen Bildungen auch Umlagerungen am Hang, wie z. B. Hang-, Mur-, Rutschungs- oder Sturzablagerungen. Am jeweiligen Talausgang können sich talwärts geneigte Schwemmkegel oder -fächer bilden: Die markantesten sind die Schwemmfächer von Fuchslerngraben, Degernlaine und Faukenbach. Auch die Seitenbäche des Riegebaches W Lermoos bilden teilweise deutliche Schwemmkegel.

Mächtigkeit: wenige Meter

Lithologie: Die Zusammensetzung der Talfüllung und der Schwemmkegel ist von den lithologischen Gegebenheiten des Einzugsgebietes, von der Oberflächenmorphologie und der Transportkraft des Wassers abhängig. Demzufolge variieren die Ablagerungen von Kiesen über Sande bis hin zu Schluffen, mit Steinen und stellenweise Blöcken. Strömungsbedingte Einregelungen von Komponenten in Kies- und Steingröße können vorkommen. Schwemmfächer zeichnen sich durch eine diffuse Schichtung aus, die durch Korngrößenunterschiede hervorgerufen wird.

Entstehung: fluviatil.

3.2.2.10 Bach- oder Flussablagerung „f

Die Loisach im Blattgebiet Zugspitze und ihre größeren Zuflüsse Riegebach, Neidernach und Partnach sowie der Ferchenbach bilden meist ebene Talböden aus fluviatilen Ablagerungen von wenigen Dutzend Metern Breite aus. Im Loisachtal haben die Neidernach und der Hammersbach große Schwemmfächer geschüttet.

Mächtigkeit: nur wenige Meter

Lithologie: Die Bach- und Flussablagerungen bestehen aus sandigen bis steinigen Kiesen, die durch Lithologien ihres Einzugsgebietes geprägt sind.

Im Bereich des Loissachtales fanden sich zahlreiche Gerölle von im Blattgebiet nicht unmittelbar anstehenden Lithologien, die sich einerseits aus dem viel größeren Einzugsgebiet der Loisach, andererseits aus aufgearbeiteten Moränenkomponenten erklären. Im langgestreckten, sich nach NE öffnenden Reintal hingegen finden sich ausschließlich kalkalpine Komponenten aus dem lithostratigraphischen Spektrum von Wetterstein-Formation bis Hauptdolomit sowie – im Oberlauf – selten Schrambach-Formation.

Aufschlüsse: Aufschlüsse sind oft nur temporär an rezenten Uferböschungen vorhanden und erlauben Einblick in ein meist undeutlich ausgebildetes Imbrikationsgefüge (dachziegelartige Anordnung von Kiesen und Steinen).

3.2.2.11 Moräne, holozän qh,,g

Von den würmzeitlichen Lokalgletschern des Kartengebietes (Kapitel 3.2.1.4) hatten vermutlich nur die beiden größten – der Reintalgletscher und der Höllentalgletscher – im Holozän Bestand.

Mächtigkeit: wenige Meter

Lithologie: Die Lithologie der holozänen Lokalmoräne gleicht der der würmzeitlichen und ist charakterisiert durch das Fehlen von Kristallingeröllen und das ausschließliche Führen unmittelbar im Umfeld anstehender Lithologien. Im Reintal dominieren Kalksteine der Wetterstein-Formation, seltener vertreten sind Kalksteine der Raibl-Formation. Im Höllental tritt neben Wetterstein-Formation seltener auch Reifling-Formation auf.

Morphologie: Anhand in unterschiedlichen Höhenlagen gelegener Wallformen lassen sich postglaziale bis historische Rückzugsstadien der beiden großen Lokaleisströme rekonstruieren (HIRTLREITER 1992):

1) **Brünnl-Stand** (Jüngere Dryas/frühes Holozän): Der Reintalgletscher reicht vom Zugspitzplatt bis ins Brunntal unweit der Knorrhütte auf knapp 1.950 m ü. NN hinab. Zu dieser Zeit ist auch noch das „Weiße Tal“ unterhalb der Inneren Höllentalspitze eiserfüllt; unter den Gatterlköpfen stößt der Gletscher bis auf knapp 1.900 m ü. NN vor. Aus dem Höllental sind keine entsprechenden Wallformen bekannt.

2) **Brunntal-Stand** (frühes Holozän): Der Reintalgletscher hat sich aus dem „Weißen Tal“ sowie unterhalb der Gatterlköpfe vermutlich zur Gänze zurückgezogen; die Endzunge des zentralen Gletscherasts reicht noch bis ins Brunntal auf 2.100 m ü. NN hinab. Aus dem Höllental sind keine Wallformen aus dieser Zeit bekannt.

3) **Platt-Stand** (Jüngeres Holozän): Die Endzunge des Reintalgletschers (Zugspitzgletscher) reicht unterhalb der Zugspitze bis knapp 2.300 m ü. NN hinab und liegt bei 2.250 m ü. NN. Die Endzunge des Höllentalgletschers liegt unterhalb der Riffelköpfe bei 2.100 m ü. NN.

4) **Neuzeitliche Hochstände** („Kleine Eiszeit“ um 1850 bis heute): Der Zugspitzgletscher erfüllt am Beginn als mehr oder minder zusammenhängende Eisfläche das obere Zugspitzplatt bis etwa 2.500 m ü. NN (Abb. 32 oben), die Endzunge reichte vermutlich bis 2.400 m ü. NN. Bis zum Ende der „Kleinen Eiszeit“ teilt er sich unterhalb des Schneefernerkopfes in den Nördlichen und Südlichen Schneeferner, deren Reste heute noch unterhalb von Zugspitzeck und Wetterspitzen liegen. Der bedeutend kleinere Höllentalferner zieht sich allmählich unter die Nordwand der Zugspitze zurück (Abb. 32 unten).

Alter: Die von HIRTLREITER (1992) kartierten holozänen Gletscherstände umspannen den Zeitbereich des gesamten Postglazials bis in historische Zeit.

Aufschlüsse: Einen guten Überblick über die unterschiedlichen Gletscherstände sowohl des Reintal- als auch des Höllentalgletschers erlaubt die Aussicht vom Gipfel der Zugspitze.



Abb. 32: Holozäne Moränenstände sind im Bereich der beiden verbliebenen Gletscher (Schneeferner, Höllentalferner) erhalten: Blick vom Zugspitzplatt in der Nähe der Bergstation der Zugspitzbahn „Sonn-Alpin“ in Richtung Osten zur markanten Seitenmoräne unterhalb des Schneefernerecks (oben). Der Blick vom Zugspitz-Ostgipfel gegen Nordosten in Richtung Höllental (unten) zeigt gut die unterschiedlichen Gletscherstände des Höllentalgletschers seit der „Kleinen Eiszeit“, die bis Mitte des 19. Jahrhunderts andauerte. Seit dieser Zeit hat sich der Höllentalgletscher etwa 500 m bergwärts zurückgezogen.

3.2.2.12 Flussablagerung, alt- bis mittelholozän qha-m,,

Alt- bis mittelholozäne Flussablagerungen der Loisach bilden großenteils den weiten, fast ebenen Talkessel von Grainau und Garmisch-Partenkirchen, durch den sich eine markante, dem teilweise mäandrierenden Lauf der Loisach folgende Erosions- oder Terrassenkante zieht. Diese lässt sich von der Loisach-Engstelle knapp nordwestlich des Höhenrains bis zur nördlichen Blattgrenze verfolgen. Eine ähnliche, etwas undeutlichere und durch anthropogene Eingriffe weitgehend verwischte Terrassenkante wurde durch den Kankerbach gebildet und setzt unter dem Kochelberg an. Von dort lässt sie sich bis zum Bahnhof Garmisch-Partenkirchen verfolgen.

Mächtigkeit: wenige Meter

Lithologie: Die Flussablagerungen des Loisachtales bestehen überwiegend aus Kies mit wechselnd sandigen und schluffigen Bereichen. Die Komponenten bis Blockgröße (bis 2 m) zeigen im Blattgebiet nicht unmittelbar anstehende Lithologien, die sich aus dem großen Einzugsgebiet der Loisach sowie aus aufgearbeiteten Moränenkomponenten erklären. Je nach Transportweite sind die Komponenten ungerundet bis gut gerundet. Häufig sind Komponenten in Kies- und Steingröße strömungsbedingt eingeregelt.

Entstehung: fluviatil

Alter: Aufgrund der höheren Lage der Terrassen wird ein alt- bis mittelholozänes Alter angenommen.

3.2.2.13 Auenablagerung qhj,,

Sowohl Loisach als auch die unteren Abschnitte von Kankerbach und Partnach füllen den weiten, ebenen Talkessel um Garmisch-Partenkirchen langsam auf; die jüngsten Ablagerungen bilden dabei die im unmittelbaren Umfeld der Flüsse abgelagerten Lockergesteine.

Mächtigkeit: wenige Meter

Lithologie: Die Flussablagerungen des Loisahtales bestehen überwiegend aus Kies mit wechselnd sandigen und schluffigen Bereichen. Die Komponenten bis Blockgröße (bis 2 m) zeigen im Blattgebiet nicht unmittelbar anstehende Lithologien, die sich aus dem großen Einzugsgebiet der Loisach sowie aus aufgearbeiteten Moränenkomponenten erklären. Je nach Transportweite sind die Komponenten ungerundet bis gut gerundet. Häufig sind Komponenten in Kies- und Steingröße strömungsbedingt eingeregelt.

Entstehung: fluviatil

Alter: Jungholozän bis rezent.

3.2.2.14 Sinterkalkstein (Kalktuff) ,Kq

Vier kleine Vorkommen von rezenten Sinterkalksteinen oder Quelltuffen wurden auf den Kartenblättern Garmisch-Partenkirchen und Zugspitze kartiert: Nur knapp 1 m² umfassen Sinterkalksteine 600 m ENE Gschwandeck neben einer Forststraße (R 44 23 567, H 52 50 524). Etwas großflächiger sind Quelltuffe am Westufer des Eibsees (R 44 21 862, H 52 58 722) sowie an der Neidernach (R 44 15 207, H 52 60 946). Das bedeutendste Vorkommen wird ESE Anzlesau von orographisch rechts dem Kankerbach zufließenden Quellwässern gebildet, die auf 20 m Länge bis zu 50 cm mächtige Kalksinter-Tapeten ausbilden (G 4, Abb. 33).

Die Kalksinter entstehen durch Kalklösung aus Festgesteinen, wie Partnach-Formation, Hauptdolomit und Plattenkalk, oder aus Lockergesteinen, wie Moränenablagerungen. Lithologisch handelt es sich in allen beschriebenen Vorkommen um überwiegend poröses, kalkiges Locker- oder Festgestein.



Abb. 33: Sinterkalk
im Kankerbach
(G 4, GK 8532)

3.2.2.15 Hochmoortorf ,Hh Niedermoortorf ,Hn Anmoor ,Hm

Ausgesprochene Niedermoorgebiete, stellenweise mit Übergangsmoortorf, sind an wasserstauende Gesteinsschichten im Untergrund gebunden. Größere zusammenhängende **Niedermoore**-Areale liegen auf Blatt Garmisch-Partenkirchen am Lanzen- und Rimmlemoos unmittelbar südlich des Hausbergs, auf Blatt Zugspitze am Hintermoos und Vordermoos im nördlichen Eibseewald im Grenzbereich zwischen Bergsturzmassen und unterlagernder Grundmoräne. Kennzeichen ist eine feuchtliebende Vegetation, teilweise üppiger Wollgrasbewuchs sowie ein oft bis an die Geländeoberkante reichender Grundwasserkörper. Die Mächtigkeit der Niedermoorebereiche wird auf wenige Dezimeter bis maximal 2 m geschätzt.

Hochmoore finden sich nur lokal im Vordermoos, am Schornmösl sowie südlich des Wamberges; sie sind teilweise von Niedermooren oder anmoorigen Bereichen umgeben. Diese über Jahrhunderte bis Jahrtausende gewachsenen

Habitate decken ihren Nährstoffbedarf ausschließlich über die nährstoffarmen Niederschläge. Sie stehen nicht im Kontakt zu Grundwasser und Mineralböden. Um die kleinen Hochmoore besteht meist ein schmaler Saum Übergangsmoor, der aufgrund der geringen Größe nicht dargestellt ist; die Vegetation setzt sich aus typischen Nieder- und Hochmoorarten zusammen, die auch mosaikartig gemischt vorkommen können.

Außerdem gibt es zahlreiche Vorkommen von **Anmoor** und humusreichen Böden. Kleine Areale liegen auf Blatt Garmisch-Partenkirchen rund um den Wamberg, südlich des Hausberges an der Drehmöserhütte sowie im Scheibenmoos (zusammen mit Niedermoor), am Rießermoos südlich des Rießerkopfes sowie an der Basis des Wank-Südhangs. Auf Blatt Zugspitze liegen kleinflächige anmoorige Gebiete unmittelbar westlich und nördlich angrenzend an das Eibsee-Bergsturzgebiet, am Schwarzenbach und im Nahbereich des Friedergrießes. Die Mächtigkeiten betragen meist wenige Dezimeter.

3.2.2.16 Firn- oder Gletschereis „E

Das Schneefernergebiet im Zugspitzplatt sowie das Innere Höllental gehören zu den letzten vergletscherten Gebieten Deutschlands. Die größten zusammenhängenden Gletscherreste sind der Höllentalferner östlich der Zugspitze (G 3, GK 8531) sowie der Nördliche Schneeferner (G 4, GK 8531). Der Südliche Schneeferner ist durch fortschreitende Klimaerwärmung bereits in kleinere Teilbereiche zerfallen und droht in den nächsten Jahren komplett zu verschwinden. Für den Höllentalferner und Nördlichen Schneeferner liegt die geschätzte Lebenserwartung bei wenigen Dekaden (z. B. HAGG et al. 2012).

3.2.2.17 Künstlich verändertes Gelände „YO

Vor allem die engmaschige Erschließung des Garmischer Talkessels bedingte zahlreiche bauliche Eingriffe in Form von Abtragungen und Auffüllungen. So ist der gesamte Bereich des Garmischer Bahnhofs angeschüttet, ebenso Teile der Kaserne, des Krankenhauses sowie des Garmischer Freibades. Mächtigere Anschüttungen bestehen ferner am Kramerplateau (Solar-Park), sowie in einer älteren Deponie oberhalb des Kankerbaches. Kleinere Anschüttungen wurden durch den Bau der B2 von Mittenwald nach Garmisch-Partenkirchen und an der Trasse der Bayerischen Zugspitzbahn nötig.

4 Tektonischer Bau

Die Ablagerungen der Nördlichen Kalkalpen im Gebiet der Kartenblätter 8531/8631 Zugspitze und 8532/8632 Garmisch-Partenkirchen gehören nach der allgemein verwendeten Deckengliederung nach TOLLMANN (1976b) komplett zur Lechtal-Decke (Bajuvarikum) und umfassen mitteltriassische bis unterkretazische Einheiten der Reichenhall- bis Schrambach-Formation. Vor allem die jurassischen und kretazischen Einheiten sind teilweise intensiv verfaltet und verschuppt. Letztere ziehen sich von der nach Norden überkippten und von Süden her von der Wamberg-Antiklinale teilweise überschobenen Eibsee-Synklinale über das Ehrwalder Becken und die Lermoos-Synklinale bis in die Puitentalzone. Südlich der Puitentalzone schließen sich die Vorbergzone und weiter im Osten die Karwendel-Stirnschuppe an; beide liegen außerhalb der Kartenblätter Zugspitze und Garmisch-Partenkirchen. Vorbergzone und Karwendel-Stirnschuppe werden zur Inntal-Decke (Tirolikum) gerechnet und weisen ein lithologisches Spektrum von der Mittel- bis zur Obertrias auf. Die jurassischen und kretazischen Schürflinge südlich der Vorbergzone stellt TOLLMANN (1976b) ebenfalls zur Lechtal-Decke. Die Grenzziehung zwischen Lechtal-Decke (Bajuvarikum) und Inntal-Decke (Tirolikum) wird gegenwärtig kontrovers diskutiert und im Kapitel 4.5 näher erläutert.

4.1 Wamberg-Antiklinale

Die Wamberg-Antiklinale (Wamberger Sattel) stellt eines der großen tektonischen Strukturelemente des Kartengebietes dar. Ostwärts folgt die Sattelachse grob dem Verlauf des Isartals und lässt sich über das Karwendel hinweg bis in den Bereich des Unterinntals verfolgen (SCHMIDT-THOMÉ 1950). Von Blatt 8533/8633 Mittenwald ausgehend, stellt die Wamberg-Antiklinale eine gemäß der alpinen Einengungsrichtung nordvergente Sattelzone mit normal liegendem S-Schenkel und überkipptem N-Schenkel dar. Den Kern bilden zunächst zwei nordvergent überkippte Teilsättel mit Reifling-Formation (Rappenschrofen- und Brauneck-Teilsattel), die in der Schönau westlich von Wamberg miteinander verschmelzen (Gudiberg-Antiklinale). Von der Partnach-Formation flankiert, werden die Schenkel der Wamberg-Antiklinale von Kalk- und Mergelkalksteinen der Raibl-Formation konturiert (N-Schenkel: Steinbichel-Schwandt; S-Schenkel: Verlauf des Ferchenbaches).

Bereits in diesem Bereich sticht ein Durchscheren des S-Schenkels in Form einer steilen S-fallenden Überschiebungszone (Wamberg–Waxenstein-Überschiebung) ins Auge, die am Wamberg als Kalkstein-Felsen der Reifling-Formation erosiv heraus präpariert wurde und sich weit nach Westen bis zu den Waxensteinen verfolgen lässt.

Im Verlauf des Reintales von Mittergraseck bis zum Kochelberg verursacht eine flexurelle Aufwölbung der Sattelachse die größte N–S-Ausdehnung der Partnach-Formation und die größte Breite der Wamberg-Antiklinale. Im Zentrum dieser Aufwölbung treten Kalksteine der Reifling-Formation zutage, die von der Partnach schluchtartig bis zur darunter liegenden Steinalm-Formation durchschnitten wurde und so mit der Partnachklamm ein beeindruckendes Naturschauspiel schaffen konnte. Zudem verursacht die Partnach-Aufwölbung ein Umbiegen der Achsen der Rappenschrofen- und Brauneck-Teilsättel von ihrem anfangs strikten WSW–ENE- in ein NW–SE-Streichen. Ähnliches ist bei den in der Partnach-Formation zwischengeschalteten Kalksteinbänken zu beobachten, die am Graseck beim Eckbauern und auf der gegenüberliegenden Talseite am Vorderen Hausberg ein umlaufendes Streichen zeigen. Südlich der Partnachklamm ist der S-Schenkel der Wamberg-Antiklinale durch die zuvor erwähnte Wamberg–Waxenstein-Überschiebung durchschert – hier grenzen Partnachmergel an Raibler Kalke.

Die Interngliederung der Wamberg-Antiklinale in zwei Teilsättel lässt sich zwanglos nach Osten hin fortsetzen: der Waldeck–Riffelwald-Teilsattel im Norden und der kleinere Sauwank-Teilsattel im Süden. An der nördlichen Begrenzung der Wamberg-Antiklinale liegt die Katzenstein-Synklinale (Katzenstein-Mulde). Durch Abtauchen der Faltenachse nach Westen streichen am Kochelberg zunächst Partnachmergel und -kalke aus, rund um den Rießensee jedoch Ton- und Kalksteine sowie an höchster stratigraphischer Position Rauhwacken der Raibl-Formation.

Nördlich der Katzenstein-Synklinale klingt die große Wetterstein-Westrandstörung in Form einer regional bedeutsamen Überschiebungszone aus, die westwärts den N-Schenkel der Wamberg-Antiklinale durchschert. Die Katzenstein-Synklinale selbst wird nach Westen weitgehend von Quartär überdeckt, höchstwahrscheinlich nordwärts durch die nach WSW verlaufende Zugspitz-Überschiebung als ostwärts gerichteter Ausläufer der Wetterstein-Westrandstörung (siehe PETSCHIK 1983) teilweise abgeschnitten.

Ihre Fortsetzung findet sich höchstwahrscheinlich im Eibsee-Becken in der Eibsee-Synklinale, deren nordwärts überkippter, vermutlich durch verschiedene weitere Teilüberschiebungen zerlegter Muldenkern „Jungschichten“ (Allgäu- bis Schrambach-Formation) enthält. Deren wasserstauende Wirkung könnte für die ursprüngliche Anlage des Eibsees verantwortlich sein. Die Faltenachsen biegen im Bereich des Eibsees flexurartig nach SW um.

Der südlich der Katzenstein-Synklinale anschließende Waldeck–Riffelwald-Teilsattel zeigt im Kern wieder Reifling-Formation und eine stark gestörte, nicht immer klar verfolgbare Sattelachse. Während der N-Schenkel in Partnach-Formation ausgebildet ist, verzahnt diese faziell am S-Schenkel mit der Wetterstein-Formation.

Am deutlichsten wird der immer noch strikt nordvergente Faltenbau der Wamberg-Antiklinale am P. 1.701 m östlich des Bärenheimatkopfes: Dort ist lokal Wettersteinkalk auf den intern verfalteten und durchscherten, aber größtenteils normal liegenden S-Schenkel aufgeschoben. Im Kern treten Steinalm-Formation und in Richtung Alpe-Hütte auch Virgloria-Formation zutage. In Richtung Grainau steht im N-Schenkel abermals Partnach-Formation an. An der Zuggasse scheint die Wamberg-Antiklinale durch die Wetterstein-Weststrandstörung abgeschnitten.

4.2 Wetterstein-Synklinale

Die strukturell recht einfach gebaute Wetterstein-Synklinale (Wetterstein-Mulde) bildet die westliche Fortsetzung der strukturell wesentlich bedeutsameren und lithologisch vielfältigeren, ebenfalls nach E abtauchenden Karwendel-Synklinale (Karwendel-Mulde). Ihr Verlauf auf Blatt Garmisch-Partenkirchen folgt südlich der Wamberg-Antiklinale von der östlichen Blattgrenze im Hauptdolomit einer Linie vom Stellwagelskopf über Schindeltalschrofen. Dort wird sie von der Wamberg–Kreuzeck-Überschiebung schräg durchschnitten, bevor sie im Höllental südlich des Gratverlaufs Waxenstein–Zugspitze wieder deutlicher zu verfolgen ist. Auf Blatt Zugspitze hebt die Wetterstein-Synklinale nach Westen hin im Wettersteinkalk aus.

4.3 Elmau–Neidernach-Synklinale und Grießberg–Ofenberg-Scholle

Rund um die Neidernach nahe der deutsch-österreichischen Staatsgrenze und dem Grießberg als östlichem Ausläufer des Kramerkammes herrschen komplexe tektonische Verhältnisse vor. Sie werden maßgeblich durch eine nordvergente Muldenstruktur (Elmau–Neidernach-Synklinale) bestimmt, die von Süden und Südosten her durch eine N- bis NW-gerichtete Hauptdolomit-Schuppe überschoben wird (Grießberg–Ofenberg-Scholle).

Die Elmau–Neidernach-Synklinale ist Teil einer größeren Muldenstruktur, die auf den Nachbarblättern Nr. 8431 Linderhof und Nr. 8432 Oberammergau von Farchant bis zur deutsch-österreichischen Staatsgrenze nahe des Plansees verfolgt werden kann und das stratigraphische Spektrum von Hauptdolomit bis Schrambach-Formation einbezieht. An der nördlichen Grenze von Blatt Zugspitze zwischen Schwarzenbach und Wassergraben streicht ihre Muldenachse in etwa NE–SW und biegt allmählich ansteigend auf Höhe des Friedergrießes in E–W-Richtung um, wobei sie in spitzem Winkel durch die Ofenberg–Grießberg-Scholle überschoben und abgeschnitten wird. So ist im Muldenkern westlich des Grießberges Ammergau-Formation erschlossen (mit einer fraglichen, tektonisch isolierten Scholle Schrambach-Formation an der Elmaustraße; A 6), auf Höhe des Friedergrießes unter dem Ofenberg Allgäu-Formation, knapp westlich im Nudelgraben Kössen-Formation und nahe dem Zusammenfluss Neuweidbach, Schobergraben und Neidernach („Bei den drei Wassern“) lediglich Plattenkalk. Der nur unmittelbar westlich des Grießberges komplett erhaltene Muldenkern zeigt eine stark nordvergente Faltenstruktur mit einem invers lagernden SE-Schenkel und einem normal liegenden, von einer steilen N-gerichteten Überschiebung durchscherten NW-Schenkel (Profilschnitt F-F' der Profiltafel).

Frühere Bearbeiter gingen davon aus, dass die Muldenstruktur bereits vor der Überschiebung durch die Ofenberg–Grießberg-Scholle angelegt war (KOCKEL et al. 1931, VIDAL 1951). Die auffallende interne Verfältelung insbesondere der mergeligen Schichten von Kössen- und Allgäu-Formation bestand höchstwahrscheinlich bereits in dieser Zeit, wurde jedoch durch die Überschiebung intensiviert; insbesondere die starke nordvergente Anlage

und Überkipfung sowie Ausquetschung einiger Schollen Schrambach-Formation wird ihr zugesprochen (WENDL 2006). Am stärksten erscheint die tektonische Beanspruchung östlich der Friederlaine. Nach Westen hin nimmt sie deutlich ab, was sich in weniger stark verfalteten Schichtstapeln äußert.

Ein zwischen Ofenberg und Grießberg südostwärts vorgeifendes, durch eine sinistrale Seitenverschiebung durchschertes Erosionsfenster gestattet entlang des Unterlaufs des Schwarzenbachs über die Ochsenhütte bis zum Brandgraben Einblick in eine tektonisch gestörte und teilweise kleinräumig verschuppte Schichtenfolge an der Überschiebungsbasis. Durch eine vermutlich mit der Überschiebung der Ofenberg–Grießberg-Scholle angelegte, mittelteil nach SE einfallende, sinistrale Schrägaufschiebung, wurde ein Span Plattenkalk bis Ammergau-Formation keilförmig nach NE herausgedrückt.

Die Ofenberg–Grießberg-Scholle ist Teil der wesentlich größeren Neidernach–Kramer-Schuppe, die innerhalb der Lechtal-Decke durch alpine Kompressionstektonik abgeschert und wenige Kilometer nach N bis NNW überschoben wurde. Im Kartengebiet folgt der Verlauf der Überschiebungsbahn westlich des Grießbergs über das Erosionshalbfenster des Brandgrabens der Nordflanke des Ofenbergs und lässt sich entlang der Neidernach ostwärts bis in die Plansee-Region verfolgen. Dort scheint die Scherbahn in monotonen Hauptdolomit-Folgen auszulaufen. Gemäß VIDAL (1951) bildet die Neidernach–Kramer-Schuppe das durchscherte Nordende der Loisach-Antiklinale. Als Überschiebungsweiten gibt VIDAL (1951) im Westteil bis 2 km an, die gegen Osten auf 3 bis 4 km zunehmen. In diesem Zusammenhang stehen die erwähnten und im digitalen Geländemodell gut erkennbaren, NNE–SSW-verlaufenden Transversalstörungen am Rauhenstein und östlich davon, an denen die Kramer-Masse weiter nach Osten verschoben wurde.

Vom Friedergrieß aus betrachtet, hebt sich der Hauptdolomit des Ofen- und Grießberges aufgrund unterschiedlicher Vegetation und Morphologie deutlich von der Elmau–Neidernach-Synklinale ab: Während sich auf den „Jungschichten“ aufgrund wasserstauender Eigenschaften ein üppiger Mischwald ausbilden konnte, besteht auf trockenem Hauptdolomit lichter Kiefernwald.

Darüber hinaus erkennt man aus dem Friedergrieß einen merklichen Geländeknick von erosionsanfälligen jurassischen zu erosionsbeständigeren obertriassischen Gesteinen. Vor Ausbildung des Schwarzenbachtals und damit der Anlage des Brandgraben-Erosionshalbfensters verlief die Überschiebungsbahn wohl ohne Unterbrechung am Nordrand des Ofenberges vorbei. Wesentlich besser zugänglich als im steilen Brandgraben ist die Überschiebung am Ufer des Schwarzenbaches in Kontakt von Hauptdolomit zu Ammergau-Formation der Elmau–Neidernach-Synklinale (R 44 22 342, H 52 61 373).

An der Überschiebungsbasis haben sich zerscherte tektonische Schürlinge als tektonische Mélange erhalten: Im Brandgraben grenzen in chaotischer Abfolge Kössen-, Allgäu- und Ammergau-Formation im Meterbereich aneinander (Abb. 21), im Kothgraben steht tektonisch stark beanspruchte Kössen-Formation an. Zudem wurden von WENDL (2006) an mehreren Stellen im Hauptdolomit an der Überschiebungsbasis der Ofenberg–Grießberg-Scholle Bereiche mit tektonischen Breccien beobachtet.

4.4 Reintal–Schachen-Synklinale

Südlich an die Wetterstein-Synklinale schließt sich eine weitere Großmuldenstruktur an. Der dazwischenliegende Sattel wird teilweise durch eine Überschiebung von Wetterstein- auf Raibl-Formation zwischen Mauerschartenkopf und Keilschrofen über das Reintal hinweg unterdrückt, ist aber vom Hohen Gaif über die Höllentalspitzen bis zur Zugspitze deutlich ausgebildet. Wieder vom östlichen Rand des Blattes Garmisch-Partenkirchen betrachtet, ist die Muldenstruktur sehr gut am Kämitorkopf zu sehen, der aus Raibl-Formation aufgebaut ist. Westwärts ist diese Art der Muldenfüllung über den Schachentorkopf hinweg bis zum Schachen zu verfolgen, jedoch teilweise auf der Schachenalpe bereits wegerodiert. In der Fortsetzung vom Schachen ins Reintal verläuft die Mulde ausschließlich in der Wetterstein-Formation, jedoch gut kenntlich durch das eiszeitlich ausgeräumte U-Tal des Reintales mit beidseits an den Flanken talwärts geneigtem Schichtfallen.

Erwähnenswert ist die Ausbildung einer kleinen Sekundärmulde zwischen Frauenalpe und Meilerhütte; wie in Abbildung 13 ersichtlich, ist die Frauenalpe-Synklinale von zwei N-gerichteten Überschiebungszonen durchschert.

4.5 Puitentalzone südlich des Wettersteinmassivs

Südlich an die Reintal–Schachen-Synklinale mit triassischen Einheiten schließt sich eine vor allem morphologisch auffallende Zone mit jurassisch-kretazischen Schichten an, die offenbar eine isoklinal stark verfaltete Mulde darstellt und als „Jungschichten-“ oder „Puitentalzone“ bezeichnet wird (z. B. BÖGEL 1958, ZITZELSBERGER 1960, ZWING 1998). Die Puitentalzone reicht mit dem Hohen Kamm und der Puitalm am südlichen Blattrand gerade noch auf das Kartengebiet (Blatt Garmisch-Partenkirchen) (Abb. 34). Südlich davon (außerhalb des Kartengebietes) verläuft die Vorbergzone wieder mit triassischer Wetterstein- und Reifling-Formation, deren steil nach N einfallende Nordgrenze allgemein als Front der Inntal-Decke angesehen wird (z. B. TOLLMANN 1976b, EISBACHER & BRANDNER 1995, 1996, ZWING 1998).

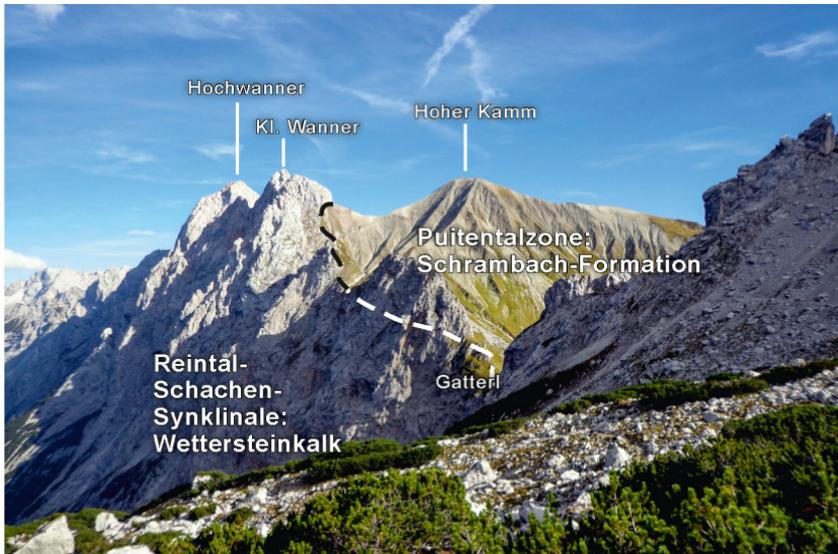


Abb. 34: Blick vom Plattsteig (P. 1997 m) zu Hochwanner und Hohem Kamm mit morphologisch deutlich sichtbarer tektonischer Grenze zwischen der Wetterstein-Formation der Reintal–Schachen-Synklinale und der Schrambach-Formation der Puitentalzone

Gegenwärtig wird die Grenzziehung zwischen Lechtal- und Inntal-Decke vor allem im Wettersteingebiet wieder kontrovers diskutiert. Schon bevor sich die Deckengliederung nach TOLLMANN (1976b) allgemein durchgesetzt hat, gab es Vorstellungen darüber, dass die Inntal-Decke über die Puitentalzone hinaus deutlich weiter nach Norden reicht (SCHLAGINTWEIT 1912, RICHTER & STEINMANN 1927).

Die Überschiebungsfrent der Inntal-Decke der Vorbergzone erklärt ZWING (1998) mit einer Rampenantiklinale, bei der die Inntal-Decke über eine Rampe auf die Lechtal-Decke aufgeschoben wird. Dadurch entsteht mit der Vorbergzone eine steil in Überschiebungsrichtung einfallende Stirnfalte. Die zwischen Vorbergzone und Reintal–Schachen-Synklinale eingequetschte Puitentalzone verhielt sich während des tirolischen Deckenschubs als Knautsch- oder Pufferzone und wurde entsprechend stark, oft isoklinal mit lokal stark schwankenden Mächtigkeiten, eingefaltet. Inwieweit das tektonische Modell von ZWING (1998), nach dem die „Jungschichten“ nordwärts unter die Reintal–Schachen-Synklinale abtauchen und Letztere südgerichtet rücküberschoben wurde, zutrifft, bleibt in Diskussion. Nach den derzeitigen Geländebefunden taucht diese Grenze steil nach N hin ab. Der morphologische Habitus im Bereich Hoher Kamm mit einer beinahe saiger stehenden Störungszone spricht zumindest für eine steilstehende Anpressung der Schrambach- und Ammergau-Formation an die Wetterstein-Formation des Hochwanner-Kammes (ZITZELBERGER 1960).

Einen anderen deckentektonischen Ansatz geben BRANDNER & SPÖTL (2014) mit Betrachtungen über die Grenze der Inntal- zur Lechtal-Decke im Bereich der Lalidererwände im zentralen Karwendelgebirge. Obwohl südöstlich der Kartenblätter Zugspitze und Garmisch-Partenkirchen gelegen, hat die Interpretation Auswirkungen auf die Strukturgeologie und Großtektonik des gesamten zentralen und westlichen kalkalpinen Bereichs: Der einstmals mit der Basis der Lalidererwände der Überschiebungsbahn von Inntal- auf Lechtal-Decke gleichgesetzten Grenze wird entgegengehalten, dass sich die weiter nördlich in der Gumpenspitze und Gamsjoch wiedergefundenen mittel- bis obertriassischen Schichtenfolgen weitgehend gleichen. Da die Lithologien am Gamsjoch steil nach N abfallen, wird in dessen Umfeld eine zumindest teilweise verscherte große Mulde angenommen, der ein weitläufiger, an der Basis mehrfach durchscherter Sattel folgt (siehe „Transalpin-Profil“ von BRANDNER & OSTERMANN 2013).

Unter der Annahme, dass die Füllung dieser weitspannigen Mulde aus „Jungschichten“ besteht, wäre der bislang angenommene Kontakt zwischen Schrambach- und Wetterstein-Formation an der Hohen Wand zwar tektonischer Natur, aber läge einem bloßen Durchscheren entlang lithologisch inkompetenter Schichten und keiner Deckenüberschiebung zugrunde – die Puitentalzone gehöre demnach zum Tirolikum und das Zugspitzmassiv, die Werdenfelser Berge und die sich nördlich anschließenden Ammergauer Alpen würden bis auf Höhe der nordöstlich der Blattgebiete gelegenen Benediktenwand-Gruppe gleichfalls der Inntal-Decke angehören.

MANDL et al. (2016) sowie ORTNER & BITTERLICH (2016) gründen auf dieser Hypothese und versuchen im Bereich des zentralen und östlichen Abschnittes der Nördlichen Kalkalpen sowie im Bereich des Wettersteingebirges, diese mit lithologisch-faziellen und tektonostratigraphischen Daten zu belegen. Nach MANDL et al. (2016) sowie ORTNER & BITTERLICH (2016) würde die Puitentalzone mit dem östlichen Ehrwalder Talkessel nicht mehr zur Lechtal-, sondern zur Allgäu-Decke gehören, die fensterartig unter der weit nach N vorgeschobenen Inntal-Decke liegt und als Antiklinale im Ehrwalder Kessel an einer großen sinistralen Seitenverschiebung amputiert wird. Gegen Osten verläuft die Deckenüberschiebung unter dem Wettersteinmassiv bis auf Höhe des Zugspitzgipfels und wird an einer NW–SE-verlaufenden Störung gekappt. Die strukturell dazugehörige Zugspitz-Überschiebung läuft scharnierartig in den weichen Schichtfolgen von Partnach- und Raibl-Formation der Wamberg-Antiklinale aus. Gegen den östlichen Blattrand lässt sich eine verfaltete, weitgehend konkordante Schichtenfolge ohne größere tektonische Verwerfung feststellen.

Die Darstellung in den Geologischen Karten Zugspitze und Garmisch-Partenkirchen sowie in der zugehörigen Profiltafel folgt der Deckengliederung nach TOLLMANN (1976b), EISBACHER & BRANDNER (1996) und anderen. In den tektonischen Karten des Gebietes (Abb. 35 & 36) wird dieses Modell dem neuen Modell (nach MANDL et al. 2016, ORTNER & BITTERLICH 2016) gegenübergestellt.



Abb. 35: Tektonische Karte der TK Nr. 8531/8631 Zugspitze und 8532/8632 Garmisch-Partenkirchen nach der Deckengliederung im Sinne von TOLLMANN (1976b) und anderen (Geobasisdaten: © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015)

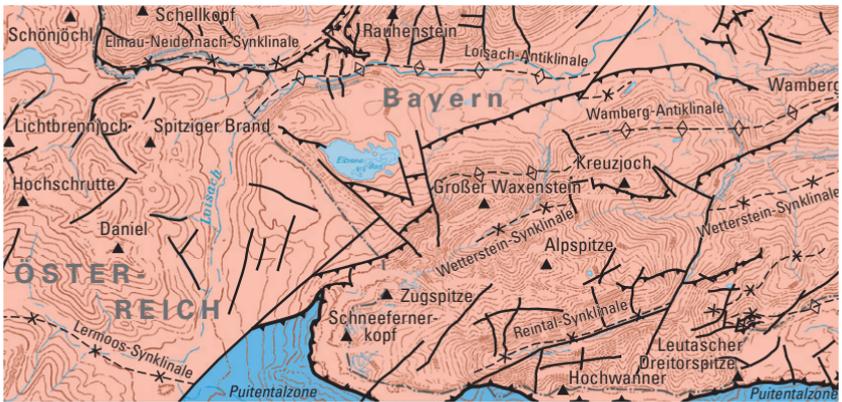


Abb. 36: Tektonische Karte der TK Nr. 8531/8631 Zugspitze und 8532/8632 Garmisch-Partenkirchen im Sinne des Decken-Modells nach MANDL et al. (2016) und ORTNER & BITTERLICH (2016) (Geobasisdaten: © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015)

5 Geologische Aufschlüsse, Geotope

5.1 Aufschlüsse

Nachfolgend werden die wichtigsten Aufschlüsse (**A 1** usw.) und Geotope (**G 1** usw.) im Blattgebiet von Norden nach Süden aufgeführt. Nur die vorangestellten Nummern der Geotope sind auch in den Geologischen Karten wiedergegeben. In eckigen Klammern stehen entsprechend der Zuordnung des Objekts die Identifikationsnummer aus dem Bayerischen Bodeninformationssystem (BIS, www.umweltatlas.bayern.de) und/oder die Geotopnummer aus dem Geotopkataster Bayern (www.geotope.bayern.de). Dort sind jeweils unter Beachtung des Datenschutzes ggf. zusätzliche Informationen erhältlich.

Beim Aufsuchen von Aufschlüssen und Geotopen sind bestehende Regelungen und einschlägige Verbote sowie Sicherheitsbelange zu beachten.

Lfd. Nr.	BIS-ID	Aufschlussname	R-Wert H-Wert	Gelände- höhe [m ü. NN]	Aufgeschlossene geologische Einheiten
A 1	8531AG015011	Seitenbäche des Schwarzenbaches	44 22 239 52 62 663	1.035	nAm (Kalk-, Kalkmergelstein, grau, rotviolett)
A 2	8532AG015143	Forstweg westlich St. Anton zur Eckenhütte	44 33 613 52 62 617	918	nPK (verkarstet)
A 3	8531AG015012	Forstweg W Schwarzenbach	44 22 014 52 62 485	1.020	nK (Mergel- und fossilischiittführende Kalksteine)
A 4	8531AG015064	Seitenbäche des Schwarzenbaches	44 21 985 52 62 230	980	nA (Mergelkalkstein, grau)
A 5	8531AG015065	Wanderweg Friedergrieß–Frieder	44 21 176 52 62 187	940	nP (dünn- bis mittelbankig)
A 6	8531AG015066	Elmaustraße am Wassergraben	44 22 125 52 62 160	1.010	nSr (tektonisiert)
A 7	8531AG015067	Elmaustraße, Schwandmösl–Elmau	44 22 222 52 61 838	950	nPK (z. T. dickbankig)
A 8	8531AG015009	Brandgraben oberhalb Ochsenhütte	44 22 997 52 61 338	849	nK, nA, nAm, nSr (stark tektonisiert und verfalltet) (Abb. 21)
A 9	8531AG015068	Nudelgraben	44 20 202 52 61 157	845	nK (verfalltete Mergel- und Kalksteinbänke) (Abb. 20)
A 10	8532AG015150	Nagelfluh am Herrgottsschrofen	44 28 154 52 60 904	730	R,G (Abb. 25)
A 11	8531AG015024	Kiesgrube Vordermoos	44 22 720 52 59 862	1.010	„bsz (Eibsee-Bergsturzmasse)

Lfd. Nr.	BIS-ID	Aufschlussname	R-Wert H-Wert	Gelände- höhe [m ü. NN]	Aufgeschlossene geologische Einheiten
A 12	8532AG015365	Kiesgrube Hinterbühl	44 25 410 52 59 690	795	„bsz (Eibsee-Bergsturzmasse mit feinkörnig zerriebenem, weißem Gesteinsmehl, Sturzblöcken aus nSt, nW, nRf, Relikten grüner Tufflagen)
A 13	8532AG015091	Ferchenbach	44 36 845 52 58 449	940	nP, nR (Abb. 15)
A 14	8532AG015229	Forstweg Eibsee–Alplebach	44 26 290 52 58 003	1.190	nSt (Kalkstein, hellgrau, massig)
A 15	8532AG015227	Weg Hammersbach–Höllental	44 27 837 52 57 785	1.000	nRf (dünn- bis mittelbankig, verfallt) (Abb. 10)
A 16	8532AG015146	Weg Grainau–Höllentaleingangshütte	44 27 791 52 57 468	1.033	nSt (Riffdetritus-Varietät)
A 17	8531AG015014	Zugwald, Forststraße Eibsee–Thörlenhütte	44 24 116 52 57 153	1.200	nSr (Kalkmergelstein, hellgrüngrau, stark boudiniert)
A 18	8532AG015364	Bärenfalle	44 25 062 52 57 022	1.336	nRf, nP (Aufschiebung) (Abb. 12)
A 19	8532AG015149	Bernadeinsteig, Wanderweg Kreuzeck– Bernadein-Diensthütte	44 29 554 52 56 518	1.578	nR,R (Rauhacke, hellockergrau anwitternd, porös) (Abb. 16 D)
A 20	8532AG015286	Längenfelderkopf	44 29 006 52 56 450	1.886	qp,Br, (Längenfeld-Breccie) diskordant auf nR
A 21	8532AG015096	Bachanriss S Spitzwaldgraben	44 33 070 52 56 169	910	Wh,T,I (warvenähnlich feingeschichtet) (Abb. 28)
A 22	8531AG015071	Zugspitzwand unterhalb des Bayerischen Schneekars	44 23 495 52 55 260	1.720	nV, nSt, nRf, nW
A 23	8531AG015069	Nähe Mittelstation Ehrwalder Zugspitzbahn, Seilbahnstütze IV	44 21 925 52 54 355	2.060	nRe (Kalkstein, dolomitisch, teils rauhackenartig, dunkelgrau)
A 24	8531AG015070	Zugspitze-Westgrat	44 23 254 52 53 880	2.815	nW (angewitterte „Großoolith“-Strukturen der Vorrifffazies) (Abb. 13)
A 25	8532AG015049	Teufelsgsaß, Wanderweg zur Meilerhütte	44 33 069 52 53 624	1.934	qp,Br (Schachen-Breccie) (Abb. 23)
A 26	8532AG015041	Frauenalpl, Wanderweg zur Meilerhütte	44 33 669 52 53 273	2.226	nW (paläoverkarstetes Top mit oxidierten Pb-Zn-Vererzungen), nR

A 27 [BIS 8532AG015044]: Südgrat der Frauenalpspitz

Lage: R 44 34 278, H 52 53 141; Geländehöhe: 2.302 m ü. NN

Der Südgrat der Frauenalpspitz erschließt den oberen Teil der Kalkstein-Schieferton-Wechselfolge der Raibl-Formation (Abb. 17).

Hangendes Kalksteine der Raibl-Formation, nR,K

- 12,00 m Raibler Rauhwacke, rostfarben anwitternd, dunkelockerfarben, abgerundet geschichtet, nR,R
- 25,00 m Raibler Tone & Mergel, dunkelgrau, karbonatführend, nR,T
- 28,00 m Raibler Kalke, dunkelgrau, leicht bituminös, nR,K
- 35,00 m Raibler Tone & Mergel, dunkelgrau, karbonatführend, nR,T
- 37,00 m Raibler Kalke, dunkelgrau, leicht bituminös, nR,K
- 50,00 m Raibler Tone & Mergel, dunkelgrau, karbonatführend, fossilführend, nR,T
- 51,00 m Raibler Kalke, dunkelgrau, leicht bituminös, nR,K
- 63,00 m Raibler Tone & Mergel, dunkelgrau, karbonatführend, fossilführend, nR,T
- 67,00 m Raibler Kalke & Rauhwacken: Kalke dunkelgrau und bituminös, Rauhwacken dunkelockerfarben, mürb-bröselig, zellig-porös, ähnlich einer tektonischen Breccie, stark zerlegt, nR,K & nR,R
- 72,00 m Raibler Tone & Mergel, dunkelgrau, karbonatführend, schuttüberdeckt, nR,T
- 80,00 m Raibler Kalke, dunkelgrau, leicht bituminös, nR,K
- 115,00 m Raibler Tone & Mergel, dunkelgrau, karbonatführend, schuttüberdeckt, nR,T

Liegendes Wetterstein-Formation, nW

5.2 Geotope

Geotope auf TK Nr. 8531 Zugspitze:

G 1 [BIS 8531GT015003]: Schwemm-/Murkegel Friedergrieß
Nummer 180R034 im Geotopkataster Bayern

Lage: R 44 21 142, H 52 62 164, Geländehöhe: 935 m ü. NN

Das Friedergrieß ist ein kombinierter Schwemm-/Murkegel, der fast ausschließlich aus Hauptdolomitschutt besteht. Dieser stammt aus dem Graben der Friederlaine. Die Friederlaine versickert nach wenigen 100 m im Schutt. Größere Steine und Blöcke sind vor allem im unteren Teil des Grießes stellenweise angehäuft.

G 2 [BIS 8531GT000001]: Bergsturz W Grainau (Eibsee-Bergsturz)
Nummer 180R003 im Geotopkataster Bayern

Lage: R 44 23 760, H 52 58 525, Geländehöhe: 975 m ü. NN

Der Bergsturz ereignete sich vor etwa 3.750 Jahren. Das ursprünglich größere Becken des Eibsees wurde auf der Ost- und Nordseite teilweise aufgefüllt und der nordöstliche Abfluss des Sees wurde verbaut (Abb. 29). Das Bergsturzmaterial wird hauptsächlich dem Wettersteinkalk zugeordnet. Die Reichweite der Sturzmassen beträgt mehr als 9 km.

G 3 [BIS 8531GT015001]: Höllentalferner
Nummer 180R029 im Geotopkataster Bayern

Lage: R 44 24 125, H 52 54 415, Geländehöhe: 2.400 m ü. NN

Der Höllentalferner liegt im obersten Höllental und ist Deutschlands zweitgrößter Gletscher. Der Blick vom Zugspitz-Ostgipfel gegen NE zeigt sehr gut die unterschiedlichen Gletscherstände seit der „Kleinen Eiszeit“, die bis Mitte des 19. Jahrhunderts andauerte. Seit dieser Zeit hat sich der Höllentalgletscher etwa 500 m bergwärts zurückgezogen. Der Gletscher wird hauptsächlich von Lawinen genährt; seine Zunge reicht auf fast 2.200 m ü. NN herab (Abb. 32 unten).

G 4 [BIS 8531GT015002]: Nördlicher Schneeferner

Nummer 180R030 im Geotopkataster Bayern

Lage: R 44 22 663, H 52 53 334, Geländehöhe: 2.650 m ü. NN

Der Nördliche Schneeferner befindet sich im oberen Teil des Zugspitzplateaus. Er ist Deutschlands größter Gletscher (Abb. 32 oben, Abb. 37).

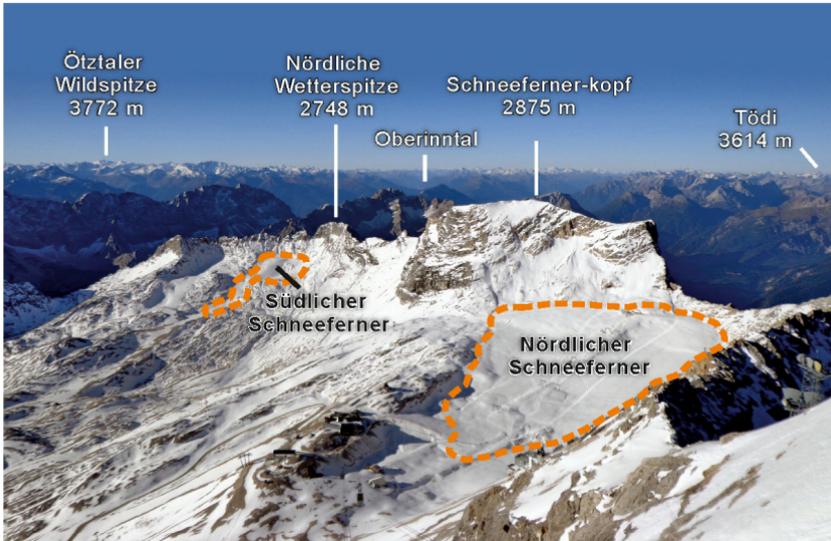


Abb. 37: Blick vom Zugspitzgipfel auf das Zugspitzplateau mit den Gletschern des Südlichen und Nördlichen Schneeferners

Geotope auf TK Nr. 8532 Garmisch-Partenkirchen:

G 1 [BIS 8532GT015004]: Murrinne am Wanderweg zum Kramerplateau

Nummer 180R031 im Geotopkataster Bayern

Lage: R 44 29 901, H 52 62 356, Geländehöhe: 792 m ü. NN

Der Querschnitt durch eine Murrinne zeigt kleinstückig zerlegte, ausschließlich eckige Komponenten aus Hauptdolomit, die vor allem nach (Stark)Niederschlägen geschüttet werden (Abb. 38). Gut zu sehen ist das Zusammenspiel von gravitativer Gleitung von Geröllmassen mit Wasser als Gleitmittel und sedimentärer Schichtung aufgrund von Korngrößenunterschieden.



Abb. 38: Der Querschnitt durch eine Murrinne am Wanderweg zum Kramerplateau zeigt den zentralen Murkanal mit charakteristischen, seitlich aufgeschütteten Murwällen.

G 2 [BIS 8532GT015005]: Findlingsgruppe am Zeilboden, Steinbichel
Nummer 180R032 im Geotopkataster Bayern

Lage: R 44 36 186, H 52 62 262, Geländehöhe: 1.151 m ü. NN

Knapp nördlich der flachen Kuppe des Steinbichels liegen im Wald verstreut mehrere Meter große Eklogit-Findlinge, die durch würmzeitliches Ferneis antransportiert wurden. In der weiteren Umgebung finden sich zahlreiche kleinere, stets gut gerundete Findlinge (Abb. 27).

G 3 [BIS 8532GT000003]: Erdfälle W Garmisch-Partenkirchen
Nummer 180R005 im Geotopkataster Bayern

Lage: R 44 28 552, H 52 61 216; Geländehöhe: 788 m ü. NN

In würmglazialer Nagelfluh und Schottern im E des Herrgottsschrofen sind mehrere große kesselförmige Einsenkungen zu erkennen, die auf Auslaugung von unterlagernder, Gips-/Anhydrit-führender Raibl-Formation zurückzuführen sind.

G 4 [BIS 8532GT015006]: Quelltuff am Kankerbach

[Nummer 180R033 im Geotopkataster Bayern](#)

Lage: R 44 35 370, H 52 60 877, Geländehöhe: 755 m ü. NN

Die Quell- oder Kalktuffstufe hat sich über einer als Gesteinshärtling heraus-erodierten Rippe aus Partnachkalk gebildet. Das kalkreiche Wasser fließt vor allem über Moose und niederwüchsige Pflanzen. Organische Reste werden von Kalk bedeckt und inkrustiert (Abb. 33).

G 5 [BIS 8532GT015008]: Falten in der Partnachklamm

[Nummer 180A021 im Geotopkataster Bayern](#)

Lage: R 44 33 795, H 52 58 930, Geländehöhe: 865 m ü. NN

Schön verfaltete Abfolge von dünnbankigen Kalksteinen der Reifling-Formation. Aufgrund ihrer Dünnbankigkeit und des Kompetenzunterschiedes zu den Mergelstein-Einschaltungen bilden sich schöne Biegegleitfalten (Abb. 10).

G 6 [BIS 8532GT000002]: Partnachklamm

[Nummer 180R002 im Geotopkataster Bayern](#)

Lage: R 44 34 070, H 52 58 628, Geländehöhe: 790 m ü. NN

Die Klamm stellt eine hochrangige Touristenattraktion dar. Sie durchbricht einen Felsriegel aus Kalksteinen der Steinalm- und Reifling-Formation.

G 7 [BIS 8532GT015007]: Typlokalität der Partnach-Formation

[Nummer 180A020 im Geotopkataster Bayern](#)

Lage: R 44 33 998, H 52 58 366, Geländehöhe: 800 m ü. NN

Die Partnach-Formation mit dunklen Tonmergelsteinen und Kalksteinbänken ist nach der Partnach benannt. In der Nähe des südlichen Partnachklamm-Eingangs befindet sich ein vom Weg aus einsehbarer Aufschluss am gegenüberliegenden Ufer der Partnach. Etwas oberhalb dieses Aufschlusses kommen am Weg zur Partnachalm immer wieder dunkle Tonmergelsteine der Partnach-Formation zum Vorschein.

G 8 [BIS 8532GT015003]: Längenfeld-Breccie SE Grainau

Nummer 180A019 im Geotopkataster Bayern

Lage: R 44 29 363, H 52 56 826, Geländehöhe: 1.657 m ü. NN

Das Geotop bildet Türme und Felswände mit einer Höhe bis etwa 70 m (Abb. 24). Die Abfolge besteht aus schlecht bis mäßig sortierten Konglomeraten und Breccien aus eckigen bis meist nur kantengerundeten bis zu wenige Meter großen Komponenten sowie Sand bis Schluff. Die Komponenten stammen überwiegend aus Wetterstein- und Raibl-Formation, untergeordnet auch aus der Steinalm-, Reifling-, Allgäu- sowie Schrambach-Formation. Zentralalpine Kristallinkomponenten, überwiegend Gneise, sowie durch Eisdruck gestauchte Sandlinsen lassen auf eine glazigene Bildung schließen. Knapp unterhalb des Gipfels des Längenfelderkopfes ist die diskordante Auflagerungsfläche zur unterlagernden Raibl-Formation erkennbar, wenn man vom Kreuzeck kommend knapp unter dem Hupfleitenjoch stehend, auf die Westabbrüche des Längenfelderkopfes blickt.

G 9 [BIS 8532GT000004]: Höllentalklamm S Grainau

Nummer 180R018 im Geotopkataster Bayern

Lage: R 44 27 554, H 52 56 469, Geländehöhe: 1.165 m ü. NN

Die Höllentalklamm überwindet auf 2 km Länge über 600 m Höhenunterschied. Im Klammbereich treten mehrere Schutt- und Karstquellen aus.

G 10 [BIS 8532GT000001]: Molybdän-Bergwerk Höllental
an den Knappenhäusern

Nummer 180G005 im Geotopkataster Bayern

Lage: R 44 27 793, H 52 56 382, Geländehöhe: 1.465 m ü. NN

Während des 1. Weltkriegs wurde in dem zu seiner Zeit höchstgelegenen Bergwerk Deutschlands das für die Stahlproduktion wichtige Molybdän gewonnen. Im Wettersteinkalk wurde überwiegend Gelbbleierz (Wulfenit) abgebaut. Die Lagerstätte wurde vollständig abgebaut. Die Knappenhäuser wurden 1914/15 als Bergwerkskantine errichtet. Die Erzförderung wurde 1918 eingestellt. In der Höllentalklamm ist noch die Kaverne des ehemaligen Elektrizitätswerks zur Stromversorgung der Bergbauanlagen zu sehen.

G 11 [BIS 8532GT015001, 8532AG015043]:

Meilerhütten-Breccie SSE Garmisch-Partenkirchen

[Nummer 180A018 im Geotopkataster Bayern](#)

Lage: R 44 34 326, H 52 53 061, Geländehöhe: 2.356 m ü. NN

Unterhalb der Meilerhütte befindet sich gut zugänglich die Meilerhütten-Breccie im Kontakt zu steilstehenden, ebenflächig gebankten Lagunenkalksteinen der Wetterstein-Formation (Abb. 14). Die überwiegend aus kantengerundeten Komponenten bestehende Grobbreccie wird als tertiäre Ablagerung in einer Schlucht oder einem Canyon gedeutet (Abb. 22).

G 12 [BIS 8532GT015002]: Partnachursprung S Grainau[Nummer 180Q005 im Geotopkataster Bayern](#)

Lage: R 44 26 802, H 52 52 403, Geländehöhe: 1.440 m ü. NN

Das Einzugsgebiet des Partnachursprungs ist Deutschlands höchstgelegenes Karstgebiet und liegt in der Wetterstein-Formation. Die darunterliegende, mergelig-tonige Partnach-Formation agiert als Wasserstauer und zwingt das Wasser – durch die Kreuzung zweier Verwerfungen begünstigt – an die Oberfläche zu treten. Mit Hilfe von Markierungsarbeiten des LfU konnte nachgewiesen werden, dass das gesamte Zugspitzplatt ein in sich abgeschlossenes Einzugsgebiet mit nur diesem einen Quellaustritt darstellt und sehr schnell auf Niederschlag und Schmelzwasserabfluss reagiert.

6 Bohrungen

Nachfolgend werden die wichtigsten Bohrungen getrennt nach Kartenblättern aufgeführt. Die vorangestellten Nummern (**B 1** usw.) sind in der jeweiligen Geologischen Karte wiedergegeben. In eckigen Klammern steht die Identifikationsnummer aus dem Bayerischen Bodeninformationssystem (BIS, www.umweltatlas.bayern.de). Dort sind jeweils unter Beachtung des Datenschutzes ggf. zusätzliche Informationen erhältlich.

Bohrungen auf TK Nr. 8531 Zugspitze:

B 2 [BIS 8531BG015001]: N Eibsee,

GLA-Forschungsbohrung Grainau 4 (1993)

Lage: R 44 22 910, H 52 60 070; Ansatzhöhe: circa 1.000 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme und Deutung: H. Jerz):

Holozän

Bergsturzmasse, „bsz

- 3,50 m Auffüllung, steiniger, schluffiger Lehm
- 5,00 m Steine, grusig, schwach schluffig, grau; vorwiegend grobes Bergsturzmaterial aus Wettersteinkalk, untergeordnet Raibl-Fm. (bis > 20 cm Durchmesser); Grundwasser bei 4,30 m
- 5,90 m Steine, grusig, stark schluffig, grau; Blockschutt, eckig aus Wettersteinkalk, untergeordnet Reifling-Fm.
- 8,30 m Steine, grusig, schwach schluffig, grau; Blockschutt, bei 7,0 bis 7,30 m stark schluffig
- 9,00 m Steine, grusig, stark schluffig, dunkelgrau; Blockschutt aus Wettersteinkalk, untergeordnet Reifling-Fm.
- 9,90 m Steine, stark grusig, schluffig, grau; Blockschutt, eckig, aus Wettersteinkalk
- 13,10 m Kernstück aus einem Wettersteinkalk-Block
- 13,40 m Kalksand, splittrig-scharfkantig, grusig, beige
- 17,15 m Steine, stark grusig, schwach schluffig, grau, Blockschutt, grob, eckig (bis > 20 cm Durchmesser), ab 16,5 m Steine zum Teil kantengerundet, ab circa 16 m Rundungsgrad und Feinanteil bis 29,6 m zunehmend
- 18,15 m Steine, grusig, stark schluffig, grau und blaugrau; Blockschutt aus Wettersteinkalk, untergeordnet Reifling-Fm.; Lagerung dicht
- 19,40 m Steine, stark grusig, schluffig, Kalkschlamm, grau
- 20,60 m Grober Blockschutt aus Wettersteinkalk, grau
- 21,40 m Steine, grusig, schwach schluffig, grau; Blockschutt aus Wettersteinkalk, untergeordnet Reifling-Fm.

- 22,60 m Steine, grusig, stark sandig, stark schluffig, grünlichgrau; Blockschutt vor allem aus Wettersteinkalk, untergeordnet Reifling-Fm.
- 24,50 m Kalksand, stark steinig, grusig, stark schluffig, grau; Gesteinsmehl, dicht gelagert; Holzreste zwischen 24,2 und 24,3 m
- 26,40 m Steine, grusig, sandig, stark schluffig; Blockschutt grob, vorwiegend aus Wettersteinkalk, untergeordnet Reifling-Fm.
- 28,10 m Kalkschluff, kiesig, sandig, grau; Steine häufig kantengerundet bis gerundet (Abrollung, bei Gleitbewegung); dicht gelagert
- 29,60 m Kalkschluff, kiesig, sandig, blaugrau; Steine meist kantengerundet
- 29,95 m Steine, grusig, sandig, stark schluffig, gelblichgrau
- 31,80 m Steine, grusig, sandig, schwach schluffig, gelblichgrau; Blockschutt, grob, eckig
- 33,95 m Steine, grusig, sandig, schluffig, blaugrau; Blockschutt, eckig, vor allem Wettersteinkalk, vereinzelt Hauptdolomit; ab circa 32 m Rundungsgrad und Feinanteil bis 37,7 m zunehmend
- 34,60 m Kernstück aus Wettersteinkalk-Block
- 35,85 m Steine und Kies, kantengerundet bis gerundet, sandig, schluffig, blaugrau
- 37,70 m Schluff, stark steinig, stark kiesig, blaugrau, Steine kantengerundet bis gerundet
- 37,90 m Steine, sandig, schwach schluffig, grau; Blockschutt eckig
- 38,80 m Schluff, stark steinig, stark kiesig, blaugrau; mit Wettersteinkalk, Reifling- & Kössen-Fm.
- 41,20 m Steine aus Wettersteinkalk, Reifling- & Kössen-Fm.; Blockschutt, grob (bis > 20 cm Durchmesser); bei 39,75 m Wettersteinkalk mit Klufcalcit, Brauneisen und Braunlehm
- 42,50 m Steine, kleinstückig, in sandiger Matrix, blaugrau; Blockschutt eckig, Durchmesser im cm-Bereich, mit Wettersteinkalk, Reifling- & Kössen-Fm., zum Liegenden Rundungsgrad und Feinanteil bis 47,0 m zunehmend
- 43,30 m Kalksand, grob- bis mittelsandig, gelblichgrau; mit Steinen im cm-Bereich, gerundet, mit Wettersteinkalk, Reifling- & Kössen-Fm.
- 43,70 m Steine und Kies, blaugrau; kantengerundet bis gerundet, kleinstückig, Durchmesser meist 1 bis 2 cm, neben Wettersteinkalk auch dunkle Kalk- und Mergelsteine
- 45,20 m Steine in sandiger Matrix, blaugrau; kleinstückig im cm-Bereich, kantengerundet, vor allem Wettersteinkalk & Reifling-Fm.
- 45,60 m Steine, sandig, schluffig bis stark schluffig, blaugrau; grob, eckig und kantengerundet, mit Wettersteinkalk, Reifling-Fm. & Hauptdolomit
- 46,00 m Schluff, steinig, kiesig, sandig, blaugrau; Steine eckig und kantengerundet, mit Wettersteinkalk & Hauptdolomit; blaugrauer Feinanteil

- 47,30 m Kalkstein, grobstückig, gelbgrau, ?anstehend

Trias

Partnach-Formation, nP

- 49,00 m Kalkstein, bituminös, gelbgrau bis dunkelgrau bis schwarzgrau, zahlreiche Harnischflächen mit glänzenden Bitumenbestegen.
(= Endteufe)

B 3 [BIS 8531BG015005]: N Eibsee,

GLA-Forschungsbohrung Grainau 3 (1979)

Lage: R 44 22 590, H 52 59 700; Ansatzhöhe: circa 1.020 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme und Deutung: H. Jerz):

Holozän

- 0,10 m Rohhumus

Bergsturzmasse, „bsz

- 0,70 m Lehm, sandig, gelbbraun, weich
- 2,30 m Steine, sandig, bräunlichgelb, grusig, lehmig, verlehmt, grobstückiger Blockschutt
- 3,70 m Steine, sandig, schwach schluffig, grau, vorwiegend grobes Bergsturzmaterial

Pleistozän

Moräne, würmzeitlich, W,,g

- 5,40 m Schluff, sandig, tonig, graugelb, weich bis steif, Bergfeuchte
- 5,60 m Steine, grobstückig zerlegt, Findling aus Plattenkalk
- 6,00 m Schluff, sandig, tonig, dunkelgrau, steif, Grundmoräne
- 6,50 m Steine, stückig zerbrochen, Findling aus Plattenkalk

(= Endteufe)

Lfd. Nr.	BIS-ID	Bohrungsname	R-Wert H-Wert	Ansatzhöhe Endteufe	Durchteufte geologische Einheiten
B 1	8531BG015009	Griesen	44 20 0 52 60 1	ca. 820 m ü. NN 20 m	„f
B 4	8531BG015011	Grainau	44 24 5 52 59 3	ca. 900 m ü. NN 130 m	„bsz (Eibsee-Bergsturzmasse) / W,,g / nHD
B 5	8531BG015003	Permafrostbohrung Zugspitze B 2 (2007)	44 23 6 52 54 1	ca. 2.940 m ü. NN 50 m	nW,K (Permafrost-Messstation, GALLEMANN et al. 2017)

Bohrungen auf TK Nr. 8532 Garmisch-Partenkirchen:

B 3 [BIS 8532BG015108]: E Garmisch-Partenkirchen, Anzlesau

Lage: R 44 34 9, H 52 61 5; Ansatzhöhe: circa 895 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme und Deutung: Ingenieurbüro iLF):

Holozän

- 0,50 m Mutterboden, steinig, mit Pflanzenresten, hell- bis dunkelbraun, durchwurzelt

Pleistozän

Moräne, würmzeitlich, W,,g

- 2,80 m Kies, sandig, schluffig, grau bis braun, kalkalpine Komponenten, zum Teil gerundet, bereichsweise verkittet
- 4,70 m Kies, stark schluffig, sandig, braun, gerundete kalkalpine Komponenten
- 6,00 m Kies, stark schluffig, sandig, überwiegend sehr gut gerundet, kalkalpine Komponenten
- 6,60 m Steine und Blöcke, kantig, feinkörniger Anteil ausgespült
- 10,50 m Ton, stark sandig, stark kiesig, grau, braun, bindig, eckige Bruchstücke

Trias

Raibl-Formation, nR

- 27,50 m Kalkstein, grau bis dunkelgrau; abschnittsweise hellbraune Bereiche mit Kalkstein-Bruchstücken in sandig-schluffiger Matrix, vermutlich dm-große, verfüllte Karsthohlräume
- 33,00 m Kies, stark schluffig, sandig, mit eckigen Kalkstein- und Rauhacke-Bruchstücken in brauner, sandig-schluffiger Matrix, vermutlich verfüllter Karsthohlraum
- 35,50 m Mergelstein, hellgrau
- 36,40 m Rauhacke, grau bis braun
- 46,70 m Wechsel aus Kalkstein, grau, bereichsweise zellig und Kies, stark schluffig, sandig, mit eckigen Kalkstein- und Rauhacke-Bruchstücken in brauner, sandig-schluffiger Matrix, vermutlich verfüllte Karsthohlräume
- 54,40 m Wechsel aus Mergelstein, hellgrau, Rauhacke, grau bis braun und Kies, stark schluffig, sandig, mit eckigen Bruchstücken in brauner, sandig-schluffiger Matrix, vermutlich verfüllte Karsthohlräume
- 83,30 m Wechsel aus Rauhacke, grau bis braun, zellig, zum Teil mit schluffigen Füllungen und Sand bis Schluff, braun, mit eckigen Kalkstein- und Rauhacke-Bruchstücken, vermutlich verfüllte Karsthohlräume

- 88,00 m Mergelstein, hellgrau, zum Teil wechsellagernd mit Kalkstein; bei 85,0 bis 85,5 m eckige Kalkstein- und Rauhwanne-Bruchstücke in brauner, schluffig-sandiger Matrix, vermutlich verfüllter Karsthohlraum
 - 125,00 m Wechsel aus Rauhwanne, grau bis braun, zellig, mit schluffigen Füllungen und Sand bis Schluff, braun, mit eckigen Kalkstein- und Rauhwanne-Bruchstücken, vermutlich verfüllte Karsthohlräume
- (= Endteufe)

B 6 [BIS 8532BG015020]: E Grainau, im Aigen, GLA-Forschungsbohrung Grainau 5 (1993)

Lage: R 44 27 250, H 52 60 330; Ansatzhöhe: circa 740 m ü. NN
Geologisches Profil (Aufnahme und Deutung: H. Jerz):

Holozän

- 1,30 m Auffüllung, Lehm, steinig, schluffig

Bergsturzmasse, „bsz

- 4,40 m Schluff, steinig, grusig, grünlichgrau, mit Wettersteinkalk (nW,K), „Alpinem Muschelkalk“ (nRf), Partnach-Formation (nP), Partnachkalk (nP,K) sowie mit Holzresten bei 3,40 m
- 7,20 m Steine, grusig, stark schluffig bis Schluff, stark steinig, grusig; Blockschutt eckig, bis 20 cm Durchmesser, Feinanteil grünlichgrau
- 10,20 m Steine, grusig, sehr stark schluffig bis Schluff, stark steinig, grusig, hellgrau (Kalkschlamm); Steine eckig bis kantengerundet (Rundung zunehmend)
- 11,40 m Schluff, steinig bis schwach steinig, grusig, dunkelgrau bis schwarzgrau; Steine aus nW,K, nRf, nP,K, im Feinanteil Partnachmergel (nP,M)
- 12,80 m Schluff, stark steinig, grusig, sandig, grünlichgrau, mit Mergelsteinbröckchen (nP) und zahlreichen kleinen Holzsplittern bis 12,5 m
- 14,20 m Steine, stark grusig, stark schluffig, grau bis dunkelgrau, mit nW,K, nRf, nP,K und nP,M
- 16,15 m Schluff, steinig, grusig, sandig, dunkelgrau, mit nP,K und nP,M, sowie mit Holzresten zwischen 14,50 bis 14,65 m und bei 15,40 m
- 16,35 m Steine, grusig, schluffig; Blockschutt, eckig, hellgrau, vorwiegend nW,K
- 17,50 m Schluff, stark steinig, grusig bis steinig-grusig, grünlichgrau; kleine Holzreste bei 17,40 bis 17,45 m

- 22,00 m Schluff, stark bis sehr stark steinig, grusig, dunkelgrau, Steine ± gerundet, mit nP,K, nP,M
- 22,40 m Steine, grusig, sehr stark schluffig, ± kantengerundet; Feinmaterial grünlichgrau
- 27,60 m Schluff, steinig bis sehr stark steinig, grusig, dunkelgrau bis grünlichgrau, zwischen 26,7 bis 27,0 m schwach steiniger Schluff, grünlichgrau; Steine meist kantengerundet
- 27,85 m Steine, sehr stark grusig, schluffig, gelblichgrau; vor allem nW,K, eckig, humoses Material bei 27,80 m
- 28,50 m Schluff, stark steinig, grusig, dunkelgrau; Steine eckig bis kantengerundet
- 28,80 m Schluff, schwach steinig, dunkelgrau; Konsistenz plastisch (wie spätglaziale Seetone)
- 29,05 m Schluff, stark steinig, grusig, dunkelgrau; Steine (nW,K, nRf) eckig
- 29,40 m Steine, grusig, hellgrau; Blockschutt, grob, eckig
- 32,00 m Schluff, stark steinig, grusig, dunkelgrau, mit Holzresten bei 30,4 m und 31,3 m sowie mit Holzsplittern bis zur Endteufe
(= Endteufe)

B 9 [BIS 8532BG015018]: SW Grainau

Lage: R 44 24 7, H 52 59 5; Ansatzhöhe: circa 840 m ü. NN

Geologisches Profil

(Aufnahme und Deutung: Ingenieurbüro Dr. Werner Knorr):

Holozän

Bergsturzmasse, „bsz

- 10,00 m Blöcke, steinig, kiesig, hellgrau
- 18,00 m Blöcke, steinig, kiesig, mittelgrau
- 20,00 m Blöcke, steinig, kiesig, schluffig, mittelgrau
- 21,00 m Steine, grobkiesig, mittelgrau
- 28,00 m Kalkstein (Blöcke, steinig, kiesig), mittelgrau
- 29,00 m Steine, kiesig
- 31,00 m Blöcke, steinig, grobkiesig, dunkelgrau
- 34,00 m Blöcke, steinig, kiesig, schwach schluffig, dunkelgrau
- 42,00 m Blöcke, steinig, kiesig, dunkelgrau bis braun
- 43,00 m Blöcke, steinig, kiesig, schwach schluffig, dunkelbraun bis braun

- 45,00 m Blöcke, steinig, kiesig, sandig, dunkelgrau bis braun
- 53,00 m Blöcke, steinig, kiesig, dunkelgrau bis braun
- 55,00 m Blöcke, steinig, grobkiesig, dunkelgrau bis braun
- 56,00 m Kies, schluffig, schwach sandig, tonig, dunkelgrau

Trias

Partnach-Formation, nP

- 61,00 m Ton- bis Siltstein, schwarzgrau
 - 65,00 m Tonstein, schwarzgrau
- (= Endteufe)

Lfd. Nr.	BIS-ID	Bohrungsname	R-Wert H-Wert	Ansatzhöhe Endteufe	Durchteufe geologische Einheiten
B 1	8532BG015007	NW Garmisch-Partenkirchen, Ackerlaine	44 29 7 52 62 4	ca. 835 m ü. NN 100,6 m	„mu / nHD
B 2	8532BG015109	E Garmisch-Partenkirchen, Faukenbach	44 34 4 52 62 0	ca. 940 m ü. NN 224,0 m	nR (Mergel-, Kalkstein, Rauhwacke, verfüllte Paläokarsthöhlräume)
B 4	8532BG015069	W Garmisch-Partenkirchen, Untergrainau	44 30 4 52 61 2	ca. 710 m ü. NN 121,0 m	qha-m., / Quartär-Ablagerungen
B 5	8532BG015106	E Garmisch-Partenkirchen, Anzlesau	44 35 3 52 61 1	ca. 810 m ü. NN 84,0 m	Ws,G / W.,g / nP (Tonschiefer, Kalk- und Mergelstein)
B 7	8532BG000003	W Garmisch-Partenkirchen, Degernlaine	44 29 0 52 60 2	ca. 735 m ü. NN 75,5 m	qha-m., / „bsz / nHD
B 8	8532BG015053	W Grainau, GLA-Forschungsbohrung FB 1 (1979)	44 24 8 52 59 9	ca. 815 m ü. NN 18,5 m	„bsz (Eibsee-Bergsturzmasse, – 10,2 m) / W.,g
B 9	8532BG015018	SW Grainau	44 24 7 52 59 5	ca. 840 m ü. NN 65,0 m	„bsz (Eibsee-Bergsturzmasse) / nP (Ton-, Siltstein)
B 10	8532BG000010	W Garmisch-Partenkirchen, Degernlaine	44 29 0 52 59 5	ca. 740 m ü. NN 55,3 m	„f / Quartär-Ablagerungen / nR

7 Literatur

- AMPFERER, O. (1905): Geologische Beschreibung des Seefelders, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. – Jb. k. k. geol. Reichsanst., **55**: 451–562, Wien.
- BAYER. GEOL. LANDESAMT (1996): Geologische Karte von Bayern 1:500 000 – München (Bayer. Geol. Landesamt).
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **4**: 1–74, Innsbruck.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (1976): Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – Z. Dtsch. Geol. Ges., **127**: 271–289, Hannover.
- BECHSTÄDT, T. & SCHWEIZER, T. (1991): The carbonate-clastic cycles of the East-Alpine Raibl-Group: result of third-order sea-level-fluctuations in the Carnian. – Sediment. Geol., **70**: 241–270, Amsterdam.
- BERNOULLI, D. & JENKYN, H. C. (1970): A Jurassic Basin: The Glaserbach Gorge, Salzburg, Austria. – Verh. Geol. Bundesanstalt, **1970**: 504–531, Wien.
- BÖGEL, H. (1958): Zur Geologie des Gebietes zwischen Puiten-Tal und Buchener Sattel im Süden des Wetterstein-Hauptkammes. – Unpubl. Diplomarbeit, 35 S., München (TU München).
- BÖKENSCHMIDT, S. & ZANKL, H. (2005): Lithology, biostratigraphy and sedimentary petrology of the T-J-boundary in the Steinplatte and Scheibelberg area (Salzburg – Tirol, Austria). – In: PÁLFY, J. & OZSVÁRT, P. (Hrsg.): Program, Abstracts and Field Guide: 5th Field Workshop of IGCP 458 Project. – Tata and Hallein September 2005: 10–11, Budapest (Hungarian Academy of Sciences).
- BRANDNER, R. (1978): Tektonisch kontrollierter Sedimentationsablauf im Ladin und Unterkarn der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **8**: 317–354, Innsbruck.
- BRANDNER, R. & OSTERMANN, M. (2013): Das Alpenprofil – Mosaik-Relief im Brunosander-Haus (Univ. Innsbruck). – Innsbruck.
- BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (1986): Stratigraphie und Fazies am Kalkalpensüdrand zwischen Zirl und Seefeld in Tirol. – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., **68**: 67–92, Stuttgart.

- BRANDNER, R. & SPÖTL, C. (2014): Neue Aspekte zur Deckengliederung im Karwendel. – In: SONNTAG, H. & STRAUBINGER, F. (Hrsg.): Großer Ahornboden – eine Landschaft erzählt ihre Geschichte. – Wattens (Berenkamp).
- CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie – Stratotypen des Würm-Glazials. – Eiszeitalter und Gegenwart, **34**: 185–206, Hannover.
- DEWEY, J. F., HELMAN, M. L., TURCO, D. H., HUTTON, D. H. W. & KNOTT, S. D. (1989): Kinematics of the western Mediterranean. – In: COWARD, M. P., DIETRICH, D. & PARK, R. G. (Hrsg.): Alpine Tectonics. – Geol. Soc. Spec. Publ., **45**: 265–283, Oxford (Geol. Soc. London).
- DONOFRIO, A. D., BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (2003): Conodonten der Seefeld-Formation: ein Beitrag zur Bio- und Lithostratigraphie der Hauptdolomit-Plattform (Obertrias, westliche Nördliche Kalkalpen, Tirol). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **26**: 91–107, Innsbruck.
- DOPPLER, G., KROEMER, E., RÖGNER, K., WALLNER, J., JERZ, H. & GROTTENTHALER, W. (2011): Quaternary Stratigraphy of Southern Bavaria. – Quaternary Science, **60**: 329–365, Hannover.
- EISBACHER, G. H. & BRANDNER, R. (1995): Role of high-angle faults during heteroaxial contraction, Inntal thrust sheet, Northern Calcareous Alps, Western Austria. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **20**: 389–406, Innsbruck.
- EISBACHER, G. H. & BRANDNER, R. (1996): Superposed fold-thrust structures and high-angle faults, Northwestern Calcareous Alps, Austria. – Eclogae geol. Helv., **89**: 553–571, Basel.
- EMMERICH, A., ZAMPARELLI, V., BECHSTÄDT, T. & ZÜHLKE, R. (2005): The reefal margin and slope of a Middle Triassic carbonate platform: the Latemar (Dolomites, Italy). – Facies, **50**: 573–614, Erlangen.
- ENOS, P. & SAMANKASSOU, E. (1998): Lofers cyclothems revisited (Late Triassic, Northern Alps, Austria). – Facies, **38**: 207–227, Erlangen.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – Geol. Rundsch., **68**: 93–120, Stuttgart.

- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (2000): Late Jurassic to Eocene Palaeogeography and Geodynamic Evolution of the Eastern Alps. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **92**: 79–94, Wien.
- FLÜGEL, E. (2004): Microfacies of Carbonate Rocks – Analysis, Interpretation and Application. – 976 S., Berlin (Springer).
- FLURL, M. (1792): Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz. – 642 S., München (Joseph Lentner).
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & BRÜGEL, A. (1998): Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion. – Tectonophysics, **297**: 1–15, Amsterdam.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & SZÉKELY, B. (2001): The Dachstein palaeosurface and the Augenstein Formation in the Northern Calcareous Alps – a mosaic stone in the geomorphological evolution of the Eastern Alps. – Int. J. Earth Sci., **90**: 500–518, Wien.
- FRUTH, I. (1957): Erläuterungen zur Kartierung „Riesserkopf – Kreuzeck-Gebiet“ 1: 10 000 – Unpubl. Diplomkartierung, 16 S., München (LMU München).
- FRUTH, I. & SCHERREIKS, R. (1982): Hauptdolomit – Sedimentary and Paleogeographic Models (Norian, Northern Calcareous Alps). – Geol. Rundsch., **73**: 305–319, Stuttgart.
- GALLEMANN, T., HAAS, U., TEIPEL, U., POSCHINGER, A. VON WAGNER, B., MAHR, M. & BÄSE, F. (2017): Permafrost-Messstation am Zugspitzgipfel: Ergebnisse und Modellberechnungen. – Geol. Bavarica, **115**: 1–77, Augsburg (Bayer. Landesamt für Umwelt).
- GARRISON, R. E. & FISCHER, A. G. (1969): Deep-water Limestones and Radiolarites of the alpine Jurassic. – In: FRIEDMAN, G. M. (Hrsg.): Depositional Environments in Carbonate Rocks. A symposium. – Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineralogists, **14**: 20–56, Tulsa (Soc. Econ. Paleont. Mineralogists).
- GAUPE, R. (1980): Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreidesequenzen des Westteils der Nördlichen Kalkalpen. – Diss., 282 S., München (TU München).
- GÖTZ, J. & SCHROTT, L. (2010): Das Reintal – Geomorphologischer Lehrpfad am Fuße der Zugspitze – eine Wanderung durch Raum und Zeit mit einem Einblick in moderne geowissenschaftliche Arbeitsweisen. – 104 S., München (Pfeil).

GRADSTEIN, F., OGG, J. G., SCHMITZ, M. D. & OGG, G. M. (2012): The Geologic Time Scale 2. – 1142 S., Amsterdam (Elsevier).

GRUBER, A. (1997): Stratigraphische und Strukturelle Analyse im Raum Eiberg (Nördliche Kalkalpen, Unterinntal, Tirol) unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung in der Oberkreide und im Tertiär. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **22**: 159–197, Innsbruck.

GÜMBEL, C. W. (1861): Geognostische Beschreibung des Koenigreichs Bayern. 1. Abtheilung. Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – 948 S., Gotha (Justus Perthes).

HAAS, U., OSTERMANN, M., SANDERS, D. & HORNING, T. (2014): Quaternary sediments in the Werdenfels region (Bavaria, southern Germany), Excursion B. – In: KERSCHNER, H., KRÄINER, K. & SPÖTL, C. (Hrsg.): From the foreland to the Central Alps – Excursion guide of the field trips of the DEUQUA Congress in Innsbruck, Austria, 24–29. September **2014**: 18–30, Berlin (Geozon).

HAGG, W., MAYER, C., MAYR, E. & HEILIG, A. (2012): Climate and glacier fluctuations in the Bavarian Alps in the past 120 years. – Erdkunde, **66**: 121–142, Bonn.

HANTKE, R. (1983): Eiszeitalter 3: Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. Westliche Ostalpen mit ihrem bayerischen Vorland bis zum Inn-Durchbruch und Südalpen zwischen Dolomiten und Montblanc. – 730 S., Thun (Ott).

HARSCH, W. (1968): Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Fernpaß und Rhein sowie verschiedener Vorkommen in Graubünden. – Unpubl. Diss., 150 S., München (TU München).

HAUSER, C. (1992): Geologische Karte 1 : 50 000 von Österreich, Blatt **117** Zirl. – Wien (Geol. Bundesanstalt).

HILLEBRANDT, A. VON KRYSSTYN, L., KÜRSCHNER, W. M., BONIS, N. R., RUHL, M., RICHOSZ, S., SCHOBEN, M. A. N., URLICHS, M., BOWN, P. R., KMENT, K., McROBERTS, C. A., SIMMS, M. & TOMÁŠOVÝCH, A. (2013): The Global Stratotype Sections and Point (GSSP) for the base of the Jurassic System at Kuhjoch (Karwendel Mountains, Northern Calcareous Alps, Tyrol, Austria). – Episodes, **36**: 162–198, Peking.

- HIRTLEITER, G. (1992): Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Wettersteingebirge und seiner Umgebung. – Münch. Geogr. Abh. B, **15**: 1–176, München.
- HORNUNG, T. (2008): The ‚Carnian Crisis‘ in the Tethys realm – multistratigraphic studies and palaeoclimate constraints. – 237 S., Saarbrücken (VDM-Verlag).
- HORNUNG, T. & TEIPEL, U. (im Druck): Die tethyale Mitteltrias in den Bayerischen Nördlichen Kalkalpen. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland, Muschelkalk. – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften: Hannover (Dt. Ges. Geowiss.).
- IPCC (2007): Climate Change – The Physical Science Basis – Contrib. Working Group I Fourth Assess. Report IPCC. – 996 S., Cambridge U.K.
- JACOBSHAGEN, V. (1965): Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. – Jahrb. Geol. Bundesanstalt, **108**: 1–114, Wien.
- JERZ, H. (1961a): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:25000 Blatt 880 Mittenwald – Unpubl. Bericht. – 19 S., München.
- JERZ, H. (1961b): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:25000 Blatt 881 Karwendelspitze – Unpubl. Bericht. – 20 S., München.
- JERZ, H. (1966): Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). – Geol. Bavarica, **56**: 3–100, München (Bayer. Geol. Landesamt).
- JERZ, H. (1993): Geologie von Bayern, II. Das Eiszeitalter in Bayern. – 243 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- JERZ, H. (1998): Geologische Karte 1:25000 TK Nr. 8532/8632 Garmisch-Partenkirchen – Unpubl. Manuskriptkarte. – München (Bayer. Geol. Landesamt).
- JERZ, H. & POSCHINGER, A. VON (1995): Neuere Ergebnisse zum Bergsturz Eibsee-Grainau. – Geol. Bavarica, **99**: 383–398, München (Bayer. Geol. Landesamt).
- JERZ, H. & ULRICH, R. (1966): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000 Blatt Nr. 8533/8633 Mittenwald. – 152 S., München (Bayer. Geol. Landesamt).

- KIECHL, D. (2008): Erläuterungen zur geologischen Karte der Südwestflanke des Daniel 1 : 10000 Lermoos/Tirol (Nördliche Kalkalpen). – Unpubl. Diplomkartierung, München (TU München).
- KOCKEL, C. W., RICHTER, M. & STEINMANN, H. G. (1931): Geologie der Bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach. – Wissensch. Veröff. des D. u. Ö. Alpenvereins, **10**: 231 S., Innsbruck.
- KRAUTBLATTER, M., MOSER, M., SCHROTT, L., WOLF, J. & MORCHE, D. (2012): Significance of rockfall magnitude and carbonate dissolution for rock slope erosion and geomorphic work on Alpine limestone cliffs (Reintal, German Alps). – *Geomorphology*, **167**: 21–34, Amsterdam.
- KRUMM, H. H. (1957): Der geologische Aufbau des Mittleren Wettersteingebirges östlich der Partnach. – Unpubl. Diplomarbeit, 120 S., München (TU München).
- KRUMM, H. H. (1959): Erläuterungen zur Geologischen Kartierung des Positionsblattes 879 Garmisch-Partenkirchen – Unpubl. Bericht. – 19 S., München.
- KRUMM, H. H. (1998): Geologische Karte 1 : 25000, TK Nr. 8532/8632 Garmisch-Partenkirchen – Unpubl. Manuskript. – München (Bayer. Geol. Landesamt).
- KRYSTYN, L. (1975): Die Tirolites-Fauna der untertriassischen Werfener Schichten Europas und ihre stratigraphische Bedeutung. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Math.-naturwiss. Kl., **183**: 29–50, Wien.
- KÜFFLER, M. (2006a): Erläuterung zur geologischen Karte des Gebietes zwischen Sunkenlaine und Grießberg im südlichen Ammergebirge der Bayerischen Kalkalpen. – Unpubl. Diplomkartierung, 46 S., München (TU München).
- KÜFFLER, M. (2006b): Untersuchung der Hangbewegung am Stuibenkopf im Wettersteingebirge der Bayerischen Kalkalpen. – Unpubl. Diplomarbeit, 67 S., München (TU München).
- LUTYI-LUTENKO, A. (1951): Bau und Strukturen der Lechtal-Decke im Gebiet der Jachenau. – *Geol. Bavarica*, **8**: 1–63, München (Bayer. Geol. Landesamt).
- MALASCHOFSKY, A. (1941): Morphologische Untersuchungen im alpinen Isar- und Loisachgebiet. – *Mitt. Geogr. Ges. München*, **33**: 43–136, München.

- MANDL, G., BRANDNER, R. & GRUBER, A. (2016): Proposal for a new subdivision of the Nappe Systems of the Northern Calcareous Alps (Eastern Alps, Austria). – In: ORTNER, H. (Hrsg.): Abstract Volume of GeoTirol2016, 25.–28.09.2016, Innsbruck: **194**, Innsbruck (Univ. Innsbruck).
- MASCHEK, R. (1968): Zur Geologie des Nördlichen Wettersteingebirges und seiner Randgebiete bei Garmisch-Partenkirchen. – Unpubl. Diplomarbeit, 91 S., München (TU München).
- MILLER, H. (1959): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 25 000 Blatt 878 Eibsee – Unpubl. Bericht. – 17 S., München.
- MOSER, M. (2010): Geologische Karte 1 : 50 000 von Österreich, GeoFast-Blatt 116 Telfs. – Wien (Geol. Bundesanstalt).
- MYLIUS, H. (1916): Ein Beitrag zum geologischen Bau des Wettersteingebirges. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., 1: 10–40, Stuttgart.
- OHLENSCHLÄGER, T. (1984): Zur Geologie des westlichen Wettersteingebirges mit geologischer Kartierung im Maßstab 1 : 10 000 – Unpubl. Diplomarbeit und -kartierung, 153 S., Frankfurt a. M. (Univ. Frankfurt a. M.).
- ORTNER, H. & BITTERLICH, L. (2016): The Zugspitze cross section and the structure of the western Northern Calcareous Alps. – In: ORTNER, H. (Hrsg.): Abstract Volume of GeoTirol2016, 25.–28.09.2016, Innsbruck: 248, Innsbruck (Univ. Innsbruck).
- PENCK, A. (1925): Glazialgeologische Untersuchungen in den bayerischen Hochalpen: Alte Breccien und junge Krustenbewegungen in den bayerischen Hochalpen – die Eiszeit in den bayerischen Hochalpen. – Sitzungsber. Preuss. Akad. Wiss. Phys.-Math. Kl., 17: 301–329, Berlin.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901–1909): Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. I–III. – 1199 S., Leipzig (Tauschnitz).
- PETSCHIK, R. (1983): Sedimentpetrographie und sehr schwache Metamorphose mittel-triadischer Beckengesteine der zentralen Westlichen Kalkalpen. – Unpubl. Diplomarbeit & -kartierung, 248 S., Frankfurt a. M. (Univ. Frankfurt a. M.).
- PEUCKMANN, N. (2008): Geologische Aufnahme des Gebietes zwischen Plattberg und Gartner Joch bei Lähm (Tirol) im Maßstab 1 : 10 000. – Unpubl. Diplomkartierung, München (TU München).

- PRAGER, C., ZANGERL, C., PATZELT, G. & BRANDNER, R. (2008): Age distribution of fossil landslides in the Tyrol (Austria) and its surrounding areas. – *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **8**: 377–407, Göttingen.
- RASSER, M. W., VASÍČEK, Z., SKUPIEN, P., LOBITZER, H. & BOOROVÁ, D. (2003): Die Schrambach-Formation an ihrer Typuslokalität (Unter-Kreide, Nördliche Kalkalpen, Salzburg): Lithostratigraphische Formalisierung und „historische“ Irrtümer. – In: PILLER, W. E. (Hrsg.): *Stratigraphica Austriaca*. – Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, **16**: 193–216, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- REIS, O. M. (1900): Die Fauna des Wettersteinkalks. 1. Theil: Cephalopoden. – *Geogn. Jh.*, **13**: 71–105, München.
- REIS, O. M. (1911): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wettersteingebirges. – *Geogn. Jh.*, **23**: 61–114, München.
- RICHTER, M. & STEINMANN, H. G. (1927): Zur Tektonik der Bayrischen Alpen zwischen Ammer und Loisach. – *Cbl. Min. Geol. Pal.*, Abt. B **1927**: 160–171, Stuttgart.
- ROTHPLETZ, A. (1905): Geologische Alpenforschungen – II. Ausdehnung und Herkunft der Rhätischen Schubmasse. – München (J. Lindauersche).
- RÜFFER, T. (1995): Entwicklung einer Karbonat-Plattform: Fazies, Kontrollfaktoren und Sequenzstratigraphie in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen (Tirol, Bayern). – *Gaea heidelbergensis*, **1**: 1–282, Heidelberg.
- RÜFFER, T. & BECHSTÄDT, T. (1995): Interpretation des Deckenbaus in den westlichen Nördlichen Kalkalpen: Widerspruch zwischen tektonischen und sedimentologischen Daten. – *Jahrb. Geol. Bundesanstalt*, **138**: 701–713, Wien.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **66/67**: 165–193, Wien.
- SCHLAGINTWEIT, O. (1912): Die Mieminger-Wetterstein-Überschiebung. – *Geol. Rundsch.*, **3**: 73–92, Stuttgart.
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1950): Geologie des Isartaales im Bereich des Reißbach-Stollens und des geplanten Sylvenstein-Staubeckens. – *Geol. Bavarica*, **4**: 1–55, München (Bayer. Geol. Landesamt).

- SCHMIDT, C. (1915): Das Vorkommen von Gelbbleierz im Höllental bei Garmisch (Oberbayern). – Zeitschr. prakt. Geol., **1915**: 1–16, Berlin.
- SCHOLZ, H. (1995): Bau und Werden der Allgäuer Landschaft. – 2. Aufl., 305 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHREINER, A. (1997): Einführung in die Quartärgeologie. – 257 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHULER (1968): Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Salzach (Nördliche Kalkalpen). – Erlanger Geol. Abh., **71**: 1–60, Erlangen.
- SCHUSTER, R., DAURER, A., KRENMAYR, H. G., LINNER, M., MANDL, G. W., PESTAL, G. & REITNER, J. M. (2013): Rocky Austria – Geologie von Österreich. – 80 S., Wien (Geol. Bundesanstalt).
- STAMPFLI, G. M. & BOREL, G. D. (2002): A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. – Earth Planet. Sci. Lett., **196**: 17–33, Amsterdam.
- STANTON, R. J. & FLÜGEL, E. (1989): Problems with Reef Models: The late Triassic Steinplatte „Reef“ (Northern Alps, Salzburg/Tyrol, Austria). – Facies, **20**: 1–53, Erlangen.
- STD 2016 (Deutsche Stratigraphische Kommission; Koordination: MENNING, M. & HENDRICH, A.) (2016): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2016. – Potsdam (GeoForschungsZentrum).
- STOJAKOWITS, P. & FRIEDMANN, A. (2015): Palynologische Untersuchungen zur stratigraphischen, genetischen und paläoklimatischen Einstufungen der Seeablagerungen S Marktschellenberg (TK25 8344 Berchtesgaden Ost) sowie Testproben weiterer Lokalitäten – Unpubl. Schlussbericht. – 35 S., Augsburg (Bayer. Landesamt f. Umwelt).
- TOLLMANN, A. (1976a): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – 580 S., Wien (Franz Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1976b): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. – 449 S., Wien (Franz Deuticke).

- TOLLMANN, A. (1987): The alpidic evolution of the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps: 361–378, Wien (Franz Deuticke).
- UHLIG, H. (1954): Die Allformen des Wettersteingebirges mit Vergleichen in den Allgäuer und Lechtaler Alpen. – Forsch. z. dt. Landesk., **79**: 1–103, Remagen.
- VACHÉ, R. (1960): Geologie und Lagerstätten des mittleren Wettersteingebirges zwischen Hammersbach und Partnach. – Unpubl. Diplomarbeit, 68 S., München (TU München).
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen und ihr Vorland in der letzten Eiszeit (Würm) (Paläogeographische Karte 1 : 500 000) – In: Die Ostalpen in den Eiszeiten. – 24 S., Wien (Geol. Bundesanstalt).
- VAN HUSEN, D. (2000): Geological Processes during the Quaternary. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **92**: 135–156, Wien.
- VIDAL, H. (1950): Geologische Karte 1 : 25 000 des nordwestlichen Wettersteinmassivs und seines Vorlandes, Blatt 878 Eibsee – Unpubl. Manuskriptkarte. – München (Bayer. Geol. Landesamt).
- VIDAL, H. (1951): Bau und Struktur des nordwestlichen Wettersteinmassivs und seines Vorlandes. – Unpubl. Diplomarbeit, 80 S., München (TU München).
- VIDAL, H. (1953a): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes. – Geol. Bavarica, **17**: 56–88, München (Bayer. Geol. Landesamt).
- VIDAL, H. (1953b): Zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes. – Unpubl. Diss., München (TU München).
- WAGREICH, M., LUKENEDER, A. & EGGER, H. (2008): Cretaceous History of Austria. – Ber. Geol. Bundesanst., **74**: 12–30, Wien.
- WEHRLI, H. (1928): Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. – Jahrb. Geol. Bundesanstalt, **78**: 357–498, Wien.

- WENDL, K. (2006): Erläuterungen zur geologischen Karte des Gebietes zwischen Schellkopf und Sunkenlaine im Neidernachtal sowie der Westflanke des Griesberges (südliches Ammergebirge). – Unpubl. Diplomkartierung, 53 S., München (TU München).
- WÖHRMANN, S. VON (1889): Die Fauna der sogenannten Cardita- und Raibler Schichten in den Nordtiroler und bayerischen Alpen. – Jb. k. k. geol. Reichsanst., **39**: 181–358, Wien.
- ZAMBANINI, J. (2014): Geologie der Zugspitze und Umgebung. – Unpubl. Diplomarbeit, 80 S., Innsbruck (Univ. Innsbruck).
- ZERBES, D. & OTT, E. (2000): Geologie des Kaisergebirges (Tirol) – Kurzerläuterungen zur Geologischen Karte 1:25000 und Exkursionsvorschläge. – Jahrb. Geol. Bundesanstalt, **142**: 95–143, Wien.
- ZITZELBERGER, L. (1960): Zur Geologie des Gebietes südlich des Wetterstein-Hauptkammes zwischen Gatterl im Westen und Roßberg im Osten (Tirol). – Unpubl. Diplomarbeit und -kartierung, 56 S., München (TU München).
- ZWING, A. (1998): Geologische Kartierung zwischen Plattspitze, Hochwanner und Gaistal im südlichen Wettersteingebirge (Tirol). – Unpubl. Diplomkartierung, 51 S., München (LMU München).

Die Kartenblätter Zugspitze und Garmisch-Partenkirchen umfassen mit dem Wettersteinmassiv nicht nur das höchste und prominenteste Hochgebirgsmassiv Deutschlands, sondern auch eine Schlüsselregion der geologischen Erforschung der Alpen.

Die Sedimentgesteine belegen die marine Entwicklung von der Untertrias bis zur Unterkreide. Groß- und kleinräumige Faltenstrukturen und Deckenüberschiebungen zeigen die komplexe Gebirgsbildung der Alpen. Die eindrucksvolle Meilerhütten-Breccie mit ihrer weitgehend ungeklärten Genese erlaubt Einblicke in das Tertiär, als die Landschaft ganz anders aussah als heute. Breccien und Moränenablagerungen sind Zeugen der landschaftsprägenden, pleistozänen Vereisungen deren Überreste am Zugspitzplatt die letzten Gletscher Deutschlands bilden. Die größte Massenbewegung der Bayerischen Alpen – der Eibsee-Bergsturz – veränderte vor etwa 3.750 Jahren die damalige Landschaft ebenfalls durchgreifend.