



Bayerisches Landesamt für
Umwelt



Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000

Erläuterungen zum Blatt 8628 Hochvogel



geologie

Geologische Karte



Bayerisches Landesamt für
Umwelt



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

Erläuterungen zum Blatt **8628 Hochvogel**

Bearbeiter:
Prof. Dr. Volker Jacobshagen, Dr. Klaus Schwerd,
Dr. Thomas Hornung

88 Seiten, 28 Abbildungen, 1 Tabelle
Augsburg 2014

Umwelt Spezial
Geologische Karte

Impressum

Geologische Karte von Bayern 1: 25000
Erläuterungen zum Blatt 8628 Hochvogel

Herausgeber:

Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU)
Bürgermeister-Ulrich-Straße 160
86179 Augsburg
Tel.: 0821 9071-0
Fax.: 0821 9071-5556
E-Mail: poststelle@lfu.bayern.de
Internet: www.lfu.bayern.de

Bearbeitung/Text/Konzept:

Prof. Dr. Volker Jacobshagen, Ersteiner Str. 10, 14169 Berlin
Dr. Klaus Schwerd, Am Kreuth 1, 82335 Berg, E-Mail: schwerd.lusztig@t-online.de
Dr. Thomas Hornung, GWU Geologie-Wasser-Umwelt GmbH, Bayerhamerstraße 57, A-5020 Salzburg,
E-Mail: thomas.hornung@gwu.at

Redaktion:

LfU, Referat 102, Dr. Ulrich Teipel

Bildnachweis:

Hornung, Thomas, GWU: Abb. 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17 a, 18, 19, 22 a, 26, 27, 28
Mandl, Gerhard W., GBA Wien: Abb. 2, 3, 5
Scholz, Herbert, TU München: Abb. 4
Schwerd, Klaus, LfU: Abb. 21, 23, Titelfoto
Wallner, Stefan, GBA Wien: Abb. 2, 3
Zink, Georg, Sonthofen: Abb. 24

Titelbild:

Nordvergent verfallteter Hauptdolomit der Lechtal-Decke in der Ostflanke des Wiedemerkopfes;
nördlich der steilen Rinne inverser, steil stehender Oberrhätalkalk der Allgäu-Decke

Druck:

Pauli Offsetdruck e. K., Am Saaleschlößchen 6, 95145 Oberkotzau

Gedruckt auf Papier aus 100 % Altpapier

Stand:

September 2014

Diese Druckschrift wurde mit großer Sorgfalt zusammengestellt. Eine Gewähr für die Richtigkeit und Vollständigkeit kann dennoch nicht übernommen werden. Sofern in dieser Broschüre auf Internetangebote Dritter hingewiesen wird, sind wir für deren Inhalte nicht verantwortlich.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	5
1 Naturräumlicher Überblick	6
1.1 Naturgeographische Aspekte	6
1.2 Bodenkundliche Aspekte	9
2 Erdgeschichte	11
2.1 Paläogeographische Entwicklung des alpinen Orogens	11
2.2 Stratigraphische und fazielle Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen	15
2.3 Quartär	18
3 Schichtenfolge	20
3.1 Nördliche Kalkalpen	20
3.1.1 Trias	20
3.1.1.1 Hauptdolomit	20
3.1.1.2 Plattenkalk	24
3.1.1.3 Kössen-Formation, ungegliedert Kössener Kalk	26
3.1.1.4 Oberrhätkalk	29
3.1.2 Jura	31
3.1.2.1 Adnet-Formation, ungegliedert	31
3.1.2.2 Allgäu-Formation, ungegliedert	33
3.1.2.3 Ruhpolding-Formation, ungegliedert	46
3.1.2.4 Ammergau-Formation, ungegliedert Bunte Ammergauer Schichten	48
3.1.3 Kreide	51
3.1.3.1 Schrambach-Formation, ungegliedert	51
3.1.3.2 Tannheim-Formation, ungegliedert	52
3.2 Quartäre Ablagerungen	53
3.2.1 Pleistozän	53
3.2.1.1 Lokalmoräne Moränenwall Findling	53

3.2.2	Pleistozän bis Holozän	55
3.2.2.1	Felssturzmasse	
	Abrisskante	
	Rutsch- oder Sturzblock	55
3.2.2.2	Hangschutt	
	Fächer und Kegel	56
3.2.3	Holozän	57
3.2.3.1	Talfüllung, polygenetisch	57
3.2.3.2	Flussschotter, holozän	58
4	Tektonischer Bau	59
4.1	Allgäu-Decke	60
4.2	Lechtal-Decke	62
4.3	Luitpoldzone – Grenzbereich Allgäu-/Lechtal-Decke	65
5	Geologische Aufschlüsse, Geotope	74
6	Literatur	80

Vorwort

Der Geologischen Karte des deutschen Anteils der TK25 Nr. 8628 Hochvogel liegen geologische Geländeaufnahmen von P. J. HAMANN (1953–1955, publiziert 1956), V. JACOBSHAGEN (1954–1959, publiziert 1957, 1961), J. WESTRUP (1963–1964, publiziert 1966) sowie Überarbeitungen des Quartärs und der Geologie insbesondere im Gebiet um den Wiedemerkopf durch K. SCHWERD (1982, 1995, unveröffentlicht) zugrunde.

Die erste flächenhafte und detaillierte Bearbeitung des Gebietes oblag – wie fast überall in Bayern – C. W. GÜMBEL (1861) mit Blatt II Sonthofen der geognostischen Karte des Königreiches Bayern 1: 100000. Weitere, das Blattgebiet Hochvogel betreffende, veröffentlichte oder unveröffentlichte Grundlagen sind die Geologische Manuskriptkarte Blatt 885 Oberstdorf von KRAUS (1932) sowie die unter Leitung von V. JACOBSHAGEN (1963 a, b) am geologisch-paläontologischen Institut der Universität Marburg auf den Alpenvereinsblättern „Allgäuer und Lechtaler Alpen Ost und West“ im Maßstab 1: 25000 zusammengestellten geologischen Manuskriptkarten, die Geologische Karte 1: 25000 des Osterach-Gebietes von ZACHER (1964) sowie die Geofast-Karte Blatt 114 Holzgau 1: 50000 (KREUSS 2010) der Österreichischen Geologischen Bundesanstalt (GBA).

Für Unterstützung und wertvolle Diskussionen sei vor allem A. GRUBER (GBA) gedankt. V. JACOBSHAGEN dankt seinen Gebietsnachbarn B. HÜCKEL und J. WESTRUP für die fruchtbare Kooperation.

Die Erläuterungen zum deutschen Anteil des Blattes Hochvogel bieten eine kurz gefasste Darstellung der geologischen Kartiereinheiten, d. h. Gesteinsfolge, Gesteinseigenschaften und Alter sowie des tektonischen Baues. Zu ausführlicheren Arbeiten sei auf das Literaturverzeichnis verwiesen.

1 Naturräumlicher Überblick

1.1 Naturgeographische Aspekte

Das Kartenblatt TK25 Nr. 8628 Hochvogel ist Teil der östlichen Allgäuer Hochalpen und gehört zu den Nördlichen Kalkalpen (Abb. 1). Begrenzt wird dieser Naturraum im Norden durch die bedeutend niedrigeren Ketten der Faltenmolasse, des Helvetikums und des Rhenodanubischen Flyschs. Im Süden – bereits weit auf österreichischem Staatsgebiet im Bereich des Inn-tals – grenzen die Nördlichen Kalkalpen tektonisch an die kristallinen Zonen des Zentralalpins.

Wie fast überall in den bayerischen Kalkalpen spiegelt die Oberflächenmorphologie die Gesteinsverhältnisse im Untergrund wider – hervorgerufen durch die Wechselwirkung von Verwitterung und der unterschiedlichen Widerstandsfähigkeiten vielfältiger Lithologien. Die weitspannig verfaltete, in Teilbereichen verschuppte, ausschließlich kalkalpine Schichtenfolge des Kartenblattes lässt sich morphologisch zweigliedern: Die schroffen, unnahbar wirkenden Gipfel und Grate des Allgäuer Hauptkammes bestehen aus kleinstückig verwitternden Kalk- und Dolomitsteinen der Oberen Trias sowie streckenweise verwitterungsanfälligen Gesteinen des Unter- und Mitteljuras. Die nordwestlich vorgelagerten, bis in die Gipfelregionen bewachsenen und oft extrem steilen Grasberge gründen auf weicheren, mergeldominierten oberjurasischen und kretazischen Schichtfolgen.

Überformt wurden diese mächtigen mesozoischen Schichtenfolgen während des Eiszeitalters (Quartär). Dessen wichtigstes morphologisches Charakteristikum sind durch Lokalglacier geformte Täler mit steilen Talflanken (U-Täler) wie Traufbach-, Dietersbach-, Oy- und Stierbachtal. Sedimentäre Hinterlassenschaften wie Moränenablagerungen aus überwiegend spätwürmzeitlichen Rückzugsstadien bestehen großflächig noch in Hochkaren, z. B. im Bereich nördlich unterhalb des Hüttenkopfes südlich des Oytal-Hauses, unterhalb des Großen Wilden hinab bis zum Stuibenfall, nördlich unterhalb des Hochvogels und im Stierbachtal. Weiter talab sind sie in den Niederungen der das Kartengebiet von Südosten nach Nordwesten durchziehenden, oben genannten Haupttäler durch überdeckende holozäne Schuttmassen nicht mehr erkennbar.

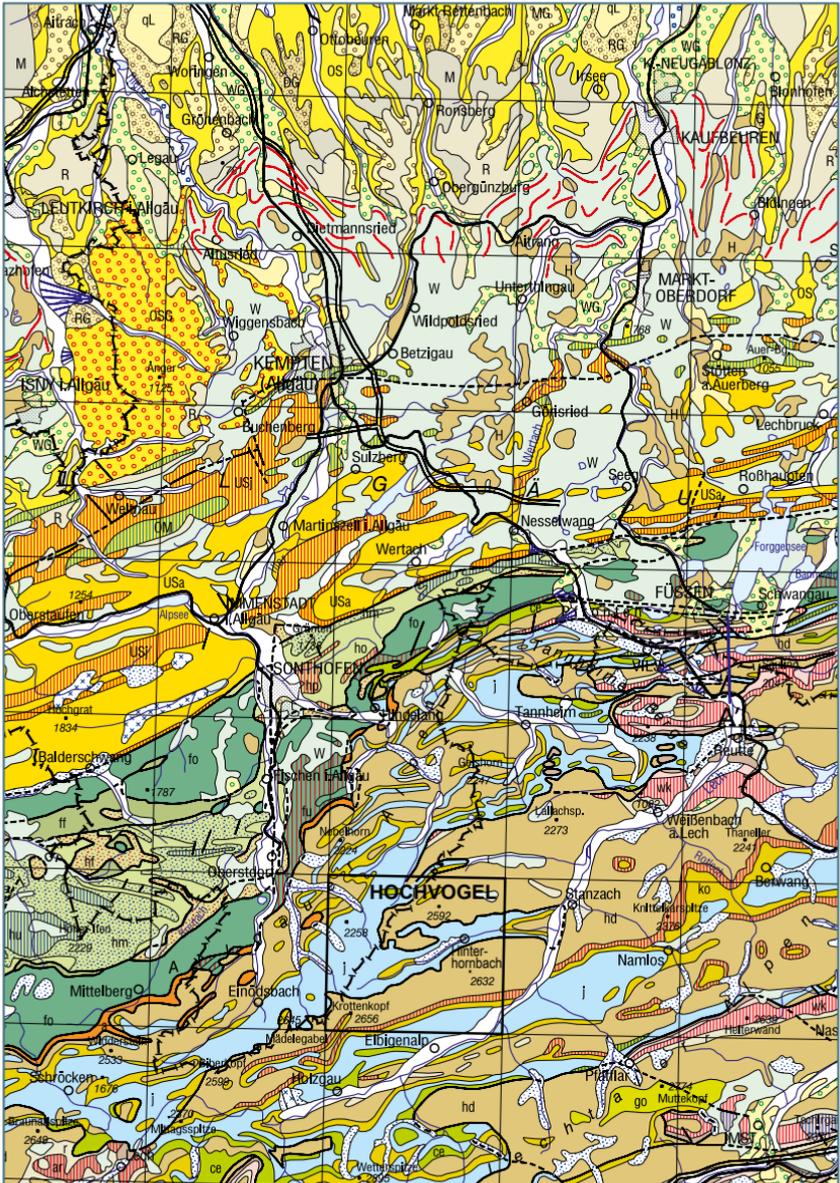


Abb. 1: Lage des Kartenblattes TK25 Nr. 8628 Hochvogel (Ausschnitt aus der Geologischen Karte von Bayern 1 : 500000, BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1996)

Der Allgäuer Hauptkamm bildet das Rückgrat des Kartengebietes und gleichzeitig seine höchsten Erhebungen: Er zieht vom Oberen Mädeleloch an der Südwest-Ecke der Karte nach Nordosten über die Öffnerspitze (2.575 m ü. NN), das Kreuzeck (2.375 m ü. NN) und das Rauheck (2.384 m ü. NN) zum Großen Wilden (2.379 m ü. NN) und biegt über den Kreuzkopf (2.287 m ü. NN) nach Osten zum Hochvogel (2.592 m ü. NN), einem der markantesten Gipfel der Allgäuer Hochalpen. Von dort verlässt der Allgäuer Hauptkamm das Kartengebiet in nördlicher Richtung über die Fuchskarspitze (2.314 m ü. NN). Abseits des Hauptkammes stehen auf deutschem Gebiet mit den bis in die Gipfelregionen grasbewachsenen Schneck (2.268 m ü. NN), Himmelhorn (2.111 m ü. NN) und Höfats (2.258 m ü. NN) ebenfalls markante Berge. Am Kartenwestrand liegt der aus Dolomit aufgebaute Hüttenkopf (1.949 m ü. NN). Den höchsten Gipfel im Blattgebiet und in den gesamten Allgäuer Alpen bildet der Krottenkopf (2.657 m ü. NN, auf österreichischem Staatsgebiet); auf dem deutschen Blattanteil ist der Hochvogel (2.592 m ü. NN) die höchste Erhebung. Den tiefsten Punkt im deutschen Blattanteil bildet der Austritt des Oybachs aus dem Kartenblatt bei ca. 1.000 m ü. NN. Der Allgäuer Hauptkamm wird von der Stirn der Lechtal-Decke – einer tektonischen Großbaueinheit der Nördlichen Kalkalpen – mit einer Abfolge aus Hauptdolomit bis Oberrhätalk mit hohen Felswänden und lokalen Hochplateaus (Wilder-Gruppe) aufgebaut. Seine harten, spröden, vielfach durch tektonische Beanspruchung erosionsanfälligen Gesteine speisen mächtige Hangschuttfächer und Bachkegel.

Die Grasgipfel Schneck, Himmelhorn und Höfats sitzen in einer weiten, in sich verfalteten Synklinal-Struktur mit etwa parallel zum Allgäuer Hauptkamm in Südwest–Nordost-Richtung verlaufender Achse („Allgäuer Hauptmulde“). Die Schichtenfolge reicht meist vom Hauptdolomit über die Allgäu- bis zur Ammergau-Formation, am Schneck noch bis in die Schrambach- und Tannheim-Formation der Unterkreide. Diese vergleichsweise leicht verwitternden, mergelreichen, jurassischen und kretazischen „Jungschichten“ formen steile Grashänge bis in große Höhen. Vielfach haben sich auf ihnen lehmige Verwitterungsböden gebildet. Einzelne erosionsbeständigere Schichtglieder dieser Abfolge wie Radiolarite und Kalksteine der Ruhpolding- und Ammergau-Formation bilden jähe Schrofen, scharfe Grate und Spitzen.

Die Allgäuer Hauptmulde wird im Nordwesten des Kartengebietes von obertriassischen Abfolgen flankiert, die in diesem Bereich allerdings bedeutend

geringere Gipfelhöhen aufweisen (Schochen 2.100 m ü. NN, Lachenkopf, 2.105 m ü. NN).

Die Oberflächenentwässerung auf Blatt Hochvogel ist durch den Allgäuer Hauptkamm zweigeteilt. Das deutsche Staatsgebiet, nordwestlich des Allgäuer Hauptkammes, entwässert über die vier bereits genannten Haupttäler und wird zum Strombereich der Iller gerechnet: Traufbach, Dietersbach und Oybach fließen der Trettach zu; der Stierbach am nördlichen Blattrand ist ein Zufluss der Osterach. Auf österreichischem Staatsgebiet, südöstlich des Allgäuer Hauptkammes, strömt der Hornbach mit seinen Zuflüssen direkt zum Lech. Mit einer durchschnittlichen Niederschlagsmenge von 2.200 mm/Jahr in den mittleren Hochlagen fällt entsprechend der Höhenlage und der Stauwirkung des Allgäuer Hauptkammes überdurchschnittlich viel Regen und Schnee (Quelle: www.dwd.de). Die positive klimatische Wasserbilanz begünstigt die Grundwasserneubildung in diesem sehr wasserreichen Gebiet. Bevorzugter Grundwasserspeicher und -leiter ist neben den quartären Talfüllungen der Hauptdolomit. Quellen treten verstärkt dort zutage, wo Hauptdolomit auf die Abfolgen der Allgäu-Formation überschoben ist.

Auf dem deutschen Blattanteil gibt es keinen ganzjährig bewohnten Ort – dementsprechend „alpin“ ist seine touristische Erschließung geprägt. In den tief in die Hochgebirgsregionen greifenden Tälern ist eine bescheidene Infrastruktur zumindest im Oytal vorzufinden (Oytal-Haus). Dahinter beginnt eine alm- und weidewirtschaftlich genutzte Zone bis in ca. 1.500 m ü. NN im Traufbach-, Dietersbach- und Oytal (Käseralpe) sowie über dem Stierbach (Ochsenalpe, Schönberghütte). Bewirtschaftete Almen sind vor allem an den Ausstrich von Jura-Gesteinen gebunden. Darüber erschließen aufgrund der oftmals übersteilten Topographie im vegetationsarmen Gelände lediglich Wanderwege und Klettersteige die höchsten Gebirgsregionen.

1.2 Bodenkundliche Aspekte

Die bodenkundlichen Verhältnisse im Bereich des Kartenblattes werden in einem unveröffentlichten Bericht zur „Erstellung der Konzeptbodenkarte Blatt Nr. 8528 Hinterstein und 8628 Hochvogel“ (LÖHMANNSRÖBEN 2006) detailliert behandelt. Im Folgenden sind die wichtigsten Aspekte zusammengefasst:

Böden aus Kalkstein bilden Rendzinen, Braunerden und stellenweise – etwa in entsprechendem Hangschutt sowie bei stauenden Schichten im Untergrund – auch Pseudogley-Braunerden. Sie treten vor allem über Kalksteinen der Kössen-Formation, Oberrhätalk, stellenweise auch Plattenkalk sowie Kalkstein-reicheren Partien vor allem der Unteren Allgäu-Formation auf. Aus Dolomitstein, der einen wesentlichen Anteil an den Lithologien des Blattgebietes bildet, entwickelten sich Rendzinen, Braunerde-Rendzinen sowie in geringerer Verbreitung Braunerde-Terra fusca und Gley-Braunerde. Aus Mergel-, Kalkmergel- und Mergelkalksteinen entstanden Para- und Braunerde-Rendzinen sowie Braunerden. Auf Kieselkalkstein, wie er in engräumigem Wechsel mit Kalk- und Mergelstein in der Allgäu-Formation auftritt, finden sich Braunerden. Radiolarite der Ruhpolding-Formation verwittern zu Braunerden, Braunerde-Ranker sowie Ranker. Mergelsteine bilden Braunerden oder Pararendzinen. Böden aus kalkalpinem Hangschutt ohne Kieselanteil sind von Braunerden bis Pseudogley-Braunerden dominiert, mit Kieselkalkanteilen vor allem von Braunerden. Besonders auf Hauptdolomit-reichen Schwemmfächern und -kegeln werden Rendzinen und Pararendzinen gebildet, auf Juragesteins-reichen Schuttablagerungen hingegen humose Pararendzinen und Braunerden. Schutthalden aus Hauptdolomit weisen vor allem Lockersyroseme, kieselkalkhaltige Halden Lockersyroseme, Skeletthumusböden und Pararendzinen auf. Auf Moränensubstraten vorwiegend aus karbonatischen Nährgebieten besteht ein Wechsel aus Rendzinen und Braunerden.

2 Erdgeschichte

2.1 Paläogeographische Entwicklung des alpinen Orogens

Vor ca. 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, den man Tethys nennt; 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) z. T. mächtige subtropische Karbonatgesteinsserien, die heute u. a. die Mittel- und Obertrias der Nördlichen Kalkalpen weitgehend aufbauen (vgl. SCHUSTER et al. 2013).

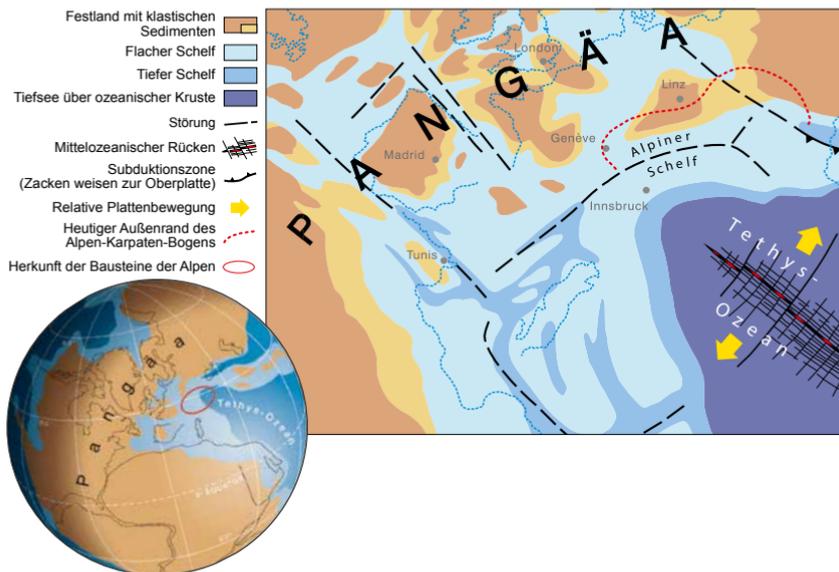


Abb. 2: Paläogeographie mit Lage des alpinen Sedimentationsraumes in der späten Trias (Aus: SCHUSTER et al. 2013; Abb. 12)

Bereits im älteren Jura begann sich die noch vereinigte Landmasse von Afrika und Südamerika 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 südpenninische Ozean (siehe 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).

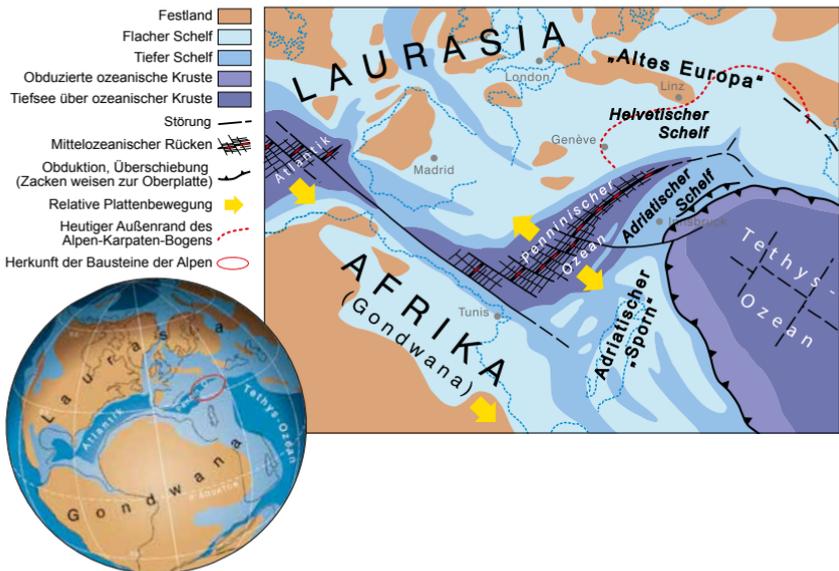


Abb. 3: Paläogeographie im späten Jura (Aus: SCHUSTER et al. 2013: Abb. 13)

Zwischen südpenninischem Ozean und östlicheren Teilen des Tethys-Ozeans ragte von Afrika ein Kontinentalkeil nach Nordosten („Adriatische Platte“, Abb. 3). Auf seinem Nordteil befand sich im Jura nun auch der Sedimentationsraum des Ostalpins und damit der Nördlichen Kalkalpen.

In der jüngsten Unterkreide begannen sich Afrika samt Adriatischer Platte und damit auch die Sedimente der Nördlichen Kalkalpen einschließlich der Allgäuer

Alpen 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. Von der jüngsten Unterkreide bis in die ältere Oberkreide entstand durch diese Einengungsvorgänge in der Oberplatte der Deckenbau der Nördlichen Kalkalpen in seinen Grundzügen (Abb. 4). Die mächtigen Sedimentstapel wurden teilweise über die Meeresoberfläche gehoben und intensiver Erosion ausgesetzt (vgl. GAUPP 1980, TOLLMANN 1987, WAGREICH et al. 2008). Spuren erneuter mariner Ingressionen in Oberkreide und Alttertiär (Gosau i. w. S.) sind auf Blatt Hochvogel nicht nachweisbar.

Im Laufe des Eozäns (mittleres Alttertiär) kollidierte die Adriatische Platte, die sich zusammen mit Afrika seit der Wende Unter-/Oberkreide bis ins jüngere Miozän in nördlicher und anschließend mehr in nordwestlicher Richtung bewegte (DEWEY et al. 1989: Fig. 6), 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 (ab Oligozän im Westen, ab Miozän im 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 (vgl. EISBACHER & BRANDNER 1996). Der Erosionsschutt dieser Decken sammelte sich in einer randlichen Vorlandsenke, dem Molassebecken (Abb. 5). Dessen Südteil wurde durch weiteren Schub der alpinen Deckenfront nach außen gegen das europäische Vorland ebenfalls tektonisch deformiert (Subalpine Molasse).

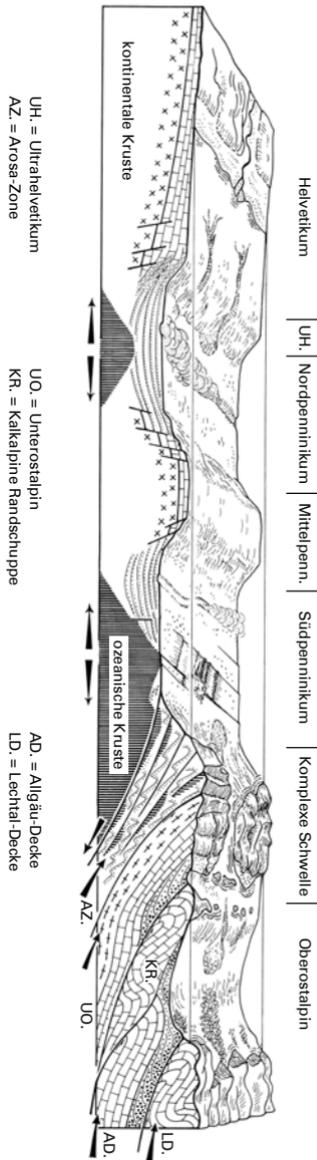


Abb. 4: Deckentektonik der Nördlichen Kalkalpen an der Wende Unter-/Oberkreide und vorgelagerte, noch nicht von der Deckentektonik erfasste, paläogeographische Räume (Aus: SCHOLZ 1995: Abb. 46).

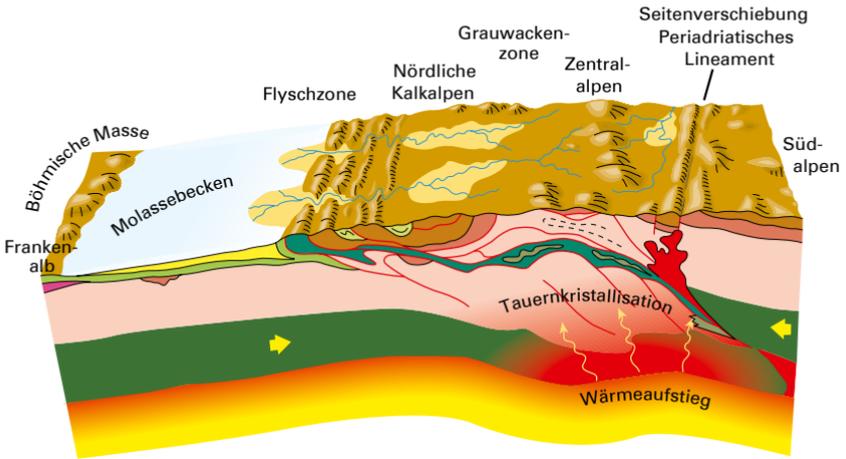


Abb. 5: Das alpidische Gebirge und das nördlich vorgelagerte Molassebecken im Oligozän (Aus: HOFMANN et al. 1999: S. 47)

2.2 Stratigraphische und fazielle Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen

Die Schichtfolgen der Nördlichen Kalkalpen umfassen im Blattgebiet einen Zeitbereich von ca. 115 Millionen Jahren (Obertrias – oberste Unterkreide) und spiegeln die unterschiedlichsten marinen Ablagerungsräume und Fazieszonen wider. Die Ablagerungen der Nördlichen Kalkalpen kommen im Blattgebiet in zwei bei der Alpen-Gebirgsbildung von ihrem ehemaligen vormesozoischen Untergrund abgelösten, übereinander gestapelten Sedimentdecken vor: dem südlichen Teil der Allgäu-Decke und darüber der Front der Lechtal-Decke.

Der deutsche Anteil des Kartenblattes Hochvogel zeigt einen Ausschnitt der markanten, da „messerscharf“ verlaufenden, tektonischen Grenze zwischen Allgäu-Decke im Nordwesten und Lechtal-Decke im Südosten. In der tektonisch liegenden Allgäu-Decke treten teils intensiv verfaltete und verschuppte marine Einheiten der Trias bis Kreide (Hauptdolomit bis Tannheim-Formation) auf, innerhalb der Lechtal-Decke ausschließlich triassische Einheiten (Hauptdolomit bis Oberrhätalk).

Tab. 1: Vereinfachte Stratigraphische Tabelle der kalkalpinen Einheiten des deutschen Anteils auf Kartenblatt Hochvogel (Chronostratigraphie nach GRADSTEIN et al. 2012)

Unterkreide	100 Ma	Tannheim-Formation	
	145 Ma	Schrambach-Formation	
Oberjura		164 Ma	Ammergau-Formation
	Ruhpolding-Formation		
Mitteljura	174 Ma	Allgäu-Formation	Obere Allgäu-Formation
Untenjura			Mittlere Allgäu-Formation
	Untere Allgäu-Formation		
Obertrias	201 Ma	Adnet-Formation	
		Oberhättkalk	
		Kössen-Formation	
		Plattenkalk	
	237 Ma	Hauptdolomit	

Das älteste auf Blatt Hochvogel erschlossene Gestein ist der obertriassische (norische) **Hauptdolomit**. Dieses mächtige, die Bayerischen Alpen dominierende, lithologische Schichtglied spiegelt einen als weiten Wattgürtel mit lagunären Einschaltungen angelegten Ablagerungsbereich mit leicht erhöhter Salinität wider (FRUTH & SCHERREIKS 1984); ein solches Milieu ist für mächtige Karbonatproduktion geradezu ideal. Zunächst rein dolomitisch, führt der

Hauptdolomit nach oben hin meist zunehmend Kalkstein-Einschaltungen. Bei andauernder Absenkung des Ablagerungsraumes und damit Schritt haltender Karbonatproduktion entstanden in weiten Bereichen hohe Mächtigkeiten. Zumindest im Nordwesten des Kartenblattes geht der Hauptdolomit zum stratigraphisch Hangenden in den **Plattenkalk** über, was auf eine weitere, deutlich stärkere Absenkung des Meeresbodens hinweist. Darüber folgt in der obersten Trias (Rhätium) vom Festland eingeschwemmter (terrigen), dunkler Ton im Wechsel mit teils mergeligen und vielfach fossilreichen, marinen, grauen Kalksteinen – die **Kössen-Formation**. In der Nähe mariner Schwellenbereiche verzahnt die Kössen-Formation lokal mit den vielfach Korallenriffe führenden, in der Regel fossilreichen **Oberrhätalkalen**.

Ab etwa der Wende Trias/Jura bewirkte verstärkte Krustendehnung im Sedimentationsraum der Nördlichen Kalkalpen ein Zerschneiden und Absenken der triassischen Karbonatplattformen und die Entwicklung eines Bruchschollenreliefs mit Beckensedimenten und teils kondensierten, teils weiträumigen Hoch- und Tiefschwellenkalken.

Mit Beginn des Juras setzt sich die marine Abfolge im Blattgebiet zunächst mit meist kondensierten Kalksteinen der **Adnet-Formation** fort. Sie weist aufgrund ihrer meist roten Färbung auf noch gut durchlüftetes Bodenwasser hin. Darüber folgt, im Blattbereich nur in der Allgäu-Decke erkennbar, nach einer erheblichen Meeresboden-Absenkung die unter- bis mitteljurassische **Allgäu-Formation**. Für deren Sedimentationsraum vermutet HAAS (2002) meist bathyale Tiefen. Sowohl in der Unteren wie auch der Oberen Allgäu-Formation treten teils mächtigere Kalksteinfolgen auf; am Top der Oberen Allgäu-Formation in Form von Echinodermen-Spatkalksteinen. Die Spatkalksteine stellen nach HAAS (2002) Tiefschwellensedimente dar, die – direkt überlagert von kieseligen Sedimenten der **Ruhpolding-Formation** – wohl durch Trübestrome von Tiefschwellen in tiefere Beckenbereiche transportiert und am Top der Allgäu-Formation abgelagert wurden. Dies lässt auf ein sehr ungleichmäßiges Relief des Ablagerungsraumes im Jura schließen.

Im Laufe des Oberjuras hatte das kalkalpine Sedimentationsbecken seine größte räumliche Ausdehnung und zugleich auch seine tiefste Absenkung erreicht. Radiolarite und Kalksteine von **Ruhpolding-** und **Ammergau-Formation** haben fazielle Äquivalente im Südalpin, so dass man auf einen sehr ausgedehnten, zusammenhängenden, tiefermarinen Ablagerungsraum

schließen darf. Minimale bis fehlende Kalkgehalte zeigen, dass die Radiolarite der Ruhpolding-Formation etwa im Niveau der Calcit-Kompensationstiefe (CCD) sedimentiert wurden; nach DIERSCHKE (1980) dürfte diese im Jura unter 400 m, aber nicht tiefer als 2.200 m gelegen haben. Für die Kalksteine der Ammergau-Formation gelten etwas geringere Wassertiefen, und ihre nachgewiesene Fauna aus hochmarinem Plankton (Calpionelliden) sowie ausschließlich nektonischen Makrofossilien (Ammoniten, Belemniten) weisen auf einen pelagischen Ablagerungsbereich hin. Die über der Ammergau-Formation folgende, unterkretazische **Schrambach-Formation** setzt die pelagische Sedimentation zunächst fort. Allerdings treten gegenüber der Ammergau-Formation nach oben zunehmend Mergelstein-Einschaltungen mit Quarz und auch Chromspinell auf (GAUPP 1980). Mit Ablagerung der reichsweit vermehrt siliziklastisches Material führenden Mergelsteine der **Tannheim-Formation** des jüngeren Aptium bis Albium (GAUPP 1980) in der Allgäu-Decke endet die mesozoische Sedimentfolge des Kartenblattes.

Inwieweit die geschilderte Beckenentwicklung im Mesozoikum mit Extension und großen Abschiebungen verbunden war, ist auf Blatt Hochvogel nicht nachgewiesen, aber zumindest für den Unterjura wahrscheinlich: Bei der Allgäu-Formation lassen enorme Mächtigkeitsschwankungen auf geringen Distanzen kaum eine andere Deutung zu (vgl. Kap. 4).

2.3 Quartär

Das Quartär wird in die Epochen Pleistozän und Holozän untergliedert und umfasst im Wesentlichen das Eiszeitalter. Das Pleistozän beginnt vor etwa 2,6 Millionen Jahren (GRADSTEIN et al. 2012) 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) (siehe auch CHALINE & JERZ 1984). Während in den Interglazialen zum Teil wärmere Klimate herrschten als heute, dokumentieren die Glaziale wiederholt gebildete, die großen Alpen-Haupttäler beinahe gänzlich ausfüllende, bis zu 2.000 m mächtige Eisstromnetze und Gletschervorstöße, deren Endzungen unterschiedlich weit ins Alpenvorland reichten.

Auf dem Kartengebiet Hochvogel bestanden – von Süden nach Norden – im Traufbachtal, Dietersbachtal, Oytal und Stierbachtal bedeutende, von den Hochkaren talwärts fließende **Lokalgletscher**. Die drei erstgenannten flossen nach Westen dem Gletscher im Trettachtal und damit dem Iller-Gletscher zu. Der Gletscher im Stierbachtal vereinigte sich erst weiter nördlich bei Sonthofen mit dem Iller-Gletscher. Dessen Endzunge erreichte zusammen mit dem sich östlich anschließenden Wertach-Lech-Gletscher das Kemptener Becken und floss bis knapp vor Memmingen (z. B. VAN HUSEN 1987, SCHOLZ 1995, LAGALLY et al. 2009).

Die pleistozänen Sedimente auf dem Blattgebiet sind ausnahmslos dem jüngsten Abschnitt der Würm-Kaltzeit – dem Spätwürm – zuzuordnen. Relikte älterer Kaltzeiten sind überprägt und im Gelände nicht eindeutig erkennbar. Die Würm-Kaltzeit war somit die jüngste durchgreifend morphologieprägende Phase, die der heutigen Landschaft buchstäblich den „letzten Schliff“ gab. Der Würm-Eishöchststand ist auf 21.000 Jahre vor heute datiert (IPCC 2007).

Auch in der erdgeschichtlich jüngsten Epoche, dem Holozän, können im Kartengebiet diverse landschaftsgestaltende Prozesse nachvollzogen werden: Die Hauptseitentäler von Traufbach, Dietersbach, Oybach und Stierbach wurden langsam aufgeschottert. Während des gesamten Holozäns nach Rückzug der Gletscher spielten zudem gravitative Prozesse wie die Bildung von **Hang- und Blockschuttdecken**, **Schutt-** und **Schwemmkegeln** sowie lokale **Mur-Ereignisse** eine große Rolle.

Gegenwärtig genießt das Quartär eine hohe wissenschaftliche Relevanz, insbesondere für die Paläoklima- und Umweltforschung: Aufgrund des variablen Klimas der quartären Geschichte können Klimaszenarien für künftige Umweltentwicklungen prognostiziert werden. Ebenfalls im Fokus stehen Georessourcen, da in vielen quartären Ablagerungen Grundwasser sowie wichtige Bau- und Rohstoffe (z. B. Sande, Kiese etc.) gespeichert sind.

3 Schichtenfolge

3.1 Nördliche Kalkalpen

3.1.1 Trias

3.1.1.1 Hauptdolomit, nHD

Tuvalium (Oberes Karnium) bis Alaunium (Mittleres Norium)

Oberkarnischer bis norischer Hauptdolomit bildet neben der jurassischen Allgäu-Formation eine der dominierenden Lithologien des Kartenblattes. Seine Verbreitung auf der im Blattgebiet erschlossenen Lechtal-Decke beschränkt sich auf den Allgäuer Hauptkamm: Hauptdolomit baut die Öffnerspitze sowie das Gebiet vom Hornbachjoch über den Hochvogel bis zur Fuchskarspitze am nördlichen Blattrand auf. In der Allgäu-Decke umfasst sein Vorkommen die nordwestliche Blattecke nordwestlich der Höfats über das Oytal zum Schochen und Seealpsee – dort allerdings mit wesentlich geringeren Gipfelhöhen als im Hauptdolomit des Allgäuer Hauptkammes.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit des Hauptdolomits kann aufgrund der Monotonie der Schichtenfolge, der teils weitspannigen, teils sehr engräumigen Verfaltung (Kap. 4) sowie oftmals nicht sichtbarer sprödetektonisch induzierter Versätze nur näherungsweise angegeben werden. Im Bereich des Oytals (Allgäu-Decke) werden ca. 800 m Mächtigkeit erreicht, auf der auf deutschem Staatsgebiet erschlossenen Lechtal-Decke am Hochvogel dürften die größten Werte bei knapp 900 m liegen.

Lithologie: Die typische Ausbildung des Hauptdolomits ist ein im frischen Anschlag mittel- bis dunkelgrauer, feinkörniger, oftmals deutlich absandender, überwiegend arenitischer, seltener mikritischer Dolomitstein, der in meist hellgrauen, weniger satt- bis dunkelgrauen und bräunlichen Farben verwittert. Er ist meist im Dezimeter bis Meter Bereich gut gebankt (Extremwerte von wenigen Zentimetern bis maximal 5 m), kann lokal allerdings auch undeutlich geschichtet bis massig erscheinen. Die Bankflächen sind überwiegend eben bis leicht wellig.

Aufgrund oftmals engständiger Klüftung zerfällt der Hauptdolomit in typisch rhombisch-kantige, Zentimeter große Fragmente, die oft große Schutthalden bilden. Verkarstung tritt z. B. am Hornbachjoch auf.

Den größten Anteil der Hauptdolomit-Abfolge bilden monotone, mittel- bis dickbankige Sequenzen, die in der Regel eine feine, bankinterne, oft gekräuselte Lamination (meist Stromatolithe) und eine im größeren Maßstab sichtbare, ausgeprägte Zyklizität aufzeigen können („Loferite“ nach ENOS & SAMANKASSOU 1998).

Intraformationelle Breccien und Gerölllinsen treten immer wieder bankweise auf, oft primär als Tempestit und/oder synsedimentär als umgelagerte, an Mikroreliefs gebundene Resedimente. Zenti- bis (seltener) Dezimeter große, ungerundete bis angerundete dolomitische Intraklaste schwimmen in einer dunkelgrauen, schlierigen, dolomitischen und charakteristischerweise leicht absandenden Matrix. Die Breccien entstanden infolge Umlagerung bereits vorverfestigten Karbonatschlamm durch Sturmereignisse (Tempestite). Einzelne Dolomitsteinbänke zeigen Loferit-Mikrogefüge wie

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

Bei den sedimentären Breccien und Konglomeraten handelt es sich stets um lokal begrenzte Vorkommen ohne stratigraphische Regelmäßigkeit. Sekundäre Störungsbreccien können sedimentären Breccien äußerlich stark ähneln; häufig finden sich in näherer Umgebung jedoch deutliche Hinweise auf tektonische Überprägung wie starke Zerlegung, geringe Verkittung sowie Störungsharnische.

Vereinzelte oder in geringmächtigen Paketen sind vor allem im stratigraphisch oberen Teil des Hauptdolomits blaugraue Bankkalke mit dunklen, gelb-weißem Mergelstein-Zwischenlagen eingeschaltet. Generell verbreitet ist in dem in hypersalinem Milieu abgelagerten Dolomitsediment ein geringer Bitumengehalt, der selten in dunklen feingeschichteten Bändern angereichert sein kann. Bitumenreiche Linsen in der Fazies der Seefeld-Formation (vgl. POLESCHINSKI 1989) fanden sich auf deutschem Gebiet nicht.

In die obersten Partien des Hauptdolomits sind hier und da einige Dezimeter, allenfalls wenige Meter dicke Linsen feingeschichteter, grünlicher bis rötlicher Ton- und Dolomitmergelsteine eingeschaltet, die auch dünne Dolomitsteinlagen enthalten können. Die Einschaltungen sind von grünlicher Farbe, können aber auch von gelb über blassrot bis rotbraun gefärbt sein (z. B. südöstlich der Balkenscharte am Hochvogel und westlich des Weges vom Oytal-Haus zur Unteren Lugenalpe bei 1.350 m ü. NN). Sie liegen am Top des Hauptdolomits und scheinen eine Spezialfazies zwischen diesem und dem hangenden Plattenkalk zu bilden. Diese besonderen Lithologien im Oberen Hauptdolomit können wohl mit den in den Ammergauer Alpen lokal auftretenden „Ziegspitz-Schichten“ verglichen werden (vgl. Beschreibungen in KUHNERT 1967). Ähnliche Einschaltungen grünlicher oder rötlicher Dolomitbänke kommen allerdings auch in deutlich tieferer Position, bis 750 m unterhalb der Kössen-Formation vor. Derartige Sedimentvariationen wurden schon von RICHTER (1923) vom Nordrand der Allgäuer Kalkalpen beschrieben; die nächsten bekannten Vorkommen liegen im Osterach-Tal nahe Hinterstein (RICHTER 1963). Nach TRUSHEIM (1930) trifft man bunte Einlagerungen im Hauptdolomit vorzugsweise in den nördlichen Bereichen der Nördlichen Kalkalpen. Sie gelten als Einschwemmungen von einem im Norden gelegenen Festland und wurden wiederholt mit dem „Karpäten-Keuper“ verglichen.

Fazies: Die meisten im Hauptdolomit vorkommenden Lithotypen sprechen für einen Ablagerungsraum im flachen Supratidal bis höheren Intertidal ähnlich einem rezenten Wattenmeer unter subtropischem Klima (FRUTH & SCHERREIKS 1984). Geprägt wurde die Schichtenfolge vor allem durch periodische Meeresspiegelschwankungen, die durch das gesamte Norium hindurch auftraten. So vertreten massige Bereiche eher das Subtidal, die zuvor erwähnten Loferite mit Stromataktis, (Pel)Mikriten, Mud-Chips, Pisoiden und sparitisch gefüllten „bird's eyes“ hingegen das Supratidal der Spritzwasserzone. Die Resedimentlagen lassen sich als sturminduzierte Aufarbeitungslagen (Tempestite) des

oberen Intertidals bis vielfach ausgetrockneten Supratidals interpretieren. Der Bitumengehalt deutet auf Sedimentation in einem vom offenen Meer abgeschürften, sauerstoffarmen Flachmeer-Bereich des unteren Intertidals hin. Der oberste Teil des Hauptdolomits mit zunehmend zwischengelagerten Kalksteinbänken im Übergang zum Plattenkalk bzw. zur Kössen-Formation kam nach dem Fazieschema von FRUTH & SCHERREIKS (1984) komplett im Subtidal zur Ablagerung.

Die Dolomitisierung des Hauptdolomits ist offenbar in frühesten Stadien der Diagenese erfolgt (PLÖCHINGER 1980). Einerseits sind kalkschalige Fossilien durchweg in Dolomit umgewandelt und stark rekristallisiert; andererseits kann man sehr oft auch bei starken mikroskopischen Vergrößerungen keine Spuren von Rekristallisation im sedimentären Gefüge erkennen. Stark rekristallisierte Dolomit-Partien gehen ersichtlich auf spätere Veränderungen zurück.

Alter und Fossilien: Neben unbestimmbaren Zweischaler-Resten wurden Sphaerocodien, in Dünnschliffen auch Foraminiferen, Ostracoden und Kalkalgen-Reste beobachtet. Leitfossilien sind nicht gefunden worden. Da biostratigraphische Methoden mit Conodonten und Ammoniten versagen, bleibt lediglich eine sequenz- und lithostratigraphische Korrelation mit datierbaren Bereichen, sowohl im Liegenden als auch im Hangenden. Die Obergrenze der Raibl-Formation – und damit gleichzeitig die Basis des Hauptdolomits – konnte sequenzstratigraphisch mit dem obersten Karnium datiert werden (HORNUNG 2007). Das Hauptdolomit-Top liegt nach PILLER et al. (2004) am Übergang Alaunium/Sevatium; diese Einstufung wird durch biostratigraphische Daten aus der Seefeld-Formation Tirols gestützt (DONOFRIO et al. 2003). Die Seefeld-Formation ist eine unter Sauerstoffarmut entstandene Intraplattformbecken-Sonderfazies innerhalb des Hauptdolomits, die im Blattgebiet nicht vorkommt.

Aufschlüsse: Wanderweg vom Edmund-Probst-Haus zum Laubacher Eck unter dem Schochen (A 1). Weitere gute Aufschlüsse bieten der Bereich zwischen dem Mädelejoch und den Krottenspitzen, der Bereich östlich des Seealpsees (Abstieg zum Oytal-Haus) sowie die West- und Ostseite des Wiedemerkopfes (G 1).

3.1.1.2 Plattenkalk, nPK Sevatium (Oberes Norium)

Obernorische Plattenkalke treten auf Blatt Hochvogel lediglich in einem geringmächtigen Band auf der Südflanke unterhalb von Schochen und Lachenkopf auf.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit im Oytal beträgt nur wenige Dezimeter bis wenige Meter.

Lithologie: Der Plattenkalk zeigt in unverwittertem Zustand hellgraue bis dunkelbraungraue, dichte, mikritische, mittelbankige Kalksteine (Abb. 6 b). Häufig sind sie bituminös und können dann fast schwarz sein. Angewittert zeigen sie ein blaugraues bis gelbliches Farbspektrum, oft mit einer glatten, von feinen Furchen und Runzeln überzogenen, mikroverkarsteten Oberfläche („Elefantenhaut-Verwitterung“). Neben praktisch fossillereinen, recht homogenen, reinen, grauen Mikriten mit glattem bis muscheligen, stets scharfem Bruch treten seltener auch Pelite sowie filamentreiche, dunkelgraue Flaserkalke auf, letztere vorzugsweise im oberen Abschnitt als Übergangslithologie zur hangenden Kössen-Formation. Zwischengeschaltete Dolomitsteine machen die Abgrenzung gegen den liegenden Hauptdolomit im Gelände oft schwierig. Die Grenze wurde mit der tiefsten Kalksteinbank in der Wechselfolge gezogen (vgl. OSSWALD 1925, TRUSHEIM 1930, BODEN 1935, HUCKRIEDE 1959). Bei einer Grenzziehung über der höchsten Dolomit-Bank (wie u. a. bei SCHMIDT-THOMÉ 1950) würde auf Blatt Hochvogel kein Plattenkalk ausgeschieden werden können. Die Obergrenze der Plattenkalke zur Kössen-Formation kann mit dem Auftreten der ersten mächtigeren dunklen Mergelsteinbänke gezogen werden.

Das sedimentäre Gefüge des Plattenkalks gleicht jenem des Hauptdolomits, nur wurde es nicht sekundär dolomitisch rekristallisiert. Auch hier finden sich Laminite, resedimentäre Breccien, feingeschichtete Partien mit Geopetalgefügen („fossile Wasserwaagen“) und seltener Konglomerate. Gelegentliche Einschaltungen von Filamentbänken (feine Muschelschill-Horizonte), kleinen Muscheln und Gastropoden sowie seltenen Megalodonten vermitteln zur Fazies der hangenden Kössen-Formation bzw. zur synchron abgelagerten Dachsteinkalk-Rifffazies der zentralen und östlichen Kalkalpen.

Fazies: Der Plattenkalk stellt eine Faziesfolge in einem sich relativ schnell absenkenden Flachmeerbereich dar (z. B. GRUBER et al. 2010).

Alter und Fossilien: Im Plattenkalk fehlen biostratigraphische Marker, weswegen eine relative Altersdatierung unsicher erscheint. Aufgrund sequenzstratigraphischer Korrelation wird als Alter das Obere Norium (Sevatium) angegeben (PILLER et al. 2004). Fossilfunde im Plattenkalk in nahegelegenen Bereichen der Lechtaler Alpen deuten möglicherweise auch auf ein unterrhätisches Alter (HUCKRIEDE 1959, KOCH 1959).

Aufschlüsse: Den besten Überblick über den stratigraphischen Übergang vom Hauptdolomit in die geringmächtige Plattenkalk-Abfolge erlaubt der Wanderweg vom Nebelhorn zum Laufbacher Eck im Bereich zwischen Schochen und der Südflanke des Lachenkopfes (Abb. 6 a, A 1).



Abb. 6: Am Höhenweg vom Edmund-Probst-Haus zum Laufbacher Eck lässt sich unterhalb des Schochens (a, A 1) sehr schön die Abfolge von mächtigem Hauptdolomit, geringmächtigem Plattenkalk (b), gebankter Kössen-Formation und darüber mit relativ scharf ausgebildeter Grenze (c) schlecht gebanktem bis massigem Oberrhätkalk verfolgen; darüber folgt – am Gipfelaufbau des Schochens noch erahnbar – die unterjurassische Adnet-Formation.

3.1.1.3 Kössen-Formation, ungegliedert, nK

Kössener Kalk, nK,K

Oberes Sevatium (Oberstes Norium) bis Rhätium

Die über dem Plattenkalk folgenden, deutlich mergelreicheren Gesteine der Kössen-Formation finden sich in größerer Ausbissfläche auf deutschem Gebiet sowohl in der Allgäu-Decke im NW-Sektor der Karte sowie vom Wiedemerkopf nach NE im Bereich des Jubiläumsweges, als auch in der Lechtal-Decke in einem schmalen, langgestreckten Zug zwischen Vorderem Wilden und nördlich der Kreuzspitze am Allgäuer Hauptkamm. Dabei wurde differenziert zwischen Kalkstein-Mergelstein-Wechselfolgen (Kössen-Formation, ungegliedert) und deutlich gebankten, Kalkstein-dominierten Sequenzen ohne mächtigere Mergelstein-Zwischenlagen (Kössener Kalk).

Mächtigkeit: Eine genaue Mächtigkeitsangabe des mergelreichen Schichtkomplexes ist wegen seiner tektonischen Inkompetenz nur schwer möglich. In der Allgäu-Decke dürften die durchschnittlichen Werte zwischen 80 und 150 m liegen. In der Lechtal-Decke sind die Mächtigkeiten meist geringer.



Abb. 7: Schwarzgraue Tonsteine im Wechsel mit dunklen Kalksteinen (Kössen-Formation, S Lachenkopf)

Lithologie: Der Übergang vom Plattenkalk zur Kössen-Formation setzt ziemlich unvermittelt ein und ist im Gelände oft gut sichtbar. In einer im stratigraphisch älteren Teil deutlich mergelreicheren Abfolge dominieren gut geschichtete, dunkelgraue bis braungraue Kalkmergel-, Mergelkalk-, Mergel- und Tonsteine, die zumeist ebenflächig und fein aufspalten (Abb. 7). Bei zwischengeschalteten kalkigen Partien handelt es sich vorwiegend um mittelbankige, graue bis dunkelgraue, lokal bläulichgraue und bituminöse, meist gelblich, bräunlich, ockerfarben anwitternde, teils fein laminierte, teils knollige, mikritische Kalksteine mit sparitverheilten Klüften. Lokal können Algenlaminite (Abb. 8) sowie Flaserkalke mit leicht welligen Schichtflächen beobachtet werden, teilweise auch rein bituminöse Lagen. Es treten im jüngeren Teil der Kössen-Formation ebenso terrigenes Material sowie bereichsweise hellgraue, dem Oberrhätkalk sehr ähnliche Kalkstein-Bänke auf. Die dunkle Färbung der gesamten Formation wird durch dispers verteilten Pyrit hervorgerufen, der zudem für die im Gelände sehr charakteristischen gelblichen bis rötlichen Verwitterungsfarben in Form von Limonit verantwortlich ist. Ebenfalls typisch für die Kössen-Formation ist der Fossilreichtum vieler Mergel- wie Kalkstein-Horizonte: So können oftmals Filamentbänke (feiner, dünn-schaliger Muschelschill, Abb. 8), Lumachellen (Zusammenschwemmungen zahlreicher Fossil-Bruchstücke), Gastropoden, Brachiopoden, Korallen und größere Muscheln wie Megalodonten beobachtet werden. Außerordentliche Seltenheiten stellen Wirbeltierfossilien wie Knochen- und Knorpelfische dar (z. B. ZACHER 1966, BÜRGIN & FURRER 2004).



Abb. 8: Algenlaminite (links) und Muschelschill-Bänke (rechts) der Kössen-Formation

Etwa in der Mitte der Kössen-Formation formieren sich die Kalksteinbänke zu einem 2–5 m mächtigen Paket (gegen den westlichen Blattrand auch mächtiger werdend). Diese als „Kössener Mittelrippe“ bekannte Bankgruppe wittert oftmals in den durch Mergelsteinlagen des Liegenden und Hangenden bedingten Grashängen erhaben heraus.

Hervorzuheben sind Einschaltungen von wenige Meter mächtigen, lateral rasch auskeilenden Linsen aus karminroten bis grünlichen Mergelsteinen knapp 300 m westlich der Oberen Lugenalpe (Oytal), hier im tieferen Teil der Kössen-Formation. Es handelt sich hierbei nicht um „Schattwalder Schichten“ (sensu REISER 1920), die eigentlich im Übergangsbereich zur hangenden Allgäu-Formation auftreten, sondern um eine namentlich nicht weiter benannte Spezialfazies innerhalb der Kössen-Formation.

Fazies: Die Kössen-Formation repräsentiert aufgrund ihrer engräumig verzahnten lithologischen Vielfalt verschiedene, vom Subtidal bis ins Intertidal reichende Ablagerungsräume mit unterschiedlicher Wasserenergetik. Nach STANTON & FLÜGEL (1989) wurde die basale Kössen-Formation in einer subtidalen Wassertiefe von 80 bis 150 m eines zum Ozean hin offenen Intraplattformbeckens abgelagert. Im jüngeren Teil zeichnet sich dann eine Gliederung in Becken mit Mergelsteinen und Schwellen aus Kössener Riffkalksteinen ab (vgl. HAAS 2002).

Alter und Fossilien: In den Ton- und Mergelsteinen der Kössen-Formation finden sich ausschließlich Bacryllien (fossile Pflanzenreste), der wahre Fossilreichtum liegt in den Mergel- und Mergelkalksteinen: Die häufigsten Fossilien sind Brachiopoden, Muscheln und Gastropoden. Ammoniten-Fragmente sowie isolierte Fischschuppen werden bedeutend seltener gefunden. Die Kalksteinbänke führen hin und wieder Megalodonten und ästige Cyclokorallen („Thecosmilia“) – umfangreiche Fossilisten finden sich u. a. bei ZACHER (1966). Im Blattgebiet sammelte HANIEL (1911) südlich der Balschte-Spitze in der Lechtal-Decke auf österreichischem Gebiet *Rhaetina gregaria* SUESS, *Rhaetina pyriformis* SUESS, *Waldheimia norica* SUESS, *Spiriferina jungbrunnensis* PETZ, *Rhaetavicula contorta* PORTLOCK, *Gervilleia inflata* SCHAFFHÄUTL, *Modiolus minutus* GOLDFUSS, *Myacites escheri* WINKLER, *Cardita austriaca* HAUER, *Pleuromya bavarica* WINKLER und *Taeniodon* (?) *praecursor* QUENSTEDT, zwischen Vorderem Wilden und Wiedemerkopf *Cidaris curionii* STOPPANI. Bei der Neukartierung wurde darauf verzichtet, weitere Kössener Faunen zu gewinnen.

Die reiche Fossilführung der Kössen-Formation mit einigen bestimmbareren Ammoniten und Conodonten ermöglicht eine näherungsweise Altersbestimmung: BÖKENSCHMIDT & ZANKL (2005) fanden in der obersten Kössen-Formation am Nordhang des Scheibelbergs (TK25 Nr. 8341 Seegatterl) den Ammonit *Choristoceras marshi* und den Conodont *Misikella posthernsteini*, welche beide ins Rhätium datieren. Letzteren fand auch KRYSSTYN (mündl. Mitt. 2005) im Bereich der Kammerköhralm unterhalb der Steinplatte (TK25 Nr. 8341 Seegatterl; weitere Details siehe HORNING & ORTNER 2011).

Aufschlüsse: An der Südflanke des Lachenkopfes auf dem Weg zum Schochen kann der Übergang vom Plattenkalk zur Kössen-Formation und deren Verzahnung zum Oberrhätalkalk gut eingesehen werden (A 1). Weitere Aufschlüsse finden sich am Jubiläumsweg vom Prinz-Luitpold-Haus zur Bockkarscharte unter dem Glasfelderkopf (bereits auf TK25 Nr. 8528 Hinterstein).

3.1.1.4 Oberrhätalkalk, nO Oberes Rhätium

Der Oberrhätalkalk bildet die jüngste triassische Lithologie auf Blatt Hochvogel. Sein Vorkommen auf dem Blattgebiet ist ähnlich der Kössen-Formation, da beide faziell miteinander verzahnen. Die größten flächigen Ausbisse bestehen innerhalb der Allgäu-Decke an der Nordflanke von Schochen und Lachenkopf. Ein weiteres größeres, NE-streichendes Vorkommen liegt zwischen Südwestfuß des Wiedemerkopfes und Nordrand des Kartenblattes.

Mächtigkeit: Der Oberrhätalkalk wird 0–120 m mächtig. Diese Schwankungen können mit der lateralen, faziell bedingten Verzahnung zur Kössen-Formation erklärt werden.

Lithologie: Bei den Oberrhätalkalken handelt es sich um in der Regel grob gebankte bis massige, lutitische bis arenitische, fossilführende Kalksteine. Im frischen Anschlag zeigen sie helle bis selten dunkelgraue Färbungen; sie wittern charakteristisch hellgrau an. Hin und wieder schalten sich Mergelstein- und Kalksteinlagen vom Kössener Typ ein. Am nördlichen Kartenrand, nordöstlich des Prinz-Luitpold-Hauses führt der Oberrhätalkalk, vor allem in seinem älteren Anteil, auch sedimentäre Breccien und Konglomerate aus Hauptdolomit, Komponenten aus der Kössen-Formation sowie möglicherweise

Oberrhätalk-Komponenten. Diese Resedimente treten schichtig sowie in Spalten auf. Dabei handelt es sich um monomikte wie polymikte Resedimente mit allen Übergängen. Ebenso zeigt sich in diesem Sektor bereichsweise Verkarstung und Schrattenbildung an der Oberfläche.

Aufgrund ihrer relativen Erosionsbeständigkeit wittern die Kalksteine im Gelände als Steilstufen und kleine Wände aus. Eindrucksvoll ist dies an der Südflanke des Lachenkopfes, etwa vom Himmeleck, Schneck oder auch Rauheck aus betrachtet, zu sehen – dort formt der erosiv beständige Oberrhätalk eine gut erkennbare Steilstufe, die die Lachenkopf-Antiklinale konturiert (dargestellt z. B. in HENRICH et al. 2014). Oberrhätalke können bereichsweise auch auffällig stark verkarstet sein, z. B. zwischen Wiedemerkopf und der Nordgrenze der Karte. Aufgrund ihres hohen Kalkgehaltes und somit einer hohen Widerstandsfähigkeit gegenüber der Verwitterung liefern sie grobblockigen Hangschutt.

Fazies: Der Oberrhätalk stellt die obertriassische Karbonatplattform-Fazies dar und verzahnt beckenwärts mit der Kössen-Formation. Im Kartengebiet dürfte man sich aufgrund der überwiegenden Dickbankigkeit der erschlossenen Sequenzen in einer Rückriff-Lagune befinden. Die seltener auftretenden massigen Partien sind „echte“ Riffkalke. Es zeigen sich mancherorts Riffschutt und auch sedimentäre Breccien.

Alter und Fossilien: An Fossilien finden sich oft grobspätig umkristallisierte Fragmente ästiger Korallen („Thecosmilia“), Querschnitte von Megalodonten (z. B. Felsen rund um das Prinz-Luitpold-Haus) sowie gelegentliche Schalenquerschnitte von Schnecken und Brachiopoden. Im Dünnschliff treten zudem bereichsweise Foraminiferen sowie Mikroproblematika (nicht näher bestimmbare Mikroorganismen ungewisser stammesgeschichtlicher Zugehörigkeit) auf. Stratigraphisch verwertbare Versteinerungen konnten im Blattgebiet nicht gewonnen werden. Der Oberrhätalk kann aufgrund seiner Entwicklung aus der oberen Kössen-Formation ins Obere Rhätium datiert werden (PILLER et al. 2004).

Aufschlüsse: Am besten erreichbar sind Oberrhätalk-Sequenzen am Wanderweg vom Edmund-Probst-Haus zum Laufbacher Eck unter dem Schochen (Abb. 6 c, A 1).

3.1.2 Jura

3.1.2.1 Adnet-Formation, ungegliedert, nAd

Hettangium bis ?Sinemurium (Unterjura)

Wegen ihrer geringen Mächtigkeit, einer sehr engen lateralen Verzahnung, vielerorts schlechten Aufschlussbedingungen und dem Maßstab der geologischen Karte werden auf Blatt Hochvogel alle mehr oder weniger roten, nesterweise auch grünlich gefärbten Gesteine des tiefen Unterjura (Rote Kalk- und Mergelsteine, Hierlatzkalk etc.) als **Adnet-Formation, ungegliedert** („Liasbasiskalk“) zusammengefasst (vgl. hierzu GAWLICK et al. 2009). Stellenweise sind Rotkalke der Adnet-Formation – vermutlich als schichtparallele Spaltenfüllungen – den obersten Partien des Oberrhätalkalkes zwischengeschaltet. Die Verbreitung der Adnet-Formation folgt der des Oberrhätalkalkes. Im nordwestlichen Blattgebiet zieht sie als dünnes Band nahezu durchgehend vom Höfatsmannl gegen NE zur Blattgrenze. Im östlichsten Teil des deutschen Blattbereiches streicht sie in inverser Lagerung vom Nordfuß des Wiedemerkopfes nach NE bis zur Blattgrenze aus.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten liegen in der Regel zwischen 0 und 6 m und übersteigen selten diese Werte.

Lithologie: Im Gelände ist die Adnet-Formation leicht von den über- und unterlagernden Schichtgliedern wegen der teilweise intensiven karminroten Färbung (hervorgerufen durch feinst im Sediment verteilten Hämatit) zu unterscheiden. Dabei kommen verschiedene Lithofaziestypen vor:

Häufig treten **Rotkalke** der Adnet-Formation im engeren Sinne auf, mit ziegel- bis karminroten, aber auch graurot bis fleischfarbenen, dünnbankigen (~10 cm) und fossilreichen Abfolgen mikritischer, bioturbater Knollenflaserkalk- und Mergelsteine. Bisweilen erschlossene, dunkelgraue bis schwarzgraue Fe-Mn-Krusten kennzeichnen Sedimentationsunterbrechungen. Die ausgeprägte Knollenführung kann stellenweise primär durch Subsolution (FABRICIUS 1966) oder Sedimentauflast (JURGAN 1969), jedoch auch sekundär durch Drucklösungsvorgänge erklärt werden. Die Bildung von Vertikal- und Horizontal-Styloolithen verursacht partielle Kalklösungen, die tonige Residualsedimente und meist durch Drucklösungssäume konturierte „Pseudoklasten“ zurücklassen (vgl. auch JENKYN 1971). Anders als die durch Styolithisierung

entstandenen bankinternen Tonhütchen existieren zwischengeschaltete, ebenfalls karminrote, fossilleere, teilweise hellglimmerführende Mergelsteine mit Mächtigkeiten von wenigen Millimetern bis zu mehreren Dezimetern. Ganz im Gegensatz dazu führen die Knollenkalke lokal eine reiche Fauna, die sich meist aus angelösten und fragmentierten Cephalopoden (Ammoniten, Belemniten und Nautiliden) und Brachiopoden zusammensetzt. Im Dünn-
schliff finden sich Foraminiferen, Echinodermatenschill und Filamente.

Deutlich seltener treten **Hierlatzkalke** als hellrote, späti-ge Crinoidenschutt-
kalke auf, basal als graue Crinoiden-Spatkalksteine mit Kieselknauern.

Ebenfalls seltener sind dickbankige **Rote Bankkalke**, für gewöhnlich blassrot
oder rosa gefärbt, teilweise hellbeige bis mittel- und dunkelgrau mit leicht röt-
lichem Farblich.

Hier und da trifft man in der Adnet-Formation auf **Konglomerate** und **Breccien**,
deren Komponenten resedimentäre Intraklasten darstellen und/oder aus
Obertrias-Karbonaten (in der Regel Oberrhätkalke) bestehen, so z. B. am
Oberen Bärgündele (HAMANN 1956). Ob diese von einer Schwelle am Kalk-
alpen-Nordrand abzuleiten oder auf eine lokale Aufarbeitung zurückzuführen
sind, bleibt offen. Selten sind Mergellagen mit Hellglimmer.

Fazies: Die Sedimente der hemipelagischen Adnet-Formation wurden durch
eine im ältesten Unterjura beginnende, endgültige Absenkung der triassi-
schen Karbonatplattformen („Adneter Wende“, SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER
1974) vermutlich topographisch etwas erhöht als Tiefschwellenfazies eines
offenen Schelfmeeres mit entsprechender Mangelsedimentation bei meist
guter Durchlüftung gebildet. Entsprechende Bohrspuren an Konkretionen und
Hartgründen belegen nach JENKYN (1970) die Ablagerung in der photischen
Zone (Wassertiefen < 200 m).

Alter und Fossilien: Bestimmbare Leitfossilien liegen aus dem Blattgebiet
nicht vor. Vom Nachbarblatt 8627/8727 Einödsbach/Biberkopf beschreiben
JACOBSHAGEN (1958) Belemniten des unteren Sinemuriums und SCHULZE (1905)
Ammoniten des oberen Sinemuriums. Unmittelbar südlich des Blattgebietes
fand HÜCKEL (1960) Ammoniten vorwiegend sinemurischen, aber auch hettan-
gischen Alters. Diese relativ alten Datierungen werden durch Neufunde be-
stätigt: v. HILLEBRANDT & KMENT (2011) beschreiben von der Tölzer Hütte

(TK25 Nr. 8434 Vorderriß) *Angulaticeras taurinum*, welcher bereits ins Sinemurium zu stellen ist, notieren aber: „Nicht selten treten größere Konkretionen auf, die umgelagerte Ammoniten des Hettangium enthalten“. RAKUS (1993) datiert eine Ammonitenfauna aus dem Ober-Hettangium bis Unter-Sinemurium der jurassischen Überdeckung des nördlichen Steinplatte-Gebietes (TK25 Nr. 8341 Seegatterl). Demzufolge startet die Ausbildung kondensierter Rotkalksteine nach einer Schichtlücke fraglicher zeitlicher Ausdehnung im basalen Unterjura auf Schwellenregionen und reicht auf Blatt Hochvogel bis zum Beginn der Sedimentation der Allgäu-Formation, deren Beginn vermutlich ins Sinemurium zu stellen ist.

Aufschlüsse: Unter dem Schochen sowie oberhalb des Wanderwegs zum Laufbacher Eck unter dem Lachenkopf mit Lesesteinen entlang des Höhenwegs (A 1). Ebenfalls günstig sind die Aufschlussbedingungen am Nordfuß des Wiedemerkopfes.

3.1.2.2 Allgäu-Formation, ungegliedert, nA

Oberes Sinemurium (Unterjura) bis ?Oberes Bajocium (Mitteljura)

Die mehrteilige Gliederung der Allgäu-Formation, die neben dem obertriassischen Hauptdolomit die dominierende lithologische Einheit des Blattgebietes darstellt, erfolgt nach lithologischen Kriterien, da Leitfossilien hier allgemein selten zu finden sind. Das Vorkommen der Allgäu-Formation auf Blatt Hochvogel ist an die Allgäuer Hauptmulde gebunden, die in einem breiten Band von SW nach NE zieht. Die Differenzierung der Formation in einen unteren, mittleren und oberen Abschnitt ist grundsätzlich überall im Blattgebiet möglich. Dort, wo sich lithologische Leitbänke wie Stufenkalk, Manganschiefer und Epsilonkalk auskartieren ließen, konnten die drei Abschnitte jeweils weiter untergliedert werden (JACOBSHAGEN 1958, 1965, 1975). Die größte Mächtigkeit erreicht die Allgäu-Formation, früher als „Fleckenmergel“ bezeichnet, mit rund 1.500 m im Gebiet um das Rauheck und Kreuzeck, während sie besonders nach N und E rasch, aber auch nach S und W geringermächtig wird (JACOBSHAGEN 1957).

Untere Allgäu-Formation, ungegliedert, nAU

Untere Allgäu-Formation, unterer Teil, nAUu

Stufenkalk, nSk

Untere Allgäu-Formation, oberer Teil, nAUo

Oberes Sinemurium bis Oberes Pliensbachium (Unterjura)

Die **Untere Allgäu-Formation** („Lias-Allgäuschichten“) ist der mächtigste und flächig am weitesten verbreitete Teil der Allgäu-Formation; sie setzt stets über der Adnet-Formation ein. Aufgrund der relativ mergeligen und damit erosionsanfälligen Lithologie werden nur einige wenige Gipfel des Blattgebietes wie Kreuzeck und Rauheck an der deutsch-österreichischen Grenze von ihr aufgebaut. Diesen Bergen gemein sind steile, grasbewachsene Flanken und eine auffallend stumpfe Dreikant-Pyramidenform. Sollte der im Gelände oft gut sichtbare Stufenkalk ausgebildet sein (wie in der Region zwischen Fürschießer und Himmeleck), kann die Untere Allgäu-Formation in einen unteren und oberen Teil differenziert werden.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten der Unteren Allgäu-Formation schwanken innerhalb der Allgäuer Hauptmulde erstaunlich stark: am NW-Grat der Höfats (NW-Schenkel der Allgäuer Hauptmulde) beträgt sie ca. 45 m, im Bereich der langen SE-Grate von Kreuzeck und Rauheck annähernd 1.000 m. Bereits ca. 2 km östlich dieser Position, am Kanzberg (auf österreichischem Staatsgebiet), werden lediglich 400 m Mächtigkeit beobachtet (mündl. Mitt. A. GRUBER, GBA). Auch auf Blatt Einödsbach erwähnt JACOBSHAGEN (1965) knapp 1.000 m Schichtmächtigkeit, die gegen E nach Lechleiten auf ca. 400 m abnimmt. Inwieweit diese Mächtigkeitsschwankungen primär, d. h. sedimentär und damit sequenzstratigraphisch auf einem submarinen Relief begründet sind, oder sekundär durch tektonische Überprägung zustande kommen, steht noch zur Diskussion.

Lithologie: Die große Masse des **Unteren Abschnitts der Unteren Allgäu-Formation** („Untere Ältere Allgäuschichten“) besteht aus gut gebankten, schmutzig-gelbbraun anwitternden, im frischen Anschlag jedoch grauen, lokal bituminösen Fukoidenkalksteinen. Mergelstein-Zwischenlagen treten stark zurück. Hin und wieder können schaumig verwitternde Kieselkalksteine und braune Hornsteine in Knauern, Linsen oder schnell auskeilenden Lagen vorkommen. Seltener erscheinen Echinodermenschuttkalke. Die auffallende

Verwitterungsfarbe entsteht durch die Oxidation von fein im Sediment verteiltem Pyrit, der teilweise nesterartig in Konkretionen angereichert sein kann.

Im Gebiet mit der größten Mächtigkeit, etwa vom Kreuzeck und Rauheck bis zum Fürschießer kann **Stufenkalk** als wandbildender, stets dickbankiger bis massiger Härtling auskartiert werden und konturiert sehr schön die interne Verfaltung der Allgäu-Formation innerhalb der Allgäuer Hauptmulde (Abb. 9). Die grauen bis bräunlichen Kalksteine zeigen einen erhöhten Anteil an kieseligem Komponenten. Ihr Liegendes wird durch resedimentäre Konglomerate konturiert, deren Komponentendurchmesser im Allgemeinen bis ca. 10 cm liegt. In den Bergen nordöstlich des Oytals fehlt der **Stufenkalk** als trennendes lithologisches Element innerhalb der Unteren Allgäu-Formation, weswegen diese in dieser Region nicht weiter untergliedert werden kann.



Abb. 9: Der Blick vom Rauheck-NW-Grat in die NW-Wand des Kreuzecks zeigt sehr schön den wandbildenden Stufenkalk, der hier nahezu liegend, nach SE offen isoklinal verfalltet ist. Der Stufenkalk gliedert die Untere Allgäu-Formation in einen unteren (nAUu) und einen oberen Teil (nAUo).

Der **Obere Abschnitt der Unteren Allgäu-Formation** („Obere Ältere Allgäuschichten“) über dem Stufenkalk ist lithologisch mit dem unteren Teil nahezu identisch, hebt sich allenfalls durch dichte, graue bis leicht graubräunliche Mikrite ohne typische „Flecken“, aber dicke Hornsteinlagen etwas ab (Abb. 10). Die Kalksteine verwittern hellgelbgrau bis leicht blassgrünlich. Gegen die Mittlere Allgäu-Formation hin erwähnt JACOBSHAGEN (1965) vom Fürschießer einen konglomeratischen Horizont, dessen durchschnittlich 6 cm messende, gerundete Komponenten vorwiegend aus Hauptdolomit, Oberrhätalk, Kalksteinen der Adnet- und der Unteren Allgäu-Formation bestehen.



Abb. 10: Die Typlokalität der Allgäu-Formation am Rauheck-NW-Grat erschließt im oberen Bereich gebankte Kalksteinsequenzen der Unteren Allgäu-Formation (A 11).

Fazies: Die Untere Allgäu-Formation repräsentiert Ablagerungen eines tiefen, eupelagischen Sedimentationsbeckens. Benthische Organismen werden ausschließlich von Sedimentfressern gestellt, deren Spurenfossilien – fleckenartige Grabgänge bzw. deren Ausguss („Fukoiden“) – unter anderem den älteren Namen der Unteren Allgäu-Formation prägten („Lias-Fleckenkalke“). Das Fehlen von höher entwickeltem Benthos lässt auf relative Sauerstoffarmut in der tiefsten Wasserschicht direkt über dem Meeresboden schließen. Die auffallend dunkle Gesteinsfärbung sowie Pyrit-Konkretionen zeigen, dass auch in der obersten Sedimentschicht reduzierende Bedingungen geherrscht

haben müssen – JACOBSHAGEN (1965) vergleicht die Abfolge mit einer „marinen Gyttja“ (Grauschlammboden). Kurzfristig etwas besser durchlüftete Verhältnisse dürften die Echinodermenschuttkalke sowie der Stufenkalk zeigen. Erstere führen neben Stachelhäutern auch ein deutlich diverseres Benthos mit Bivalven und Gastropoden.

Alter und Fossilien: Aus der Unteren Allgäu-Formation stammen zahlreiche Fossilien, darunter auch einige mit biostratigraphischer Bedeutung. Eine detaillierte Aufstellung der Ammonitenfunde geben SCHRÖDER (1927) und JACOBSHAGEN (1958, 1965): Erwähnenswert erscheinen *Echioceras raricostatum* ZIETEN von Häselgehr (belegt Oberstes Sinemurium und Unteres Pliensbachium) sowie *Amaltheus margaritatus* MONFORT (Oberes Pliensbachium) aus dem unteren Teil der Unteren Allgäu-Formation südlich der Petersbergalpe in der Hornbachkette (beide österreichischer Blattanteil). Am Höhenweg vom Edmund-Probst-Haus zum Prinz-Luitpold-Haus unter dem Lachenkopf fand T. HORNING einen *?Protogrammoceras* sp. (Abb. 11). Aus dem oberen Teil der Unteren Allgäu-Formation am Rauheck stammt *Arietoceras bertrandi* KILIAN sowie ein unbestimmter Belemnit (Abb. 11). Vom NW-Grat des Kreuzecks wurde eine kleine Fauna mit *Pleuroceras* sp., *Canavaria haugi* GEMMELARO, *C. gregalis* FUCINI, *C. peloritana* FUCINI, *Arietoceras* cf. *delcampanai* FUCINI und *Inoceramus* sp. beschrieben, die ebenfalls auf das Obere Pliensbachium (*spinatum*-Zone) hindeutet.



Abb. 11: In der Unteren Allgäu-Formation am Rauheck-NW-Grat lassen sich stellenweise Makrofossilien wie Ammoniten (links, *Protogrammoceras* sp.; Durchmesser ca. 4 cm) sowie Belemniten (rechts, Länge ca. 5 cm) finden.

Aufschlüsse: Rauheck-NW-Grat (A 11, G 4) sowie am Aufstieg aus dem Traufbachtal über den Bettlerrücken zum Kreuzeck.

Mittlere Allgäu-Formation, ungegliedert, nAM

Manganschiefer, nMa

Epsilonkalk, nEk

Toarcium (Unterjura)

Die Mittlere Allgäu-Formation hebt sich im Gelände durch dunklere Gesteinsfärbung und erhöhten Mergelgehalt ab. Insbesondere Letzteres bedingt eine in Relation zur Unteren Allgäu-Formation deutlich spärlichere Aufschluss-situation. Die größere Verwitterungsanfälligkeit hat die Anlage von Hohlformen und/oder Hangverflachungen zur Folge, gut zu sehen an der Krautersalpe, am Falkenberg-SSW-Hang oberhalb der Dietersbachalpe und südlich des Himmelecks.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten der Mittleren Allgäu-Formation sind nicht überall sicher zu schätzen, da sie teilweise tektonisch amputiert, aber auch durch enge Isoklinalfaltung dupliziert sein können. Innerhalb der Allgäuer Hauptmulde lassen sich die bei der Unteren Allgäu-Formation beschriebenen Mächtigkeitschwankungen in einem ähnlichen Trend beobachten: von NW nach SE scheint die Mittlere Allgäu-Formation zunehmend mächtiger zu werden: die geschätzten 40 m am NW-Grat der Höfats steigen auf 200 m am Älpele an, sinken aber gegen E wieder auf ca. 40 m Mächtigkeit im unteren Hornbach-Tal (auf österreichischem Staatsgebiet) ab.

Lithologie: Die dominierende Gesteinsart sind fukoidenreiche, schmutzig dunkelgraue bis dunkelgraubraune Tonmergel- bis Kalkmergelsteine. Angewitterte Bruchflächen glänzen meist fett braun bis braungrau. Häufig sind geringmächtige Kalksteinhorizonte eingelagert, die teilweise lateral schnell auskeilen.

Vom Bereich der Krautersalpe am Westrand der Karte bis östlich oberhalb der Käseralpe nahe dem Südennde des Oytals stehen schwarze bis zimtbraune, teilweise auch dunkelgraue, mit einem Stich ins Olivgrüne, karbonatfreie, bituminöse, wechselnd pyrithaltige Tonsteine mit zwischengelagerten Zenti- bis Dezimeter mächtigen dunkelgraubraunen Sandsteinlagen an, kaffeebraun bis schwärzlich verwitternd (Abb. 12). Auf den Schichtflächen finden sich oft Hellglimmer (Muskovit), seltener auch idiomorphe Quarz-Kristalle. Zwischengeschaltet sind hin und wieder dünne Kalksteinhorizonte mit Stielgliedern von Seelilien (Pentacrinite). Aufgrund ihres Mangan-Gehaltes wurde dieses Schichtpaket bereits von GÜMBEL (1861) als **Manganschiefer** bezeichnet.



Abb. 12: Die Typlokalität der Allgäu-Formation am Rauheck-NW-Grat erschließt ca. 100 Höhenmeter über dem Älpelesattel die mergelige Mittlere Allgäu-Formation mit braunen Farben (links, A 9) und auf ca. 2.060 m ü. NN Manganschiefer (rechts, A 10).

Nach GERMANN (1972) sind die primären Erzminerale vor allem Mn-, Fe-, Ca- und Mg-Karbonate. Die Erzminerale sind an Klufflächen oft durch einen stahlblauen Überzug bzw. samtartigen Beschlag zu erahnen. Die Manganschiefer erscheinen innerhalb der Mittleren Allgäu-Formation nicht an einen Horizont gebunden, sondern können als bis zu mehrere Meter mächtige Linsen in verschiedenen stratigraphischen Niveaus innerhalb der Mittleren Allgäu-Formation auftreten, besonders schön erschlossen am Rauheck-NW-Grat auf ca. 2.060 m ü. NN als Reste einer erodierten Mulde scheinbar innerhalb des Oberen Abschnitts der Unteren Allgäu-Formation (Abb. 12). In den Bergen nördlich und nordöstlich des Oytals treten Manganschiefer deutlich seltener auf als in der Allgäuer Hauptmulde. Die Genese der Manganschiefer sowie ihre Mangan-Gehalte in den Nördlichen Kalkalpen wurden z. B. von GERMANN (1972) sowie KRAINER et al. (1994) untersucht.

Etwa in der Mitte der Mittleren Allgäu-Formation tritt im SE-Schenkel der Allgäuer Hauptmulde eine bis zu 100 m mächtige Kalkbankgruppe auf, die von JACOBSHAGEN (1958) als **Epsilon**kalk bezeichnet wurde (Abb. 13). Seine Verbreitung reicht von der Krautersalpe bis zum Fuß des Großen Wilden.

Morphologisch bildet der „Epsilonkalk“ in den tief eingeschnittenen Jöchern der Mittleren Allgäu-Formation am Himmeleck, Älpele (Höfats) und nahe der Krautersalpe aufgrund seiner größeren Verwitterungsresistenz oft kleine Erhebungen. In die Kalksteinabfolge eingebettet finden sich resedimentäre Konglomerat-Horizonte sowie bis zu 0,5 m mächtige Kieselkalk- und Echinodermen-Spatkalksteine. Östlich der Käseralpe erreicht der „Epsilonkalk“ seine größte Mächtigkeit. Die Konglomeratlagen lassen sich nach SW bis zum Traufbach verfolgen.



Abb. 13: Graue „Epsilonkalke“ der Mittleren Allgäu-Formation stehen am Abstiegsweg vom Älpelesattel zur Käseralpe auf ca. 1.700 m ü. NN an (A 7 & 8).

Fazies: Die Mittlere Allgäu-Formation inklusive Manganschiefer und „Epsilon-kalk“ dürften ähnlich der Unteren Allgäu-Formation in einem wechselnd sauerstoffarmen Milieu eines tiefermarinen Ablagerungsbereiches sedimentiert worden sein. Die höheren Ton- und Schluffgehalte sprechen nach JACOBSHAGEN (1965) für tiefgründige Weichböden, in denen nur eine speziell angepasste Benthos-Fauna überleben konnte. Tatsächlich zählen Fossilien außer Fukoiden hier zu den absoluten Besonderheiten.

Alter und Fossilien: In Dünnschliffen werden häufig Schwammnadeln und Radiolarien beobachtet. Makrofossilien sind äußerst selten. Im Blattgebiet konnte mit einem Fund von *Harpoceras mulgravium* YOUNG & BIRD in den obersten Metern der Mittleren Allgäu-Formation nördlich der Krautersalpe (Dietersbachtal) unteres Toarcium (*bifrons*-Zone) nachgewiesen werden. In dasselbe Zeitfenster passt ein von JACOBSHAGEN (1965) am Körbertobel (TK25 Nr. 8627 Einödsbach) gefundener *Dactyloceras commune* SOWERBY.

Aufgrund von gelegentlichen Funden von *Bositra buchii* (ehemals „*Posidonia bronni*“) werden die Manganschiefer fälschlicherweise zum Teil als „Posidonienschiefer“ bezeichnet. Zwar erscheinen die faziellen Ähnlichkeiten zu den Posidonienschiefern Süddeutschlands und einem toarcischen „anoxic event“ gegeben, doch sollte der Begriff aufgrund der Eigenständigkeit der alpinen Serien nicht verwendet werden. Zeitlich lässt sich die Mittlere Allgäu-Formation mit der untertoarcischen Sachrang-Formation der zentralen und östlichen Bayerischen Alpen korrelieren.

Aufschlüsse: Die besten Aufschlüsse innerhalb der Mittleren Allgäu-Formation bestehen am Aufstieg von der Dietersbachalpe zum Älpelesattel (A 7, A 8, A 9). Manganschiefer können gut am NW-Grat zum Rauheck beobachtet werden (A 10, ca. 2.100 m ü. NN).

Oberer Allgäu-Formation, ungegliedert, nAO
Oberer Allgäu-Formation, unterer Teil, nAOu
Oberer Allgäu-Formation, mittlerer Teil, nAOm
Oberer Allgäu-Formation, oberer Teil, nAOo
Spatkalk-Schichten, nSp
Aalenium bis ?Callovium (Mitteljura)

Abfolgen der **Oberer Allgäu-Formation** („Dogger-Allgäuschichten“) finden sich im Untersuchungsgebiet lediglich innerhalb der Allgäuer Hauptmulde – infolge der sich auch in der Oberen Allgäu-Formation fortsetzenden Mächtigkeitsschwankungen wurden sie im NW-Flügel der Synklinale nicht weiter differenziert, können jedoch im mächtigeren SE-Flügel in vier Untereinheiten auskartiert werden. Da dieser Abschnitt der Allgäu-Formation kalkreicher als das Liegende ist, neigt er im Gelände zu deutlichen Hangversteilungen.

Mächtigkeit: Auch in diesem Abschnitt der Allgäu-Formation ist eine Mächtigkeitzunahme von NW nach SE zu beobachten – am besten sichtbar in der NW-Flanke der Höfats von etwa 30 m auf 250 m.

Lithologie: Die lithofazielle Entwicklung von der Mittleren zur Oberen Allgäu-Formation ist nicht scharf ausgebildet, sondern geht vielmehr fließend voran, indem die Kalkstein-Einschaltungen stets mächtiger werden. Die Grenze wird beim Einsetzen der ersten mächtigen Kalksteinpartien gezogen (> 0,5 m).

Der etwa 5 bis maximal 80 m mächtige **Untere Abschnitt der Oberen Allgäu-Formation** („Untere Jüngere Allgäuschichten“) baut sich aus einer Wechselfolge mittelbankiger Fleckenkalke und in etwa gleichmächtiger Mergelstein-Horizonte aus. Das Farbspektrum reicht sowohl bei Kalk- als auch bei Mergelsteinen von dunkelgrau bis zu graugrün. Die Verwitterungsfarbe ist meistens hellgrau.

Der **Mittlere Abschnitt der Oberen Allgäu-Formation** („Mittlere Jüngere Allgäuschichten“) erreicht Mächtigkeiten von 10 bis 100 m und ist durch mittel- bis dickbankige, graue bis dunkelgraue Kalk- und Kieselkalksteine mit oder ohne Bioturbationsspuren („Fukoiden“) charakterisiert. Typisch sind ein blaugrüner Farbstich und eine schmutziggelbe, fett glänzende Färbung von Schichtflächen (gut zu erreichen am Weg von der Käseralpe zum

Älpelesattel, Abb. 14). Hin und wieder sind dünne Kalkmergelstein-Lagen mit Pyrit-Konkretionen zwischengeschaltet. Am Himmelecksattel (Höhenpunkt 2.007 m) kommen in dieser Abfolge zudem Millimeter bis mehrere Dezimeter mächtige Konglomerate mit in den mächtigeren Bänken bis zu kopfgroßen Geröllen vor. Die Komponenten sind schlecht sortiert und liegen zum Teil als Rinnenfüllungen vor.



Abb. 14: Die Obere Allgäu-Formation lässt sich gut am Wanderweg von der Käseralpe zum Älpelesattel von 1.490 m bis 1.550 m ü. NN erwandern – im Bild der mergelig ausgebildete mittlere Abschnitt der Oberen Allgäu-Formation.

Der 10–60 m mächtig werdende **Obere Abschnitt der Oberen Allgäu-Formation** („Obere Jüngere Allgäuschichten“) zeigt im Gegensatz zu seinem Liegenden einen deutlich erhöhten Mergelstein-Anteil und eine Wechselfolge von mittelbankigen, seltener dickbankigen Kalksteinen mit im Durchschnitt mehrere Dezimeter mächtigen, dicken Mergelschiefer-Horizonten. Letztere sind häufig kieselig, von schmutzig braungrauer Färbung, können auf Schichtflächen feine Hellglimmerschüppchen enthalten und werden maximal 1 m mächtig. Ähnlich wie bei der mergelreichen Mittleren Allgäu-Formation ist die

Aufschlussituation auch hier nicht allzu gut, da aufgrund des hohen Mergelsteinanteiles (> 50 %) das Anstehende oft grasüberwuchert ist oder mit feinem Schutt überzogen wird. Im Hangschutt ähnelt sie der Mittleren Allgäu-Formation, unterscheidet sich aber durch die kantigen, schaumig verwitterten Bruchstücke von Kieselkalksteinen.

Die Obere Allgäu-Formation endet mit dem Erscheinen der 5 bis mehrere 10er m mächtigen **Spatkalk-Schichten**. Diese ziehen vom Zentrum bis zum westlichen Randbereich der Allgäuer Hauptmulde in schmalen Bändern von SW nach NE, z. T. nach N über die Blattgrenze hinaus. Östlich des Stierbaches keilt ein Strang erst nordnordwestlich unterhalb des Wiedemerkopfes aus.



Abb. 15: Spatkalk-Schichten in der Scharte unterhalb des Laufbacher Ecks – im Hintergrund der Hochvogel mit der Front der Lechtal-Decke.

Die Spatkalk-Schichten bestehen überwiegend aus mittel- bis dickbankigen Echinodermen-Spatkalk-, Kieselkalk- und Hornsteinen; Tonmergelstein-Einlagerungen treten zurück. Oft beobachtet man Spatkalkstein mit Hornstein-Säumen oben und unten, die im Querschnitt „ordensbandartig“ aussehen.

Diese Gesteine wechseln rasch, häufig bankweise miteinander. In der Regel dominieren in den tiefsten Teilen der Spatkalk-Schichten mittelbankige Kieselkalk- und Kalkmergelsteine gegenüber reinen Spatkalksteinen (Abb. 15). Letztere sind vor allem in der Mitte und in den höheren Teilen der Abfolge verbreitet. Zum Top der Abfolge nimmt die Häufigkeit der Spatkalksteine wieder ab; die obersten Bänke nahe der überlagernden Ruhpolding-Formation bestehen fast überall aus grauen Kieselkalksteinen. Am Nordrand der Allgäuer Hauptmulde (Höfatsmannl, Laubach) schließen sich die Spatkalk-Bänke zu massigem Spatkalkstein mit einer „granitartigen“ Textur zusammen. Weiter nach NE, vom Oytal zum Oberen Bärgündele, verlieren sich die Spatkalk-Schichten allmählich im Streichen; schließlich bilden dort nur noch Kalksteine mit oder ohne Flecken, Kieselkalk- und Hornsteine den obersten Teil der Oberen Allgäu-Formation.

Fazies: Aufgrund lithologischer Ähnlichkeiten entsprechen die Faziesbedingungen der Oberen Allgäu-Formation weitgehend jenen der Unteren Allgäu-Formation mit Ablagerungen in einem tieferen, eupelagischen, überwiegend schlecht durchlüfteten Sedimentationsbecken. Gelegentlich eingeschaltete Konglomeratbänke dokumentieren tiefgreifende Strömungen bzw. Sturmereignisse, die sauerstoffhaltiges oberflächennahes Wasser in tiefere Ablagerungsbereiche gebracht haben dürften. Hierfür spricht auch eine teilweise Glaukonit-Erhaltung der Fossilien. Auch beim Ablagerungsraum der Spatkalk-Schichten deutet ihr Fossilinhalt – beinahe ausschließlich Echinodermatensielglieder-Schutt sowie Seeigelstacheln, selten Brachiopoden, Muscheln, Belemniten und Fischreste – auf relativ gut durchlüfteten Meeresboden in geringerer Wassertiefe hin.

Alter und Fossilien: Die Obere Allgäu-Formation kann aufgrund ihrer Ammonitenfauna ins Zeitspektrum Aalenium bis Bathonium eingestuft werden: RICHTER (1963) fand *Leioceras opalinum* REINECKE, *Pachylytoceras* cf. *dilucidum* OPPEL, *Graphoceras rude* BUCKMAN sowie *Hammatoceras* sp. Bestimmbare Fossilien aus den Spatkalk-Schichten wurden im Blattgebiet nicht gefunden. JACOBSHAGEN (1965) vermutet, dass die Spatkalk-Schichten den gesamten Mitteljura vom mittleren Bajocium aufwärts vertreten.

Aufschlüsse: Südgrat der Höfats; Wanderweg von der Käseralpe zum Älpelesattel (A 3, A 4, A 5, A 6); Laubacher Eck.

3.1.2.3 Ruhpolding-Formation, ungegliedert, nRR

Oxfordium bis ?basales Kimmeridgium (Oberjura)

Diese früher auch als „Ruhpoldinger Radiolarit“ bezeichnete lithologische Einheit verläuft als schmales Band zwischen der liegenden Allgäu-Formation und der hangenden Ammergau-Formation im kernnahen Bereich der Allgäuer Hauptmulde in einem SW–NE verlaufenden Streifen von der Höfats über das Himmelhorn hinab ins Bärgündelsbachtal – dort bestehen auch größerflächige Ausbisse.

Mächtigkeit: Die durchschnittlichen Mächtigkeiten können mit 20–30 m angegeben werden.

Lithologie: Die Ruhpolding-Formation besteht überwiegend aus dünnen, ebenflächigen und splittrig brechenden Kieselkalkstein-Bänken, die oft durch feine Tönhäutchen getrennt sind. Völlig kalkfreie Radiolarite sind selten und auf den tiefsten Teil der Formation beschränkt. Generell nimmt der Kalkgehalt der Kieselgesteine gegen das Hangende hin zu, so dass sich nach oben immer mehr radiolarienführende Kalksteine einschalten.



Abb. 16: Karminrote Radiolarite der Ruhpolding-Formation stehen am Steig vom Lachenkopf zum Laufbacher Eck (ca. 2.040 m ü. NN) an.

Aufgrund der kräftigen, oft karminroten Färbung der Kieselkalksteine und Radiolarite (Abb. 16) kommt der Ruhpolding-Formation die Bedeutung eines Marker-Horizontes zu, der im Gelände von weitem zu erkennen ist. Neben der charakteristischen roten Färbung, treten untergeordnet schwarze und grüne Farben auf, meist in regelmäßiger Abfolge: Die ältesten Anteile sind schwarz, schwarzbraun oder schwarzgrün, darüber folgen grüne und schließlich rote bis braunrote Partien. Die schwarzen und grünen Horizonte können sehr geringmächtig sein.

Durch Verwitterung und Abtragung wurden aus den Radiolariten und Kieselkalksteinen zuweilen scharfe Grate und bizarre Spitzen herausmodelliert. Sie liefern scharfkantigen, splittrigen Hangschutt.

Fazies: Die Ruhpolding-Formation wurde höchstwahrscheinlich als distale Turbidite in tieferem Wasser unterhalb der Calcit-Kompensationstiefe abgelagert. In der Literatur finden sich dabei ganz unterschiedliche Tiefenangaben: gemäß DIERSCHKE (1980) und VECSEI et al. (1989) wurden die Radiolarite der Ruhpolding-Formation mittels Bodenströmungen und niedrigerenergetischer Turbidite („low-density turbidity currents“) unterhalb der Aragonit-, aber meist noch oberhalb der Calcit-Kompensationstiefe (ACD bzw. CCD) in Tiefen zwischen 400 und 2.200 m sedimentiert. GARRISON & FISCHER (1969) hingegen nehmen eine Ablagerung des Radiolarits unterhalb einer zeitlich generalisierten CCD (heute bei ca. 4.500 m Wassertiefe) an. Die Konzentration der Radiolarien gründet wohl auf dem Aussortieren von Partikeln mit hydrodynamisch gleichen Eigenschaften. Primäre Karbonatlösung ist von sekundärer Bedeutung. BAUMGARTNER (1987) beschreibt zur Genese der Ruhpolding-Formation, dass Radiolarien von Tiefschwellen in die Tiefseebecken geschwemmt wurden, und diese massenhafte Ansammlung von Radiolarien zur Bildung der Radiolarite führte.

Das Einsetzen von Radiolarienschlämmen im Oberjura über bisher meist karbonatreichen Schichten wird auch als „Ruhpoldinger Wende“ bezeichnet (SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER 1974).

Alter und Fossilien: Leitfossilien fehlen im Blattgebiet. Aufgrund von Fossilfunden in ihrem unmittelbaren Liegenden und Hangenden wird angenommen, dass die Ruhpolding-Formation der Nördlichen Kalkalpen vom Allgäu

bis in das Salzkammergut in die Zeitspanne vom Oxfordium bis basales Kimmeridgium einzuordnen ist (Diskussion bei JACOBSHAGEN 1965).

Aufschlüsse: Steig vom Lachenkopf zum Laufbacher Eck (A 2); Südgrat der Höfats; Stuibenfall (G 2).

3.1.2.4 Ammergau-Formation, ungegliedert, nAm

Bunte Ammergauer Schichten, nAm_b

Kimmeridgium (Oberjura) bis Berriasium oder ?Unteres Valanginium (Unterkreide)

Der Kernbereich der Allgäuer Hauptmulde wird von basal bunten, zum Hangenden hin grauen, monotonen Kalksteinfolgen der Ammergau-Formation („Malm-Aptychenschichten“) gebildet und setzt sich vom Dietersbachtal nach NE bis östlich oberhalb des Stierbaches fort. Morphologisch baut die Ammergau-Formation kühn geformte Berge auf, die sich durch scharfe Grate, begrünzte, brüchige Steilhänge oder glatte Felsabstürze auszeichnen (z. B. Höfats, Himmelhorn, Schneck, Abb. 17).

Mächtigkeit: Durchschnittlich kommt die Ammergau-Formation auf Mächtigkeiten zwischen 125 m südlich der Höfats und 300 m südöstlich des Himmelhorns.

Lithologie: Aus den roten Radiolariten der Ruhpolding-Formation gehen nach oben kontinuierlich vorwiegend rote, gelegentlich auch licht grünliche, teils schiefrige Mergel- bis Tonsteine – die sogenannten **Bunten Ammergauer Schichten** – mit Einlagerungen von dünnbankigen Kieselkalksteinen hervor. Am SE-Grat der Höfats entwickeln sich daraus gelbbraune, etwas kieselige Flaserkalksteine mit roten oder grünen Schlieren. Vermutlich reichen die bunten Einschaltungen hier stratigraphisch höher hinauf als gewöhnlich. Östlich des Schneck gehen die oberen Partien dieser basalen Schichten der Ammergau-Formation in graue Mergelsteine sowie kieselige, schiefrige Kalk- und Tonmergelsteine über.

Die Hauptabfolge der Ammergau-Formation bilden dünn- bis mittelbankige, mikritische, dichte Kalksteine mit muschelrig-splittigem, oft scharfkantigem Bruch. Im frischen Anschlag sind sie meist lichtgrau bis mittelgrau gefärbt und

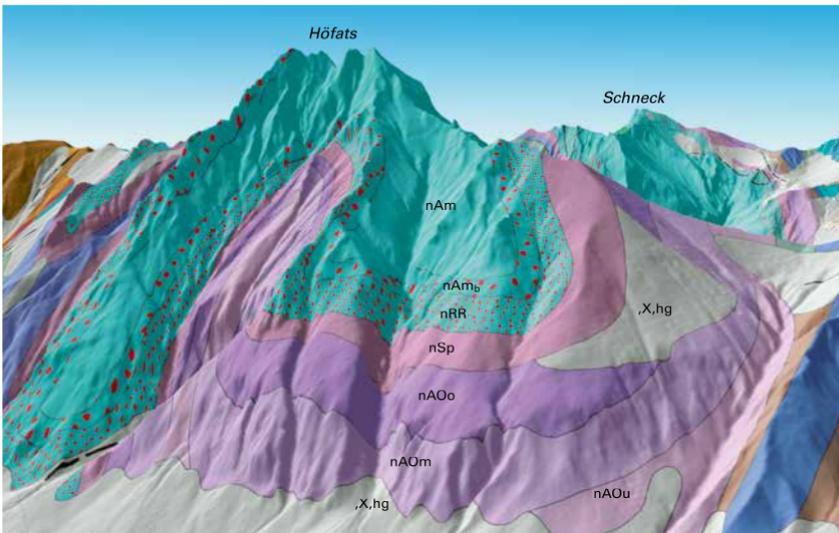


Abb. 17: Die Höfats, der bekannteste Allgäuer Steilgrasberg, verdankt seine morphologisch herausragende Stellung und Gestalt einer lokalen Herauswölbung der verwitterungsbeständigen Ammergau-Formation. In der steilen Rinne am Höfats-Westhang ist im Kern eines Sattels die Allgäu-Formation aufgeschlossen (Geobasisdaten © Bayerische Vermessungsverwaltung).

witern charakteristisch weiß bis sahnig gelbgrau an (Abb. 18). Büschelartig verzweigte, oft nur wenige Millimeter große Fukoiden sind selten. Häufiger beobachtet man im frischen Bruch einzelne Bioturbationsspuren aus kleinen, dunklen Flecken unbekannter Herkunft. Hornsteine bilden im Blattgebiet eher die Ausnahme, im Gegensatz zur Ammergau-Formation der zentralen bayrischen Kalkalpen. In der unteren Hälfte der Ammergau-Formation sind die Bankflächen oft undeutlich, manchmal nur an feinen, dunklen Tonhäutchen in den massig erscheinenden Kalksteinen zu erkennen. Bei starker tektonischer Beanspruchung wurden die Kalksteine partienweise schichtparallel in feine, sparitverheilte Lamellen aufgefasert, die phyllitähnlich gefältelt wurden. Südlich wie nördlich der Zwerchwand tritt zum Teil intensiv verkarstete Ammergau-Formation auf, mit Karren- und Schrattenfeldern, Karstspalten und Dolinen.



Abb. 18: Graue Kalksteine der Ammergau-Formation unterhalb des Laufbacher Ecks

Fazies: Die Ammergau-Formation kann als typisch hemipelagische Beckenfazies angesehen werden, abgelagert als Coccolithen- und Nannoplankton-Schlamm (TOLLMANN 1976a). Gemäß GARRISON & FISCHER (1969) erfolgte die Ablagerung deutlich oberhalb der CCD – wahrscheinlich in etwas geringeren Wassertiefen als die Sedimentation der Ruhpolding-Formation.

Alter und Fossilien: Im Blattgebiet wurden keine Fossilien gefunden. GARRISON (1967) gibt als Alter Tithonium bis Berriasium an. Nach PILLER et al. (2004) reicht die Ammergau-Formation noch bis ins untere Valanginium.

Aufschlüsse: Südgrat der Höfats; Laufbacher Eck (A 2).

3.1.3 Kreide

3.1.3.1 Schrambach-Formation, ungegliedert, nSr Valanginium bis Aptium (Unterkreide)

Die früher als „Neokom-Aptychenschichten“ bezeichnete Abfolge der Schrambach-Formation ist lediglich im Kern der Allgäuer Hauptmulde östlich des Schneck an der Zwerchwand erschlossen.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit kann aufgrund intensiver Verfaltung nicht sicher angegeben werden, dürfte jedoch zwischen 100 und 120 m liegen.

Lithologie: Die Schrambach-Formation ist größtenteils charakterisiert durch graue bis grünlichgraue, Zenti- bis (seltener) Dezimeter gebankte, teils mergelig-tonige Kalksteine sowie siltige, weiche und blättrige Mergelsteine. Im ältesten Teil treten noch mikritische, dichte Kalksteine wie in der Ammergau-Formation auf (vgl. FAUPL & WAGREICH 2000). Durch stetige Zunahme an Ton- und Schluffsteinen ist der Übergang von der liegenden Ammergau-Formation mehr oder minder fließend – die Liegendgrenze der Schrambach-Formation wurde mit dem vollständigen Ausbleiben von Kieselknauern gezogen.

Fazies: Der Ablagerungsraum der Schrambach-Formation liegt nach SCHWEIGL & NEUBAUER (1997) in einem karbonatisch dominierten Beckensystem. Episodisch wiederkehrende terrigene Suspensionsströme resultieren in feinklastischen Einschaltungen.

Alter und Fossilien: Im Blattgebiet hat die Schrambach-Formation keine Fossilien geliefert. In Äquivalenten auf Geofast Blatt 114 Holzgau (Tirol) wies HUCKRIEDE (1958) Foraminiferen des Aptiums und des unteren Albiums nach.

Aufschlüsse: Im Bereich Zwerchwand am Wanderweg vom Laufbacher Eck zur Käseralpe im obersten Oytal.

3.1.3.2 Tannheim-Formation, ungegliedert, nT Oberaptium bis Oberalium (Unterkreide)

Mit der nur relikthaft überlieferten Tannheim-Formation endet die mesozoische Sedimentationsgeschichte auf Blatt Hochvogel. Lediglich ein Vorkommen existiert nahe der Zwerchwand westlich des Stierbaches, eingerahmt von Mergelsteinen der Schrambach-Formation, aus denen sie sich sehr rasch entwickelt.

Mächtigkeit: wenige Meter.

Lithologie: Mit meist dunkelgrauen bis schwarzen, im ältesten Teil auch grauen, grünlichen, selten rötlichen, plattigen bis dünnbankigen Ton- bis Kalkmergelsteinen unterscheidet sich die Tannheim-Formation in ihrer lithologischen Ausbildung deutlich von der liegenden Schrambach-Formation („Rosselfeld-Tannheimer Wende“ nach SCHLAGER & SCHÖLLNER 1974).

Fazies: Die Ablagerungsbedingungen ähneln jenen der Schrambach-Formation mit wiederkehrenden, terrigenen Suspensionsströmen.

Alter und Fossilien: Im Untersuchungsgebiet konnten keine biostratigraphisch verwertbaren Fossilien gefunden werden. Nach ZACHER (1966), WILMERS (1971), GAUPP (1980) und WEIDICH (1990) kann die Tannheim-Formation aufgrund zahlreicher Fossilfunde (Ammoniten und Foraminiferen) biostratigraphisch in das Zeitfenster von Oberaptium bis maximal Oberalium eingestuft werden.

Aufschlüsse: Direkt nördlich der Zwerchwand westlich des Stierbachbachtals.

3.2 Quartäre Ablagerungen

3.2.1 Pleistozän

3.2.1.1 Lokalmoräne, W.,g₁

Moränenwall

Findling

Würm-Hochglazial bis -Spätglazial

Bei den auf Blatt Hochvogel kartierten glazigenen Ablagerungen handelt es sich ausschließlich um Lokalmoränen-Ablagerungen, die während der Würm-Eiszeit, dem jüngsten Glazial im Oberpleistozän, sedimentiert wurden.

Die Lokalgletscher zwischen Mädelejoch im SW des Kartenblattes und Hochvogel im NE hatten ihren Ursprung in den NW-seitigen Hochkaren des Allgäuer Hauptkammes und flossen nach NW dem Iller-Gletscher zu. So kommt es, dass auf Blatt Hochvogel – anders als auf zahlreichen Kartenblättern der bayerischen Alpen – keine zentralalpinen (exotischen) Gerölle vorkommen.

Die Lokalgletscher folgten vor allem in spätwürmglazialen Stillstands- oder kurzen Wiedervorstoßphasen nach Abschmelzen des würmzeitlichen Haupteisstromnetzes den vorgegebenen Talverläufen von Traufbach, Dietersbach, Oybach und Stierbach. Die Mächtigkeit der hochwürmzeitlichen Gletscherströme in den Tälern lässt sich meist morphologisch nur noch erahnen, weil die „Schliffgrenze“ im erosionsanfälligen Hauptdolomit und in der Allgäu-Formation vielerorts wohl verwittert ist, überwachsen sein kann und zudem die unteren Talflanken teilweise von jüngeren, holozänen Schuttmassen überlagert sind. Doch zeigt sich an der Ostseite des Seilhenkers nordöstlich der Höfats in 1.620–1.640 m ü. NN eine Trogschulter und darüber eine Schliffkehle. Im Dietersbachtal tritt westlich der Höfats über der Dietersbachtalpe eine deutliche Schliffkehle in nahezu gleicher Höhe auf.

Die wichtigsten Lokalmoränen-Vorkommen liegen im weiteren Umkreis der Käseralpe im oberen Oytal, südöstlich des Schneck, im Stierbachtal, nordwestlich des Hochvogels sowie an der westlichen Blattgrenze rund um die Lugalpe nördlich unter dem Hüttenkopf.

Mächtigkeit: Die Rückzugsmoränenwälle können eine Höhe von 5 bis 10 m erreichen.

Lithologie: Die Lokalmoränen (Rückzugsmoränen) setzen sich vorwiegend aus diamiktischen, korn- oder matrixgestützten, sandigen Kiesen mit Steinen und Blöcken mit teilweise gekritzten Geschieben zusammen; die Komponenten sind eckig bis gut gerundet. Sie lassen sich gegenüber Fernmoränen durch das Fehlen von Kristallin-Geröllen und das ausschließliche Führen von im unmittelbaren Umfeld anstehenden Lithologien abgrenzen. Im Kartengebiet sind dies vorwiegend Gerölle aus Hauptdolomit und Allgäu-Formation, untergeordnet rhätische und die übrigen anstehenden jurassisch-kretazischen Lithologien. Je jünger Lokalmoränen sind und je höher ihre Höhenlage ist, desto mehr Grobkorn, Stein- und Blockwerk führen sie; vor allem Moränenwälle in den Karen enthalten viel dieser groben Komponenten. Generell gilt, dass glazial transportierte Blöcke im Allgemeinen stärker verwittert sind als postglaziale sowie (sub)rezente. Der Moränenwall auf ca. 1.160 m ü. NN im Lugenalpenwald setzt sich vor allem aus am Rande des rückschmelzenden Oytal-Gletschers angesammelten Sturzblöcken zusammen.

Morphologie: Flache Seiten- und Endmoränenwälle verschiedener Rückzugsstadien von Lokaleis sind in den obersten Talbereichen wie in Hochkaren gut zu beobachten. Vor allem im Stierbachtal, im weiteren Umfeld der Käseralpe im obersten Oytal sowie nördlich des Hüttenkopfes zeigen sich mehrere hintereinander gestaffelte Endmoränenwälle in Form kleiner, sichelförmiger Wallfirse. Es ist nicht auszuschließen, dass manche der in Karen am höchsten liegenden Wälle, vor allem nördlich der Wildenfeldhütte, Moränenhalden im Sinne von HEUBERGER (1979) darstellen, d. h. von Lokalgletschern abgestürzter Schutt. Unter diesem Lokalmaterial tritt, nur teilweise aufgeschlossen, ein schluffreicher, sandiger Kies auf, der die Grundmoräne des Oytales bzw. über 1.640–1.660 m ü. NN die des ursprünglich bei der Wildenfeld-Alpe aus den Karen der Wilder-Gruppe gebildeten Hängegletschers darstellen.

Vor allem im weiteren Umfeld der Käseralpe im oberen Oytal finden sich viele Findlinge (erratische Blöcke). Diese ortsfremden, von Gletschern transportierten und nach Abschmelzen der Gletscher meist an Ort und Stelle verbliebenen, größeren Gesteinsbrocken sind oft kantengerundet; stellenweise zeigen sie Kritzspuren, die beim Transport am Grunde des Gletschers entstanden.

Alter: In der Hauptsache gehören die erhaltenen Moränenrelikte dem Würm-Spätglazial an; eine genauere zeitliche Zuordnung der einzelnen Rückzugsstadien ist nicht möglich. Ob in den höchstgelegenen Karen auch noch früh-postglaziale Moränenwälle auftreten, ist bisher unklar.

Einzig der relativ lange, WNW-streichende Moränenwall nördlich der Käseralpe, südlich des Oytal-Hauses auf 1.160 m ü. NN, ca. 140 m über dem Talgrund, sowie die Wälle im Stierbachtal zeigen deutlich ältere würmzeitliche Rückzugsstadien an.

Aufschlüsse: Besonders gut sind die Moränenwälle nördlich unterhalb des Hüttenkopfes, im weiteren Umfeld der Käseralpe sowie im Stierbachtal erhalten.

3.2.2 Pleistozän bis Holozän

3.2.2.1 Felssturzmasse, „fsz

Abrisskante

Rutsch- oder Sturzblock

Pleistozän bis Holozän

Lediglich an drei Stellen konnte auf Blatt Hochvogel gesichert Felssturzmaterial auskartiert werden: Das größte Vorkommen liegt an der Talflanke westlich der Höllhörner südlich der Wildenfeldhütte im Allgäuer Hauptkamm, ein kleineres Areal nördlich des Seilhenkers und ein kleiner Felssturz mit Abrisskante nordwestlich der Unteren Gutenalpe im Oytal. Ein weiteres, fragliches, da vermutlich älteres Felssturzereignis brach nach E aus dem Roten Loch aus der Ostwand der Höfats aus und reicht wohl bis ins oberste Oytal nahe der Käseralpe hinab. Rutsch- und Sturzblöcke, die aus den darüber liegenden Felsen ausgebrochen sind, häufen sich vor allem im weiteren Bereich des Oytals sowie östlich des Laufbacher Ecks.

Mächtigkeit: wenige Meter bis etwa 15 m.

Lithologie: Ähnlich dem Hangschutt wird die lithologische Zusammensetzung durch das unmittelbare Einzugsgebiet bestimmt: Der Felssturz westlich unterhalb der Höllhörner besteht vor allem aus Hauptdolomit, das Vorkommen nördlich des Seilhenkers aus Komponenten der Allgäu-Formation. Das

Größenspektrum reicht von der Sand- bis zur Blockfraktion; die Komponenten sind ungleich größer als beim Hangschutt – einige Blöcke erreichen bis ca. 8 m Kantenlänge. Rutsch- und Sturzblöcke sind im Allgemeinen eckig.



Abb. 19: Bergsturz am Fuße der Südwestflanke des Kleinen Wilden; rechts im Hintergrund der Hochvogel

Aufschlüsse: Felssturz westlich unterhalb der Höllhörner, erreichbar durch den Wanderweg von der Käseralpe zum Hornbachjoch (Abb. 19).

3.2.2.2 Hangschutt, ,X,hg Fächer und Kegel Pleistozän bis Holozän

Die Akkumulation von Schuttmassen ist vor allem an den Flanken aller Gebirgskämme des Kartiergebietes verbreitet. Schutterfüllte Hochkare liegen im Talschluss von Traufbachtal, Dietersbachtal, Oytal und Stierbachtal – 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 Talschlüssen sowie nahe der Basis glazigen geformter Trogtäler auch 30 m und mehr betragen, meist verzahnend mit alluvialen bzw. fluviatilen holozänen Sedimenten.

Lithologie: Die Zusammensetzung der Schuttfelder wird durch das lokal Anstehende unmittelbar beeinflusst, das Korngrößenspektrum und der Habitus der Schutt Komponenten wiederum von den rheologischen Eigenschaften der betreffenden Lithologie. So neigt beispielsweise hocherosiver, fein- bis mittelklüftiger Hauptdolomit zu kleinstückigem, eher kiesigem Schutt, während Plattenkalk größeren, Ammergau-Formation hingegen eher feineren tafeligen bis blockigen Detritus liefern. Die tonig-mergelige Allgäu-Formation produziert kleinstückig-plattigen bis erdig-sandigen Schutt. Die Korngrößen in Schutthalden wie -kegeln reichen von Schluff und Sand bis Blockgröße, wobei vor allem Schluff und Sand horizontal wie vertikal rasch miteinander wechseln können (vor allem in Schuttkegeln).

Steinschlagkegel führen im Allgemeinen sehr ungleichkörniges, überwiegend eckiges bis kantengerundetes, kaum sortiertes Material aus Kiesen, Steinen und Blöcken. Im Oytal und im Dietersbachtal sind einige kleinere Schwemmkegel zu beobachten (nicht in der Geologischen Karte dargestellt); sie bestehen vor allem aus gut geschichteten Schluffen und Sanden mit Steinen sowie stellenweise Blöcken.

Aufschlüsse: Eine Vielzahl von Hangschuttkegeln und -feldern sowie Schwemmkegeln ist im Oytal und im Dietersbachtal zu beobachten.

3.2.3 Holozän

3.2.3.1 Talfüllung, polygenetisch, „ta Holozän

Polygenetische Talfüllung* kommt im Stierbachtal vor.

Mächtigkeit: höchstens einige Meter.

*In der gedruckten GK25 ist die Einheit „Talfüllung, polygenetisch“ in der Legende nicht dargestellt.

Lithologie: Die geringmächtigen Ablagerungen des Stierbachtals sowie seines von W zufließenden Seitenbaches bauen sich aus verschwemmtem Schutt der im Oberlauf der Bäche anstehenden Jura-Gesteine, des oberhalb der Deckengrenze anstehenden Hauptdolomits und umgelagertem Moränenmaterial auf.

3.2.3.2 Flussschotter, holozän, qh,G

Holozän

Mächtiger holozäne Flussschotter bestehen auf dem Blattgebiet lediglich im Oytal als zentral gelegene Talfüllungen. Sie bilden dort ab etwa der Einmündung des östlich des Himmelhorns herabfließenden Laufbaches bachabwärts den rezenten Talboden. Dass diese vermutlich teilweise mittel- oder frühholozäne Alter aufweisen, lässt sich aus den Terrassenkanten des tiefer eingeschnittenen Oybachs ableiten.

Mächtigkeit: maximal ca. 10 m.

Lithologie: Die Zusammensetzung der Ablagerungen ist einerseits von den lithologischen Gegebenheiten des Einzugsgebietes – Hauptdolomit bis Ammergau-Formation sowie Moränenmaterial aus dem südlichsten Oyachtal – andererseits von der Oberflächenmorphologie und der Transportkraft des Wassers abhängig. Es treten überwiegend Kiese und Sande, untergeordnet auch Schluffe, Steine und Blöcke auf. Strömungsbedingte Einregelung mit stromaufwärtigem Einfallen von oft plattigen Geröllen in Kies- und Steingröße sind häufig (dachziegelartige Imbrikation). Der Rundungsgrad zeigt – je nach Transportweite – ein weites Spektrum von eckig bis gerundet.

Aufschlüsse: Oytal talab des Prinzenkreuzes.

4 Tektonischer Bau

Das Kartengebiet erschließt strukturelle Einheiten zweier Hauptdecken der Bayerischen Nördlichen Kalkalpen (Abb. 20): Der Hauptteil des bayerischen Blattanteils gehört zur **Allgäu-Decke** (Kap. 4.1), der Allgäuer Hauptkamm markiert die Front der **Lechtal-Decke** (Kap. 4.2; Abb. 22). Diese großtektonische Gliederung mit zwei übereinanderliegenden Decken und die Dominanz eines nordvergenten Überschiebungsbaues erkannte bereits AMPFERER (1912) im Kartengebiet. Die zeitweise umstrittene Natur der Grenze zwischen Allgäu- und Lechtal-Decke im Bereich der **Luitpoldzone** wird in Kap. 4.3 detailliert beschrieben.

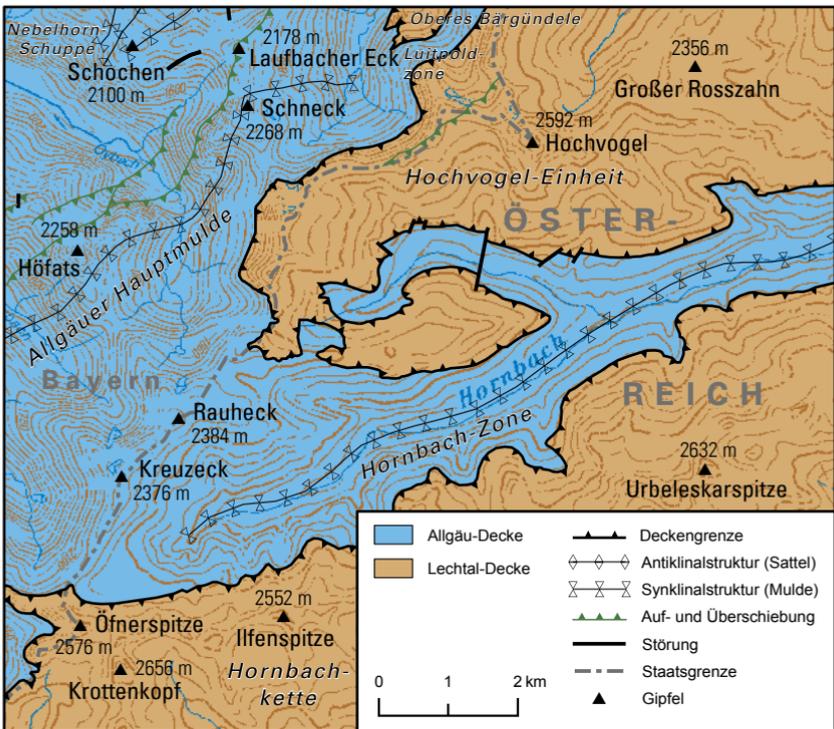


Abb. 20: Tektonische Karte der TK25 Nr. 8628 Hochvogel

Die Deckenbewegungen im Ostalpin und damit auch in den Nördlichen Kalkalpen waren in der frühen Oberkreide zunächst nach NW, im Alttertiär nach N bis NE gerichtet (u. a. AUER & EISBACHER 2003). Die von RATSCHBACHER (1983, 1986) aufgestellte Hypothese eines kreidezeitlichen, in westlicher Richtung abgelaufenen Deckenbaues der Ostalpen wurde zwar von TOLLMANN (1987) abgelehnt, jedoch weisen besonders in der Lechtal-Decke kleinere und größere Falten mit etwa SW- bis WSW-streichenden Faltenachsen neben vielen N- bis NNE-vergenten Falten auf Blatt Hochvogel auf beide genannten Einengungsrichtungen hin.

Ein weiteres Phänomen ist das generelle NE- bis NNE-Streichen von Allgäu- und Lechtal-Decke im deutschen Anteil von Blatt Hochvogel, die weiter östlich und westlich dagegen einen mehr oder weniger ENE-gerichteten Verlauf zeigen. Grund hierfür ist eine aus einer intensiven, internen Decken- und Schuppenstapelung des Helvetikums hervorgegangene, aus dem Untergrund weit überragende Aufdomung des Helvetikums (Vorarlberger-Allgäuer Decken-Brachyantikline; SCHWERD et al. 1995). Deren im Iller-Bereich nach E weisendes Abtauchen führt hier zu einem gegen N gerichteten Eindrehen der hangenden tektonischen Einheiten (vgl. TOLLMANN 1976b).

4.1 Allgäu-Decke

Die Allgäu-Decke liegt auf Blatt Hochvogel in Form eines großen, SW–NE-streichenden Synklinoriums aus Obertrias-, Jura- und Kreide-Sedimenten (Hauptdolomit bis Tannheim-Formation) vor. Als Synklinorium bezeichnete RICHTER (1924) den Streifen von Jura- und Kreide-Gesteinen, der von der Bregenzerach bis ins Tannheimer Tal zunächst dem Allgäuer Hauptkamm, dann den Hauptdolomit-Gebieten des Hochvogels und des Schwarzwasser-Tals vorgelagert ist (siehe JACOBSSHAGEN 1957, TOLLMANN 1970, 1976a). Nach TOLLMANN (1976a) sind hier nicht weniger als zehn, teilweise im Streichen weithin beobachtbare und im Kartengebiet zum Teil über 5 km Distanz verfolgbare Antiklinalen (Sättel) und Synklinalen (Mulden) gebündelt. Größe und Gestalt der Falten wechseln in der Allgäuer Hauptmulde erheblich. Ihren Kern zeigt die Doppelmulde im Höfats-Bereich. Das Synklinorium biegt nördlich des Oytales zunächst in nördliche, dann wieder in nordnordöstliche Richtung ein und wird zunehmend eingeengt, so dass im Bereich Schneck–Rotkopf–Laufbacher Eck der Faltenbau im Nordteil des Kartenbereiches teilweise in

enge Verschuppung übergeht. Nach NW folgen im Liegenden der Allgäu-Formation obertriassische Schichtfolgen. Diese zeigen im Blattgebiet vor allem im Bereich des Schochen und Lachenkopfes ebenfalls noch klare Faltung und bilden den nordwestlichen Randbereich der Allgäuer Hauptmulde. Von dieser zweigt in der Blattmitte zwischen Krottenspitzen und Hornbachjoch die in der Geologischen Karte nicht abgebildete **Hornbach-Zone** in östlicher Richtung auf österreichisches Gebiet ab; letztere ist ebenfalls in Faltenzüge aus Obertrias- und Jura-Gesteinen gegliedert.

Östlich des obersten Oytales beginnt eine verfaltete, in breitem Streifen inverse Schichtfolge der Allgäu-Decke, die sich bis jenseits des Stierbachtals fortsetzt und von der Kössen- bis Ammergau-Formation reicht.

Die Allgäu-Formation ist im Liegenden der Deckengrenze zur überlagernden Lechtal-Decke partienweise tektonisch stark verformt. So ist die Allgäu-Formation am Überschiebungskontakt im Bereich des Hornbachjoches bereichsweise völlig zerschert (Abb. 21, G 3), wobei Hartbänke vielfach intensiv in Phakoide zerlegt sind. In manchen Bereichen, z. B. südlich der Schönberghütte nordöstlich des Großen Wilden, stößt sie von unten stumpfwinkelig bis nahezu senkrecht gegen die Deckengrenze.



Abb. 21: Völlig zerscherte Allgäu-Formation im Kontakt zur Überschiebung der Lechtal-Decke nördlich des Hornbachjochs

4.2 Lechtal-Decke

Die Lechtal-Decke reicht mit den Hauptdolomit-Zügen des Allgäuer Hauptkammes von E gerade noch über die deutsch-österreichische Grenze in den deutschen Anteil des Kartenblattes Hochvogel (Abb. 22). Die Öffnerspitze und die Krottenspitzen bilden das westliche Ende der ebenfalls großenteils aus Hauptdolomit aufgebauten **Hornbachkette** auf österreichischem Gebiet. Die im Allgäuer Hauptkamm gelegene Jochspitze kennzeichnet den Beginn der bis über die nördliche Blattgrenze hinausreichenden **Hochvogel-Einheit** der Lechtal-Decke, die ebenfalls hauptsächlich aus Hauptdolomit besteht. Auf der Westseite der Wilder-Gruppe ist die hier nach WNW gerichtete Überschiebung der Hochvogel-Einheit nur nahe dem Hornbachjoch aufgeschlossen, ansonsten wird sie durch ausgedehnte Schuttfächer verhüllt. Erst nordwestlich des Großen Wilden tritt sie wieder zutage, hier als flach SE-fallende Überschiebung. In den Hauptdolomit sind vom Vorderen Wilden nach NE Kössen-Formation und Oberrhätkalk eingelagert, die im Bereich der Balkenscharte östlich des Wiedemerkopfes eine Mulde innerhalb des Hauptdolomits anzeigen. Weiter nach W, östlich und südwestlich des Kreuzkopfes, scheint die Front der Lechtal-Decke dann eine liegende Mulde mit Kössen-Formation und Oberrhätkalk im Kern zu bilden. Dies zeigt auch der Nachweis geopetaler Sedimentgefüge in den tiefen Partien des Hauptdolomits unmittelbar über den Störungsbreccien (HÜCKEL & JACOBSHAGEN 1961) an der Deckengrenze. Die Mulde ist zwischen Vorderer Wilder und Kreuzkopf durch eine deckeninterne Überschiebung gekappt.

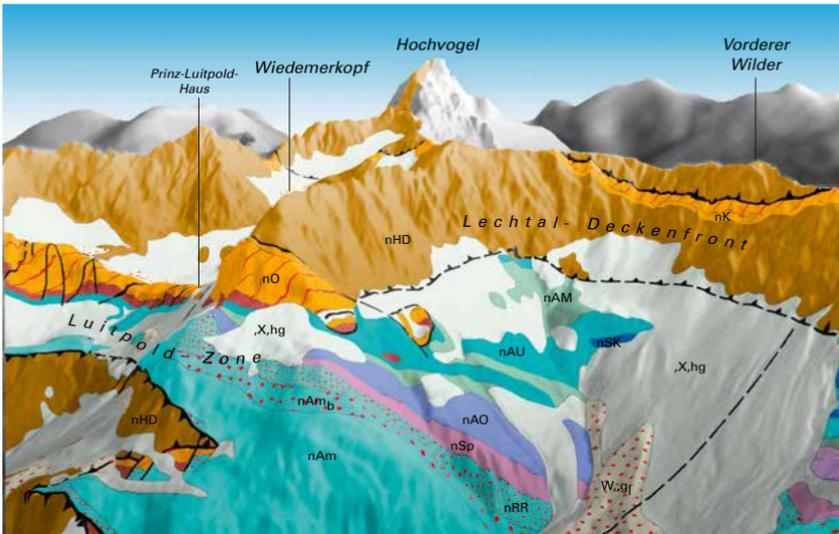
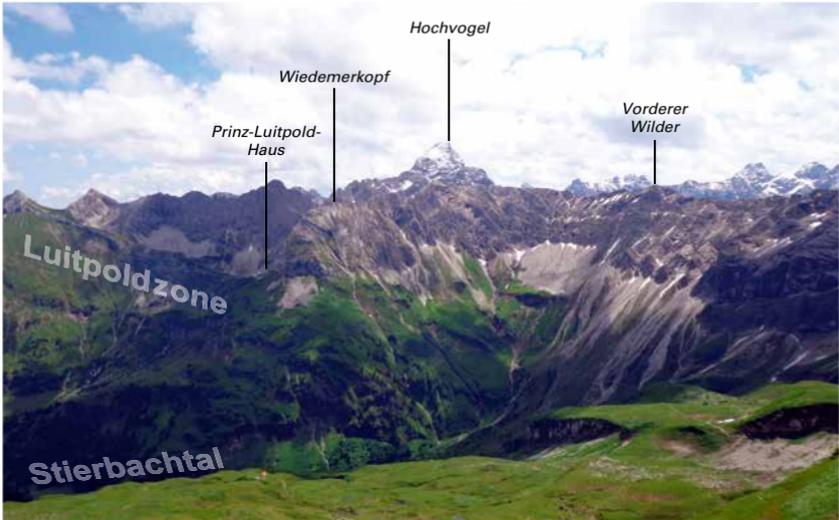


Abb. 22: Oben: Blick vom Laufbacher Eck über das weite obere Stierbachtal hinweg zum Hochvogel-Massiv, dessen helle Hauptdolomit-Wand gleichzeitig die Front der Lechtal-Decke darstellt. Die Luitpoldzone ist gut als begrünter, seicht schräg aufwärts ziehender Streifen sichtbar. Unten: Schrägansicht der Geologie von Luitpoldzone und Lechtal-Deckenfront (Geobasisdaten © Bayerische Vermessungsverwaltung)

Die Überschiebung der Lechtal-Decke auf die Allgäu-Decke ist am Hornbachjoch sowie nördlich des Großen Wilden bis südöstlich der Schönberghütte und westlich des Kreuzkopfes aufgeschlossen (Abb. 23). Sie ist messerscharf ausgebildet und fällt überwiegend flach nach S–SSE ein. Direkt unter der Deckengrenze treten hier wie auch andernorts Hauptdolomit-Schürflinge in der Allgäu-Formation auf.



Abb. 23: Überschiebung von mäßig gebanktem, hellgrauem Hauptdolomit der Lechtal-Decke über dunkle Mergel- und Kalksteine der Allgäu-Formation der Allgäu-Decke südwestlich des Wiedemerkopfes

Ab dem Südwestfuß des Wiedemerkopfes nach NE ziehend grenzt die Lechtal-Decke an einer Abschiebung an die **Luitpoldzone** (Kap. 4.3; Abb. 22).

Im Hauptdolomit der Lechtal-Decke, besonders im Abschnitt Großer Wilder–Wiedemerkopf–Fuchskarspitze und von hier weiter nach N, zeigt sich eine intensive Groß- und Kleinfaltung mit Knick- und Spitzfalten. Dabei treten zwei Faltenachsen-Richtungen auf: 1) Faltenachsen um 110–130° Streichrichtung mit NNE- bis NE-vergenten wie auch SW-vergenten Falten und 2) Faltenachsen um 45–70° Streichrichtung mit NW- bis NNW-vergenten Falten, die älter sind. In der Südwestflanke des Wiedemerkopfes zeigt der Hauptdolomit

intensive Spezialfaltung mit vorwiegend NE-Vergenz. Im oberen Westteil dieses Berges findet sich dagegen eine liegende, NW-vergente Antiform und in der Nordwestflanke zeigt sich eine Überfaltung von NE-streichenden Falten durch große, SE-streichende, NE-vergente Falten.

NNW-vergente Falten im Hauptdolomit der Lechtal-Decke sind in der Westwand des Kreuzkopfes, in der West- wie Ostflanke des Wiedemerkopfes sowie in den Westwänden des Bergzuges von der Fuchskarspitze nach N gut zu erkennen. Diese Falten werden nach unten von der Deckengrenze gekappt. Der Hauptdolomit der Lechtal-Decke steht dabei aufgrund enger Faltung vielfach nahezu senkrecht auf der Deckengrenze.

4.3 Luitpoldzone – Grenzbereich Allgäu-/Lechtal-Decke

Nach der auf AMPFERER (1911, 1915) zurückgehenden Deckengliederung des Westabschnitts der Nördlichen Kalkalpen wurden Allgäuer Hauptmulde und Hornbach-Zone im österreichischen Blattanteil sowie die zwischen Wiedemerkopf und dem Oberen Bärigünde nach NE ziehende Jura-Zone der Allgäu-Decke zugerechnet, während die darauf überschobenen Komplexe (Allgäuer Hauptkamm, Hornbachkette im österreichischen Blattanteil sowie die Halbklippe des Oberen Bärigünde) als Teile der Lechtal-Decke angesehen werden (siehe auch BERTLE et al. 1969). Demgegenüber haben seit HAMANN & KOCKEL (1956) verschiedene Autoren aus den Lagerungsverhältnissen in der vom Wiedemerkopf nach NE ziehenden, aus inversen Jura-Gesteinen bis Kössen-Formation bestehenden Luitpoldzone und der nordwestlich unterhalb der Luitpoldzone auftretenden Bärigünde-Halbklippe (siehe unten) auf stratigraphische Verbindungen zwischen beiden Decken geschlossen („gebundene Tektonik“).

Die Luitpoldzone wurde lange Zeit als tektonisch deformierte, NW-vergente Mulde aus Rhät- und Jura-Gesteinen angesehen (z. B. HAMANN & KOCKEL 1956, BERTLE et al. 1969). Nach Ansicht beider Bearbeiterguppen soll diese Muldenstruktur nördlich außerhalb des Kartengebietes bei der Oberen Lichtalpe im Schwarzwassertal nach E ausheben. Die Deckengrenze zwischen Allgäu- und Lechtal-Decke sollte somit mit dem Hauptdolomit am Südoststrand der Luitpoldzone liegen. Auf ihrer Nordwestseite grenzt sie gegen den zur Lechtal-Decke gehörenden Hauptdolomit-Zug der Halbklippe des

Oberen Bärigünde (HAMANN & KOCKEL 1956, BERTLE et al. 1969), welcher nach NE rasch breiter werdend als sogenannte Sattelkopf-Halbklipe über den Blattrand nach N zieht (vgl. TOLLMANN 1976b). Eine Übersicht zu diesen nicht mehr auf Blatt Hochvogel reichenden, aber regional bedeutsamen tektonischen Strukturen gibt die Karte von KREUSS (2010).

Im Folgenden werden Teilgebiete der Luitpoldzone und ihres Umfeldes detailliert beschrieben und der Charakter des Grenzbereiches zwischen Allgäu- und Lechtal-Decke diskutiert.

4.3.1 Wiedemerkopf-Gebiet

Die kleinen Schuppen von Oberrhätalk, Adnet-Formation und in einer Schuppe auch Kössen-Formation westlich und südwestlich des Wiedemerkopfes stehen invers, ebenso wie der Oberrhätalk des Wiedemerkopfes und die nach NW talab folgende Jura-Serie. Diese Schuppen liegen tektonisch eingebettet in der Allgäu-Formation. Hangaufwärts wird der invers lagernde Oberrhätalk der Allgäu-Decke durch die den Wiedemerkopf nach ENE querende Luitpold-Abschiebung abgeschnitten. Diese kleinen, invers gelagerten Schuppen sind die einzigen dieser Art im Bereich um den Wiedemerkopf; ihr Vorkommen lässt unterschiedliche Interpretationen zu:

Einerseits könnten sie darauf hindeuten, dass der der Allgäu-Decke angehörende, inverse Oberrhätalk-Block samt Adnet-Formation des Wiedemerkopfes und vielleicht auch seine östliche Fortsetzung tektonisch ein Stück weit gegen die ebenfalls invers unterlagernde Allgäu-Formation nach NW–N verschoben wurde und dabei Teile seiner invers lagernden, basalen Gesteine abgeschert und in die invers unterlagernde Allgäu-Formation eingewalzt wurden.

Andererseits sind in der mittleren Oberrhätalk-Schuppe südwestlich des Wiedemerkopfes über dem inversen Oberrhätalk neben Kössen-Formation auch wenige Meter Plattenkalk oder Hauptdolomit zu finden. Dort hängt demnach, im Gegensatz zu den übrigen Schuppen, das stratigraphisch Liegende des Oberrhätalkes noch an, was dessen geringe Mächtigkeit zwischen Adnet- und Kössen-Formation als primär sedimentär erweist, im Gegensatz zum mächtigen Oberrhätalk des Wiedemerkopfes. Es könnte demnach also auch möglich sein, dass all diese Schollen aus einer Zone geringmächtigen

Oberrhätkalkes stammen und bei Allgäu-Decken-internen Bewegungen in die Allgäu-Formation eingewalzt wurden.

Die als Luitpold-Abschiebung bezeichnete, tektonische Störungszone steht, wie vor allem auf der West- und Ostseite des Wiedemerkopfes durch steile Rinnen markiert gut zu sehen (Abb. 24, Titelfoto) (vgl. BERTLE et al. 1969), mit ca. 70° steil nach SSE einfallend und setzt sich durch den Nordteil des ganzen Wiedemerkopfes aus einer Vielzahl von glatten, planebenen Flächen zusammen. Hauptdolomit und geringmächtiger Plattenkalk südlich der Störungszone gehören zum Nordrand der Lechtal-Decke und werden an dieser Störungszone (vom Prinz-Luitpold-Haus aus gut erkennbar) von der Wiedemerkopf-Nordflanke nach NE herunter in Richtung auf das Prinz-Luitpold-Haus sukzessive amputiert (vgl. BERTLE et al. 1969). Die Kössen-Formation bildet im Bereich des Wiedemerkopfes zwischen Hauptdolomit und Plattenkalk der Lechtal-Decke sowie dem nördlich folgenden, sehr mächtigen Oberrhätkalk der Allgäu-Decke nur bis einige Meter mächtige Scherlinge aus typischen Mergel- und Kalksteinen. Vor allem die Mergel sind hier stark zerschert und treten vielfach linsig zwischen Kalkbänken auf. Bei Annahme einer so extrem engen Deckenfaltung, wie sie schematisch bei TOLLMANN (1976b: 131) und im Profil D–D' der GK25 dargestellt ist, muss die Deckengrenze bei der unterschiedlich kompetent reagierenden Abfolge Hauptdolomit–Kössen-Formation–Oberrhätkalk durch zusätzliche Bewegungsflächen überprägt worden sein. Leider konnten in den zugänglichen Bereichen der Störung keine Bewegungsindikatoren gefunden werden. Der nördlich anschließende Oberrhätkalk macht die gewaltige Faltung im Hauptdolomit nicht mit, sondern fällt steil nach S ein.

Der ebenfalls mit 70–80° nach SE einfallende Abbruch des Oberrhätkalkes gegen den See südlich des Prinz-Luitpold-Hauses liegt in Verlängerung der Abschiebung im Wiedemerkopf und deutet so die Fortsetzung der Luitpold-Abschiebung an.



Abb. 24: Der Wiedemerkopf von Osten mit intensiver Faltung des Hauptdolomits der Lechtal-Decke, rechts daneben der tiefe, durch die Luitpold-Abschiebung entstandene Einschnitt und rechts davon mächtiger, inverser Oberrhätalk der Allgäu-Decke; im Vordergrund Prinz-Luitpold-Haus auf Fortsetzung des Oberrhätalkes nach Nordosten; rechts im Hintergrund das Himmelhorn und darunter das Himmeleck aus Jura-Gesteinen der Allgäu-Decke

4.3.2 Gebiet zwischen Prinz-Luitpold-Haus und nördlicher Blattgrenze

Nach einer Unterbrechung durch Schutt westlich des Prinz-Luitpold-Hauses setzt der inverse Oberrhätalk mit hier unterlagernder Adnet-Formation westlich des Prinz-Luitpold-Hauses wieder ein und sinkt dann, gestaffelt an Querbrüchen, nach NE ab. Östlich anschließend steigt die Obergrenze des Oberrhätalkes in inverser Lagerung und immer mit Adnet-Formation im stratigraphisch Hangenden bis zur nördlichen Blattgrenze auf über 2.000 m ü. NN an. Hangabwärts folgt, wie schon um den Wiedemerkopf herum, eine inverse, bis in die Ammergau-Formation reichende Jura-Folge. Auffällig ist, dass diese Jura-Folge südwestlich bis nordwestlich des Wiedemerkopfes in ihrem verfalteten und gestörten Zustand eine große Mächtigkeit erreicht, weiter nach NE aber, möglicherweise auch durch Allgäu-Decken-interne Tektonik, deutlich geringmächtiger wird.

Der Oberrhätalk und mit ihm sein Unterlager sind zwischen Prinz-Luitpold-Haus und nördlicher Blattgrenze intensiv durch eine große Zahl von konjugierten, steil stehenden, etwa NE–ESE- und SE–S-streichenden Störungen durchsetzt, an denen sich Horste und Gräben sowie Seitenverschiebungen entwickelten. In den Gräben hat sich dem Oberrhätalk invers aufliegende Kössen-Formation erhalten, die im SW mit nur wenigen Metern Mächtigkeit aufgeschlossen ist, gegen den nördlichen Blattrand nach Profil-Konstruktion bis etwa 60 m mächtig wird. Stellenweise ist die Kössen-Formation dort an steil NNE- bis NNW-fallenden Störungen lokal von Oberrhätalk überschoben. Eine Fortsetzung der Bruchtektonik aus dem Oberrhätalk in die südlich folgende Lechtal-Decke ist jedoch nicht recht zu erkennen.

Der am Nordostrand mit 40–50° nach SE einfallende, sich von SE bei etwa 1.880 m ü. NN gegen den Jubiläumsweg erstreckende Nordflügel einer Hauptdolomit-Synklinale reicht nach NE bis etwa 20 m an den inversen Oberrhätalk heran. Nach S biegt dieser Hauptdolomit im unteren Teil der Fuchskarspitzen-Nordflanke in steiler bis nach SE überkippter Lagerung in die Höhe. Er gehört zu einer lokalen, aufrecht stehenden, nach N überkippten Mulde, deren steil inverser Südflügel sich im unteren Teil der Nordwestabstürze der Fuchskarspitze bis nahe dem nördlichen Blattrand gut verfolgen lässt. Nur wenig nordöstlich vom genannten Nordflügel dieser Muldenstruktur war unterhalb des Jubiläumsweges über dem inversen Oberrhätalk Kössen-Formation mit steil nach SE einfallenden Schichten aufgeschlossen, die klar unter den aufrecht stehenden Hauptdolomit des Nordendes der Mulde zieht.

Die Kössen-Formation der Luitpoldzone gehört somit durch ihre bereichsweise klar aufgeschlossene, sedimentäre, inverse Auflagerung auf gleichfalls invers lagerndem Oberrhätalk zur Allgäu-Decke (vgl. HEISSEL 1958) – konträr u. a. zu den Interpretationen von MÜLLER-WOLFSKEIL & ZACHER (1984). Die Luitpold-Abschiebung verläuft hier zwischen inverser Kössen-Formation und aufrecht stehendem Nordende der genannten Mulde im Hauptdolomit.

Diese, mit Nord- und Südflügel vollständige, nordvergente, aufrecht stehende lokale Mulde (mit mäßig steil nach NE einfallender Faltenachse) wird nach NE entlang der Luitpold-Abschiebung zunehmend amputiert (sinngemäß bereits bei BERTLE et al. 1969 beschrieben): In dem bei 2.200 m ü. NN nach WNW gerichteten Felsvorsprung tritt nur noch der inverse Südflügel dieser Mulde mit seiner Folge von Hauptdolomit–Plattenkalk-jüngerer Teil der

Kössen-Formation auf. Dieser jüngere, fast nur aus Kalkbänken mit teils reichlich Muschelschill-Lagen bestehende Teil der Kössen-Formation grenzt hier an der Luitpold-Abschiebung gegen ebenfalls inverse, ältere, mergelreiche Partien der Kössen-Formation der Allgäu-Decke. Hier, wie im Bereich des nördlichen Wiedemerkopfes, besteht also eine „Scheinserie“ im Sinne von TOLLMANN (1972).

Die Luitpold-Abschiebung schneidet, von der Westseite des Wiedemerkopfes her kommend, demnach schräg durch die geologischen Einheiten. Dabei wird die Kössen-Formation nach NE immer vollständiger, die genannte Hauptdolomit-Mulde in der Nordflanke des Fuchskarspitz-Massivs wird dagegen immer stärker amputiert.

Im Gebiet zwischen „Im Täle“ bis zur „Glasfelderscharte“, knapp nördlich außerhalb des Blattgebietes, beschreiben MÜLLER-WOLFSKEIL & ZACHER (1984) tektonische Breccien zwischen Oberrhätalk und Kössen-Formation, die den Verlauf der Deckengrenze unterstreichen; diese waren im Blattgebiet nicht zu finden. Dafür treten hier über dem stratigraphisch älteren Teil des Oberrhätalkes wohl jungtertiäre oder quartäre, sedimentäre Breccien und Konglomerate auf. Weiter oben, etwa 100 m westlich der Bockarscharte (nördlich außerhalb des Blattgebietes) findet sich bereichsweise flächenhaft zementierter Verwitterungsschutt.

4.3.3 Bärgündele-Halbklippe

Die Bärgündele-Halbklippe, im weiteren Umfeld der Oberen Bärgündele-Alpe gelegen, zieht von N in das Blattgebiet und stellt das Südwestende der Sattelkopf-Halbklippe dar. Sie ist an ihrem Südwestende in zwei in sich zerlappte Teilhalbklippen aufgespalten, wobei die südliche, höher liegende um etwa 200 m weiter nach SW vorspringt (Abb. 25). Die Klippen enden nach SW tektonisch erosiv über inverser Ruhpolding- und Ammergau-Formation.

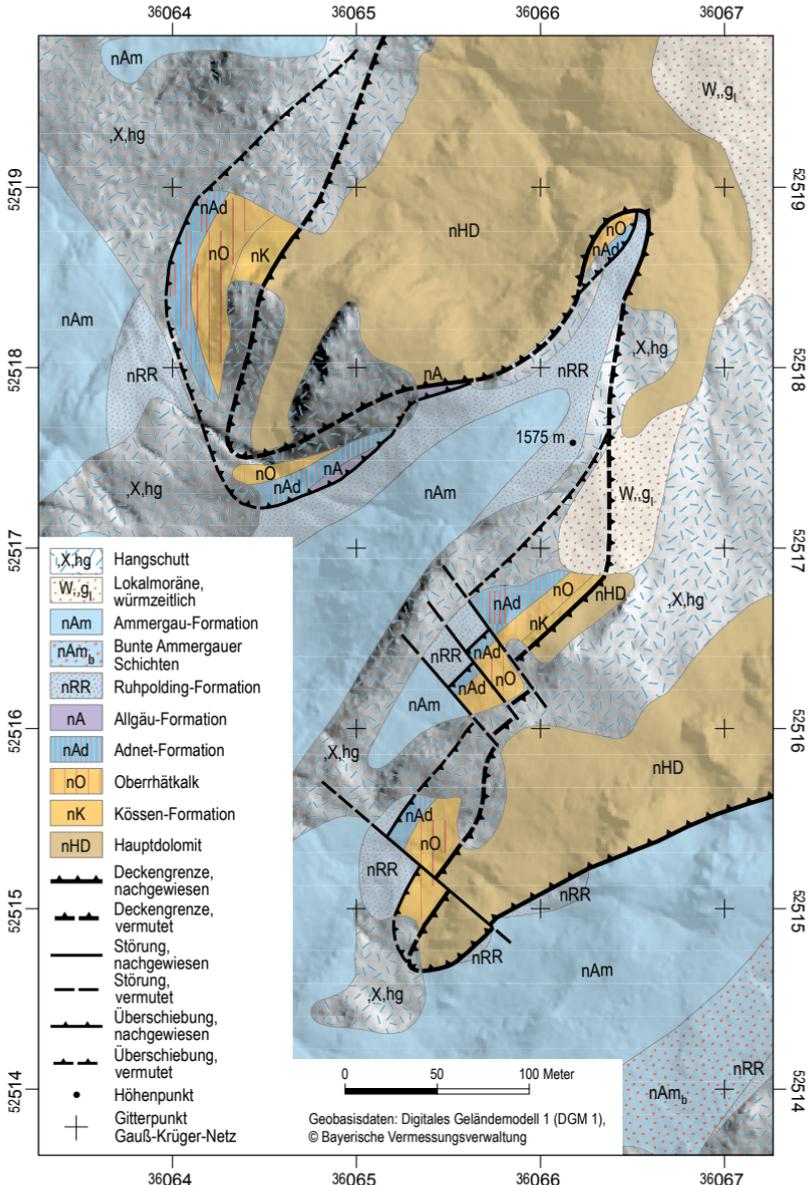


Abb. 25: Geologische Detailkarte der Bärgündele-Halbklippe nördlich des Wiedemerkopfes

Die Bärgünde-Halbklipe setzt sich zum größten Teil aus steil NNW- bis SE-fallendem, bereichsweise auch saigerem Hauptdolomit zusammen – der bei BERTLE et al. (1969) erwähnte Plattenkalk wurde nicht gefunden – und liegt auf der inversen Serie der Allgäu-Decke östlich oberhalb des Stierbaches. Vor allem auf der West-, stellenweise auch auf der Ostseite der unteren Teilhalbklipe sowie auf der Westseite der oberen Teilhalbklipe treten unter dem Hauptdolomit Kössen-Formation, Oberrhätalk und Adnet-Formation auf. Die nur einige Meter mächtig aufgeschlossene Kössen-Formation unter der unteren Teilhalbklipe lagert dabei diskordant zu Hangendem wie Liegendem und ist tektonisch stark deformiert. Der nach W darunter folgende Oberrhätalk samt anhängender Adnet-Formation fällt – entgegen dem steil stehenden Hauptdolomit darüber – flach unter die Kössen-Formation ein (vgl. TOLLMANN 1973) und grenzt seinerseits nach SW an die Ruhpolding-Formation der Allgäu-Decke.

Direkt vor dem hier mittelsteil nach N einfallenden, eine flache Synform bildenden Hauptdolomit der südlichen Stirn der unteren Teilhalbklipe treten in einem Graben intensiv tektonisierte, geringmächtige, teils spindelige Schollen von Oberrhätalk, Adnet-Formation und eine schwächliche Linse von Allgäu-Formation auf (Letztere bereits bei BERTLE et al. 1969 erwähnt). Nach S grenzen sie tektonisch an Ruhpolding-Formation der Allgäu-Decke. An der Ostseite der unteren Teilhalbklipe tritt stellenweise geringmächtiger Oberrhätalk samt Adnet-Formation auf, teilweise an Ruhpolding-Formation grenzend. Vom unteren, westlichen Teil der unteren Teilhalbklipe zum oberen, östlichen Abschnitt zeigt sich also unter dem an seinem Südende flacher nach N einfallenden, ansonsten sehr steil stehenden Hauptdolomit eine Art umlaufendes Streichen der jüngeren Schichten. Das bedeutet, dass vor allem Oberrhätalk und Adnet-Formation in zusammenhängenden Partien invers stehen.

Die obere Teilhalbklipe führt nur an ihrer unteren, nach NW gewandten Seite inverse Kössen-Formation (BERTLE et al. 1969), Oberrhätalk und Adnet-Formation. Diese Schichten werden von einer Reihe von Querstörungen mit unterschiedlichen Versatzbeträgen durchschlagen und grenzen ihrerseits in vielen Bereichen an invers unterlagernde Ruhpolding-Formation der Allgäu-Decke. Die SE-gewandte, obere Seite zeigt nur an der Südspitze kleine Radiolarit-Vorkommen in direktem Kontakt mit Hauptdolomit. Hier haben sich, zumindest an der Oberfläche, Kössen-Formation, Oberrhätalk und Adnet-Formation

gänzlich verloren. Weiter nach NE grenzt der Hauptdolomit bis zum nördlichen Blattrand in steiler Stellung nur noch direkt an Ammergau-Formation der Allgäu-Decke. Beide Schichtglieder sind im Kontaktbereich bereichsweise tektonisch stark deformiert.

Der Raum zwischen unterer und oberer Teilhalbklipe wird durch eine inverse, nach N unter Hauptdolomit abtauchende Antiform aus inverser Ruhpolding-Formation und im Sattelzentrum ausstreichender, inverser Ammergau-Formation der Allgäu-Decke ausgefüllt.

Der tektonisch vielfach intensiv überprägte Hauptdolomit zeigt nahezu überall eine gänzlich andere Lagerung, als die darunter folgenden, überall invers liegenden Obertrias- und Unterjura-Schichten. Zudem fehlt – bis auf eine kleine Linse – die gesamte Allgäu-Formation, während sie nördlich des Wiedemerkopfes zwar geringmächtig, aber mehr oder minder vollständig auftritt. Ferner ist auch die Ruhpolding-Formation unter der Bärigünde-Halbklipe in einigen Bereichen in ihrer Mächtigkeit reduziert.

Das Fehlen von Allgäu-Formation zwischen Oberrhätkalk mit invers darunter folgender Adnet- und Ruhpolding-Formation im Bereich der beiden Bärigünde-Teilhalbklipen wird von BERTLE et al. (1969) als primär sedimentär gedeutet; demnach soll die unter dem Hauptdolomit vielfach auftretende Obertrias-Unterjura-Folge ebenfalls zur Lechtal-Decke gehören. Es spricht aber vieles dafür, dass es durch die intensive Deckenfaltung im Sinne TOLLMANN'S (1973) und dadurch bedingten, vielfachen Relativbewegungen zwischen den Schichten zu der beschriebenen tektonischen Disharmonie zwischen den Schichtpaketen der Bärigünde-Halbklipe sowie teilweiser tektonischer Erosion des Unterlagers während der Deckenbewegungen kam, und nur der Hauptdolomit der Bärigünde-Halbklipe einen Teil der Sattelkopf-Halbklipe und damit der Lechtal-Decke bildet (TOLLMANN 1973). Das Zustandekommen der beschriebenen, tektonisch stark gestörten Abfolgen der Bärigünde-Halbklipe erscheint jedoch aufgrund ihrer geologischen Komplexität noch nicht sicher geklärt.

5 Geologische Aufschlüsse, Geotope

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

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

A 1 [BIS 8628AG015001]: Felsfreistellungen am Wanderweg S Schochen
Lage: R 36 02 776, H 52 51 385; Geländehöhe: 1.980 m ü. NN

Am Wanderweg vom Edmund-Probst-Haus zum Laufbacher Eck ist im Bereich des Schochen eine Abfolge von Hauptdolomit bis Adnet-Formation aufgeschlossen (Abb. 6): Unterhalb des Weges geht Hauptdolomit in geringmächtigen Plattenkalk über, darüber folgen Mergel- und Kalksteine der Kössen-Formation, die zum Teil mit dem überlagernden, massigen Oberrhätkalk verzahnen; rötliche Kalksteine der Adnet-Formation sind als Lesesteine zu finden und im Gipfelbereich des Schochen anstehend erkennbar.

A 2 [BIS 8628AG015005]: Felsfreistellungen am Wanderweg SW Laufbacher Eck
Lage: R 36 04 177, H 52 51 417; Geländehöhe: 2.064 m ü. NN

Hier stehen teilweise isoklinal verfaltete, graue bis rötlich-violette Kalkmergelsteine der Ammergau-Formation (einschließlich Bunte Ammergauer Schichten) sowie karminrote Radiolarite der Ruhpolding-Formation an.

A 3 [BIS 8628AG015010]: Böschung W Käseralpe am Wanderweg zum Älpelesattel

Lage: R 36 03 076, H 52 48 145; Geländehöhe: 1.455 m ü. NN

Die Spatkalk-Schichten der Oberen Allgäu-Formation sind hier dünn- bis mittelbankig ausgebildet und deutlich verfaultet (Abb. 26).



Abb. 26: Dünnbankige, verfaultete Spatkalk-Schichten am Wanderweg zum Älpelesattel

A 4 [BIS 8628AG015013]: Tobel W Käseralpe am Wanderweg zum Älpelesattel

Lage: R 36 03 077, H 52 48 089; Geländehöhe: 1.468 m ü. NN

Am Wanderweg von der Käseralpe zum Älpelesattel durchquert man die Obere Allgäu-Formation vom Hangenden ins Liegende. Im Tobel steht eine dünn- bis mittelbankige Abfolge von braun bis dunkelocker gefärbten Kalk- und Mergelkalksteinen mit Tonmergel-Zwischenlagen des oberen Teils der Oberen Allgäu-Formation an.

A 5 [BIS 8628AG015011]: Böschung am Wanderweg zum Älpelesattel
Lage: R 36 03 087, H 52 47 992; Geländehöhe: 1.479 m ü. NN

Der mergel-dominierte, mittlere Teil der Oberen Allgäu-Formation ist geprägt durch zum Teil stark verfaltete, braungraue bis schwärzlichgraue Mergelkalksteine mit einzelnen Kalk-Intraklasten oder -Linsen.

A 6 [BIS 8628AG015012]: Böschung am Wanderweg zum Älpelesattel
Lage: R 36 02 942, H 52 47 814; Geländehöhe: 1.541 m ü. NN

Dünnbankige Mergelkalk- und Kalksteine dominieren im unteren Teil der Oberen Allgäu-Formation; stellenweise mit größeren Sparit- und Kalk-Klasten.

A 7 [BIS 8628AG015021]: Felsfreistellung am Oberen Jochgern
Lage: R 36 02 851, H 52 47 481; Geländehöhe: 1.707 m ü. NN

Graue, fleckige Kalksteine bilden den „Epsilonkalk“ der Mittleren Allgäu-Formation, der hier als Härtling hervortritt (Abb. 13).

A 8 [BIS 8628AG015020]: Kleine Felsfreistellung am NW-Grat des Rauheck
Lage: R 36 02 591, H 52 47 396; Geländehöhe: 1.797 m ü. NN

„Epsilonkalk“ der Mittleren Allgäu-Formation im Typusprofil der Allgäu-Formation.

A 9 [BIS 8628AG015019]: Kleine Felsfreistellung am NW-Grat des Rauheck
Lage: R 36 02 651, H 52 47 253; Geländehöhe: 1.845 m ü. NN

Innerhalb des Typusprofils nur kleinräumig aufgeschlossen ist die Mittlere Allgäu-Formation mit charakteristisch braungrauen bis braungraublauen Mergelkalk- und Mergelsteinen, die stark verfaltet sind.

A 10 [BIS 8628AG015018]: Kleine Felsfreistellung am NW-Grat des Rauheck
Lage: R 36 02 978, H 52 46 684; Geländehöhe: 2.094 m ü. NN

Die dunkelbraungrauen, kleinstückig verwitternden Manganschiefer der Mittleren Allgäu-Formation zeigen oft typische blauglänzende Oberflächen.

A 11 [BIS 8628AG015016]: Felsfreistellung am NW-Grat des Rauheck
Lage: R 36 03 318, H 52 46 182; Geländehöhe: 2.335 m ü. NN

In den verfalteten Kalksteinen mit geringmächtigen Mergel-Zwischenlagen im oberen Teil der Unteren Allgäu-Formation lassen sich gelegentlich Belemniten finden (Abb. 11).

G 1 [BIS 8628GT000002]: Hauptdolomit-Falten am Wiedemerkopf
[Nummer 780A031 im Geotopkataster Bayern](#)
Lage: R 36 07 131, H 52 51 172; Geländehöhe: 2.000 m ü. NN

Der Wiedemerkopf besteht zum Großteil aus Hauptdolomit, der während der Obertrias in einer Lagune mit geringer Wasserzirkulation und hoher Salinität abgelagert wurde. Da der Hauptdolomit stark zerklüftet ist, zerfällt er in kleine Stücke, die an den Bergflanken große Schuttfächer bilden. Der Scheitel einer nahezu liegenden Falte weist nach NW, der Hauptrichtung des alpidischen Deckenschubes in dieser Region (Abb. 24).

G 2 [BIS 8628GT000001, 8628AG015014]: Stuibenfall im Oytal
[Nummer 780A029 im Geotopkataster Bayern](#)
Lage: R 36 03 542, H 52 48 995; Geländehöhe: 1.280 m ü. NN

An einer Wand aus verfalteten, vorwiegend dünnbankigen, roten und schwarzen Radiolariten der Ruhpolding-Formation fällt der Stuibenfall 25 m in die Tiefe (Abb. 27).



Abb. 27: Stuibenfälle im Oytal

G 3 [BIS 8628GT000003]: Deckengrenze am Hornbachjoch

Nummer 780A032 im Geotopkataster Bayern

Lage: R 36 04 829, H 52 47 422; Geländehöhe: 2.020 m ü. NN

Am Hornbachjoch ist die flach liegende Überschiebung der Deckengrenze zwischen Allgäu- und Lechtal-Decke aufgeschlossen (Abb. 28).



Abb. 28: Sehr schön erschlossen ist die Grenze zwischen überschiebender Lechtal-Decke und überschobener Allgäu-Decke unweit des Hornbachjochs an den Jochspitzen: Hier überlagert in scharfer Grenze obertriassischer Hauptdolomit die unterjurassische Untere Allgäu-Formation.

G 4 [BIS 8628GT000004]: Typlokalität der Allgäu-Formation zwischen Falkenberg und Rauheck

Nummer 780A033 im Geotopkataster Bayern

Lage: R 36 02 891, H 52 46 947; Geländehöhe: 2.040 m ü. NN

Zentraler Punkt des Typusprofils der Allgäu-Formation. Sie ist auf einer Strecke von über 2 km am Grat zwischen Falkenberg und Rauheck mit Mergelkalk- und Mergelsteinen an einem Wanderweg aufgeschlossen.

6 Literatur

- AMPFERER, O. (1911): Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Garda-See. – Jb. k. k. Geol. Reichsanst., **61**: 531–710, Wien.
- AMPFERER, O. (1912): Über den Nordrand der Lechtaldecke zwischen Reutte und Trettachtal. – Verh. k. k. Geol. Reichsanst., **1912**: 334–335, Wien.
- AMPFERER, O. (1915): Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen. – Jb. k. k. Geol. Reichsanst., **64**: 307–326, Wien.
- AUER, M. & EISBACHER, G. H. (2003): Deep structures and kinematics of the Northern Calcareous Alps (TRANSALP Profile). – Int. J. Earth Science (Geol. Rundsch.), **92**: 210–227, Berlin.
- BAUMGARTNER, P. O. (1987): Age and genesis of Tethyan Jurassic Radiolarites. – Eclogae Geol. Helv., **80** (3): 831–879, Basel.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1996): Geologische Karte von Bayern 1 : 500 000. – 4. Aufl., mit Erläuterungen: 329 S., München.
- BERTLE, H., LEIN, R. & PIRKL, H. R. (1969): Der Deckenbau in Luitpoldzone und Bärgründele (Allgäuer Alpen). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **62**: 1–10, Wien.
- BODEN, K. (1935): Geologisches Wanderbuch für die bayerischen Alpen. – 458 S., Stuttgart (Enke).
- 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: PÁLFI, J. & OZSVÁRT, P. [Hrsg.]: Program, Abstracts and Field Guide. – 5th Field Workshop IGCP 458 Project: 10–11, Tata und Hallein.
- BÜRGIN, T. & FURRER, H. (2004): Fossile Knochenfische aus der Kössen-Formation (Obertrias, Rhaet) von Lorüns (Vorarlberg, Österreich). – Vorarlberger Naturschau, **14**: 67–86, Dornbirn.
- CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie – Stratotypen des Würm-Glazials. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **35**: 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.
- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Geotekt. Forsch.*, **58**: 217 S., Stuttgart.
- 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 Sci. J.*, **60** (2–3): 329–365, Hannover.
- EISBACHER, G. H. & BRANDNER, R. (1996): Superposed fold-thrust structures and high-angle faults, Northwestern Calcareous Alps, Austria. – *Eclogae Geol. Helv.*, **89** (1): 553–571, Basel.
- ENOS, P. & SAMANKASSOU, E. (1998): Lofer cyclothems revisited (Late Triassic, Northern Alps, Austria). – *Facies*, **38** (1): 207–227, Erlangen.
- FABRICIUS, F. H. (1966): Beckensedimentation und Rifffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. – *Internat. Sed. Petrogr. Series*, **9**: 143 S., Leiden (Brill).
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (2000): Late Jurassic to Eocene Paleogeography and Geodynamic Evolution of the Eastern Alps. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **92** (1999): 79–94, Wien.
- FLÜGEL, E. (2004): *Microfacies of Carbonate Rocks – Analysis, Interpretation and Application*. – 976 S., Berlin (Springer).
- FRUTH, I. & SCHERREIKS, R. (1984): Hauptdolomit – Sedimentary and Paleogeographic Models (Norian, Northern Calcareous Alps). – *Geol. Rundsch.*, **73** (1): 305–319, Stuttgart.
- GARRISON, R. E. (1967): Pelagic limestones of the Oberalm beds (Upper Jurassic – Lower Cretaceous), Austrian Alps. – *Bull. Can. Petr. Geol.*, **15**: 21–49, Calgary.

- 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. – Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ. **14**: 20–56, Tulsa.
- GAUPP, R. (1980): Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreide-Serien des Westteils der Nördlichen Kalkalpen. – Diss. Techn. Univ. München: 282 S., München.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H., FRISCH, W., KRZYSTYN, L., BLAU, J. & LEIN, R. (2009): Jurassic Tectonostratigraphy of the Austroalpine Domain. – J. Alpine Geology, **50**: 152 S., Wien.
- GERMANN, K. (1972): Verbreitung und Entstehung manganreicher Gesteine im Jura der Nördlichen Kalkalpen. – Tschermaks mineral. petrogr. Mitt., **17**: 123–150, Wien.
- GRADSTEIN, F., OGG, J. G., SCHMITZ, M. D. & OGG, G. M. (2012): The Geologic Time Scale 2. – 1.142 S., Amsterdam (Elsevier).
- GRUBER, A., PESTAL, G., NOWOTNY, A. & SCHUSTER, R. (2010): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50000 – Erläuterungen zu Blatt 144 Landeck. – 200 S., Wien (Geologische Bundesanstalt).
- GÜMBEL, C. W. (1861): Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – 948 S., Gotha (Perthes).
- HAAS, U. (2002): Tektonische und fazielle Untersuchungen zur Klärung des Deckenbaues zwischen Allgäu- und Lechtal-Decke vom Ammergebirge bis zu den Tannheimer Bergen. – Diss. Techn. Univ. München: 267 S., München.
- HAMANN, P. J. (1956): Die Geologie des Hochvogel-Gebietes in den Allgäuer Alpen. – Unveröff. Diss. Univ. Marburg: 179 S., Marburg.
- HAMANN, P. J. & KOCKEL, C. W. (1956): Luitpoldzone, Bärgele und das Ende der Lechtaldecke. – Geol. Rundsch., **45** (2): 204–213, Stuttgart.
- HANIEL, C. A. (1911): Die geologischen Verhältnisse der Südabdachung des Allgäuer Hauptkamms und seiner südlichen Seitenäste vom Rauhgern bis zum Wilden. – Z. Dtsch. Geol. Ges., **63**: 1–37, Berlin.
- HEISSEL, W. (1958): Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **50**: 95–132, Wien.

- HENRICH, R., HENRICH, C. & HIEKE, C. (2014): Hintersteiner Tal – Geologisch-Naturkundlicher Wanderführer. – 112 S., München (Pfeil).
- HEUBERGER, H. (1979): Zur Nomenklatur der Glazialablagerungen aus ostalpiner Sicht. – Verh. naturwiss. Ver. Hamburg, N. F., **23**: 93–100, Hamburg.
- HILLEBRANDT, A. VON & KMENT, K. (2011): Lithologie und Biostratigraphie des Hettangium im Karwendelgebirge. – In: GRUBER, A. [Hrsg.]: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2011 Achenkirch. – 17–38, Wien (Geologische Bundesanstalt).
- HOFMANN, T., MANDL, W. G., PERESSON, H., PESTAL, G., PISTOTNIK, J., REITNER, J., SCHARBERT, S., SCHNABEL, W. & SCHÖNLAUB, H. P. (1999): Rocky Austria – Eine bunte Erdgeschichte von Österreich. – 1. Aufl.: 63 S., Wien (Geologische Bundesanstalt).
- HORNUNG, T. (2007): The 'Carnian Crisis' in the Tethys realm – multistratigraphic studies and palaeoclimate constraints. – Diss. Univ. Innsbruck: 233 S., Innsbruck.
- HORNUNG, T. & ORTNER, H. (2011): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8341 Seegatterl, mit Erläuterungen. – Unveröff. Manuskript, Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- HÜCKRIEDE, R. (1958): Die Kreideschiefer bei Kaisers und Holzgau in den Lechtaler Alpen (Apt–Unteres Cenoman). – Verh. Geol. Bundesanst., **1958**: 71–86, Wien.
- HÜCKRIEDE, R. (1959): Trias, Jura und tiefe Kreide in den Lechtaler Alpen (Tirol). – Verh. Geol. Bundesanst., **1959**: 44–92, Wien.
- HÜCKEL, B. (1960): Geologie der Hornbachkette (Nordtirol). – Unveröff. Diss. Univ. Marburg: 92 S., Marburg.
- HÜCKEL, B. & JACOBSHAGEN, V. (1961): Geopetale Sedimentgefüge im Hauptdolomit und ihre Bedeutung für die tektonische Analyse der Nördlichen Kalkalpen. – Z. Dtsch. Geol. Ges., **113**: 305–310, Stuttgart.
- IPCC (2007): Climate Change – The Physical Science Basis. – Contrib. Working Group I Fourth Assess. Report IPCC: 996 S., Cambridge (Cambridge University Press).
- JACOBSHAGEN, V. (1957): Geologie des Hornbachgebiets und der Allgäuer Hauptmulde. – Unveröff. Diss. Univ. Marburg: 158 S., Marburg.

- JACOBSHAGEN, V. (1958): Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Jura-Fleckenmergel im südöstlichen Allgäu. – Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**: 208–226, Wiesbaden.
- JACOBSHAGEN, V. (1961): Der Bau der südöstlichen Allgäuer Alpen. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **113**: 153–206, Stuttgart.
- JACOBSHAGEN, V. (1963a): Geologische Karte Allgäuer und Lechtaler Alpen – Westblatt 1: 25000. – Unveröff. Manuskriptkarte, Marburg.
- JACOBSHAGEN, V. (1963b): Geologische Karte Allgäuer und Lechtaler Alpen – Ostblatt 1: 25000. – Unveröff. Manuskriptkarte, Marburg.
- JACOBSHAGEN, V. (1965): Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. – Jb. Geol. Bundesanst., **108**: 1–114, Wien.
- JACOBSHAGEN, V. (1975): Zur Struktur der südlichen Allgäuer Alpen. Gebundene Tektonik oder Deckenbau? – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **148**: 185–214, Stuttgart.
- JENKYN, H. C. (1970): Fossil Manganese Nodules from the West Sicilian Jurassic. – *Eclogae Geol. Helv.*, **63**: 741–774, Basel.
- JENKYN, H. C. (1971): Speculation on the Genesis of Crinoidal Limestones in the Tethyan Jurassic. – *Geol. Rundsch.*, **60**: 471–488, Stuttgart.
- JURGAN, H. (1969): Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. – *Geol. Rundsch.*, **58**: 464–501, Stuttgart.
- KOCH, K. E. (1959): Die Geologie des Gebirges östlich von Zürs. – Unveröff. Diss. Univ. Marburg: 151 S., Marburg.
- KRAINER, K., MOSTLER, H. & HADITSCH, J. G. (1994): Jurassische Beckenentwicklung in den Nördlichen Kalkalpen bei Lofer (Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Manganerz-Genese. – *Abh. Geol. Bundesanst.*, **50**: 257–293, Wien.
- KRAUS, E. (1932): Geologische Karte 1: 25000 Blatt 885 Oberstdorf. – *Geol. L.-untersuch.* Bayer. Oberbergamt, München.
- KREUSS, O. (2010): Geologische Karte der Republik Österreich 1: 50 000, Geofast-Blatt 114 Holzgau. – Wien (Geologische Bundesanstalt).

- KUHNERT, C. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1: 25 000, Blatt 8431 Linderhof. – 99 S., München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- LAGALLY, U., GLASER, S., JOBE, E., LOTH, G., MURR, A., SCHMID, H., SCHMID, W., SCHWERD, K., SIEBLITZ, S. & TEIPEL, U. (2009): Geotope in Schwaben. – Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz, 7: 160 S., Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- LÖHMANNSRÖBEN, R. (2006): Erstellung der Konzeptbodenkarte Blatt Nr. 8528 Hinterstein und 8628 Hochvogel im Maßstab 1: 25 000. – Unveröff. Bericht: 37 S., Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- MÜLLER-WOLFSKEIL, P. & ZACHER, W. (1984): Neue Ergebnisse zur Tektonik der Allgäuer und Vilser Alpen. – Geol. Rundsch., 73 (1): 321–335, Stuttgart.
- OSSWALD, K. (1925): Das Risserkogelgebiet. Geologie der Berge südlich Tegernsee. – Geogn. Jh., 37 (1924): 111–166, München.
- PILLER, W., EGGER, H., ERHART, C. W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRZYSTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G. W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H. P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Schichtenfolge von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- PLÖCHINGER, B. (1980): Die Nördlichen Kalkalpen. – In: OBERHAUSER, R. [Hrsg.]: Der geologische Aufbau Österreichs. – 218–264, Wien (Springer).
- POLESCHINSKI, W. (1989): Stratigraphie, Fazies und Sedimentologie der Seefelder Schichten im Raum Seefeld/Tirol. Ein potentiell Erdölmuttergestein aus dem Oberrhin der Nördlichen Kalkalpen. – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck: 197 S., Innsbruck.
- RAKUS, M. (1993): Early Liassic Ammonites from the Steinplatte-Kammerköhralm Area (Northern Calcareous Alps/Salzburg). – Jb. Geol. Bundesanst., 136 (4): 919–932, Wien.
- RATSCHBACHER, L. (1983): Strukturgeologische Daten aus dem Deckgebirge im Ostabschnitt der Ostalpen. – Jber. Hochschulschwerpt. 1983: 4, 15, 121–127, Graz.
- RATSCHBACHER, L. (1986): Kinematics of austro-alpine cover nappes: Changing translation due to transpression. – Tectonophysics, 125: 335–356, Amsterdam.
- REISER, K. (1920): Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. – Geogn. Jh., 33: 57–198, München.

- RICHTER, D. (1963): Geologie der Allgäuer Alpen südlich von Hindelang. – Beih. Geol. Jb., **48**: 45–128, Hannover.
- RICHTER, M. (1923): Beobachtungen am Nordrand der oberostalpinen Decken im Allgäu. – Verh. Geol. Bundesanst., **1923**: 162–176, Wien.
- RICHTER, M. (1924): Geologischer Führer durch die Allgäuer Alpen zwischen Iller und Lech. – 224 S., Berlin (Borntraeger).
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **67**: 165–193, Wien.
- SCHULZE, G. (1905): Die geologischen Verhältnisse des Allgäuer Hauptkammes von der Rotgund-Spitze bis zum Kreuzeck. – Geogn. Jh., **18**: 1–38, Kassel.
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1950): Geologie des Isargebietes im Bereich des Rissbach-Stollens und des geplanten Sylvenstein-Staubbeckens. – *Geologica Bavarica*, **4**: 1–55, München.
- SCHOLZ, H. (1995): Bau und Werden der Allgäuer Landschaft. – 305 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHRÖDER, J. (1927): Die Ammoniten der jurassischen Fleckenmergel in den bayerischen Alpen. – *Palaeontographica*, **68**: 111–232, Stuttgart.
- SCHUSTER, R., DAURER, A., KRENMAYR, H. G., LINNER, M., MANDL W. G., PESTAL, G. & REITNER, J. M. (2013): *Rocky Austria – Geologie von Österreich kurz und bunt*. – 3. Aufl.: 80 S., Wien (Geologische Bundesanstalt).
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997): Structural evolution of the central Northern Calcareous Alps. – *Eclogae Geol. Helv.*, **90**: 303–323, Basel.
- SCHWERD, K., HUBER, K. & MÜLLER, M. (1995): Tektonik und regionale Geologie der Gesteine in der Tiefbohrung Hindelang 1 (Allgäuer Alpen). – *Geologica Bavarica*, **100**: 75–115, München.
- 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.
- TOLLMANN, A. (1970): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 3. Teil: der Westabschnitt. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **62**: 78–170, Wien.

- TOLLMANN, A. (1972): Scheinserien. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **1972**: 427–447, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1973): Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen. – 404 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1976a): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – 580 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1976b): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. – 449 S., Wien (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 (Deuticke).
- TRUSHEIM, F. (1930): Die Mittenwalder Karwendelmulde. – Wiss. Veröff. Dt. Österr. Alpenver., **7**: 1–69, Innsbruck.
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – 24 S., Wien (Geologische Bundesanstalt).
- VECSEI, A., FRISCH, W., PIRZER, M. & WETZEL, A. (1989): Origin and tectonic significance of radiolarian chert in the Austroalpine rifted continental margin. – In: HEIN, J. R. & OBRADOVIC, J. [Hrsg.]: Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions. – 65–80, New York (Springer).
- WAGREICH, M., LUKENEDER, A. & EGGER, H. (2008): Cretaceous History of Austria. – Ber. Geol. Bundesanst., **74**: 12–30, Wien.
- WESTRUP, J. (1966): Das Gerstrubener Fenster in den Allgäuer Kalkalpen und seine Umgebung. – Dipl.-Arb. Univ. Marburg: 93 S., Marburg.
- WEIDICH, K. F. (1990): Die kalkalpine Unterkreide und ihre Foraminiferenfauna. – Zitteliana, **17**: 1–312, München.
- WILMERS, W. (1971): Geologie der Mulde von Thiersee zwischen Landl und Kufstein in Tirol (Nördliche Kalkalpen). – Diss. TU Berlin: 75 S., Berlin.
- ZACHER, W. (1964): Geologische Karte 1 : 25000 des Osterach-Gebietes. – München (Bayer. Landesstelle f. Gewässerkunde).
- ZACHER, W. (1966): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25000, Blatt 8429 Pfronten. – 208 S., München (Bayerisches Geologisches Landesamt).



BAYERN | DIREKT ist Ihr direkter Draht zur Bayerischen Staatsregierung. Unter Telefon 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.

Das Kartenblatt Hochvogel umfasst einen Ausschnitt der Allgäuer Hochalpen zwischen Mädelejoch im Süden und dem Seealpsee-Hochvogel-Massiv im Norden. In diesem bei Bergwanderern beliebten, ursprünglichen und landschaftlich ungemein reizvollen Gebiet gibt die verfaltete, obertriassische bis unterkretazische Schichtenfolge der kalkalpinen Allgäu- und Lechtal-Decke Einblick in prä-orogene Sedimentfolgen: Vom Hauptdolomit über die Allgäu-Formation bis zur Tannheim-Formation zeichnet sich zunächst ein allmähliches, stetiges Absenken der Ablagerungsräume ab, gefolgt von einem langsamen Aufsteigen im Zuge der sich bereits in der jüngsten Unterkreide abzeichnenden alpinen Gebirgsbildung. Geologisch-tektonisches „Herzstück“ des Kartenblattes ist dabei die Allgäuer Hauptmulde. Den letzten „Schliff“ erhielt das Gebiet durch Vorgänge während des quartären Eiszeitalters, von dessen unterschiedlichen Vereisungsphasen jedoch nur Reste der jüngsten Kaltzeit – der Würm-Eiszeit – erhalten sind.