

## **Bericht 2012 über geologische Aufnahmen in den Lechtaler Alpen auf Blatt 114 Holzgau**

JOHANN GRUBER  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

### **Teilgebiet 1: Gebiet Scheibe, südlich von Holzgau**

Das Arbeitsgebiet liegt innerhalb der Lechtal-Decke und umfasst eine Fläche von 0,17 km<sup>2</sup>. Es befindet sich an der orographisch rechten Seite des Lechtals, an den nach Norden bis Nordwesten einfallenden, felsdurchsetzten Steilhängen südlich von Holzgau. Die Kartierungsarbeiten wurden im Juli 2012 durchgeführt. Die primäre Fragestellung betraf die fazielle Ausbildung und die Verbreitung der Raibler Schichten. Da letztere über das Kerngebiet hinausging, wurde die Kartierung in Richtung Westen ausgedehnt. Daneben konnte eine Verbreitung der Raibler Schichten nach Osten bis zum Sulztal festgestellt werden.

### **STRATIGRAPHIE**

Die stratigraphische Abfolge des kleinen Kartierungsgebietes umfasst die Raibler Schichten und den Hauptdolomit der Trias sowie die jurassische Allgäu-Formation.

### **Hauptdolomit**

Es handelt sich in der Hauptsache um dm- bis m-gebankte Dolomite. Wiederholt treten 0,5 bis 2 m mächtige Einschaltungen von beige-braun anwitternden, im frischen Bruch dunkelgrauen dünngebankten (cm-Bereich) Dolomiten auf. Diese sind als bevorzugte tektonische Bewegungshorizonte stärker deformiert als das umgebende Gestein.

### **Raibler Schichten**

Diese durchziehen das Kartierungsgebiet als 100 bis 200 m breiter Streifen innerhalb des Hauptdolomits in E–W Richtung. Vermutlich handelt es sich dabei um eine enge Antiklinalstruktur mit Raibler Schichten im Kern. Sie lassen sich von einem Graben nördlich der Grießtaler Spitze (2.622 m) nach Osten über die Scheibe (knapp nördlich davon) bis zur Tunnelkette und auch östlich des Sulztalweges verfolgen. Das Verbreitungsgebiet nach Osten und Westen ist somit wesentlich größer als auf der GEOFAST-Karte, Blatt 114 Holzgau, ausgehalten.

Die Abfolge besteht aus einem Wechsel von m-gebankten Rauwacken bis kariösen Dolomiten und schwarzen, bituminösen Dolomiten mit Feinstlamination. Bereichsweise sind dünne Dolomitmergel-Zwischenlagen eingeschaltet. Innerhalb der Rauwacken treten Brekzien (überwiegend tektonische Brekzien) auf, wobei die Übergänge fließend sind. Die Brekzien sind von offenen Zerrklüften durchzogen, welche mit Kalzit-Kristallrasen ausgekleidet oder mit Internsedimenten ausgefüllt sind. Vereinzelt treten in der Abfolge auch dünne, hell- bis dunkelgraue Gipslagen auf.

Das Hauptkennungsmerkmal der Raibler Schichten ist ihre massige, löchrige, oftmals bizarre Verwitterungsform, wie sie im Bereich des Tunnelabschnitts am orographisch rechten Eingang des Sulztals eindrucksvoll entwickelt ist.

### **Allgäu-Formation**

Die Allgäu-Formation ist im nördlichsten Teil des kartierten Gebietes in typischer Ausbildung in Form einer Wechselfolge von Kalken und Mergeln aufgeschlossen. Kiesel-schnüre und Kieselagen treten hier nur untergeordnet auf.

### **TEKTONISCHE STRUKTUREN**

Die Raibler Schichten sind im Kern einer etwa E–W streichenden, engen Antiklinalstruktur aufgeschlossen. Während im Süden ein mehr oder weniger normaler stratigraphischer Übergang zum stratigraphisch hangenden Hauptdolomit vorliegt, scheint der Kontakt zum nördlich angrenzenden Hauptdolomit gestört bzw. kompressiv überprägt zu sein. In einem Graben südlich von Scheibe (südlich von Holzgau) trennt eine Störungsfläche innerhalb einer ENE–WSW streichenden, kataklastisch deformierten Zone, die Raibler Schichten im Süden vom Hauptdolomit im Norden.

Südlich der Scheibe und im Bereich der Tunnelkette des Sulztalweges zeigen die Messwerte ein steiles N- und S-fallen. Innerhalb der Großfaltenstruktur sind jedoch Komplikationen in Form von internen Verschuppungen anzunehmen. So streicht in einem Graben südlich der Scheibe eine messerscharfe, ca. 70 m lange, steil nach SW einfallende Störung aus.

Im Bereich südwestlich der Schottergrube, die sich an der orographisch rechten Talseite südwestlich von Holzgau befindet, treten innerhalb der tektonischen Brekzien der Raibler Schichten zahlreiche offene Zerrklüfte auf. Es handelt sich dabei um scheinbar regellos orientierte, bereichsweise ein netzartiges Muster bildende Klüfte. Lokal treten jedoch auch Klüftscharren mit einer deutlichen Orientierung der Raumlage auf. So sind am Südwestrand des kartierten Gebietes zahlreiche Zerrklüfte ausgebildet, die mit ca. 30° nach Norden einfallen. Ob diese Zerrklüfte auf eine Extensionsphase oder auf lokale, distensive Bereiche innerhalb der kompressiven Stressfelder der alpidischen Deformationsphasen zurückgehen, konnte anhand der beobachteten Geländebefunde nicht entschieden werden.

Am Nordrand des Kartierungsgebietes grenzt die Allgäu-Formation an einer Störung an den Hauptdolomit. Die Allgäu-Formation ist im Nahbereich der Störung zerschert und verfaltet. Der Hauptdolomit ist hier ebenfalls stark zerlegt. Mehrere mittelsteil nach S einfallende Störungsflächen im Hauptdolomit lassen auf eine nordgerichtete Überschiebung schließen.

### **Teilgebiet 2: Hochwald–Übeltalbach, südlich des Muskogels (1.770 m)**

Die orographisch linke Seite des Gramaiser Tales weist im Gratabschnitt Wannenspitze (2.362 m) – Lachenkopf (1.465 m), südlich des Muskogels (1.770 m) eine deutliche Geländevertiefung auf: Innerhalb des hier weiträumig anstehenden Hauptdolomits befindet sich ein lokales Vorkommen von Kössener Schichten. Diese sind in einem großen, ostseitigen Anriss wie folgt aufgeschlossen: Es liegt eine Wechselfolge aus dm-dicken, wellig geschichteten Kalken und dm-dicken Mergellagen vor. Die

Kalke wittern hellgrau bis bräunlich, teilweise ockerfarben an und sind im frischen Bruch mittelgrau. Daneben treten graubräunlich anwitternde Muschelschillkalke und cm-dicke Hornsteinlagen auf. Wiederholt kommen Mergel von mehreren Metern Mächtigkeit vor, die einzelne, dm-dicke Kalkbänke enthalten. Etwa in der Mitte der aufgeschlossenen Abfolge hebt sich in diesem Aufschluss eine ca. 2,5 m mächtige Korallenbank hervor, wie sie für die Kössen-Formation sehr typisch ist. Diese Thecosmilien-Bank bildet einen erosionsbeständigen, E-W streichenden Rücken. Aufgrund der Geländebefunde dürfte die Kössen-Formation an ihrem Nordrand primär stratigraphisch – der Plattenkalk fehlt hier offensichtlich faziell bedingt – aus dem Hauptdolomit hervorgehen. Die generelle Schichtlagerung ist steil S-fallend.

Im Graben (Übeltalbach), auf einer Höhe von ca. 1.650 m, streicht zwischen der Kössen-Formation und dem Hauptdolomit eine sehr steil nach NW einfallende Störungsfläche aus. Auf der Störungsfläche sind 2 Lineare (Striemen) erkennbar. Die Schersinnkriterien deuten auf eine nealpin reaktivierte, eoalpin entstandene Aufschubung hin. Die eoalpin angelegte Störungsfläche wurde mit der nealpin erfolgten Steilstellung der Schichtung in der Raumlage verkippt. Rotiert man die Schichtung in die Horizontale zurück, so ergibt sich eine mittelsteil nach NW einfallende Aufschubungsfläche.

Die strukturelle Einbindung dieses lokalen Vorkommens von Kössener Schichten innerhalb des Hauptdolomits geht aus den bestehenden Daten nicht klar hervor. Insbesondere die südliche Begrenzung der Kössen-Formation zum Hauptdolomit scheint tektonisch überprägt zu sein. Die Kössener Schichten fallen hier vermutlich unter den Hauptdolomit ein. Eine mögliche Interpretation wäre eine grabenbruchartige Einsenkung der Kössen-Formation und eine im Zuge kompressiver alpidischer Einengungsvorgänge erfolgte Invertierung der südlichen Begrenzung in Form einer steilen Aufschubung. Auch die weitere regionaltektonische Einbindung scheint schwierig, zumal der Zusammenhang zu den nach Westen ins vordere Griesbachtal anschließenden Raibler Schichten im Kern einer großen Antiklinale nicht klar ist.

Im Steilhang südlich der Hochwaldhütte ist eine kleine Rutschung in der Kössen-Formation entwickelt, an welcher der Abrissbereich, die Bewegungsbahn und der Akkumulationsbereich (knapp über dem Übeltalbach) deutlich erkennbar sind.

### **Teilgebiet 3: Lech–Lachenkopf–Übelrinner–Herzogtal**

Teilgebiet 3 umfasst einen schmalen Ausschnitt der Holzgau-Lermoos-Synklinale (Lechtal-Decke) zwischen dem Lech, dem vorderen Gramaisers Tal und den Nordabhängen der Lichtspitze (2.356 m).

Die Schichtfolge besteht aus Hauptdolomit, Kössen-Formation, Allgäu-Formation, Ruhpolding-Formation und Ammergau-Formation. Die Beschreibung beschränkt sich hier auf charakteristische Ausbildungen der vorkommenden Formationen. Im Übrigen sei auf die Beschreibungen der Schichtglieder in Teilgebiet 4 verwiesen.

### **STRATIGRAPHIE**

Die Kössen-Formation ist im Bereich Übelrinner sehr exemplarisch aufgeschlossen: Die charakteristischen Kalk-

Mergel-Wechselfolgen weisen zahlreiche Sedimentstrukturen wie Feinschichtung, Flaserschichtung, knollige Ausbildung, gradierte Schill-Tempestite, Rutschfalten und sehr fossilreiche Lagen (z.B. Brachiopoden, Bivalven) auf. In der hier generell typisch ausgebildeten Allgäu-Formation tritt im obersten Abschnitt, am Forstweg westlich unterhalb des Lachenkopfes (1.465 m) auf ca. 1.150 m Höhe, eine aus Echinodermenschutt bestehende, ca. 2,5 m mächtige, sogenannte „Spatkalkbank“ auf.

Von der Hansenstadelhütte bis zum Ende des oben genannten Stichweges treten immer wieder Grundmoränen, vor allem an Geländerücken, auf. Die nahe der Hütte aufgeschlossene Moräne ist mäßig stark konsolidiert, reich an gekritzten Geschieben und weist einen Grobanteil von ca. 80 % auf. Die Komponenten bestehen zum überwiegenden Teil aus Hauptdolomit, untergeordnet treten auch Geschiebe der rhätisch-jurassischen Schichtfolge auf. Der Feinanteil ist sandig-schluffig.

Im Bereich des Übelrinner, auf einer Höhe von ca. 1.600 m, sticht zwischen zwei Rinnen ein markanter Lockergesteinsrücken hervor, in dem sich eine aktive Schottergrube befindet. Das Material besteht aus einem Wechsel von sandigen und steinigen Kiesen. Die Komponenten sind angular bis subangular und bestehen überwiegend aus Hauptdolomit und Seefelder Schichten. Die deutliche Schichtung fällt flach hangauswärts ein. Die erhöhte Position im Graben (Übelrinner) lässt auf eine Sedimentationsphase schließen, in der das Niveau des Vorfluters (Otterbach) wesentlich höher lag als heute. Dies war beispielsweise in der Zeit des hochglazialen Eiszerfalls im frühen Würm-Spätglazial der Fall. Weitere Befunde im Verlauf des Gramaisers Tales vom Übelrinner bis zur Mündung des Gampenbaches bestätigen diese Annahme (mündl. Mitt. A. GRUBER).

### **TEKTONISCHE STRUKTUREN**

Im Meridian des Lachenkopfes ist der Kern der Holzgau-Lermoos-Synklinale aufgeschlossen, der aus Ammergauer Schichten besteht. Das Kartenbild zeigt deutlich eine enge Synklinalstruktur mit aufrechtem Nordschenkel und inversem Südschenkel. Der neue Forstweg von Grießau zum Lachtal schneidet die Synklinale dreimal vollständig an. An der Ostseite des Lachenkopfes sind die steilen, jeweils südfallenden Synklinalschenkel (inverser und aufrechter Schenkel) sekundär im Meter- bis Dekameterbereich verfaultet und an einer durchreißenden Überschiebung nach Norden kleinräumig verschuppt. Lokale Bereiche, z.B. in der Ammergau-Formation, sind extrem zerschert. In den Sekundärfalten der Allgäu-Formation, insbesondere in den Mergeln, sieht man eine ausgeprägte Achsenflächenschieferung. Der neue Stichweg von der ersten Kehre nach Norden zum Übeltalbach verläuft im Hauptdolomit der Hangendscholle der nordvergenten Überschiebung südlich der Synklinale. Diese Überschiebung verläuft im ver-nässten Moortälchen südlich des Lachenkopfes und nach Südwesten weiter durch das Lachtal. Der Bereich der Überschiebung ist hier durch mehrere Quellaustritte gekennzeichnet. Südwestlich von Gacher Blick, orographisch links über dem Otterbach, sowie an der Gramaisersstraße (Straßengallerie) ist der genannte tektonische Kontakt des Hauptdolomits (Hangendscholle) zu den Kössener Schichten als scharfe, steil S-fallende Störung aufgeschlossen. In diesem Abschnitt reduziert sich der Aufschlussbereich der

Kössen-Formation in Richtung Osten auf einen schmalen, lediglich 20 bis 30 m breiten Streifen. Dieser tektonische Schrägzuschnitt kann mit der oben beschriebenen, durchreißenden Aufschiebung erklärt werden.

Im Abschnitt Lachental–Otterbach–Gacher Blick streicht die Störung plus minus E–W. Dieser Befund kann mit der nealpinen Einengungsphase begründet werden. Zwischen Übelrinner und Herzogtal zeigen die Strukturen mehr oder weniger ein NE–SW Streichen, das dem eoalpinen Muster entspricht. Insgesamt ist im gesamten Abschnitt eine Überprägung der eoalpinen durch die nealpinen Einengungsstrukturen sichtbar. Beispielsweise zeigt die Achsenfläche der Holzgau-Lermoos-Synklinale westlich vom Lachenkopf ein deutliches Umbiegen von NE–SW (am Lachenkopf) in E–W Richtung.

Die Aufschlüsse im Abschnitt Otterbach–Übelrinner zeigen zahlreiche kleine Störungen, die sowohl als konjugierte dextrale und sinistrale Seitenverschiebungen der alpidischen Einengungstektonik, als auch als steilgestellte ursprüngliche Abschiebungen nach NE und SW gedeutet werden können. Vermutlich handelt es sich um eine kompressive Reaktivierung bereits bestehender, jurassisch-kretazischer Abschiebungsstrukturen. Der Schichtausfall an der Grenze Kössen-Formation / Allgäu-Formation kann jedoch nur mit Abschiebungen erklärt werden. Hierfür sprechen auch boudinierte Kalkbänke und Brekzienbildungen innerhalb der Kössen-Formation bei Übelrinner.

#### **Teilgebiet 4: Gramais–Zirnebenjoch–Spitzkopf–Boden–Sattelle**

Die Kartierungsarbeiten in den Sommermonaten Juli und August 2012 bestanden in der Neuaufnahme von vier, südlich des Lechtales gelegenen Teilgebieten auf dem Blatt ÖK 114 Holzgau. Mit Ausnahme eines kleinen Streifens in der Inntal-Decke zwischen Gramais und Boden (Teilgebiet 4), befinden sich sämtliche Kartierareale in der Lechtal-Decke. Das hier beschriebene Teilgebiet 4 umfasst einen ca. 7 km<sup>2</sup> großen Ausschnitt zwischen Gramais, Zirnebenjoch, Spitzkopf, Boden und Sattelle. Die Auswahl dieser Teilgebiete für eine Neukartierung begründet sich mit tektonisch komplexen Abschnitten in der Holzgau-Lermoos-Synklinale der Lechtal-Decke (Gebiete 1–3) und mit dem Grenzbereich zwischen Inntal- und Lechtal-Decke.

## **STRATIGRAPHIE**

### **Hauptdolomit und Seefelder Schichten**

Der basale Hauptdolomit der Inntal-Decke und die stratigraphisch höchsten Anteile des Hauptdolomits der Lechtal-Decke zeigen innerhalb des kartierten Areal eine ähnliche fazielle Ausbildung. Die dm- bis m-gebankten hellgrau bis beige anwitternden, mittelgrauen Dolosparite und Dolomikrite weisen Sedimentstrukturen wie Feinstlamination und LF-Gefüge auf. In diesen Abfolgen treten wiederholt geringmächtige (< 2 m) Einschaltungen von dunkelgrauen bis schwarzen, bituminösen Dolomiten auf. Die cm- bis dm-dicken Bänke zeigen zumeist eine Feinstlamination und entsprechen in fazieller Hinsicht den Lithotypen der Seefelder Schichten. Vereinzelt sind daneben auch geringmächtige, monomiktische, intraformationelle Brekzienbänke eingeschaltet. Da innerhalb der Inntal-Decke nur der basale Bereich über der Deckengrenze und innerhalb der Lechtal-Decke ebenfalls lediglich basale Anteile

am Nordrand des Arbeitsgebietes kartiert wurden, kann für den Hauptdolomit keine Gesamtmächtigkeit angegeben werden.

### **Plattenkalk**

Der Übergang vom Hauptdolomit zum Plattenkalk ist im Arbeitsgebiet in Form einer sehr ausgeprägten Faziesverzahnung entwickelt. Die zunehmend offenmarine Fazies kündigt sich in der Einschaltung von geringmächtigen Kalken an, die dem Plattenkalk zuzurechnen sind.

Südlich des Seitkopfes (2.344 m) folgen über diesen Einschaltungen wieder mehrere Zehnermeter mächtige Dolomitabfolgen bis zum eigentlichen Einsetzen des Plattenkalkes.

Im Kartenbild fallen bedeutende Mächtigkeitsschwankungen des Plattenkalkes, teilweise auch dessen völliges Fehlen auf. In bedingtem Maße gilt dies auch für die Kössen-Formation. Dies legt den Schluss nahe, dass sich Plattenkalk und Kössen-Formation faziell vertreten. Im Meridian des Seitkopfes dominiert der Plattenkalk bei weitem. Demgegenüber wird die Kössen-Formation im Meridian des Spitzkopfes (2.346 m) auf Kosten des Plattenkalkes ziemlich mächtig (120–150 m). In den Gebieten nördlich des Seitkopfes (Haselkarjoch und Richtung Haselkar) folgen auf den Hauptdolomit ohne sichtbare Störung unmittelbar die Kössener Schichten. Auch dieser Geländebefund ist als primärer sedimentärer Übergang zu deuten. Im Gebiet des Haselbaches erzeugen Störungen zusätzliche Komplikationen (siehe Abschnitt Tektonik).

Die Mächtigkeit des Plattenkalkes variiert zwischen 0 und maximal 150 m.

### **Kössen-Formation**

Zwischen dem Haselkarjoch (2.202 m) und dem Alpeilkar und nördlich des Seitkopfes ist die Kössen-Formation gut aufgeschlossen, allerdings, wie oben erwähnt, tektonisch stark überprägt. Eine Angabe der Mächtigkeit dieses Schichtgliedes ist in diesen Gebieten daher nicht möglich.

Die vermutlich am besten und tektonisch am wenigsten gestörten Aufschlüsse befinden sich im Bereich zwischen dem Spitzkopf (2.346 m) und Punkt 2.365 m (Hochgwas). Hier liegt ein durchgehendes, nealpin steilgestelltes Profil vom Plattenkalk bis zu den Schattwalder Schichten vor. Interne Verdoppelungen an isoklinalen Falten mit subvertikalen Achsenflächen können auch in diesem Fall nicht ausgeschlossen werden. Die Abfolge besteht aus der für die Kössener Schichten typischen Wechsellagerung von dunkelgrauen, bituminösen Kalkbänken mit dunkelgrauen bis schwarzen, bräunlich verwitternden Mergeln, wobei abschnittsweise die Kalke oder die Mergel dominieren. Die wiederholt auftretenden, dm-dicken, ockergelb anwitternden mergeligen Kalke sind ein charakteristischer Lithotyp der Kössen-Formation. Im unteren Drittel des Profils tritt eine ca. 1,5 m mächtige Einschaltung von dm-gebankten Kalken auf, die aufgrund der wesentlich höheren Erosionsbeständigkeit eine morphologisch markante, bis zu 3 m hoch aufragende Felsrippe bildet. Dabei könnte es sich um eine distale Verzahnung mit dem Oberrhätalk handeln.

Eine besondere fazielle Ausbildung weist die Kössen-Formation am Heuberg, südwestlich unterhalb des Spitzkopfes auf, wo sie mit 20 bis 30 m primär geringmächtig entwickelt ist. Dm-dicke, hellgrau anwitternde, im frischen Bruch dunkelgraue, teilweise verkieselte Kalkbänke wittern aus dem Untergrund heraus. Die mergeligen Zwi-

schenlagen wittern zurück und sind schlecht aufgeschlossen.

Die tektonisch zerlegten Kalkbänke überlagern hellgrau anwitternde, im frischen Bruch mittelgraue Kalke mit Bankdicken von ca. 0,5 m, welche noch zum Plattenkalk gehören dürften.

### **Kendlbach-Formation (Schattwalder Schichten)**

Von den Mitgliedern der Kendlbach-Formation sind im kartierten Projektgebiet nur das Tiefengraben-Member und hiervon nur der untere Teil, die Schattwalder Schichten, ausgebildet. Der Großteil des Tiefengraben-Members und das Breitenberg-Member fehlen primär.

Die Schattwalder Schichten sind neben einigen lückenhaften Aufschlüssen am Haselbach vor allem im Gebiet östlich des Wannekopfes (2.319 m) gut aufgeschlossen. Sie bilden ein deutlich zurückwitterndes Schichtglied aus kleinstückig-blättrig verwitternden tonigen Mergeln von roter bis rotbrauner Farbe. Aufgrund ihrer Farbe und ihrer charakteristischen lithologischen Ausbildung bilden sie im Gelände einen markanten, auch aus größerer Entfernung gut erkennbaren stratigraphischen Markerhorizont.

Die Mächtigkeit der Schattwalder Schichten liegt im kartierten Gebiet bei 6 bis 8 m.

### **Enzesfelder Kalk?**

Im gut aufgeschlossenen Gebiet östlich und nordöstlich von Punkt 2.365 m (Hochgwas) tritt unmittelbar über den Schattwalder Schichten eine ca. 10 cm dicke, limonitische Lage (Fe-Hydroxide) von brauner Farbe auf.

Darüber folgen drei graubeige, zwischen 10 und 20 cm dicke, äußerst fossilreiche Kalkbänke (kondensierte Biodetritusbänke). Diese Einschaltung, die dem Typus des Enzesfelder Kalkes entsprechen dürfte, vertritt hier faziell den Großteil der Kendlbach-Formation, sie wird von der basalen Allgäu-Formation überlagert.

### **Adnet-Formation**

In einem Aufschluss außerhalb des Kartenblattes, der sich auf ÖK 115 Reutte am Südabhang der Spitzzachel (2.065 m) befindet, sind Sedimente der Rotkalk-Gruppe aufgeschlossen. Es handelt sich dabei um hellrote Knollenkalke der Adnet-Formation. Dies ist die einzige Stelle im Arbeitsgebiet, an der dieses Schichtglied aufgeschlossen bzw. primär entwickelt ist.

Im Hangenden dieser Formation folgen mit einem gestörten Kontakt Kössener Schichten, die tektonisch auf 5 bis 7 m reduziert sind (siehe auch Abschnitt Tektonik).

### **Allgäu-Formation (Untere, Mittlere und Obere Allgäu Schichten)**

Dieses Schichtglied ist vor allem im Südtail des Arbeitsgebietes im Bereich Riefen–Heuberg–Hochgwas großflächig verbreitet. Im Gebiet zwischen Riefen und dem Hinteren Riefenkopf (2.306 m) konnte eine Unterteilung in Ältere, Mittlere und Jüngere Allgäu Schichten (siehe JACOBSSHAGEN, Jb. Geol. B.-A., 108, 1965) auf Basis des wiederholt aufgeschlossenen Manganschiefer-Horizontes vorgenommen werden. Im Gebiet östlich des Hinteren Riefenkopfes (Bereich Hochgwas) war dies aufgrund der Unzugänglichkeit des Geländes und der intensiven tektonischen Überprägung nicht möglich.

Die *Älteren Allgäu-Schichten* sind im basalen Abschnittbereichsweise durch einen hohen Anteil an Hornsteinlagen

bzw. -knauern gekennzeichnet. Südlich des Wannekopfes (2.319 m) folgt über den Kössener Schichten und den Schattwalder Schichten basal (7 bis 10 m) eine Wechsellaagerung von hellgrau anwitternden, feinarenitischen cm- bis dm-dicken, mehr oder weniger bioturbaten Kalkbänken und cm- dicken, blättrig brechenden Mergeln. Neben den für die Allgäu-Formation kennzeichnenden Fleckenkalken treten Bänke aus grobarenitischem Biodetritus mit Quarzkörnern und Glaukonit auf. Des Weiteren gibt es vereinzelt Bänke aus feinkörnigen Spatkalken. Der 50 bis 70 m mächtige Abschnitt darüber ist durch das gehäufte Auftreten cm-dicker Chertlagen gekennzeichnet.

Darüber folgt eine gut gebankte Abfolge, die aus einem Wechsel von teilweise verkieselten grainstones mittelgrauer Farbe und mittel- bis dunkelgrauen Mergeln besteht.

Die *Mittleren Allgäu Schichten* erreichen eine Mächtigkeit von 30 bis 40 m und zeichnen sich durch einen hohen Anteil von Mergeln aus. In dieser Abfolge tritt der bereits oben erwähnte Horizont aus dunkelgrauen Mergeln mit Mn-Vererzungen auf.

Diese ca. 1 m mächtige Einschaltung ist im Bereich Pleise, nordöstlich von Gramais, auch aus größerer Entfernung gut erkennbar.

In dieses Niveau scheint auch die im Gebiet Hochgwas auftretende, ca. 10 m mächtige Einschaltung von roten Mergeln und mergeligen Kalken zu fallen. Aufgrund der starken Deformation sind die stratigraphischen Verhältnisse jedoch schwer nachvollziehbar.

Die *Jüngeren Allgäu Schichten* sind im Vergleich zu den *Älteren Allgäu-Schichten* wesentlich mächtiger und weisen im Übrigen eine typische Ausbildung, ähnlich der oben beschriebenen Kalk-Mergel-Wechselfolge auf. In dieser Abfolge treten auch wiederholt, teils gut erhaltene Ammoniten auf.

Am Top der Allgäu Schichten (Übergang zum Radiolarit) treten wieder hornsteinreiche Lithotypen, wie jene an der Basis auf.

### **Ruhpolding-Formation („Radiolarit“)**

Der Radiolarit ist im kartierten Gebiet typisch ausgebildet und besteht aus dünngebankten (5 bis 15 cm) Kieselgesteinen, in denen sich ein unterer, grün gefärbter und ein oberer, rot gefärbter Abschnitt unterscheiden lassen. Die Mächtigkeit dieses Schichtgliedes liegt unter 5 m.

### **Ammergau-Formation**

Die Verbreitung der Ammergau-Formation ist auf den Südtail des kartierten Projektgebietes beschränkt und in typischer Weise entwickelt. Sie besteht aus der charakteristischen Wechselfolge von Mergeln und mikritischen, Radiolarien führenden Kalken. Vereinzelt treten cm-dicke Hornsteinlagen auf. Im untersten, meist ziegelrot gefärbten und ca. 10 m mächtigen Abschnitt dominieren Mergel. Der Übergang zur stratigraphisch hangenden Lech-Formation vollzieht sich über einen Abschnitt von ca. 10 m in Form eines Überhandnehmens von graugrünen bis dunkelgrauen Mergeln gegenüber den Kalken.

Die Mächtigkeit der Ammergau-Formation kann nur in tektonisch weniger stark überprägten Bereichen geschätzt werden und ist mit maximal 100 m vergleichsweise gering.

## Lech-Formation

Die Lech-Formation bildet als jüngstes Schichtglied zwischen Riefen und dem Meridian des Hinteren Riefenkopfes den Kern einer engen Synklinale. Am Sattelle und im oberen Satteltal wird sie vom Hauptdolomit der Inntal-Decke überschoben. Im Meridian von Spitzachsel (2.065 m) tritt sie wieder als schmaler Kern einer engen Synklinale auf. Die Lech-Formation ist hier in Form der charakteristischen blättrig verwitternden, graugrünligen Mergel entwickelt. Eine Mächtigkeitangabe ist aufgrund der kompressiven tektonischen Überprägung und des Fehlens der Hangendgrenze nicht möglich.

## QUARTÄRE ABLAGERUNGEN

### Grundmoräne des Würm-Hochglazials

Der Talbereich zwischen Gramais im Südosten und dem Zirnbach im Nordwesten wird nahezu flächendeckend von Grundmoräne eingenommen. Nahe der Einmündungen des Zirnbaches sowie des Haselbaches in den Otterbach ist diese Moräne an einigen Stellen gut aufgeschlossen. Das hellbraune bis beige Material mit Matrixstützung und einem sandig bis leicht schluffigen Feinanteil weist eine gute Konsolidierung auf. Der Grobanteil variiert zwischen 60 und 80 %. Die Geschiebe erreichen eine Größe von bis zu 20 cm und sind meist subangular. Daneben treten auch gerundete bis gut gerundete Komponenten auf, die vermutlich eine vorausgegangene fluviatile Zurundung erfahren haben. Der Anteil der gekritzten Geschiebe variiert in den verschiedenen Aufschlüssen (vereinzelt bis häufig). Hinsichtlich der Zusammensetzung dominieren Hauptdolomit und Seefelder Schichten, vereinzelt treten auch Komponenten aus den Schichtgliedern der Obertrias bis zur Unterkreide auf.

Nördlich von Gramais tritt an mehreren flachgründigen, kleinen Aufschlüssen ebenfalls Grundmoräne zu Tage, deren Beschaffenheit mit den oben beschriebenen Moränen vergleichbar ist.

In unmittelbarer Nähe dieser Aufschlüsse treten unkonsolidierte Kiese mit komponentengestütztem Gefüge und sandig-schluffiger Matrix auf. Diese scheinen die Grundmoräne als geringmächtige Auflage zu überlagern. Ob es sich dabei um Ablagerungen einer spätglazialen Eisrandfazies handelt, oder um oberflächlich ausgewaschene Moräne, war aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht feststellbar.

### Moränen von Lokalgletscherständen (Würm-Spätglazial)

Am Nordrand des kartierten Projektgebietes sind auf einer Seehöhe zwischen 2.000 und 2.200 m in drei Karen Ablagerungen spätglazialer Stadien erhalten.

Diese Kare stellen mit ihren schön geschwungenen, bereichsweise in kurzen Abschnitten hintereinander gereihten Wällen, morphologisch eindrucksvolle Beispiele einer spätglazialen Oberflächengestaltung dar. Die Staffelung von mehreren Endmoränenständen ist auf dem gesamten Kartenblatt Holzgau immer wieder beobachtbar.

Im kleinen Kar nordöstlich des Haselkarjochs zeichnen zwei Moränenwälle das Überfließen eines Festgesteinsrückens durch den ehemaligen Kargletscher nach.

Im Alpeilkar ist neben einem kleinen Karsee ein bogenförmiger, aus grobblockigem Material (überwiegend Haupt-

dolomit) bestehender, Endmoränenwall einer spätglazialen Vorstoßphase modellhaft erhalten.

Im Kar östlich des Wannekopfes (2.319 m) erkennt man deutlich heute grasbewachsene Endmoränen- und Seitenmoränenwälle. Nahezu das gesamte Areal innerhalb der Moränenwälle ist von Murschuttssedimenten (überwiegend aus der Kössen-Formation) bedeckt. Unmittelbar hinter dem Endmoränenwall befindet sich auch hier ein kleiner Karsee.

### Murschuttssedimente (Holozän)

Das Kar östlich des Wannekopfes sowie das Tal zwischen Gramais und Sattelle und das Satteltal (Sattelle-Boden) sind von zahlreichen, teilweise morphologisch markanten Murschuttkegeln gekennzeichnet. In Abhängigkeit vom Ausgangsmaterial und der Morphologie des Einzugsgebietes gehen diese Murschuttssedimente aufgrund fluviabler Umlagerungsprozesse entweder aus Sturzkegeln hervor, oder treten primär als reine Murschuttablagerungen auf. Westlich von Sattelle ist ein großer Murschuttffächer ausgebildet, der ausschließlich aus grobem Hauptdolomitschutt besteht und an eine große, NW-SE bis E-W streichende Störung in der Inntal-Decke gebunden ist.

### Hang- und Blockschutt

Die gesamte Südseite der Täler zwischen Gramais und Sattelle und dem Satteltal (zwischen Sattelle und Boden) wird von steilen Felswänden (Hauptdolomit der Inntal-Decke) gesäumt, an deren Wandfuß kleinere und größere Hangschuttkegel und -schürzen entwickelt sind. Ebenso treten diese Sedimentkörper in den oben erwähnten Karen am Nordrand des Arbeitsgebietes auf, wo sie zum überwiegenden Teil aus dem Hauptdolomit (Alpeilkar, Kar nordöstlich des Haselkarjochs) und der Allgäu-Formation (Kar westlich des Wannekopfes) stammen.

## TEKTONISCHE STRUKTUREN

Zwischen dem Haselkar und dem Alpeilkar sind der Hauptdolomit und die Kössener Schichten sehr engräumig und teilweise isoklinal verfaultet. Diese Faltenstrukturen sind laut Schichtstreichen und gemessenen Achsen von Kleinfalten (dm-m-Maßstab) eoalpin angelegt. Dies kommt in, wenn auch im Zuge der neoalpinen Einengungsphase steilgestellten, eoalpinen Faltenachsen klar zum Ausdruck.

Zwischen Sattelle und Spitzkopf sieht man ein markantes Faltenmuster, bei dem der Verlauf der Achsenflächen sowohl die eoalpine, als auch die sie überprägende neoalpine Deformationsphase eindrucksvoll anzeigt.

Die eoalpine Deformation wird in der engen, südostvergente Antiklinalstruktur mit überkipptem Vorderschenkel am Südosthang des Hochgwas evident. Den Kern dieser Antiklinale im 100er-m-Maßstab bildet die Kössen-Formation. Die Schattwalder Schichten zeichnen diese Struktur als markanter Rahmen nach. Intern zeigt die Antiklinale Sekundärverfaltung im m-Maßstab. Das Scharnier dieser Struktur taucht nach Westen bis Südwesten schräg in den Hang ein.

Im inversen Südschenkel ist die Allgäu-Formation in ihrer Mächtigkeit stark reduziert. Dies kann mit vor-eoalpinen Abschiebungen erklärt werden, die heute aufgrund der alpidischen Deformationsphasen in verkippter Raumlage vorliegen (GRUBER, Jb. Geol. B.-A., 151, 117-123, 2011).

Weitere eoalpine Faltenstrukturen befinden sich am Südosthang des Spitzkopfes im Bereich 1.900 m und 2.050 m. Hier sieht man auch am besten die Überprägung alter, eoalpiner Strukturen durch die neoalpine Einengungsphase.

Das Umbiegen der Schattwalder Schichten im aufrechten Schenkel der oben beschriebenen eoalpiner Antiklinale am Ostgrat von Punkt 2.365 m (Hochgwas) in Richtung Spitzkopf und letztlich das E–W Streichen der gesamten Schichtfolge im Bereich Spitzkopf–Hochgwas zeigt die neoalpine Kompression in NNE–SSW Richtung sehr klar auf.

In diesem Gebiet ist zwischen der Kössen-Formation im stratigraphisch Liegenden und den Schattwalder Schichten im stratigraphisch Hangenden außerdem eine deutliche Winkeldiskordanz ausgebildet. Dieser strukturelle Befund zeigt somit tektonische Ereignisse am Ende der Trias (im Rhätium) an, die vermutlich auf Extensionstektonik zurückzuführen sind.

Das außerhalb des Kartenblattes befindliche Gebiet auf ÖK 115 Reutte (= Südabhang Spitzachsel, 2.065 m) zeigt eine spitzwinkelig zulaufende Reduktion der Abfolge Lech-Formation bis Kössen-Formation. Im Bereich des Tales zwischen Spitzachsel und Satteltal werden die Kössener Schichten und die Allgäu Schichten bis auf wenige Meter reduziert. Diese Schichtausfälle sind an den jetzt vorliegenden Störungsmustern nicht vollständig erklärbar und müssen auf ältere Abschiebungsstrukturen zurückgeführt werden.

In der generell steilgestellten und ENE–WSW streichenden Kössen-Formation liegen diese Störungen heute als dextrale, NW–SE streichende und sinistrale, NE–SW streichende Seitenverschiebungen vor. Sie können in diesem Zusammenhang als konjugierte Dehnungsstrukturen interpretiert werden. Bereichsweise sind die Bänke der Kössener Schichten in der Art einer Boudinage stark in die Länge gezogen; dies ist ebenfalls als deutlicher Hinweis auf Dehnungstektonik zu interpretieren. Diese Strukturen wur-

den im Zuge der alpidischen Deformationen reaktiviert und kompressiv überprägt.

Südöstlich unterhalb der Spitzachsel ist die beschriebene Schichtreduktion zum Teil auch durch nachträgliche Invertierung der Strukturen und kleinräumige Aufschiebungen von Hauptdolomit und Kössen-Formation auf Allgäu Schichten partiell erklärbar. In diesem Abschnitt folgt auf eine geringmächtig vorliegende Lech-Formation im Süden wiederum die Ammergau-Formation, die eine inverse Lagerung aufweist.

Die vorliegende Struktur beschreibt demnach eine NW-vergente Synklinale mit der Lech-Formation im Kern.

Der Störungskontakt zwischen der Lechtal-Decke im Norden und der Inntal-Decke im Süden ist vermutlich im gesamten Abschnitt zwischen Boden und Gramais steil süd-fallend. Die hangende Inntal-Decke weist westlich von Boden als ältestes Schichtglied Hauptdolomit auf, der im Meridian Sattelle zu spektakulären N-vergenten Antiklinalen und Synklinalen verformt ist. Im Abschnitt zwischen der Mündung des Platzbaches im Osten und Gramais im Westen greift die Inntal-Decke auf die Nordseite des Tales zwischen Gramais und Sattelle über. Hier überschiebt der Hauptdolomit der Inntal-Decke die Ammergau-Formation der Lechtal-Decke. Unmittelbar im Liegenden der Störungsfläche (Top Lechtal-Decke) ist die Ammergau-Formation extrem zerschert und im dm- bis m-Maßstab verfaltet.

Die jurassisch-kretazische Schichtfolge unmittelbar im Liegenden der Inntal-Decke nördlich von Gramais zeigt im Kartenbild über kurze Distanzen scheinbare Schichtreduktionen, die auf verschiedene Ausstrichbereiche von extrem zerscherten und verfalteten Schichtgliedern, insbesondere der Ammergau-Formation zurückzuführen sind. Dies äußert sich z.B. auch im mehrfachen Auftreten des Radiolarits aufgrund von engräumig angelegten Antiklinalen. Des Weiteren muss angenommen werden, dass die Synklinalen durch das Herausscheren der Schenkel (out of syncline) eine generelle Reduktion der Schichtmächtigkeit erfahren haben.

## Blatt 119 Schwaz

Siehe Bericht zu Blatt 88 Achenkirch von ALFRED GRUBER

## Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

### **Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger**

HELMUT HEINISCH  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

#### **Stand der Arbeiten**

Im Hinblick auf die Projektierung eines baldigen Abschlusses der Aufnahmen auf Blatt 121 wurden im Jahr 2012 die

Arbeiten im Südteil des Blattes in Angriff genommen. Der Ansatzpunkt war der Bereich Gerlos (1.245 m) bis Königsleiten (2.315 m). Der Autor hatte hierbei 11,3 km<sup>2</sup> neu aufzunehmen. Dem gleichzeitig kartierten angrenzenden Gebiet gilt ein eigener Bericht (PANWITZ, Jb. Geol. B.-A., 153, 2013, dieser Band).

#### **Umgrenzung des Bereiches**

Um den Quarzphyllitanteil des Kartenblattes von Süden her zu erfassen, wurde im Umfeld des Tales der jungen