

Blatt 70 Waidhofen an der Ybbs

Bericht 2008 über geologische Aufnahmen auf Blatt 70 Waidhofen an der Ybbs

MATTHIAS WILDE
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Arbeitsgebiet für die Neukartierungen 2008 liegt im Bereich Hundsbachtal – Freithofberg – Bischofberg – Wegerergraben, östlich von Maria Neustift (Oberösterreich).

Im begangenen Gebiet sind die oberostalpinen Decken durch Frankenfesler und Lunzer Subfaziesausbildung vertreten. Strukturell wird der Großteil des Gebietes durch normal und invers lagernde Mulden dominiert (Freithofberg), die im NW mit der Cenoman-Randzone verschuppt sind (z.B. im Bereich des Wegerergrabens und im Nordabfall des Bischofbergs).

Dem Taleinschnitt des Hundsbachtales von Nordosten nach Südwesten folgend, stehen am südlichen Rand des untersuchten Gebietes die Kalk-Mergel-Wechselfolgen der Schrammbach-Formation, die Sandstein-Mergel-Wechselfolgen der Roßfeld-Formation und die Konglomerate und grobbankige Sandsteine führenden Wechselfolgen der Losenstein-Formation an. Die Einheiten sind dabei von NE (700 m NN) nach SW (500 m NN) in stratigraphisch inverser Abfolge aufgeschlossen und fallen mit gemittelten Werten um 167/38 nach Südosten ein. In der ansteigenden Südflanke des Freithofbergs grenzen die Kreide-Sedimente längs einer NE-SW-streichenden Aufschiebung an Malm-Aptychenschichten (NE) und bunte Jurakalke. Nördlich von Hundsschmiede folgen darauf nach SW Hauptdolomit, Kössen-Formation und Allgäu-Formation. Mit zunehmender Annäherung an die Störungsfront sind die Kalk-Mergel-Wechselfolgen und Sandsteinfolgen der Kreide-Ablagerungen zunehmend tektonisch verstellt und weisen starke Schwankungen der Gefügedaten auf.

Der Freithofberg wird in seiner Gipfelregion von in normaler stratigraphischer Abfolge lagernden basalen knollig-flaserig ausgebildeten Kalken des Bunten Jura und darüber folgenden hornsteinführenden Malm-Aptychenschichten (Ammergau-Formation) aufgebaut. Im Nordabfall des Freithofbergs folgt längs einer Störung Hauptdolomit, der mit dem weiteren Verlauf der Störung nach W

von einer Schichtfolge aus Kössen-Formation und Allgäu-Formation abgelöst wird. Westlich des Gipfels des Freithofbergs steht kleinräumig Opponitzer Rauwacke an. Die gesamte Abfolge (Rauwacke, Dolomit, Kössen-Formation, Allgäu-Formation) lagert dabei stratigraphisch inverser. Besonders die Allgäu-Formation, die durch zahlreiche Hangrutschungen gekennzeichnet ist, macht die weitesten Bereiche des flach nach SW abfallenden Bergrückens aus. Im Südwesten, bei Grub und Schörghubmühle, treten auch Opponitzer Rauwacke, Hauptdolomit und Kössen-Formation wieder auf. Nördlich von Grub sind stratigraphisch jüngste Abschnitte der Allgäu-Formation als Radiolarite ausgebildet, wodurch die gesamte lithologische Abfolge vom Karn (Opponitzer Rauwacke) bis zum obersten Lias (Allgäu-Formation) nach Alexander TOLLMANN (Mitt. Geol. Ges., **58**, 138 ff. und 148 ff., Wien 1965) der Subfazies der Lunzer-Decke zugeordnet werden kann.

Bischofberg und Wegerergraben zeigen weitgehend die gleichen lithologischen Einheiten wie Freithofberg und Hundsbachtal. Auch hier sind Hauptdolomit, Kössen-Formation, Allgäu-Formation, Bunter Jura, Aptychenschichten des Malm und die Ablagerungen der Kreide vorhanden, die in Teilen jedoch andere lithologische Ausbildungen aufweisen. Radiolarite treten im Lias nicht auf und der Bunte Jura ist hier durch Crinoidenspatkalke vertreten. Die Konglomerate der Losenstein-Formation unterscheiden sich besonders in ihrer normalen Lagerung von denen des Hundsbachtales, wodurch eine Zuordnung in die Frankenfesler Decke wahrscheinlich ist. In der gesamten NW-Region ist eine starke tektonische Überprägung zu beobachten, die sich in zahlreichen, oft im Abstand von weniger als hundert Metern aufeinander folgenden, kleinräumigen Störungen manifestiert, wobei Segmente der Frankenfesler-Decke in normaler Lagerung mit solchen der Lunzer Decke in inverser Lagerung intensiv miteinander verschuppt sind. Hinzu kommt besonders im Wegerergraben und im nördlich davon gelegenen Verlauf des Ramingbaches eine lebhaft tektonische Verschuppung mit Xenoliten (kristalline Gerölle und Schutt, Schwarzschiefer, verkieselte Kalke und Kieselschiefer) der in NW-Richtung schon nahen Cenoman-Randzone, die dem tektogenen Einwirken der im W gelegenen Weyerer Bögen zugesprochen werden kann.

Blatt 88 Achenkirch

Bericht 2008–2009 über geologische, strukturgeologische und quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 88 Achenkirch

JOHANN GRUBER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Herbst 2008 und Fröhsommer 2009 wurden auf dem Nordteil des Blattes ÖK 88 Achenkirch zwei große Kartierungslücken durch Neuaufnahmen des Verfassers geschlossen.

Zum einen ist dies das Gebiet im weiteren Umkreis des Juifen (1988 m), zum anderen handelt es sich um einen breiten Kartierungsstreifen am Südabhang der Blauberge (Blaubergschneid, Halserspitze). Die Aufnahmen erfolgten im Maßstab 1: 10.000 auf der vergrößerten ÖK 50.

Gebiet Hühnersbach – Pitzbach – Rotwand

Den thematischen Schwerpunkt in diesem Gebiet bilden strukturgeologische, daneben quartärgeologische Fragestellungen.

Das gesamte Aufnahmegebiet wird bzgl. der Festgesteine vom Hauptdolomit eingenommen. Es handelt sich dabei um zuckerkörnige bis feinsparitische Dolomite von graubeiger Farbe. Die Dicke der Bänke liegt im dm-Bereich. Diese zeigen häufig eine Feinlamination im mm-Bereich, typisch sind auch LF-Gefüge und Stromatolithen.

An mehreren Stellen entlang des Hühnersbachs und an einem orographisch rechten Seitenbach des Hühnersbachs, der auf 940 m Höhe (Grenzpunkt 206 der bayrisch-österreichischen Grenze) in den Hühnersbach mündet, sind im Hauptdolomit geringmächtige dunkelgraue bituminöse Bänke mit einer deutlichen Feinstlamination eingeschaltet. Es handelt sich hierbei um fazielle Äquivalente der Seefelder Schichten, einer lokalen eingeschränkten Beckenentwicklung innerhalb der Hauptdolomitabfolge.

Quartäre Sedimente

Sowohl entlang des Hühnersbaches als auch im Nahbereich des Pitzbaches finden sich zahlreiche, teilweise von den Bächen erosiv angeschnittene Quartäraufschlüsse.

Auf ca. 900 m Höhe sind an der orographisch rechten Seite des Hühnersbachs ca. 3 m mächtige Kiese mit guter Sortierung und deutlich erkennbarer Schichtung aufgeschlossen.

Die Komponenten bestehen zum überwiegenden Teil aus Karbonaten der Trias und des Jura, vereinzelt treten auch Kristallingerölle aus Amphibolit, Gneis und Eklogit auf.

Darüber folgen ca. 4 m mächtige graubeige Schluffe, welche von ca. 3 m mächtigen Kiesen überlagert werden. Letztere weisen im Vergleich zu den basalen Kiesen eine wesentlich schlechtere Sortierung und eine nur undeutlich erkennbare Schichtung auf. Es handelt sich hier um typische Ablagerungen im Randbereich eines Gletschers (Eisrandsedimente).

Am bereits oben erwähnten orographisch rechten Seitenbach des Hühnersbaches ist auf 920 m Höhe ein ehemaliger Bachlauf hinter einer kleinen Felskuppe bergseitig bis auf das Niveau des heutigen Bachbettes mit schlecht sortierten Kiesen verfüllt. Die nicht mehr erfolgte Ausräumung der Quartärverfüllung und der heutige Verlauf des Baches im Hauptdolomit beschreiben eine klassische epigenetische Durchbruchssituation.

Im Bereich des oberen Pitzbaches, nordwestlich unterhalb des Roßkopfes (1528 m) sind zwischen 1180 und 1300 m Höhe terrassierte Eisrandsedimente vorhanden.

Die Aufschlüsse an der Forststraße zeigen die für Eisrandsedimente typischen Unterschiede hinsichtlich des Rundungsgrades der Komponenten. Die Komponenten der schlecht sortierten, sandig-steinig-blockigen, untergeordnet schluffigen Kiese, sind großteils eckig bis kantengerundet, daneben treten auch gerundete bis gut gerundete Komponenten auf. Das Komponentenspektrum setzt sich aus Kalken und Dolomiten zusammen, wobei der Dolomitanteil deutlich höher ist.

Der Unterlauf des Pitzbaches weist an Uferabbrüchen und den talnahen seitlichen Hängen zahlreiche Quartäraufschlüsse auf, die den bereits beschriebenen Eisrandsedimenten entsprechen. Im Komponentenspektrum überwiegen hier Karbonate der Trias und des Jura, vereinzelt sind auch Komponenten aus Quarz, Amphibolit und Gneis zu finden.

Auf der orographisch rechten Seite, von der Silberberghütte taleinwärts, treten in Form von scharfen Geländeerücken Grundmoränen auf, die bis zur querenden Forststraße auf 1100 m Höhe reichen. Der sedimentäre Konnex zwischen den Grundmoränen und den Eisrandsedimenten ist aus den Geländebefunden nicht erkennbar.

Strukturgeologie

Vom Bereich Hühnersbach auf 1060 m, Grenzpunkt 207 der bayrisch-österreichischen Grenze, zieht mit einem Südfallen von ca. 40° eine sehr diskrete Störungsfläche innerhalb des Hauptdolomits in E-W-Richtung. Die Störung lässt sich über eine Distanz von 1 km klar verfolgen. Die E-Fortsetzung der Störung nördlich des Rosskopfes ist unklar.

Der unmittelbare Störungsbereich ist, wie bereits erwähnt, durch eine scharfe Störungsfläche (teilweise Spiegelharnisch) gekennzeichnet. Die Liegendscholle ist im Störungsnahbereich ca. 2–3 m breit kataklastisch deformiert. In der Hangendscholle ist dieser Bereich der Störung von weitmaschigeren Bruchflächen durchzogen.

Schicht- und Störungstreichen sind zumeist parallel, außer dort, wo der Hauptdolomit der Liegendscholle im m- bis 10er-m-Bereich verfault ist.

Aufgrund der Kongruenz des Streichens der Faltenachsen und der Störung sowie der generellen Nordvergenz der Faltenstrukturen der Liegendscholle ist diese Störung als in etwa N-gerichtete Aufschiebung innerhalb des Hauptdolomits anzusehen.

Gebiet Pitzkopf, Rotwandalm-Nieder- und Hochleger, Raberskopf, Schulterbergalm-Hochleger, Schulterberg.

Die thematischen Schwerpunkte bildeten in diesem Fall zum einen quartärgeologische Aspekte, zum anderen strukturgeologische Fragestellungen.

Schichtfolge der Festgesteine

Die stratigraphische Abfolge der Festgesteine reicht vom obertriassischen Hauptdolomit bis zur liassischen Allgäu-Formation.

Der Hauptdolomit wurde bereits oben charakterisiert.

Plattenkalk

Der Plattenkalk besteht aus hellgrau anwitternden, im frischen Bruch hellgrauen bis dunkelgrauen sparitischen bis mikritischen Kalkbänken. Zwischen den zumeist 0,1 bis 0,5 m dicken Kalkbänken können vereinzelt auch cm-dicke dunkelgraue Mergellagen eingeschaltet sein. Typisch sind Muschelschillagen und Bioturbation. Der Plattenkalk weist üblicherweise eine intensive Verkarstung auf und bildet im Gelände häufig kleinere Felswände. Die Abgrenzung gegen den Hauptdolomit kann schwierig sein, da der Übergang graduell in Form einer Wechsellagerung von Dolomit- und Kalkbänken erfolgt. Die Mächtigkeit des Plattenkalks liegt im Arbeitsgebiet zwischen 150 und 200 m.

Kössen-Formation

Der Plattenkalk wird von der Kössen-Formation überlagert, wobei der Übergang graduell ist. Kennzeichnend ist hier eine Wechsellagerung von bioklastischen Kalkbänken

von graubräunlicher Farbe mit mehrere dm- bis m-mächtigen, dunkelgrauen bis schwarzen Mergellagen. Diese sind häufig tiefgreifend verwittert und dann rotbraun bis gelblich verfärbt. Die Kalkbänke sind sehr fossilreich und enthalten u.a. Muscheln und Brachiopoden. Typisch sind Einschaltungen von m-dicken Kalkbänken, in denen Korallen gehäuft auftreten (Lithodendronkalke). Die Mergel der Kössen-Formation sind meistens sehr schlecht aufgeschlossen, zumeist stark bewachsen, aber oberflächlich durch ausgedehnte Vernässungsbereiche erkennbar. Die besten Aufschlüsse bieten Geländestufen zwischen der Abrisskante und der Sackungsstufe für Massenbewegungen. Diese treten bereits bei geringen Hangneigungen häufig auf. Die Mächtigkeit der Kössen-Formation ist aufgrund des Fehlens durchgehender Profile, der häufig intensiven Verfaltung und der zahlreichen Massenbewegungen schwer abschätzbar, dürfte aber ca. 100 m betragen.

Schattwalder Schichten

Die terrestrisch beeinflussten siltigen Kalke und Mergel über der Kössen-Formation waren im Untersuchungsgebiet nicht direkt aufgeschlossen, jedoch unter rotem Verwitterungsschutt zu vermuten. Seit Kurzem (Deutsche Stratigraphische Kommission, Subkommission Jura) wird die Schattwald-Formation im Rang eines Horizontes der Kendlbach-Formation zugerechnet, innerhalb der die Trias-Jura-Grenze liegt.

Kendlbach-Formation

Der untere Abschnitt (Tiefengraben-Member) entwickelt sich aus den Schattwalder Schichten allmählich hervor, ist noch klastisch beeinflusst und durch grau-gelbliche, siltige, arenitische Kalke gekennzeichnet.

Die dm-gebanten hornsteinführenden Kalke und cm-dicken Mergellagen des höheren Breitenberg-Members treten am Fuß des Juifen-Nordgrates wandbildend auf und erreichen eine Mächtigkeit von ca. 15 m.

Adnet-Formation

Die Rotkalke der Adnet-Formation sind ebenfalls am Nordgrat des Juifen (1988 m) und außerdem zwischen Rotwandhütte und Rotwandalm-Niederleger aufgeschlossen. Es handelt sich dabei um ziegelrote, teilweise hellrote bis weiß-beige Knollenkalke. Daneben treten rote Crinoidenkalke (Spatkalke) auf, welche häufig rein aus Crinoidenstielgliedern bestehen und dickbankig bis massig ausgebildet sind (auch Hierlatzkalke genannt). Am Nordgrat des Juifen sind außerdem ca. 20 m mächtige Rotkalkdebrite als Zeichen für sedimentäre Umlagerungsprozesse im Zuge der liassischen Dehnungstektonik aufgeschlossen.

Als Besonderheit kommt innerhalb dieser Debrite eine 10er-m-mächtige Gleitscholle aus Kössener Schichten vor.

Scheibelberg-Formation

Zwischen den Debriten gibt es auch gut gebankte grau-gelbliche Kieselkalke (Spiculite), die der Scheibelberg-Formation zuzurechnen sind. Möglicherweise handelt es sich hier ebenfalls um eine Gleitscholle.

Darüber folgt eine Wechselfolge aus harten, grauen bioturbaten Kalken (Fleckenkalke) mit Kieselknauern und dunklen Mergelzwischenlagen (Allgäu-Formation). Den

weiteren Aufbau der mächtigen Juifenpyramide bilden die Ruhpolding-, Ammergau- und Oberalm-Formation. Schüttungen von Flachwasserdetritus – auch als Barmsteinkalke bezeichnet – in das Ammergauer Becken sind für die Oberalm-Formation typisch und von Weitem als dicke, die Westwand des Juifen durchziehende Rippen klar erkennbar.

Quartäre Ablagerungen

Grundmoränenmaterial befindet sich im Arbeitsgebiet in der durch Vernässungen gekennzeichneten, weitläufigen Verebnung zwischen der Pitzalm, den Nordabhängen des Juifen und dem Hochleger der Schulterbergalm. Nördlich des Hochlegers der Schulterbergalm ist die Grundmoräne nahe der Geländekante in kleinen Gräben aufgeschlossen. Es handelt sich hierbei um Diamikte mit eher geringem Feinanteil, die Komponenten aus triassischen und jurassischen Karbonatgesteinen sind zumeist kantengerundet bis gerundet. Vereinzelt finden sich gekritzte Geschiebe, selten Kristallinkomponenten aus Amphibolit und Gneis als Hinweis auf den Einfluss des Inn- oder Isargletschers. Die Mächtigkeit dieser Grundmoräne erreicht hier 2–3 m. Die Kössen-Formation südlich der Pitzalm ist teilweise ebenfalls von geringmächtiger Grundmoräne bedeckt, wie an einzelnen kleinen Aufschlüssen festgestellt werden konnte. Anhand rein morphologischer Kriterien ist sie jedoch schwer von der Kössen-Formation zu unterscheiden. Die Wallform an der Rotwandhütte und kleinere Wallformen nördlich der Rotwandhütte weisen vom Material her einen relativ hohen Grobanteil von ca. 80 % auf. Die Komponenten sind generell eckig bis kantengerundet und es wurden keine Kristallingeschiebe gefunden. Hierbei könnte es sich um Seiten-/Endmoränen eines spätglazialen Stadiums einer lokalen Vergletscherung handeln.

Der breite U-förmige Querschnitt und das abgerundete Relief des Rotwandsattels deuten auf N-S-gerichtete Transfluenz von Eis aus dem Bächental hin.

Massenbewegungen

Massenbewegungen sind in erster Linie an die Verbreitung der Kössen-Formation gebunden. Die wasserstauenden Mergel- und Tonschiefer sind bereits bei mittleren Hangneigungen anfällig für flach- und tiefgründige Sackungen und Rutschungen. Talwärts können sich daraus Erdströme entwickeln. Einzelne Sackungskörper sind aufgrund unterschiedlicher Bewegungsraten von einander unterscheidbar. Im beschriebenen Arbeitsgebiet treten großräumige Massenbewegungen innerhalb der Kössen-Formation südöstlich, vor allem aber südwestlich der Pitzalm auf. Weiters ist der gesamte Hang zwischen dem Hochleger und dem Mitterleger der Rotwandalm davon betroffen.

Strukturgeologische Aspekte

Bereich Rotwandhütte/Rotwandsattel

Dieser Bereich ist vor allem durch eine intensive Verfaltung innerhalb der Kössen-Formation gekennzeichnet. Generell weist die starke Streuung der Einfallrichtungen und des Einfallswinkels der Schichtflächen auf die Überprägung der prägosauischen durch die eozäne NNE-SSW-gerichtete Einengungsphase hin. Die prägosauische NW-SE-Einengung scheint hier das dominierende strukturelle Element zu sein, was auch durch das Achsenstreichen der

NW-vergenten Antiklinalen im 10er-m-Bereich unterstrichen wird. Auch das generelle S-SE-Fallen der Schichtflächen in der näheren Umgebung der Rotwandalm weist darauf hin.

Abschiebung im Bereich Pitzalm, Schulterbergalm-Hochleger, Schulterberg

An einer Felsrippe am Hochleger der Schulterbergalm ist an einer steilen SSE-NNW-streichenden Störung ein Versatz von mehreren 10er-m erkennbar. Es handelt sich um eine Abschiebung, an der die Allgäu-Formation im SW auf das Niveau des Plattenkalks im NE abgeschoben wurde. Die Störung kann nicht direkt eingemessen werden, ein kleiner Graben zeichnet diese jedoch nach. Eine kleine Abschiebung unmittelbar westlich der Störung gibt die Situation im m-Bereich wieder (S 248/85 L 240/80, abschiebend [Top nach SW]; Schersinnindikator: Abrisskanten an Faserkristallen).

Die oben beschriebene Abschiebung, welche die Allgäu-Formation neben den Plattenkalk versetzt, tritt in den Gräben nördlich des Hochlegers der Schulterbergalm (Gebiet Taschbach) auch in stratigraphisch tieferer Position zutage und versetzt den Plattenkalk im W gegen den Hauptdolomit im E. Der genaue Betrag des Versatzes war aufgrund des graduellen Übergangs vom Hauptdolomit zum Plattenkalk und des stark streuenden Schichteinfalles nicht eindeutig eruierbar, beträgt aber max. 40 m. Der unmittelbare Bereich an der Störung ist stark zerlegt, eine diskrete, einmessbare Störungsfläche konnte nicht ausgemacht werden. Der Versatz am Hochleger der Schulterbergalm muss aber wesentlich größer sein. Ein Zweig der Abschiebung könnte listrisch in die Kössen-Formation hinein laufen.

Faltenstrukturen im Bereich Brettersbergalm Hochleger, Pitzkopf, Nordflanke des Pitzkopfes

An der Streuung der Raumlage der Schichtflächen und an Kleinfalten im m- bis 10er-m-Bereich kann auch hier eine Überlagerung der oben erwähnten zwei Kompressionsphasen festgestellt werden, wobei auch hier die prägosauische Phase stärker war. Am Geländerrücken südwestlich des Brettersbergalm-Hochlegers sind an der Forststraße graugelbliche Kalke und dünne, dunkelgraue Mergellagen der Kössen-Formation aufgeschlossen. Es handelt sich hier aller Wahrscheinlichkeit nach um den überkippten Süd-Schenkel einer ca. ENE-WSW- bis E-W-streichenden, großen Synklinalestruktur. Der Kern der Synklinale selbst ist nicht aufgeschlossen, größere Vernässungszonen lassen aber auf das Vorhandensein der Kössen-Formation schließen. Der generell mittelsteil S-fallende Plattenkalk westlich des Hochlegers der Brettersbergalm bildet den aufrechten Nord-Schenkel der Synklinale.

Störung nördlich des Pitzkopfes

Nordwestlich unterhalb des Pitzkopfes (1670 m) versetzt eine nahezu senkrechte WSW-ENE-streichende Störung den Plattenkalk im N gegen den Hauptdolomit im S. Der Hauptdolomit ist entlang der Störung über eine Breite von 5 bis 10 m kataklastisch deformiert, der Plattenkalk engständig verfalltet und zerschert. Diese Störung ist bis in den Bereich nordöstlich des Pitzkopfes verfolgbar. Die intensive Verfalltetung und kleinere Überschiebungsrampen

im Nahbereich der Störung weisen auf eine kompressive Struktur hin. Dies wird auch durch die Tatsache unterstrichen, dass nördlich unterhalb des Pitzkopfes der kataklastisch deformierte Hauptdolomit tektonisch über dem Plattenkalk liegt und seinerseits wieder stratigraphisch vom Plattenkalk des Gipfelbereichs überlagert wird. Dies lässt auf eine Schichtverdoppelung an einer steilen, vermutlich prägosauisch angelegten Aufschiebungsrampe schließen. Das nahezu senkrechte Einfallen der Störung könnte auf eine spätere Steilstellung im Zuge der eozänen Kompression zurückzuführen sein.

Blinde Überschiebung südwestlich des Pitzkopfes

Südwestlich unterhalb des Pitzkopfes ist an einem kleinen Steinbruch an der Forststraße zur Rotwandalm eine NE-SW-streichende Störung aufgeschlossen. Der an der Basis kataklastisch deformierte Hauptdolomit überschiebt hier auf Hauptdolomit und 2 m mächtigen basalen Plattenkalk. Nach NE in Richtung Pitzkopf endet diese Störung offensichtlich blind bzw. wird der Einengungsbetrag durch Faltung kompensiert. Eine NW-SE-streichende Antiklinale im 10er-m-Bereich zeigt die eozäne Kompressionsphase an, zu der vermutlich auch die Störung gehört. Die Steilheit der Störungsfläche könnte auch mit einer invertierten ehemaligen Abschiebung, mit Absenkung des Nordblockes, zusammenhängen.

Gebiet Halserspitze – Gufferthütte – Filzmoosbach – Wichtelplatte

Die Schichtfolge reicht vom obertriassischen Hauptdolomit bis zur unterkretazischen Schrambach-Formation. Bezüglich Beschreibung des Großteils der Schichtglieder sei auf entsprechende Abschnitte in den anderen Gebietsbeschreibungen verwiesen.

Ruhpolding-Formation

Dieses Leit-Schichtglied bei der Geländearbeit, insbesondere für tektonische Fragestellungen, repräsentiert den bathymetrisch tiefsten Abschnitt der jurassischen Beckenentwicklungen. Kennzeichnend sind cm- bis dm-gebauerte, plattige, rotbraune Radiolarienmikrite, Kieselkalke und Chertlagen. Bisweilen treten auch pelitische Lagen hinzu. Die Mächtigkeit ist mit 2–3 m äußerst gering. Außerdem setzt die Ruhpolding-Formation hier basal über ausgeprägten Hartgründen mit Mangankrusten der Rotkalk-Gruppe ein.

Ammergau-Formation/Oberalm-Formation

Diese oberjurassisch-unterkretazische pelagische Beckenfazies ist durch hellgraue bis -grüne, im höheren Abschnitt teils grüngraue bis weinrote, muschelartig brechende radiolarienführende Kalkmikrite charakterisiert.

Auch im Nordschenkel der Thiersee-Synklinale im Gebiet der Blauberger greifen, wie am Juifen und Fonsjoch, Schüttungen von Barmsteinkalken in die pelagische Sedimentation ein. In einem Steinbruch an der Forststraße Gufferthütte – Im Sattel sind diese Schüttungen in Form dickbankiger, lateral nicht konsistenter, beige-bräunlicher Kalkgrainstones bis -rudite innerhalb der Mikrite sichtbar. Diese Kalke sind häufig von großen Kieselknauern und -lagen begleitet.

Schrambach-Formation

Durch zunehmende Mergeleinschaltungen in die Kalkmikrite geht die Ammergau-Formation graduell in die Schrambach-Formation über. Dieses im Westteil der Thiersee-Synklinale jüngste Schichtglied setzt sich aus olivgrün-grauen, glimmerreichen, blättrigen Mergeln mit Siltsteinlagen zusammen.

Quartäre Sedimente

Die flachen Hänge nördlich des Filzmoosbaches und des orographisch rechten Seitenbaches, der bei Kote 1144 in den Filzmoosbach mündet, weisen eine bereichsweise mächtige Quartärbedeckung auf.

Grundmoräne

An den großen erosiven Anrissen an der orographisch rechten Seite des Filzmoosbaches ist zum überwiegenden Teil hochglaziale Grundmoräne aufgeschlossen. Die Mächtigkeit der Grundmoräne erreicht hier teilweise über 50 m.

Es handelt sich um Moränen mit einem relativ hohen Grobanteil von ca. 80°, der Feinanteil ist sandig-schluffig. Die Komponenten, welche zum überwiegenden Teil aus Karbonaten und Mergeln der Trias und des Jura bestehen, sind kantengerundet bis gerundet. Häufig finden sich auch gekritzte Geschiebe und vereinzelt kleine, eckige Radiolaritkomponenten. Kristallingschiebe wurden nicht gefunden.

Die Grundmoräne, welche nördlich des Bachs zwischen Kote 1286 und 1144 an den Forststraßen gut aufgeschlossen ist, entspricht hinsichtlich der Zusammensetzung weitestgehend der oben beschriebenen Grundmoräne. Die Mächtigkeit ist mit zumeist ca. 2 bis 3 m deutlich geringer als nördlich des Filzmoosbaches.

Eisrandsedimente

Orographisch rechts über dem Filzmoosbach sind auf 1210 m Höhe (siehe Quartäraufschluss bei Schautafel 8, „Eiszeitrelikte“ [DIETMAIR, Geo-Pfad obere Ampelsbach-/Filzmoosbach-Schlucht. Präsentationsmappe, Augsburg 2007] Eisrandsedimente aufgeschlossen.

Über schlecht aufgeschlossenen Kieseln mit eher schlechter Sortierung folgen ca. 1 bis 3 m mächtige Schluffe mit deutlicher Feinlamination. Einzelne mm-dicke Laminae von dunkelgrau-grünlicher Farbe wechseln mit hellgrau-beigen Schluffen. Darüber folgen recht gut sortierte, deutlich geschichtete schluffige Sande und Kiese (diese werden in der Schautafel fälschlicherweise als Grundmoräne bezeichnet).

Massenbewegungen

Diese sind vor allem an Bereiche gebunden, in denen die Kössen-Formation ansteht. Kleinere Sackungen finden sich auch innerhalb der Ammergau-Formation und der Schrambach-Formation. Von größeren aktiven Massenbewegungen betroffen ist vor allem der Talkessel südöstlich der Schönleitenalm, wo sich talwärts aus den Massenbewegungen kleinere Erdströme entwickeln. Im kleinen Talkessel südlich der Jagdhütte (Kote 1433) sind die Verhältnisse ähnlich. Da die Rotkalke der Adnet-Formation als kompetentes, rigides Felsband nahezu hangparallel streichen und so eine natürliche Barriere bilden,

bleiben die aktiven Rutschungszonen weitestgehend auf die Verbreitung der Kössen-Formation beschränkt und können sich nicht als Erdströme größeren Ausmaßes talwärts bewegen. Im gesamten, von Vernässungen gekennzeichneten Verbreitungsgebiet der Kössen-Formation sind immer wieder Hangbewegungen am Säbelwuchs der Bäume und an schief stehenden Bäumen („Betrunkenner Wald“) erkennbar.

Strukturgeologische Beobachtungen

Das gesamte Arbeitsgebiet liegt im Bereich des aufrechten Nord-Schenkels der großen Thiersee-Synklinale. Während der Plattenkalk weitgehend hangparallel einfällt, treten auf den flachen Alm- und Waldgebieten südlich der Linie Sindelsdorfer Alm – Schönleitenalm, abgesehen von einigen strukturellen Komplikationen, sukzessive jüngere Schichtglieder auf. Entlang des Filzmoosbachs und entlang des Bachs zwischen Kote 1144 und Kote 1286 ist das jüngste Schichtglied in diesem Gebiet, die Schrambach-Formation, aufgeschlossen. Diese bildet auch den Kern der Thiersee-Synklinale. Die bereits erwähnten in etwa hangparallelen Felsflanken aus Plattenkalk im Nordteil des Gebietes weisen lokal WSW-ENE-streichende Kleinfalten auf, die als Sekundärfalten zur Großstruktur der Thiersee-Synklinale anzusehen sind. Sie weisen die für Sekundärfalten typische Langschenkel-Kurzschenkel-Geometrie auf, wobei hier die Nord-Schenkel meist nur wenige Meter, die Süd-Schenkel mehrere 10er-m bis 100er-m lang sind. Die Kössen-Formation im Bereich der weiträumigen, vernässen, mittelsteilen bis flachen Almwiesen am Fuß der Plattenkalkflanken scheint wesentlich engständiger verfault zu sein. Die Kalke innerhalb der Kössen-Formation sind hier immer wieder in Form von WSW-ENE-streichenden Antiklinalen aufgeschlossen. Die eozäne NNE-SSW-Kompression hat diese prägosaisch angelegten Strukturen überprägt und bedingt das laterale Abtauchen der Faltenachsen der Antiklinalen.

Antiklinale südwestlich der Schönleitenalm

Südwestlich der Schönleitenalm springt der Plattenkalk weit nach SE vor. Der Grund dafür ist eine WSW-ENE-streichende, SE-vergente Antiklinale im 100er-m-Bereich. Die Streich- und Fallwerte im Plattenkalk zeichnen diese Struktur im Wesentlichen nach. Die Streuung ist auf die spätere, kompressive eozäne Überprägung zurückzuführen. Im Süden, Osten und Norden taucht der Plattenkalk unter die Kössen-Formation ab, westsüdwestlich der Schönleitenalm bildet die Kössen-Formation eine flache, nach Westsüdwesten in die Luft aushebende Synklinale.

Dextrale Seitenverschiebung zwischen Filzmoosbach und Blaubergalm

Im Westen wird die oben beschriebene Antiklinale von einer großen, NW-SE-streichenden dextralen Seitenverschiebung abgeschnitten. Der Versatz an der Hauptstörung, welcher an der Adnet-Formation als idealer Marker abgelesen werden kann, beträgt knapp über 1 km, die Knollenkalke der Adnet-Formation, die in einem kleinen Steinbruch ostnordöstlich von Kote 1286 („Im Sattel“) aufgeschlossen sind, müssen zwischen der Hauptstörung und einer im Nordosten verlaufenden Zweigstörung liegen. Gegen Süden läuft diese Seitenverschiebung in die Schrambach-Formation hinein, wo sie nicht mehr weiter

verfolgt werden kann. Im Nordwesten lässt sich die Störung bis zu einer Geländesutur südlich der Wichtlplatte verfolgen, wo der Plattenkalk an die Knollenkalke der Ad-

net-Formation, die Ruhpolding-Formation und die Ammergau-Formation grenzt, bevor sie in Richtung Blaubergalm in den Hauptdolomit hinein läuft.

Blatt 102 Aflenz Kurort

Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Gebiet des Oisching – Schießlingkammes zwischen Feistringgraben und Seebach auf Blatt 102 Aflenz Kurort

OTTO KREUSS

Das bearbeitete Gebiet umfasst den Höhenzug Oisching – Schießling zwischen Feistringgraben und Seegraben westlich von Göriach und schließt damit unmittelbar östlich an jenes von Gerhard BRYDA an. Im Norden umfasst es die Westflanke des Oisching mit Ebenwald und Mannsteinwald sowie den Osthang des unteren Feistringgrabens. Im Süden reicht es bis zum Rand des Aflenzer Tertiärbeckens zwischen Dörfach und Obergraßnitz. Das südlich daran anschließende Tertiärbecken wurde jüngst durch eine Diplomarbeit (Doris REISCHENBACHER, Geologie und Entwicklungsgeschichte des Aflenzer Beckens, Unveröff. Diplomarb. Montanuniv. Leoben, 122 S., Leoben 2003; siehe auch: REISCHENBACHER, Jb. Geol. B.-A., 143/3, 420–422, Wien 2003) neubearbeitet.

Während im Norden (Ebenwald und Mannsteinwald) die Mittel- bis tiefere Obertrias noch fast ausschließlich in Dolomitentwicklung der Fölfazies vorliegt, gehört der Südhang des Schießling mit seiner Mittel- bis Obertrias bereits zum klassischen Gebiet der Aflenzer Fazies. Im Raum zwischen Dörfacher Graben – ehemaliger Ghf. Berghof und unterer Feistringgraben treten noch Gesteine der Grauwackenzone auf.

Als ältestes Gestein tritt im Südwesten zwischen unterem Feistringgraben und Dörfacher Graben in zwei voneinander getrennten Vorkommen ein gegen Westen breiter werdender Streifen von **Porphyroid** auf. Die Liegendgrenze ist durch Gesteine des Aflenzer Tertiärs verdeckt. Frische Anrisse südwestlich des Berghofes zeigen den Porphyroid als grauen, seltener auch grünlichgrauen durchwegs massigen Typ, der durch ein weitständiges Kluftsystem zu grobblockigem Zerfall neigt. Morphologisch tritt er durch steile Flanken unterhalb des Berghofes hervor. Die östlichsten Aufschlüsse befinden sich in einem Hohlweg, der nördlich Dörfach zum Berghof führt.

Über dem Porphyroid folgt ein schmaler Streifen von **Radschiefern** (bei Erich SPENGLER & Josef STINY, Geologische Spezialkarte der Rep. Österr. 1:75.000, Blatt 4954 Eisenerz, Wildalpe und Aflenz, Geol. B.-A., Wien 1926: Silurschiefer), deren Mächtigkeit bei wenigen Zehnermetern liegen dürfte. Sie sind entlang des Weges, der von der Siedlung Feistring zum Berghof führt, hin und wieder angerissen, großteils jedoch bereits leicht verrutscht. Dieser Wegabschnitt ist durch zahlreiche kleine Quellaustritte gekennzeichnet. Lithologisch handelt es sich um hell- bis dunkelgraue manchmal auch grünlichgraue stark verwitterte geschieferte Feinsandsteine und Siltschiefer. In aufschlussarmen Gebieten ist eine zweifelsfreie Trennung

dieser grünlichgrauen Siltschiefer von den ebenfalls grünlichen Werfener Siltsteinen schwierig.

Im Hangenden der Radschiefer treten immer wieder unterschiedlich große kalkige Linsen auf. Diese bei SPENGLER & STINY (1926) unter dem Namen **Erzführender Kalk** (Silur bis Devon) bezeichneten Einschaltungen haben unterschiedliches Aussehen. Die von hellgrau bis leicht beige gefärbten Kalke sind häufig stark durchbewegt und besitzen an den Schichtflächen manchmal starke Glimmerführung. Vererzungsspuren konnten im Aufnahmegebiet hingegen keine beobachtet werden. Neben dem bereits bei SPENGLER & STINY (1926) eingetragenen Vorkommen an der Straße zum ehemaligen Ghf. Berghof (in der Karte von SPENGLER & STINY, 1926, unter dem Namen Haindler) konnten weitere, meist kleine Vorkommen aufgefunden werden. Die östlichsten Vorkommen liegen im Dörfacher Graben an der Straße zum Ghf. Berghof.

Nordwestlich vom Ghf. Berghof liegt über den Radschiefern eine wenige Meter mächtige Einschaltung von **Prebichlschichten**. Es handelt sich hierbei um ein basal grobkörniges Konglomerat mit weißen gut gerundeten Quarzen, das gegen das Hangende allmählich in einen grauen Quarzsandstein übergeht. Bei SPENGLER & STINY (1926) ist dieses lokale Vorkommen als „Grundkonglomerat der Werfener Schiefer – Verrucano“ lediglich als Aufdruck an der Basis der Werfener Schichten eingetragen. Trotz der schlechten Aufschlussverhältnisse in dem von kleinen Rutschungen geprägten Gebiet lässt sich hier eine Abfolge von grünlichgrauen Radschiefern, geringmächtigem Prebichlkonglomerat und grünlichen Quarzsandsteinen der Werfener Schichten erkennen. Im Hang gegen den Gasthof Berghof finden sich weit verstreut vereinzelt Lestesteine dieses Konglomerattyps und markieren damit die Grenze Grauwackenzone – Kalkalpenbasis. Östlich des Berghofes treten unter den Werfener Schichten einige Meter mächtige graue feinkörnige Sandsteine auf, die hier ebenfalls zu den Prebichlschichten gestellt werden.

Die **Werfener Schichten** bauen die Südhänge des Draiacher Berges zwischen Feistringgraben (südlich Gehöft Müllner) und Farntal auf. Der Liegendabschnitt besteht zumeist aus grünlichen feinkörnigen Quarzsandsteinen (Werfener Quarzit) übergehend in grüngraue bis graue, ocker verwitternde Siltsteine bis glimmerige Sandsteine, die die Hauptmasse bilden. Im Hangendabschnitt treten gehäuft Einschaltungen von sandigen Werfener Kalken und schließlich auch reine Kalkbänke auf. Die Kalke sind meist dünnbankig, blaugrau bis violett, in verwittertem Zustand gelblich bis bräunlich gefärbt. Gute Aufschlüsse dieser Fazies finden sich im Bachbett des Gußgrabens unmittelbar im Liegenden des Gutensteiner Dolomits.

Darüber folgt **Gutensteiner Dolomit**. Der meist deutlich im dm-Bereich gebankte, örtlich brekziiert wirkende, graue bis dunkelgraue Dolomit führt gelegentlich geringmächtige