

Alps. Apart from the described one in the Zillergründl, such moraines are only known in Schwarzensteinkees glacier forefield in the Upper Zemmgrund valley (ZASADNI, 2011).

In the mapped area occur 38 intact rock glaciers (active or inactive rock glaciers, undistinguished). They are related to climate condition and permafrost creep during the late Holocene/Little Ice Age. Fronts of intact rock glaciers are on average at an elevation 2,590 m. The lowest ones occur in Gaulkar cirque (~2,200 m) located south of In der Au settlement and Magnerkare cirque (2,350 m) located south of Zillergründl reservoir lake. In the head of Zillergründl valley near Heiliges Geistjöchel pass, between Winkelkopf mountain and Oberboden site occur the largest rock glacier in the Zillertal Alps. It is only 800 m long but covers an area of 0.56 km², which makes it twice the size of the largest rock glaciers on the northern slope of the Tuxer Hauptkamm massif. Its front is 20–40 m high and stands at an elevation 2,410 m.

Landforms and sediments related to mass movements

Large landslides and deep seated gravitational deformations do not occur in the mapped area. The only evidence of deep seated rock flow occurs in the western side of Aukar cirque where several gravitational antithetic faults occur in the Aukar alp, from ~2,000 to ~2500 m. Down from this cirque occurs large rockfall scarp and massive boulder accumulation comprising several meters up to 20 m in diameter blocks. Similar debris accumulations with exceptionally large blocks occur also near In der Au settlement and the lower section of the Sundergrund valley. These debris accumulations are distinguished from common talus slope and cones not only by the large size of blocks but

also by the less segregation of the material, which is typical for taluses. Most likely, they were formed as the result of larger single or several rock falls or rock avalanches just after the deglaciation of the valleys. Today these landforms are inactive.

The bottoms of the main valleys are filled with talus and debris flow cones and alluvial sediments. Unusual talus accumulations occur in the Hundsköhle valley – particularly near Mitterhütten and Grumala sites and south of Karlahner site (1,850–2,190 m). They occur only on the foot of rock walls on the western side and are made entirely of debris and blocks without a fine matrix. The surface of these debris cones often reaching the counter slope so the debris is accumulated in an upslope direction. The morphological shape and also the common occurrence of fine debris on the top of larger blocks on their surfaces (snow avalanche perched debris) prove that the main process of debris accumulation in these cases is snow avalanches. The Hundsköhle Valley is blocked in three places with such debris cones, which gives a very interesting phenomenon of sinking and flowing out of a relatively large stream. The fact that the stream flows underground through the cone material proves that they are mainly made of openwork large blocks.

References

ZASADNI, J. (2011): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen der quartären Sedimente im Zemmgrund, Schlegeisgrund und im Bereich Dristner und Tuxer Joch auf Blatt 149 Lanersbach, 150 Mayrhofen und 176 Mühlbach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **151**, 138–140, Wien.

Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

Bericht 2018–2019 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

GERHARD BRYDA

In den Kartierungssaisonen 2018/2019 wurden hauptsächlich kalkalpine Abschnitte im Mittelteil des Kartenblattes Waidhofen an der Ybbs geologisch neu aufgenommen. Das Arbeitsgebiet 2018 erstreckte sich von Waidhofen an der Ybbs nach Osten bis nach Gstadt und im Süden bis in den Bereich Rabenstadl (Niederösterreich). Im Jahr 2019 wurden die Arbeiten im Gebiet von Großschnaidt, Lindau und Weyer (Oberösterreich) fortgesetzt. Zusätzlich wurden Bereiche der Rhenodanubischen Flyschzone südlich des Nellingbachtals begangen.

Abschnitt Waidhofen/Ybbs, Gstadt, Rabenstadl

Am südlichen Stadtrand von Waidhofen an der Ybbs sind Gesteine der Grestener Klippenzone (Ultrahelvetikum) aufgeschlossen. Bei diesen handelt es sich überwiegend um dunkelgraue bis schwarze, variabel (wenige Zentimeter bis

max. 40 Zentimeter) gebankte, sandige Mergel mit häufig Hellglimmerschüppchen auf den Schichtflächen und eingeschalteten ebenflächigen Sandsteinlagen. Dabei wechseln sich dünnblättrig spaltende, tonigere Lagen mit kompakteren, kalkigeren Bänken ab. Zusätzlich treten dickere Kalkmergellagen mit Crinoidenschutt auf, selten sind auch Hornsteinknollen enthalten.

Die besten Aufschlüsse in diesem Gestein befinden sich unmittelbar südlich der Schmalspurbahn am Hang und in den Gräben oberhalb der Bahntrasse zwischen der Haltestelle beim BRG Waidhofen/Ybbs (Schiller Park) und dem östlich gelegenen Sportplatz (Vogelsang). Weitere Aufschlüsse sind am Weg von der Stadt zum Naturpark und im Graben, der südlich des Parks in den Schwarzbach mündet, vorhanden.

Dieses Gestein entspricht lithologisch dem von verschiedenen Autoren beschriebenen „Posidonomyenmergel“ (GEYER, 1909: 60–62, 1911: 32–33) – „*Posidonia alpina* Mergel“ (TRAUTH, 1921: 176ff.) – und der „Mergelentwicklung mit *Bositra buchi* (ROEMER)“ (FAUPL, 1975: 11, 41–45), die im Hangenden der Gresten-Formation folgt und als marine Ablagerung des Obersten Unterjura (Lias) bis Mitteljura (Dogger) anzusehen ist.

Die „Posidonienschichten“ (PILLER et al., 2004) werden im Süden von einer etwa WNW–ESE streichenden, steilstehenden Störung abgeschnitten und grenzen tektonisch an einen braun verwitternden, fein- bis grobkörnigen, Helliglimmer führenden Quarzsandstein mit Mergellagen, der bereits zum Flysch der Klippenhülle zu stellen ist. Teilweise kommen in diesem Sandstein auch bunte Ton-Mergeleinschaltungen vor.

Der Flyschsandstein der Klippenhülle grenzt wiederum an einer, jetzt steiler ESE vom „Vogelsang“ im Osten bis in das Schwarzenbachtal WNW streichenden Störung an Gesteine der Losenstein-Formation. Diese bildet das tektonisch Liegende der Frankenfels-Decke und ist an der Basis des Buchenberges südlich Waidhofen an der Ybbs und im Sattelgraben über dem „Wh Untergrasberg“ bis in den oberen Bereich des Grabens, der Richtung Schwarzenbachtal hinunterzieht, aufgeschlossen.

Die Losenstein-Formation besteht dabei zum überwiegenden Teil aus braun verwitternden, Karbonat gebundenen, auch kieseligen Feinsandsteinen und grünlichgrauen Mergeln, die jedoch entweder bis über kopfgroße Quarzgerölle (auch Kalk und Kristallingesteine) oder Grobsandstein- und Brekzienlagen mit Karbonatkomponenten und Glaukonit enthalten. Im Talschluss des Sattelgrabens, unmittelbar östlich des Sattels, treten innerhalb der Losenstein-Formation überwiegend radiolaritisch-kieselige Gesteine mit eingeschalteten dunkelgrauen, sandigen Kieselkalken, 5 bis 15 cm mächtigen, sehr zähen, gefitteten bio- und lithoklastischen Grobsandsteinlagen mit überwiegend Crinoidenschutt und auffälligem Glaukonitgehalt und bis zu 50 cm mächtigen Brekzienlagen mit triadischen? Kalkkomponenten auf.

Auf der Nordseite des Buchenberges trifft man in der östlichen und westlichen Nachbarschaft des „Jubiläumsbrunnens“ auf kleine Felsrippen, die aus der Losenstein-Formation hervorgehen. Diese bestehen aus einem dünnbankigen und mergeligen, dicht mikritischen, hellgrau-beige gefärbten und teilweise fleckig bioturbirten Bankkalk, der teilweise Hornsteinknollen und -Lagen führt. Im untersten Abschnitt des westlichen Aufschlusses ist an der Basis dieses Kalkes noch ein hellroter, dünnschichtig-knolliger und mikritischer Kalktyp aufgeschlossen. Vermutlich handelt es sich bei dieser Kalkrippe um eine inverse Abfolge aus Haselbergkalk und Schrambach-Formation.

Gegen Westen kann diese, sehr schlecht aufgeschlossene Kalkrippe mit Lesesteinen bis zu dem Forstweg verfolgt werden, der in 440 m Seehöhe oberhalb des Waidhofenbachtals verläuft und danach unter der Schuttbedeckung verschwindet. Die Kalkrippe dürfte sich westlich des Schwarzbachtals in der bereits bei GEYER (1909: 54–55, 1911: 35–36) und TRAUTH (1921: 201–202, 1948: 184ff.) beschriebenen Wandstufe der „Schnabelberg Kanzel“ fortsetzen.

Die Frankenfels-Decke setzt mit Opponitzer Rauwacke, die als ältestes Schichtglied meist im Grenzbereich zur Deckenüberschiebung erhalten ist, ein. Gute Aufschlüsse finden sich an der Basis des Buchen- und Schnabelberges beiderseits der Bundesstraße durch das Schwarzenbachtal. Im stratigrafisch Hangenden folgt Hauptdolomit in typischer Ausbildung, in dem am Schnabelberg eine weithin verfolgbare Synklinale angelegt ist, die von Kössen-Formation über Allgäu-Formation, bunte Kalke des

oberen Jura sowie Schrambach-Formation bis in die siliziklastische Losenstein-Formation reicht (BRYDA, 2017). Diese Synklinale schließt sich am Ostende des Schnabelberges unter weitestgehender Abscherung der Schichtfolge im inversen Hangendschenkel und der Losenstein-Formation im Muldenkern.

Im Schwarzenbachtal ist nur mehr die Kössen-Formation des Liegendschenkels mit streckenweise auflagerndem Oberrhätkalk erhalten. Diese Formationen ziehen als steil SE fallendes, schmales Band über die Westflanke des Buchenberges und keilen im Bereich der Ostflanke aus bzw. werden tektonisch abgeschnitten. Die Hangendgrenze zum überlagernden Hauptdolomit der Buchenberg-Südostflanke folgt der Abscherungsfläche des Hangendschenkels der Schnabelberg-Synklinale. Der Hauptdolomit im Bereich der Südostflanke des Buchenberges entspricht also dem Hauptdolomit des inversen Schenkels der Schnabelberg-Synklinale. Bei dem schmalen Band aus Rauwacke, welches aus der Südostflanke des Schnabelberges über das Schwarzenbachtal nach WNW streicht und den Hauptdolomit des Buchenberges als schmale Lamelle überlagert, handelt es sich vermutlich um Opponitzer Rauwacke.

Nach TRAUTH (1954: 125) und beiliegender geologischer Karte sind innerhalb der Frankenfels-Decke südlich des Buchenberges zwei Synklinalen mit Jura-Kreideablagerungen angelegt. Die vom Waidhofenbachtal (Einmündung des Lugerbaches) über das namensgebende Wirtshaus Untergrasberg über den Sattelgraben in das Ybbstal WSW–ENE streichende „Untergrasberg-Mulde“ und die im Grenzgebiet zur Lunz-Decke mehr oder weniger E–W streichende, nach dem Gehöft Obergrasberg benannte „Obergrasberg-Mulde“. SCHNABEL (1970: 181) weist darauf hin, dass in der „Untergrasberg-Mulde“ nicht, wie von TRAUTH (1954) angenommen, eine vollständige Schichtfolge von der Trias bis in die Unterkreide vorhanden ist, sondern nur Gesteine des oberen Jura und der Unterkreide, die in tektonischem Kontakt zu den auflagernden Rauwacken und dem Hauptdolomit stehen. SCHNABEL (1970) betrachtet die „Untergrasberg-Mulde“ daher als Aufschuppung oder Fenster, in dem die Oberjura-Unterkreide-Gesteine einer „Frankenfels-Liegendschuppe“ aufgeschlossen sind. Diese werden von der „Frankenfels-Hangendschuppe“ überlagert (SCHNABEL, 1970: Tafel 6, Profil 3). Die „Obergrasberg-Mulde“ betrachtet er, wie TRAUTH (1954), als enggepresste, nordvergente Synklinale mit einer vollständigen Schichtfolge, die vom Hauptdolomit bis in das „Neokom“ (Tiefere Unterkreide, Berriasium–Hauterivium) reicht.

Die eigenen Kartierungen bestätigen im Prinzip die Vorstellungen von SCHNABEL (1970), liefern darüber hinaus jedoch noch zusätzliche Details, aufgrund derer das Bild noch etwas abgewandelt werden muss:

Die Überschiebung der Lunz-Decke auf die Frankenfels-Decke verläuft im westlich gelegenen Lugerbachtal an der Basis der Lunzer Schichten entlang der nordwestlichen, dem Schnabelberg zugewandten Talflanke. Nordwestlich der Einmündung des Lugerbaches in den Waidhofenbach ist im Bereich der Überschiebung eine geringmächtige Schuppe aus rotem Flaserkalk (Haselbergkalk = Tithonflaserkalk) und stratigrafisch auflagernder Schrambach-Formation in den Hauptdolomit der Frankenfels-Decke tektonisch eingeschaltet. Die Deckengrenze streicht nun quer über das Tal des Waidhofenbaches und

folgt dann, im Bereich des Gehöfts (Jausenstation) Bärleiten, zuerst der Grenze zwischen Lunzer Schichten und Opponitzer Rauwacke. Der in diesem Bereich aufgeschlossene, sichere Lunzer Sandstein ist in bisherigen Kartierungen nicht erfasst worden und als schmale, gut aufgeschlossene Rippe in NE-Richtung bis knapp unterhalb des Gasthofes Untergrasberg verfolgbar.

Vermutlich können diese Lunzer Schichten nicht als stratigrafisch liegender Teil der Opponitzer Rauwacke und ältester Anteil der Frankenfels-Decke angesehen werden. Eher handelt es sich um die Fortsetzung der Lunzer Schichten an der Basis der Lunz-Decke, die auch am Hang südlich des Gehöfts Bärleiten, oberhalb der Bahnstrecke anstehen. Die Losenstein-Formation des Untergrasberg-Fensters ist bereits im Graben südlich des Gehöfts Bärleiten nachweisbar und dann über den Gasthof Untergrasberg bis in den Sattelgraben verfolgbar. Im Graben südöstlich Bärleiten setzt auch ein Zug mit stark tektonisch beanspruchtem Hauptdolomit, druckgelöster (geschieferter) Allgäu-Formation und auflagernden geringmächtigen roten Spatkalken (Vils-Formation bis Mühlbergkalk?) ein, der als Liegendschenkel der Obergrasberg-Synklinale der Frankenfels-Decke anzusehen ist. Vermutlich gehören auch die kleinen, isoliert über der Losenstein-Formation liegenden Schollen (südwestlich Untergrasberg und im Sattelgraben) aus tektonisch stark beanspruchter Rauwacke und Hauptdolomit ursprünglich dem Liegendschenkel der Obergrasberg-Synklinale an. Die zwischen Kreilhof und dem Vogelsang ungewöhnlich mächtige Allgäu-Formation befindet sich in einer analogen Position.

Spätestens ab dem Gasthof Untergrasberg geht die Überschiebung der Lunz-Decke in eine steil SE fallende Störung über, welche die Opponitzer Rauwacke und den Hauptdolomit des Buchenberges mit der unterlagernden Losenstein-Formation von der Losenstein-Formation des Untergrasberg-Fensters trennt und diese gegenüber den zuerst genannten Einheiten anhebt.

Die Deckengrenze der Lunz-Decke verläuft ab Untergrasberg wieder an der Grenze zwischen den Lunzer Schichten und der Losenstein-Formation zuerst wieder nach Südwesten bis in den Graben südlich Bärleiten und danach oberhalb der Südflanke des Grabens in Richtung Glatzberg, schwenkt aber auf Höhe des Gehöftes Obergrasberg in W-E-Richtung um und quert die Nordwestflanke des Glatzberges in etwa 780 m Seehöhe. Im Liegenden wird die Überschiebung von einer Abfolge aus dunkelgrauen, kieseligen Fleckenmergeln der Allgäu-Formation, hellroten und weißen Spatkalken (Vils-Formation und Mühlbergkalk) und mikritischen, grünlichgrauen, dünn-schichtigen und bioturbirten Mergelkalken der Schrambach-Formation begleitet. Diese bilden den Rest des invers liegenden Hangendschenkels der Obergrasberg-Synklinale.

Am Glatzberg selbst ist bereits innerhalb des Hauptdolomites der Lunz-Decke eine kleine, WSW-ENE streichende Synklinale erhalten, deren Schichtfolge zumindest bis in den höheren Dogger reicht.

In früheren, weniger hoch aufgelösten Kartierungen (SCHNABEL, 1970; HENRICH, 2011) wurden die Gesteine dieser „Glatzberg-Synklinale“ noch der Obergrasberg-Synklinale und damit der Frankenfels-Decke zugeordnet. Daraus resultierte eine ungewöhnliche Raumlage der Deckenüberschiebungsfäche der Lunz-Decke auf die Franken-

fels-Decke, die im Kartenbild und Geländeverschnitt einer scheinbar mittelsteil nach Nordwesten einfallenden Überschiebungsfäche entsprochen hätte.

Innerhalb der Glatzberg-Synklinale ist besonders an deren West- und Ostende geringmächtiger oolithischer Plattenkalk mit der Foraminifere *Triasina hantkeni* (MAJZON 1954) erhalten. Darüber folgt ein schmales Band schlecht aufgeschlossener, typischer Kalke der Kössen-Formation. Im stratigrafisch Hangenden dann Korallen führender, creme-weißer und dickbankiger Oberrhätalk.

Im ENE-Teil der Glatzberg-Synklinale und auch im Bereich des Felsens mit dem Aussichtspunkt/Bildstock am WSW-Ende der Synklinale wird der Oberrhätalk von einem gelblichgrau bis rötlichgrau gefärbten, variabel gebankten, welligschichtigen und feinkörnigen, kieseligen Kalk, der teilweise große Hornsteinknollen führt, überlagert.

Im Dünnschliff ist dieser als Grainstone bis Packstone, der hauptsächlich aus teilweise bräunlich-gelb verfärbten, meist unregelmäßig begrenzten Pellets mit 0,1 bis 0,25 Millimeter Durchmesser besteht.

Die zweitwichtigste Komponente bilden Schwammnadeln, die jedoch meist in Kalzit umgewandelt sind. Zusätzlich sind Ostracodenschalen, Echinodermenbruchstücke, einige uniseriale Foraminiferen und selten Gastropodenschalen vorhanden. Der Zement zwischen den Komponenten ist feinkörnig mikrosparitisch ausgebildet, etwa 1 % der Komponenten besteht aus siliziklastischem Detritus – das Gestein ist stark bioturbiert.

Bisher konnten in dem Gestein keine Makrofossilien gefunden werden – lithologisch kann es mit dem Scheibelbergkalk (Liashornsteinknollenkalk) verglichen werden – ist jedoch nicht „lutitisch“ entwickelt (TOLLMANN, 1976: 303–306). Als stratigrafische Reichweite kann Unter- bis Mitteljura? angenommen werden.

Im Hangenden wird der „Scheibelbergkalk“ von meist hellroten, aber auch weißen, dünnbankig-knolligen Crinoidenspatkalken überlagert, die vorerst zur Vils-Formation (Mitteljura) gestellt worden sind. Im Grenzbereich zu dieser ist der „Scheibelbergkalk“ teilweise als intraformationelle Brekzie mit Hornsteinbruchstücken ausgebildet (Aufschlüsse nahe dem Bildstock, Aussichtspunkt oberhalb des Weges auf den Glatzberg).

Zur abschließenden Klärung der stratigrafischen Zuordnung und Reichweite der beschriebenen Gesteine der Glatzberg-Synklinale soll das Gebiet in der kommenden Kartierungssaison nochmals besucht und weitere Proben entnommen sowie Makrofossilien aufgesammelt werden.

Abschnitt Großschnaidt, Lindau, Weyer

Der im Bereich von Großschnaidt und am Lindauer von HENRICH (2011) bereits erfasste geologische Aufbau konnte im Wesentlichen bestätigt werden. Die Verwendung von Laserscan-Daten führte jedoch an vielen Stellen zu Lagekorrekturen der Gesteinskontakte und der Abgrenzung zahlreicher, bisher nicht erkannter Massenbewegungen. Zusätzliche, im teilweise schlecht aufgeschlossenen Gelände neu gefundene Aufschlüsse und einige Berichtigungen ergeben ein abgeändertes Bild des tektonischen Baustils.

Die inverse Schichtfolge des 898 m hohen Elmkogels (BRYDA, 2017) wird oberhalb des Gehöftes Riener von einer NW–SE streichenden Störung abgeschnitten und der Kontakt zwischen der liegenden Schrambach-Formation und den roten und grauen, teilweise Hornstein führenden Spatkalken (Mittel- bis Oberjura?) um ca. 150 m linksseitig versetzt. Die Jura-Rotkalken bauen sodann den markanten Rücken auf, der oberhalb Riener in Richtung des Sattels am Talschluss der „Großschnaidt“ streicht. In stratigrafisch tieferer Position folgt Allgäu-Formation, die besonders am Forstweg, der von der Straße unterhalb des Sattels bei 700 m in nordöstliche Richtung abzweigt, schön aufgeschlossen ist.

Im Bereich dieser Abzweigung wird die Jura-Schichtfolge vermutlich wieder von einer jetzt W–E verlaufenden Störung abgeschnitten und dürfte sich dann im Höhenzug des Hanslbauer Kogels (Kartierung: HENRICH, 2011) fortsetzen. Die Fleckenmergel der Allgäu-Formation sind auch noch am Hang südlich der Straße („ro“ von Großschnaidt) schlecht aufgeschlossen.

Bei der unterhalb des Gehöftes Reiner eingetragenen Sandgrube handelt es sich eigentlich um einen Steinbruch innerhalb des dort stark tektonisch zerrütteten Hauptdolomits. Diese Hauptdolomitscholle entspricht in ihrer Position dem Hauptdolomit des Elmkogels und ist auch am Hang südlich der Straße bis in etwa 720 m Seehöhe auskartierbar.

Weiterer Hauptdolomit ist südlich der Straße bei 700 m aufgeschlossen und in Richtung der Bauernhöfe Bretboding und Hochramskogel verfolgbar. Unmittelbar südlich des Hofes Hochramskogel ist über eine kurze Strecke auch fossilführende Kössen-Formation vorhanden, die wohl die stratigrafische Unterlagerung der beschriebenen Allgäu-Formation bildet. Am Hang südlich des Hofes folgt dann wieder Hauptdolomit, der dann als nach Südosten einfallende Lamelle bis in den Graben des Großschnaidtbaches und auf der östlichen Talflanke bis 880 m steil hinaufzieht.

Die im hinteren Redtenbachtal anstehenden, braun verwitternden, kieseligen Sandsteine und Mergel (BRYDA, 2016) sind über den Sattel zwischen dem Elmkogel und der Spindeleben bis in das Großschnaidttal (Graben NE Kote 646, Fischteiche ca. 750 m östlich Bretboding) zu verfolgen. Dieser Gesteinskörper tritt fensterartig sowohl im Redtenbachtal als auch am Elmkogel im tektonisch Liegenden der Opponitzer Rauwacke und des Hauptdolomits auf. In einer Nannoplanktonprobe, die ca. 230 m oberhalb des Bauernhofes Eckerwirt, unmittelbar südlich des Redtenbaches, entnommen wurde (Koordinaten: UTM ETRS 1989, E 478024, N 5310162), konnten die Formen *Watznaueria barnesae*, *Cyclagelosphaera deflandrei*, *Ellipsagelosphaera britannica* (det. S. ĆORIĆ, GBA) mit einer stratigrafischen Reichweite vom obersten Tithonium bis in das Hauterivium nachgewiesen werden. Eine weitere Nannoplanktonprobe, die nördlich des Redtenbaches, im Graben oberhalb der Kapelle bei den Koordinaten UTM ETRS 1989, E 478715, N 5310708 entnommen wurde, erbrachte eine Monoflora von *Watznaueri barnese* (det. S. ĆORIĆ, GBA), für die gleichermaßen ein unterkretazisches Alter angenommen werden kann.

Die (Kalk-)Sandsteine und Mergel unterscheiden sich durch die starke Verkieselung und das höhere Alter von der Tannheim-Losenstein-Formation in den Faltenkernen

der Frankenfels-Decke, die erst im späten Aptium über der Schrambach-Formation einsetzen sollte (WAGREICH, 2003).

Ob es sich, wie bereits früher vermutet (BRYDA, 2016), um ein Äquivalent der Glosbach-Formation (HOMAYOUN & FAUPL, 1992) handelt, ist noch offen und muss durch weitere Nannoplankton- und Schwermineralproben abgesichert werden.

Wendet man sich nun wieder der SE fallenden Hauptdolomitlamelle zu, die das Großschnaidttal im Oberlauf des Baches quert, so folgt an der Ostflanke des Tales eine zerscherte und invers liegende Schichtfolge aus Schrambach-Formation, Mikritoidkalk und einem hellroten Crinoidenspatkalk der Vils-Formation, der westlich der Spindeleben (1.066 m) mit Allgäu-Formation, Kössen-Formation, geringmächtigen Oolithen (Plattenkalk Äquivalenten) und dem Hauptdolomit stratigrafisch verbunden ist.

Diese Gesteine sind auch südlich der Spindeleben, im oberen Teil des Grabens Richtung Forstau, als Halbfenster unter dem Hauptdolomit aufgeschlossen.

Die zerscherte Jura-Kreide-Schichtfolge erreicht bei dem Anwesen „Feldl“ den Talgrund des Großschnaidtbaches und wird dort tektonisch abgeschnitten. Auf der gegenüberliegenden, westlichen Talflanke liegen Mergel und Sandsteine der Tannheim-, Losenstein-Formation und stratigrafisch verbundene mergelige Kalke der Schrambach-Formation invers und tektonisch über dem Hauptdolomit. Diese Gesteine können als schmale Lamelle über die Nordwestflanke der Lindaumauer (1.103 m) bis zum Sattel in Richtung Halsberg (1.042 m) verfolgt werden.

Die Lindaumauer und der Lindauer Berg (1.084 m) werden großteils durch Mikritoidkalk und bunte Spat- und Knollenkalke aufgebaut, die unterhalb des Lindauer Berges und auch an dessen Ostflanke von dunkelgrauen und stark kieseligen, variabel (6–20 cm) gebankten Kalken der Allgäu-Formation unterlagert werden. Entlang der Ostflanke des Lindauer Berges verläuft eine markante Wandstufe, die aus cremeweißem bis rosa gefärbten, massiv wirkendem Mikritoidkalk aufgebaut wird und im Hangenden mit Haselbergkalk und Schrambach-Formation eine aufrechte Schichtfolge bildet. Die Basis des Mikritoidkalkes folgt vermutlich einer Abscherfläche. An der westlichen Talflanke wurde innerhalb dieses Kalkzuges ca. 400 m SSW Feldl ein kleiner Steinbruch angelegt, der sich genau im Grenzbereich zwischen dem Mikritoidkalk und dem auflagernden Haselbergkalk befindet. Dieser diente früher der Gewinnung von Dekorsteinen.

Die Südflanke der Lindaumauer wird überwiegend durch Hauptdolomit aufgebaut, der den Jura-Kreidegesteinen entlang einer deutlich ausgebildeten Schubfläche tektonisch auflagert. Dass diese Schubfläche eine komplexe Geometrie besitzt, lässt sich nördlich Ferstleith durch die dort im Liegenden des Hauptdolomits gemeinsam mit der Schrambach-Formation aufgeschlossenen bunten Oberjurakalke ableiten.

Südlich Ferstleith ist die Frankenfels-Decke mehrfach verschuppt und wird dann von der tektonisch hangenden Lunz-Decke überschoben.

Der Überschiebungskontakt der Lunz-Decke verläuft aus NE vom Tal des Kleinschnaidt Baches über die Lindau und das Gehöft Gaisberg bis in das Tal des Neudorfer Ba-

ches und quert dieses im Bereich der Brücke ca. 330 m südöstlich der Häusergruppe bei Grünangerl. Bis dahin wird der Überschiebungskontakt der Lunz-Decke durch Lunzer Schichten markiert. Danach grenzt an der Westflanke des Neudorfer Baches zuerst Hauptdolomit der Lunz-Decke an Allgäu-Formation der Frankenfels-Decke. Ab Halbmersberg sind an der Basis der Lunz-Decke wieder geringmächtige Opponitzer Kalke aufgeschlossen, anhand derer die Deckengrenze über den oberen Mühlgraben bis zum Sattel südöstlich der Anhöhe 955 m nachgewiesen werden konnte.

Quartär

In Lindau ist im Bereich des Gehöfts Gaisberg und in einem Streifen, der vom Hang westlich Lohnsitz bis zum Lindaubach reicht, ein Kieskörper mit überwiegend gerundeten Komponenten aufgeschlossen. Das Komponentenspektrum wird von kalkalpinen Komponenten dominiert, es sind neben Quarzen aber auch kristalline Komponenten vorhanden, die einen Ferntransport anzeigen. Ein Teil der Komponenten oberhalb Lohnsitz ist gekritz und daher eindeutig glazial transportiert.

Diese Kiese wurden bereits von VAN HUSEN (1968) als Reißzeitliche Periglazialsedimente eingestuft.

Vergleichbare Kiese mit einem deutlichen Anteil an Kristallin-Komponenten konnten auch auf der Anhöhe 200 m ESE Pöchberg in 690 m Seehöhe angetroffen werden. Diese müssen wohl einer älteren Vereisung zugeordnet werden. Kleine Vorkommen von verlehnten, schlecht sortierten Kiesen mit angularen und gut gerundeten kalkalpinen Komponenten sind auch an einem Forstweg im Graben westlich Ferstleith in 630 m Höhe und am nördlich des Grabens verlaufenden Rücken in 700 m Seehöhe vorhanden.

Die Oberkante der Kiese der Hochterrassen beim Pichelbauer und Bachbauer liegt mit 480 m Seehöhe im Bereich der Unterkante der Kiese westlich Lohnsitz. Sie entsprechen vermutlich einer Reiß-Hochterrasse.

Die den Gaflenzbach begleitenden Sedimente und Terrassenflächen entsprechen nach VAN HUSEN (1968) der würmzeitlichen Niederterrasse.

Literatur

BRYDA, G. (2016): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Bereich Kleingschnaidt nördlich Gaflenz auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 336–338, Wien.

BRYDA, G. (2017): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Bereich Schnabelberg auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 431–434, Wien.

FAUPL, P. (1975): Kristallinvorkommen und terrigene Sedimentgesteine in der Grestener Klippenzone (Lias-Neokom) von Ober- und Niederösterreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **118**, 1–74, Wien.

GEYER, G. (1909): Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **59**/1, 29–100, Wien.

GEYER, G. (1911): Erläuterungen zur Geologischen Karte SW-Gruppe, Nr. 12, Weyer, 1:75.000. – 60 S., Geologische Reichsanstalt, Wien.

HENRICH, R. (2011): Geländearbeiten im Rahmen der Erstellung einer Reinkarte des Gebietes um Glatzberg – Buchenberg – Schnabelberg – Redtenberg – Spindleben – Forstau – Lindauerberg im Maßstab 1:10.000 (ÖK 70 Blatt Waidhofen an der Ybbs). – 6 Kartenblätter 1:10.000 mit Legende, handkoloriert, Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, A 16930-RA/70/2011]

HOMAYOUN, M. & FAUPL, P. (1992): Unter- und Mittelkreideflysch der Ybbsitzer Klippenzone (Niederösterreich). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, **38**, 1–20, Wien.

PILLER, W., EGGER, H., ERHART, C., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.G., KRZYSTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Stratigraphische Tabelle von Österreich. – 1 Blatt, Österreichische Stratigraphische Kommission – ÖAW, Wien.

SCHNABEL, W. (1970): Zur Geologie des Kalkalpennordrandes in der Umgebung von Waidhofen/Ybbs, Niederösterreich. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, **19**, 131–188, Wien.

TRAUTH, F. (1921): Ueber die Stellung der „pieninischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **14**/2, 105–265, Wien.

TRAUTH, F. (1948): Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. (Mit 3 stratigraphischen Tabellen). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1948**/10–12, 145–218, Wien.

TRAUTH, F. (1954): Zur Geologie des Voralpengebietes zwischen Waidhofen a. d. Ybbs und Steinmühl östlich von Waidhofen. (Mit 1 geol. Profil [p. 122] und 1 geol. Karte [Taf. 1]). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1954**/2, 89–140, Wien.

TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums – Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – 576 S., Wien (Franz Deuticke).

VAN HUSEN, D. (1968): Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **18**, 249–286, Wien.

WAGREICH, M. (2003): A slope-apron succession filling a piggyback basin: the Tannheim and Losenstein Formations (Aptian – Cenomanian) of the eastern part of the Northern Calcareous Alps (Austria). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **93**, 31–54, Wien.

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

GERHARD BRYDA

Im Berichtsjahr 2020 wurde die langgestreckte Nordwestflanke der Ybbstaler Alpen zwischen dem Seebachtal bei Waidhofen an der Ybbs im Nordosten (Niederösterreich) und dem Saurüssel bei Weyer (Oberösterreich) begangen und geologisch neu aufgenommen.

Das Gebiet befindet sich tektonisch innerhalb der Lunz-Decke und besitzt einen vergleichsweise einfachen geologischen Aufbau aus rein triadischen Gesteinen. Die Schichtfolge beginnt mit Lunzer Schichten an der Basis, überlagert durch Opponitzer Rauwacke und Opponitzer Kalk, der den Großteil der Nordwestflanke des Bergzuges aufbaut und