

Festgesteinsverband vor, wobei eine morphologisch auffällige „Dreiecksstruktur“ mit als Abrisskanten zu interpretierenden Geländestufen auf ca. 740 m SH eine initial abgeglittene Felsscholle darstellen könnte.

Eine wichtige Frage ist die nach dem Alter der Gleitmasse. Die Beobachtungen am Hangfuß des Rieserberges oberhalb der Steyr in 380 m SH deuten darauf hin, dass die würmeiszeitliche Niederterrasse, die ursprünglich ein von Süden nach Norden durchlaufendes Niveau in 390 m SH besessen haben dürfte, durch die Massenbewegungen im unteren Westhang des Rieserberges zum Großteil ausgeräumt und durch die fluviale Erosion der Steyr abgetragen worden sein dürfte. Im Talniveau ist nämlich die Niederterrasse auf der gesamten Breite der Gleitmasse von dieser fast gänzlich verdrängt worden. Damit kann eine spät- bis postglaziale Hauptaktivität der Massenbewegungen am Rieserberg angenommen werden. Am nördlichen Rand der Gleitmasse hat sich aus dem dort tief erodierten Randgraben ein Schwemmkegel entwickelt, der auf dem Ablagerungsniveau der Niederterrasse ausläuft. Dieser dürfte sich demnach syn- bis postgenetisch zur Gleitmasse des Unterhanges ausgebildet haben. Bemerkenswert ist die Tatsache, dass die markante Hohlform der gesamten Westflanke des Rieserberges nicht den Umfang der darin gelegenen, kleiner dimensionierten und durch stabile Bereiche untergliederten Massenbewegungen wiedergibt. Diese Hohlform hat demnach andere, geologisch-tektonisch bedingte Ursachen aus einer älteren Phase der Reliefprägung, welche die Entwicklung der darin gelegenen Massenbewegungen aber begünstigt haben dürfte. Möglicherweise hat auch eine prä-würmhochglaziale Massenbewegungsaktivität im Wechselspiel mit der fluvialen

Erosion der gravitativen Ablagerungen am Hangfuß dazu beigetragen.

2.) Im oberen Einzugsgebiet des Rutzelbaches nordöstlich unterhalb der Grünburger Hütte kann in der feinklastischen Losenstein-Formation direkt an und unterhalb der Deckengrenze zwischen Ternberg- und Reichraming-Decke der Abrissbereich mehrerer Schuttströme beobachtet werden. Die Abrisskanten dieser **Fließmassen** liegen im Bereich der anstehenden Sand- und Mergelsteine im dortigen Almgelände. Die **Schuttstromablagerungen** setzen sich aus verstreuten oder auch nestförmig angereicherten kantigen Blöcken und Steinen von Jurakalken (Mikritoidkalk, Steinmühlkalk) und Radiolariten der Ruhpolding-Formation (Reichraming-Decke) als Komponenten in einer vorwiegend feinsandig-schluffigen Matrix aus verwitterten Sandsteinen der Losenstein-Formation (Ternberg-Decke) zusammen. Die Jurakalk-Blöcke, die vor allem im untersten Abschnitt der Schuttstromablagerungen gehäuft auftreten, liegen deutlich außerhalb der Reichweite von Felsstürzen aus den Jurakalk-Felswänden der Reichraming-Decke auf etwa 1.000 m SH. Sie müssen daher, nach ihrem Transport durch das Felssturzgeschehen, durch gravitative Fließprozesse weiterverfrachtet und so in ihre heutige, tiefe topografische Position geraten sein. Die relativ geringe Plastizität des Verwitterungsmaterials der Losenstein-Formation dürfte im Vorherrschen der Schluff- und Sandfraktion bei entsprechend geringerem Tongehalt begründet sein. Die damit eher relativ niedrige Fließgrenze des Materials könnte ein Indiz für das ausgeglichene und nur wenig kupierte Geländeprofil im Bereich der Schuttströme sein.

Blatt 102 Aflenz Kurort

Bericht 2016 über geologische Neuaufnahmen und Nachbegehungen auf Blatt 102 Aflenz Kurort

GERHARD BRYDA

Im Berichtsjahr wurde die am südöstlichen Blattrand gelegene Ostflanke des Höhenzuges zwischen Hörsterkogel (1.609 m ü. A.) und Hochanger (1.682 m ü. A.) am Südostrand des Kartenblattes geologisch neu aufgenommen. Zusätzlich wurden 24 Geländetage für Nachbegehungen am Nordrand des Kartenblattes zwischen Gußwerk und Rotmoos und am Ostrand des Kartenblattes im Gebiet um Gollrad verwendet, um noch offene Fragestellungen zu klären.

Nachbegehungen zwischen Gußwerk und Rotmoos

Gratmauer–Maißkogel–Gutenbrand

Im Bereich der Südflanke der Gratmauer zwischen Hals und Maißkogel existieren zahlreiche, bisher nicht erkannte Massenbewegungen, die auf den flach nach Norden einfallenden Feinsand- und Tonsteinen der „Leckkogel Schich-

ten“ aufsitzen. Meist handelt es sich um Großschollen, die sich aus den wandbildenden oberkarnischen Kalken und Dolomiten im Hangenden des terrigenen Karniums abgelöst haben sowie um mehrere große Block-Schuttströme, die bis zur Salza hinabreichen. Die Abrisskanten der Massenbewegungen sind bereits stärker überformt und daher bereits vor längerer Zeit angelegt worden. Die Schuttströme vermutlich rezent nur gering aktiv. Das Hochtal südlich der Gratmauer, zwischen Hals und Salzatal, wird durch würmeiszeitliche Moränenablagerungen (VAN HUSEN, 2016: unveröffentlichte Manuskriptkarte im Archiv der Geologischen Bundesanstalt) und Hangschutt vollständig verfüllt.

Wieskogel–Rodler–Brunner Loch

Am Kamm, der von der Höhe 1.316 m südlich Brunnerloch nach Südwesten in Richtung Wieskogel streicht, ist ein braun anwitternder, plattig zerfallender, poröser Feinsandstein äußerst schlecht aufgeschlossen. Dieser ist karbonatfrei (braust nicht mit verdünnter HCL), enthält jedoch selten einzelne dünne Lagen schwarzer Kalke bis Mergel. Im Dünnschliff besteht das Gestein praktisch ausschließlich aus Radiolarien und Schwammnadeln, die dicht gepackt in eine, durch opake Fe-Mineralen pigmentierte, kieselige Matrix eingebettet sind. Auch etwas feiner sili-

zirklastischer Detritus ist vorhanden und teilweise in Lagen angereichert. Die hohe Porosität des Gesteines ist häufig auf die nur unvollständige Zementation zahlreicher Radiolariengehäuse zurückzuführen. Im Liegenden stehen an der Forststraße, die südwestlich Rodler durch den Badstubenbraben verläuft, ebenflächig plattige, cm- bis dm-geschichtete, dunkelgraue kieselige Kalke bis Mergel an. Diese sind intern feingeschichtet und enthalten zahlreiche gradierte Detrituslagen. Im Dünnschliff besteht das Komponentenspektrum der Detrituslagen hauptsächlich aus Echinodermen-Bruchstücken und kreisrunden bis ovalen Mikritkörnern. Diese sind häufig strukturlos, lassen jedoch manchmal einen konzentrischen Lagenbau erahnen, der eine zentrale Komponente umwächst. Es könnte sich hier teilweise um Mikritonkoide handeln. Weitere Komponenten sind feine Schalenbruchstücke, Schwammnadeln und seltene Foraminiferen sowie etwas siliziklastischer Detritus.

Die Detrituslagen mit allochthonen Komponenten wechseln mit Lagen, die fast ausschließlich aus dicht gepackten Radiolaren, Schwammnadeln und feinen Schalenbruchstücken bestehen. Die dunkle Färbung des Gesteins resultiert teilweise aus im Sediment fein verteilten opaken Fe-Mineralen, die an Oxidationsfronten rostrot anwittern.

Die nun detailliert beschriebene, turbiditische Schichtfolge setzt auf einer, bereits von RISAVY (1995) und MOSER (2013) beschriebenen, oberjurassischen Brekzienentwicklung mit Großschollen aus Dachsteinkalk und tiefer jurassischen Gesteinen auf. Die gleichen Autoren ordnen jedoch die im Hangenden der Brekzie auflagernden Karbonatturbidite und Radiolarite der Oberalm-Formation zu. Die Oberalm-Formation besteht jedoch typisch aus hellgrauen, mergeligen, mikritischen Kalken mit eingeschalteten Karbonatturbiditlagen, die als Barmsteinkalkbänke bezeichnet werden (FENNINGER & HOLZER, 1970).

Aus dem Vergleich dieser Definition mit den oben beschriebenen makroskopischen und mikrofaziellen Gesteinsmerkmalen der Schichtfolge zwischen Wieskogel und Rodler erscheint daher deren Zuordnung zur Oberalm-Formation problematisch. Eher kann besonders der liegende Abschnitt der Schichtfolge mit der Tauglboden-Formation verglichen werden.

Nachbegehungen im Gebiet um Gollrad

In diesem Gebiet wurde versucht, die Abgrenzung zwischen den Werfener Schichten und der stratigrafisch liegenden Präbichl-Formation zu verbessern. Die Präbichl-Formation stellt eine korngestützte Brekzie mit rotvioletttem Bindemittel dar, die im Arbeitsgebiet zum überwiegenden Teil aus Quarz- und Gesteinsbruchstücken besteht. Diese Brekzie geht unter Abnahme der Korngröße in die siltig-feinsandigen, rotviolett und grün gefärbten Schiefer und quarzitisches Sandsteine der Werfener Schichten über.

Die Brekzien der Präbichl-Formation konnten nun auch südlich des Ratbaches und im Bereich der Ortschaft Gollrad, wo sie den markanten Höhenzug zwischen dem Knappenbraben und dem Bachbauergraben aufbauen, nachgewiesen werden. Sie folgen hier dem Südschenkel jener enggedrückten, SSW–ENE streichenden Antiklinale, in deren Kern der Blasseneckporphyroid östlich Lerchgraben aufgeschlossen ist. Auch in der Westflanke des Grabens unterhalb Kohlanger, zwischen Gollrad und dem Brandhof, stehen Brekzien der Präbichl-Formation an. Sie bil-

den die Fortsetzung der bereits kartierten Vorkommen im Bereich Birnbaumgraben–Hanneskamp und tauchen nach Nordwesten unter die auflagernden violetten und grünen Werfener Schichten ab. Diese sind, bis auf den im Hangenden auftretenden Werfener Kalk, um Gollrad meist monoton und fossilieer entwickelt. An der Forststraße südlich Postwald (1.160 m ü. A.) stehen jedoch ausnahmsweise intensiv bioturbirte (Grabgänge) violette Werfener Schichten an. In den an neu gebauten Forststraßen nördlich Feistereck (1.544 m ü. A.) frisch angerissenen quarzitisches grünen Werfener Schichten sind teilweise bis zu cm-große, noch wenig limonitisierte Pyritkristalle (Pentagondodekaeder) eingewachsen. Vergleichbare Pyrite sind gemeinsam mit Bruchstücken von derbem Siderit und Hämatit auch auf den stark verwachsenen Halden der historischen Eisenbergbaue östlich Feistereck zu finden.

Am Feistereck fallen die Werfener Schichten mittelsteil nach Südwesten ein und werden von Brekzien der Präbichl-Formation überlagert – bilden mit diesen also eine inverse Schichtfolge. Die südlich im Bereich des Greithgrabens folgenden, hellen Bändermarmore stehen mit der Präbichl-Formation vermutlich in tektonischem Kontakt. Argumente für diese Annahme sind die zwischen beiden Einheiten scharf ausgebildete Grenzfläche, die bei einem stratigrafischen Kontakt vorhandenen, hier jedoch fehlenden Marmorlasten in der Präbichl-Formation und der, entlang der Grenzfläche teilweise bedeutend Fe-vererzte, Bänderkalk zu nennen. Ein vergleichbarer struktureller Bau wurde bereits von NIEVOLL (2016a, b) für den Bereich des östlich anschließenden Kartenblattes 103 Kindberg beschrieben. Hier ist der am Schottenkogel und Turntaler Kogel aufgeschlossene Kalkmarmor einer inversen Schichtfolge aus Präbichl-Formation und Werfener Schichten entlang einer steil Südwest fallenden Fläche überschoben. Die Felswand aus Kalkmarmor nördlich des Greithgrabens wird auf halber Höhe durch eine markante, ENE–WSW streichende Wandstufe zerschnitten, an der auch der Wirtschaftsweg durch das Wildgehege angelegt worden ist.

Diese Wandstufe besitzt die gleiche Streichrichtung wie der tektonische Kontakt des Kalkmarmores zu den liegenden Brekzien der Präbichl-Formation und folgt vermutlich einer internen Schubfläche. Am östlichen Blattrand (nördlich der Wildfütterung am Weg in den Greithgraben) wird die Wandstufe/Schubfläche durch eine NW–SE verlaufende Störung rechtsseitig um ca. 60 m versetzt. Westlich des Schottenkogels (Kartenblatt 103) wird der Marmorzug von einer gleichartig orientierten Störung schließlich vollständig abgeschnitten und grenzt tektonisch an die Präbichl-Formation.

Alle bisher besprochenen Gebiete der „Gollrader Bucht“ sind Teil der Norischen Decke. Im Bereich zwischen dem Gaiberg und der Göriacher Alm wird diese, unter Abscherung tieferer Anteile der Schichtfolge, direkt von hellem Wettersteinkalk und Wettersteindolomit der Mürzalpen-Decke überlagert. Faziell können diese einem Ablagerungsraum im Riff- bis Vorriffbereich zugeordnet werden. So ist der Wettersteinkalk an der Basis des Misitulkogels noch deutlich gebankt und graurosa gefärbt. Im Hangenden stellen sich Schuttlagen mit deutlich erkennbaren Gerüstbildner-Fragmenten und Lithoklasten bei gleichzeitig zurücktretender Bankung ein. Wie die bereits beschriebenen paläozoischen Schichtfolgen der Norischen Decke im Liegenden der Mürzalpen-Decke, so wird auch diese

durch mehrere NW–SE streichende Blattverschiebungen zerschnitten und der Kontakt zwischen den beiden Einheiten, unter Absenkung des westlichen Blockes, rechtsseitig versetzt. Diese NW–SE streichenden Blattverschiebungen wurden vermutlich im Zuge NW-vergenger Überschiebungen innerhalb der Mürzalpen-Decke und der Norischen Decke, bei gleichzeitiger Verfaltung der mobileren Werfener Schichten und Prähochalpe-Formation angelegt und entkoppeln unterschiedliche Verformungs- bzw. Überschiebungsbeträge.

Nördlich des Seebergsattels treten innerhalb der Werfener Schichten zahlreiche Gipsdolinien/Erdfälle auf, die den Wandfuß der Aflenzer Staritzen zumindest bis in das ehemalige Bergbaugelände oberhalb der Ortschaft Gollrad begleiten. Die Deckengrenze zwischen der Mürzalpen-Decke und der Norischen Decke muss daher innerhalb der Werfener Schichten, im Liegenden des Gips bzw. Haselgebirge führenden Bereiches verlaufen, kann aber nur ungenau festgelegt werden. Weitere Erdfälle treten erst wieder im Bachbauer Graben, gegenüber der Kote 955 m, auf. Die Deckengrenze verläuft daher vermutlich oberhalb Gollrad in den teilweise von Hangschutt bedeckten Werfener Schichten unterhalb der Schattleitens bis in den Bachbauergraben. Danach folgt sie vermutlich dem Graben nach Nordosten, bis sie unmittelbar südlich der Einmündung des Baches in den Gollradbach durch Rauwacken markiert wird. Diese sind als schmaler Zug bis in die Einsattelung südlich Schütterkogel zu verfolgen und treten danach in mehreren dünnen Lamellen entlang der Deckenbahn auf, bis diese schließlich nördlich des Gasthofes Bieber (bereits Kartenblatt 103) das Aschbachtal quert.

Die Werfener Schiefer der Mürzalpen-Decke gehen im Hangenden in typische Werfener Kalke über, die dann von einem dunkelgrauen bis schwarzen Dolomitlaminat (Anisium, mit Vorbehalt „Gutenstein-Formation“) überlagert werden. Auf dem Dolomit der „Gutenstein-Formation“ liegt ein meist auffällig rosa gefärbter, mikritischer Kalk, der im Hangenden in den dunklen, dünn- bis mittelbankigen und teilweise Hornstein führenden Grafensteigkalk übergeht. Eine Conodontenprobe, die aus dem Buntkalk knapp oberhalb der Grenze zum unterlagernden Dolomit der „Gutenstein-Formation“ an der Forststraße westlich Hauserbauer Kogel (BMN M34 RW: 672113, HW: 281127) entnommen wurde, erbrachte eine individuenreiche Conodontenfauna des oberen Ladiniums (*Gladigondolella tethydis* HUCK. + ME, *Paragondolella inclinata* KOV. det. L. KRYSZYN, Univ. Wien). Der Kontakt zwischen dem Buntkalk und dem unterlagernden Dolomit der „Gutenstein-Formation“ ist tektonisch überprägt. Äquivalente des anisischen Knollenkalkes der Reifling-Formation und die Steinalm-Formation konnten nördlich Gollrad nicht nachgewiesen werden, sind jedoch in anderen Profilen der Region vorhanden. Analog zu den bereits bei der Sonnschienen-Formation auf Kartenblatt 101 Eisenerz beschriebenen Verhältnissen (BRYDA et al., 2013), könnten diese Schichtglieder auch hier vor der Ablagerung des Buntkalkes entfernt worden sein. Am Wanderweg von der Voistalerhütte durch die Obere Dullwitz sind am Kontakt zwischen den Dolomitlaminaten der „Gutenstein-Formation“ und den auflagernden bunten Kalken, ca. 450 m westlich der Hütte, Brekzien aus Dolomitbruchstücken der „Gutenstein-Formation“ innerhalb des Buntkalkes aufgeschlossen. Ihre Interpretation als Spaltenfüllung erscheint unwahrscheinlich, da auch hier der Buntkalk über größere

Strecken direkt über dem Dolomit der Gutenstein-Formation liegt und Steinalm-Formation fehlt.

Am Hauserbauerkogel und Schütterkogel folgt der Kontakt des Buntkalkes zu den, in verschiedener Fazies auflagernden Wettersteinkalken, einer subparallel zur Deckenbasis streichenden Schuppenbahn.

Aufnahmearbeiten im Bereich Hörsterkogel-Hochanger

Die Ostflanke zwischen dem Hörsterkogel und dem Hochanger wird durch eine für den Aflenzer Raum typische Abfolge der Mürzalpen-Decke aufgebaut.

Die Schichtfolge beginnt mit Werfener Schiefer, die in ihrem Hangendabschnitt in ca. 100 m mächtige Werfener Kalke übergehen. Darüber folgt dunkelgrauer, dünn- bis mittelbankiger, selten dickbankiger, intern laminiertes Anisdolomit, der im Profil südlich des Hörsterkogels maximal 250 m Mächtigkeit erreicht – in den Profilen nördlich davon jedoch nur tektonisch reduziert vorhanden ist.

Bereichsweise ist der oberste Abschnitt des Anisdolomits ungewöhnlich hell, zuckerkörnig und dickbankig ausgebildet. Es könnte sich an diesen Stellen daher bereits um dolomitisierte Steinalm-Formation handeln.

Im stratigrafischen Hangenden der anisischen Seichtwassersequenzen folgen nun über einem deutlich entwickelten Scherhorizont Beckensedimente des oberen Anisiums und Ladiniums. Diese setzen mit auffällig dunkelgrau bis rosa gefärbten, Hornstein führenden, teilweise dolomitisierten, intern knolligen Bankkalken ein. Grüne Bestege und Flatschen in den Knollenflaserkalken sind tuffitverdächtig. Eine Probe BYG 16-026 mit den BMN M34-Koordinaten RW: 674437, HW: 272755 am Forstweg auf die Osteralm erbrachte Conodonten des oberen Illyriums (*Neogondolella cornuta* BUD. & STEF., *Neogondolella cf. pseudolonga* KOV. et al., det. L. KRYSZYN, Univ. Wien). In anderen Profilen außerhalb des Arbeitsgebietes (Ostflanke des Ilgner Alpls, Eisental, Bürgergraben, Jauringgraben) setzt die Beckensedimentation mit dunkelgrauen bis schwarzen, Hornsteinknollen und Lagen führenden Knollenflaserkalken bereits im Grenzbereich Pelsonium/Illyrium ein, die in ihrer stratigrafischen Position und lithologischen Ausbildung mit dem Knollenkalk Member der Reifling-Formation verglichen werden können. Proben BYG 11-014, BMN 34 RW: 663936, HW: 268596, *Paragondolella cf. bifurcata* BUD. & STEF.; BYG 11-013, BMN 34 RW: 664422, HW: 269220, *Paragondolella bifurcata* BUD. & STEF.; BYG 08-047, BMN 34 RW: 668445, HW: 269919, *Paragondolella bifurcata* BUD. & STEF., *Paragondolella excelsa* MOS. (alle det. L. KRYSZYN, Univ. Wien). Erst über den schwarzen Knollenkalken folgen dort typischerweise jene bunt gefärbten, intern knolligen Bankkalken mit möglichen Tuffspuren, wie sie auch im Arbeitsgebiet anzutreffen sind.

Diese bunt gefärbten Kalke gehen innerhalb weniger Meter in einen überwiegend hellgrauen, teilweise Hornstein führenden, ebenflächigen Bankkalk über, der besonders im Hangenden Abschnitt allodapisch entwickelt ist. Deutlich allodapische Abschnitte sind besonders in den Profilen im Westteil des Kartenblattes Aflenzen zwischen dem Ilgner Hocheck und der Bürgeralpe zu finden.

In manchen Profilen (Ilgner Alpl, 1.506 m ü. A., Eisental westlich der Bürgeralm) sind die obersten Meter des hellgrauen Bankkalkes im Liegenden der stratigrafisch fol-

genden Halobien-schiefer dunkelgrau bis schwarz gefärbt und weisen mitunter Tonhäutchen im Bereich der Bankflugen auf. Sie sind stratigrafisch bereits in das untere Julium einzuordnen. Vergleichbare dunkle Kalke finden sich auch am Top des „Hellgrauen Bankkalkes“ in der Südostflanke des Hörsterkogels, 1.609 m ü. A. Die Mächtigkeit des „Hellgrauen Bankkalkes“ erreicht maximal 150 m, unterliegt jedoch, tektonisch bedingt, starken Schwankungen bis zur vollständigen Abscherung nördlich Dreierberg, 1.237 m ü. A.

Der Kontakt zu den auflagernden Halobien-schiefern ist am Südrand der Aflenzer Trias zwischen der Bürgeralpe und dem Hörsterkogel als deutliche tektonische Grenzfläche entwickelt. Ab der Schießling-Südflanke (KREUSS, 2009) sind die Halobien-schiefer in diesem Niveau intensiv durchbewegt, teilweise entfärbt (hellgrau anstatt dunkelgrau bis schwarz) und weisen durch Serizitbesteige glänzende Schieferungsflächen auf. Im Hangenden gehen die Halobien-schiefer in dunkelgraue bis braune Mergel und danach in Bankkalke über.

Im Bereich der Ostflanke des Hörsterkogels induzieren die inkompetenten Halobien-schiefer zahlreiche Rutschungen. Die Tonschiefer und Kalklagen sind daher durch Schutt und Gleitschollen aus den überlagernden Beckensedimente des oberen Karniums größtenteils verhüllt und können daher nicht im Detail aufgelöst werden. In der besser aufgeschlossenen Ostflanke des Hochanger schalten sich in die dunklen Bankkalke helle allodapische Kalke und Brekzienkalke ein. Diese enthalten teilweise große Crinoidenstielglieder und Gerüstbildner. Lateral gehen diese in dunkelgraue, teilweise braun anwitternde Brekziendolomite (Intraformationelle Brekzien mit teilweise laminierten Intra-klasten und Gleitstrukturen) über.

Literatur

BRYDA, G., VAN HUSEN, D., KREUSS, O., KOUKAL, V., MOSER, M., PAVLIK, W., SCHÖNLAUB, H.-P., WAGREICH, M., AHL, A. (Beitr.), HEINRICH, M. (Beitr.), LENHARDT, W.A. (Beitr.), MOSHAMMER, B. (Beitr.), PFLEIDERER, S. (Beitr.), PLAN, L. (Beitr.), SCHEDL, A. (Beitr.) & SLAPANSKY, P. (Beitr.) (2013): Erläuterungen zu Blatt 101 Eisenerz. – 223 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L. (1970): Fazies und Paläogeographie des Oberostalpinen Malm. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **63**, 52–141, Wien.

KREUSS, O. (2009): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Gebiet des Oisching-Schießlingkammes zwischen Feistringgraben und Seebach auf Blatt 102 Aflenz Kurort. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **149/4**, 528–530, Wien.

MOSER, M. (2013): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Bereich Fuchsriegel-Wieskogel-Rodler-Lärchkogel-Ilmitzkogel-Bergfeld-Pötschberg-Oischinggraben auf Blatt 102 Aflenz Kurort. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153/1**, 383–386, Wien.

NIEVOLL, J. (2016a): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 103 Kindberg. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 251–253, Wien.

NIEVOLL, J. (2016b): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 103 Kindberg. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 253–256, Wien.

RISAVY, R. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen im Gebiet Moosbach – Draxlergraben auf Blatt 102 Aflenz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **138/3**, 508, Wien.

VAN HUSEN, D. (2016): Geologische Manuskriptkarte 1:10.000 auf Blatt 102 Aflenz. – unveröffentlichte Manuskriptkarte, Geologische Bundesanstalt (A 19068-RA/102/2016).

Bericht 2017 über geologische Neuaufnahmen und Nachbegehungen auf Blatt 102 Aflenz Kurort

GERHARD BRYDA

Im Sommer 2017 wurde die Westflanke des Hochanger (1.682 m ü. A.) zwischen dem Seegraben und der Missitulalm geologisch neu aufgenommen. Zusätzlich wurden bestehende Kartierungen (KREUSS, 2009) im Bereich der Hörsterkogel (1.609 m ü. A.) West-/Südflanke und im Bereich Schießling (1.667 m ü. A.) – Oisching (1.699 m ü. A.) sowie der „Unteren Dullwitz“ (BRYDA et al., 2002) überarbeitet und strukturelle und conodontenstratigrafische Daten ergänzt.

Kartierung im Bereich Hochanger-Westflanke

Im Bereich der Hochanger-Westflanke verläuft eine bedeutende W–E streichende Störung, die eine Abfolge aus Hang- und Beckensedimenten des Karniums bis unteren Noriums im Süden von Wettersteindolomit in Riff-Fazies (Ladinium bis unterstes Karnium) im Norden trennt. Diese Störung wurde bereits von SPENGLER (1920) erfasst, besitzt nach der nun vorliegenden Neuaufnahme jedoch einen anderen Verlauf.

Im untersten Abschnitt verläuft die Störung in der Talfüllung des Grabens, der von der Spinnerin in das Seetal herabzieht. Danach im Bereich der Südflanke dieses Grabens und quert in 1.775 m Seehöhe den Rücken westlich der Missitulalm. Ab dort ist sie über die neu errichtete Missitulalm nach Osten bis zur Straßenkehre unterhalb des Hochanger verfolgbar, wo sie vermutlich von einer NW–SE streichenden Störung abgeschnitten wird.

Die stratigrafisch ältesten Anteile (Julium) der Hang- und Beckensedimente sind im untersten Teil der Talflanke, östlich des Seegrabens, aufgeschlossen. Hier steht ein dunkelgrauer bis schwarzer, ebenflächiger, variabel (3–15 cm) gebankter, teilweise intern feingeschichteter und teilweise kieseliger Bankkalk an, der mitunter weinrote kieselig-tonige Zwischenlagen enthält. Dieser Kalk wird durch Einschaltungen von Halobien-schiefern und Halobienmergeln in mehrere Züge untergliedert, die jedoch teilweise von Schutt verhüllt sind oder auskeilen und daher lateral nicht immer verbunden werden können. Einschaltungen von Halobien-schiefern sind an der Forststraße vom Seegraben in das Weittal in 900 bis 920 m ü. A. und an den Enden zweier kürzerer Forstwege, die von der Straße in den Plot-schengraben bei 980 und 1.015 m ü. A. abzweigen, erhalten.