

und oberflächennahe Hangmuren. Die Murkegel sind stellenweise sicherlich auch aus Lawinenablagerungen aufgebaut, da vor allem die Nordseite des Oberbergtales keinen dichten Wald aufweist und mehrere deutliche Lawinenpfade durch umgeknickte Bäume zu verzeichnen sind.

Felssturz- und Steinschlagablagerungen

Der Bereich des östlichen Oberbergtal-Ausganges wird von Steinschlagprozessen dominiert, die sich aus den Glimmerschiefern ablösen.

Hangdeformation (Slope deformation sensu HUNGR et al., 2014)

Der gesamte Nordhang der Seblaspitze und Grüblen, die Norderseite, ist als tiefgründige Hangdeformation ausgebildet. Hier wechseln sich auf kleinstem Raum Gesteinsmassen im Verband und in einem fortgeschrittenen Stadium mit dislozierten Blöcken ab. Es finden sich nirgendwo Eisrandablagerungen. Nur im äußersten südlichen Teil gen Milders und dem Gebiet, zeigt sich eine terrassenartige Verebnung auf rund 1.200 m, die aus Eisrandablagerungen und stellenweise Grundmoräne aufgebaut ist.

Fluss- und Wildbachablagerungen Oberbergtal

Fluviatile und Wildbach-Ablagerungen

Der Wildbach im Oberbergtal ist vor allem im unteren Teil stark verbaut, aufgrund der starken Geschiebeführung, aber auch, weil mehrere Murkegel auf der Nordseite des Tales ihr Geschiebe in den Oberberg Wildbach einbringen.

Landschaftsentwicklung

Im Oberbergtal wurden die Egesenmoränen an der Franz-Senn-Hütte beschrieben (KERSCHNER, 1978). Im Seigestal finden wir eine Egesen-Seitenmoräne mit Eskern und Grundmoräne auf rund 1.960 m.

Die Eisrandablagerungen der beiden kartierten Terrassen im Oberbergtal können dem Gschnitz-Stadium und einer älteren Phase des Eiszerfalls zugeordnet werden. Die untere Eisrandterrasse zwischen rund 1.400 und 1.500 m verzahnt am Ausgang des Oberbergtales mit den gschnitzzeitlichen Eisrandablagerungen des Stubaitales. Da die Eisrandablagerungen am Ausgang des Oberbergtals bei Milders in Grundmoränen übergehen, die sich mit den Eisrandlagen des Gschnitz im Stubaital verzahnen, werden die Eisrandlagen des Oberbergtals als Gschnitz interpretiert.

Im Fotschertal und Seigestal befinden sich ebenso Eisrandlagen, die älter sind als die Egesenmoränen. Im Fotschertal liegen die Egesenmoränen nicht im Kartiergebiet. Im Seigestal liegen die Egesen-Seitenmoränen auf einer Höhe von 1.950–2.000 m oberhalb der bewirtschafteten Seigesalm. Es ist durchaus möglich, dass die Eisrandlagen des Fotschertals und des Seigestals ebenso dem Gschnitz-Stadium zuzurechnen sind.

Im Seigestal ist die Verzahnung der Eisrandlagen mit dem Hauptgletscher im Sellraintal deutlich an den erhaltenen Kamesterrassen zu erkennen. Im Ausgang des Fotschertals sind die Eisrandlagen sowohl von Rutschungs- und

Lawinenablagerungen als auch von Schwemmfächern bedeckt. Eine Auskartierung der Verzahnung des Sellrain-Hauptgletschers mit dem Seitengletscher aus dem Fotschertal gestaltet sich sicherlich schwierig (HEUBERGER, 1966). Diese Verzahnung liegt jedoch außerhalb des Kartiergebiets und auch außerhalb des Kartenblattes NL 32-03-28 Neustift im Stubaital.

Literatur

HEUBERGER, H. (1966). Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain- und Ötztal. – Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, **20**, 133 S., Innsbruck

HUNGR, O., LEROUEIL, S. & PICARELLI, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. – Landslides, **11**, 167–194, Berlin.

IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2006): Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. – Journal of Quaternary Science, **21/2**, 115–130, Chichester. <http://dx.doi.org/10.1002/jqs.955>

IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H. & SCHLÜCHTER, C. (2007): Cosmogenic nuclides and the dating of Lateglacial and Early Holocene glacier variations: the Alpine perspective. – Quaternary international, **164**, 53–63, Oxford.

IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., MAISCH, M., CHRISTL, M., KUBIK, P. & SCHLÜCHTER, C. (2009): Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. – Quaternary Science Reviews, **28**, 2137–2149, Amsterdam (Elsevier).

KERSCHNER, H. (1978): Untersuchungen zum Daun- und Egesenstadium in Nordtirol und Graubünden (methodische Überlegungen). – Geographischer Jahresbericht aus Österreich, **XXXV**, 26–47, Wien.

REITNER, J.M., IVY-OCHS, S., DRESCHER-SCHNEIDER, R., HAJDAS, I. & LINNEN, M. (2016): Reconsidering the current stratigraphy of the Alpine Lateglacial: Implications of the sedimentary and morphological record of the Lienz area (Tyrol/Austria). – E&G Quaternary Science Journal, **65/2**, 113–144, Göttingen.

STEINBICHLER, M., REITNER, J.M., LOTTER, M. & STEINBICHLER, A. (2019): Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 5–49, Wien.

Bericht 2019 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztal-Kristallin im Bereich Oberbergtal östlich der Oberrissalm (Stubaital) auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

MARKUS PALZER-KHOMENKO
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartierungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich auf 25 km² und umfasst sämtliche noch nicht kartierte Gebiete im Oberbergtal. Kartiert wurde die gesamte Nordseite des Oberbergtals zwischen Oberrissalm und Starkenburger Hütte sowie die Malgrube, die Äußere Stöcklengrube und die Kleine Stöcklengrube auf der Südseite des Tals. Während die Nordseite durch Wege relativ gut erschlossen und von

Seducker-Hochalm und Starkenburger Hütte gut erreichbar ist, ist die Südseite nur auf Jägersteigen erreichbar. Die Felsgalerien an den Talflanken sind durch die hohe, dichte Vegetation teilweise sehr schwer begehbar. Nur eingeschränkt begehbar ist der Grat zwischen Seebach und Haslerbach, völlig unbegehbar war der Haslerbach selbst im unteren Bereich.

Zwischen der Seducker-Hochalm und dem Tiefenbach wurde der gesamte Hang vom Talboden bis zu den Graten von einer umfassenden Massenbewegung erfasst. Es müssen daher alle Aufschlüsse in diesem Bereich als subanstehend angesehen werden. Im Bereich der Oberberger Mähder überlagert mächtiges Quartär das Festgestein, wodurch auch in den tief eingeschnittenen Gräben keine Aufschlüsse des anstehenden Felsen gefunden werden konnten.

Die vorliegende Kartierung stellt die Fortsetzung der Kartierungsarbeiten aus den Jahren 2014–2018 dar (PALZER, 2015; PALZER-KHOMENKO, 2017, 2018). Die Kalkkögel im Osten sowie das Stubaital östlich von Milders wurden durch REISER (2018), das Falbeson südwestlich des Arbeitsgebietes wurde durch KLÖTZLI-CHOWANETZ (2016) kartiert. Kleinräumige Kartierungen des Quartärs liegen von SCHMIDEGG (1939, 1944) vor. Eine großräumige geologische Karte gibt es von HAMMER (1929). Mineral-Abkürzungen wurden nach KRETZ (1983) verwendet (zusätzlich: Amphibol = Amph, Feldspat = Fsp und Hellglimmer = Hg).

Lithologische Beschreibung

Die Kartierung hat einige neue Erkenntnisse zu den Zusammenhängen und Abfolgen der verschiedenen Lithologien des Ötztal-Bundschuh-Deckensystems im Oberbergtal gebracht. Das Gebiet schließt die Lücke zwischen älteren Kartierungen rund um die Franz-Senn-Hütte und den neueren Arbeiten rund um die Brennerspitze. Außerdem kann nun die Beziehung zwischen Bassler-Granitgneis und den Orthogneis-Körpern unterhalb der Starkenburger Hütte genau beschrieben werden.

Im Kartierungsgebiet treten mehrere markante lithologische Züge innerhalb der Paragneise auf. Vom tieferen Bereich der Decke im Südwesten hin zu höheren Bereichen im Nordosten und Osten kann eine Art Abfolge mehrerer Züge beobachtet werden. Ganz im hintersten Bereich der kleinen Stöcklengrube befindet sich der Kontakt zum Hauptkörper des Bassler-Granitgneises. Dieser Augengneis wird durch einen Rahmen von Bt-reichen Schiefen und Amphiboliten umgeben, welche von der Platzengrube kommend nach Osten in den hinteren Bereichen der Stöcklengruben bis zum Grat westlich der Brennerspitze verfolgt werden können.

Nach Norden hin gehen diese Gesteine in Fsp-blastenreiche Paragneise und Glimmerschiefer mit teils großen Grt- und St-Kristallen über, die teilweise sehr intensiv mit leukokraten Lagen durchsetzt sind. Die genaue Genese dieser leukokraten Lagen ist derzeit unklar. Diskordante Beziehungen, die auf einen magmatischen Ursprung hindeuten würden, fehlen. Eine mögliche Erklärung ist eine metamorphe Segregation, welche primäre sedimentologische Unterschiede verstärkt haben könnte. Diese gebänderten Paragneise dominieren die Südseite des Oberbergtales, bilden

die dominante Lithologie im Bereich der Massenbewegung rund um die Seblasspitze und können auf Höhe der Oberessalm auch auf der nördlichen Seite verfolgt werden. Im Dünnschliff stellen sich die schiefrigen Lagen häufig als Grt-2-Glimmerschiefer mit teilweise großen, poikiloblastischen Pl-Blasten dar. Der Pl ist teilweise stark bis vollständig serizitisiert. St konnte nur in seltensten Fällen reliktsch nachgewiesen werden und ist in der Regel vollständig zu Serizit abgebaut. Grt ist in der Regel zweiphasig, was an den zerfallenen Kernen und gut erhaltenen Anwachsflächen sehr gut erkennbar ist. Die leukokraten Lagen setzen sich überwiegend aus Qtz und teilweise stark serizitisiertem Fsp zusammen. Während in einigen Schliffen der leukokraten Lagen nur Pl nachweisbar war, konnten in anderen Schliffen trotz fortgeschrittener Serizitierung auch Mc (Mikroklin) und Or (Orthoklas) erkannt werden.

Im Zentrum der gebänderten Paragneise kann ein mehrere 10er Meter mächtiger feinkörniger, leukokrater Orthogneis nördlich am Kühstein vorbei Richtung Mittergratspitze verfolgt werden, ehe er gegen Osten hin durch die Massenbewegung erfasst und in Schollen zerlegt wird. Dennoch kann die Hauptmasse dieser Lithologie immer noch einigermaßen im Verband in der Kohlgrube angetroffen werden. Im Westen dürfte der Orthogneis mit den umgebenden gebänderten Paragneisen den Gesteinen am Schafgrübler entsprechen. Innerhalb der gebänderten Paragneise lässt sich zum Orthogneis hin ein gewisser Trend größer werdender Grt- und St-Kristalle, Fsp-Blasten sowie intensiverer Wechsellagerung beobachten. Der Orthogneis selbst besteht überwiegend aus feinkörnigem Qtz und stark serizitisiertem Fsp, wobei vereinzelt Mc-Gitter erkennbar sind. Der deutliche Bt-Gehalt weist auf eine eher granodioritische Zusammensetzung hin. Teilweise sind Lagen und Adern von Ep und Chl sowie große Aln vorhanden.

Die gebänderten Paragneise werden nach Norden durch einen mächtigen Amphibolit-Zug abgelöst, der sich mit den Amphiboliten der Hohen Villerspitze verbinden lässt und nach Osten hin unter der Massenbewegung der Seblasspitze nicht weiterverfolgt werden kann. Der Amphibolit enthält grünlich-bräunlich pleochroitischen Amph. Teilweise bilden Pl und Czo pseudomorphe Aggregate. Wo Fluide in die Amphibolite eingedrungen sind, wurden diese zu Ep oder Chl abgebaut. Dabei wurde offensichtlich auch Cc freigesetzt, welcher sich in Adern und Taschen sammelte. Die Amphibolite weisen hohe Ttn-Gehalte auf.

Nördlich des Amphibolit-Zuges folgen Paragneise und Glimmerschiefer durchsetzt mit kleineren, nicht durchgängig verfolgbareren Amphibolit-Zügen. Die Paragneise enthalten Hg und Bt, führen wechselnde Mengen an zumeist kleinem St- und Grt-Kristallen und haben bisweilen auch ein schiefriges Erscheinungsbild. In manchen Partien kann von einem Grt-St-Glimmerschiefer gesprochen werden. Selten sind Fsp-Blasten erkennbar, wobei sowohl die Blastenbildung als auch ausgeprägtes Grt- und St-Wachstum im Gegensatz zu den gebänderten Paragneisen eine untergeordnete Rolle spielen.

Zwischen Schaldersgrübl und Wildes Grübl gehen diese Paragneise fließend in teilweise spektakulär ausgebildete Grt-St-Glimmerschiefer über. Ausgeprägte Grt-St-Glimmerschiefer können auch im unteren Bereich des Tiefenbachs angetroffen werden. Es kann davon ausgegangen werden, dass diese sehr weichen Lithologien sowohl bei

der Entstehung der Massenbewegung bei Seduck als auch bei der Entstehung der mächtigen Quartär-Ablagerungen der Oberberger Mäher eine Rolle gespielt haben. Vermutlich wurden die Glimmerschiefer glazial bevorzugt ausgeräumt, wodurch im Bereich der Oberberger Mäher viel Platz entstand, welcher später verfüllt werden konnte. Nach Osten hin verschwinden sie im Talboden und unter der Massenbewegung der Seblasspitze.

Im Zentrum dieser Glimmerschiefer befindet sich ein mehrere Meter mächtiger Dyke. Ein zweiter Dyke zieht unmittelbar nördlich am Wildkopf vorbei. Das Gestein setzt sich aus Pl- und Ep-Kristallen in einer Ep-Matrix zusammen. Beide Gänge können nur kurz nach Osten verfolgt werden und verschwinden in der Massenbewegung oberhalb von Seduck. Vergleichbare Dykes wurden auch durch PURTSCHELLER & RAMMLMAIR (1982) als Diabase beschrieben und umfassend analysiert.

Entlang des Grates nach Osten zum Schwarzhorn gehen die Grt-St-Glimmerschiefer erneut in gebänderte Paragneise über, welche mit teilweise gut verfolgbaren Amphibolit-Zügen durchsetzt sind. Unterhalb der Hohen Schönen kann dann ein mächtiger, glimmerarmer Orthogneis-Zug angetroffen werden, der auch vom Gegenhang aus zu erkennen ist. Fsp zeigen Mc-Gitter sowie Entmischungsstrukturen. Darüber bzw. nach Osten hin folgen erneut gebänderte Paragneise, welche schließlich in nicht segregierte Paragneise übergehen.

Knapp westlich der Roten Wand sind erneut segregierte leukokrate Lagen in den Paragneisen anzutreffen, welche in Beziehung zu einem markanten, aber relativ geringmächtigen Orthogneis-Zug stehen, der im Bereich Rote Wand – Marchsäule – Sendersjöchl eine S-Falte nachzeichnet und sich nach Osten hin bis in den Haslerbach verfolgen lässt. Dieser Orthogneis-Zug zeigt eine signifikant andere Zusammensetzung als die feinkörnigen Orthogneise. Mit seinen teilweise cm-großen rosa Kalifeldspat-Augen erinnert er stark an den Bassler-Granitgneis und kann daher zur Glockturm-Suite gestellt werden. Nach Nordosten hin ist er durch Bändergneise eingerahmt. Weiter im Osten, unterhalb des Steinkogels befindet sich erneut ein 10er Meter mächtiger, feinkörniger Orthogneis-Zug. Auch dieser Zug kann bis in den Haslerbach verfolgt und möglicherweise mit dem Orthogneis am Kogel verbunden werden.

Unmittelbar im Gipfelbereich des Steinkogels kann eine 2–3 m dicke Amphibolit-Lage angetroffen werden, auf die unmittelbar ein weiterer, ca. 5 m mächtiger Orthogneis-Zug der Glockturm-Suite folgt. Auch diese Züge sind durch gebänderte Paragneise eingerahmt und werden im Osten durch das Brenner Mesozoikum überlagert. Es wäre allerdings naheliegend, dass der Glockturm-Suite-Zug aus jenem Orthogneis-Körper hervorgeht, der südlich der Starckenburger-Hütte oberhalb des Kogels aufgeschlossen ist.

Zwischen Steinkogel und Gamskogel nimmt der Anteil der leukokraten Lagen sukzessive ab. Unmittelbar im Gipfelbereich des Gamskogels kann ein weiterer, wenige Meter mächtiger Amphibolit-Zug beschrieben werden, der ebenfalls nach Osten hin unter dem Brenner Mesozoikum verschwindet. Nördlich davon werden die Paragneise nur durch ein geringmächtiges Quarzit-Band unterbrochen, das sich aber in Körnigkeit und Textur von den segregierten leukokraten Lagen und den feinkörnigen Orthogneisen unterscheidet.

Im Oberbergstal zeigt sich deutlich, dass das Kristallin im Ostteil des Stubaitals durch eine vulkanosedimentäre Abfolge von Paragneisen und Amphiboliten aufgebaut wird, die durch mehrere lagige Orthogneis-Körper zweier unterschiedlicher Suiten sowie durch einen vermutlich deutlich jüngeren, bereits durch PURTSCHELLER & RAMMLMAIR (1982) untersuchten Dyke-Schwarm intrudiert wurden. Diese Intrusionen hatten deutliche Auswirkungen auf die Paragneise und führten zu Rekristallisation, Segregation und Kristallwachstum. Die Nachverfolgung der Orthogneis-Züge sowie einiger markanter Amphibolit-Züge ist der Schlüssel zum Verständnis der Zusammenhänge und der Struktur der kristallinen Gesteine in diesem Gebiet. Dabei muss beachtet werden, dass sich die Verläufe der Orthogneis- und Amphibolit-Züge auch diskordant zueinander verhalten können. Während die Amphibolit-Züge die ursprüngliche sedimentäre Schichtung nachzeichnen sollten, können die Orthogneis-Züge davon auch abweichen obgleich dies noch nicht beobachtet wurde. Eine Ausnahme bildet der Dykeschwarm, der nur wenige Anzeichen für duktile Deformation zeigt und das gesamte Gebiet relativ diskordant durchschlägt.

Lithodemische Einteilung der Gesteine

Paragneise und Amphibolite

Da das lithodemische Konzept für die Paragneise bereits mehrfach überarbeitet und verworfen wurde, werden im Folgenden einige kartierte Einheiten nicht im Sinne lithodemischer Einheiten mit Ortsbezeichnungen benannt. Außerdem wird auf eine Zusammenfassung der Paragneise und Amphibolite zu Komplexen verzichtet. In diesem Sinne wird auch der Brennerspitzen-Komplex, der von PALZER-KHOMENKO (2018) noch als Überbegriff für die meisten Paragneise gebraucht wurde, verworfen, da sich die Definition als ungeeignet erwiesen hat. Vielmehr scheint es aufgrund der neuen Daten sinnvoll, die Orthogneis-Körper als eigenständige Suiten strikt von den Paragneisen zu trennen. Die im folgenden beschriebenen Paragneis-Einheiten und Amphibolit-Züge können nach derzeitigem Stand zu einem gemeinsamen Komplex zusammengefasst werden, der aus einer vulkanosedimentären Abfolge hervorgegangen ist.

Sommerwand-Lithodem

Auch im vorliegenden Kartierungsgebiet hat sich gezeigt, dass der Bassler-Granitgneis durch einen Rahmen aus Bt-Schiefen und Amphiboliten umgeben wird. Daher kann die Einheit im Sinne von PALZER-KHOMENKO (2018) weiterhin angewendet werden. Es muss jedoch hinterfragt werden, ob es sinnvoll ist, diese Einheit wie bisher von den übrigen Amphiboliten und Paragneisen der vulkanosedimentären Abfolge auf Komplex-Ebene abzugrenzen. Es muss wohl viel eher davon ausgegangen werden, dass auch das Sommerwand-Lithodem dieser Abfolge und damit demselben Komplex angehört.

Villerspitzen-Amphibolit

Neben dem Sommerwand-Lithodem lässt sich auch der mächtige Amphibolit-Zug der Villerspitze gut verfolgen und auskartieren. Da der Arbeitsbegriff des Villergruben-Lithodems (PALZER-KHOMENKO, 2017) durch die Zusammenfüh-

zung mit den gebänderten Paragneisen obsolet geworden ist, kann die Villerspitze erneut, und wesentlich passender, Namensgeber für einen Arbeitsbegriff sein. Die Villerspitze bietet die besten Aufschlüsse und stellt den markantesten geografischen Punkt dieses Amphibolit-Zuges dar, weshalb der Arbeitsbegriff Villerspitzen-Amphibolit gewählt wird. Der Amphibolit-Zug ist stellenweise mehrere hundert Meter mächtig und umfasst feinkörnige Amphibolite, eng gebankte mafische Kalksilikate sowie mafische Bt-Gneise. Es wurden auch Rollstücke von Grt-Amphibolit gefunden. Von der Villerspitze kommend ziehen die Amphibolite die Grawawand entlang zur Schalderspitze, wo sie in Stufen an der Schrimmennieder-Störung (PALZER, 2015) dextral nach Süden versetzt werden. Nordwestlich der Stöcklenalm kann der Amphibolit-Zug wieder angetroffen werden, ehe er auf die Südflanke des Tals wechselt und dort in mehreren großen Falten gut verfolgbar nach Nordwesten hin verläuft und im Bereich der Massenbewegung von der Seblasspitze mit dem Talboden verschneidet.

Amphibolite

Die zahlreichen kleineren Amphibolit-Züge abseits des Sommerwand-Lithodems und des Villenspitzen-Amphibolits werden nicht als eigenständige Einheiten ausgeschieden, sondern als Amphibolite zusammengefasst. Es handelt sich um geringmächtige Basalte oder Tuffe innerhalb der vulkanosedimentären Abfolge, wobei lokal durchaus mehrere 10er Meter mächtige Lagen auftreten. Eine markante Abfolge von mehreren Amphibolit-Zügen gefolgt von einem Orthogneis der Kogl-Forchach-Suite kann zwischen Wildkopfscharte und Hohe Schöne beobachtet werden. Eine vergleichbare Situation findet sich zwischen Seebach und Haslerbach nahe dem Treiserhof. Es könnte hier möglicherweise von einem nachverfolgbaren Treiser-Amphibolit gesprochen werden, wobei weite Teile leider durch das mächtige Quartär der Oberberger Mähdler verdeckt werden.

Gebänderte Paragneise

Die gebänderten Paragneise, welche die weiter unten beschriebenen Orthogneiskörper der Kogl-Forchach-Suite und Glockturm-Suite umgeben, werden als eigenständige Einheit ausgeschieden. Da Fsp-Blasten sowie große St- und Grt-Kristalle überall in den Paragneisen angetroffen werden können, ist die Wechsellagerung zwischen leukokraten und schiefrigen Lagen als entscheidendes Erkennungsmerkmal anzusehen. Die gebänderten Paragneise umfassen damit alle segregierten Paragneise und werden zumeist als Rahmen der Orthogneis-Körper angetroffen. Die schiefrigen Lagen selbst lassen sich kaum von den Paragneisen und Glimmerschiefern unterscheiden.

Paragneise

Die Paragneise bilden gemeinsam mit den gebänderten Paragneisen die Hauptmasse der Gesteine. Überall, wo sie von magmatischen Gesteinen durchschlagen werden, hat sich ihre Zusammensetzung und ihr Erscheinungsbild durch das Wachstum großer Grt- und St-Kristalle sowie Pl-Blasten und Segregation deutlich gewandelt, während jene Bereiche, die sich weiter entfernt von magmatischen Körpern befanden, das ursprüngliche Erscheinungsbild bewahren konnten. Die Übergänge zu den gebänderten Paragneisen sowie zum Grt-St-Glimmerschiefer sind flie-

ßend, wobei das Fehlen leukokrater Lagen ein hervorragendes Kriterium zur Abgrenzung zu den gebänderten Paragneisen darstellt.

Grt-St-Glimmerschiefer

Diese sehr ansehnlichen Gesteine können aufgrund des großen Anteils an cm-großen St- und Grt-Kristallen von den Paragneisen abgetrennt werden. Die Übergänge sind fließend und es muss beachtet werden, dass auch kleinere Lagen von Grt-St-Glimmerschiefer innerhalb der Paragneise auftreten können. Eine scharfe Abgrenzung ist daher nicht möglich, jedoch können Bereiche mit hohem Grt-St-Glimmerschiefer-Anteil von den weniger schiefrigen und Grt- und St-ärmeren Paragneisen sinnvoll unterschieden werden. Sie unterscheiden sich ebenso wie die Paragneise von den gebänderten Paragneisen durch das Fehlen leukokrater Lagen. Die besten Aufschlüsse befinden sich im Wilden Grübl. Im Talbereich können diese Gesteine in den unteren Bereichen des Tiefenbachs angetroffen werden.

Glockturm-Suite

Bassler-Granitgneis

Der Bassler-Granitgneis wird im Folgenden im Sinne von PALZER-KHOMENKO (2018) verwendet. In Bezug auf REISER (2018) wird der Bassler-Granitgneis den „Klasse-3 Orthogneiskörpern“ zugerechnet, wobei der konkrete Körper des Bassler-Granitgneises nicht mit jenen Körpern weiter im Osten verbunden werden kann. Im Kartierungsgebiet beschränkt sich der Bassler-Granitgneis auf die hintersten Bereiche der kleinen Stöcklengrube rund um die Kerrachspitze. Ansichten vom nördlichen Gegenhang lassen vermuten, dass ein schmales Band des Rahmengesteins westlich der Kerrachspitze zwischen Orthogneisen eingeklemmt ist. Die vielen Parasitärfaalten, die der Kontakt nachzeichnet, deuten darauf hin, dass großmaßstäbliche Verfaltungen für diese Situation verantwortlich sind. Diese Beobachtungen decken sich auch mit Erkenntnissen aus der Kerrachgrube. Leider sind diese Gipfelbereiche nur sehr schwer zugänglich, weshalb diese Situation bisher nur aus der Ferne betrachtet werden konnte.

Weitere Orthogneise der Glockturm-Suite

Die kleineren Orthogneis-Züge auf der Nordseite des Tals stellen mit einiger Sicherheit die westwärtige Fortsetzung der von REISER (2018) beschriebenen „Orthogneiskörper Klasse 3“ dar und können ebenso wie der Bassler-Granitgneis, zumindest nach den makroskopischen Merkmalen, der Glockturm-Suite zugeschlagen werden. Aufgrund dieser Tatsache und ihrer geringen Mächtigkeit werden sie allgemein als Glockturm-Suite ausgeschieden. Eine genauere lithodemische Benennung und Definition sollte im Bereich der Hauptkörper weiter südöstlich vorgenommen werden und bleibt zukünftigen Arbeiten vorbehalten. Der südlichere Zug kann beginnend am Aufschluss auf der alten Straße zum Forchach-Hof beinahe durchgehend verfolgt werden und setzt sich von dort westwärts bis in den Haslerbach und weiter westwärts bis zur Marchsäule und Roten Wand fort. Der nördliche Zug verschwindet unter dem Brenner Mesozoikum. Die Abfolge der Orthogneis-Züge legt jedoch nahe, dass er mit dem Orthogneis-Körper zwischen Kogel und Starkenburger Hütte in Beziehung gesetzt werden kann.

Kogl-Forchach-Suite

Die feinkörnigen Orthogneis-Körper, die nicht der Glockturm-Suite zugerechnet werden können, werden unter dem Arbeitsbegriff Kogl-Forchach-Suite zusammengefasst. Sie entsprechen den Orthogneisen Klasse 1 (Bt-Granitgneis) nach REISER (2018) und die besten Aufschlüsse befinden sich am Kogel unterhalb der Starkenburger Hütte. Die Orthogneise werden durch die gebänderten Paragneise eingerahmt, deren leukokrate Lagen den Orthogneisen stark ähneln.

Schafgrübler-Orthogneis

Als eigenständiger Orthogneis-Körper innerhalb dieser Suite wird der Schafgrübler-Orthogneis ausgeschieden, welcher bereits in PALZER-KHOMENKO (2017, 2018) zuerst als Paragneis (Schafgrübler Lithodem), danach als lagig den Paragneis durchörternder Orthogneis des Brennerspitzen-Komplexes definiert wurde. Inzwischen hat sich gezeigt, dass es einen eher homogenen Orthogneis-Körper im Zentrum gibt, der durch die gebänderten Paragneise eingerahmt wird. Der Schafgrübler Orthogneis wird somit auf einen kartierbaren, feinkörnigen, homogenen Orthogneis-Zug der Kogl-Forchach-Suite, der vom Schafgrübler kommend über die Mittergratspitze bis in die Kohlgrube und zur Seblasspitze verfolgt werden kann, reduziert.

Oberbergtal-Dykeschwarm

Die verschiedenen Dykes, die im gesamten Oberbergtal unter anderem in der oberen Rinnengrube, auf der Brennerspitze, in der kleinen Stöcklengrube, im Wilden Grübl und am Wildkopf aufgeschlossen sind und bereits in PALZER-KHOMENKO (2018) beschrieben wurden, werden als Oberberger Dykeschwarm zusammengefasst. Sie durchschlugen das Kristallin diskordant und können daher als post-variszisch angesehen werden. PURTSCHELLER & RAMMLMAIR (1982) konnten die eoalpidische Metamorphose nachweisen, womit auch ein prä-alpidisches Alter nachgewiesen ist.

Strukturen

Faltenbildung

Das Kartierungsgebiet ist von komplexer Faltenbildung betroffen. Krenulationslineation und Faltenachsen zeigen in den verschiedenen Gebieten weitestgehend dieselben Orientierungen. Am homogensten waren die Messungen im Bereich des Wilden Grübels, wo leicht NE bis ENE einfallende Werte gemessen wurden. Ähnliche Werte, wenn auch etwas unbeständiger, konnten im Bereich der Stöcklengruben gemessen werden. Auf Höhe der Holderlochalm orografisch rechts des Oberbergbaches drehen die gemessenen Faltenachsen auf bis zu 50° einfallend nach E bis ESE. In diesen Bereichen unterhalb der Malgrube sind auch eine besonders intensive Krenulation sowie ausgeprägte S-Falten zu beobachten. Auch die gemessene Foliation wechselt in diesem Bereich ihre Orientierung. Es ist daher von einem Faltenkern in diesem Bereich auszugehen, wobei die Faltenachse der Großfaltenstruktur steil nach SE einfallen dürfte. Der relativ gut nachverfolgbare Villerspitzen-Amphibolit stützt diese Schlussfolgerung ebenfalls.

Ausgeprägte Krenulation sowie S-Falten konnten auch in den Felswänden oberhalb der Oberberger Mäher getroffen werden. Die gemessenen Foliationswerte schwanken von Südost bis Nord, wobei ost-einfallende Werte dominieren. Faltenachsen und Krenulationslineationen fallen flach und konstant nach Nordosten ein. Dasselbe gilt für Messungen am Fuße der Roten Wand. In Richtung Sendersjöchl werden die gemessenen Faltenachsen sehr unbeständig. Hier im Bereich Sendersjöchl – Marchsäule – Rote Wand lässt sich anhand des Orthogneis-Zuges der Glockturm-Suite eine mehrere 100 m große S-Falte nachvollziehen. Der Orthogneis zieht zunächst von Osten kommend ESE–WNW streichend über den Grat in das Senderstal, wo er dann nach Südwesten die Marchsäule hinaufzieht und von dort nach Süden zwischen Sendersjöchl und Rote Wand in Falllinie den Höhenweg kreuzt. Am Fuße der Roten Wand taucht dann mutmaßlich dasselbe Orthogneis-Band wieder auf und kann in Richtung WNW hangaufwärts verfolgt werden. Westlich dieser Faltenstruktur (westlich der Roten Wand) sowie östlich davon (östlich des Sendersjöchls entlang des Grats) wurden überwiegend mittelsteil NE-einfallende Foliationen gemessen. Im Bereich des Sendersjöchls dreht das Einfallen der primären Foliation auf Nord und zwischen Sendersjöchl und Rote Wand konnte eine steil ENE–E fallende Foliation festgestellt werden. Zwischen Sendersjöchl und Marchsäule besteht neben der primären, verfalteten Foliation noch eine Faltenachsenebenenschieferung, welche steil nach Nordosten einfällt.

Rund um den Steinkogel und Gamskogel fallen Faltenachsen und Krenulationslineationen zumeist sehr flach nach ESE, teilweise auch sehr flach WNW–NW ein. Ausgeprägte Faltenbildung konnte in diesem Bereich nicht erkannt werden. Die gemessenen Foliationen fallen allesamt konstant mittelsteil nach NNE ein. Unbeständigere Messwerte können erst wieder in Richtung des Hohen Burgstalls bemerkt werden. Am Rücken zwischen Seebach und Haslerbach zeichnen die verschiedenen lithologischen Lagen Falten im 10er Meter-Bereich nach. In Richtung des Haslerbaches dreht die überwiegend nach Nordosten einfallende Foliation in eine steil einfallende NNE–SSW streichende Orientierung. Im Haslerbach und am Hangfuß zwischen Haslerbach und Seebach zeigen die Gesteine eine sehr starke, steilstehende Foliation, die auf eine NNE–SSW streichende Mylonitzone hindeutet. Die Foliationen östlich und westlich biegen deutlich in diese Mylonitzone ein. Östlich der Mylonitzone zwischen Starkenburger Hütte und Kogl drehen die gemessenen Foliationen nach Osten hin in eine N–NNW fallende Orientierung.

Aus den gemessenen Foliationen und Faltenachsen sowie dem Verlauf markanter lithologischer Züge lässt sich ableiten, dass die überwiegend NNE–NE orientierte Foliation an verschiedenen Stellen in 10er bis 100er Meter große S-Falten gelegt ist. In diesen Bereichen treten ausführliche Krenulationen sowie eine zweite NW–W fallende Foliation auf. Am besten kann eine solche S-Falte im Bereich Sendersjöchl – Marchsäule – Rote Wand nachverfolgt werden. Allerdings dürfte sich auch in bzw. unterhalb der Malgrube eine solche S-Falte befinden, wobei der Nordost-Teil bereits durch die Massenbewegung verdeckt wird. Diese S-Falte setzt sich am nördlichen Talhang Richtung Seducker-Hochalm, soweit beobachtbar, nicht fort. Die S-Falte der Marchsäule ist nach Südosten hin durch die mächtigen

gen Quartärlagerungen der Oberberger Mäher und am gegenüberliegenden Hang durch die große Massenbewegung bei der Brennerspitze verdeckt.

Mylonitzone des Haslerbaches

Im Haslerbach wurden die Gesteine von einer intensiven Deformation erfasst und weisen eine sehr ausgeprägte Foliation auf. Metergroße Falten verkomplizieren das Bild und lassen die Messwerte unregelmäßig erscheinen, wobei eine steilstehende NNE–SSW streichende Foliation dominiert. Sowohl nach Osten als auch nach Westen liegen bereits nach 100 Metern andere Messwerte vor. Innerhalb des Haslerbaches verliert sich auch die Spur der sowohl östlich als auch westlich gut verfolgbaren Orthogneiszüge. Soweit beobachtbar, sind diese Lagen im Haslerbach stark ausgedünnt und werden parallel zur dominierenden Foliation duktil dextral knapp 1 km nach SSW versetzt. Nach Norden hin verschwindet die Mylonitzone unter dem Brenner-Mesozoikum. Nach Süden hin wird sie durch die mächtige Massenbewegung rund um die Seblaspitze verwischt. In der direkten Verlängerung befindet sich im Süden die markante Matzelehnergisse, die auch einen lithologischen Wechsel markiert. Die Mylonitzone des Haslerbaches könnte auch die initiale Schwächezone darstellen, die später zur Ausbildung der gewaltigen Massenbewegung rund um die Seblaspitze führte. Auf der Südseite des Stubaitals, östlich des Habicht, befindet sich die morphologisch sehr auffällige Innere Mischbachgrube. Es scheint daher möglich, dass sich die Mylonitzone des Haslerbaches weit nach Süden verfolgen lässt und auch einen markanten dextralen Versatz aller Gesteinszüge bewirkt.

Kontakt zum Brenner Mesozoikums

Die Gesteine des Ötztalkristallins werden in Richtung des Brenner Mesozoikums zunehmend grünschieferfaziell überprägt. Mit zunehmender Überprägung lassen sich die verschiedenen Gesteinszüge immer weniger verfolgen und die primären Strukturen verschwinden nach und nach. Vom Seejoch kommend sinkt der Kontakt immer tiefer, bis er zum Hohen Burgstall hin wieder ansteigt und auf dem Rücken zwischen Seebach und Haslerbach einen weiteren Höchstpunkt erreicht, bevor er zur Starkenburger Hütte wieder stark an Höhe verliert. Bei diesem markanten Rücken kann auch eine 10er Meter mächtige Falte beobachtet werden, die zu einer Schichtverdoppelung führt und eine lokale Überlagerung des Brenner Mesozoikums durch das Kristallingestein verursacht. Die gut kartierbare und beim Blick vom Seejoch Richtung Hoher Burgstall auch gut erkennbare, bereits von SANDER (1915) beschriebene und skizzierte Verfaltung deutet zusammen mit der grünschieferfaziellen Überprägung des Kristallingesteins auf den par-autochthonen Charakter des Brennermesozoikums hin. Mittelsteil ESE-einfallende Scherbänder, die im gesamten Kartierungsgebiet gemessen wurden, könnten zu dieser Bewegung des Brenner Mesozoikums gehören.

Sprödektechnik

Im gesamten Kartierungsgebiet konnten nur wenige sprödektektische Strukturen beobachtet werden. Eine kleinere, auch morphologisch verfolgbare Störung konnte in der äußeren Stöcklengrube anhand einer großen Harnischfläche mit einer NNE–SSW streichenden Orientierung gemessen werden. Diese Störung lässt sich möglicherweise bis

in die Kerrachgrube verfolgen. Mehrere ENE–WSW streichende Harnischflächen deuten auf spröde Brüche parallel zum Oberbergtal hin, wobei kein deutlich ausgebildeter Störungsbereich erkannt werden konnte. N–S streichende Harnischflächen konnten nahe dem Seebach am Hangfuß gemessen werden. Insgesamt scheinen spröde Strukturen im Kartierungsgebiet keine relevante Rolle einzunehmen.

Quartär

Die im folgenden verwendeten quartärgeologischen Begriffe folgen den Definitionen von STEINBICHLER et al. (2019). Der Nordhang des Oberbergtals wird westlich des Tiefenbaches durch eine mächtige Gleitmasse geprägt. Die Doppelgratbildung rund um die „Hohe Schöne“ zeugt von diskreten Gleitflächen, an denen sich die Bewegung lokalisiert hat. Besonders im nordöstlichen Bereich der Gleitmasse kann eine ausgeprägte Zerrgrabenbildung beobachtet werden, anhand derer auch abgeschätzt werden kann, wie weit nach Westen hin der Hang durch die Massenbewegung erfasst wurde. Im Osten wird sie durch den sehr markanten, tief eingeschnittenen Tiefenbach begrenzt, welcher in den oberen Bereichen in eine mächtige Abrisskante übergeht. In den oberen Bereichen des Hanges ist der Felsverband weitestgehend erhalten geblieben. Weitaus chaotischer, aber immer noch teilweise im Verband sind die Aufschlussverhältnisse im westlichen unteren Hangbereich. Der südöstliche Hangbereich oberhalb von Seduck unterscheidet sich charakterlich von den übrigen Bereichen der Gleitmasse. Hier kam es zu einer chaotischen Durchmischung und einer zumindest oberflächlichen vollständigen Auflösung des Felsverbandes. Diskrete Bewegungsflächen, obgleich sie in der Tiefe vorliegen mögen, sind oberflächlich nicht mehr zu erkennen. Es ist daher in dem Bereich zwischen Tiefenbach und dem unbemerkten Graben ca. 1 km westlich von einer Fließmasse zu sprechen. In den obersten Bereichen wird diese Fließmasse durch einen kleinen Blockgletscher und Moränenablagerungen überlagert. Eine zeitliche Einordnung dieser glazialen Ablagerungen könnte einen Hinweis auf den Zeitpunkt der Gleitung geben.

Unterhalb des Schaldersgrübels deuten mehrere gestaffelte Zerrgräben auf Kriechbewegungen im Hang hin. Eine umfassende Massenbewegung hat sich in diesen Bereichen aber noch nicht ausgebildet. Allerdings sind große Teile des Festgesteins im Schaldersgrübel und im Wilden Grübel stark aufgelockert. Kleinere Massenbewegungen befinden sich auch unterhalb der Wildkopfscharte, oberhalb der Oberberger Mäher, und an der orografisch rechten Flanke des Seebaches.

Östlich des Tiefenbaches befinden sich ungewöhnlich mächtige Quartärkörper. Die Mächtigkeit sowie geschichtete, gut sortierte Sedimente in Aufschlüssen weisen darauf hin, dass es sich um Terrassenkörper handeln muss. Es ist anzunehmen, dass in der Eiszerfallsphase der Bereich der Oberen Mäher aufgrund ihrer Südausrichtung besonders exponiert gegenüber der Sonneneinstrahlung waren und damit hier die Gletscherzunge besonders schnell abschmelzen konnte. Der entstehende Zwinkel wurde sukzessive mit Sedimenten verfüllt, was zu den mächtigen Ablagerungen führte, die dort vorgefunden werden können.

Im gesamten Kartierungsgebiet konnten nur einige wenige, relativ kleine End- und Seitenmoränenablagerungen angetroffen werden. Im Schaldersgrübl, südwestlich der Seducker-Hochalm entlang des Höhenweges, am Top der Fließmasse westlich des Tiefenbaches, am Seebach unterhalb der Seealm, in nördlicher Fortsetzung des Plätzenkopfs, sowie im Ausgang der Äußeren Stöcklengrube zeugen kleinere Moränenwälle von der Ausdehnung der Gletscher mutmaßlich während des Egesen Stadials. Im Talboden des Oberbergtals konnten im Ausgangsbereich der Kleinen Stöcklengrube Wälle angetroffen werden, die den Endpunkt einer Gletscherzunge aus der Kleinen Stöcklengrube markieren könnten. Es hat den Anschein, als wäre nach dem Rückzug des Hauptgletschers der lokale Gletscher vorgestoßen und hätte sich in die zurückgebliebene Grundmoräne gepresst. 1,2 km weiter talauswärts auf der orografisch linken Seite befindet sich ein Moränenwall, der vermutlich einem Egesen-Stand des Hauptgletschers zugeordnet werden kann. Im Ausgangsbereich des Seebaches befinden sich an beiden Seiten morphologisch auffällige Wälle aus Diamikt. Ob es sich hier tatsächlich um End- und Seitenmoränenwälle handelt, oder ob diese Wälle auf beiderseitige Erosion zurückzuführen sind, kann genauso wenig entschieden werden, wie die Frage, ob diese Wälle dem Hauptgletscher oder einem von der Seealm kommenden Gletscher zugeordnet werden müssen.

Im unteren Bereich der kleinen Stöcklengrube befinden sich mehrere, gestaffelte Wallformen. Orientierung und Verlauf der Wälle deuten nicht auf einen glazigenen Ursprung hin. Es handelt sich viel eher um ein ehemaliges Abflusssystem des sich zurückziehenden Egesen-Gletschers in der kleinen Stöcklengrube.

Viel zahlreicher als Moränenwälle sind Blockgletscherablagerungen. Ansehnliche Systeme konnten in den Stöcklengruben, in der Schaldersgrube, im wilden Grübl, nahe der Seducker Hochalm, unterhalb der Hohen Schönen und mehrere besonders schöne Systeme im Bereich der Seealm angetroffen werden. Auch nördlich des Oberbergtals, im Fotschertal zwischen Wildkopf und Wildkopfscharte, und im Senderstal im Bereich der Schwarzen Wand und des Steinkogels wurden Blockgletschersysteme verzeichnet. In der kleinen Stöcklengrube verursachen die Blockgletscher eine verwirrende Situation, da sie große Blöcke des Bassler-Granitgneises weit nach Norden verfrachten, wo sie über eine Felswand in die Äußere Stöcklengrube stürzen und in einem Bereich südlich des Kühsteins, weit entfernt von den Aufschlüssen des Bassler-Granitgneises zum Liegen kommen. Es wurden daher diese Ablagerungen, obwohl sie genetisch gesehen durch einen Sturzprozess zustande kamen, als Teil des Blockgletschers kartiert, um den Zusammenhang und die Transportgeschichte dieser Ablagerungen verständlicher zu machen. Eine ähnliche Situation besteht auch im Bereich der Felswand, welche die Äußere Stöcklengrube in einen westlichen und östlichen Teil trennt. Dort stürzen große Blöcke von der südwestlichen Seite über die Felswand auf die nordöstliche Seite hinab und auch hier ist ein deutlicher lithologischer Kontrast zu bemerken.

Der Talboden wird ab Seduck talauswärts durch einen periodisch sehr stark fließenden und geschiebereichen Wildbach geformt. Das Geschiebe stammt überwiegend aus dem Tiefenbach, wo der stark aufgelockerte Felsen und das Lockermaterial an den Seiten eine beständige Quelle von Muren darstellen. Auch aus den kleineren Bächen, die sich von den Oberberger Mäher kommend, tief in die mächtigen Eisrandterrassen eingeschnitten haben, wird viel Sediment antransportiert. Das meiste Sediment kommt im Auffangbecken ein paar hundert Meter unterhalb des Bärenbades zur Ablagerung.

Literatur

HAMMER, W. (1929): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötztal. – 58 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

KLÖTZLI-CHOWANETZ, E. (2016): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztalkristallin auf Blatt 147 Axams. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 270–273, Wien.

KRETZ, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. – *American Mineralogist*, **68**, 277–279, Washington, D.C.

PALZER, M. (2015): Mapping Report 2014 concerning the Crystal-line between Franz Senn Hütte and Bassler Joch, Stubai Alpen, Tyrol. – *Aufnahmebericht*, 17 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 18377-RA/147/2014]

PALZER-KHOMENKO, M. (2017): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztal-Kristallin im Gebiete der Franz Senn Hütte auf Blatt 147 Axams (GK UTM Neustift im Stubaital). – *Aufnahmebericht*, 6 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 19495-RA/147/2017]

PALZER-KHOMENKO, M. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztal-Kristallin östlich der Brennerspitze auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **159**, 401–406, Wien.

PURTSCHELLER, F. & RAMMLMAIR, D. (1982): Alpine Metamorphism of Diabase Dikes in the Ötztal-Stubai Metamorphic Complex. – *Tschermak's mineralogische und petrographische Mitteilungen*, **29**, 205–221, Wien.

REISER, M. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai-Kristallin und Brenner Mesozoikum auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **158**, 159–161, Wien.

SANDER, B. (1915): Über Mesozoikum der Tiroler Zentralalpen. I: Kalkkögel. – *Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **1915**, 140–148, Wien.

SCHMIDEGG, O. (1939): Ranaltwerk (Stubaierguppe) – Bemerkungen zu den Geologischen Profilen und Karte. – *Aufnahmebericht*, 2 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 00630-RA/147/1939]

SCHMIDEGG, O. (1944): Geologisches Gutachten für den Stollen und die Rohrtrasse Oberberg-Milders, Stubai Kraftwerke der Deutschen Reichsbahn. – *Bericht*, 11 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 00428-R]

STEINBICHLER, M., REITNER, J.M., LOTTER, M. & STEINBICHLER, A. (2019): Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **159**, 5–49, Wien.