

2) Amphibolite (AMP): sie sind fein- bis mittelkörnig und führen, abgesehen von den Hauptbestandteilen Amphibol und Plagioklas, fast immer einigen Biotit, oft auch einige Prozent Granat, sowie fallweise etwas Quarz. Die Geochemie der Gesteine ist im weiteren Sinn basaltisch. Relativ hohe Nb-Gehalte von meist 15–23 ppm sowie Nb/Zr-Verhältnisse von 0,1 und höher weisen auf subalkalische Intraplattenbasalte hin. Zwei Analysen mit niedrigeren Nb-Gehalten um 7 ppm (Probe PH21-22) haben E-MORB-artige Spurenelement-Zusammensetzung. Besonders hervorzuheben ist, dass die Amphiboliteinschlüsse im Horner Gneis eine tendenziell andere Geochemie aufweisen als die Metabasite im nahegelegenen Rehberg-Komplex des Kamptals, die laut Literatur eher MORB (FINGER & STEYRER, 1995) oder volcanic-arc Basalte (HÖCK et al., 1997) sind. Man kann demnach vermuten, dass die Amphiboliteinschlüsse im Horner Gneis nicht zum Rehberg-Komplex gehören. Prinzipiell können Metabasitschollen in Graniten einerseits als Dachreste, andererseits auch als kogenetische basische Magmen im Sinne von Magma-Mingling interpretiert werden, und auch im vorliegenden Fall wäre beides denkbar.

3) Intermediäre granitoide Migmatitgneise (INT): Dort, wo die Amphibolitschollen auftreten, findet sich oft auch intermediäres, biotitreiches, granitoides Material in der unmittelbaren Umgebung, das dem Horner Gneis strukturell ähnlich sein kann, zum Teil aber auch deutlich feineres Korn hat. Die CaO- und Alkaliengehalte dieser intermediären Gneise weisen auf ein überwiegend granodioritisches Ausgangsmaterial hin. Die Spurenelementgehalte liegen durchwegs in der typischen Bandbreite von high-K I-Typ Granitoiden. Auffällig (und für Granitoide keineswegs normal) sind die relativ hohen Cr-Gehalte von über 100 ppm (z.T. 600 ppm!). Parallel dazu sind auch Co und Ni relativ hoch. Während der typische Horner Gneis (unveröffentlichter Probenatz von FINGER aus 2019) einen SiO₂ Gehalt von über 69 Gew.-%, meist sogar über 72 Gew.-% aufweist, also ziemlich sauer ist, sind die im Bereich der Amphibolitschollen auftretenden biotitreichen Gneise deutlich basischer bzw. intermediär mit SiO₂ Gehalten zwischen 60 und 70 Gew.-%, in einem Fall sogar nur ca. 50 Gew.-%. Auffällig ist eine teils starke Peraluminosität dieser intermediären Gneise, die sich auch mineralogisch im Auftreten von Sillimanit und in einer starken Verglimmerung der Feldspäte bemerkbar macht.

Für die Bildung der intermediären Gneise kommen zwei Möglichkeiten in Betracht:

- Das protolithische Magma des Horner Gneises wurde im Bereich der Amphibolite durch Stoffaufnahme geochemisch verändert, sodass sich in den Kontaktzonen ein lokales, hybrides, aber einigermaßen homogenes granitoides Magma entwickelt hat. Letzteres wäre dann bloß als eine spezielle Variante des Horner Gneises anzusehen und das Gestein müsste das gleiche Protolith-Alter haben wie der Horner Gneis.
- Der intermediäre granitoide Gneis im Bereich der Schollen könnte ebenso wie die Amphibolite Teil des alten Dachs des Horner Gneises sein. In dem Fall müsste das Gestein ein vergleichsweise höheres Protolith-Alter haben als der Horner Gneis. Zirkondatierungen sind nötig, um diese Frage zu klären.

Erwähnenswert ist noch, dass die intermediären Gneise teilweise (z.B. Probe PH21-01) auffällig viele rundliche Zirkone führen in der Art, wie man sie von den Waldviertler Granuliten kennt (FRIEDL et al., 2004). Man kann somit spekulieren, dass die Gesteine vor ihrer Migmatisierung (die unter Biotitstabilität erfolgte) eine granulitfazielle Metamorphose unter höheren Drucken durchliefen. Übrigens findet man auch im normalen Horner Gneis, wenn auch in vergleichsweise geringerer Anzahl, solche granulitartige Zirkone, was ebenfalls auf eine frühvariszische Kristallisationsphase in wesentlich größerer Tiefe hinweisen könnte.

4) Leukokrate Granitgneise (LGN): Die leukokraten Proben PH21-11 und PH21-23 wurden im Wolfsgraben und auf Höhe der Raschmühle angetroffen. Diese könnten noch in die Bandbreite des normalen Horner Gneises fallen, allerdings sind sie ungewöhnlich kaliumreich.

Literatur

FINGER, F. & STEYRER, H.P. (1995): A tectonic model for the eastern Variscides: Indications from a chemical study of amphibolites in the south-eastern Bohemian Massif. – *Geologica Carpathica*, **46/3**, 137–150, Bratislava.

FRIEDL, G., FINGER, F., PAQUETTE, J.L., VON QUADT, A., MCNAUGHTON, N.J. & FLETCHER, I.R. (2004): Pre-Variscan geological events in the Austrian part of the Bohemian Massif deduced from U-Pb zircon ages. – *International Journal of Earth Sciences*, **93**, 802–823, Berlin.

HAYDN, P. (2022): Petrografische Untersuchung von Gesteinen in der Gföhler Einheit im Taffatal südlich von Horn auf Kartenblatt 21 Horn. – Masterarbeit, Natur- und Lebenswissenschaftliche Fakultät der Paris-Lodron-Universität Salzburg, 82 S., Salzburg.

HÖCK, V., MONTAG, O. & LEICHMANN, J. (1997): Ophiolite remnants at the eastern margin of the Bohemian Massif and their bearing on the tectonic evolution. – *Mineralogy and Petrology*, **60**, 267–287, Wien.

Bericht 2019 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

FELIX HOFMAYER

Einleitung

Im Jahr 2019 wurde, ergänzend zu laufenden Kartierungsarbeiten, auf dem Kartenblatt 21 Horn die flächendeckende Aufnahme der Sedimente am Ostrand des Horn-Beckens durchgeführt. Als Grundlage diente das vorhandene Kartenmaterial der geologischen Karte von Niederösterreich Nord im Maßstab 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002) sowie Kartenmanuskripte, die von VACHEK (2012, 2013, 2014) und HAVLÍČEK (2012) im Zuge einer flächendeckenden Aufnahme des Quartärs im Horn-Becken erstellt wurden. Außerdem wurden die an das Gebiet angrenzenden Kartenmanuskripte von Reinhard Roetzel verwendet, um ein homogenes Kartenbild zu gewährleisten. Da in vorhandenen Manuskriptkarten (Vachek, Havlíček) die Ablagerungen des Paläogens/Neogens nicht differenziert wurden und das publizierte Kartenmaterial veraltet erschien, bedurfte es einer Überarbeitung.

Dazu wurde am Ostrand des Horn-Beckens ein etwa ein Kilometer breiter Streifen von Mold über Mörtersdorf, Loibersdorf und Kotzendorf bis Freischling im Maßstab 1:10.000 flächendeckend aufgenommen. Nach Osten wurde das Kartierungsgebiet durch die geologische Grenze zu den kristallinen Gesteinen der Böhmisches Masse begrenzt.

Morphologisch zeigt sich das Horn-Becken als eine um 180° gedrehte L-Form, die sich von St. Marein bis Horn von West nach Ost und von Horn bis Freischling Nord-Süd erstreckt. Der südliche Teil des Nord-Süd-Astes dieser Senke, mit ihren tiefsten Teilen um 265 m NN westlich und südwestlich von Kotzendorf, ist gekennzeichnet durch eine eher flach einfallende Westseite und eine steil ansteigende Ostseite, die innerhalb von wenigen 100 Metern bis auf etwa 420 m NN ansteigt.

Die Asymmetrie des Beckens entstand durch die tektonische Absenkung entlang der Deckengrenze von Moldanubikum und Moravikum, der sogenannte Moldanubischen Überschiebung (SUESS, 1912). Im späten Oligozän bis zum frühen Miozän lagerte sich in dieser Senke die fluviatile bis limnische St. Marein-Freischling-Formation ab (NEHYBA & ROETZEL, 2010). Diese Sedimente wurden im Zuge einer transgressiven Phase im frühen Miozän von der brackischen Mold-Formation und sukzessive von der marinen Loibersdorf-Formation überlagert (STEININGER, 1999). Über den miozänen Ablagerungen wurden große Schwemmfächer und Schuttströme abgelagert, die im Quartär aus den tief eingeschnittenen Tälern der steilen Ostflanke des Horn-Beckens geschüttet wurden.

Da die beschriebenen Einheiten im Gebiet lediglich in wenigen Gruben und Erdkellern aufgeschlossen sind, wurde die flächige Kartierung überwiegend durch Lesesteinkartierung sowie mit zahlreichen Handbohrungen durchgeführt. Dennoch konnten 19 Aufschlüsse beschrieben werden. Insgesamt wurden 62 Handbohrungen mit einer Tiefe bis zu einem Meter abgeteuft. Es wurden 22 Fundpunkte von Makrofossilien verzeichnet, überwiegend Bivalven und Gastropoden, die auch zur biostratigrafischen Einstufung dienen.

Die Koordinatenangaben im Text beziehen sich auf die BMN Zone M34 mit Rechtswert (R) und Hochwert (H).

Ergebnisse & Diskussion

Kristallin – Tektonik

Die kristallinen Gesteine der Böhmisches Masse wurden nur im Grenzbereich zu den neogenen Sedimenten aufgenommen, aber nicht genauer differenziert. Allgemein treten am Ostrand des Horn-Beckens überwiegend Glimmerschiefer aus dem Moldanubikum und Bittesch-Gneis aus dem Moravikum auf, wie durch RANFTL (2021) aufgenommen wurde. In den quartären Ablagerungen (Solifluktion, Schwemmfächer, Schuttströme), aber auch als grobklastische Lagen in den neogenen Sedimenten, treten kristalline Komponenten ebenfalls als umgelagertes Material auf. Teilweise lassen sich in den Sedimenten der St. Marein-Freischling-Formation Horizonte beobachten, die ausschließlich aus Granat bestehen, der aus den verwitterten Glimmerschiefern stammt. Da sich das Kartierungsgebiet entlang einer Überschiebungszone befindet und das

Horn-Becken sowohl im Neogen als auch im Quartär an der Mörtersdorf-Störung abgesenkt wurde (STEININGER, 1976; RANFTL, 2021), lassen sich zahlreiche Störungen in den Aufschlüssen beobachten und auch im Gelände vermuten. Eine detaillierte Bearbeitung der Störungen in der Umgebung des Horn-Beckens wurde durch RANFTL (2021) durchgeführt, um Verlauf und Kinematik zu identifizieren. Durch die hier präsentierten Aufnahmen konnten in einem Keller in Mörtersdorf (R: 705048, H: 386846) gestörte Sedimente der Loibersdorf-Formation und Mold-Formation sowie zahlreiche kleine Abschiebungen beobachtet werden. Auch an der Typuslokalität der Loibersdorf-Formation (R: 705165, H: 385963) sind abschiebende Störungen mit einem Versatz von bis zu 50 cm zu erkennen. Diese Beobachtungen lassen laut RANFTL (2021) auf eine E-W gerichtete Extension im Oligozän-Neogen und folglich auf eine post-eggenburgische Absenkung des Horn-Beckens schließen.

St. Marein-Freischling-Formation (Kiscellium-Egerium)

Die Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation wurden unter fluviatilen bis limnischen Bedingungen im Kiscellium bis Egerium abgelagert (ROETZEL et al., 1999). Im Kartierungsgebiet treten diese Ablagerungen teilweise in Form von dunklen, kiesigen, sandigen Peliten auf. Dieses eher feinkörnige Sediment lässt auf einen ruhigen Ablagerungsraum, wie in Altarmen, schließen (ROETZEL et al., 1999). Am häufigsten tritt die St. Marein-Freischling-Formation als kiesige Grobsande bis sandige Kiese auf, die einen relativ hohen pelitischen Anteil aufweisen sowie stark glimmerführend und von steinigen Gerölllagen durchzogen sind. In einem Keller in Nonndorf (R: 703953, H: 385087) lässt sich diese Fazies sehr gut beobachten; hier besteht der Grobsand überwiegend aus Quarz und Feldspat und zeigt Schrägschichtung. In einer aufgelassenen Sandgrube östlich von Mold (R: 704825, H: 389219) lassen sich zudem dünne Lagen beobachten, die vorwiegend aus Granat bestehen, was auf lokale Schüttung aus den Glimmerschiefern schließen lässt. In einer Grube östlich von Mäiersch, bei „Drei Kreuze“ (R: 704090, H: 382039), sind die sandigen Kiese gut aufgeschlossen und zeigen Einschaltungen von Feinsanden und Mittelsanden. Es lassen sich Hölzer finden, die Spuren von Bioerosion zeigen, sowie trogförmige Schrägschichtungskörper, die auf fluviatilen Rinnen schließen lassen (ROETZEL et al., 1999).

Mold-Formation (Egerium-Eggenburgium)

Im Zuge einer transgressiven Phase im oberen Egerium bis unteren Eggenburgium bildete sich im Horn-Becken ein Ästuar, worin die brackische Mold-Formation abgelagert wurde (ROETZEL et al., 1999). Die St. Marein-Freischling-Formation zeigt im Übergangsbereich zur Mold-Formation eine deutliche Verfeinerung des Sediments, mit homogenen, siltigen Fein- bis Mittelsanden sowie mit grünen bis gelben Peliten. Dieser Übergang, sowie die Mold-Formation selbst, können deutlich in zwei Erdkellern bei Mörtersdorf (R: 704977, H: 386887; R: 704962, H: 386892) und in Handbohrungen (z.B. R: 704456, H: 387316) gesehen werden. Vor allem lässt sich ein Anstieg des Kalkgehalts hin zur Mold-Formation feststellen. Lithologisch zeigt sie sich einheitlich als geschichteter, dunkler, graugrüner Ton, teils mit sandigem Anteil sowie dünnen Lagen aus ausgefälltem Kalk. Auf Ackerflächen und in Handboh-

rungen kann die Mold-Formation leicht abgegrenzt werden. Hier zeigt sie sich meist durch einen sehr dichten, tonigen Boden, der im frischen Zustand sehr dunkel und im verwitterten Zustand gelblich wirkt. Außerdem können die zahlreich auftretenden Mollusken als entscheidendes biostratigrafisches Kriterium herangezogen werden (MANDIC et al., 2004) (siehe Fossilfundpunkte). Die typischen Mollusken wie Austern, *Mytilus* und *Mesohalina* treten gehäuft im Verzahnungsbereich von Mold-Formation und Loibersdorf-Formation auf, wie es auch von MANDIC et al. (1999) beschrieben wird. Dies belegt das erste Vorstoßen des Meeres in das Horn-Becken unter polyhalinen Bedingungen, welche kurzzeitig durch eine erneute Progradation des fluviatil-limnischen Systems abgelöst werden und es kommt zur Ablagerung von Kohle-tonen. Eine repräsentative Abfolge dieser Schwankungen kann in der aufgelassenen und mittlerweile stark verwachsenen Tongrube bei Maiersch (R: 704188, H: 382759) beobachtet werden. Eine Probe aus den Ablagerungen dieser Lokalität zur mikropaläontologischen Bearbeitung war aber steril. Durch die Kartierung konnte eine Gesamtmächtigkeit der Mold-Formation von etwa 20 bis 40 m festgestellt werden, die sich im Süden auf einer Höhenlage um 280–320 m NN und im Norden auf 320–360 m NN befindet.

Loibersdorf-Formation (Eggenburgium)

Der fazielle Übergang aus der brackischen Mold-Formation hin zur vollmarinen Loibersdorf-Formation kann in einem Keller bei Mörtersdorf (R: 705054, H: 386847) beobachtet werden. Über den Tonen der Mold-Formation lässt sich eine distinkte, etwa 30 cm mächtige Lage aus gerundeten Kristallingeröllen feststellen. Im Hangenden schließen Grob- bis Feinsande mit Schalenresten an. Diese Abfolge könnte einen schnellen Meeresspiegelanstieg mit einem Transgressionshorizont und den Übergang zu sublitoralen Bedingungen zeigen (MANDIC et al., 1999). In einem benachbarten Keller (R: 705048, H: 386846) hingegen liegen Tone über den Sanden der Loibersdorf-Formation und es sind abschiebende Störungen zu beobachten. Folglich sind die genauen Lagerungsverhältnisse in diesem Bereich nicht eindeutig und vermutlich tektonisch verändert.

Grundsätzlich treten in der Loibersdorf-Formation fünf verschiedene Lithofaziestypen auf, die auf der Karte darstellbar sind. Die häufigste Fazies, die kontinuierlich im gesamten Kartierungsgebiet auftritt, kann sehr gut in zwei aufgelassenen Sandgruben beobachtet werden (R: 705165, H: 385963; R: 705076, H: 386479), wobei erstere die Typlokalität für die Loibersdorf-Formation und der Stratotypus für das Eggenburgium ist (STEININGER & SENEŠ, 1971). Die Lithologie in diesen Aufschlüssen ist überwiegend ein gut sortierter Feinsand mit Lagen aus Molluskenschalen und selten Kristallingeröllen. Auffällig sind dabei Bivalven wie *Glycymeris*, *Oopecten* und *Laevicardium*. Außerdem treten Kalkkonkretionen sowie Linsen aus schlecht sortiertem Kristallinmaterial auf. An der Typlokalität sind abschiebende Störungen auffällig. Die Mächtigkeit dieser Fazies kann auf etwa 20–30 m geschätzt werden.

In diese feinsandige Fazies eingeschaltet findet sich östlich von Loibersdorf entlang eines Grabens (R: 705197, H: 385846) eine pelitische Fazies. Es handelt sich dabei um ein wenige Meter mächtiges Paket aus tonigem, schwach feinsandigem Silt mit einem sandigen liegenden Teil. Das Sediment ist stark verfestigt und zeigt kaum Schichtung,

dennoch ist eine undeutliche Bankung erkennbar, die mit etwa 30–40° nach Osten einfällt. Das Sediment ist reich an Mollusken, wie Pectiniden, *Glycymeris*, Scheidenmuscheln (*Solen*) und massenhaft auftretenden kleinen Cardiden. Diese Fazies wird sonst nirgendwo angetroffen und lässt auf einen geschützten Ablagerungsraum schließen (vgl. NEHYBA & ROETZEL, 2022).

Nördlich von Kotzendorf bis Nonndorf findet sich im Liegenden der Loibersdorf-Formation eine etwa 15 m mächtige, grobsandige Lithofazies. Bei Kotzendorf kann sie in mehreren aufgelassenen Sandgruben beobachtet (z.B. R: 704624, H: 383948) sowie durch Lesesteine und Handbohrungen (R: 704718, H: 384675) identifiziert werden. Lithologisch handelt es sich um gelborange bis braune, feinkiesige Grobsande, die erkennbare Schichtung fällt leicht nach Nordost ein. Auffällig sind ferritisch verfestigte Lagen, die sekundär gebildet wurden und auf alte Grundwasserstände hinweisen. Der fazielle Übergang von den Grobsanden im Liegenden zu den Feinsanden im Hangenden kann in einem Keller in der Kotzendorfer Keller-gasse (R: 704755, H: 383684) betrachtet werden. Es zeigt sich eine Wechsellagerung der beiden Faziestypen, welche kontinuierlich in die Feinsande übergeht. Von Kotzendorf nach Süden wird diese Fazies immer gröber und kann schließlich als eigene Einheit ausgeschieden werden. Diese Einheit ist charakterisiert durch stark grobsandige Kiese mit häufig konglomerierten Bereichen, die im Gelände als bis zu 50 cm große Lesesteine auftreten. Aufgeschlossen kann diese Fazies in einer Grube südöstlich Kotzendorf (R: 704777, H: 383415) beobachtet werden. Als letzte Fazies, die als Einschaltung in den Sanden der Loibersdorf-Formation auftritt, konnten relativ homogene, biogene Kalksteine ausgeschieden werden. Die gesteinsbildenden Organismen sind dabei ausschließlich Rotalgen, sogenannte Corallinaceen, die häufig als Rhodolithe zu finden sind. Die Vorkommen sind relativ klein und isoliert, bilden aber markante Geländeformen. Einige Vorkommen der Rhodolithe, zwischen Loibersdorf und Kotzendorf, die durch Lesesteine erkannt wurden (R: 705136, H: 385675; R: 704333, H: 385581; R: 704926, H: 385459), sind jedoch durch quartäre Umlagerung entstanden. Dies gilt auch für einzelne Vorkommen östlich von Mold (R: 704743, H: 389108), wo sich die Lesesteine direkt auf der St. Ma-rein-Freischling Formation beobachten lassen.

Fossilfundpunkte (Loibersdorf-Formation, Mold-Formation)

Zur Unterscheidung von Mold-Formation und Loibersdorf-Formation konnte, neben der meist eindeutigen lithologischen Unterschiede (siehe oben), die häufig auftretende Malakofauna herangezogen werden. Während in der brackischen Mold-Formation die Gattungen *Granulolabium*, *Mesohalina*, *Mytilus*, *Ostrea* und *Melanopsis* dominant sind, wechselt die Fauna in der Loibersdorf-Formation zu marinen Gattungen wie *Turritella*, *Glycymeris*, *Chlamys*, *Oopecten* und *Laevicardium* (MANDIC et al., 1999). Eindeutige Fossilfundpunkte, die auf Mold-Formation hindeuten, befinden sich südöstlich von Mold (R: 704635, H: 388785), westlich von Loibersdorf (R: 704560, H: 386160; R: 704655, H: 385910), östlich von Nonndorf (R: 704867, H: 385498; R: 704840, H: 385480; R: 704960, H: 385270; R: 704990, H: 385210) sowie südlich von Kotzendorf (R: 704660, H: 383250; R: 704710, H: 382375). Die etwas weniger häufig auftre-

tenden Mollusken der Loibersdorf-Formation wurden südlich von Mörtersdorf (R: 705060, H: 386515), östlich von Loibersdorf (R: 705130, H: 385730; R: 705181, H: 385852) und östlich von Nonndorf (R: 704840, H: 385030; R: 704780, H: 384980; R: 704880, H: 384990; R: 704900, H: 384940; R: 704800, H: 384900) angetroffen. Auffällig ist, dass im Übergangsbereich von Mold-Formation zur Loibersdorf-Formation Mollusken in gehäufte Form vorkommen. Dies könnte mit begünstigten Bedingungen für tolerante Arten wie *Ostrea*, *Mesohalina* und *Mytilus* zusammenhängen, die beim ersten Vordringen des Meeres (MANDIC et al., 1999) und damit steigendem Salzgehalt frei gewordene ökologische Nischen besetzen konnten.

Löss und Solifluktion (Pleistozän)

Die äolischen Lössablagerungen treten entlang der Westseite des Horn-Beckens sehr häufig und großflächig auf, dagegen ist dieses Sediment am Ostrand, im Kartierungsgebiet, weniger häufig und lediglich kleinflächig vorhanden. Teilweise findet man dort Löss auf ebenen Freiflächen wie südöstlich von Mold und am Edelfeld bei Kotzendorf. Meist treten die geringmächtigen Ablagerungen aber entlang des Kristallins am Ostrand des Horn-Beckens an Südhängen von Geländekuppen auf, wie es nördlich von Mörtersdorf, südlich von Loibersdorf oder nördlich von Freischling zu beobachten ist. Vermutlich kam es im Horn-Becken durch die Nord-Süd-Geometrie zu Verwirbelungen und der Wind wurde teilweise nach Süden abgelenkt, was die Position der Lössvorkommen erklärt. Dieses Sediment wurde durch zahlreiche Handbohrungen nachgewiesen (z.B. R: 705114, H: 386248; R: 704289, H: 385505; R: 704635, H: 383212) und ist lithologisch als sehr gut sortierter Silt bis Feinsand anzusprechen. Die häufig feinsandige Ausprägung des Lösses ist bedingt durch lokale Ausblasung der miozänen Sande. Dieser windverfrachtete Sand birgt eine stark abrasive Kraft und führte zur Bildung von Windkantern (SEBE et al., 2015), wie sie häufig im Horn-Becken zu finden sind (z.B. R: 704172, H: 388867; R: 704236, H: 385656; R: 704454, H: 382100).

Zusätzlich lassen sich Bereiche finden, die ein stark verlehmt, sandig-siltiges Sediment aufweisen, wie es westlich Mörtersdorf am „Mittelfeld“, bei der „Runsen“ nördlich von Kotzendorf sowie südlich von Kotzendorf zu finden ist. Oft finden sich auch Kies und Steine aus umgelagertem Kristallingestein in den Sedimentkörpern. Diese Ablagerungen wurden als deluviale Ablagerungen bzw. Solifluktionsablagerungen (STEINBICHLER et al., 2019) ausgeschieden.

Schwemmfächer, Schuttströme und Bachsediment (Pleistozän-Holozän)

Auffällig sind die zahlreich auftretenden Schwemmfächer, die von Osten aus den kleinen Gräben in das Horn-Becken geschüttet sind. Lithologisch handelt es sich meistens um schlecht sortiertes, kiesiges Material. Wobei auch sandige Schwemmfächer auftreten, wie westlich von Loibersdorf, wo die Sedimente der Loibersdorf-Formation umgelagert wurden. Teilweise können sie eine Breite bis zu 100 m und eine Länge von 200 m erreichen, wie es bei Mörtersdorf, bei Loibersdorf und auf dem Edelfeld südlich von Kotzendorf zu beobachten ist. Die meisten Schwemmfächer sind allerdings deutlich kleiner, aber dennoch morphologisch klar abzutrennen. Oft stehen diese Ablagerungen in

Assoziation mit Fließrinnen, die sich aus den im Kristallin eingeschnittenen Gräben nach Westen richten und mit sandig-siltig-tonigem Bachsediment gefüllt sind. Bei den meisten Schwemmfächern lässt sich feststellen, dass sich die Schüttungsrichtung mehrfach geändert hat und sich neue Fließrinnen ausgebildet haben. Dadurch konnten sich die Schwemmfächer progressiv weiter in das Becken vorbauen oder übereinander lagern. Sehr gut lässt sich dies östlich von Mold an den Schwemmfächern vom Zigeunergraben sowie nördlich von Kotzendorf an den Schwemmfächern bei der „Runsen“ beobachten. Erstaunlich ist dabei die große Menge des transportierten Schuttes und die hohe Anzahl der Schwemmfächer, was für eine Landschaft im Voralpenland mit geringem Reliefunterschied eher unüblich ist. Erklärbar wäre dies eventuell durch den Abtrag von älteren, mächtigen Verwitterungsablagerungen am Ende des ‚Last Glacial Maximum‘ (LGM), die sich auf den kristallinen Hochebenen gebildet haben. Außerdem könnten dabei neotektonische Hebungen entlang der Moldanubischen Überschiebung eine Rolle gespielt haben.

Neben den beschriebenen Schwemmfächern wurden im Kartierungsgebiet vier markante Sedimentkörper beobachtet, die zungenförmig aus markanten Einschnitten im Kristallin nach Westen geschüttet wurden. Sie sind meist etwa 100 m breit und erreichen eine Länge bis zu einem Kilometer, teils können sie auch morphologisch abgegrenzt werden. Lithologisch bestehen die Ablagerungen überwiegend aus Blöcken und Steinen mit hohem Kies- und Sandanteil. Die plattigen Komponenten, die meist aus Bitesch-Gneis und Glimmerschiefer bestehen, zeigen in zwei Aufschlüssen eine eindeutige Einregelung (R: 704770, H: 383664; R: 704621, H: 383938). Diese Beobachtungen lassen auf Fließprozesse unter der Beteiligung von Wasser schließen, womit die Ablagerung als Mure oder Schuttstrom klassifiziert werden kann (STEINBICHLER et al., 2019). Bei Mörtersdorf lässt sich ein Schuttstrom nördlich der Ortschaft erkennen, der aus dem Einschnitt des Geiersdorfer Baches kommt und ein Schuttstrom der südlich der Ortschaft nach Nordwesten schüttet. Bei Kotzendorf befindet sich ein großer Schuttstrom, der aus der Schlucht des Teichwiesenbachs nach Südwesten schüttet. Schließlich gibt es einen weiteren Schuttstrom nördlich von Freischling, der aus dem Raanbach-Tal geschüttet wurde. Zum relativen Alter dieses Ablagerungstypus lassen sich einige Beobachtungen anstellen. In einem Erdkeller in der Kellergasse von Kotzendorf (R: 704770, H: 383664) zeigt sich eine Lage aus eingeregelt Kristallinblöcken, die sich über den Sanden der Loibersdorf-Formation abgelagert hat und von laminierten Sanden und Grobsanden überlagert wird. Die Sande im Hangenden dieser Ablagerungen werden als Solifluktionsablagerung angesehen, was auf ein pleistozänes Alter schließen lässt. In derselben Kellergasse lässt sich ein weiterer Aufschluss beobachten (R: 704819, H: 383659), hier wird der Schuttstrom, bestehend aus Kristallinblöcken, Steinen und wenig Kies, von Löss überlagert. Ebenso ist der Schuttstrom nördlich von Mörtersdorf an dessen Südseite von mächtigem Löss bedeckt. Des Weiteren schneiden sich oft kleine Bäche, wie bei Kotzendorf, durch den Schuttstrom und es lagern sich Schwemmfächer über den Schuttströmen ab, wie nördlich von Loibersdorf und Mörtersdorf. Damit sind diese Ablagerungen relativ älter als die spätesten Lössablagerungen und die vermutlich postglazialen Schwemmfächer.

Literatur

HAVLÍČEK, P. (2012): Bericht 2011 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 220–221, Wien.

MANDIC, O., HARZHAUSER, M., PERVESLER, P. & ROETZEL, R. (1999): Lithofazies und Paläoökologie in einem transgressiven, fluvio-marinen System (Eggenburgium der autochthonen Molasse – Niederösterreich). – Tagungsband zur Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999, Retz-Hollabrunn, 233, Wien.

MANDIC, O., HARZHAUSER, M. & ROETZEL, R. (2004): Taphonomy and sequence stratigraphy of spectacular shell accumulations from the type stratum of the Central Paratethys stage Eggenburgian (Lower Miocene, NE Austria). – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **246**, 69–88, Frankfurt am Main.

NEHYBA, S. & ROETZEL, R. (2010): Fluvial deposits of the St. Marein-Freischling Formation – insights into initial depositional processes on the distal external margin of the Alpine-Carpathian Foredeep in Lower Austria. – Austrian Journal of Earth Sciences, **103/2**, 50–80, Wien.

NEHYBA, S. & ROETZEL, R. (2022): High-energy, microtidal near-shore deposits and their provenance (Lower Miocene, Burdigalian/Eggenburgian, Alpine-Carpathian Foredeep, Lower Austria). – Geological Quarterly, **66/4**, 29 S., Warszawa.

RANFTL, E.-M. (2024): Bericht 2021 über sprödetektonische Aufnahmen zwischen Breiteneich und Schönberg-Neustift auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162** (2022), 146–151, GeoSphere Austria, Wien. (dieser Band)

ROETZEL, R., MANDIC, O. & STEININGER, F.F. (1999): Lithostratigraphie und Chronostratigraphie der tertiären Sedimente im westlichen Weinviertel und angrenzenden Waldviertel. – Tagungsband zur Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999, Retz-Hollabrunn, 38–54, Wien.

SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R. & SCHARBERT, S. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000: Legende und kurze Erläuterung. – 47 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

SEBE, K., ROETZEL, R., FIEBIG, M. & LÜTHGENS, C. (2015): Pleistocene wind system in eastern Austria and its impact on landscape evolution. – Catena, **134**, 59–74, Amsterdam.

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

STEININGER, F.F. (1976): Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 21, Horn (Waldviertel). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1976**, A67–A70, Wien.

STEININGER, F.F. (Hrsg.) (1999): Erdgeschichte des Waldviertels. – Schriftenreihe des Waldviertler Heimatbundes, 2. Auflage, **38**, 194 S., Horn.

STEININGER, F.F. & SENEŠ, J. (1971): M1 Eggenburgien. Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus. – Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der zentralen Paratethys, Band II, 827 S., Bratislava.

Suess, F.E. (1912): Die Moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. – Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **88**, 541–631, Wien.

VACHEK, M. (2012): Bericht 2011 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 228, Wien.

VACHEK, M. (2013): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 369, Wien.

VACHEK, M. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 259–261, Wien.

Bericht 2021–2022 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

EVA-MARIA RANFTL

Einleitung

Im Herbst 2021 und Frühjahr 2022 wurden geologische Aufnahmen am Nordrand des Horn-Beckens vom Westrand des Kartenblattes nördlich von Sankt Bernhard bis zur Straße Horn-Doberndorf östlich von Mödring durchgeführt. Frühere Bearbeitungen von FRASL et al. (1991), FUCHS (1970), HAVLÍČEK (2016a, b), HAVLÍČEK & VACHEK (2017) sowie VACHEK (2018) standen als Kartengrundlagen zur Verfügung. Von HAVLÍČEK (2016a, b), HAVLÍČEK & VACHEK (2017) sowie VACHEK (2018) wurden die Festgesteine nicht differenziert, da die sedimentäre Bedeckung im Fokus stand. Diese Unterscheidung der Kristallingesteine wurde in der aktuellen Kartierung vorgenommen. Die Kartierungen von FRASL et al. (1991) und FUCHS (1970) aus der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts, die teils auf veralteter Topografie basieren, wurden detaillierter ausgearbeitet (vgl. ROETZEL, 2021). Weiters wurden von FRASL et al. (1991) und FUCHS (1970) dargestellte Vorkommen von Marmor überprüft und genauer abgegrenzt.

Die Koordinatenangaben im Text beziehen sich auf die BMN Zone M34 mit Rechtswert (R) und Hochwert (H).

Geologischer Überblick

Der Nord- und Ostrand des Horn-Beckens folgt grob der Grenze zwischen zwei tektonischen Einheiten der Böhmisches Masse, dem Moldanubikum im Süden und Westen und dem Moravikum im Norden und Osten. Dem Verlauf dieser Deckengrenze, die als Moldanubische Überschiebung bezeichnet wird (SUSS, 1912), wurde bei der Kartierung am Nordrand besonders Beachtung geschenkt. Es sind nach Norden hin Gesteine der Pleißing-Decke des Moravikums und im Süden Gesteine des Drosendorf-Deckensystems der Moldanubischen Decken aufgeschlossen. Das Drosendorf-Deckensystem bildet am Kartenblatt Horn nur einen schmalen Keil zwischen dem Moravikum nördlich des Horn-Beckens und dem Gföhl-Deckensystem im Süden. Die Deckengrenze zwischen dem Drosendorf- und dem Gföhl-Deckensystem liegt hauptsächlich unter sedimentärer Bedeckung (Oligozän–Quartär). In den wenigen Aufschlüssen kann aufgrund der Lithologie der Gesteine und eines von Norden nach Süden zunehmenden Metamorphosegrades angenommen werden, dass sie etwas südlich von St. Bernhard verläuft.