

haben. Ihre Zusammensetzung ist somit nicht quarzsyenitisch (wie bei den meisten Proben im Hauptkörper), sondern marginal granitisch, aber mit für Granite auffälliger Quarzarmut. Die Biotitgehalte sind geringfügig unter jenen im Hauptkörper.

Einige Unterschiede gibt es auch in den Spurenelementgehalten. Die Zirkoniumgehalte liegen unter jenen der Wolfshof-Syenitgneise im engeren Sinn, sind aber bei den meisten Proben mit 275 bis 373 ppm immer noch ziemlich hoch. Ähnliches gilt für die Leichten Seltenen Erden (Ce + La + Nd: 114–166 ppm vs. 205–230 ppm).

Zwei Proben (LA 19-06 von nördlich Wanzenau-Bündliten und LA 19-12 von nordwestlich Völker), welche eine hellere und biotitärere Variante repräsentieren, haben höhere Na₂O-Gehalte von 4–5 Gew.% bei leicht reduzierten SiO₂-Gehalten. Sie sind ebenfalls sehr kaliumreich, weisen einen quarzmonzonitischen Mineralbestand auf mit normativen Quarzgehalten von nur 7–9 % und sind biotitärer (normativ). Die Zirkoniumgehalte sind deutlich niedriger und liegen nur bei 128 bzw. 167 ppm. Auch die Leichten Seltenen Erde-Gehalte (Ce + La + Nd) sind relativ gering, bei 94 bzw. 124 ppm. Auffällig sind die besonders niedrigen Gehalte an P₂O₅ (< 0,1 Gew.%). Die Petrogenese dieser Variante des Wolfshof-Syenitgneises ist gegenwärtig unklar.

Im Dünnschliffbild zeigen sowohl der Wolfshof-Syenitgneis der Typuslokalität wie auch die Granitgneise in den kleinen Vorkommen ein ähnliches metamorphes Rekristallisationsgefüge. Von den primären magmatischen Mineralen sind nur Zirkone und Apatite erhalten geblieben, die relativ großen akzessorischen Rutilstängel könnten zum Teil ebenfalls magmatische Relikte sein. Das metamorphe Quarz-Feldspatgefüge ist weitgehend equigranular, die Kornformen sind mehr oder minder isometrisch und nur selten stärker elongiert. Die Kalifeldspäte sind moderat perthitisiert, vor allem etwas kleinere Kalifeldspatkörner weisen eine Mikroklingitterung auf. Primärverzwillingung ist selten. An größeren Kalifeldspatkörnern beobachtet man zum Teil Subkornbildung an den Rändern. Die Plagioklasse sind meist polysynthetisch verzwilligt und durchwegs leicht serizitisiert. Der Quarz zeigt undulöse Auslöschung sowie Subkornbildung. Teilweise erkennt man späte dünne Quarzsäume um Kalifeldspatkristalle. Myrmekitbildung ist ebenfalls vereinzelt beobachtbar.

Die Hauptkristallisation der Gesteine erfolgte wahrscheinlich unter Bedingungen der oberen Amphibolitfazies und offenbar unter geringer Deformation. Die zahlreichen aber sehr kleinen Biotite zeigen nur teilweise eine Einregelung. In Ausnahmefällen kann man einzelne längliche und kleine Ortho- und Klinopyroxenrelikte aus einem früheren Stadium der Gesteinsbildung finden. Aufgrund der stark penetrativen Gefügekristallisation bleibt die primäre magmatische Mineralogie und Struktur der Gesteine allerdings weitgehend unbekannt. Die sehr großen Apatite und Zirkone lassen die Spekulation zu, dass die primären magmatischen Gefüge eventuell relativ grobkörnig gewesen sein könnten. Es ist aber anzunehmen, dass es noch vor der eher statischen metamorphen Hauptkristallisation zu einer Vergneisung mit deformativer Kornzerkleinerung gekommen ist.

Abschließend soll hier noch kurz auf die Pegmatite nordwestlich von Oberplank eingegangen werden. Im Gegensatz zum Wolfshof-Syenitgneis und den daraus geoche-

misch abzuleitenden Granitgneisen zeigen diese Gesteine mit ihren teilweise mehrere Zentimeter großen Alkalifeldspäten wesentlich geringere metamorphe Rekristallisation und Feldspäte sowie Quarz sind hier durchwegs noch in magmatischen Formrelikten erkennbar. Die nur leicht vergneisten Pegmatite sind demnach wohl jüngere (spät-orogene) Intrusionen, die in einer bereits weiter abgekühlten moldanubischen Kruste platzgenommen haben.

Die SiO₂-Gehalte der Pegmatitproben von Oberplank liegen bei 71,52 bzw. 74,68 Gew.%. Die K₂O-Gehalte sind mit 3,54 und 3,76 Gew.% deutlich niedriger als in den Granitgneisvorkommen aus der Verwandtschaft des Wolfshof-Syenitgneises. Im Vergleich zu den letztgenannten haben die Pegmatite auch höhere CaO-Gehalte von 1,17 bzw. 1,59 Gew.% und höhere Na₂O-Gehalte von 4,33 bzw. 5,14 Gew.%. Die Fe₂O₃-Gehalte sind erwartungsgemäß sehr gering (0,20 bzw. 0,42 Gew.%). Die normativen Quarzgehalte liegen um 29 %, die Alkalifeldspatgehalte um 21 %, und die Plagioklasgehalte bei 44 bzw. 49 %. Der Modalbestand wäre nach STRECKEISEN (1974) somit monzogranitisch bis granodioritisch. Große späte Muskovite verdrängen stellenweise den Feldspat. Die Zirkoniumgehalte sind, wie für Pegmatite üblich, sehr gering (23 bzw. 44 ppm). Auch die Summe der Leichten Seltenen Erde-Elemente (Ce + La + Nd) ist niedrig, bei 15 bzw. 37 ppm.

Literatur

ALIASGARI, H. (1988): Petrologie und Geochemie des Wolfshofer Syenitgneises und Untersuchungen an den begleitenden Amphiboliten, Gföhler Einheit im Moldanubikum des Niederösterreichischen Waldviertels. – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Wien, 138 S., Wien.

FROST, B.R., BARNES, C.G., COLLINS, W.J., ARCULUS, R.J., ELLIS, D.J. & FROST, C.D. (2001): A geochemical classification for granitic rocks. – *Journal of Petrology*, **42**, 2033–2048, London. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>

LINDNER, M. & FINGER, F. (2018): Geochemical characteristics of the Late Proterozoic Spitz granodiorite gneiss in the Drosendorf Unit (Southern Bohemian Massif, Austria) and implications for regional tectonic interpretations. – *Journal of Geosciences*, **63**, 345–362, Praha. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.271>

STRECKEISEN, A.L. (1974): Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks. – *Geologische Rundschau*, **63**, 773–786, Berlin–Heidelberg.

Bericht 2017–2019 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

REINHARD ROETZEL

In den drei Berichtsjahren wurden geologische Aufnahmen vorwiegend im südlichen Teil des Kartenblattes 21 Horn durchgeführt. Im Jahr 2017 lag ein Schwerpunkt der Kartierung im Gebiet östlich des Kamp, im Raum zwischen Maiersch, Freischling, Kriegenreith, Fernitz und Plank, bis zum Tiefenbachtal im Süden. Ebenso wurden die sedimentgefüllten Senken zwischen Mühlbach am Manhartsberg, Bösendürnbach und Wiedendorf sowie entlang der Diendorf-Störung, im Bereich Oberholz, Diendorf am

Walde und Olbersdorf kartiert. 2018 wurde das südliche Kamptal von der südlichen Blattgrenze nördlich von Zöbing über Schönberg-Neustift, Schönberg, Stiefen, Altenhof, Plank bis Oberplank bearbeitet und die Kartierung gegen Westen über Mollands und See in das Fahnbachtal bei Unter- und Oberreith und bei Schiltern fortgesetzt. Östlich des Kamptales wurden pleistozäne Sedimente in einer N-S streichenden Senke östlich Schönberg zwischen der Großen Heide im Norden und dem Wolfsgraben im Süden geologisch aufgenommen. Im Jahr 2019 wurde schließlich der nördlich anschließende Teil des Kamptales von Oberplank über Buchberg, Zitternberg, Gars-Thunau, Kamegg und Stallegg bis Rosenberg bearbeitet. Zusätzlich wurden die östlich des Kamptales, in das Horner Becken hineinreichenden Gebiete zwischen Gars, Zaingrub und Mold und der Ostrand des Horner Beckens bei Maria Dreieichen geologisch kartiert.

So wie in den vorangegangenen Jahren (ROETZEL, 2017) wurden die Kartierungen sowohl in Gebieten mit kristallinen Gesteinen als auch mit paläogenen, neogenen und quartären Sedimenten flächendeckend durchgeführt. Die kristallinen Gesteine wurden wiederum bei mehreren gemeinsamen Exkursionen mit Manfred Linner (Geologische Bundesanstalt) für die petrografische Charakterisierung beprobt und durch Fritz Finger und Gudrun Riegler (beide Universität Salzburg) sowie Manfred Linner geochemisch und petrografisch untersucht.

Da das Motorbohrgerät der Geologischen Bundesanstalt seit 2017 nicht mehr zu Verfügung steht, konnten Tiefenaufschlüsse nur mehr mit einem Handbohrgerät durchgeführt werden. Im dem aufgenommenen Gebiet unterstützten 48 Handbohrungen, die bis in 1 m Tiefe reichten, die Kartierung und Probenahme für mikropaläontologische Analysen, die von Holger Gebhardt (Geologische Bundesanstalt) ausgeführt wurden. Für zusätzliche mikropaläontologische Beprobungen im Raum Oberravelsbach-Baierdorf wurden weitere 29 Handbohrungen abgeteuft.

Alle Angaben zu Koordinaten im Text sind im System BMN M34 angegeben (R: Rechts, H: Hoch).

Kristalline Gesteine der Böhmisches Masse

Die bereits von Gerhard Fuchs 1967 bis 1970 und 1978 (FUCHS, 1968, 1969, 1970, 1971, 1981) im Maßstab 1:25.000 auf Schraffenkarten aufgenommenen Gebiete des Moldanubikums wurden im Zuge der neuen Kartierung von Blatt Horn im Maßstab 1:10.000 detaillierter begangen und die Gesteinseinheiten genauer abgegrenzt. Bei den kristallinen Gesteinen zeigte sich vor allem, dass bei den vorangegangenen Aufnahmen, bedingt durch die schlechten topografischen Unterlagen und die geringere Begehungsdichte, die Detailgenauigkeit oft deutlich niedriger war. Außerdem wurde bei früheren Aufnahmen, aufgrund der Schwerpunktsetzung auf kristalline Gesteine, die sedimentäre Bedeckung oft großflächig abgedeckt.

Moravikum und Moldanubikum im Raum Maria Dreieichen

Ergänzend zu Aufnahmen in vorangegangenen Jahren wurde das Gebiet nördlich und südlich von Maria Dreieichen neu kartiert. Nördlich des Wallfahrtsortes, am Obe-

ren Molder Berg, findet man vorwiegend Glimmerschiefer mit eingeschalteten Zügen und Linsen aus Amphibolit, Marmor und Gföhl-Gneis (vgl. FUCHS, 1971). Die muskovitreichen Glimmerschiefer führen meist viel Granat und zum Teil auch Kyanit. Das Einfallen dieser moldanubischen Gesteine ist generell flach bis mittelsteil gegen West bis Nordwest. Unmittelbar östlich der Bründlkapelle, ca. 200 m nordöstlich der Kirche von Maria Dreieichen, beginnt ein 110 bis 220 m breiter und etwa 1,5 km nach Süden fortsetzender, N-S gestreckter Zug aus Bittesch-Gneis. Dieser helle moravische Orthogneis (vgl. FINGER & RIEGLER, 2016) wird im Bereich des Ortes sowohl im Liegenden als auch im Hangenden von Glimmerschiefer begrenzt. Südlich von Maria Dreieichen sind diese dann nur mehr im Liegenden anstehend, da im Westen untermiozäne Feinsande der Loibersdorf-Formation das Kristallin überlagern.

Südlich des Cholerafriedhofes sind im Bittesch-Gneis mehrere schmale und langgestreckte Marmorlinsen eingeschaltet. Die Marmore sind zum Teil steil verfaultet sowie zerschert und fallen, so wie der Orthogneis, meist mittelsteil bis steil gegen Westen ein. Zahlreiche Pingen in den Marmorzügen weisen auf früheren Abbau, vermutlich für Brandkalk, hin.

Die Deformation des Bittesch-Gneises nimmt gegen den Ostrand stark zu. Dort ist der Orthogneis auf der gesamten Länge extrem kataklastisch zerschert. Ein guter Aufschluss in weißgrauem, sandig zerfallendem Kataklasit befindet sich am Ostrand des ehemaligen Steinbruchs, nördlich des Cholerafriedhofes (BMN M34 R: 704895, H: 390343). Im nördlichen Teil, im Graben nordöstlich der Bründlkapelle, sind auch grauschwarze, tonig Kakirite anstehend (R: 705002, H: 390903). Diese extrem spröde Deformation und die Entstehung des Fensters von Maria Dreieichen stehen vermutlich in Zusammenhang mit der Bildung des Ostrandbruches des Horner Beckens. Dabei wurde der Westblock mit dem Bittesch-Gneis gegenüber dem Ostblock an einer parallel zur Beckenrandstörung verlaufenden Störung herausgehoben. In gleicher Weise ist wahrscheinlich auch das zweite isolierte Vorkommen von Bittesch-Gneis, Marmor und Paragneis am Ausgang des Fräuleingrabens nördlich von Mörtersdorf zu interpretieren.

Moravikum und Moldanubikum im südlichen Kamptal und den angrenzenden Gebieten

Bittesch-Gneis entlang der Kamptalstraße westlich von Schönberg-Neustift

Am südlichen Blattrand, westlich von Schönberg-Neustift, ist in hohen Felswänden entlang der Kamptalstraße auf einer Länge von ca. 1,3 km ein hellgrauer, mylonitischer Orthogneis aufgeschlossen. Seine Zugehörigkeit zum moravischen Bittesch-Gneis wurde bereits von BECKE (1915: 352), F.E. SUSS (1918: 104), WALDMANN (1922) und FRASL (1974) vermutet und kürzlich von FINGER & RIEGLER (2020) auch geochemisch bestätigt. Die Gesteine fallen mittelsteil gegen West bis Westsüdwest unter die hangend folgenden moldanubischen Glimmerschiefer ein.

In grobkörnigen, feldspatreichen Bereichen sind im Gestein einzelne große Kalifeldspäte und grobschuppiger Muskovit charakteristisch. In stärker mylonitischen, quarzreichen Bereichen fehlen dagegen die großen Kalifeldspäte und der Muskovit ist feinschuppig. Ähnlich

wie im Bittesch-Gneis östlich des Kamp ist auch hier in zwei schmalen Seitengraben bei einer Kapelle (Kote 220; R: 702645, H: 374191) und ca. 400 m südlich (R: 702664, H: 373808) ein ca. 30 bis 40 m mächtiges Paket aus zum Teil quarzitischem Paragneis, Granatglimmerschiefer und Marmor in dem Orthogneis eingeschaltet. Die 15 bis 20 m mächtigen Calcitmarmore und Glimmermarmore sind gemeinsam mit dem Bittesch-Gneis hier stark verfaltet.

Paragesteine und Amphibolit im Liegenden des Rehberg-Komplexes

Im südlichen Teil des Kamptales sowie in den westlich und östlich angrenzenden Gebieten (Raum Schönberg, Mollands, Unterreith, Stiefern, Fernitz, Freischling) dominieren im Moldanubikum, im liegenden Teil des Rehberg-Komplexes, Paragneis und Glimmerschiefer. Mengenmäßig überwiegen die Paragneise, die oft feinkörnigen Granat führen und hier zum Teil sehr biotitreich sind. Bereiche mit Glimmerschiefer sind innerhalb der Paragneise meist in schmalen und N-S gestreckten Zonen eingeschaltet, wobei auch hier Wechsellagerungen mit Paragneis auftreten können. Eine rund 900 m lange und 120 bis 150 m breite Zone aus Glimmerschiefer findet man zum Beispiel südwestlich von Schönberg, unmittelbar im Hangenden des Bittesch-Gneises, der westlich des Kamp entlang der Kamptalstraße ansteht (siehe oben). Der Glimmerschiefer fällt dort, so wie der Bittesch-Gneis, flach bis mittelsteil gegen Westen ein. Eine weitere schmale Zone aus Glimmerschiefer mit grobschuppigem Muskovit beginnt östlich von See und streicht nach Norden, unterbrochen von Löss, in den Raum südöstlich von Mollands. Nach Norden ist die Fortsetzung in eher feinkörnigen Granatglimmerschiefern in dem Seitengraben südöstlich vom Irrbling sowie am Kamp, beiderseits des Grabenausgangs, zu finden. Ein größerer und mehr oder weniger geschlossener Glimmerschieferhorizont innerhalb der Paragneise findet sich westlich von Stiefern. Dieser beginnt nordwestlich des Irrbling, wo er von dunkelgrauem, straff gebändertem Grafitquarzit unterlagert wird und zieht von dort westlich von Stiefern, unterhalb des Klopfhartsberges, als 50 bis 100 m mächtiger Zug nordwärts. Nordwestlich von Stiefern biegt dieser Glimmerschieferzug dann im Hungerfeld gegen Nordosten und quert den Kamp östlich von Altenhof. Nördlich des Kamp werden die Glimmerschiefer von Paragneis mit Einschaltungen von Grafitquarzit zweigeteilt, wobei die Glimmerschiefer im Liegenden der Paragneise sehr reich an Granat sind. Auf Schichtköpfen des Granatglimmerschiefers befand sich östlich von Altenhof ein Mühlsteinbruch (R: 702653, H: 378830; BENINGER, 1962), wie Negative und unfertige Rohlinge von Mühlsteinen im Gestein noch erkennen lassen. Derartige Mühlsteine aus dem 9. Jahrhundert n. Chr. wurden auch in der slawischen Siedlung auf der Holzweise bei Gars-Thunau gefunden (FRIESINGER & FRIESINGER, 1991). Diese glimmerschieferreiche Zone setzt sich weiter nach Nordosten in Richtung Fernitz und von dort über die Flur Neubuch in den Raum östlich von Maersch fort. Die Bereiche nordwestlich von Fernitz (Flur Neubuch) und südöstlich von Maersch sind durch zahlreiche schmale Züge aus Grafitquarzit in den zum Teil tiefgründig verwitterten Glimmerschiefern gekennzeichnet.

In den Paragneisen sind auch immer wieder unterschiedlich große Züge und Linsen von Amphibolit eingeschaltet, wie beispielsweise an der Steilstufe zum Kamp im Ortsgebiet von Schönberg-Neustift oder westlich von Schön-

berg, entlang der Bundesstraße, auf der orografisch rechten Seite des Flusses. Auch südöstlich von Mollands und südlich der Kapelle dieses Ortes finden sich kleine Amphibolitkörper im Paragneis. Nördlich von Schönberg gibt es Amphibolite östlich der Straße nach Oberholz, am Kalvarienberg, südwestlich vom Mitterberg, südöstlich der Haltestelle von Stiefern, östlich der Flur Horach und an der Nordflanke des Tiefenbachtals. Die Amphibolite sind, im Gegensatz zu jenen im Rehberg-Komplex, meist relativ massig und führen nahezu nie Einschaltungen von hellen, quarzreichen Orthogneisen.

Vereinzelt findet man auch in den Paragneisen, oft gemeinsam mit den Amphiboliten, kleine Serpentinittkörper, wie zum Beispiel nördlich von See, südöstlich von Mollands, südlich der Ruine Schonenburg, südlich vom Irrbling, an der Nordflanke des Tiefenbachtals oder südlich von Fernitz. Einschaltungen von Marmor, wie nördlich des Kogelberges bei Zöbing oder im Amphibolit an der Nordflanke des Tiefenbachtals, sind äußerst selten.

Die Gesteine fallen überwiegend flach bis mittelsteil gegen Südwest bis Nordwest ein. Ein abweichendes Einfallen meist gegen SSE bis SSW konnte nur an der Nordflanke des Tiefenbachtals und westlich von Schönberg, nordöstlich von Mollands festgestellt werden.

Rehberg-Komplex

Im Hangenden der oben beschriebenen Paragesteine und Amphibolite folgt der Rehberg-Komplex. Dieser wurde unter anderem bereits von MARCHET (1919), FUCHS (1976), FUCHS & MATURA (1976), HÖDL (1985), MONTAG & HÖCK (1993), HÖCK et al. (1997) und zuletzt HEUSER (2020) eingehend beschrieben.

Der Rehberg-Komplex zieht vom Loibsbachtal, südöstlich der Neumühle auf Blatt 38 Krems, in nordöstlicher Richtung auf das Blatt 21 Horn. Dort versetzt südöstlich von Schiltern eine vermutlich in der Senke nördlich vom Dürnitzbühel gegen Nordwest streichende Störung den Rehberg-Komplex dextral nach Südost. Er setzt daher südöstlich, am Fahnberg, wiederum auf Blatt Krems, mit einem Versetzungsbetrag von ca. 800 m fort und streicht ab dem Amaißtal auf Blatt Horn als rund 600 bis 900 m breiter Zug generell gegen NNE weiter. Im Südteil des Blattes verläuft er westlich des Kamp vom westlichen Amaißtal über den Reitberg, Hiesberg, Schmalzberg, Klopfhartsberg und Übeleck gegen Altenhof. Bei Altenhof und Plank quert er dreimal die Schlingen des Kamp und setzt nördlich von Plank zuerst beiderseits des Flusses und dann nur mehr auf der östlichen Seite, am Strietzelberg und in der Flur Elendschmitten, gegen Maersch fort. Nördlich von Maersch sind die Amphibolite nochmals großflächig am östlichen Abhang des Stranitzberges aufgeschlossen und setzen dann unter den Sedimenten des Horner Beckens gegen NNE fort, wie kleine Aufragungen in den Fluren Frauenacker östlich von Gars und Postln südlich von Zaingrub oder am Atzbigl nördlich Maersch erkennen lassen.

Der Rehberg-Komplex besteht vorwiegend aus basischen und ultrabasischen Gesteinen, wie Amphibolit, Metagabbro und Serpentinitt, wobei Amphibolit das Hauptgestein darstellt (HEUSER, 2020). Serpentinite in verschiedenen großen Einschaltungen sind im Rehberg-Komplex besonders im Süden (Bereich Dürnitzbühel, Amaißtal, Reitberg) sehr häufig. Nördlich davon findet man mit Ausnahme des

großen und auch morphologisch dominanten Körpers am Klopfhartsberg Serpentine nur mehr in kleinen Einschaltungen, wie südlich von Oberreith, am Hiesberg, östlich vom Schmalzberg, südlich von Thürneustift, östlich und südlich von Altenhof oder am östlichen Stranitzberg. Metagabbro tritt im Rehberg-Komplex, im Verband mit Amphibolit und Serpentin, vorwiegend im Amaißtal, am Reitberg, Hiesberg und am Klopfhartsberg auf. Serpentine und Metagabbros findet man dabei eher in den liegenden Bereichen des Rehberg-Komplexes.

Die dunkelgrauen bis schwarzgrauen Amphibolite sind meist massig bis fein gebändert. In manchen Bereichen, wie nördlich vom Reitberg, am Hiesberg, Schmalzberg, westlich vom Klopfhartsberg und am Strietzelberg und der Flur Elendschmitten zwischen Plank und Maiersch, wechseln die Amphibolite im Dezimeter- bis Meterbereich mit konkordanten Lagen aus leukokraten, quarzreichen Orthogneisen. Am Hiesberg und Schmalzberg sowie nördlich von Plank, im Bereich der Abzweigung nach Freischling (Flur Flugwacht), sind diese Orthogneise in 10 bis 100 m breiten und bis zu mehrere 100 m langen Körpern im Amphibolit eingeschaltet. Über den Reitberg verläuft ebenfalls in N-S-Richtung ein 20 bis 40 m breiter und über mehr als 800 m Länge verfolgbarer Zug eines quarzreichen Orthogneises.

Marmor ist sehr selten und wurde als Einschaltung in Amphibolit nur westlich vom Reitberg, in einem Steinbruch nordöstlich von Thürneustift, beiderseits des Umlaufberges von Plank (westlich Gottsdorf), in den Feldern westlich der Flugwacht und in der Kellergasse südlich davon gefunden. Besonders im Süden, zwischen westlichem Amaißtal und dem Klopfhartsberg, sind auch Einschaltungen von Paragneisen und quarzitischen Paragneisen häufiger.

So wie in den liegenden Gesteinen ist das Einfallen des Rehberg-Komplexes auch hier generell flach bis mittelsteil gegen Südwest bis Nordwest.

Migmatit, Paragneis und Amphibolit im Hangenden des Rehberg-Komplexes

Im Hangenden des Rehberg-Komplexes folgt im kartierten Gebiet nach Westen hin wiederum ein von Paragesteinen dominierter Gesteinskomplex, in dem migmatische Paragneise weitgehend vorherrschen. Während jedoch im Süden, wie zum Beispiel östlich von Schiltern oder nördlich von Oberplank, auch größere Areale mit normalen Paragneisen in den Migmatiten zu finden sind, wird der nördliche Teil, zwischen Zitternberg und Rosenburg, von migmatischen Paragneisen dominiert. Die oft stark gefalteten, migmatischen Paragneise mit unterschiedlichem Anteil an Leukosom führen meist groben Biotit und sind häufig reich an Granat. Lokal, wie beispielsweise zwischen Buchberg und Zitternberg, südlich von Kamegg oder um Stallegg, sind auch Amphibolite mit den migmatischen Paragneisen veraltet. Die schwarzgrauen Amphibolite sind, wie zum Beispiel am Burgfelsen von Buchberg, zum Teil fein gebändert und stehen in intensivem Wechsel mit hellen, feldspatreichen Lagen. Am Schafberg südöstlich von Buchberg und am gegenüberliegenden Hang des Kamp tritt außerdem lokal Metagabbro im Verband mit Amphibolit auf. Grafitquarzit bildet südöstlich und östlich von Schiltern sowie westlich von Oberreith im Migmatit und Paragneis einen über fast 2 km verfolgbarer Zug aus bis zu mehrere Zehnermeter mächtigen langgestreckten Kör-

pern. Die mächtigste Einschaltung dieses schwarzgrauen, feinkörnigen und dichten Gesteins findet sich am Laaberg südöstlich von Schiltern. Weitere Vorkommen konnten nordwestlich von Oberplank und am Stranitzberg auskartiert werden.

Orthogneis und Pegmatit im Hangenden des Rehberg-Komplexes

Südlich und östlich von Thürneustift sind über dem Amphibolit des Rehberg-Komplexes, in den liegendsten Bereichen der migmatischen Paragneise, mehreren langgestreckte, NE-streichende und bis zu 80 m mächtige Züge aus hellen Granitgneisen eingeschaltet (vgl. BACON, 1927). Nach LINDNER et al. (2021) ist der Granitgneis von Thürneustift geochemisch mit dem Wolfshof-Syenitgneis vergleichbar. Die hellen Gneise wurden in mehreren, heute aufgelassenen Steinbrüchen östlich und südlich von Thürneustift abgebaut. Vor allem am Abhang gegen das Stiefernachtal und einem nördlichen Seitengraben bilden die Gesteine grobblockige Halden. Vergleichbare Granitgneise finden sich auch am Abhang zum Kamp nordöstlich von Buchberg, wo sie konkordant aber auch diskordant als Gänge im Migmatit, Amphibolit und Paragneis eingeschaltet sind. Weiter konkordante, Dezimeter- bis Zehnermeter-mächtige Einschaltungen heller Granitgneise findet man im Amphibolit südlich von Stallegg und am Tabor südwestlich von Kamegg. Nach der Kartierung von Gerhard Fuchs sind dies aber schon die westlichen Ausläufer des Wolfshof-Syenitgneises an der Basis des Granulits von Wanzenau.

Nordwestlich von Oberplank sind in den dort vorherrschenden Paragneisen 10 bis 40 m mächtige und bis zu 200 m lange Gänge aus hellem Pegmatit eingeschaltet. Auffallend sind darin grobe Muskovite und bis zu 10 cm große Alkalifeldspäte. Diese Gesteine können geochemisch nicht mit dem Wolfshof-Syenitgneis in Zusammenhang gebracht werden (LINDNER et al., 2021). Die Pegmatite finden ihre Fortsetzung im Abhang zum Kamp, ca. 250 m südöstlich der Mündung des Tobelbaches, wo sie in migmatische Paragneise eingeschaltet sind. Weiters sind Pegmatite, zum Teil mit Turmalin, weiter nordöstlich als schmale Gänge beiderseits des Tobelbachtals und nordwestlich von Maiersch zu finden.

Permokarbone Sedimente auf der Böhmisches Masse

Zöbing-Formation (Oberkarbon-Perm)

Sedimente der Zöbing-Formation setzen sich vom südlichen Blatt 38 Krems (FUCHS et al., 1984), wo ihre Hauptverbreitung am Heiligenstein und im Ortsgebiet von Zöbing ist, auf das nördlich anschließende Kartenblatt 21 Horn fort (NEHYBA et al., 2012; NEHYBA & ROETZEL, 2015). Hier findet man sie nur südwestlich von Oberholz und östlich von Diendorf und Olbersdorf. Sie liegen dort in einem keilförmig zuspitzenden tektonischen Graben, der im Südosten von der Falkenberg-Störung begrenzt wird. Im Nordwesten liegen die permokarbonen Sedimente dem Granulit, zum Teil auch Serpentin, Amphibolit und Paragneis, direkt auf. Diese kristalline Basis wird dann weiter nordwestlich von der Diendorf-Störung gegen moravische und moldanubische Gesteine begrenzt.

Die Sandsteine und Konglomerate, die auf Blatt 21 Horn ausschließlich dem permischen Heiligenstein-Member zugeordnet werden können (VASICEK, 1991), sind im Wald südlich der Wasenbank und des Pösingerberges mäßig aufgeschlossen. Gute Aufschlüsse finden sich nur im Graben nördlich der Ruine Falkenberg und entlang des Elsarner Baches. Im Ortsbereich von Oberholz sind die permischen Sedimente weitgehend von untermiozänen Sanden und Tonen verdeckt. Nordöstlich von Oberholz wird der permische Sedimentkörper immer schmaler und spitzt südöstlich von Olbersdorf vollkommen aus. Gute Aufschlüsse in Sandsteinen und Konglomeraten finden sich nordöstlich von Oberholz, in einem Seitengraben des Dienbaches (R: 706966, H: 375480). Die Falkenberg-Störung mit dem Kontakt von Gföhl-Gneis zu permischen Sandsteinen ist auch auf der Nordostseite des Dienbachtals aufgeschlossen. Das Einfallen der Sedimente ist nordöstlich von Oberholz generell relativ steil (45°–70°) gegen Südosten.

Sedimente des alpidisch-karpatischen Vorlandbeckens und oligozän-miozäne Sedimente auf der Böhmisches Masse

St. Marein-Freischling-Formation (Egerium–Eggenburgium)

Sedimente der fluviatilen St. Marein-Freischling-Formation (NEHYBA & ROETZEL, 2010) treten im kartierten Gebiet vor allem auf der Hochfläche südlich des Horner Beckens, südlich der Straße von Fernitz nach Maiersch, auf. Es ist dies die Fortsetzung der fluviatilen Rinne, die im Horner Becken, tektonisch abgesenkt, etwas tiefer liegt. Südlich des Horner Beckens findet man die Sedimente direkt über den moldanubischen Paragneisen und Glimmerschiefern, wo sie unter dem Löss in größeren Flächen hervortreten. Sie liegen südlich der Straße von Freischling nach Maiersch, westlich der Sandgrube „Drei Kreuze“, in 275 m Seehöhe (SH) noch in ungefähr gleicher Höhe wie im nördlich anschließenden Horner Becken. Im Ortsbereich von Fernitz und nordwestlich und südwestlich davon, in den Fluren Pernetz und Tettenghengst, sind sie bereits in Seehöhen zwischen 280 und 329 m zu finden. Südlich des Tiefenbachtals setzen sie dann nach Süden in den Fluren Brandfeld und Horach fort, wo sie ebenfalls zwischen 280 und maximal 338 m Seehöhe liegen. Dort streichen sie dann nordöstlich und östlich von Stiefern, südlich der Flur Horach, in das heutige Kamptal aus.

So wie im Horner Becken handelt es sich vorwiegend um sandreiche Kiese und kiesige Sande. Daneben treten auch schlecht sortierte siltig-tonige Sande und sandige Silte auf. Die quarzreichen Kiese aus Quarz, Quarzit oder Grafitquarzit mit einem Durchmesser von 1 bis 10 cm (max. 15–30 cm) sind oft gut gerundet bis kantengerundet. Daneben finden sich gelbbraune bis gelborange, teilweise auch rotbraune, feldspatreiche, zum Teil kiesige Grob- bis Mittelsande, seltener Feinsande. Im Bereich der Flur Pernetz treten unter den Grobsedimenten bunte, rotbraune bis ziegelrote, zum Teil auch gelbbraune bis graubraune oder gelborange sandige Silte hervor, wobei der Übergang in vollkommen tonig verwitterte Glimmerschiefer fließend ist. Diese schlecht sortierten sandig-tonigen Ablagerungen treten auch oberhalb eines Grabens nordwestlich der Flur Neubruch sowie westlich der Kapelle von Maiersch und im Brandfeld, südlich des Tiefenbachtals, auf.

Im Bereich Stiefern-Schönberg wurden wahrscheinlich die oberoligozänen, fluviatilen Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation durch die Eintiefung des Kamp im Pliozän bis Pleistozän erodiert und sind daher nach Süden hin nicht mehr weiter verfolgbar. Lediglich östlich von Mollands, nördlich der Straße nach Schönberg, treten in Weingartenböschungen (R: 702059, H: 375443) unter pleistozänen Sedimenten nochmals blaugraue Silte in Wechsellagerung mit sandigen Quarzkiesen und gelbbraunen bis rötlichbraunen Mittelsanden hervor. Sie befinden sich hier bei 285 m in vergleichbarer Seehöhe wie im Raum Fernitz. STEININGER (1969: A69) berichtet außerdem von einer auf dem Kristallin auflagernden Folge aus eckigen, mittelkörnigen Kiesen, hellen bis bunten Sanden und sandigen Tonen in vergleichbarer Höhe im Straßeneinschnitt zwischen Schönberg und Mollands. Durch ihre Lithologie und Position im Liegenden fossilbelegter Sande der Fels-Formation (siehe unten) aus dem unteren Eggenburgium können vermutlich auch die Sedimente östlich Mollands der St. Marein-Freischling-Formation zugeordnet werden.

Ravelsbach-Formation (Egerium–Eggenburgium)

So wie im Ravelsbachtal südwestlich von Grübern treten Sedimente der Ravelsbach-Formation (ROETZEL, 2017: 319) auch in der Senke entlang der Diendorf-Störung zwischen Oberholz und Olbersdorf auf.

Der beste Aufschluss befindet sich in der Sandgrube Oberholz (R: 706111, H: 375257; STEININGER, 1968; STEININGER et al., 1991), wo die Ravelsbach-Formation den liegenden Teil der Schichtfolge bildet. Die dort direkt auf dem Granulit liegenden Sedimente wurden in älteren Arbeiten (NEHYBA & ROETZEL, 2010) der St. Marein-Freischling-Formation zugerechnet, sind jedoch nach der neuen Kartierung in diesem Gebiet als eigenständige Formation zu betrachten. So wie im Typusgebiet im Ravelsbachtal bilden die Ablagerungen das Liegende der marinen Sedimente des Eggenburgiums, womit ein oberoligozänes bis untermiozänes Alter (Egerium–Eggenburgium) anzunehmen ist.

Bei einem Geländepraktikum des Instituts für Paläontologie der Universität Wien im Mai 1987 wurde die Schichtfolge bis zur kristallinen Basis mit einem Bagger freigelegt. Die damals aufgeschlossene Mächtigkeit der Ravelsbach-Formation betrug 13,5 m. Es handelt sich um eine Wechsellagerung von hellgrauen bis gelbgrauen, schlecht sortierten Grob- bis Feinkiesen und Grob- und Mittelsanden mit Einschaltungen von Mittel- bis Feinsanden und bunten Tonen. Grobsandig-kiesige, dezimeter- bis metermächtige Horizonte sind oft intern schräg geschichtet und führen nicht selten resedimentierte Pelitgerölle. Eingeschaltete feinkörnige, ton- und siltreiche Horizonte sind meist im Dezimeterbereich wechsellagernd mit Mittel- bis Feinsanden und häufig stark verwühlt. Neben den Spurenfossilien treten hier als einzige Makrofossilien vereinzelt verkieselte Holzreste auf.

Ähnlich wie im Ravelsbachtal dominiert auch in Oberholz in den Schwermineralspektren Staurolith (40–92 %). Dazu treten Kyanit (3–16 %), Turmalin (3–14 %), Granat (0,5–23 %) und Epidot (0–15 %). In den Leichtmineralspektren überwiegen Quarz (42–68 %) und die lithischen Komponenten (Gesteinsbruchstücke, polykristalliner Quarz, Glimmer; 11–24 %) neben Plagioklas (8–17 %) und Kalifeldspat (0–12 %) (vgl. NEHYBA & ROETZEL, 2010).

Weitere Vorkommen der Ravelsbach-Formation befinden sich im Graben am westlichen Ortsrand von Diendorf und entlang eines Weges, rund 200 m nördlich davon. In beiden Fällen sind dort an der Basis von alten, aufgelassenen Sandgruben (R: 706416, H: 375843; R: 706432, H: 376031) gut sortierte, gelbgraue bis gelbbraune, mittel-sandige Feinsande bzw. grobsandige Mittelsande abgeschlossen, die von 50 bis 70 cm mächtigen, bunten, gelborangen, violetten, ziegelroten und blaugrauen Silten und Tonen überlagert werden. Zuerst wird das Profil in beiden Gruben von einem 1,2 bzw. 0,5 m mächtigen Horizont aus dicht gepackten, bis zu 10 cm langen Einzelklappen von Austern abgeschlossen (vgl. STEININGER, 1968).

Weitere kleinräumige Flächen, die vermutlich der Ravelsbach-Formation zuzuordnen sind, befinden sich südwestlich und nordöstlich von Olbersdorf. Zwischen Dienbachtal und Jungbrunnenbachtal finden sich beiderseits der Straße nach Zemling hellgraue, blaugraue, gelbbraune, rotbraune bis gelborange, schlecht sortierte, tonige und sandige Silte, die oft mit quarzreichen, kantengerundeten bis gut gerundeten Fein- bis Grobkiesen und Grobsanden vergesellschaftet sind.

Fels-Formation (unteres Eggenburgium)

Sedimente der Fels-Formation aus dem unteren Eggenburgium wurden in dem kartierten Bereich vor allem in der Umgebung von Oberholz angetroffen, wo sie rund um das Ortsgebiet verbreitet sind. Daneben konnten auch in Bösendürnbach und am südlichen Blattrand, nördlich von Elsnarn und Wiedendorf, von Blatt 38 Krems hereinreichend, Ablagerungen dieser Formation festgestellt werden. Weiters gibt es ein isoliertes Vorkommen östlich von Mollands, an der Straße nach Schönberg.

Der beste Aufschluss der Fels-Formation befindet sich wiederum in der Sandgrube Oberholz (R: 706111, H: 375257; STEININGER, 1968; STEININGER et al., 1991), wo die Sedimente ohne deutliche Diskordanz über der Ravelsbach-Formation (siehe oben) folgen. Der untere, ca. 3,75 m mächtige Teil besteht aus graugelben bis gelbbraunen, gut sortierten und intern ebenflächig bis flach schräg geschichteten Mittel- bis Feinsanden mit zahlreichen Spurenfossilien und Abdrücke von großen Cardiiden und Veneriden. Darin eingeschaltet sind Dezimeter-mächtige Horizonte aus sehr gut gerundeten Grob- bis Feinkiesen und drei auffallende, 15 bis 40 cm mächtige Blockhorizonte. In den Blockhorizonten, die auf Sturmereignisse zurückzuführen sind, treten Fluchtspuren und Pflaster von *Oopecten gigas* auf. Die Blockhorizonte bestehen aus 10 bis 30 cm, in Ausnahmefällen bis 1 m großen, eckigen bis kantengerundeten Granulitblöcken in grobsandig-kiesiger Matrix. Im Gegensatz zu den groben Kristallinkomponenten, die aus der unmittelbaren Umgebung stammen, sind die Kiese in der Matrix gut bis sehr gut gerundet und setzen sich hauptsächlich aus Quarz und dunkelgrauen bis schwarzen Kieselkalken bzw. Hornsteinen zusammen. Diese auffallend glänzenden und sehr gut gerundeten dunklen Kieselkalke zeigen im Dünnschliff häufig triaxone Schwammnadeln neben seltenen Gastropoden und posttriadischen, wahrscheinlich jurassischen Foraminiferen (vgl. PILLER in STEININGER et al., 1991: 78). Die Kieselkalke sind sicher mehrfach umgelagert und vermutlich Aufarbeitungsprodukte einer mesozoischen Sedimentdecke der Böhmisches Masse. Neben diesem Aufschluss bei Oberholz

sind sie auch weiter südlich auf Blatt 38 Krems (FUCHS et al., 1984), in der Umgebung von Gösing und Fels, immer wieder in Sanden der Fels-Formation zu beobachten.

Die nach oben hin deutlich feiner werdende, ca. 5 m mächtige Schichtfolge mit stark verwühlten, graubraunen bis gelbbraunen Feinsanden und siltigen Feinsanden führt in schwach verhärteten Horizonten Molluskenlumachellen mit Abdrücken und Steinkernen aragonitschaliger Mollusken, wie *Callista lilacinoides*, *Rudicardium grande*, *Glycymeris fichteli*, *Panopea menardi* und *Paroxystele amedei* (det. O. MANDIC; vgl. MANDIC et al., 2005).

Im Schwermineralspektrum der Sedimente der Fels-Formation dominieren Staurolith (18–44 %) und Granat (17–31 %) neben Epidot (6–22 %), Kyanit (4–10 %), Rutil (2–7 %), Zirkon (0,4–12 %), Turmalin (2–9 %) und Sillimanit (2–4 %). Im Leichtmineralspektrum sind gegenüber der Ravelsbach-Formation neben hohen Anteilen an Quarz (54–61 %) mehr Feldspat (22–33 %, vor allem Plagioklas: 8–27 %) und geringere Anteile an lithischen Komponenten (Gesteinsbruchstücke, polykristalliner Quarz, Glimmer; 6–17 %) festzustellen. Bei der Fels-Formation handelt es sich um vollmarine Ablagerungen aus dem Eulitoral bis seichten Sublitoral. Aufgrund des Auftretens von *Oopecten gigas* kann die Fels-Formation biostratigrafisch sicher an den Beginn der untermiozänen Transgression im unteren Eggenburgium gestellt werden (MANDIC & STEININGER, 2003).

Neben der Sandgrube Oberholz im Nordwesten des Ortes sind die Mittel- bis Feinsande der Fels-Formation an der Oberfläche nördlich, östlich bis südöstlich in einem halbkreisförmigen Bogen um den Ort verbreitet. In den Weingärten und Feldern häufig ausgeackerte Bivalvensteinkerne, wie im oberen Profilabschnitt der Sandgrube, lassen erkennen, dass es sich um den hangenden Teil der Fels-Formation handelt. Besonders gut sind sie in den Weinkellern nördlich des Ortes, unmittelbar südlich der Straße nach Schönberg zu sehen. Bei mehreren Kellerneubauten konnte dort in der Vergangenheit der Übergang von den Sanden der Fels-Formation in grüngraue Silttone der Zellerndorf-Formation beobachtet werden (siehe unten). Die Profile zeigten vorwiegend Mittel- bis Feinsande mit einzelnen grobsandig-feinkiesigen Einschaltungen, welche neben Geröllen auch Einzelklappen von Pectiniden führten. Die zum Teil stark verwühlten Sande beinhalten Lebensspuren vom Typ *Ophiomorpha* und *Thalassinoides*. Der Übergang in die hangenden Pelite der Zellerndorf-Formation erfolgt in einem rund 0,8 m mächtigen Horizont aus grüngrauen, undeutlich geschichteten, feinsandigen Silten.

Mit Ausnahme des westlichen Bereiches, in der Nähe der Sandgrube, wo die Sedimente über Granulit bzw. Erosionsresten der Ravelsbach-Formation liegen, folgt die Fels-Formation wahrscheinlich im gesamten Ortsbereich direkt über den permischen Sandsteinen der Zöbing-Formation, sofern nicht auch dort die Ravelsbach-Formation dazwischen eingeschaltet ist.

Unklar blieb, ob die ca. 250 m westlich des Ortsrandes von Diendorf in einer kleinen aufgelassenen Sandgrube (R: 706229, H: 375860) freigelegten Sedimente ebenfalls zur Fels-Formation zu zählen sind. Es handelt sich dort um kiesig-grobsandigen Mittel- bis Feinsande, deren mittel- bis feinkiesiger Anteil aus gut gerundeten Quarzen und kantengerundeten Kristallinbruchstücken zusammenge-

setzt ist. Die Sedimente folgen dort direkt über der Ravelsbach-Formation und werden von pelitischen Sedimenten des Badenium überlagert.

Auch am südlichen Blattrand, nordöstlich von Elsarn und nordwestlich von Wiedendorf, stehen in Gräben gut sortierte gelbgraue Feinsande und siltige Feinsande an. Sie sind in den Gräben am angrenzenden Blatt 38 Krems deutlich weiter verbreitet und reichen nur am Nordende der Gräben in kleinen Ausläufern auf das Blatt Horn. Auf Blatt 38 Krems tritt in einem Graben in den Feinsanden ein nahezu monospezifisches Massenvorkommen von *Oopecten gigas* auf. Die sehr gut erhaltenen Einzelklappen waren dort in einem ehemaligen kleinen Abbau (R: 707473, H: 373463) in mehreren übereinanderliegenden, eben geschichteten Horizonten angereichert.

Ein weiteres Vorkommen von Fels-Formation befindet sich im Ortsbereich von Bösendürnbach. Hier treten im Nordosten des Ortes, in der Siedlung an der Nordflanke des Dienbaches, gelbbraune Fein- bis Mittelsande auf, die in Horizonten verhärtet sein können. Nach STEININGER (1976: A70) enthielten die beim Bau des östlichsten Hauses Teichgasse 5 (R: 708485, H: 374452) aufgeschlossenen Feinsande eine reiche Molluskenfauna mit für die Fels-Formation typischen Pectiniden sowie Lebensspuren vom Typ *Ophiomorpha*. In einem darüber folgenden tonig-sandigen und geröllführenden Horizont fanden sich Balanidenschill, Austern und Anomien. Verschiedene Brunnen in diesem Bereich erschlossen die Sande bis in 20 m Tiefe.

Weiters treten in den Feldern ca. 150 m südwestlich der Kapelle von Bösendürnbach, südlich einer neuen Siedlung, unter rotbraunem Lehm schlecht sortierte gelbgraue siltige Feinsande in Wechsellagerung mit sandig-siltigen, sehr gut gerundeten Kiesen auf, die zur Zeit der Kartierung in einer Künette gut aufgeschlossen waren. Hier konnte mithilfe der Foraminiferenfauna, die unter anderem *Cassigerinella globosa*, *Globigerina lentiana* oder *Cibicidoides lopjanicus* enthielt, das Eggenburg-Alter bestätigt werden (det. H. GEBHARDT).

Westlich und nordwestlich des Lagerhauses von Mühlbach, aber auch südlich bis südöstlich des Friedhofes, treten in Dellen am Rand von Kristallinauftragungen aus Gföhl-Gneis gut gerundete Quarzkiese, aber auch Gerölle aus Gföhl-Gneis mit bis zu 30 cm Durchmesser auf.

Auch im Wald nordwestlich von Bösendürnbach, nördlich des Dienbaches, befindet sich direkt über dem Kristallin eine mehr als 200 m lange und knapp 100 m breite Schotterfläche aus gelbbraunen sandigen Quarzkiesen von 0,5 bis 4 cm Durchmesser. Alle diese sandigen Kiese am Rand von Auftragungen des Gföhl-Gneises sind vermutlich ebenfalls dem Eggenburgium zuzuordnen.

Auch ein von STEININGER (1969: A70) erstmals beschriebenes, isoliertes Vorkommen von Fels-Formation in einem Weinkeller am östlichen Ortsrand von Mollands, an der Straße nach Schönberg (R: 701916, H: 375302) konnte verifiziert werden. Nach STEININGER (1969) waren 1968 beim Bau des Kellers über pelitischen Sedimenten (vermutlich St. Marein-Freischling-Formation, siehe oben) Feinsande und Sandsteine mit einer für die Fels-Formation typischen Molluskenfauna (*Aequipecten miotransversus*, *Oopecten gigas*, *Acanthocardia grandis*, *Turritella* sp.) aufgeschlossen.

Ein bemerkenswerter Fossilfund wurde von Herrn Wolfgang Groll aus Reith in einem Weingarten ENE von See, ca. 580 m nordwestlich des Kogelberges (Kote 307) ge-

macht (KG Zöbing, Parzelle 76/3, BMN M34 R: 702022, H: 373986). Am Ende einer vom Teich bei See nach Südosten heraufziehenden Delle wurden beim Rigolen fein- bis mittelkörnige, gelbbraune Sandsteinblöcke mit Mollusken-Lumachellen freigelegt. Die Blöcke enthielten *Aequipecten* cf. *macrotis*, *Talochlamys multistriata*, *Glycymeris* cf. *laticostata*, *Nemocardium?* sp. (ev. *Laevicardium cingulatum*), *Paphia* sp., *Lutraria* sp., *Cardiidae* indet., *Trochidae?* indet. (ev. *Trochus* sp.) sowie vereinzelt Bryozoen (*Cupuladria?* sp.) (det. F. STEININGER und O. MANDIC). Laut Fritz Steininger und Oleg Mandic ist aufgrund dieser Fauna die Zuordnung zur Fels-Formation am wahrscheinlichsten.

Mold-Formation und Loibersdorf-Formation (oberes Eggenburgium)

Diese beiden nur im Horner Becken gemeinsam vorkommenden Formationen wurden in den kartierten Bereichen östlich und südlich von Mold, südlich von Zaingrub und östlich von Fernitz vorgefunden.

Nach ersten Erwähnungen durch CŽŽEK (1853) und ROLLE (1859) wurden die Sedimente erstmals von E. SUSS (1866: 92ff.) in die „Schichten von Molt“ und die „Sand von Loibersdorf“ untergliedert und danach von SCHAFFER (1914), TOTH (1950) und STEININGER (1967, 1971: 112ff.) näher beschrieben.

Im Typusgebiet der Mold-Formation am Kirchensteig, östlich der Landwirtschaftsschule (Bildungszentrum) Mold, folgt die pelitreiche Mold-Formation über der St. Marein-Freischling-Formation und wird von der sandigen Loibersdorf-Formation überlagert. Dabei bilden die Sedimente der Mold-Formation in einem ca. 140 bis 220 m breiten Streifen, ungefähr zwischen 315 und 340 m Seehöhe, meist einen kurzen steileren Geländeanstieg. Die rund 20 m mächtigen blaugrauen bis dunkelgrauen tonigen Silte und siltigen Tone der Mold-Formation werden von ca. 25 m gelbbraunen siltigen und stark glimmerigen Feinsanden der Loibersdorf-Formation überlagert, die bis zu einem Graben am Waldrand unterhalb der Kirche von Maria Dreieichen reichen und eine deutlich flachere Geländemorphologie bilden.

In einer im Jahr 1997 vom Institut für Paläontologie durchgeführten Grabung (KG Mold, Parzelle 1417, BMN M34 R: 704460, H: 390052) wurde in einem ungefähr 35 m langen Schurf ein rund 9 m mächtiges Profil im oberen Teil der Mold-Formation und dem Übergang in die Loibersdorf-Formation dokumentiert (MANDIC et al., 1999). Dabei zeigt der untere, rund 5 m mächtige Abschnitt in der Mold-Formation überwiegend pelitreiche Ablagerungen aus gelbbraunen bis blaugrauen siltigen Tonen, Silttonen und Tonen, die von etwa 0,6 m schwarzgrauen Kohletonen mit einem dünnen Lignithorizont unterbrochen werden. Der darüber folgende, rund 4 m mächtige, deutlich sandreichere Übergang in die Loibersdorf-Formation wird von gelbgrauen bis gelbbraunen glimmerreichen Fein- bis Mittelsanden dominiert, in die jedoch abermals mehrere Dezimeter-mächtige dunkelbraune bis schwarzgraue Kohle-tone eingeschaltet sind. Die Zusammensetzung der reichen Bivalven- und Gastropodenfaunen lässt den mehrmaligen Wechsel von brackischen und vollmarinen Bedingungen in diesen ästuarinen Sedimenten erkennen, bevor sich endgültig vollmarine sublitorale Bedingungen mit den im Hangenden folgenden Feinsanden der Loibersdorf-Formation durchsetzen konnten.

Im basalen pelitreichen Abschnitt am Kirchensteig wird der mehrmalige Wechsel von Salinität, Wassertiefe und Nahrungsangebot durch wechselnde Molluskenassoziationen angezeigt. Schille aus *Mytilus haidingeri* und *Crassostrea gryphoides*, die zeitweise in Vergesellschaftung mit *Mesohalina margaritacea* oder *Potamides plicatus* stehen, wechseln mit Schillen aus *Congerina basteroti*, *Polymesoda brongniarti* sowie Melanopsidae und Theodoxidae. Am Übergang in die Loibersdorf-Formation setzen mit einem basalen Turritellen-Schill mit großwüchsigen Mollusken vollmarine, sublitorale Ablagerungsbedingungen ein. Neben *Turritella terebralis* dominieren hier Schalen von *Pitar incrassata*, *Anadara fichteli* und *Chlamys gigas* sowie von Naticiden, Strombiden und Potamididen. Nach einer weiteren kurzen brackischen Phase mit Bildung von Kohletonen ist eine neuerliche langsame marine Ingression durch das Auftreten von *Mesohalina margaritacea*, *Mytilus haidingeri* und einer Bank aus dickschaligen, doppelklappigen *Crassostrea gryphoides* zu erkennen (MANDIC et al., 1999).

Die darüber, auf den Feldern bis unterhalb der Kirche von Maria Dreieichen, folgenden gelbbraunen bis gelbgrauen und gut sortierten Feinsande der Loibersdorf-Formation führen auch hier auffallend viele Mollusken, wie Austern, Cardien oder Turritellen. Sie sind derzeit noch in einer aufgelassenen Sandgrube am Waldrand, rund 550 m ENE des Bildungszentrums Mold (R: 704263, H: 390399), aufgeschlossen. Oberhalb, rund 100 m südöstlich dieser Sandgrube, sind in den Feldern auf einer schmalen, rund 170 m langen Kuppe, ähnlich wie südöstlich von Breiteneich, weißgraue Corallinaceenkalke in den Feinsanden eingeschaltet. Kleinere Aggregate aus diesen Kalkrotalgen findet man darüber hinaus auch auf den Feldern in den umgebenden Feinsanden.

Ähnliche Schichtfolgen von tonigen Silten (Mold-Formation) und hangenden Feinsanden (Loibersdorf-Formation) befinden sich weiter südlich, entlang des Waldrandes, westlich des Unteren Molder Berges. Dort ist auch in der ehemaligen Gemeindegroben Sandgrube von Mold (R: 704818, H: 389214) in einem rund 6 m mächtigen Profil der Übergang von der St. Marein-Freischling-Formation in die Mold-Formation aufgeschlossen. Auffallend ist in dieser Grube über den schlecht sortierten glimmer- und feldspatreichen sandigen Kiesen der St. Marein-Freischling-Formation ein ca. 2 m mächtiger Abschnitt aus gelbgrauen Grob- bis Mittelsanden, violett-braunen, stark sandigen Silten und mehreren eingeschalteten Kristallinschutthorizonten. Die 10 bis 30 cm mächtigen Grobhorizonte mit gerundeten Quarzen und kantengerundeten Granatglimmerschieferblöcken bestehen in der grobsandigen Matrix in manchen Bereichen aus einer Granatseife mit Granat-Einzelkörnern bis 5 mm Größe. Auch die Schwermineralspektren der Sedimente werden neben Kyanit und Sillimanit überwiegend von Granat mit 70 bis 88 % dominiert. Die Sedimente stammen demnach alle aus dem östlich im unmittelbaren Nahbereich anstehenden Granatglimmerschiefer. Den hangenden Abschnitt der Grube bilden sehr schlecht sortierte sandig-siltige Tone und siltige Fein- bis Grobsande der Mold-Formation, die hangaufwärts im Wald wiederum von den glimmerreichen Feinsanden der Loibersdorf-Formation überlagert werden.

Noch weiter oberhalb im Wald, am Unteren Molder Berg, konnten in ca. 380 m Seehöhe, auflagernd auf dem Bitesch-Gneis bzw. Glimmerschiefer, mehrere Flächen aus

sandigen Kiesen auskartiert werden, die ebenfalls zur Loibersdorf-Formation gestellt wurden und vermutlich die strandnahe Fazies der marinen Ablagerungen darstellen.

Erstmals konnten auch am Westrand des Horner Beckens Sedimente der Mold-Formation und Loibersdorf-Formation nachgewiesen werden. Südlich von Zaingrub liegen in den Fluren Breitl und Postln zwischen kristallinen Aufragungen tonige Silte mit sandigen Einschaltungen. Die Pelite der Mold-Formation treten vor allem nördlich bis nordwestlich der Flur Postln am Abhang zu einem Graben, aber auch nördlich dieses Grabens, im unteren Teil der Flur Breitl auf. In diese tonig-siltige Fazies sind in der Flur Postln an mehreren Stellen (R: 702830, H: 386569; R: 702920, H: 386380; R: 702849, H: 386122) siltige und zum Teil auch kiesige, glimmerige Feinsande eingeschaltet. Neben Corallinaceen weisen vor allem zahlreiche Molluskenresten von *Crassostrea gryphoides*, *Glycymeris fichteli* und *Laevicardium kuebecki* auf die Zugehörigkeit zur Loibersdorf-Formation hin (vgl. MANDIC et al., 2004).

Auch nördlich von Zaingrub liegen eingebettet zwischen den Kristallinaufragungen von Reithölzl, Gansäcker und Steinriegel sandige, gut gerundete und quarzreiche Fein- bis Mittelkiese, die vermutlich, so wie am Unteren Molder Berg, der Litoralfazies der Loibersdorf-Formation entsprechen. Das Liegende bilden südöstlich des Steinriegels und in der Flur Mühlreichs wiederum siltige bis sandige Tone der Mold-Formation.

Als letztes seien noch Vorkommen von Mold-Formation bzw. Loibersdorf-Formation in der Umgebung von Fernitz, in der südlichen Fortsetzung des Horner Beckens, erwähnt. Am Nordhang einer Delle östlich von Fernitz (R: 704130, H: 379643) findet man blaugraue sandige Silte und gelbbraune siltige Fein- bis Mittelsande. In den pelitischen Sedimenten tritt dort eine relativ monospezifische Bivalvenfauna aus kleinen Pitarien auf. Südöstlich von Fernitz, oberhalb eines Seitengrabens des Tiefenbachtales, liegen blaugraue sandige Silte und gelbbraune Feinsande mit Sandsteinkonkretionen, die ebenfalls diesen Schichtgliedern zuordenbar sind.

Zogelsdorf-Formation (Ottningium)

Südwestlich von Mühlbach, in der Flur Zuckschwert, liegen am Waldrand direkt über dem Gföhl-Gneis (R: 708483, H: 375685) weißgraue plattige Kalke. In den Weingärten und Feldern unterhalb (südöstlich; R: 708725, H: 375475) bzw. in einem Hohlweg südwestlich davon (R: 708367, H: 375519) sind gelbbraune, glimmerreiche und gut sortierte Fein- und Mittelsande aufgeschlossen, die wiederum über grüngrauen bis blaugrauen siltigen Tonen der Zellerndorf-Formation liegen. Da diese Pelite eine artenarme, ausschließlich benthische Foraminiferenfauna des Eggenburgiums führen (siehe unten) ist es möglich, dass die höher liegenden plattigen Kalke am Waldrand zur Zogelsdorf-Formation zu stellen sind.

Zellerndorf-Formation (Eggenburgium–Ottningium)

In Ergänzung der Kartierung in den vorangegangenen Jahren (ROETZEL, 2017) wurden in dem Gebiet zwischen Grübern, Baierdorf und Oberravelsbach weitere 29 Handbohrungen abgeteufelt, um die untermiozänen von den mittelmiozänen Sedimenten genauer abzugrenzen und mikropaläontologisch zu charakterisieren. Im Gegensatz zu

der im Jahr 2014 im Bereich südlich von Grübern abgeteufte Bohrung B112 im unmittelbaren Liegenden der Zogelsdorf-Formation, die reiche Foraminiferenfaunen mit kleinwüchsigem Plankton mit vielen Globigerinen und einem diversen Benthos des Ottnangiums lieferte (ROETZEL, 2017: 322), waren die Proben aus den neuen Handbohrungen in diesem Bereich weitgehend steril oder führten eine arme, nicht näher einstuftbare Mikrofauna. Anders war die Situation in tieferer Position bei zwei Handbohrungen südwestlich von Baierdorf, die ähnlich wie vorangegangene analysierte Proben deutlich reichere Mikrofaunen lieferten. Arten wie *Globigerina lentiana*, *Bolivina fastigia*, *Cibicidoides lopjanicus*, *Elphidium ortenburgensis* oder *Elphidium subtypicum* machen hier ein Alter von Eggenburgium bis Ottnangium wahrscheinlich (det. H. GEBHARDT).

Ein sehr interessantes Ergebnis erbrachten die mikropaläontologischen Analysen aus zwei Handbohrungen vom Abhang südlich von Oberravelsbach. In den braungrauen bis grüngrauen tonigen Silten fand sich eine ungewöhnliche artenarme Faunenassoziation, in der im Benthos *Cibicidoides budayi* und *Bulimina elongata* weitgehend dominieren. Aufgrund von *Cibicidoides budayi* und *Globigerina anguliofficialis* ist nach H. Gebhardt die Einstufung dieser Proben in das Eggenburgium möglich. Da sowohl im Liegenden als auch im Hangenden dieses Horizonts fossilbelegte Sedimente des Badeniums liegen (siehe unten), bedeutet dies, dass am Hang südlich von Oberravelsbach eine kleinräumige tektonische Aufschubung, wahrscheinlich in Verbindung mit dem Diendorf-Störungssystem, vorliegen muss. Hinweise für eine derartige Aufschubung wurden vom Autor bereits bei der Kartierung 1996 am östlich anschließenden Blatt 22 Hollabrunn gefunden, wo in der Schießstätte südlich von Ravelsbach steil nach Nordwesten einfallende und stark gestörte Sedimente des Badeniums festgestellt werden konnten (ROETZEL et al., 1998).

Im Nordosten von Bösendürnbach liegen über den fossilführenden Fein- bis Mittelsanden der Fels-Formation, die dort an der Nordflanke des Dienbaches ansteht (siehe oben), Kalk führende grüngraue tonige Silte. Diese führen neben Schwammnadeln eine ausschließlich benthische, jedoch biostratigrafisch unspezifische Foraminiferenfauna. Im Nannoplankton dominieren *Coccolithus pelagicus* und *Reticulofenestra excavata* neben *Cycliscardolithus floridanus*, *Dictyococcites heslandii* und *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (det. S. ĆORIĆ). Durch diese Nannoflora und das Fehlen mittelmiozäner Formen ist die Einstufung in die untere NN2 (Eggenburgium) möglich. Im obersten Teil und am Waldrand gegen Nordosten sind grünlichgraue klebrige siltige Tone der Zellerndorf-Formation dann wieder steril. In der Senke gegen Mühlbach konnte in mehreren Bereichen, wie zum Beispiel nordwestlich des Friedhofes von Mühlbach, östlich der Flur Zuckschwert und nördlich von Bösendürnbach, in grüngrauen bis blaugrauen siltigen Tönen der Zellerndorf-Formation die gleiche artenarme, ausschließlich benthische Foraminiferenfauna mit Dominanz von *Cibicidoides budayi* und *Bulimina elongata* (det. H. GEBHARDT) wie bei Oberravelsbach gefunden werden. Auch in der Flur Wachsleiten westlich von Mühlbach enthielten die an kristalline Aufragungen des Gföhl-Gneises angelagerten klebrigen Tone entweder eine stark rekristallisierte, artenarme Fauna des Eggenburgiums oder waren fossilfrei.

Nördlich von Oberholz folgen grüngraue smektitreiche siltige Tone der Zellerndorf-Formation ebenfalls über der

Fels-Formation (siehe oben), sind aber hier meist kalk- und fossilfrei. In manchen Proben finden sich aber Fischschuppen, Schwammnadeln, Silicoflagellaten und benthische Foraminiferen (STEININGER et al., 1991). Nordöstlich von Obbersdorf sind in einem Einschnitt der Straße nach Zemling, beim Eintritt in den Wald (R: 708127, H: 377150), um eine Kristallinaufragung 1 bis 2 m mächtige grüngraue siltige Tone anstehend, die hier auch zum Teil Schwammnadeln führen.

Insgesamt kann festgestellt werden, dass die untermiozänen Pelite in der südöstlichen Ecke des Kartenblattes Horn größtenteils in das Eggenburgium gestellt werden können. Dafür sprechen sowohl die Foraminiferenfaunen als auch das kalkige Nannoplankton. Grill hat auf dem südlich anschließenden Blatt 38 Krems (FUCHS et al., 1984), im Bereich von Gösing, diese Sedimente als „Äquivalente des Haller Schliers“ bezeichnet und in das Eggenburgium gestellt, was sicher richtig ist (GRILL, 1974, 1978).

Dem gegenüber stehen die siltigen smektitreichen Tone der Zellerndorf-Formation in der Eggenburger Bucht und am Ostrand der Böhmisches Masse von Retz bis Grübern, die bereits im Hangenden der Zogelsdorf-Formation folgen bzw. mit dieser lateral verzahnen, und deshalb bereits in das Ottnangium gestellt werden können.

Besonders im Raum Grübern–Bayerdorf, aber auch um Bösendürnbach, ist eine eindeutige Grenzziehung zwischen den Anteilen des Eggenburgiums und des Ottnangiums dagegen bedeutend schwieriger, da dort lithologisch ähnliche Pelite mit reichen Mikrofaunen und vollkommen entkalkte und sterile Abschnitte, bzw. solche mit eingeschränkten Faunen, wechseln. Eine Teilung der untermiozänen Pelite in zwei lithostratigrafische Einheiten musste daher bisher unterbleiben, obwohl dies aufgrund der bisherigen Datenlage von Vorteil wäre.

Silte, Sande und Kiese in der Umgebung von See und Mollands

(Eggenburgium?–Ottnangium? oder Badenium?)

Westlich des Kamp sind auf der Hochfläche in der Umgebung der Orte See und Mollands zahlreiche, meist kleinräumige Vorkommen pelitischer, aber auch sandig-kiesiger Sedimente zu finden. Nahe dem Ortsbereich von See sind pelitische Ablagerungen rund um den ehemaligen Teich verbreitet. Sie setzen sich südlich des Ortes bis zum südlichen Blattrand und in einer Senke NNW des Ortes, westlich der Straße nach Mollands, fort. Drei im Jahr 2007 in diesem Gebiet abgeteufte Bohrungen (HEINRICH et al., 2007–2008) dokumentierten die durchwegs tonig-siltige Schichtfolgen bis in Tiefen von 6 bis 15,6 m, wobei nirgends die kristalline Basis erreicht wurde. Die tiefste Bohrung befand sich ca. 160 m südwestlich der Kapelle von See (R: 701236, H: 373731). Im oberen Teil der Schichtfolge fanden sich grünlichgraue Silttone, die gegen das Liegende, bis in ca. 8 m Tiefe, kontinuierlich feiner wurden und in dunkelgraue siltige Tone mit bis zu 86 % Tonanteil übergingen. In den darunter folgenden, wieder etwas größeren Peliten waren in Abschnitten und zunehmend gegen das Liegende bereits kleine Stücke von Glimmerschiefer und Paragneis zu beobachten, was die Nähe der kristallinen Basis vermuten lässt.

In Mollands konnte bereits 1989 beim Bau des Feuerwehrhauses an der nordwestlichen Ortsausfahrt von Mollands

(R: 701287, H: 375379) ein ca. 3,5 m mächtiges Profil in diesen Peliten dokumentiert werden. Während der laufenden Kartierung waren dann ca. 25 m südöstlich der Feuerwehr in einer Baugrube für einen Weinkeller (R: 701304, H: 375369) auch die Sedimente im Liegenden der Pelite aufgeschlossen. Am Rand von Paragneis-Aufragungen westlich und nördlich der Feuerwehr war an der Basis des ca. 7 m hohen Profils etwa 1,8 m eckiger Kristallinschutt gemischt mit gut gerundeten Quarzgeröllen in sandiger Matrix einsehbar. Die Kristallinblöcke hatten Durchmesser von 5 bis 10 cm, selten bis 15 cm, die der Quarzgerölle bis 5 cm. In diesem Kristallinschutt fanden sich außerdem Linsen aus grüngrauen, tonigen Silten. Der Grobhorizont wurde gegen das Hangende zunehmend feiner und ging in ca. 1,6 m in gelbbraune Mittel- bis Grobsand über. Auch diese schlecht sortierten Sande beinhalteten Linsen mit kiesigen Grobsanden und Mittel- bis Grobkiesen aus Kristallinkomponenten und Quarzgeröllen. Vereinzelt waren kleine Rinnen mit trogförmiger Schrägschichtung und in den Sanden abgerollte Bivalvensplitter erkennbar. Darüber gingen die Sedimente innerhalb von 1 m sehr rasch von Feinsanden in blaugraue bis grüngraue tonige Silt-Feinsande über. Die insgesamt etwa 4 m mächtigen Pelite verfeinerten gegen das Hangende zu schwach sandigen, blaugraue bis hellgraue Silt-Tonen. In der Baugrube des Feuerwehrhauses war im mittleren Bereich der Pelite eine ca. 0,7 m mächtige sandreichere Einschaltung mit gut gerundeten matrixgestützten Quarzgeröllen mit bis zu 5 cm Durchmesser zu erkennen. Das Schwermineralspektrum der Pelite wird von Granat (38–42 %), Epidot/Zoisit (11–21 %), Staurolith (13 %), Turmalin (8–11 %), Rutil (3–11 %) und Kyanit (5–9 %) neben Sillimanit und Zirkon dominiert. Eine Tonmineralanalyse der hangenden Pelite zeigt eine deutliche Vormacht von Smektit (74 %) neben geringeren Anteilen an Kaolinit (15 %), Illit (7 %) und Vermiculit (4 %).

Daneben treten in der Umgebung von See und Mollands in kleinen Dellen des Kristallins immer wieder Reste dieser tonigen Silte, aber auch quarzreiche Mittel- bis Feinsande sowie gut gerundete Kiese, vorwiegend aus Karbonaten und Sandstein, auf. So konnte nordwestlich der Häuser von See ein größerer Bereich mit gelbbraunen Mittel- bis Feinsanden auskartiert werden. Auch in Unterreith nordöstlich des Schöntales oder nördlich von Mollands sowie auf den Anhöhen westlich des Fahnbaches, wie beispielsweise südöstlich des Amaißtales und des Reitberges, sind Silte, Sande und Kiese in den Weingärten anzutreffen. In manchen Bereichen, wie rund um den Teich bei See, nordöstlich von Unterreith oder nördlich von Mollands, ist der stratigrafische Verband der pelitischen und sandig-kiesigen Sedimente eindeutig nachweisbar.

Obwohl vor allem die Pelite schon seit Langem bekannt sind (vgl. LECHNER, 1953), ist das Alter der Sedimente bisher nicht eindeutig geklärt. Das neu entdeckte Vorkommen von Mollusken führenden Sanden der Fels-Formation in einem Weingarten östlich von See (siehe oben), inmitten dieser kleinen Sedimentreste, spricht eher für die Einstufung der gesamten Sedimentfolge in das untere Eggenburgium. Da die Pelite kalkfrei und vollkommen fossilifer sind, war auch deren Einstufung mit Hilfe von Mikrofossilien bisher nicht möglich. Für Sedimente der Gaindorf-Formation (unteres Badenium) wäre das vollkommene Fehlen von Mikrofossilien in den Peliten eher untypisch. Im Fall der Zellerndorf-Formation (Eggenburgium–Ottangium) wäre dies

dagegen eher normal, obwohl im älteren, aus dem Eggenburgium stammenden Anteil, um den es sich im Verband mit der Fels-Formation hier handeln müsste, in der Regel auch kalkige Mikrofossilien auftreten.

Gaindorf-Formation und Hollenburg-Karlstetten-Formation (Badenium)

Im Gebiet von Baierdorf und Oberravelsbach konnten mit Hilfe von Handbohrungen auch die Sedimente des Badeniums mikropaläontologisch weiter eingegrenzt werden. Obwohl in den meisten dieser graubraunen bis grüngrauen tonigen Silte bis siltigen Tone der Gaindorf-Formation Orbulinen und Praeorbulinen fehlen, ist aufgrund der hohen Diversität, des breiten Größenspektrums sowie der vorherrschenden Arten und typischen Assoziationen der Lageniden-Zone die Einstufung in das Badenium überall sehr wahrscheinlich. Das Plankton wird überwiegend von Globigerinen, wie *Globigerina falconensis*, *G. subcretacea* sowie *Globorotalia bykovae*, *Globigerinoides bisphericus*, *Globigerinoides quadrilobatus* und *Globoturborotalita druryi* dominiert. Im Benthos sind meist große Lenticulinen, aber auch *Cibicidoides austriacus*, *Uvigerina grilli*, *Dentalina acuta* oder *Siphonodosaria verneulli* kennzeichnend (det. H. GEBHARDT).

Die bereits bei der Beschreibung der Zellerndorf-Formation festgestellte kleinräumige tektonische Aufschubung am Abhang südlich von Oberravelsbach wurde auch in den Sedimenten des Badeniums mit Hilfe von Handbohrungen und mikropaläontologischen Analysen verifiziert. Am Abhang südöstlich von Oberravelsbach liegen sowohl im Liegenden der Zellerndorf-Formation (siehe oben) als auch im Hangenden Sedimente mit reichen Foraminiferenfaunen des Badeniums.

Zusätzlich wurde in die Kartierung auch eine bereits im Jahr 1937 abgeteufte Bohrung im Talgrund südöstlich von Oberravelsbach einbezogen (ungefähre Lage R: 712909, H: 378637). Diese verblieb bis zur Endteufe von 101 m vorwiegend in sandigen Tonmergel mit zahlreichen, mehrere Meter mächtigen kiesigen Grobsandzwischenlagen (GRILL, 1937; LAHN, 1937). Die gesamte Schichtfolge wurde von GRILL (1937) zu den Grunder Schichten gestellt. Es ist daher anzunehmen, dass die Schichtfolge des Badeniums sich auch unter dem Talboden des Ravelsbaches fortsetzt.

In der Sandgrube Oberholz (R: 706111, H: 375257; STEININGER et al., 1991) sind im hangendsten Teil der Grube mehrere Meter mächtige Ablagerungen der Hollenburg-Karlstetten-Formation aufgeschlossen. Es handelt sich um braungelbe, sehr schlecht sortierte Grob- bis Feinkiese in sandiger Matrix mit sandigen Zwischenlagen. Diese sind in die Fels-Formation, zum Teil bis fast an die Oberkante der Ravelsbach-Formation (siehe oben), in einer erosiven Rinne eingetieft. Die sehr gut gerundeten Kiese bestehen vorwiegend aus Quarz- und Kristallinkomponenten. Daneben treten auch Quarzit, bräunlicher Sandstein, dunkler Kalk, heller Dolomit und rötlicher Hornstein auf. Das Schwermineralspektrum wird von Granat dominiert. Daneben sind Staurolith, Kyanit, Epidot, Sillimanit, Turmalin, Rutil und Zirkon zu finden. Die Kiese können im Wald nördlich der Grube Oberholz und über die Schönberger Straße in den anschließenden Feldern bis zum Waldrand verfolgt werden. Auf den Feldern nördlich der Straße treten zwischen den Schottern auch grüngraue siltige Tone auf, die leider meist steril sind. Eine Probe aus einer Handboh-

rung erbrachte jedoch eine reiche badenische Mikrofauna und eine gut erhaltene Nannoflora der Zone NN4 mit häufig *Coccolithus pelagicus*.

Unklar blieb bisher die stratigrafische Zuordnung von groben Karbonatschottern in sandiger Matrix sowie von gelbbraunen Fein- bis Mittelsanden am Waldrand und im Wald südwestlich von Bösendürnbach, unterhalb der Straße nach Oberholz. Auch braungraue bis grünlichgraue tonige Silte sowie siltige bzw. kiesige Sande in den östlich anschließenden Feldern südlich von Bösendürnbach blieben durchwegs fossilfrei und konnten nicht einwandfrei einer lithostratigrafischen Einheit zugeordnet werden. Obwohl die groben Karbonatschotter für die Zuordnung zur Hollenburg-Karlstetten-Formation sprechen würden, ist, so wie östlich von Ronthal, Mühlbach und Zemling, auch eine Umlagerung der Sedimente aus dem Badenium in Sedimenten der Hollabrunn-Mistelbach-Formation im Pannonium möglich.

Hollabrunn-Mistelbach-Formation (Pannonium)

Zwischen Wiedendorf und Bösendürnbach sind auf der Hochfläche oberhalb von ca. 340 m Seehöhe sandige Schotter der Hollabrunn-Mistelbach-Formation erhalten, die dort vom südlichen anschließenden Blatt 38 Krems herüber reichen. Südlich der Straße nach Wiedendorf wurden die quarzreichen sandigen Kiese ehemals in einer weitläufigen, heute aufgelassenen und weitgehend rekultivierten Grube abgebaut. Wie weit die karbonatreichen sandigen Schotter und Sande südwestlich von Bösendürnbach der Hollabrunn-Mistelbach-Formation oder doch der Hollenburg-Karlstetten-Formation zuzurechnen sind (siehe oben), ist noch nicht geklärt.

Quartäre Ablagerungen

Schotter beim Roten Kreuz südwestlich von Zaingrub (Pliozän?–Unterpleistozän?)

Großflächige Akkumulationen von Schotter sind im kartierten Gebiet vor allem südwestlich von Zaingrub um das Rote Kreuz (Kote 354) verbreitet (vgl. HOLÁSEK, 2013), wo sie über stark verlehnten migmatischen Paragneisen mit der Basis in ca. 334 m Seehöhe auftreten. Westlich von Zaingrub fällt ihre Basis gegen Nordosten bis auf ca. 320 m Seehöhe ab. Sie liegen also rund 70 bis 80 m über dem Flussniveau des heutigen Kamp und haben eine Mächtigkeit von ungefähr 10 bis 20 m. Es handelt sich um Quarzschotter und Quarzsande in gelbbrauner bis ocker-gelber siltig-toniger Matrix. Die gut bis sehr gut gerundeten Schotter bestehen ausschließlich aus Quarz, Quarzit und quarzreichen kristallinen Gesteinen und haben meist Durchmesser von 2 bis 7 cm, manchmal auch bis 10 cm oder größer. Die sehr schlecht sortierte, gelbbraune bis gelbgraue, sandige Matrix enthält hohe Silt- und Tonanteile. Die Ablagerungen sind ähnlich den Sedimenten der St. Marein-Freischling-Formation, liegen aber deutlich höher als diese im Horner Becken. Aufgrund ihrer Position abseits des Kamp, am Westrand des Horner Beckens, können sie wahrscheinlich nicht als hoch gelegene Terrassenschotter des Kamp angesprochen werden. Möglicherweise handelt es sich um Ablagerungen aus einer initialen Phase am Beginn der Eintiefung des Kamp im Pliozän bis Unterpleistozän.

Terrassenschotter am Kamp (Pleistozän)

Im kartierten Bereich entlang des Kamp, zwischen Rosenberg und Schönberg-Neustift, findet man zahlreiche Reste von Terrassenschotter in verschiedenen Höhenlagen. Viele dieser Terrassenreste wurden bereits eingehend von STEININGER (1969: A70ff.), aber auch von HAVLÍČEK & HOLÁSEK (1995a, b) beschrieben.

Dabei kann man mindestens fünf Niveaus über dem heutigen Flussniveau unterscheiden, die zum Teil wieder in Teilniveaus gliederbar sind (vgl. HAVLÍČEK & HOLÁSEK, 1995b; HAVLÍČEK, 1996).

Die höchsten Terrassenschotter befinden sich etwa 30 bis 45 m über dem Kamp (Terrassenniveau 5), wobei hier zwei Teilniveaus, in ca. 39 bis 44 m (Terrassenniveau 5/2) und ca. 30 bis 38 m (Terrassenniveau 5/1) über dem Flussniveau getrennt werden können.

Schotter des **Terrassenniveaus 5/2** konnten am Goldberg nördlich von Altenhof, südwestlich und nordöstlich von Plank, nördlich Oberplank gegenüber der Mündung des Tobelbaches, nördlich und westlich der Ruine Gars-Thunau, nördlich Gars beiderseits der Straße nach Zaingrub und nördlich Stallegg gefunden werden.

Nördlich der Ruine Gars-Thunau sind in einem Weganriss im Sattel nördlich des Burgberges bis zu 5 m mächtige gelbbraune, feldspatreiche, eckige bis kantengerundete Grobsande mit gut gerundeter feinkiesiger Beimengung aufgeschlossen, die auch den Untergrund des daneben liegenden Gasthauses bilden (vgl. KÖLBL, 1928: 47). Ähnliche, in ungefähr gleicher Höhe liegende Sedimente wurden auch ehemals auf der gegenüber liegenden Seite des Hirschbaches in zwei heute verfallenen Gruben hinter den Häusern Gföhlerstraße 140 und 141 abgebaut (STEININGER, 1969: A71; KÖLBL, 1928: 47). STEININGER (1969) beschreibt aus den Gruben stark sandige kreuzgeschichtete Feinschotter aus gut gerundeten Quarzen und eckigen, kaum kantengerundeten Kristallinkomponenten mit Blocklagen. Diese werden talwärts von Löss, hangwärts von Blockstromsedimenten, die mit dem Löss verzahnen bzw. diesem zwischengelagert sind, überlagert.

Hervorzuheben sind auch mehrere aneinander gereihete Schottervorkommen, die im nördlichen Ortsbereich von Gars um eine auffallende abflusslose Senke westlich der Sagerbachgasse vorkommen und dann über die Straße nach Zaingrub (Apoigerstraße) nach Osten bis zu den Frauenäckern zu verfolgen sind. Dort enden sie nahe der Wienerstraße beim Logistikzentrum Kiennast. Es handelt sich um gelbbraune, gut gerundete, quarzreiche Kiese von 2 bis 10 cm Durchmesser, im Osten manchmal auch 20 bis 30 cm Größe. Der flach bogenförmige Verlauf lässt einen nach Osten weit ausgreifenden Mäander des Kamp im Mündungsbereich des Teichwiesenbaches vermuten, dessen nördlicher Ast mit diesen Schottervorkommen noch erhalten blieb. Reste eines gegenläufigen Mäanders dieses Niveaus sind vielleicht in den oben beschriebenen Grobsanden nördlich der Ruine Gars-Thunau und an der Gföhlerstraße zu sehen. Es könnte sich dort aber auch um Sedimente eines aus Westen einmündenden Kampzuflusses handeln. Deutlich anders war der Flusslauf auch nördlich von Altenberg, wie die Sedimentreste in einem verlassenen Flussbett im Sattel östlich des Goldberges vermuten lassen. Heute umfließt der Kamp dagegen den Goldberg in einem weiten Bogen im Westen.

Reste des etwas tiefer liegenden **Terrassenniveaus 5/1** fanden sich nördlich Schönberg östlich und südöstlich der Flur „Im Renner“, am Goldberg nördlich Altenhof, nördlich Oberplank südlich des Dötzbaches und gegenüber der Mündung des Tobelbaches, bei der Ruine Klösterl südwestlich Zitternberg, am Alten Mühlweg in Gars und im Graben nordöstlich der Ruine Kamegg (vgl. STEININGER, 1969: A71).

Etwas tiefer liegt das **Terrassenniveau 4** mit Schottern von 20 bis 30 m über dem heutigen Flussniveau, wobei der Großteil der Sedimente zwischen 20 und 25 m über dem Kamp zu finden ist. In der Umgebung von Schönberg sind dies kleine Terrassenreste südlich der Kirche von Schönberg, südöstlich der Flur „Im Renner“, oberhalb eines kleinen Grabens südlich der Bahnbrücke über den Kamp und südwestlich Stiefern in der Flur „Gleißeln“. Auch in Altenhof ist dieses Niveau rund 20 m über dem Fluss in Schotterleisten parallel zur Straße, vor allem zwischen den südlichen Häusern und dem Kamp, entwickelt. Auf dem schmalen Umlaufberg von Gottsdorf, südlich von Plank, liegen diese Schotter westlich des Bahneinschnitts mit der Basis von 21 bis 25 m über dem Fluss. Hier sind möglicherweise zwei Teilniveaus entwickelt, wobei das nördliche in ca. 25 m über dem Fluss vorwiegend aus Kiesen, das ca. 4 m tiefere südliche Niveau hingegen hauptsächlich aus Sanden besteht. Gegenüber der Mündung des Tobelbaches, unterhalb der Terrassenniveaus 5/1 und 5/2 (siehe oben), sind Schotter des Terrassenniveaus 4 in einer kleinen Grube aufgeschlossen, von der sie in den Feldern ca. 160 m gegen Südosten verfolgbar sind. In der Grube (R: 700746, H: 381355) sind kantengerundete Kiese, häufig aus Granulit, von 2 bis 5 cm Durchmesser in gelbbrauner bis rötlichbrauner, sandiger Matrix aufgeschlossen. Daneben findet man Kristallinblöcke bis 30 cm Durchmesser. Am westlichen Ende der Grube ist Glimmerschiefer anstehend, der die Schwelle zum darüber folgenden Terrassenniveau 5/1 bildet. Im Ortsbereich von Gars sind die von STEININGER (1969: A71) beschriebenen Schotter gegenüber der Hauptschule ebenfalls dem Niveau 4 zuzuordnen. Auch kleine Flächen in den alten Weingärten nördlich der Ruine Kamegg und westlich der Haltstelle des Ortes entsprechen diesem Terrassenniveau. In Rosenberg waren nördlich des Bahnhofes in der ehemaligen Sandgrube Grassler (HAAS, 2014) mehr als 10 m mächtige Sande und Feinkiese mit der Basis von ca. 22 bis 26 m über dem Kamp aufgeschlossen. Die darin enthaltene reiche Wirbeltierfauna wurde bereits von STEININGER (1967, 1969) erwähnt. Aufgrund der Pferdereste wurde die Fundstelle von GEYER (1998) in das Mittelpleistozän eingestuft.

Deutlich häufiger sind Vorkommen von Terrassenresten des nächst tiefer liegenden **Terrassenniveaus 3** zwischen 12 und 20 m über dem Kampfluss. Es handelt sich meist um grobe, kantengerundete Schotter von 5 bis 20 cm Durchmesser aus kristallinen Gesteinen, wie Granulit, Amphibolit und verschiedene helle Gneise in sandiger Matrix. Seltener findet man gut gerundete Quarzschotter bis zu 5 cm Durchmesser. In der Umgebung von Schönberg sind dies vor allem große Terrassenreste nordwestlich des Ortes in der Flur „Im Renner“. Die Sedimente der größten, mehr als 400 m langen und bis zu 180 m breiten Terrassenfläche liegen über einem Sockel aus Paragneis 17 bis 19 m über dem Fluss. Am Nordende der Terrassenfläche „Im Renner“ findet man weitere kleine Schotterreste mit der Basis in ca. 12 m und 20 m über dem Kamp.

Kleinere Vorkommen in vergleichbarer Position und Höhe finden sich auch über Sockel aus Amphibolit im Ortsbereich von Schönberg-Neustift und an der Kamptalstraße an der nördlichen Ausfahrt von Schönberg. Ebenso sind Schotter in den Weingärten am südlichen Ortseingang von Schönberg vor der Abzweigung nach Mollands zu finden.

Zwischen der Hammerschmiede und Stiefern blieben über dem kristallinen Sockel Terrassenschotter des Stiefernbaches 13 bis 16 m über der Talsohle vor allem nördlich des Tales an mehreren Stellen, wie beispielsweise in den Weingärten 500 m östlich der Hammerschmiede, an der Straße nach Thurneustift oder am Beginn der Kellergasse Altneustifterweg erhalten. Auch auf der gegenüberliegenden rechten Talseite sind Terrassenreste in der Böschung am Beginn der Kellergasse Gleißeln in zwei Niveaus in dieser Höhe zu sehen. Die Schotter bestehen hauptsächlich aus gerundeten bis kantengerundetem Paragneis, Amphibolit und hellem Orthogneis bis 10 cm Durchmesser, selten auch größer.

Weitere Terrassenflächen jeweils 14 bis 16 m über dem Kamp befinden sich in Gottsdorf, auf dem schmalen Umlaufberg südlich von Plank, beiderseits des Bahneinschnitts sowie nördlich von Plank, westlich und östlich der Straße nach Freischling. In Bauaufschlüssen in der neuen Siedlung in Gottsdorf, östlich des Bahneinschnitts, waren schlecht sortierte, kantengerundete Kiese in sandig-siltiger gelbbrauner Matrix und einer basalen Grobblocklage aufgeschlossen. Die Sedimente an der Freischlingerstraße bestehen aus kiesigen Grob- bis Mittelsanden mit eckigen bis kantengerundeten Kristallinkomponenten und gut gerundeten Quarzen.

Nördlich von Oberplank setzt sich an der westlichen Talseite dieses Terrassenniveau 15 bis 18 m über dem Fluss in mehreren 20 bis 60 m breiten, langgezogenen Schotterleisten bis in die Höhe der gegenüber liegenden Mündung des Tobelbaches fort. Auch südlich von Oberplank sind über dem Kristallin in der Böschung des Weges zum Planker Umlaufberg Schotter dieses Niveaus feststellbar (vgl. STEININGER, 1969: A71). Unmittelbar nördlich von Oberplank und kurz vor der Dötzbachmündung liegen grobe kantengerundete Schotter, vorwiegend aus kristallinen Gesteinen auf einem Sockel aus Amphibolit. Nördlich des Dötzbaches kann diese Terrasse auf rund 850 m in den Feldern durchgehend weiter verfolgt werden. Hier bilden zuerst auf ca. 400 m Länge Paragneise und dann wieder Amphibolit die kristalline Basis, die danach unter solifluidalen Sedimenten und der tieferen Terrasse N2 verschwindet.

Die von STEININGER (1969: A71) erwähnte dünne Schotterbedeckung auf Kristallin in der ehemaligen Ziegelei von Buchberg würde ebenfalls einem Niveau ca. 16 m über dem Kamp entsprechen, konnte bei dieser Kartierung jedoch nicht mehr gefunden werden.

Bei Zitternberg blieben die Schotter dieses Niveaus auf der orografisch linken Talseite in mehreren Vorkommen erhalten. Sowohl im nordwestlichen Ortsgebiet als auch südwestlich auf den Feldern sind grobe Kiese in sandiger Matrix in einer schmalen Schotterleiste 15 bis 17 m über dem Kamp zu finden (vgl. STEININGER, 1969: A71).

In Thunau befindet sich ein kleines Vorkommen dieser Terrasse etwa 14 m über dem Flussniveau in der Böschung

der Straße zur Ruine Gars-Thunau unterhalb der Gertrudskirche (R: 700125, H: 384130). Schließlich konnte noch auf einer auffallenden Verebnung nordwestlich der Haltestelle von Stallegg eine dünne Schotterbestreu in dieser Höhenlage festgestellt werden.

Schotter des nächst tieferen **Terrassenniveaus N2**, die 8 bis 12 m über dem heutigen Fluss liegen, sind vor allem nördlich von Stiefern, auf dem großen Gleithang nördlich der ehemaligen Ziegelei zu finden. Die unterhalb der Ziegelei auf Paragneis, im Norden auch auf Amphibolit aufliegende Terrasse besteht aus sandigen Kiesen mit sehr groben kantengerundeten Kristallingeröllern (helle Quarze, Aplit) bis 30 cm Durchmesser. Weiter nördlich blieb diese Terrasse als tiefstes Niveau des großen Umlaufberges von Gottsdorf, südlich von Plank, erhalten. Dort wurden die stark sandigen Kiese ehemals für den Ausbau der Kampstalstraße abgebaut, wodurch die Kristallinstufe zum westlich anschließenden höheren Terrassenniveau N3 freigelegt wurde (STEININGER, 1969: A72). Auch im Ortsbereich von Plank, beiderseits der Freischlingerstraße auf Höhe des Sportplatzes, liegen Grob- bis Mittelsande mit Kieskomponenten dieses Terrassenniveaus. Ebenso findet man nördlich von Oberplank, nördlich des Dötzbaches, am orografisch rechten Ufer des Kamp stark sandige, feinkörnige Schotter 8 bis 12 m über dem Fluss. Es ist dort das tiefste von vier Terrassenniveaus, das ca. 400 m nördlich des Dötzbaches einsetzt und nach Nordwesten bis in die Höhe der gegenüber liegenden Mündung des Tobelbaches zu verfolgen ist. Schließlich konnten noch bei einer früheren Aufnahme von HAVLÍČEK & HOLÁSEK (1995a) Schotter in dieser Höhenlage im Ortsgebiet von Gars in einem Bauaufschluss zwischen Altem Mühlweg und Hammerlinggasse dokumentiert werden.

Sedimente des tiefsten **Terrassenniveaus N1** mit Sanden und Kiesen 4 bis 7 m über dem Kamp blieben nördlich von Stiefern, westlich von Zitternberg und in der Umgebung von Kamegg erhalten. Nördlich von Stiefern liegen als tiefstes Niveau kiesige Sande auf dem Gleithang östlich des Hungerfeldes unterhalb der Terrasse N2. In Zitternberg sind entlang der Kampstalstraße über dem Kristallinsockel bis 20 cm große, gut gerundete Schotter in sandiger Matrix aufgeschlossen, die beiderseits des von Osten einmündenden Ortsbaches zu verfolgen sind. Sie sind nicht Bestandteil eines Schwemmkegels, wie bei HAVLÍČEK & HOLÁSEK (1995a, b) beschrieben. Die heute nicht mehr aufgeschlossenen Sedimente der ehemaligen Gemeindegandgrube von Kamegg hinter der Haltestelle der Bahn wurden bereits von STEININGER (1969: A71) detailliert beschrieben. In der Grube waren über einem basalen Blockhorizont plattige Kristallin- und Quarzschotter und kreuzgeschichtete Fein- bis Grobsande mit schluffigen Lagen einzusehen. In der von STEININGER (1969: A71) erwähnten verfallenen Grube am Kampknie westlich von Kamegg war auch bei der neuen Kartierung eine Terrasse mit Sanden und gut gerundeten Geröllern bis 30 cm Durchmesser rund 6 m über dem Fluss zu sehen.

Aufgrund ihrer Höhenlage werden vorläufig die Terrassen N5 (N5/2, N5/1) in das Unterpleistozän, N4, N3 und N2 in das Mittelpleistozän und N1 in das Oberpleistozän eingestuft (vgl. HAVLÍČEK & HOLÁSEK, 1995a; HAVLÍČEK, 1996).

Löss, z.T. Lösslehm und Paläoböden (Pleistozän)

So wie in den bisher kartierten Bereichen sind auch in den hier beschriebenen Teilen des Kartenblattes große Flächen mit Löss bzw. Lösslehm bedeckt. Löss wurde als äolisches Sediment vor allem im Windschatten von Kristallinauftragungen an den nach Osten bis Südosten orientierten Hängen großflächig abgelagert.

So findet man den Löss in allen größeren Senken, wie zum Beispiel zwischen Mühlbach und Bösendürnbach, von Diendorf über Olbersdorf bis zum Jungbrunnenbach, aber auch in der Senke östlich von Schönberg, von der Flur „Große Heide“ gegen Süden zum Wolfsgraben.

Löss ist in der Kellergasse von Zemling, südlich der Straße nach Olbersdorf und den dahinter eingetieften Gräben, 5 bis 6 m mächtig aufgeschlossen. Auch in der südlich davon gelegenen ehemaligen Ziegelei (R: 709407, H: 376819) ist bis zu 6 m Löss einzusehen. Darin ist ein interstadialer Schwarzerdeboden (Pedokomplex PK II; Würm 1/2) und darunter ein zweiter Paläoboden aus einer braunlehmartigen Parabraunerde (PK V oder VI; M/R, Holstein) eingeschaltet (SMOLÍKOVÁ, 1997; HAVLÍČEK & HOLÁSEK, 1998). Um den Friedhof von Mühlbach ist rötlichbrauner kalkfreier Lehm mit Ca-Ausfällungen verbreitet, der sich im Südosten, hinter einer Auftragung aus Gföhl-Gneis, gegen das Krotental fortsetzt, am Hangfuß aber von Löss abgelöst wird. Es ist anzunehmen, dass es sich hier um einen flächig ausbeißenden Paläoboden handelt. In einer Böschung von neu angelegten Weingärten nordöstlich von Elsarn, südlich der Straße nach Oberholz (R: 707299, H: 374176), blieb in einer Delle über dem Gföhl-Gneis ein dunkelgrauer Paläoboden erhalten, der von Löss und mehr als 2 m mächtigen solifluidalen sandig-lehmigen Ablagerungen sowie Kristallinschutt bedeckt wird. Auch im Wolfsgraben östlich von Schönberg ist Löss bis zu 7 m mächtig anstehend.

Große flächige Verbreitung hat der Löss weiters südwestlich von Freischling (Hochfeld) und südlich von Maiersch (Stoßfeld). In tiefen Seitengräben an der Nordflanke des Fernitzbaches sind 6 bis 10 m mächtige Löss aufgeschlossen, die in einem Graben (R: 703697, H: 380305) zwei kräftige, rotbraune, rund 1,5 m mächtige Paläoböden beinhalten.

Der Graben nördlich der Flur Neubruch, nordöstlich von Plank am Kamp (R: 702778, H: 380629), ist in 8 bis 10 m Löss eingeschnitten. Über dem östlich davon aufragenden Glimmerschiefer (R: 702868, H: 380637) ist ein rotbrauner Paläoboden mit bis zu 10 cm großen Konkretionen im basalen Ca-Horizont zu sehen und nochmals ca. 90 m östlich (R: 702952, H: 380617) findet man im gleichen Graben über rotbraun bis ziegelrot verwittertem Glimmerschiefer wieder Löss mit einem Paläoboden.

Rund 1,2 km südöstlich von Maiersch verläuft der sogenannte „Rote Graben“ größtenteils in intensiv sandig-tonig verwitterten Glimmerschiefern. Im oberen, südlichen Teil des Grabens (R: 703258, H: 381705) liegen über dem Kristallin, auf 50 bis 60 m Länge aufgeschlossen, mindestens 6 m mächtige rotbraune bis ziegelrote Tone als Reste einer tiefgründigen, wahrscheinlich altpleistozänen Verwitterungsdecke. Sie sind hier nur von geringmächtigem Löss bedeckt.

Auch in der Umgebung von Fernitz ist Löss über dem Kristallin (Paragneis, Amphibolit) und den Kiesen der St. Ma-

rein-Freischling-Formation weit verbreitet. So findet man in Weinkellern und Gräben nordöstlich des Ortes mächtige Lössablagerungen. Südöstlich von Fernitz sind nördlich des Tiefenbachtals, in Gräben am Rand des Bitesch-Gneises, 7 bis 15 m Löss aufgeschlossen.

Am umfangreichsten ist die Lössbedeckung im Kampthal, und hier naturgemäß auf den Westflanken des Flusses, obwohl Löss in kleineren Flächen auch immer wieder auf der Ostseite zu Tage tritt. Aufgrund der weiteren Morphologie sind die Lössflächen in den südlichen Bereichen ausgedehnter und werden mit zunehmender Verengung des Tales gegen Norden kleiner und auch weniger häufig. Besonders bis Buchberg ist eine Häufung von Paläoböden festzustellen, wogegen nördlich davon nur mehr sehr wenige fossile Böden auftreten.

Östlich von Buchberg ist in drei ehemaligen Gruben Löss hervorragend aufgeschlossen. Während in der westlichsten Grube (R: 700102, H: 382315) bis zu 8 m homogener Löss ansteht, sind in einer Grube südlich davon (R: 700100, H: 382266) und in der ehemaligen Ziegelei westlich der Haltestelle (R: 700264, H: 382282) Paläoböden eingeschaltet. Besonders die Grube an der Bahn ist hervorzuheben, die mindestens vier rötlichbraune Paläoböden zeigt (HAVLÍČEK & HOLÁSEK, 1995a, b; SMOLÍKOVÁ, 1995; HAVLÍČEK, 1996; VILIM, 2004).

Nordwestlich von Oberplank ist in tiefen Gräben 10 bis 15 m Löss mit mehreren eingeschalteten Paläoböden aufgeschlossen (R: 700754, H: 380378; STEININGER, 1969: A71f.). Auch in Gräben südlich dieses Ortes und in einem ehemaligen Ziegelofen (R: 701343, H: 379708) im westlichsten Teil des Umlaufberges von Plank ist Löss in großer Mächtigkeit einsehbar.

Östlich von Altenhof ist in einer ehemaligen Ziegelgrube (R: 702208, H: 378755) 6 bis 8 m Löss mit hangparallel nach Süden einfallendem rotbraunem Paläoboden aufgeschlossen.

In der Flur Horach, nordöstlich von Stiefern, ist Löss auch auf der Ostseite des Tales verbreitet. Im unteren, westlichen Teil findet man in tiefen Gräben und in einem Hohlweg 6 bis 10 m Löss mit einem Paläoboden (R: 702966, H: 378214) und Bodensedimenten (R: 703083, H: 378203; R: 703120, H: 378142). Im östlichen Teil der Flur Horach, oberhalb einer Kristallinschwelle, reicht der Löss bis in ca. 350 m Seehöhe hinauf. Dieser setzt sich nach Norden, über einen Seitengraben des Tiefenbachtals, in das Brandfeld fort. Im Süden, östlich von Stiefern, ist der Löss im obersten, östlichen Teil des Heimtales (R: 703410, H: 377811) eingeweht.

Besonders weiträumig und mächtig ist Löss auch in der Umgebung von Stiefern westlich des Kamp verbreitet. Hier ist vor allem der Bereich nördlich des Ortes mit der ehemaligen Ziegelei (R: 702488, H: 378108) hervorzuheben, wo zwei kräftige rotbraune Paläoböden im Löss eingeschaltet sind (STEININGER, 1969: A72; REHBERGER, 1988; VERGINIS, 1993a, b; SPRAFKE, 2016). Erste Alterseinschätzungen durch OSL-Datierungen lassen dort eine Einstufung der Löss- und Paläoböden in die MIS 5 bis MIS 7 vermuten (SPRAFKE, 2016). Der untere Paläoboden setzt sich auch nach Süden in Aufschlüssen in der östlichen Kellergasse fort. Auch im Hohlweg des Altneustifterweges, ca. 350 m nordwestlich der Kirche, sind Paläoböden mehrmals im

Löss zu sehen (STEININGER, 1969: A72). Nördlich der Straße nach Thürneustift wurde Löss in mehreren schmalen und flachen, N-S streichenden Dellen zwischen Paragneis und Amphibolit eingeweht. Im Löss waren dort in neu abgeschobenen Weingartenterrassen ebenfalls Paläoböden eingeschaltet (z.B. R: 701625, H: 378065).

Die größte zusammenhängende Lössfläche dehnt sich westlich von Schönberg, rund um Mollands aus. Hier gibt es eine Vielzahl von natürlichen und künstlichen Aufschlüssen in Gräben, Hohlwegen, Weingartenterrassen und Weinkellern. Vor allem südöstlich von Mollands ragen zwischen dem Löss Kuppen aus Paragneis, Glimmerschiefer und Amphibolit auf. Nördlich, westlich und südwestlich des Ortes treten unter dem Löss vereinzelt auch neogene Ablagerungen hervor.

Zahlreiche Paläoböden findet man zwischen Mollands und Schönberg, so beispielsweise mehrere Böden im Löss in der Kellergasse (Gießgraben) nordwestlich des Bahnhofes Schönberg (R: 702793, H: 375653; R: 702629, H: 375799; R: 702357, H: 375976). An der Kampthalstraße, an der nördlichen Ausfahrt von Schönberg, gegenüber dem Kampwehr (R: 702744, H: 375901), sind im Löss über der kristallinen Basis bzw. über Schottern des Terrassenniveaus 3 zwei etwa 1 m mächtige rotbraune Paläoböden bzw. Bodensedimente auf ca. 250 m Länge zu verfolgen (STEININGER, 1969: A72; HAVLÍČEK & HOLÁSEK, 1995a, b; SMOLÍKOVÁ, 1995). Auch im Buchtal, entlang der Straße nach Mollands (R: 702450, H: 375407) und in Seitengräben (R: 702652, H: 375257; R: 702590, H: 375430; R: 702345, H: 375238) sind Paläoböden bzw. Bodensedimente im Löss eingeschaltet. Der Löss in den Einschnitten der Mollandser Straße zeigt in manchen Bereichen bis zu 1 m mächtige, solifluidale, sandig-kiesige, eben geschichtete Einschaltungen. In einem Keller an der Mollandser Straße (KG Schönberg, Parz. 137, R: 702611, H: 375386) wurden in derartigen solifluidalen Sedimenten Knochenreste eines Mammutkadavers im Verband gefunden (FLADERER & TUZAR, 1999).

In der Senke nördlich der Mollandser Straße ist an einer Weingartenböschung (R: 702059, H: 375443) über aufragenden Sedimenten der St. Marein-Freischling-Formation ein 1 bis 1,5 m mächtiger Paläobodenkomplex mit großen Ca-Konkretionen und Ca-Schlieren aufgeschlossen. Dieser wird nach oben von solifluidalen sandig-kiesigen Silten und danach Löss überlagert (STEININGER, 1969: A73; HAVLÍČEK & HOLÁSEK, 1995a, b; SMOLÍKOVÁ, 1995).

Auch in den ca. 10 m mächtigen homogenen Lössen im ehemaligen Ziegelofen am Ende des Ziegelofenweges (R: 702595, H: 375011) ist im oberen Profilverteil ein heller, braungrauer fossiler Boden erkennbar. Zwei etwas kräftigere, graubraune bzw. rotbraune Böden sind in dem Hohlweg südlich des Ziegelofens aufgeschlossen (R: 702641, H: 374835; R: 702626, H: 374818).

Eine weitere Häufung von Paläoböden im Löss befindet sich an der Westflanke des Fahnbachtals, in den Ortsgebieten von Oberreith und Unterreith. Westlich des alten Ziegelofens von Oberreith liegt im Hof des Hauses Reith 82 über Paragneis ein rotbrauner Paläoboden, der von 2 bis 3 m Löss bedeckt wird (R: 699376, H: 376124). Ein weiterer rotbrauner fossiler Boden befindet sich weiter südöstlich in einem Graben westlich von Oberreith (R: 699740, H: 375871). Im Raum Unterreith wurden Paläo-

böden in einem schmalen Graben nordwestlich der Kapelle (R: 700336, H: 374890), vor allem aber in den Weingärten nördlich des Amaibtales (z.B. R: 700625, H: 374430; R: 700057, H: 374128) gefunden. Südlich von Unterreith sind westlich des Fahnbaches bis zu 15 m mächtige Löss mit einer reichen Malakofauna anstehend (R: 700775, H: 374233).

Auf der Ostseite des Kamp, im Bereich von Schönberg-Neustift, liegt Löss über einem rund 20 m hohen durchgehenden Sockel aus Amphibolit und reicht hangaufwärts in manchen Bereichen bis auf 260 m Seehöhe. Mehrere Gräben sind in dem Löss bis zu 12 m tief eingeschnitten, wo immer wieder Einschaltungen aus Kristallinschutt im Löss zu erkennen sind. Gegen Süden nimmt oberflächennah der Schuttanteil generell stark zu und es ist ein Übergang in solifluidale Sedimente festzustellen.

Hangschutt (Pleistozän–Holozän) wurde auf den Steilhängen in manchen Bereichen des Kamptales festgestellt, wie zum Beispiel südlich von Buchberg, südlich der Ruine Schimmelsprung oder südlich von Stallegg. Hangschutt ist in diesem Abschnitt des Kamptales eher selten und kleinräumig, da hier vorwiegend kleinstückig verwitternde Gesteine wie Paragneise und Migmatite vorkommen. Er tritt daher vor allem im Hangfußbereich von grobblockig verwitternden Gesteinen wie Amphibolit oder Orthogneisen auf.

Solifluktsions- und Flächenspülungssedimente (Pleistozän–Holozän) sind am Hangfuß entlang des Kamp zwischen Stallegg und Rosenberg sehr verbreitet. Man findet sie vor allem an Gleithängen im Anschluss an flache Lösshänge, wo sie schmale, lang gestreckte und flussparallele Sedimentkörper entlang des Kamp bilden. Sie bestehen meist aus siltig-sandigen Sedimenten, die aus dem Löss umgelagert wurden. Auch im Bereich von Zemling und Mühlbach sind entlang des Jungbrunnenbaches und Gscheinzbaches Solifluktsions- und Flächenspülungssedimente häufig, ebenso wie in den Senken zwischen Mühlbach und Bösendürnbach und im Ortsgebiet von Olbersdorf.

Solifluktsions- und Flächenspülungssedimente in Kristallinnähe oder in Nähe von Kies- und Sandablagerungen führen zusätzlich Kristallinkomponenten bzw. höhere Anteile von Kies und Sand. Diese Sedimente findet man in allen Seitengräben des Kamp und anderer größerer Bäche, wo sie entweder entlang der Bäche schmale Leisten bilden oder im Oberlauf flache Dellen füllen. Weiters bilden sie den Übergangsbereich zwischen kristallinen Gesteinen und Lössflächen, wo in geschichteten solifluidalen lehmig-sandigen Sedimenten Lagen und Linsen mit Kristallinkomponenten eingeschaltet sind.

Auch auf dem Rücken zwischen Gars, Zaingrub und Mold säumen sie die Aufragungen der Migmatite und Paragneise, ebenso wie die hoch gelegenen Schotter beim Roten Kreuz südwestlich von Zaingrub.

Schwemmfächer (Pleistozän–Holozän) findet man vor allem entlang des Kamp und an größeren Bächen am Ausgang von einmündenden Gräben. Bei der Kartierung konnte festgestellt werden, dass in dem engeren Talabschnitt zwischen Rosenberg und Plank nur wenige kleine Schwemmfächer entwickelt sind. Dagegen sind südlich von Plank, in dem etwas breiteren Talabschnitt um

Altenhof, Stiefern und Schönberg, Schwemmfächer deutlich häufiger anzutreffen und zum Teil auch deutlich größer. Hervorzuheben sind hier die Schwemmfächer aus dem Heimtal in Stiefern und aus dem Buchtal und dem Gießgraben in Schönberg sowie aus den Gräben an der orografisch linken Seite des Kamptales zwischen Schönberg und Schönberg-Neustift. Auch in größeren Seitengräben, wie beispielsweise dem Stiefernbach, sind kleinere Schwemmfächer zu finden. Ebenso sind Schwemmfächer entlang des Dienbaches, zwischen Diendorf am Walde und Bösendürnbach häufiger.

Vernässungen (Holozän) sind im kartierten Gebiet selten. Ein großes Vernässungsgebiet befindet sich über miozänen Tonen im Bereich des verlandeten Teiches im Ort See. Umfangreiche Vernässungen sind weiters am nördlichen Ende der Senke nordwestlich von Mold, südlich bis westlich des Götzenbigls, im Bereich einer Wasserscheide der Gerinne zum Sacherbach nach Süden und zur Taffe nach Westen.

Fluviatile Sedimente (Holozän) bilden die Talböden des Kamp und sämtlicher in diesen mündenden Bächen. Sie bestehen vorwiegend aus Kiesen und Sanden in einer sandig-siltigen Matrix. Die Grobkomponenten sind überwiegend kantengerundet und bestehen meist aus Quarz, Quarzit, Aplit, Gföhl-Gneis, Migmatit und Amphibolit sowie untergeordnet auch aus quarzreichen Paragneisen.

Anthropogene Ablagerungen (Holozän) finden sich größtenteils im Kamptal, wobei es sich vor allem um Dämme von Straßen und der Kamptalbahn, diverse Anschüttungen im Bereich der Bahnhöfe oder in Betriebsgebieten (z.B. am östlichen Ortsrand von Gars) sowie kleinere Deponien handelt.

Literatur

BACON, C. (1927): Moldanubische Orthogneise des niederösterreichischen Waldviertels östlich vom Gföhlergneis. – *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen*, **37/3–6**, 126–172, Wien.

BECKE, F. (1915): Zur Karte des niederösterreichischen Waldviertels. – *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen*, Neue Folge, **33**, 351–355, Wien.

BENINGER, E. (1962): Der mittelalterliche Mahlsteinbruch von Altenhof im Kamptal. – *Unsere Heimat*, **33**, 13–16, Wien.

CZJZEK, J. (1853): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebungen von Krems und vom Manhartsberg. – *Beilage zu Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften*, **7**, 77 S., Wien.

FINGER, F. & RIEGLER, G. (2016): Bericht 2014 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **156**, 225–229, Wien.

FINGER, F. & RIEGLER, G. (2020): Bericht 2018 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen im südlichen Moravikum auf Blatt 21 Horn. – *Bericht an die Geologische Bundesanstalt*, 6 S., Salzburg.

FLADERER, F.A. & TUZAR, J.M. (1999): Ein Mammut-Verbandfund bei Schönberg am Kamp, Niederösterreich. – *Fundberichte aus Österreich*, **37** (Bericht zu den Ausgrabungen des Vereins ASINOE in den Projektjahren 1997 und 1998), 421–424, Wien.

FRASL, G. (1974): Aufnahmen 1973 auf Blatt 21 (Horn), Moravischer Anteil. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1974/4**, A37–A42, Wien.

- FRIESINGER, H. & FRIESINGER, I. (1991): Ein Vierteljahrhundert Grabungen in Thunau/Gars am Kamp. – *Archäologie Österreichs*, **2/1**, 6–22, Wien.
- FUCHS, G. (1968): Bericht 1967 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gföhl (20) und Horn (21). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1968/3**, A23–A25, Wien.
- FUCHS, G. (1969): Bericht 1968 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gföhl (20) und Horn (21). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1969/3**, A25–A28, Wien.
- FUCHS, G. (1970): Bericht 1969 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gföhl (20) und Horn (21). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1970/5**, A26–A27, Wien.
- FUCHS, G. (1971): Bericht 1970 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gföhl (20) und Horn (21) sowie eine Vergleichsexkursion entlang der Thaya. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1971/4**, A32–A34, Wien.
- FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **119**, 45–61, Wien.
- FUCHS, G. (1981): Bericht 1978 über geologische Aufnahmen im moldanubischen Kristallin auf Blatt 21, Horn (Waldviertel). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1979/1**, A70–A71, Wien.
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **119**, 1–43, Wien.
- FUCHS, W., GRILL, R., MATURA, A. & VASICEK, W. (1984): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 38 Krems. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- GEYER, I. (1998): Neue Pflanzreste aus alt- bis mitteleozänen Fundstellen in Niederösterreich. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Wien, 54 S., Wien.
- GRILL, R. (1937): Die Handbohrung von Ober Ravelsbach: ihre weitere und engere geologische Umgebung. – Unveröffentlichter Bericht an die Rohoel-Gewinnungs A.G., 5 S., 3 Beilagen, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 09786-R]
- GRILL, R. (1974): Bericht über ergänzende Begehungen auf den Blättern Mautern (37) und Krems an der Donau (38). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1974/4**, A53–A55, Wien.
- GRILL, R. (1978): Blatt 38, Krems. Bericht 1977 über weitere ergänzende Begehungen auf Blatt 38, Krems. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1978/1**, A54–A55, Wien.
- HAAS, H. (2014): Alltagszenen (4) Der Sandscheich. – *Gemeindezeitung Rosenberg-Mold aktuell*, **2014/3–6**, 10–12, Rosenberg-Mold.
- HAVLÍČEK, P. (1996): Lower Austria: Buchberg am Kamp. – In: HAVLÍČEK, P. & TYRÁČEK, J. (Eds.): *Circumalpine Quaternary Correlations. Southern Moravia-Lower Austria: Field Trip & Meeting, September 30–October 4, 1996*, 129–135, Prague.
- HAVLÍČEK, P. & HOLÁSEK, O. (1995a): Bericht 1994 über die Aufnahme bedeutender quartärgeologischer Lokalitäten im Kampal auf Blatt 21 Horn. – *Aufnahmebericht*, 11 S., 21 Kt., 6 Anl., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 10495-RA/21/1994]
- HAVLÍČEK, P. & HOLÁSEK, O. (1995b): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Quartär des Kampales auf Blatt 21 Horn. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **138/3**, 481–482, Wien.
- HAVLÍČEK, P. & HOLÁSEK, O. (1998): Bericht 1996 über quartärgeologische Untersuchungen auf den Blättern 21 Horn und 38 Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **141/3**, 327–328, Wien.
- HEINRICH, M. (Red.) mit Beiträgen von ATZENHOFER, B., HAVLÍČEK, P., HOLÁSEK, O., KLEIN, P., LIPIARSKA, I., LIPIARSKI, P., RABEDER, J., ROETZEL, R., UNTERSWEIG, T., VACHEK, M. & WIMMER-FREY, I. (2007–2008): Geologische Detailkarte des Weinbaugebietes Kampal 1:10.000. – Unveröffentlichte Karte und Dokumentation, Geologische Bundesanstalt im Auftrag vom Weinkomitee Kampal, Karte: 25 Blatt, CD mit Dokumentation und Übersichtskarte, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 20069-km]
- HEUSER, D. (2020): Bericht 2019 über geologische Aufnahmen im Gebiet Schiltern – Reith – Stiefernbad auf Blatt 21 Horn. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **160**, 451–456, Wien.
- 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.
- HÖDL, M. (1985): Petrologie und Geochemie des Rehberger Amphibolites im niederösterreichischen Moldanubikum. – Unveröffentlichte Dissertation an der formal- und naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Wien, 144 S., Wien.
- HOLÁSEK, O. (2013): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **153/1–4**, 367–368, Wien.
- KÖLBL, F. (1928): Eine geologisch-paläontologische Skizze der Horner Bucht (Schluß). – *Schola Hornana*, **1928/3** (Beilage) = 56. Jahres-Bericht des Bundes-Real- und Obergymnasiums in Horn und der zweiklassigen Handelsschule (mit Öffentlichkeitsrecht) für Knaben und Mädchen des Vereins „Handelsschule“ in Horn über das Schuljahr 1927/28 (1928), 68 S., Horn.
- LAHN, E. (1937): Die Schurfbohrung Ober-Ravelsbach (bei Maisau) N.Oe. – Unveröffentlichter Bericht, KW Archiv der Geologischen Bundesanstalt, 5 S., Wien.
- LECHNER, K. (1953): Bericht 1952 über lagerstättenkundliche Aufnahmen. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1953/1**, A81–A85, Wien.
- LINDNER, M., LÜFTENEGGER, A. & FINGER, F. (2021): Bericht 2020 über petrografische und geochemische Untersuchungen von Orthogesteinen im Moldanubikum auf Blatt 21 Horn. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **161**, 161–164, Wien.
- MANDIC, O. & STEININGER, F.F. (2003): Computer-based mollusc stratigraphy – a case study from the Eggenburgian (Lower Miocene) type region (NE Austria). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **197**, 263–291, Amsterdam. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00469-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00469-3)
- MANDIC, O., HARZHAUSER, M., PERVESLER, P. & ROETZEL, R. (1999): Lithofazies und Paläoökologie in einem transgressiven, fluvio-marinen System (Eggenburgium der autochthonen Molasse – Niederösterreich). – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): *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.
- MANDIC, O., HARZHAUSER, M., STEININGER, F. & ROETZEL, R. (2005): RCMNS 2005. Excursion C: Miocene of the Eastern Alpine Foredeep – The Bohemian Massive Southeastern Margin. – 53 S., Naturhistorisches Museum Wien – Geologisch Paläontologische Abteilung, Wien.
- MARCHET, A. (1919): Der Gabbro-Amphibolitzug von Rehberg im niederösterreichischen Waldviertel. – *Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften, Abteilung I*, **128**, 215–291, Wien.
- MONTAG, O. & HÖCK, V. (1993): Geochemische Einsichten in moldanubische Amphibolite des Waldviertels. – *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, **138**, 131–141, Wien.

- 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. (2015): Depositional environment and provenance analyses of the Zöbing Formation (Upper Carboniferous-Lower Permian), Austria. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **108/2**, 245–276, Wien. <https://dx.doi.org/10.17738/ajes.2015.0025>
- NEHYBA, S., ROETZEL, R. & MAŠTERA, L. (2012): Provenance analysis of the Permo-Carboniferous fluvial sandstones of the southern part of the Boskovic Basin and the Zöbing Area (Czech Republic, Austria): implications for paleogeographical reconstructions of the post-Variscan collapse basins. – *Geologica Carpathica*, **63/5**, 365–382, Bratislava.
- REHBERGER, S.A. (1988): Physiogeographische Untersuchungen des unteren Kamptales. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Grund- und Integrativwissenschaftliche Fakultät der Universität Wien, 5 + 108 S., 4 Beilagen (Karten), Wien.
- ROETZEL, R. (2017): Bericht 2013–2016 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **157/1–4**, 317–328, Wien.
- ROETZEL, R., BATÍK, P., CÍCHA, I., HAVLÍČEK, P., HOLÁSEK, O., NOVÁK, Z., PÁLENSKÝ, P., ROETZEL, R., RUDOLSKÝ, J., RŮŽIČKA, M., STRÁNÍK, Z., ŠVÁBENICKÁ, L., VŮJTA, M., HOFMANN, T. & HELLERSCHMIDT-ALBER, J. (1998): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 22 Hollabrunn. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ROLLE, F. (1859): Über die geologische Stellung der Horner Schichten in Nieder-Österreich. – *Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften*, **36/13–16**, 37–84, Wien.
- SCHAFFER, F.X. (1914): Die tertiären und diluvialen Bildungen. – In: SCHAFFER, F.X.: *Das Miocän von Eggenburg*. – *Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **22/4**, VIII + 124 S., Wien.
- SMOLÍKOVÁ, L. (1995): Bericht 1994 über Mikromorphologie und Stratigraphie der quartären Böden auf den Blättern 21 Horn, 22 Hollabrunn und 38 Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **138/3**, 565, Wien.
- SMOLÍKOVÁ, L. (1997): Bericht 1996 über mikromorphologische und stratigraphische Bearbeitung quartärer Böden auf den Blättern 21 Horn, 22 Hollabrunn und 38 Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **140/3**, 353–354, Wien.
- SPRAKKE, T. (2016): Löss in Niederösterreich: Archiv quartärer Klima- und Landschaftsveränderungen. – Dissertation, Universität Würzburg, XVIII + 253 S., Würzburg (University Press).
- STEININGER, F. (1967): Bericht 1966 über Aufnahmen im Tertiär und Quartär des Horner Beckens auf Blatt 4555 (Horn). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1967/3**, A45–A47, Wien.
- STEININGER, F. (1968): Bericht 1967 über Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 4555 (Horn). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1968/3**, A60–A61, Wien.
- STEININGER, F. (1969): Bericht 1968 über Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 4555 (Horn). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1969/3**, A69–A73, Wien.
- STEININGER, F. (1971): Holostratotypus und Faziostratotypen der Eggenburger Schichtengruppe im Raume von Eggenburg in Niederösterreich (Österreich). – In: STEININGER, F. & SENEŠ, J.: *M1 Eggenburgien. Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus*. – *Chronostratigraphie und Neostratotypen*, **2**, 104–167, Bratislava.
- STEININGER, F. (1976): Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 21, Horn (Waldviertel). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1976/1**, A67–A70, Wien.
- STEININGER, F.F., ROETZEL, R., PERVESLER, P. & PILLER, W.E. (1991): Obernholz, Sandgrube Hammerschmid. – In: ROETZEL, R. & NAGEL, D.: *Exkursionen im Tertiär Österreichs. Molassezone, Waschbergzone, Korneuburger Becken, Wiener Becken, Eisenstädter Becken*, 76–80, Wien (Österreichische Paläontologische Gesellschaft).
- Suess, E. (1866): Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärablagerungen. I. Über die Gliederung der tertiären Bildungen zwischen dem Mannhart, der Donau und dem äusseren Saume des Hochgebirges. – *Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Abteilung I*, **54/6**, 87–149, Wien.
- Suess, F.E. (1918): Bemerkungen zur neueren Literatur über die Moravischen Fenster. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **11**, 71–128, Wien.
- TOTH, G. (1950): Zur Kenntnis des österreichischen Miozäns. (Nachgelassene Notizen). I. Zur Kenntnis der Schichten von Molt. – *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien*, **57**, 163–167, Wien.
- VASICEK, W. (1991). Das Jungpaläozoikum von Zöbing. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): *Geologie am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich*. Schwerpunkt Blatt 21 Horn. – *Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Eggenburg*, 16.–20.09.1991, 98–101, Wien.
- VERGINIS, S. (1993a): Paläoböden und Klimaschwankungen während des Jungpleistozäns am Beispiel des Profils Stiefen, NÖ. – *Griechische Geographische Gesellschaft, Band B*, 242–251, Athen.
- VERGINIS, S. (1993b): Lößakkumulation und Paläoböden als Indikatoren für Klimaschwankungen während des Paläolithikums (Pleistozän). – In: NEUGEBAUER-MARESC, C. (Hrsg.): *Altsteinzeit im Osten Österreichs*. – *Wissenschaftliche Schriftenreihe Niederösterreich*, **95/96/97**, 13–30, St. Pölten–Wien.
- VILIM, P. (2004): Sedimentologische Untersuchungen am Lössprofil Buchberg am Kamp. – In: PETICZKA, R. (Hrsg.): *Beiträge zur Quartärforschung und Landschaftsökologie, Gedenkschrift zum 60. Geburtstag von Spyridon Verginis*, 33–39, Wien.
- WALDMANN, L. (1922): Das Südende der Thayakuppel. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **72**, 183–204, Wien.