

Bericht 2023 über geologische, stratigrafische und mikrofazielle Untersuchungen in der Mitteltrias-Schichtfolge des Hohen Lindkogel, 834 m, bei Baden (ÖK 58 Badem) und des Harzberges, 466 m, bei Bad Vöslau (ÖK 76 Wiener Neustadt)

Von Michael MOSER

Einleitung: Der geologischen Neuaufnahme des am Westrand des Wiener Beckens gelegenen Hohen Lindkogel – Gebietes gehen paläogeografische, fazielle und tektonische Überlegungen zur Interngliederung des als einheitlich zur tirolischen Göller-Decke gestellten Gebietes voran, um ein besseres Verständnis der im Untergrund des Wiener Beckens weiter streichenden tirolischen Deckeneinheiten erzielen zu können. Eine genaue litho- und biostratigrafische Gliederung sowohl der Beckensedimente der Mitteltrias (Gutenstein-, Reifling- und Raming-Formation), als auch der Plattformsedimente (Wettersteinkalk, Wettersteindolomit) wird für eine Rekonstruktion des mitteltriadischen Ablagerungsraumes zwischen Hinterbrühl und dem Piestingtal angewendet. Die Definition einzelner Formationen wird vorangestellt um möglichst viel Klarheit über die Schichtfolge des Hohen Lindkogel gewinnen zu können. Neben der großtektonischen Gliederung des Tirolisch-Norischen Deckensystems in Decken und Schuppen wird auch ein Augenmerk auf die zum Teil recht komplizierte Interntektonik des Hohen Lindkogel – Gebietes gerichtet. Abschließend werden auch neue Ergebnisse von stratigrafischen Untersuchungen im Gebiet des Harzberges bei Bad Vöslau vorgestellt.

Erforschungsgeschichte: Die ältesten Geologischen Karten über das Hohe Lindkogel - Gebiet stammen aus der Mitte des 19. Jhd., in denen unter anderem Dionys Stur (STUR, 1860), in „*Čižžeks Geologischer Karte der Umgebungen Wiens*“ - basierend auf einzelnen Begehungen durch Carl Maria Paul - ein erstes, grobes geologisches Bild dieser Gegend zu skizzieren versucht. Auffällig an dieser Karte ist die zu dieser Zeit noch bestehende Meinung, daß der Dachsteinkalk der „*Lias-Stufe*“ (Unterjura) angehöre. Der Anninger (675 m) und aber auch Teile des Hohen Lindkogel (834 m) wurden daher hier dem „*Unteren und Oberen Lias*“ zugeteilt. Etwas eigenartig erscheinen die in der Karte an der Ostflanke des Hohe Lindkogel-Massives übertrieben groß eingetragenen „*Aon-Schiefer*“ (= Göstling-Formation), die jedoch, stratigrafisch richtig nach der Legende zu dieser Karte, das stratigrafisch Hangende zu den Mitteltrias-Formationen des Hohen Lindkogel – Gebietes bilden sollen. In der dem Helenental zugeneigten Bergflanke des Hohen Lindkogel erkannte STUR (1860) bereits richtig „*Gutensteiner Kalk*“ der Mittleren Trias (Gutenstein-Formation), und an der Westflanke des Berges allgemein auch „*Rauwacke*“. 30 Jahre später (STUR, 1892) erschien die erste Ausgabe einer „*Geologischen Spezialkarte der Umgebung von Wien: Blatt IV: Baden und Neulengbach*“ im Maßstab 1:75.000, in der, neben einem größeren Gebiet, das zwischen Neulengbach, Kaumberg, Baden und Wien gelegen ist, auch eine erste geologische Darstellung mit einer stratigrafisch richtig geordneten und gegliederten Legende zum Ausdruck kam. Das Gebiet des Hohen Lindkogel (in den topografischen Karten auch als „*Kalter Berg*“ bezeichnet) wurde hier bereits dem „*Oberen Muschelkalk und Reiflinger Kalk*“ (Reifling-Formation), ohne nähere Untergliederung, zugeordnet. Die Obertrias-Epoche hingegen ist in dieser Karte, wohl aufgrund des größeren Fossilinhaltes, besser gegliedert worden und das unterkarnische Band von Trachycerasschichten (als Teil der Göstling-Formation) und von Raingrabener Schichten zwischen Jägerhaus und Cholerakapelle ist ebenso deutlich auf der Karte zu erkennen. Badener Lindkogel (582 m) und Anninger (675 m)

weisen in der Karte bereits Dachsteinkalk, der hier nun richtig in die Obertrias gestellt wird, und die Kössen-Formation auf. Der von STUR (1892) als „*Opponitzer Dolomit*“ ausgewiesene Bereich wurde später bereits von BITTNER (1894: 47) als Hauptdolomit berichtigt. Zwei Jahre nach Veröffentlichung der „*Geologischen Spezialkarte*“ erschienen die „*Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Umgebung von Wien*“ (BITTNER, 1894), in denen ein „*rascher Übergang der Trachycerasschichten aus den unterlagernden Kalken*“ beschrieben wird. Diese Feststellung Bittner's trifft auch heute noch zu, da ein enger Zusammenhang zwischen den Göstlinger Kalken (SCHNABEL, 1997) im Liegenden und den darauffolgenden Trachycerasschichten im Hangenden in dem vom Jägerhaus nach Norden herabziehenden Graben erkennbar ist. Auch eine Zuteilung der Raingrabener Schichten zu einem „*unteren Niveau der Lunzer Schichten*“ (BITTNER, 1894: 49) wurde bereits richtig getroffen. Demgegenüber erscheint die Mitteltrias-Schichtfolge im Bereich des Hohen Lindkogel in der Wirkungszeit von Dionys Stur und Alexander Bittner noch reichlich unerforscht. BITTNER (1894: 51f) hob dabei die Schwierigkeiten hervor, die beiden Stufen des „*Muschelkalkes*“ (Gutenstein- und Reifling-Formation) überhaupt voneinander zu trennen, sodaß auch in der Karte (STUR, 1892) keine größeren Unterschiede im Bereich der Mitteltrias kenntlich gemacht worden sind. Dieser Mangel bestand noch weit bis in das 20. Jahrhundert hinein und spiegelt sich zum Beispiel auch in der Arbeit von GESSNER (1963) wieder. Immerhin wird jedoch von BITTNER (1894: 52) das Vorhandensein von „*Reiflinger Dolomit*“ angedeutet, ohne jedoch mit Fossilien eine nähere Einstufung vornehmen zu können. Ebenso dürfte der allmähliche Übergang, der tatsächlich zwischen der Gutenstein- und Reifling-Formation am Hohen Lindkogel besteht, den damaligen kartierenden Geologen eine scharfe Abgrenzung erschwert haben, so wie auch der relativ kleine Maßstab und die schlechte Auflösung der damals vorhandenen topographischen Karten. Nach der Jahrhundertwende war es Albrecht Spitz, der als Erster eine gültige Gliederung der Mitteltrias am Hohen Lindkogel vornehmen konnte. Dabei kam ihm wohl ein deutlich größerer Maßstab von 1:25.000 in seiner „*Geologischen Karte der niederösterreichischen Voralpen zwischen Mödling- und Triestingbach*“ (SPITZ, 1919) zugute. Immerhin konnte er hier bereits lagerichtig massigen und weissen Wettersteinkalk zwischen „*Eisernem Tor*“ und dem *Scheitergraben* ausscheiden und diesen dem Reiflinger Kalk (SPITZ, 1916: 17) gegenüberstellen. Weiters gelang SPITZ (1919) die Abtrennung von weißem, zuckerkörnigem, öfters leicht kalkigem Wettersteindolomit („*Ramsaudolomit*“ bei SPITZ, 1919: 5). Interessanterweise scheiterte auch er an der Abgrenzbarkeit der eigentlichen Gutenstein-Formation von der Reifling-Formation, beobachtete aber an der Nordseite des Hohen Lindkogel auch Übergänge in Rauwacken („*Massenkalk*“: SPITZ, 1919: 4) im Liegenden davon. Diese Rauwacken wurden von ihm allerdings als tektonische Bildungen interpretiert. Ebenso sind die lithologischen Beschreibungen, die SPITZ (1919: 3, 4) von der Gutenstein- und Reifling-Formation angibt, durchaus treffsicher und richtig formuliert worden. Ein weiterer Fortschritt, den man auf der Karte von SPITZ (1919) feststellen kann, ist die erstmals aufscheinende und korrekte Zuordnung von Gutensteiner Kalk, Reiflinger Kalk, Wettersteinkalk und Wettersteindolomit in die anisische bzw. ladinische Stufe der Mitteltrias. Ebenso wurden Hauptdolomit und Dachsteinkalk richtig der norischen Stufe, sowie die Lunzer und Raingrabener Schichten der karnischen Stufe zugewiesen. Eine merkbare Verbesserung des Kartenbildes wurde wiederum bei der Neuauflage der „*Geologischen Karte der Umgebung von Wien, 1: 75.000*“ durch GÖTZINGER & KÜPPER (1952) erzielt. Auf dieser Karte ist bereits die Verteilung von zusammengefasster Gutenstein- und Reifling-Formation im Bereich des Hohen Lindkogels mit relativ großer Lagegenauigkeit ausgeschieden worden, sowie, wenn auch etwas vereinfacht, die Verteilung von Wettersteinkalk und Wettersteindolomit. Auch der NE-SW

streichende Lindkogelbruch, der knapp östlich des Gipfels des Hohen Lindkogels (834 m) hindurchzieht, und die tektonische Grenzfläche der Lindkogel-Schuppe im Norden, im Bereich des Kaiserwaldes, sowie die Merkenstein-Linie an der Südseite des Hohen Lindkogel, sind deutlich sichtbar mit roter Farbe in diese Geologische Karte eingetragen worden. Das schmale Band karnischer Lunzer Schichten (Lunz-Formation) zwischen Jägerhaus und Cholerakapelle, sowie der darauffolgende Hauptdolomit und Dachsteinkalk des Badener Lindkogels wurden noch als eine normale, der Mitteltrias des Lindkogel-Massives stratigrafisch auflagernde obertriadische Schichtabfolge interpretiert. Ein weiterer Schritt in der Erfassung der Mitteltrias des Lindkogel-Massivs wurde durch Günther Hertweck getätigt. Dieser (HERTWECK, 1965: 2) erkannte nun, vielleicht auch gestützt auf die Beschreibungen von BITTNER (1894: 52) schon klarer, daß ein Teil der „Wettersteindolomite“, und zwar der dunkelgrauen Dolomite in den vorangegangenen Kartierungen, in Wirklichkeit keine Flachwasser-Dolomite, wie es der Ramsaudolomit wäre, darstellen, sondern dolomitisierte Beckensedimente und bezeichnete diese daher folgerichtig in entsprechender Weise als „Reiflinger Dolomit“ (HERTWECK, 1965: 2). Weiters ist HERTWECK (1965: 2) in der gleichen Arbeit bereits aufgefallen, daß am NE-Rand des Hohen Lindkogel (Jägerhaus, Cholerakapelle, Krainerhütte) der stratigrafische Umfang dieser Beckenfazies deutlich zunimmt und dies auch in Verbindung mit dem Auftreten der Trachycerasschichten an dieser Stelle in Verbindung gebracht werden kann. In tektonischer Hinsicht erwähnte HERTWECK (1964: 6) auch eine auffällig große Überschiebungsweite der Lindkogel-Schuppe nach Norden, die er mit dem Auftreten von den dem Hohen Lindkogel nordwärts vorgelagerten Deckschollen im Schwechattal auch gut begründen konnte. Nur fünf Jahre später konnte endlich durch die Kartierung von Benno Plöchinger eine wesentlich detailliertere und auch stratigrafisch besser ausgereifte Karte, die „Geologisch-Tektonische Übersichtskarte des Schwechattal-Lindkogelgebietes“, in dem relativ genauen Maßstab 1:25.000 erscheinen (PLÖCHINGER, 1970). In dieser Karte wurde nun zum ersten Mal eine flächenmässige Differenzierung zwischen Gutenstein- und Reifling-Formation, sowie von „Mitteltriadischem Dolomit i.a.“ erzielt. Letzterer entsprach wohl jener Ausscheidung, die HERTWECK (1965: 2) als „Reiflinger Dolomit“ angesprochen hatte. PLÖCHINGER (1970: 16) erwähnte mehrmals den allmählichen Übergang von knolligem Reiflinger Kalk in „Reiflinger Dolomit“ und auch in den wiederum dunkelgrauen „mitteltriadischen Dolomit“. Dieser wird gegen das Hangende zu vom weißen und massigen Wettersteindolomit abgelöst (PLÖCHINGER, 1970: 17), sodaß PLÖCHINGER (1970: 17) richtigerweise von einem wahrscheinlich ladinischen Alter dieses grauen Dolomites ausgegangen ist. Auch auf der geologischen Karte ist die Zwischenstellung des grauen Mitteltriadisdolomites zwischen Reifling-Formation im Liegenden und Wettersteindolomit im Hangenden gut ersichtlich (= Raminger Dolomit und Kalk). Von Besonderheit ist auch, daß auf dieser Karte zum ersten Mal der „Jägerhauskalk“, ein dunkelgrauer, massiger Kalk, reich an Kalkschwämmen (u.a. Colospongien), der bereits 1885 im Rahmen einer Exkursion von Franz Toula (in: TOULA, 1913) entdeckt und beschrieben worden ist, eingetragen ist. In tektonischer Hinsicht ist die Plöchinger-Karte die erste Karte, auf der die Lindkogel-Schuppe zur Gänze von ihrer Umgebung tektonisch abgegrenzt worden ist und in der die Überschiebungsfläche der Lindkogel-Schuppe nach Norden hin, zusammen mit den NE-SW streichenden Bruchlinien, wie dem Lindkogel-Bruch, bereits lagegenau eingetragen worden sind. Ebenso kann man bei PLÖCHINGER (1970) die Merkenstein-Linie erkennen sowie auch deren Unterbrechung durch Querstörungen. Auch die Obertrias des Badener Lindkogel (582 m) ist auf der Plöchinger-Karte bereits tektonisch von der Mitteltrias-Schichtfolge des Hohen Lindkogel abgegrenzt worden. Auf der gedruckten Geologischen Karte 1:50.000 Blatt ÖK 76 Wiener Neustadt (BRIX & PLÖCHINGER, 1982) sind

die Kartierungen von PLÖCHINGER (1970) zur Gänze übernommen worden, jedoch sind hier die „*Opponitzer Kalke*“ (PLÖCHINGER, 1970) oberhalb des Grenzgrabens bereits als Wettersteinkalk (Ladin – Cordevol) berichtet worden. Als die modernste geologische Kartierung im Bereich des Lindkogel-Gebietes im Maßstab 1:10.000 ist jene von Godfried Wessely zu nennen, der in den Jahren 1976 - 1993 den auf dem BMN - Blatt ÖK 58 *Baden* liegenden Hauptanteil des Hohen Lindkogel in großer Lagegenauigkeit und Detailliertheit neu aufgenommen hat. Gegenüber PLÖCHINGER (1970) hat WESSELY (1983) der basalen Rauwacke im Gebiet des Kaiserwaldes weitaus größere Bedeutung zugemessen („*Kalke, Dolomite und Rauwacken der Reichenhaller Schichten*“), die auf seiner Karte richtigerweise fast 100 Meter Mächtigkeit erreichen kann. Auch die Verteilung und die Abgrenzung der Gutenstein-Formation von der Reifling-Formation ist in penibler Genauigkeit in seiner Karte aufgezeichnet worden, trotz der Schwierigkeiten früherer Autoren in der Abtrennung der beiden Formationen voneinander. Aus dem Bereich der Reifling-Formation beschreibt WESSELY (1983: 304) die pelagische „*Radiolarien-Filament– Mikrofazies*“, die auch schon im Gelände mit der Lupe erkennbar ist. Ein weiterer großer Schritt gelang WESSELY (1983: 303) mit der näheren, sedimentologisch orientierten Beschreibung des „*dunkelgrauen Mitteltriasdolomites*“ (PLÖCHINGER, 1970) als „*laminiertes oder brekziöses, bioklastisches und undeutlich gebanktes Dolomit mit Biogendetritus bis in Grobschuttgröße („dunkle Bankfazies“) in Hang- und Beckenfazies*“. In kalkiger Ausbildung an der SW-Flanke des Hohen Lindkogel trifft Godfried Wessely (in: SCHNABEL, 1997) bereits die folgerichtige Zuordnung dieser allodapischen Fein- und Grobschuttfazies zum bankigen und dunkelgrauen *Ramingerkalk* (*Höhere Mitteltrias – Cordevol*). Auch lithostratigrafisch wichtige Einheiten wie die Göstling-Formation („*laminiertes Kalk*“, *Karn*), Raingraben-Formation (*Schieferton*) und den Jägerhauskalk (*Karn/Cordevol*) kann man in seinen Kartierungen wiederfinden (SCHNABEL, 1997). Heute liegt das gesamte Hohe Lindkogel-Gebiet in zwei geologischen Karten BMN-ÖK 50.000 vor: der nördliche Teil (Hauptteil) liegt auf BMN-ÖK 58 *Baden* und enthält vor allem die Neuaufnahmen durch WESSELY (1976 – 1993), während der südliche Teil auf BMN-ÖK 76 *Wiener Neustadt* zu liegen kommt und noch die ältere Aufnahme von PLÖCHINGER (1970) enthält. Auf letzterem Kartenblatt liegt auch die Mitteltrias-Scholle des Harzberges, die von PLÖCHINGER (1970), basierend auf der Geologischen Karte von VETTERS et al. (2016) noch als eine dem Hauptdolomit auflagernde Dachsteinkalkscholle interpretiert wurde. Doch im Zuge von geologischen, hydrogeologischen und paläontologischen Untersuchungen, die Thermalquellen von Bad Vöslau betreffend, konnte von WESSELY et al. (2007) richtig gestellt werden, daß der Harzberg eine dem Hauptdolomit des Hohe Lindkogel – Gebietes tektonisch auflagernde und überschobene, aus Gesteinen der Mitteltrias zusammengesetzte Schuppe darstellt.

Die Stratigrafie des Hohen Lindkogel:

Die Mitteltrias-Schichtfolge des Hohen Lindkogel (834 m) setzt sich im Hangenden der Reichenhall-Formation in ihrem unteren Abschnitt aus Rampen- und Beckensedimenten des Anisiums und unteren Ladiniums (Gutenstein- und Reifling-Formation) und in ihrem oberen Abschnitt aus mächtigen allodapischen Schuttkalken und -dolomiten des oberen Ladiniums (slope-Sedimente der Raming-Formation) sowie ausschließlich unterstkarnischen Plattformsedimenten (Wetterstein-Riffkalk und Lagunärer Wettersteindolomit, Julium 1.2) zusammen. Nach oben abgeschlossen wird die Schichtfolge mit der Göstling- und Raingraben-Formation an der Basis des Julium 2 sowie dem norischen Hauptdolomit im unteren Soofer Wald. Eingeleitet wird die Mitteltrias-Schichtfolge des Hohen Lindkogel mit

der mächtigen **Rauwacke** der **Reichenhall-Formation**. Bei der Rauwacke handelt es sich zumeist um mittel- bis dunkelgrau gefärbte, löchrige Kalke und Dolomite, in denen größere, mit Kalzit- oder Dolomitspat erfüllte Hohlräume typisch sind. Sehr selten sind auch geometrisch geformte Hohlräume erkennbar (ehemalige Dolomitklasten oder Evaporitminerale). Nicht selten hingegen sind darin orangerot gefärbte Limonitflecken zu beobachten. Die bis zu Dezimeter großen Kalzitkristalle, die auch ein begehrtes Sammelobjekt für Mineraliensammler darstellen, dürften eine Zementbildung in der meteorischen Zone von Karsthohlräumen darstellen und daher weitaus jüngeren Datums sein. Keineswegs handelt es sich bei den Kalzitrasen um tektonische Ausbildungen. Bei PLÖCHINGER (1970: 13), WESSELY (1983: 303) und der gedruckten Geologischen Karte 1:50.000 *Blatt 58 Baden* (SCHNABEL, 1997) wird stets von einer stratigrafischen Abfolge von „*Kalken, Dolomiten und Rauwacken der Reichenhall-Formation*“ im Liegenden der Gutenstein-Formation gesprochen, wenngleich die tektonisch zugeschnittene Basis im Norden und Westen der Lindkogel-Schuppe auch durch tektonische Rauwacken markiert wird. Die Rauwacken bilden keinen einheitlich ausgeprägten stratigrafischen Horizont, da sie lagenweise auch innerhalb der darüber folgenden dünnbankigen Gutenstein-Formation ausgebildet sein können. Eine ähnliche Wechsellagerung zwischen dünnbankigen Kalken der Gutenstein-Formation und Reichenhaller Rauwacken an der Basis der Mitteltriasschichtfolge kann auch im nördlichen Teil der Muggendorfer Deckscholle (MOSER, 2021a) beobachtet werden. Demgegenüber stellen diese Rauwacklagen aber auch echte sedimentäre Brekzien mit kantigen Dolomit-Komponenten und mikrobiellen Strukturen in der kalkigen Matrix dar, wie es bei der Reichenhaller Rauwacke zu erwarten wäre. Für eine stratigrafisch-sedimentäre Einschaltung der Rauwacken innerhalb der dünnbankigen Gutenstein-Formation könnte man deren Entstehung im Zusammenhang mit Tiefwasser-Evaporiten deuten und gleichzeitig auch Ablagerungsräume mit geringerer Tiefe annehmen, als es die Biogene wie Ammoniten, Conodonten und Radiolarien für die Gutenstein-Formation erwarten ließen. Kurzzeitige Meeresspiegeltiefstände und seichte Schwellen hatten womöglich zur Isolierung einzelner anoxischer Bereiche mit erhöhter Salinität geführt. Daneben bekommt man aber auch den Eindruck einer (früh)diagenetisch bedingten Rauwackebildung, da diese auffälliger Weise an dolomitisierte Bereiche im Liegenden einer Schichtfläche (Kalkbank) gebunden zu sein scheint. Natürlich könnte diese seichte und partielle Dolomitisierung auch an das evaporitische Mileu einer Sabkha-Bildung gebunden gewesen sein. Dolomitische Kalke sind in der Reichenhall-Formation oft anzutreffen. Deren unvollständige Dolomitisierung könnte auf die synsedimentäre Einwirkung Mg-reichen, hypersalinen Meerwassers zurückzuführen sein. In einer Gesteinsprobe, die Godfried Wessely in einem tektonisch gestörten Bereich einer Reichenhaller Rauwacke (Brekzie) in der Nähe des Kaiserwaldes entnommen hat, können Gastropodenschalen in der Matrix erkannt werden. Auch diese kann man, trotz tektonischer Überprägung, als Hinweis auf echte, sedimentäre Brekzien der Reichenhall-Formation in diesem Bereich werten. Auf der Blasenhöhe erreichen die Rauwacken ihre größte Mächtigkeit von etwa 100 Metern. SUMMESBERGER (1966: 12) schätzt die Mächtigkeit der (sedimentären) Reichenhaller Rauwacke an der Lokalität Gutenstein (Teinberg, 596 m) auf 25-50 Meter. Das Vorkommen der Rauwacke ist fast ausschließlich auf den Nordrand der Lindkogel-Schuppe zwischen *Allandriegel* (693 m) - Nordseite und dem *Kaiserwald* beschränkt. Kleinere Vorkommen befinden sich auch an der Westseite des Hohen Lindkogel zwischen *Rohrbach* und *Süßental* und stellen, hier als Unterlagerung der Raming-Formation, mit großer Wahrscheinlichkeit tektonische Bildungen dar.

Das unterste vollständige Schichtglied der Mitteltrias am Hohen Lindkogel ist die **Gutenstein-Formation (Bithynium-Pelsonium)**. Diese ist hier in ihrer charakteristischen Form, wie sie auch an der Typlokalität in Gutenstein (Niederösterreich) oder auch in den Gutensteiner Alpen selbst (z.B. *Reisalpe*, 1399 m, *Unterberg*, 1342 m, *Tirolerkogel*, 1380 m) auftritt, ausgebildet. Es handelt sich demnach um vorwiegend dünnbankige, ebenflächige, schwarz-bituminöse Kalke mit weissen Kalzitadern und, gelegentlich, mit zumeist kugeligen, etwa schichtparallel angeordneten Hornsteinkonkretionen (zumeist Hornsteinkügelchen, selten auch Hornstein oder Hornsteinlagen). Als Sedimentstrukturen können in der Gutenstein-Formation öfters deutlich ausgeprägte Feinschichtungsgefüge (ebenso: WESSELY, 1983: 303, PLÖCHINGER, 1970: 13), oder, seltener, auch gradiert geschichtete Bänke beobachtet werden. Da die Hornsteinkügelchen oft die feinen Sedimentstrukturen im Gutensteiner Kalk nachziehen, ist eine frühdiagenetische Bildung dieser kleinen Kieselsäurekonkretionen anzunehmen. Die ausgesprochen bituminösen Kalke sind recht fossilarm und führen nur gelegentlich etwas feine Crinoidenstreu. An zwei Stellen (*Kaiserwald* und oberhalb *Helenental*) konnten auch 2-4 cm große, unbestimmbare Ammoniten-Querschnitte beobachtet werden. Bei den Hornsteinkügelchen handelt es sich keineswegs um verkieselte Ooide, wie früher noch von FLÜGEL & KIRCHMAYER (1963) sowie von PLÖCHINGER (1970: 13) angenommen worden ist, sondern um konzentrisch gebaute Hornstein-Konkretionen, deren Kieselsäure (Chalzedon) postsedimentär aus den im Sediment vorhandenen feingliedrigen Kieselskeletten der Radiolarien sowie Skelettelementen von zerfallenen Kieselschwämmen abgeleitet werden kann. Aus dem umfangreichen Probenmaterial von Godfried Wessely kann aus der Gutenstein-Formation im Bereich *Kaiserwald – Innerer Kaltenberger Forst* und dem kleinen Vorkommen 500 m E' *Rohrbach* folgende Mikrofazies beschrieben werden: schwarzer, z.T. feinschichtiger Mudstone/Wackestone (Pelmikrit) mit feinsten Crinoidenstreu, Radiolarien, Ammoniten, kleinen Bivalven und Ostracoden. Die Radiolarien können lageweise angereichert sein und weisen damit auf unterschiedlich hohe Sedimentationsraten im feinschichtigen Sediment oder auf unterschiedlich starke biogene Tätigkeit („*upwelling*“) in der oberen Wassersäule hin. In einem der Dünnschliffe konnten auch mikrobielle Bildungen wie ein lageweise angeordnetes „*clotted fabric*“ (Krümelgefüge) von baum- oder buschartig geformten Thrombolithen beobachtet werden. Diese Strukturen lassen sich großteils auf die Aktivität von Cyanobakterien und Proteobakterien zurückführen, durch welche, einerseits biogen bedingt, bei Erhöhung des pH-Wertes Kalziumkarbonat gefällt wurde und, andererseits, auch Sedimentpartikel am Mikrobenfilm fixiert worden sind (MOBBERLEY et al, 2015). Erste Hinweise auf Thrombolithe und ähnliche mikrobielle Bildungen in den sauerstoffarmen und bituminösen Sedimenten des Anisiums finden wir bei HIPS (2007). Die Mächtigkeit der Gutenstein-Formation dürfte zwischen 60 und 100 Metern betragen, ist aber aufgrund der tektonisch zugeschnittenen Basis als Mindestwert zu interpretieren. In den Gutensteiner Alpen beträgt die Mächtigkeit der Gutenstein-Formation innerhalb der Unterberg-Decke durchschnittlich ebenso etwa 100 Meter. Im hangenden Abschnitt (Obere Gutenstein-Formation) kann beobachtet werden, daß eben geschichtete Kalkbänke mit knolligen oder welligen Bänken in Wechsellagerung treten, sodaß eine Abgrenzung dieser Oberen Gutenstein-Formation von den durchgehend knolligen Kalken der Unteren Reifling-Formation darüber gelegentlich etwas schwerfällt. Das Auftreten von Filament- und Radiolarien-führenden mikritischen Kalken scheint hingegen auf die Reifling- und Raming-Formation eingeschränkt zu sein. Das stratigrafische Alter der Gutenstein-Formation am *Hohen Lindkogel* umfasst das gesamte Bithynium (unteres Anisium) und den Großteil des Pelsoniums (mittleres Anisium) und reicht, so wie in *Großreifling* (Steiermark), bis zur

Oberkante der *Binodosus*-Zone (*Balatonites*-Lager) heran. Der Übergang in die darüber folgende Untere Reifling-Formation vollzieht sich im oberen Pelsonium unterhalb der Ptychiten-führenden *Trinodosus*-Zone (SUMMESBERGER & WAGNER, 1972: Taf. 1; KRYSZYN et al, 2008: 161; MOSER & TANZBERGER, 2015: 239). STUR (1871: 218) nennt *Terebratula vulgaris* SCHLOTHEIM (1820) und *Encrinus* cf. *liliiformis* LAMARCK (1801) als anisische Leitfossilien aus der Gutenstein-Formation an der Typlokalität in Gutenstein. Das mittelanisische Alter der Oberen Gutenstein-Formation konnte von KRYSZYN & LEIN (1996: 9) im Bereich der Typlokalität (Gutenstein, Niederösterreich) und MOSER & MOSHAMMER (2018: 43) in der Totes-Gebirge-Decke (Kasberg, Oberösterreich) mit Conodonten belegt werden. Zuletzt konnte Michael Moser (unveröffentlichte Daten) die Gutenstein-Formation am *Gaisstein* (974 m) bei Furth/Triesting mit dem Conodonten *Nicoraella microdus* in das Untere bis tiefe mittlere Anisium einstufen. Die Gutenstein-Formation tritt am *Hohen Lindkogel* fast ausschließlich am Nordrand oberhalb des Helenentales auf und bildet hier einen generell nach Süden oder Südosten unter die Reifling-Formation einfallenden Streifen zwischen dem *Allandriegel* (693 m) im Westen und dem „*Steinigen Weg*“ (Augustiner Hütte) im Osten. Im Bereich des „*Steinigen Weges*“ bildet diese zusammen mit der Reifling-Formation eine komplizierte Schuppenstruktur, die auf eine stärkere Quereinengung in diesem Bereich und auch auf tektonische Einwirkung der Lindkogel-Störung zurückzuführen sein dürfte. Ein weiteres, kleines Vorkommen von Gutenstein-Formation befindet sich im Bereich einer Einschuppung (Einfaltung) im *Kaisergraben* östlich *Rohrbach*.

Die Hornstein-führenden Knollenkalke der **Reifling- Formation (Oberes Pelsonium – Fassanium)** sind leider meist schlecht aufgeschlossen und lassen sich dann nur in Form von Lesesteinen kartieren. Gute Aufschlüsse in der Reifling-Formation finden sich an den Forst- und Wanderwegen zwischen dem „*Steinigen Weg*“ und dem *Helenental*, an der *Helenentalstraße* (B 210) oberhalb der *Cholerakapelle*, in den felsigen Rippen E' *Rohrbach* (in 550 – 610 m SH) sowie im *Steinbruch Ottersböck* (Anmeldung notwendig). Die Hornsteinknollenkalke der Reifling-Formation zeigen stets eine regelmässige Bankung im Dezimeterbereich sowie wellige oder knollige Schichtflächen. Auffälliger Weise sind die Hornsteinknollenkalke fast durchgehend dunkelgrau gefärbt und daher nicht immer ganz einfach von der Oberen Gutenstein-Formation darunter abzugrenzen. Erst in den obersten Partien der Reifling-Formation können auch fleckig-mittelgraue Bänke mit Filamenten beobachtet werden. Der durchwegs dunkelgraue Farbton auch der Oberen Reifling-Formation dürfte durchaus tiefere, sauerstoffarme und stagnierende Ablagerungsbedingungen im anisischen und ladinischen Anteil der Reifling-Formation wieder spiegeln und scheint ein Charakteristikum der Reifling-Formation im Tirolischen Deckensystem darzustellen. Als die für die Reifling-Formation charakteristische Mikrofazies können feinkörnig-mikritische Kalke (Biomikrite, Wackestones) mit Filamenten und Radiolarien angeführt werden, die fast immer auch schon unter der Lupe, oder, herausgewittert, an der Schichtfläche auch mit freiem Auge als solche zu erkennen sind. Das oberanisische Alter (oberes Pelsonium/Illyrium) der Unteren Reifling-Formation am *Hohen Lindkogel* scheint mit Ammoniten, Conodonten und Holothurien gesichert zu sein (PLÖCHINGER, 1970: 15, 16). Das Hinaufreichen der Reifling-Formation in das Fassanium 2 kann mit den Conodonten (det. L. KRYSZYN) *Gladigondolella excelsa* und den Conodonten-Übergangsformen zwischen *Gladigondolella excelsa* und *Paragondolella inclinata* aus der Reifling-Formation an der *Helenentalstraße* NW' *Cholerakapelle* und im Bereich „*Steiniger Weg*“ (580m SH) klar belegt werden (Probe 19/58/04; BMN M34, R 736528, H 3 19 237). Nach KOVÁCS (1983: 107) vollzieht sich der Übergang von *Gladigondolella excelsa* in *Paragondolella inclinata* im untersten

Langobardium 1. Auf ein ähnliches Ergebnis kommen wir auch mit Hilfe von Ostracoden, die aus zwei Lösproben aus den obersten Partien der Reifling-Formation im *Helental* bzw. von der Forststraße am „*Steinigen Weg*“ stammen (Probe 19/58/05; BMN M34, R 736865, H 319782 bzw. Probe 19/58/08; BMN M34, R 737428, H 319404) und mit (det. Wolfgang Mette, Innsbruck)

Polycope cf. ladinica KOLAR-JURKOVSEK 1988

Praemacrocypris literense MONOSTORI & TOTH 2013

Urobairdia austriaca KOLLMANN 1963

ein Hinaufreichen der Reifling-Formation bis an die Fassanium/Langobardium – Grenze erwarten lassen. An der Helentalstraße zwischen der *Cholerakapelle* und der *Krainerhütte* ist ein schön aufgeschlossenes Profil durch die Reifling-Formation anzutreffen. Dabei lässt sich ein tieferer, anisischer Anteil (= Untere Reifling-Formation) ausscheiden, der sich durch dunkelgraue Gesteinsfarben, wellige Schichtflächen und Einschaltung von grauen Mergellagen charakterisieren lässt, und ein höherer, unterladinischer Anteil (= Obere Reifling-Formation), der sich durch z.T. etwas hellere Gesteinsfarben, knollige Schichtflächen und Hornstein-Führung beschreiben lässt. Eine genaue Profilaufnahme durch die Untere Reifling-Formation hat ergeben, daß sich diese aus insgesamt 55 „*coarsening upward*“ - Zyklen zusammensetzt, die jeweils mit einer Mergellage beginnen, die von einem Wackestone überlagert wird, der im Hangenden wiederum in einen Packstone überleitet. Nimmt man für den aufgenommenen Profilteil ein Zeitintervall von etwa 1.1 Mio. Jahren an (= Oberes Pelsonium – Oberes Illyrium), dann entsprechen die beobachteten Zyklen einem kurzen Milankovitch-Zyklus von etwa 20.000 Jahren (= Precession der Erdachse).

Im Lösungsrückstand (verdünnte 80% Essigsäure) der Proben sind oft zahlreich zartschalige Bivalvenbruchstücke (*Daonella* sp.), sehr divers und zahlreich Ostracodenschälchen, Crinoiden, Foraminiferen, Kieselschwammnadeln, Radiolarien, Fischzähnen, Fischwirbel und manchmal auch Holothurien enthalten. Conodonten sind eher selten, was auch faziesbedingt sein könnte und auf größere Ablagerungstiefen in anoxischen Becken hinweisen könnte. BRACK & RIEBER (1993) geben für Daonellen-führende Intraplattformbecken der Mitteltrias Ablagerungstiefen von bis zu 100 Metern an, eine Ablagerungstiefe, die auch durch das Auftreten von psychrosphärischen Ostracoden bzw. Tiefwassostracoden wie *Polycope* sp. und *Paraberounella* sp. bestätigt wird. Letztere lassen Ablagerungstiefen von über 200 Metern Wassertiefe erwarten (schriftliche Mitteilung von Wolfgang Mette, Innsbruck). Auffälliger Weise fehlen Conodonten in den Ostracoden-reichen Proben meist gänzlich, während hingegen das Auftreten von Conodonten zusammen mit Fischzähnen öfters beobachtet werden kann. Unter den Foraminiferen ist gelegentlich die für mitteltriadische Beckensedimente charakteristische Foraminifere *Turritella mesotriassica* KOEHN-ZANINETTI 1968 in großer Häufigkeit anzutreffen, weiters sind auch die uniserialen, zerbrechlichen, an das detritusarme Tiefwasser angepasste Nodosarien (RESCH, 1979: 222) sowie die sehr filigranen, ramiformen Conodontenelemente oftmals in den Kalken der Reifling-Formation vertreten. Daneben können auch Textularien sowie einfach planspiral aufgerollte Formen wie *Ammodiscus* sp. vertreten sein. Die vorwiegend dunkelgraue Gesteinsfarbe auch der Oberen Reifling-Formation (und der Raming-Formation) stellt ein Charakteristikum für die Mitteltrias des Tirolisch-Norischen Deckensystems dar und ist auch in anderen Teilen der Unterberg- und Reisalpen-Decke in den Gutensteiner Alpen in Niederösterreich zu beobachten. Die Gesamtmächtigkeit der Reifling-Formation am Hohen

Lindkogel (Bereich *Allandriegel* - „*Steiniger Weg*“) dürfte zwischen 20 und 60 Metern liegen. Größere Mächtigkeiten der Reifling-Formation sind (mit Ausnahme der Reisalpen-Decke und der Peilstein-Schuppe) im Tirolikum der östlichen Kalkalpen sonst eher selten zu finden, sprechen aber in jedem Fall für eine paläogeografischen Position der Mitteltrias des Hohen Lindkogels in der Nähe zum Reiflinger Becken (im Norden und Nordosten) und somit in größerer räumlicher Entfernung zu der durchgehenden Karbonatplattform-Entwicklung der Göller-Decke (z.B. bei Gutenstein oder am Größenberg, 1102 m, Kalte Kuchl) weiter im Süden. Im großen *Steinbruch Ottersböck*, südlich *Zobelhof*, ist sehr schön der gegen Osten einfallende Kontakt zwischen knolligem Reiflinger Kalk im Westteil des Steinbruches und dem gut gebankten, dunkelgrauen, kieseligen Raminger Dolomit (Raming-Formation) im Hangenden davon in der Osthälfte des Steinbruches erschlossen.

Bereits PLÖCHINGER (1970: 16f) stellte einen durch Wechsellagerung geprägten Übergang der Reifling-Formation in einen „*mitteltriadischen Dolomit*“ fest, dem er als „*dunkelgrauen, gebankten Dolomit*“ bereits eine stratigrafische Stellung zwischen der Reifling-Formation im Liegenden und dem massigen, hellen Wettersteindolomit/kalk im Hangenden zukommen lässt. WESSELY (1983: 303) wiederum unterscheidet innerhalb dieses „*mitteltriadischen Dolomites*“ mehrere lithologische Ausbildungen von Brekzien sowie Biogendetritus- und Grobschutt- führenden Dolomiten, die diesem mittel- bis dunkelgrauen, deutlich kieseligen und auch gut gebankten Dolomit lageweise eingeschaltet sein können. Nach SPENGLER (1931: 21) und TOLLMANN (1966: 124) kann man diese zwischen der Reifling-Formation im Liegenden und dem Wettersteinkalk/dolomit im Hangenden vermittelnden Kalke und Dolomite dem **Raminger Kalk** bzw. **Raminger Dolomit (Raming-Formation, Langobardium 1 - Julium 1)** zuordnen. Die fein- bis grobklastische Ausbildung ist vor allem für allodapische Kalke charakteristisch, somit treffen die oben beschriebenen Lithologien auch auf die von LEIN (1989) detailliert beschriebenen Mikrofaziestypen des Raminger Kalkes (bzw. der Raming-Formation) zu. Interessant und erwähnenswert ist die von ALIABADI & WAGREICH (2008: 84) aufgrund von Isotopenuntersuchungen angeführte frühdiagentisch-marine Dolomitisierung der Becken- und Slopesedimente der Raming-Formation, da die Dolomitisierung meistens scharf ab der Formationsbasis durchgreift, während die Kalke der Reifling-Formation selbst nicht mehr von der Dolomitisierung betroffen waren. ALIABADI & WAGREICH (2008: 84) sprechen daher von der Theorie einer durch Zirkulation des Mg-reichen Meerwassers an den Flanken der Wetterstein-Karbonatplattform vor sich gegangenen Dolomitisierung, die sowohl den ehemaligen Riffbereich, die Lagune und aber auch den Beckenrandbereich erfasst haben dürfte. Als Beckensediment, das allmählich vom Aufarbeitungsschutt einer progradierenden Karbonatplattform angefüllt worden ist, kann man Raminger Kalk bzw. Dolomit auch als **Raming-Formation** definieren, und zwar auch deswegen, **weil die Raming-Formation eine im Maßstab 1:10.000 gut zu kartierende lithostratigrafische Einheit darstellt**, obwohl in zahlreichen älteren Kartierungsarbeiten noch keine Unterscheidung zwischen den gut gebankten Beckensedimenten der Reifling- und Raming-Formation vorgenommen worden ist. Auch die Mächtigkeit der Raming-Formation ist oftmals größer als die der Reifling-Formation, sodaß auch hier eine gute Kartierbarkeit im Maßstab 1:10.000 gewährleistet ist. Am Hohen Lindkogel wird der in der Geologischen Karte 1:50.000 *Blatt 58 Baden* (SCHNABEL, 1997) als „*bankiger, dunkelgrauer Dolomit (Höhere Mitteltrias-Cordevol)*“ bezeichnete Dolomit der Raming-Formation an die 200 Meter mächtig, was einen guten Durchschnittswert für die Mächtigkeit der Raming-Formation in der Unterberg- und Reisalpen-Decke darstellt, und nimmt weite Teile des *Inneren* und *Äußeren Kaltenberger Forstes*, des *Madergrabens* und der *Wolfsgrube* ein. Stets ist der zum Teil völlig

dolomitisierte Kalk als mittel- bis dunkelgrau gefärbter, kieseliger, abwechselnd dünn-, mittel- bis dickbankiger, meist ebenflächiger Dolomit ausgebildet, der gelegentlich Feinschichtungsgefüge von fein- bis grobsandigem Karbonat-Feinschutt und öfters auch grobe Brekzienlagen erkennen lässt. Partienweise kann die Raming-Formation auch als mittel- bis dunkelgrauer, ebenflächig- oder wellig-schichtiger, gebankter Kalk, der der Dolomitierung entgangen ist, und der desgleichen Biogenfeinschuttlagen und Feinbrekzien führen kann, entwickelt sein. Unter der Lupe können in feinkörnigen Abschnitten (Packstones, Grainstones) neben Radiolarien und Filamenten der feine biogene Detritus sowie helle Extraklasten aus dem Plattformbereich des Wettersteinkalkes beobachtet werden, wie es auch schon von WAGNER (1970: 96) angedeutet worden ist. Die Kalke der Raming-Formation treten im *Brandl-* und *Scheitergraben* sowie östlich unterhalb des „*Steinigen Weges*“ und – in großer Verbreitung – an der SW-Seite des Hohen Lindkogels zwischen *Rohrbach*, *Kiental* und unterhalb vom „*Eisernen Tor*“ auf. Die Dolomite der Raming-Formation hingegen dominieren an der Ostabdachung des Hohen Lindkogel. Hornstein konnte sowohl im Raming Kalk, als auch im Raming Dolomit nur selten beobachtet werden, manchmal sind jedoch kleine Hornsteinkonkretionen in Form von „Hornsteinwarzen“ ausgebildet. Letztere sind vom Autor häufig in der Raming-Formation der Gutensteiner- und Türitzer Alpen anzutreffen gewesen. Die Mächtigkeit der Raming-Formation am Hohen Lindkogel ist ungewöhnlich hoch und lässt auf eine stark ansteigende Sedimentationsrate im Reifling-Becken schließen. Das Einsetzen der Sedimentation der Raming-Formation am Hohen Lindkogel kann mit den Conodonten (det. L. KRYSZYN):

Budurovignathus japonicus

Paragondolella inclinata

Gladigondolella tethydis + ME

aus einer Probe nahe der Basis des Raming Dolomites auf das Langobardium 1 (= *Eoprotrachyceras gredleri* – Zone) eingeengt werden (Probe 19/58/06, BMN M34, R 736293, H 318891).

Zwei weitere Conodontenproben (21/58/02 und 21/58/03, BMN M34, R 733166, H 318766) wurden vom Top der Raming-Formation im *Scheitergraben* (700 m NE‘ Rohrbach, 605 m SH) genommen und enthielten bereits eine unterkarnische Conodonten-Fauna (det. L. KRYSZYN, Wien) mit

Budurovignathus langobardicus

Budurovignathus diebeli

Gladigondolella malayensis

Metapolygnathus polygnathiformis

womit der Top der Raming-Formation am *Hohen Lindkogel* noch in das unterste Karnium (Julium 1.1 bzw. *Trachyceras aon* – Zone) reicht. Damit kann der im *Scheitergraben* darüber folgende Wettersteinkalk (Riff und Lagune) nur noch unterkarnisches Alter besitzen und der *Trachyceras aonoides* – Zone (Julium 1.2) zugeordnet werden. Für dieses verhältnismässig kurze Zeitintervall spricht auch die geringe Gesamtmächtigkeit des Wettersteinkalkes und -dolomites von nur etwa 300 Metern. Auch in den Gutensteiner Alpen zeigt die Riffazies des Wettersteinkalkes durchaus ähnliche Mächtigkeitswerte.

Im Dünnschliff (Probenmaterial G. WESSELY) kann häufig der fein- bis mittelkörnige, mitunter auch brekziöse Typus des Raminger Kalkes, der der Mikrofazies der Reifling-Formation nahesteht, beobachtet werden: dunkelgrauer, häufig bioturbater, normal oder gradiert geschichteter Intrabiopelmikrit bis -sparit (Packstone, Grainstone, Wackestone) mit Filamenten, viel feiner und auch grober Crinoidenstreu, vereinzelt Seeigelstacheln, Kieselschwammnadeln, Radiolarien, Ostracoden sowie häufig aus dem Vorriffbereich umgelagerten Tubiphyten-, Schwamm- und Hydrozoen-Bruchstücken, vereinzelt auftretenden Bivalven und gelegentlich auch Foraminiferen, die zum Teil größere Ablagerungstiefen anzeigen:

Turritella mesotriassica KOEHN-ZANINETTI, 1968

Trochammina alpina KRISTAN-TOLLMANN, 1964

Trochammina jaunensis BROENNIMANN & PAGE, 1966

Ophthalmidium sp.

Es bleibt anzumerken, dass die für Beckensedimente der Mitteltrias typische Foraminifere *Turritella mesotriassica* KOEHN-ZANINETTI in den Nördlichen Kalkalpen bis in das unterste Karnium (Julium 1) hinaufreiche dürfte, auf jeden Fall aber auch das höhere Ladinium (Langobardium) umfasst. Nicht selten sind die Wühlspuren im feinkörnigen und aufgelockerten Sediment verkieselt oder mit Kalzit zementiert worden, während Skeletttopal und Kieselsäure der Radiolarien und Kieselschwammnadeln im alkalischen Milieu großteils in Lösung gegangen sind. Die Crinoiden sind im Raminger Kalk nicht selten onkoidisch umkrustet und stammen daher, so wie die Schwämme, Tubiphyten und anderen Mikroproblematika, aus dem seichten Bewegtwasserbereich des Plattformrandes. Ebenso als Hinweis, daß eine ganze Reihe allochthoner Biogene aus dem Seichtwasserbereich stammen, sind die randlich durch Bohrtätigkeit von an die photische Zone gebundenen endolithischen Algen, Bakterien und Schwämmen destruktiv mikritisierten Schalenbruchstücke zu werten. Daneben zeigt der Crinoidenspat nicht selten auch den frühdiaogenetischen Aufwuchs syntaxialer Rindenzemente. Der recht dicht gelagerte und umgelagerte Feindetritus aus Crinoidenelementen im Raminger Kalk, sowie das Auftreten großer Crinoidenstücke im riffnahen Bereich, lässt auf die Entwicklung von auf Hartsubstrat aufwachsenden Crinoidenrasen im Vorriffbereich schließen. Daneben können auch die zahlreichen Tubiphytenbruchstücke im Raminger Kalk aus einer ähnlich situierten Zone im Vorriffbereich abgeleitet werden. Daß auch *fecal pellets* aus dem Flachwasserbereich in das Reifling-Becken eingeschwemmt worden sind, beweist das Vorkommen von *Favreina*-Kotpillen, die von im lagunären Environment lebenden decapoden Krebsen („Zehnfußkrebse“) abstammen und umgelagert im Raminger Kalk auftreten können. Unter den Mollusken können im Raminger Kalk häufig pelagische Bivalven (*Daonella* sp., *Halobia* sp.) und einzelne, dickerschälige Bivalven angetroffen werden. Andere Mollusken, wie Gastropoden, die für seichtes Meerwasser typisch sind, sind hier nur sehr selten zu finden. Als Lithoklasten können im mittel- bis feinkörnigen Raminger Kalk oftmals dunkle Mikritintraklasten und Hornsteinklasten aus dem Beckenrandbereich, sowie helle Grainstone- und Wettersteinkalk-Extraklasten, Onkoide, Ooide und zahlreich Bahamitpeloide, die aus dem flachen Bewegtwasserbereich des Plattformrandes stammen und von dort umgelagert worden sind, beobachtet werden. Etwas seltener sind *Stromatactis*-Gefüge in feinkörnigen Partien des Raminger Kalkes ausgebildet. Das zum Teil relativ feinkörnige Sediment der Raming-Formation am Hohen Lindkogel lässt ruhige Ablagerungsbedingungen unter einer relativ flachen Meeresbodentopografie, mit nur vereinzelt grobklastischen Schüttungen, die von der

Wetterstein-Karbonatplattform (die paläogeografisch im Raum des Triestingtales zu vermuten wäre) ausgegangen sind, erwarten. Die grobklastische, karbonatschuttreiche Entwicklung der Raming-Formation ist meist in Form von Feinbrekzien und feinschichtigen Fein- und Grobschuttlagen (Karbonatsand und -silt) überliefert. Gelegentlich sind auch gradiert geschichtete Kalziturbidite mit erosiver Basis und mit „*gutter casts*“ zu beobachten. Nicht selten sind die Biogene wie Conodonten in der Raming-Formation zerbrochen, was auf rasche Umlagerung zurückzuführen ist. Dabei können auch ältere Beckensedimente in die Aufarbeitung und Resedimentation mit einbezogen worden sein. Die Brekzien im Raminger Kalk sind meist Matrix- und Intraklasten-reich und führen abwechselnd weiße, kantige Wettersteindolomitkomponenten sowie dunkle Beckensedimentkomponenten. Aus den Lithoklasten des Wettersteindolomites, die oftmals als Komponenten in den Feinbrekzien des Raminger Kalkes angetroffen werden können, lässt sich eine sehr baldige, frühdiagenetische oder auch syndimentäre Dolomitisierung der porös-körnigen, lagunären Wettersteinkalke (Onkobiopelsparite) nach dem Reflux-Modell im Bereich einer durch erhöhte Salinität (Evaporation) ausgezeichneten eingeschränkt lagunären Seichtwasserfazies ableiten (SELLEY, 2000: 422). Manche Internbrekzien im Raminger Kalk können auch auf *slumping* im halbverfestigten Sediment zurückgeführt werden und sind mit weißem Kalzitpat rasch verheilt worden. Im Dünnschliffmaterial (Probenmaterial G. WESSELY) ist die Mikrofazies der Raming-Formation als Intrabiopelsparit und -mikrit (Packstones, Grainstones, Rudstones) anzusprechen, die reich an umgelagerten Flachwasserkomponenten und Bioklasten aus der Wetterstein-Karbonatplattform, wie Tubiphyten, Hydrozoen, großen Crinoiden, Seeigelstacheln, Serpeln und Onkoiden sind, aber auch autochthones Material (Filamente, Radiolarien, Foraminiferen) sowie resedimentierte kantige bis kantengerundete Intraklasten führen können. Aus dem Dünnschliff 6738 (Probenmaterial WESSELY, BMN M34, R 734055, H 318213), der aus einer der grobklastischen und kalkigen Lagen der Raming-Formation im *Kiental* (620m SH) angefertigt worden ist, kann der (umgelagerte) Kalkschwamm (det. SENOWBARI-DARYAN und R. BRANDNER) *Olangocoelia otti* BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970 angeführt werden, der somit bis weit hinauf in das Untere Karnium reichen dürfte, obwohl *Olangocoelia otti* BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970 zuerst aus dem Anisium der Südalpen beschrieben worden ist (BECHSTÄDT & BRANDNER, 1971: 67f). Im Hangenden Anteil der Raming-Formation (*Kaiserspitz – Kalkgraben*) kann eine auffällig grobklastische und daher proximal-vorriffnahe Ausbildung mit Brekzien (Internbrekzien, Vorriffbrekzien), umgelagerten Riffbildnern und Grobschuttdolomiten beobachtet werden. Hellgrau-weiße Lagen stellen dickbankige Einschaltungen von riffnahen Sedimenten in der Fazies des Wetterstein-Riffkalkes/dolomites dar. Paläogeografisch von Interesse ist das Einsetzen der karbonatklastischen Sedimentation der Raming-Formation am Hohen Lindkogel im Langobardium 1 (basales oberes Ladinium). Dabei scheint das Einsetzen der karbonatklastischen Entwicklung der Raming-Formation in der weiter nordwestlich gelegenen Reisalpen-Decke (Profil *Gütenbach*, 2.3 km südl. *Kleinzell*, unpubl. Daten L. KRYSSTYN) ebenso im Langobardium 1 mit jener am *Hohen Lindkogel* zu korrelieren. Paläogeografisch gesehen könnte man vermuten, daß das Reifling-Becken, das zumindest in den östlichen NKA eine zentrale Stellung eingenommen haben muß, im Norden (Bajuvarikum) einen steileren Slope mit stärkerer Wasser-Durchströmung aufgewiesen haben dürfte (vornehmlich grobklastische Entwicklung der Raming-Formation mit hellen Gesteinsfarben), während im Süden (Tirolikum) das Reifling-Becken tiefer, mit stagnierendem Tiefenwasser und einem flachem Slope ausgebildet gewesen sein könnte (vornehmlich feinkörnig-feinklastische Entwicklung mit dunklen Gesteinsfarben). Die dunkelgrauen, teilweise feinkörnigen, lagenweise auch fein- und grobklastisch entwickelten Bankkalke der Raming-Formation sind

im gesamten Tirolisch-Norischen Deckensystem weit verbreitet und können in den Gutensteiner Alpen und Türnitzer Alpen in sehr ähnlicher Ausbildungsweise angetroffen werden, wo diese stets im Hangenden der Gutenstein-Formation und/oder der geringmächtig eingeschalteten Reifling-Formation einsetzen. In der Göller-Decke scheinen sie faziell bedingt zu fehlen. Anzumerken wäre allerdings auch, daß die Raming-Formation in weiten Teilen der weiter westlich gelegenen Reisalpen- und Unterberg-Decke meist noch während des oberen Anisiums (Illyrium) einsetzt und bis in das untere Karnium hinaufzureichen scheint.

Am Top der grauen, meist dolomitischen und kieseligen Raming-Formation kann ein rascher Übergang in den hellgrau-weiß gefärbten, zuckerkörnigen **Wettersteindolomit (Unteres Karnium)** beobachtet werden. Dieser ist meist völlig rekristallisiert sowie eben auch vollständig dolomitisiert und lässt nur selten noch Sediment- oder Fossilspuren erkennen. Mit großer Wahrscheinlichkeit dürfte jedoch der helle Wettersteindolomit die über die Beckensedimente der Reifling- und Raming-Formation progradierende Wetterstein-Karbonatplattform-Entwicklung in Riffazies vertreten, die in den nicht völlig dolomitisierten Partien noch gut erkennbar erhalten geblieben ist. Im Gipfelgebiet des *Hohen Lindkogels* (834 m) und am *Brennersteig* können alle Übergänge zwischen Kalkstein (Wetterstein-Riffkalk), dolomitischem Kalk, kalkigem Dolomit und Wettersteindolomit (in Riffazies) beobachtet werden. Die Gesamtmächtigkeit des Wettersteindolomites im Liegenden des Wetterstein-Riffkalkes dürfte zwischen 80 und 100 Meter betragen.

Der hellgraue-weiße **Wettersteinkalk (Unteres Karnium, Julium 1.2)** des *Hohen Lindkogel* stellt die nicht oder nur wenig dolomitisierten Anteile einer Karbonatplattform **in Riffazies** dar. Schöne Riffkalke finden sich nur selten, so zum Beispiel am Bergrücken nördlich oberhalb vom *Scheitergraben* (in 600 m SH) oder südlich unterhalb vom „*Eisernen Tor*“ in etwa 800m SH als auch im (südlichen) *Kalkgraben*. Hier konnten neben zahlreichen pharetronen Kalkschwämmen (Inozoa) auch gegliederte Kalkschwämme (Sphinctozoa) sowie (unbestimmbare) kleine Dasycladaceen aufgefunden werden. Weitere Biogene des Riffkalkes sind Brachiopoden, große Crinoiden und Bivalven. Daneben können auch die weißen Kalzitemente von „Großoolithen“ aufscheinen. Der Begriff „Großoolith“ lässt sich auf GÜMBEL (1861: 221) zurückführen: „*Selten nimmt der Riffkalk eine oolithische Struktur an, häufiger wird eine ins Große gehende, schalenartige Zusammensetzung beobachtet.*“ Diese sind aber als eine rein diagenetische Bildung, die nichts mit der Bildung von Ooiden gemeinsam hat, zu bezeichnen. Auch Brachiopoden sind nach LOBITZER (1986: 412) charakteristische Biogene der Riffazies des Wettersteinkalkes. Deutlich können an der Basis der Wetterstein-Riffkalke monomikt zusammengesetzte, Intraklasten-reiche und grobe Vorriffbrekzien aufgefunden werden. Die Mikrofazies der aus dem Wetterstein-Riffkalk entnommenen Schliffproben (Probenmaterial Godfried Wessely) zeigt die für die Flachwasserfazies vieler Karbonate typischen Biopelsparite (Grainstones, Rudstones), häufig mit großen, nur wenig umgelagerten Mikroproblematika wie

Tubiphytes obscurus MASLOV, 1956

Microtubus communis FLÜGEL, 1964

Baccanella floriformis PANTIĆ, 1971

Baćinella irregularis RADOIČIĆ, 1959

sowie mit oft völlig rekristallisierten Riffbildnern wie gegliederten und ungliederten Kalkschwämmen (Inozoa, Sphinctozoa), kleinen Stockkorallen und Hydrozoen, mit vereinzelt Mollusken (Bivalven, Gastropoden), Dasycladaceen, großen Crinoiden, Foraminiferen und Ostracoden. Gelegentlich führen die Wettersteinkalke auch auf Aufarbeitung des Sedimentes hinweisende Intraklasten, aber auch ‚*bahamite grains*‘ (Grainstones) und feinkörnige, nur schlecht ausgewaschene Biopelmikrite (Packstones). Sehr häufig kann die beginnende Dolomitisierung der Riffkalke mit der Ausbildung von porphyrotopischen Dolomit-Rhomboedern beobachtet werden. Aus einer Probe von Godfried Wessely (Schliffprobe 6636, BMN M34, R 734044, H 318624) und einer Probe von Michael Moser (Schliffprobe 19/58/01, BMN M34, R 733180, H 318910), die dem Wetterstein-Riffkalk an der Westseite des Lindkogelstockes entnommen worden sind, konnten von Senowbari-Daryan (Erlangen) folgende, auch dem Karnium entsprechende Sphinctozoa bestimmt werden:

Solenomia manon manon MÜNSTER, 1841

Cryptocoelia sp.

Solenomia sp.

In vielen der neueren Publikationen (u.a. RÜFFER & BECHSTÄDT, 1995) wird nicht mehr von Wettersteinkalk oder -dolomit gesprochen, sondern von einer **Wetterstein-Formation**. Dieser lithostratigrafische Begriff wäre wünschenswert und ist auch anderen Begriffen wie z.B. „*Wettersteinkalk-Formation*“ vorzuziehen. Problematisch zeigt sich jedoch, inwiefern zwischen einer Wetterstein-Formation als Wettersteinkalk von einer Wetterstein-Formation als Wettersteindolomit unterschieden werden kann, da beide lithologische Ausbildungen der Wetterstein-Formation eine weite Verbreitung aufweisen. In jedem Fall sollte man den Begriff der Wetterstein-Formation dem gleichwertigen Begriff Wettersteinkalk vorbehalten und lediglich zwischen einer Riff-Fazies und einer Lagunen-Fazies der Wetterstein-Formation unterscheiden. Lithofaziell gesehen könnte der Begriff Ramsau-Formation dem ladinischen lagunären Wettersteindolomit (Diploporendolomit) vorbehalten bleiben, da dies wohl am wahrscheinlichsten der Originaldefinition des „*Ramsaudolomites*“ durch KLEBELSBERG (1935) entsprechen dürfte. Dolomitische Anteile im Wetterstein-Riffkalk müsste man in gleicher Weise unter dem Begriff Wetterstein-Formation beibehalten, da es sich hier auch nur um verschieden stark dolomitisierte Bereiche im Wettersteinkalk handelt. Gelegentlich können am *Hohen Lindkogel* in den hangendsten Partien des Wetterstein-Riffkalkes **lagunäre Algenkalke** beobachtet werden. Dünnschliffe (Probenmaterial Godfried Wessely) aus einer solchen lagunennahen Rückrifffazies zeigen Intrabiopelsparite, die reich an für die Lagunenfazies charakteristischen großen Molluskenschalen (Bivalven, Gastropoden) sind und auch wenige, leider gänzlich rekristallisierte kleine Dasycladaceen führen. Diploporen konnten keine gefunden werden. Aufgrund der schlechten Erhaltung und deutlich sichtbaren Umlagerung sind die meisten Dasycladaceen leider unbestimmbar. Lediglich aus zwei Dünnschliffen (Probensammlung Wessely, Proben 6896 und 6723), die aus dem Wetterstein-Riffkalk des *Hohen Lindkogel* stammen (6896: Gipfelbereich *Hoher Lindkogel*, 180 m NW‘ K. 834, 815 m SH; 6723: Oberer *Grenzgraben*, 1116 m SW‘ K. 834, 630 m SH), konnten von Olga Piros (Budapest) folgende Formen bestimmt werden:

Teutloporella herculea STOPPANI, 1857

Probolocuspis sarmeikensis SENOWBARI-DARYAN, 2014

Neben resedimentierten Tubiphyten (aus dem Rückriffbereich), porostromaten Algen und großen Crinoidenbruchstücken, die nicht selten von Algenlaminae umkrustet sind, treten auch vereinzelt hyalinschalige, sandschalige und porzellanschalige Foraminiferen im Wetterstein-Riffkalk auf (det. Felix Schlagintweit, München und Michael Moser, Wien):

Duostomina magna TRIFONOVA, 1974

Kaeveria fluegeli ZANINETTI, ALTINER, DAGER & DUCRET, 1982

Tetrataxis inflata KRISTAN, 1957

Trochamina jaunensis BROENNIMANN & PAGE, 1966

Valvulina sp.

Ophthalmidium sp.

Etwas mächtiger als der Wetterstein-Riffkalk erscheint der weiße, zuckerkörnige, undeutlich dick gebankte Wettersteindolomit in der *Schöpfeben* und im *Kalkgraben* (an der Südseite vom Hohen Lindkogel), am *Hochrain*, *Manhartsberg* sowie im *Sooßer Wald*. Hier sind nun auch feinschichtige Faziestypen des **lagunären Wettersteindolomites (Unteres Karnium; Julium 1.2)**, die öfters kräuselig-laminitische Stromatolithlagen und Onkoid-reiche Lagen aufweisen, aufzufinden. Dasycladaceen und auch Bivalven können darin vorkommen, sind aber ausgesprochen selten und außerdem ebenso nur schlecht erhalten geblieben. Die Gesamtmächtigkeit des lagunären Wettersteindolomites dürfte im Bereich *Manhartsberg* um die 100 Meter betragen und ist somit im Vergleich zu weiter westlich gelegenen lagunären Wettersteindolomiten des Tirolikums relativ gering. Sowohl am Hohen Lindkogel, als auch in den anderen Bereichen des Tirolisch-Norischen Deckensystems in den östlichen NKA ist auffällig, daß insbesondere die weit verbreitete lagunäre Entwicklung der Wetterstein-Karbonatplattform völlig dolomitisiert worden ist, während die Riffareale weitestgehend kalkig erhalten geblieben oder nur gering dolomitisiert worden sind. Nach MACHEL (2004: 44) kann diese bevorzugte Entstehung von Dolomitgesteinen in der Lagunenfazies einer post-sedimentären Dolomitisierung nach dem Reflux-Modell zugeschrieben werden. Nach diesem Dolomitisierungsmodell durchströmt in erster Linie Mg- reiches Meerwasser mit (leicht) erhöhter Salinität und Dichte das im Subtidal einer vom offenen Meer abgeschlossenen Lagune abgelagerte Sediment bis in größere Tiefen. Auf diese Weise können auch große Flächen stratiform dolomitisiert werden (MACHEL, 2004). Dabei kommt die erhöhte Porosität des Wettersteinkalkes mit seinen meist körnigen Sedimenten (Grainstones, Rudstones) sowie seiner erhöhten Kluftporosität einer vollkommen durchgehenden Dolomitisierung deutlich entgegen. Insgesamt fällt am *Hohen Lindkogel* die nur geringmächtige Entwicklung von 200-300 Meter mächtigem Wettersteinkalk/dolomit (Riff+Lagune) auf, wenn nicht Teile davon tektonisch bedingt fehlen sollten. Aufgrund des rein unterkarnischen Alters des Wettersteinkalkes und -dolomites am Hohen Lindkogel kommt diesem Ablagerungsbereich eine paläogeografisch nordöstliche Position innerhalb des Tirolikums („Südplattform“) zu. Die feinklastisch entwickelten Schuttkalke der Raming-Formation in der Peilstein-Schuppe (Triestingenge bei *Weißbach/Triesting*), die direkt die Raingrabener Schichten und Göstlinger Schichten unterlagern, könnten mit der Riffentwicklung am *Hohen Lindkogel* korrelieren.

Zur Stratigrafie des Harzberges:

Die von WESSELY et al. (2007) erkannte Mitteltrias-Schichtfolge am *Harzberg* (466 m) setzt sich aus der Steinalm – Formation, Reifling – Formation, Raming-Formation und der Wetterstein – Formation zusammen, was auch durch Fossilmaterial, z.T. von Godfried Wessely selbst, belegt werden kann. Auffällig ist auch die geringe Mächtigkeit der Reifling- und Raming-Formation von nur etwa 30 Metern Gesamtmächtigkeit.

Bei der **Steinalm – Formation** (Pelsonium) handelt es sich um mittel- bis lichtgrau gefärbte, stellenweise aber auch dunkelgrau gefärbte, feinspätige, tektonisch zum Teil stark beanspruchte, meist körnige Kalke (Grainstones) mit Crinoidenstreu, Gastropoden, Bivalven, Onkoiden und Dasycladaceenresten. WESSELY et al. (2007: 439) beschreiben *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ & PANTIĆ als typisches Leitfossil für die Steinalm – Formation. Neben Fossilinhalt und Mikrofazies belegt natürlich auch die Überlagerung durch Hornsteinkalke der Reifling-Formation das anisische Alter dieser lagunären, inneren Karbonatrampensedimente der Steinalm-Formation. Von Godfrid Wessely stammen mehrere Dünnschliffproben, die er der Steinalm-Formation am westlichen Harzberg entnommen hat (Probe 2793/7170, 2794/5103, 2798/5111, 2800/5113, 2800/5114, 2802/5119). Lithostratigrafisch gesehen liegen diese Proben im Übergangsbereich zwischen der Mikrofazies der Annaberg-Formation (dunkelgrauer Wackestone mit Crinoidenstreu) und jener der Steinalm-Formation (grauer Biopelsparit mit Foraminiferen und Dasycladaceen). Probe 2793/7170 und 2794/5103 sowie Probe 22/76/02 enthielten folgende, für die Steinalm-Formation typische Foraminiferen:

Meandrospira dinarica KOCHANSKY-DEVIDÉ & PANTIĆ

Endothyranella tricamerata SALAJ

Endothyranella pentacamerata SALAJ

Endothyra sp.

Trochammina sp.

Vom Autor dieser vorliegenden Arbeit konnte an einem Karrenweg am *Harzberg* (BMN M 34: R 739484, H 314 17) in etwa 470 m SH ein mittelgrauer, Dasycladaceen-führender Onkoidkalk der Steinalm-Formation aufgesammelt werden (Probe 22/76/02), der folgende Dasycladaceen des Anisiums (Pelsonium) führt (det. Michael Moser):

Physoporella pauciforata undulata PIA

Physoporella pauciforata pauciforata BYSTRICKÝ

Physoporella pauciforata sulcata BYSTRICKÝ

Mikrofaziell können innerhalb der Steinalm-Formation des *Harzberges* drei Faziestypen unterschieden werden:

- a) Heller Biopelsparit/mikrosparit (Grainstone) mit Foraminiferen, Dasycladaceen, Crinoiden, Ostracoden, Bivalven und Gastropoden
- b) Bindstone mit LF-Gefügen
- c) Stark rekristallisierter und dolomitisierter Biopelsparit (Grainstone) mit Crinoiden, Ostracoden und Tubiphyten

Ein etwa 15 Meter mächtiges Band der **Reifling – Formation** ist den grauen Kalken der Steinalm – Formation im Liegenden und dem grobkörnigen Raminger Kalk im Hangenden zwischengeschaltet. Bei der Reifling-Formation handelt es sich in ihrem unteren Abschnitt um dunkelbraungrau gefärbte, in ihrem oberen Abschnitt um mittelgrau und lichtgrau gefärbte, feinkörnig-mikritische Filamentkalke mit vereinzelt Hornsteinknollen in den liegenden Partien. Relativ gut zu sehen sind die knolligen und mikritischen Kalke an einem Ziehweg, der an der NW-Seite des *Harzberggipfels* (mit dem Gasthaus) heraufzieht, wo Lesesteine zwischen 450 – 460 m SH die mikritischen Filamentkalke erkennen lassen. In ähnlicher Weise können Hornstein-führende Knollenkalke der Reifling-Formation auch neben dem markierten Wanderweg, der von SW her den Gipfel erreicht, vorgefunden werden. Mehrere Dünnschliffe von diesen Fundpunkten, die aus dem Probenmaterial von Godfrid Wessely stammen (Probe 2791/5102, 2818/5152 und 2866/5229), lassen einen grauen Biopelmikrit (Wackestone) mit Filamenten, Crinoiden und Foraminiferen (v.a. *Nodosariidae*) mit etwas Bioturbation erkennen. Zusätzlich wurden vom Autor drei Conodontenproben genommen (Probe 22/76/01, 22/76/04, 22/76/04b). Die letzte Probe (22/76/04b; BMN M 34: R 739810, H 315057) ergab mit

Gladigondolella malayensis

Gladigondolella tethydis

oberladinisches Alter (det. Leopold Krystyn). Außerdem kann das oberladinische Alter der Oberen Reifling-Formation hier auch mit dem Holothuriensklerit (det. Michael Moser)

Theelia sarta SPECKMANN 1968

belegt werden. Damit dürfte die Reifling-Formation am Harzberg etwas weiter hinauf reichen, als am *Hohen Lindkogel* (siehe oben), da diese zumindest noch das Langobardium 1 umfasst.

Die CAI-Werte der Conodonten sind nur leicht erhöht (CAI 1-2) und damit nur wenig niedriger als wie am *Hohen Lindkogel*. Im Lösungsrückstand der Reiflinger Kalke fand sich eine für diese typische Mikrofauna aus pelagischen Bivalven, Holothurien, Crinoiden, Kieselschwammnadeln, Fischzähnen, Conodonten, Ostracoden und Foraminiferen. Der nicht biogene Anteil setzte sich aus etwas Quarz- und Karbonatdetritus, Pyrit, Limonit, Erz, Magnetit, Tonminerale und Hornstein zusammen.

Die Feststellung von WESSELY et al. (2007: 432), daß der tiefste Teil der dolomitischen Wetterstein – Formation dunkelgrau gefärbt sei (Bohrung Vöslau 6/1, Bohrmeter 650 - 658) spricht für ein relikthisches Auftreten der dolomitisierten **Raming – Formation**, ähnlich wie sie auch am *Hohen Lindkogel* (MOSER & KOUKAL, 2022) sichtbar ist. Hinweise auf allodapische Sedimentation trifft man auch in mehreren Dünnschliffproben von Godfrid Wessely (Probe 2823/5157-5159, 2863/5221), wo z.T. fein- und gradiert geschichtete Feinschuttkalke (Intrabiopelsparite/mikrite, Grainstones, Packstones) mit erosiver Basis, umgelagerten Tubiphyten, zugerundeten Mikritintraklasten, Pelletschlämmen, Zementklasten, Brachiopoden-, Schwamm- und Dasycladaceenbruchstücken, Bivalven und großen, umgelagerten Crinoiden zu erkennen sind. Mehrere Conodontenproben (Probe 23/76/02, 23/76/03) wurden vom Verfasser aus grauen, Intraklasten- und Filament-führenden Feinschuttkalken, die sich als schmales Band unmittelbar westlich des *Harzberg*-Gipfels (466 m SH) in etwa 460 m SH zwischen der Reifling-Formation im Liegenden und dem Wetterstein-Riffkalk bzw. Wettersteindolomit im Hangenden einschalten, genommen (BMN

M 34: R 739876, H 315032). Folgende Conodonten (det. Leopold Krystyn, Wien) konnten darin vorgefunden werden:

Gladigondolella tethydis

Gladigondolella malayensis

Gladigondolella sp.

Paragondolella inclinata

Damit muß die Raming-Formation am *Harzberg* mindestens bis in das höhere Langobardium reichen, wenn nicht sogar in das unterste Karnium.

Im Hangenden geht die Raming-Formation rasch in die Vorriffbrekzie der Wetterstein-Formation über. Der von PLÖCHINGER (1970) für Dachsteinkalk gehaltene Gipfelbereich des *Harzberges* (mit dem Wirtshaus und dem Aussichtsturm) hat sich als sehr fossilreicher **Wetterstein-Riffkalk** erwiesen. Dieser zeigt die für den Wettersteinkalk charakteristische Zusammensetzung aus Inozoen und Sphinctozoen (gegliederten und ungegliederten Kalkschwämmen) und die Fossilien sind darin relativ gut erhalten. Partielle Dolomitisierung leiten in den weißen, zuckerkörnigen Wettersteindolomit über, der jedoch ebenso der (dolomitisierten) Riffazies angehören dürfte. Der Wetterstein-Riffkalk am *Harzberg* wurde von Godfrid Wessely dicht beprobt (30 Proben). Mehrere Kalkschwämme konnten daraus bestimmt werden (det. Michael Moser):

Colospongia catenulata catenulata OTT

Solenolmia manon MÜNSTER

Vesicocaulis sp.

Cryptocoelia sp.

Die Wetterstein-Riffkalke sind auch relativ reich an Mikroproblematika:

Tubiphytes obscurus MASLOV

Ladinella porata OTT

Baccanella floriformis PANTIC

Radiomura cautica SENOWBARI-DARYAN & SCHÄFER

Lamellitubus cauticus KRAUS & OTT

Eine Kalkalge (Dasycladaceae) konnte von Olga Piros (Budapest) als

Teutloporella herculea STOPPANI,

die typisch für den Oberen (? unterkarnischen) Wettersteinkalk ist, bestimmt werden. Ein unterkarnisches Alter des Wetterstein-Riffkalkes am *Harzberg* ist somit zwar leider noch nicht mit Fossilien belegbar, dennoch ist dieses junge Alter für den Wetterstein-Riffkalk des nördlichen Tirolischen Deckensystems (Reisalpen-Decke, Unterberg-Decke) durchaus charakteristisch und auch fossilbelegt.

Im Dünnschliff kann der Wetterstein-Riffkalk als Biopelsparit und Intrabiopelsparit bzw. Grain- oder Rudstone, mit großen Bruchstücken von Riffbildnern (Kalkschwämme: häufig Sphinctozoa, daneben auch Inozoa), zahlreichen Mikroproblematika (v.a. inkrustierende Tubiphyten und aufwachsende Ladinellen), porostromaten Algen, Dasycladaceen, Brachiopoden, Gastropoden, Bivalven, Ostracoden, diversen Intraklasten, porostromaten Onkoiden und Pelletschlämmen mikrofaziell beschrieben werden. Daneben treten oft mehrere Generationen von Hohlraumzementen auf, die die Riffhöhlen auskleiden. Stellenweise sind

die Kalke stark rekristallisiert und/oder partiell durch porphyrotopisch verteiltem Dolomit verdrängt worden. An den Wetterstein-Riffkalk des *Harzberges* angrenzend bzw. in diesen übergehend findet sich typisch weißer, zuckerkörniger **Wettersteindolomit**. Dieser wurde auch von WESSELY et al. (2007) als solcher angesprochen. Im Liegenden wird der Wettersteindolomit grau und dürfte hier (z.B. an der südlichen Hochfläche des *Harzberges*) aus dem grauen Raminger Dolomit hervorgehen.

Tektonik:

KOBER (1911) begann den Ostrand der Kalkvoralpen in eine „Randkette“ im Norden (= Höllensteinzug, Bajuvarikum) und eine „Hauptkette“ im Süden (Tirolikum) zu gliedern. Dabei bezeichnete KOBER (1912) die tirolische Hauptkette als Ötscher-Decke. Diese Deckengliederung wurde von SPITZ (1919) übernommen, der die Ötscher-Decke in die Hoheckschuppe, Schönschuppe, Peilstein-Schuppe und Lindkogel-Schuppe weiter untergliederte. Von KOBER (1926) und SPENGLER (1928) wurden dann die Hoheck- und Kieneckschuppe der Reisalpen-Decke, die Schönschuppe und Almesbrunnsscholle der Unterberg-Decke, sowie die Peilstein- und Lindkogel-Schuppe inklusive der Dürre Wand – Mandlingscholle der Gölle-Decke zugewiesen. Den Begriff „Ötscher-Decke“ verwendete SPENGLER (1928) allerdings als Überbegriff für alle drei tirolische Deckeneinheiten. TOLLMANN (1976) anerkannte die tektonisch-fazielle Eigenständigkeit der Peilstein-Schuppe und bezeichnete diese daher als „Peilstein-Decke“, während HERTWECK (1965) und PLÖCHINGER (1970) vor ihm an der tektonischen Zuordnung der Peilstein-Schuppe durch SPENGLER (1928) zur Gölle-Decke festhielten. HERTWECK (1964) wiederum erkannte, daß der Lindkogel-Schuppe im Norden (Schwechattal) Deckschollen mit einer Überschiebungsweite von bis zu mehr als 3 Kilometern vorgelagert sind. Das unter diesen Deckschollen hervorkommende Schwechatfenster (=Bajuvarikum) wurde bereits von KOBER (1912) als solches erkannt. Daneben deckte HERTWECK (1961) als Erster auf, daß an der Basis der Tirolischen Decken z.T. kalkalpenfremde, der Gresten - Klippenzone zuzuordnende Gesteine, z.T. aber auch tiefbajuvarische Schürflinge auftreten können und dass diese Schürflinge keine tektonischen Fenster darstellen, sondern von der Basis des Tirolikums aufgenommene und mittransportierte Schürflinge sind. Diese Schürflingszonen wurden von WESSELY (1976) als „Basalteppich“ bezeichnet. WESSELY (1976: A88f) ordnete den Basalteppich der „Ötscher-Decke“ vor allem der Reisalpen-Decke zu und interpretierte diesen als einen der selben Decke vorausgeschobenen Basalteil. Als Schürflingsgesteine werden von HERTWECK (1960) und WESSELY (1976) vor allem Kalksburger Schichten und Kieselkalk (Unterjura), fossilführende Grestener Schichten (Unter- und Mitteljura), Radiolarit (Oberjura), Aptychenkalke (Unterkreide), Werfener Schichten (Untertrias), Haselgebirge (Oberperm) und Keuperquarzite angeführt. Letztere wurden von WESSELY (1967: 47) erstmals als Obertrias erkannt. Auch SUMMESBERGER (1966: 94) hatte im Basalteppich der Überschiebungsbahn der Reisalpen-Decke „eine besonders tiefe Zäsur des Gebirgsbaues“ vor Augen. Von regionaltektonischer Bedeutung ist die Tatsache, daß (1) von WESSELY (2016) die paläogene Überschiebung der Reisalpen-Decke auf die Gießhübl- oder Brühl-Altenmarkter - Gosau, deren transgressive Auflagerung auf der bajuvarischen Lunz-Decke bereits schon von SPITZ (1919: 35, 51) erkannt worden ist, bestätigt wird, sowie (2), ebenso von WESSELY (2016), die kretazische Transgression der Furth-Gosau und Mittagskogel-Gosau auf den Rücken der Reisalpen-Decke zugeordnet wird. Auch zwei Deckschollen der Reisalpen-Decke (*Steinkampel* bei Altenmarkt/Triesting und *Pankraziberg* bei Nöstach), die der Gießhübl-Gosau auflagern sollen, werden von SPITZ (1919) und HERTWECK (1960) erwähnt. Ebenso

wird die Überschiebung der Mittagskogel-Gosau durch die Unterberg-Decke von HERTWECK (1960: 47) beschrieben. Erst mit HERTWECK (1960) und PLÖCHINGER (1970) ist eine durchgehende deckentektonische Untergliederung des Tirolikums am Kalkalpen-Ostrand erzielt worden, die sich auch in den heutigen tektonischen Modellen (z.B. TOLLMANN, 1967; SCHNABEL, 1997; WESSELY, 2008) widerspiegelt. Ganz am Kalkalpenostrand, in der Region *Anninger – Helenental – Lindkogel*, hat PLÖCHINGER (1970) die Spitz'sche Gliederung der Gölle-Decke in Peilstein- und Lindkogel-Schuppe beibehalten, jedoch beide Einheiten noch sehr großzügig gefasst. Erst mit den detaillierten Aufnahmen des Gebietes durch Godfried Wessely in den Jahren 1979 bis 1990 konnte eine verfeinerte Gliederung (WESSELY, 2013) des als Gölle-Decke zusammengefassten tektonischen Komplexes, bestehend aus der „Anninger-Einheit“ (östlich des Gaadener Beckens), die er wiederum in drei Schuppen untergliedert (Kalenderberg-, Anninger- und Rauheneckschuppe), dem „Peilstein-Schuppensystem“ (westlich des Gaadener Beckens), das sich in die Kohlriegelschuppe und Peilstein-Schuppe unterteilen lässt (WESSELY, 2008: 204), und der Lindkogel-Schuppe (südlich des Gaadener Beckens), erreicht werden. Als weitere wichtige Störungszone ist die von HERTWECK (1964: 6f) erstbeschriebene **Merkenstein - Linie** zu erwähnen und bemerkt dazu, „... daß die Lindkogel-Schuppe längs einer von Rohrbach gegen SE verlaufenden Blattverschiebung gegen NW herausgepreßt und flach überschoben worden ist.“ Weiters interpretiert HERTWECK (1964: 7), daß das „eigenständige tektonische Bewegungsverhalten der Lindkogel-Schuppe...“ dadurch zu begründen sei, daß diese „...als starrer, linsenförmiger Riffblock beim Zusammenschub der Kalkalpen gesondert herausgepreßt und flach überschoben werden konnte“. Die **Intertektonik der Lindkogel-Schuppe** zeigt eine Dominanz von NW – SE streichenden Brüchen, NE – SW streichenden Brüchen sowie von W – E streichenden Brüchen. Die in etwa in der Mitte des Lindkogelgebietes liegende NE – SW verlaufende, sinistrale „**Lindkogelstörung**“ (PLÖCHINGER, 1970: 45) hat mit Sicherheit größere Bedeutung und dürfte sich, nach einem sinistralen Versatz von etwa 700 Metern im Murggengartengraben, nach Süden, in der ebenfalls NE – SW streichenden, sinistralen Blattverschiebung des *Neuberges* (461 m) bei *Berndorf*, wo diese Störungslinie den Dachsteinkalk des *Neuberges* um etwas mehr als 1 Kilometer sinistral nach Nordosten versetzt, fortsetzen und ebenso die Juramulde des *Buchriegels* (584 m) bei *Hernstein* mit etwa den gleichen Bewegungsbetrag versetzend, tektonisch beeinflussen. Diese wahrscheinlich bedeutende Querstörung zeigt einen auffällig parallelen Verlauf zu den jungen, neogenen Randbrüchen des Wiener Beckens. Die am *Hohen Lindkogel* NW – SE streichenden Brüche zeigen generell dextralen Versatz von mehreren hundert Metern, während die NE – SW streichenden Bruchlinien untergeordnet sinistralen Versatz erkennen lassen. Aus diesem Bruchmuster lassen sich mehrere Haupteinspannungsrichtungen des weit überschobenen Gebirges ableiten:

- (1) Die sinistralen NE – SW Brüche und dextralen NW – SE Brüche wurden bei S – N Kompression, die mit dem Deckenbau und der Überschiebung der Nördlichen Kalkalpen in Richtung Norden zusammenhängt, ausgebildet, wie es im Gebiet *Schöpfleben – Murggengartengraben* und im *Inneren Kaltenberger Forst* klar zu erkennen ist.
- (2) Ein verhältnismässig altes, W – E streichendes Störungssystem, dem auch die Merkenstein-Linie angehört, das deutlich von den jüngeren NE – SW und N – S streichenden Störungen abgeschnitten und versetzt wird, lässt untergeordnet sinistralen Versatz erkennen.
- (3) Im Bereich des „*Steinigen Weges*“ fiedert die sinistrale Lindkogelstörung in mehrere kleinere Teiläste ähnlicher Orientierung auf, wobei der ganze Bereich einer starken

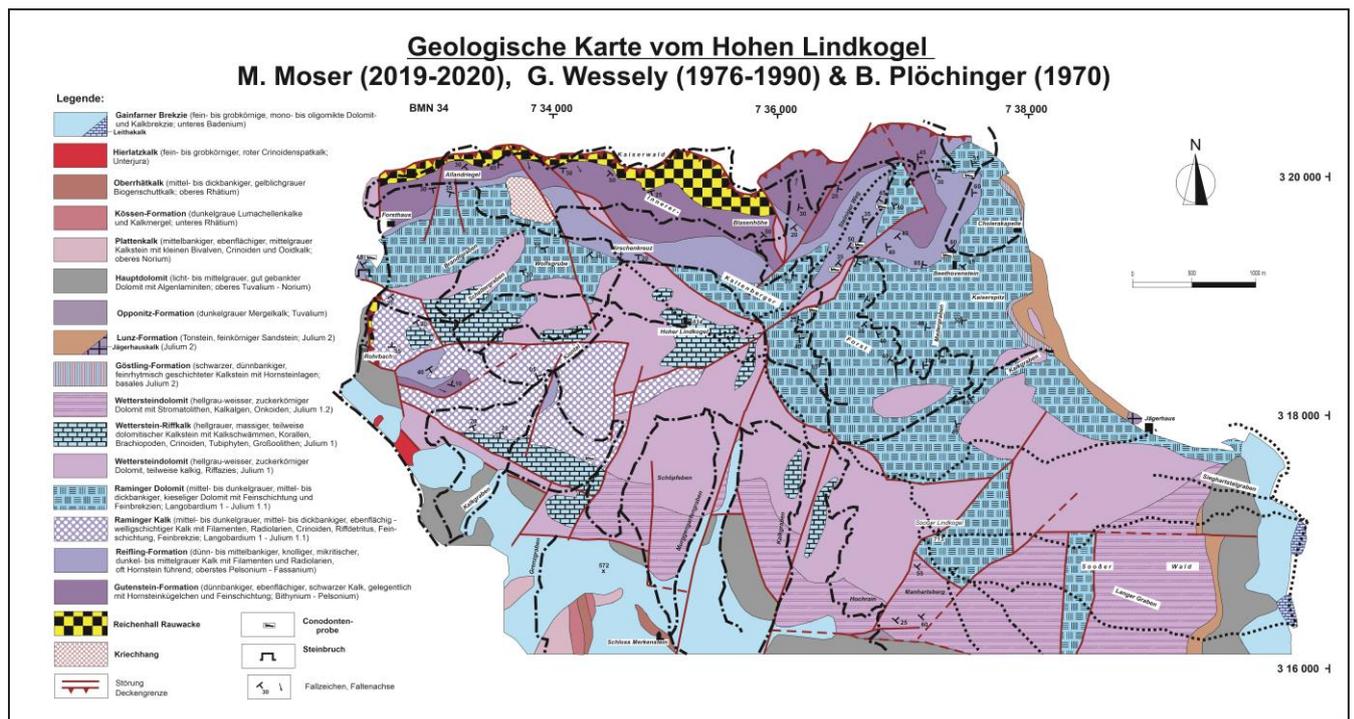
Quereinengung unterworfen wird. Querfaltung ist auch gut im Bereich der im *Kaiserwald* aufgeschlossenen, dünnbankigen Kalke der Gutenstein-Formation zu beobachten.

(4) Auch sind NE – SW streichende Störungen mit Vertikalversatz anzutreffen, wie z.B. im Bereich *Manhartsberg – Sooßer Lindkogel* oder nordöstlich oberhalb des *Grenzgrabens*. Diese Störungen lassen eine nach SE abschiebende Bewegungskomponente erkennen, deren Entstehung evtl. mit der Anlage des Wiener Beckens weiter im Osten in Verbindung gebracht werden kann.

Abschließend möchte der Autor dieser Arbeit ein neues Gliederungsschema für das Tirolische Deckensystem am Kalkalpen-Ostrand vorschlagen. Dabei kann bereits auf der „*Tektonischen Karte der Nördlichen Kalkalpen*“ (TOLLMANN, 1976) ein abgeänderter Verlauf der Deckengrenze der Gölle-Decke östlich *Pernitz* (Piestingtal) über das *Feichtenbachtal* und nördlich des *Großen Geyergrabens* bis etwa *Merkenstein* verzeichnet werden, der mit großer Wahrscheinlichkeit auf der im alten Blatt 1:75.000 *Wiener Neustadt* (VETTERS et al., 1916) eingezeichnete Bruchlinie beruht. Durch eine Neukartierung des weitläufigen Dolomitareals zwischen dem Piestingtal im Süden und dem Triestingtal im Norden (MOSER, 2021b) konnte im *Feichtenbachtal*, am *Geyersattel* sowie im *Grillenbergtal* anstelle des Hauptdolomites weißer, kleine Onkoide führender **Wettersteindolomit** angetroffen werden, der im Norden scharf an südfallenden Hauptdolomit und Plattenkalk angrenzt. Weiters ist dem Hauptdolomit des *Großen Geyergrabens* am *Heuschober* (766 m) eine kleine **Deckscholle** aus **Wettersteinkalk** mit *Diplopora annulatissima* PIA aufgesetzt. Somit grenzen Wettersteindolomit und Wettersteinkalk hier tektonisch entlang einer NE – SW streichenden Deckengrenze an die Obertrias des *Waxeneck* (796 m) nördlich davon, wobei diese Deckengrenze an mehreren NW-SE streichenden Brüchen deutlich dextral versetzt wird (MOSER, 2021b). Da sich nun diese neu kartierte Zone aus Mitteltriasgesteinen westlich von *Pernitz* unmittelbar nördlich vom *Raimundviertel* mit **Wettersteindolomit** (früher: Hauptdolomit) fortsetzt und sich mit der Deckengrenze der Gölle-Decke östlich *Gutenstein* gut verbinden lässt, könnte man an dieser neu kartierten tektonischen Linie die **Deckengrenze der Gölle-Decke** definieren. In der Berndorfer Bucht dürfte dann diese Deckengrenze an sinistralen Blattverschiebungen um 1 – 2 Kilometer nach Norden versetzt werden und hier in den Untergrund des Wiener Beckens südlich *Bad Vöslau* austreichen. Damit wäre aber das große, aus Oponitzer Kalk, Hauptdolomit und Plattenkalk zusammengesetzte Obertrias-Gebiet zwischen *Berndorf* und *Schromenau* wahrscheinlich der **Unterberg-Decke** hinzuzurechnen und damit auch das Gebiet des *Hohen Lindkogels*, das ja im Bereich der *Vöslauer Hütte* über ein Karnband mit der Mitteltrias des *Hohen Lindkogel* in stratigraphischem Verband steht. Die CAI-Werte der Conodontenproben aus der Reifling-Formation des *Hohen Lindkogel* (CAI 1-2) sowie das unterkarnische Alter dessen Wetterstein-Riffkalkes würden eine **Nahebeziehung der Lindkogelschuppe zur Unterberg-Decke** unterstreichen. In entsprechender Weise könnten die Obertrias-Vorkommen im Bereich des *Helenentales*, die zur **Kohliriegelschuppe** gerechnet werden, Reste der **Reisalpen-Decke** darstellen, die der verkehrt liegenden **Sulzbach-Decke** im Schwechat-Fenster selbst auflagern. Damit zeigt aber die Obertrias der Kohliriegelschuppe eine Nahebeziehung zur Obertrias des *Anninger*, die wahrscheinlich unterhalb der Neogenbedeckung der Gaadener Bucht miteinander in Verbindung stehen.

Danksagung:

In erster Linie möchte sich der Autor für die finanzielle und materielle Unterstützung dieser Arbeit durch das OMV-Unternehmen bedanken, sowie für die wissenschaftliche Begleitung durch Dr. Michael Wagreich und Dr. Leopold Krystyn an der Universität Wien, sowie auch ganz besonders für die personelle Assistenz im Gelände durch meine Studienkollegin Frau Magistra Veronika Koukal, ebenso Universität Wien, aufrichtig Dank sagen. Ebenso von großem Wert waren die Zuverfügungstellung des Schliffmaterials von Dr. Godfried Wessely sowie seine wertvollen Beiträge zur Diskussion unserer Ergebnisse. Von großer Hilfe waren natürlich sämtliche Fossilbestimmungen durch Frau Dr. Olga Piros (Budapest), Prof. Senowbari-Daryan (Erlangen), Dr. Felix Schlagintweit (München), Dr. Wolfgang Mette (Innsbruck) und Dr. Leopold Krystyn (Wien).



Literatur:

ALIABADI, R. & WAGREICH, M. (2008): Mitteltriasplattformkalk und -dolomite – Vergleich von Oberflächenaufschlüssen mit Kernmaterial aus dem Untergrund des Wiener Beckens. – Unveröffentlichte Diplomarbeit Universität Wien, 1-95, 107 Abb., 6 Tab., Wien.

BECHSTÄDT, TH. & BRANDNER, R. (1971): Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Pragser- und Olaner Dolomiten, Südtirol). – In: MOSTLER, H. (Hrsg.): Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg, 1971, 9-103, 18 Taf., Innsbruck.

BITTNER, A. (1894): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Umgebung von Wien (Colonne XIV, XV, XVI, Zone 12, 13 der Spezialkarte der österr.-ungar. Monarchie im Masstabe von 1:75.000): Aufgenommen 1889/90 von Dionys Stur. – Verlag der k.k.geologischen Reichsanstalt, 59 S., Wien.

BRACK, B. & RIEBER, H. (1993): Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary: New biostratigraphic data and correlations of boundary sections from Southern Alps. - *Eclogae Geologicae Helveticae*, **86**, 415-527, 17 Abb., 13 Tab., 14 Taf., Basel.

BRIX, F. & PLÖCHINGER, B. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Nr. 76 Wiener Neustadt. - Verlag der Geologischen Bundesanstalt (GBA), Wien.

FLÜGEL, E. & KIRCHMAYER, M. (1963): Typlokalität und Mikrofazies des Gutensteiner Kalkes (Anis) der nordalpinen Trias. - Festband zum 100jährigen Bestand des Naturwissenschaftlicher Vereines für Steiermark, **1963**, 106-136, 4 Taf., 7 Abb., 2 Beil., 4 Tab., Graz.

GESSNER, D. (1963): Stratigraphisch-paläontologische Untersuchungen in den Reiflinger Kalken an der Typlokalität Großreifling (Enns). – Dissertation Universität Graz, 183 S., Graz.

GÖTZINGER, G. & KÜPPER, H. (1952): Geologische Karte der Umgebung von Wien 1:75.000. – Verlag der Geologischen Bundesanstalt, 1 Karte, Wien.

GÜMBEL, C.W. (1861): Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern: Erste Abtheilung: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – 1-950, Gotha.

HERTWECK, G. (1960): Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiet der Triesting und der Piesting und die Frage der alpin-karpathischen Abbiegung in den niederösterreichischen Kalkalpen. – 1-110, 4 Beil., Dissertation Universität Wien, Wien.

HERTWECK, G. (1961): Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiet der Triesting und der Piesting und die Frage der alpin-karpathischen Abbiegung in den niederösterreichischen Kalkalpen. - Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **12**, 3-84, 6 Taf., Wien.

HERTWECK, G. (1964): Die tektonische Gliederung der Kalkalpen im Bereich des Schwechattales und des Hohen Lindkogels (N.-Ö.): (Vorläufige Mitteilung). - Österreichische Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse Anzeiger, **101**, 229-237, Wien.

HERTWECK, G. (1965): Schwechatfenster und Schwechathalbfenster (Niederösterreichische Kalkalpen). - Österreichische Akademie der Wissenschaften Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse Anzeiger, **102**, 39-44, Wien.

HIPS, K. (2007): Facies pattern of western Tethyan Middle Triassic black carbonates: The example of Gutenstein Formation in Silica Nappe, Carpathians, Hungary and its correlation to formations of adjoining areas. – Sedimentary Geology, **194**, 99-114, Amsterdam.

KLEBELSBERG, R. (1935): Geologie von Tirol. – 872 S., 1 Kt., 11 Beil., Berlin.

KOBER, L. (1911): Untersuchungen über den Aufbau der Voralpen am Rande des Wiener Beckens. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **4**, 63-116, Wien.

KOBER, L. (1912): Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. - Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, **88**, 345-396, Wien.

KOBER, L. (1926): Geologie der Landschaft um Wien. – 1-150, 60 Abb., 2 Taf., 1 Karte, Springer Verlag Wien.

- KOVÁCS, S. (1983): On the evolution of *excelsa*-stock in the Upper Ladinian-Carnian (Conodonta, genus *Gondolella*, Triassic). - Neue Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias: Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, **5**, 107-119, 1 Abb., 6 Taf., Wien.
- KRYSTYN, L. & LEIN, R. (1996): Exkursion A4: Triassische Becken- und Plattformsedimente der östlichen Kalkalpen. - In: Exkursionsführer 11. Sedimentologentreffen, Wien 1996, 15 Abb., 1-23, Wien.
- KRYSTYN, L., LEIN, R. & RICHOSZ, S. (2008): Der Gamsstein: Werden und Vergehen einer Wettersteinkalk-Plattform. - Journal of Alpine Geology, **49**, 157-172, 11 Abb., 2 Taf., Wien.
- LEIN, R. (1989): Neufassung des Begriffes Raminger Kalk <Oberladin - Unterkarn> auf mikrofazieller Grundlage. - Sediment '89: 4. Treffen deutschsprachiger Sedimentologen in Innsbruck 18. - 21. Mai 1989: Kurzfassungen zu den Vorträgen und Posterpräsentationen, 72-73, 1 Abb., Innsbruck.
- LOBITZER, H. (1986): Bericht 1984/85 über fazielle Untersuchungen im Wettersteinkalk des Raxplateaus auf Blatt 104 Mürzzuschlag. - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **129**, 411-413, Wien.
- MACHEL, H.G. (2004): Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. - In: BRAITHWAITE, C. J. R., RIZZL, G. & DARKE, G. (eds.) 2004, The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs. Geological Society London, Special Publications, **235**, 7-63, 24 fig., London.
- MOBBERLEY, J.M., KHODADAD, C.L.M., VISSCHER, P.T., REID, R.P., HAGAN, P. & FOSTER, J.S. (2015): Inner workings of thrombolites: spatial gradients of metabolic activity as revealed by metatranscriptome profiling. - Scientific Reports, **5**, 1-15, London.
- MOSER, M. (2021a): Bericht 2021 über stratigrafisch-tektonische Untersuchungen in der Mitteltrias-Schichtfolge der Muggendorf-Deckscholle zwischen Muggendorf und Furth/Triesting (Niederösterreich) auf ÖK 75 Puchberg/Schneeberg. - 7 S., 1 Kt., Geol.B.-A., Wien.
- MOSER, M. (2021b): Bericht über geologisch-strukturelle, lithostratigrafische und fazielle Untersuchungen in der Göller - Decke am Kalkalpen - Ostrand auf ÖK 75 Puchberg/Schneeberg und ÖK 76 Wiener Neustadt (Niederösterreich). - 9 S., 1 Kt., Geol.B.-A., Wien.
- MOSER, M. & MOSHAMMER, B. (2018): Die Mitteltrias-Schichtfolge des Kasberg-Gebietes in Oberösterreich (Totengebirgsdecke) und deren Bedeutung für die Mitteltrias-Stratigrafie der Nördlichen Kalkalpen. - GeoAlp, **15**, 37-60, 6 Abb., 4 Taf., Bozen.
- MOSER, M. & TANZBERGER, A. (2015): Mikrofazies und Stratigrafie des Gamssteines (Palfau, Steiermark). - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **155**, 235-263, 2 Abb., 10 Taf., Wien.
- PILLER, W., EGGER, H., ERHART, CH., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.G., KRYSTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, CH., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M., & WESSELY, G. (2004): Die stratigrafische Tabelle von Österreich 2004

(sedimentäre Schichtfolgen). - Österreichische Stratigraphische Kommission, Österreichische Akademie der Wissenschaften (ÖAW) und Kommission für die paläontologische und stratigraphische Erforschung Österreichs, Wien.

PLÖCHINGER, B. (1970): Erläuterungen zur Geologisch-Geotechnischen Karte 1:10.000 des Schwechattal-Lindkogel-Gebietes W Baden (Niederösterreich). - Verlag der Geologischen Bundesanstalt (GBA), 1-58, 8 Abb., 2 Tab., Wien.

RESCH, W. (1979): Zur Fazies-Abhängigkeit alpiner Trias-Foraminiferen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **122**, 181-249, Wien.

RÜFFER, TH. & BECHSTÄDT, TH. (1995): Interpretation des Deckenbaues in den westlichen Nördlichen Kalkalpen: Widerspruch zwischen tektonischen und sedimentologischen Daten. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **138**, 701-713, 9 Abb., 1 Tab., Wien.

SCHNABEL, W. (1997): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 ; Nr. 58 Baden. – Verlag der Geologischen Bundesanstalt, 1 Karte, Wien.

SELLEY, R.C. (2000): Applied Sedimentology. – Academic Press, 523 S., London.

SPENGLER, E. (1928): Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisentalles und des oberen Pielachgebietes. - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **78**, 53-144, 14 Abb., 2 Taf., Wien.

SPENGLER, E. (1931): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich: Blatt Schneeberg - St. Ägyd. - Verlag der Geologischen Bundesanstalt (GBA), 1-108, 1 Beil., Wien.

SPENGLER, E. (1951): Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. – In: GRILL, R. & F.X.SCHAFFER: Geologie von Österreich, 302-413, Wien.

SPITZ, A. (1916): Geologische Aufnahmen und Untersuchungen: Fortsetzung der Neuaufnahme des Blattes Baden – Neulengbach. – Verhandlungen der k.u.k. Geologischen Reichsanstalt, 1916, 16-17, Wien.

SPITZ, A. (1919): Geologische Karte der niederösterreichischen Voralpen zwischen Mödling und Triestingbach 1:25.000. - In: Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach. - Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **12**, 1-115, Wien.

STUR, D. (1860): J. Čzižek's geologische Karte der Umgebung Wiens 1:93.000: nach den Arbeiten der k. k. geologischen Reichsanstalt und der Hrn. Dir. Dr. M. Hörnes, Prof. E. Suess, F. Karrer, K. M. Paul u.a. rectificirt und neu aufgenommen. – 1 Karte, Wien.

STUR, D. (1871): Geologie der Steiermark: Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte des Herzogthumes Steiermark, Graz, 1865. - Geognostisch-montanistischer Verein für Steiermark, 1-654, 1 Taf., Graz.

STUR, D. (1892): Geologische Spezialkarte der Umgebung von Wien: Blatt IV: Baden und Neulengbach, 1:75.000. – Geologische Reichsanstalt, 1 Karte, Wien.

SUMMESBERGER, H. (1966): Die tektonische Gliederung der Ötscherdecke im Bereich der Gutensteiner Kalkalpen und die Frage des stratigraphischen Aufbaues von Kitzberg und Hoher Mandling. – Dissertation Universität Wien, 1-165, 7 Beil., Wien.

SUMMESBERGER, H. & WAGNER, L. (1972): Der Stratotypus des Anis (Trias). - Ehrenberg-Festschrift, **1972**, 515-538, 4 Abb., 2 Taf., Wien.

TOLLMANN, A. (1966): Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. - Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **58**, 103-207, 4 Taf., Wien.

TOLLMANN, A. (1967): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen: 1. Teil: Der Ostabschnitt. - Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **59**, 231-253, 2 Karten, Wien.

TOLLMANN, A. (1976): Monographie der Nördlichen Kalkalpen: Teil III: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen: Orogene Stellung und regionale Tektonik. – 1-449, 130 Abb., 7 Taf., Deuticke Verlag Wien.

TOULA, F. (1913): Die Kalke vom Jägerhause unweit Baden (Rauchstallbrunnengraben) mit nordalpiner St.Cassianer Fauna. - Jahrbuch der k.k. Geologischen Reichsanstalt, **63**, 77-126, Wien.

VETTERS, H., BITTNER, A. & KOSSMAT, F. (1916): Geologische Spezialkarte der im Reichsrat vertretenen Königreiche und Länder der Österreich-Ungarischen Monarchie 1:75.000, Blatt 4856 Wiener Neustadt. – Geol.R.-A., Wien.

WAGNER, L. (1970): Die Entwicklung der Mitteltrias in den östlichen Kalkvoralpen im Raum zwischen Enns und Wiener Becken. – Dissertation Universität Wien, 202 S., 175 Abb., 25 Taf., Wien.

WESSELY, G. (1967): Ein Fossilfundpunkt im Lias von Groisbach (N.-Ö.) und seine geologische Stellung. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1967, 37-50, 2 Abb., Wien.

WESSELY, G. (1976): Bericht 1975 über geologische Aufnahmen in den östlichen Kalkalpen auf den Blättern 57, Neulengbach und 75, Puchberg. - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1976**, A88-A91, Wien.

WESSELY, G. (1983): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf Blatt 58 Baden. - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **126/2**, 303-304, Wien.

WESSELY, G. (2006): Geologie der österreichischen Bundesländer – Niederösterreich. – Geologische Bundesanstalt, 416 S., 655 Abb., 26 Tab. Wien.

WESSELY, G., ČORIĆ, ST., RÖGL, F., DRAXLER, I. & ZORN, I. (2007): Geologie und Paläontologie von Bad Vöslau (Niederösterreich). - Festschrift zum 65. Geburtstag von HR Univ.-Prof. Dr. Hans Peter Schönlaub, Direktor der Geologischen Bundesanstalt, 419-448, 17 Abb., 2 Tab., 6 Taf., Geol.B.-A., Wien.

WESSELY, G. (2008): Kalkalpine Schichtfolgen und Strukturen im Wienerwald. - Journal of Alpine Geology, **49**, 201-214, 6 Abb., Wien.

WESSELY, G. (2013): Schichttypen und Strukturen in den östlichen Kalkvoralpen. – In: GEBHARDT, H., Arbeitstagung 2013 der Geologischen Bundesanstalt Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, Melk 23.-27. September 2013: Wolfgang Schnabel zum 75. Geburtstag gewidmet, 326 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

WESSELY, G. (2016): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Bereich der Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 57 Neulengbach. - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 248-250, Wien.