

sich die Kremsmauer-Synklinale zwanglos südostwärts in der „Klauser Synklinale“ wiederfinden. Diese wird zwar im Bereich der Schedlbaueralm größtenteils von Hangschutt und Lokalmoränen-Lockergesteinen überdeckt, die Muldenstruktur erscheint jedoch von der Nordflanke des Jausenkogels ostwärts wieder deutlicher. Dort sind sowohl Süd- als auch Nordschenkel durch kompressive Überschiebungen teilweise durchschert: Zunächst wurde im mäßig steil südwärts einfallenden Nordschenkel oberjurassische Ammergau-Formation durch Kössen-Formation überschoben – nur in einem kleinen Bereich lässt sich die als „Schmiermittel“ fungierende tiefjurassische, mergelreiche Melange („Bunte Jurakalke“) noch relikthhaft kartieren. In diesem Bereich hat wohl eine flexurelle Absenkung der Muldenachse die oberjurassische Ammergau-Formation erhalten. Während am Nordschenkel in weiterer Folge ostwärts die sedimentäre Abfolge von Hauptdolomit über Plattenkalk zu Kössen-Formation und bunten Jurakalken wieder vollständig erscheint, ist nun der teilweise beinahe saiger stehende, bereichsweise auch überkippte Südschenkel tektonisch amputiert: hier wurde in einer offenbar nordwärts überschobenen Doppelmulde die mergelreiche Ammergau-Formation von „Oberrhätalk“ überschoben. Abermals geschieht die Durchscherung an den relativ inkompetenten, da lithologisch sehr vielfältigen und mergelreichen Bunten Jurakalken. Die südgerichtete Überschiebung des Südschenkels lässt sich bis zum Klauser See verfolgen. Dort wird sie vermutlich von einer größeren Störungszone mit dextraler Schrägaufschiebungskomponente begrenzt, die für die Anlage des Klauser Tales verantwortlich sein dürfte. Folglich wird im westlichen Sengsengebirge unter dem Dorfer Berg der Muldenkern etwas nach Süden versetzt und herausgehoben, so dass dort lediglich ein schmales Band subanstehender Bunter Jurakalke – offenbar ausschließlich tiefstjurassische Rotkalke und etwas ostwärts zumindest relikthhaft rote Spatkalke („Hierlatzkalke“) – zutage tritt. Dieses und der in beiden Synklinalschenkeln erosiv herausgearbeitete „Oberrhätalk“ werden von einer Reihe von SW–NE verlaufenden Staffelfröhen gegeneinander verschoben.

Die Fortsetzung der oben kurz angesprochenen Kaibling-Antiklinale ostwärts erscheint undeutlich, da sie ausschließlich in monotonem Hauptdolomit verläuft („Schönberg-Antiklinale“). Aus zahlreichen Gefügemessungen im Hauptdolomit zwischen Hungerbichl mit einem generellen nordgerichteten Einfallen und dem Schönberg mit hauptsächlichem Südeinfallen kann eine Antiklinalstruktur erahnt werden, deren Achse in einer Linie zwischen Schönberg und Schedlbauer verfolgt werden kann und damit zumindest grob in Verlängerung der Kaibling-Antiklinale liegt.

## Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gebiet Kleiner und Großer Landsberg, Schauderzinken, Rabenstein, Sonnkogel, Krautige Eben, Rinnerkogel und Plachwitz auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems

MICHAEL MOSER, DANIEL ELSTER,  
ALEXANDER LUKENEDER (Auswärtiger Mitarbeiter),  
DANIELA REHAKOVA (Auswärtige Mitarbeiterin) &  
STJEPAN ĆORIĆ

Anlass für die Neukartierung von Teilen der Nördlichen Kalkalpen auf dem Kartenblatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems war die Übertragung der durchaus detailreichen und übersichtlichen Karte von BAUER (1953) auf die moderne Topografie sowie die kartierungsmäßige Überarbeitung der Kartierung von BIRKENMAJER (1995).

### Zur Stratigrafie des Gebietes

Die spärlich erhaltene **Mitteltrias** im Gebiet Schauderzinken–Hausberg–Schmiedleithen–Innerort–Rabenstein kann anhand der Mikrofazies und Lithologie reichlich in drei Formationen aufgegliedert werden. Der **Reiflinger Kalk** („Muschelkalk in Reiflinger Fazies“, BAUER, 1953: 108) kann schon rein lithologisch in einen unteren (anisischen) und oberen (ladinischen) Abschnitt untergliedert werden. Der vom Reiflinger Becken zur Wetterstein-Karbonatplattform vermittelnde allopäpische Schuttkalk des **Raminger Kalkes** konnte ebenso in einzelnen, isolierten Schollen angetroffen werden und sollte sich unter der jungen Bedeckung in den Sattel zwischen Reiterhof und Hausberg bei Leontstein fortsetzen. Der über dem Reiflinger Kalk einsetzende **Wettersteinkalk**, für den cordevoles Alter vermutet werden kann (es wurden keinerlei Diploporenkalke angetroffen), lässt sich in eine wahrscheinlich ältere Rifffazies im Süden (Rabenstein und Hausberg) und eine wahrscheinlich jüngere, lagunäre Fazies im Norden (Schauderzinken) untergliedern. Diese beiden Faziestypen des Wettersteinkalkes sowie die anisoladinischen Reiflinger Kalke der Schmiedleithen lassen sich in erstaunlich ähnlicher Ausbildung und Anordnung auch östlich des Steyrtales im Bereich nördlich des „Dürren Eck“ (Kote 1.222 m) wiederfinden (BRAUNSTINGL, 1983). Dort ist ein vollständiges Profil vom unteranisischen Gutensteiner Kalk bis zum oberladinischen Reiflinger Kalk (mit relativ mächtigen Partnach Schichten) aufgeschlossen, das sich gut mit den Reiflinger Kalken der Schmiedleithen vergleichen ließe. Daher kann vermutet werden (was allerdings erst mit Conodonten belegt werden müsste), dass der über den Reiflinger Kalken einsetzende Wetterstein-Riffkalk inklusive der leider tektonisch isolierten Raminger Kalke relativ junges Alter (oberes Langobardium–Cordevolium) haben dürfte.

Die von BAUER (1953) als „Dachsteinkalk“ angesprochenen Gesteine können aufgrund ihrer durchschnittlich geringeren Bankmächtigkeiten im dm-Bereich eindeutig dem für das Bajuvarische Deckensystem typischen **Plattenkalk** zugeordnet werden. Das Vorkommen rhätischer Gesteine (**Kössen-Formation** und „**Oberrhätalk**“) bei BAUER (1953) kann zwar bestätigt werden, ist aber auf sehr kleine und schmale Linsen und Gesteinszüge (mit Rollstücken

von Lumachelle-Kalken und Korallen führenden Gesteinen) reduziert. Stets treten sie im Zusammenhang mit oder in der Nähe der Unterjura-Hornsteinkalke auf, die aufgrund ihrer dunkelgrauen Farbe und mergeligen Einschaltungen teilweise von BAUER (1953) für Kössener Schichten gehalten wurden. Zum Teil wurden die massigen Mikritoidkalken von BAUER (1953) als „Oberrhätalkalke“ angesprochen (z.B. bei den südlich des Rinnerberger Baches in den Hauptdolomit eingeschalteten Jura-Spänen), doch kann die Ansprache als Mikritoidkalk aufgrund der angrenzenden Rotkalke, Aptychenkalke und Unterjura-Hornsteinkalke als gesichert gelten. Lediglich bei dem langen Kalkzug, der am südlichen Bergfuß des Rinnerberges gegen den Sonnkogel zieht, dürfte es sich tatsächlich um Kössener Kalke (dunkelgraue Mergelkalke, gelblichgraue Lumachellenkalke mit Bivalvenschill und Crinoiden sowie graue Korallenkalke) und „Oberrhätalkalke“ (hellgraue Kalke in lagunärer Rückrifffazies) handeln.

Die Einordnung der mittel- bis dunkelgrauen, kieseligen und oft fleckigen **Hornsteinkalke** in den **Unterjura** kann als gesichert gelten, da sie in den Profilen stets an der Basis der Jura-Schichtfolge unmittelbar über der Obertrias einsetzen. Mikrofaziell entsprechen sie der Allgäu-Formation (Fleckenkalke), Liasspongienkalken (Schwammnadeln) oder Scheibelbergkalken (Hornsteinkalke).

Die Abtrennung von **Klauskalk** innerhalb der Rotkalke im Liegenden des Mikritoidkalkes wurde in erster Linie aufgrund seiner lithostratigrafischen Position her vorgenommen. In Dünnschliffen konnte zum Teil die für den mittleren Jura charakteristische Filamentfazies („*Bositra*-Lumachelle“ bzw. „*Posidonia*-Kalke“, FLÜGEL, 1967: 49) nachgewiesen werden (Westflanke Großer Landsberg, 680 m SH). Nicht auszuschließen ist, dass die Rotkalke des Mitteljura eventuell noch einen höheren Anteil des Unterjura (Tarcium) umfassen. Auffällig ist jedenfalls, dass am Kleinen und Großen Landsberg, am Rinnerberg und Sonnkogel die Vilser Kalke fast gänzlich fehlen, sodass die Rotkalke im Liegenden des Mikritoidkalkes in diesen Gebieten einen größeren stratigrafischen Umfang haben müssen als am Hirschwaldstein (MOSER, 2014).

Die von BAUER (1953) als „Doggerkalk“ und von BIRKENMAJER (1995) als „white massive limestone“ des Tithonium kartierten Gesteinszüge werden vorerst dem oberjurassischen **Mikritoidkalk** zugeordnet. Da der tiefere Jura unter dem Mikritoidkalk oft primär oder tektonisch bedingt fehlt, ist die Zuordnung der fleischrosa-rot und auch weiß gefärbten Massenkalken von BAUER (1953: 112–113) in den mittleren Jura verständlich, vor allem auch deswegen, weil der Vilser Kalk, der am Hirschwaldstein das normal Liegende des Mikritoidkalkes bildet, auf den Landsbergen, aber auch am Sonnkogel und Rinnerberg, zu fehlen scheint. Die Einstufung dieser Massenkalken in das Tithonium durch BIRKENMAJER ist insofern irreführend, da die von BIRKENMAJER (1995) im Liegenden des Mikritoidkalkes angenommenen Saccocomen führenden Steinmühlkalke des Kimmeridgium („red nodular limestone“) in Wirklichkeit dessen Hangendes bilden (MOSER, 2014). Erst die stratigrafische Einstufung der Rotkalke im Liegenden und Hangenden des Mikritoidkalkes wird Licht in dessen richtige stratigrafische Position bringen. Da jedoch zumindest am Hirschwaldstein und am Großen Landsberg der Mikritoidkalk von zwei Formationen des mittleren Jura (Klauskalk und Vilser Kalk) unterlagert und von Saccocomen-

kalken des Kimmeridgiums (Steinmühlkalk) überlagert wird und zudem nirgendwo der für das Oxfordium charakteristische Ruhpoldinger Radiolarit auftritt, ist eine Einstufung des Mikritoidkalkes in den basalen Oberjura (Oxfordium) naheliegend.

Die im Hangenden des Mikritoidkalkes auftretenden mikritischen Rotkalke des höheren Oberjura wurden zusammenfassend als **Steinmühlkalk** bezeichnet. Im Dünnschliff können zwei stratigrafische Einheiten unterschieden werden: *Saccocoma*-Kalke des Kimmeridgium (Tegernseer Kalk, vgl. FLÜGEL, 1967: 23, 49) und *Calpionella*-Kalke des höheren Tithonium-Berriasium (Haselbergkalk, vgl. FLÜGEL, 1967: 23, 49). Aufgrund der Calpionellenfauna, die freundlicherweise von ALEXANDER LUKENEDER (NHM Wien) bestimmt wurde, kann die stratigrafische Reichweite der roten Steinmühlkalke bis in das oberste Mittel-Berriasium ausgeweitet werden (*Elliptica*-Subzone der Standard *Calpionella*-Zone). Auch nach TOLLMANN (1976: 381) soll der Haselbergkalk bis in das Mittel-Berriasium reichen.

Das Vorkommen von **Aptychenschichten** („Aptychenkalke“, Ammergau-Formation) wird sowohl von BAUER (1953: 114), als auch von BIRKENMAJER (1995) nur kurz erwähnt, kann aber aufgrund unserer Neukartierung auch auf schmale Streifen, die oftmals im Zusammenhang mit dem Mikritoidkalk erhalten geblieben sind, ausgedehnt werden. Stets sind die Aptychenschichten als dünnbankige, mittel- bis hellgraue, mikritische Kalke mit etwas Hornstein ausgebildet. Aufgrund des Emporreichens der Oberjura-Rotkalke (Steinmühlkalke, Haselbergkalk) bis in das obere Mittel-Berriasium im Liegenden kann das Einsetzen der Aptychenschichten, ebenso mit Calpionellen vom Hirschwaldstein belegt, mit dem oberen Berriasium angenommen werden (det. A. LUKENEDER, *Oblonga*-Subzone der Standard *Calpionellopsis*-Zone). Dass die Aptychenschichten mindestens noch das tiefere Valanginium umfassen, konnte mit einer Nannoprobe aus der Westflanke des Rinnerberges (Details siehe unten) belegt werden. Nach LUKENEDER (2004a) dürfte dann die Schrambach-Formation erst im oberen Valanginium einsetzen.

Das Vorkommen von „Neokom-Sandsteinen“ (BAUER, 1953: 115; BIRKENMAJER, 1995) im Graben zwischen Kleinem und Großem Landsberg wird angezweifelt, da sich lithologisch keinerlei Parallelen zu den Kalkmergeln und Sandsteinen der Schrambach- und Rossfeld-Formation ergeben. Vielmehr werden die feinkörnigen, meist karbonatfreien Sandsteine, Tonmergel und Feinkonglomerate der mittelkretazischen **Losenstein-Formation** zugeordnet. Bestätigt wird diese stratigrafisch und tektonisch bedeutende Umdatierung einerseits dadurch, dass sich dieser Zug von Oberkreide-Sandsteinen östlich des Steyrtales im Dorngraben (BRAUNSTINGL, 1983) fortsetzt bzw. andererseits dadurch, dass eine Nannoflora, die einem braungrauen Mergel aus der Losenstein-Formation entnommen werden konnte, ein höheres Albium bis Cenomanium-Alter ergab.

## Quartär

**Hang- und Blockschutt** bilden die jüngsten quartären Sedimente. Natürlicherweise liefern die steileren Kalkrippen (Mikritoidkalk, Rotkalk, Plattenkalk, Wettersteinkalk) reichlich Hangschutt, der sich in größerer Mächtigkeit anzusammeln vermag und leichter verwitterbare Schichtglie-

der (Hauptdolomit, Kreidesandstein, Aptychenschichten u.ä.) überdeckt. Da die bis zu 50 m hohen Felswände des Mikritoidkalkes noch immer instabil sind (lockere Klüftkörper im Meterbereich), ist leicht verständlich, dass diese zur Ausbildung mehrerer Felsstürze mit bis zu hausgroßen Blöcken geführt haben. Aus der Nord- und Ostflanke des Kleinen Landsberges, als auch aus der Südflanke des Großen Landsberges und der Westschulter des Rabensteines haben sich größere Blockwerksmassen (Felsstürze) gelöst. Das massige bis grobklüftige Erscheinungsbild des Mikritoidkalkes mag die Ausbildung von größeren Felssturzböcken begünstigt haben. Die an der Südseite des Großen Landsberges etwa hangparallel einfallenden Kalkplatten aus massivem Mikritoidkalk zeigen deutlich **Bergzerreibungsstrukturen** wie offenstehende Klüfte und gelockerte Blockbildung, die in manchen Regionen einen tiefgreifend aufgelockerten Gesteinsverband vermuten lassen. Motor für diese tiefgreifende Auflockerung dürfte die Auflagerung der starren und grobklüftigen Jurakalke auf dem eher wasserabweisenden und stärker verwitterbaren Hauptdolomit darstellen. Abzusehen ist, dass sich aus diesen aufgelockerten Bergflanken in weiterer Zukunft wieder kleine Felsstürze lösen werden. Eine besondere Erwähnung verdient eine größere **Massenbewegung** am nördlichen Hangfuß des Kleinen Landsberges, die sich interessanterweise aus dem Hangschutt der darüber anstehenden Plattenkalke, Hauptdolomite und Jurakalke nährt. Die Abrisskanten dieser Massenbewegung sind in kleinen Felsnischen, die im Bereich einer N-S streichenden Störungszone sowohl im Plattenkalk, als auch in dünnbankigen Aptychenschichten in etwa 600–620 m SH angelegt worden sind, zu suchen. Im Gelände zeichnet sich diese Massenbewegung durch deutliche Ausbildung von Buckelhängen und durch das Auftreten von schiefehenden oder krumm wachsenden Bäumen aus. Im Laserscan ist gut zu erkennen, wie die ganze, aus kalkalpinem Hangschutt aufgebaute Rutschmasse weit über den Hangfuß in etwa 500 m SH hinaus gewandert ist. Da im kalkalpinen Bereich an dieser Stelle keine größeren Wasser stauenden Schichten im Untergrund zu vermuten sind, dürfte der Motor für diese Massenbewegung einerseits in der starken tektonischen Zerrüttung der kalkalpinen Gesteine an der Deckenstirn der Nördlichen Kalkalpen zu suchen sein und andererseits natürlich in der Unterlagerung der hier nur geringmächtigen kalkalpinen Gesteine durch Wasser stauende Sandsteine und Mergel des Rhenodanubischen Deckensystems. Eine ähnliche Situation kann von den buckeligen Hängen südlich Gf. Grabmais beschrieben werden, wo eine mächtigere Hangschuttdecke aus kalkalpinem Hangschutt bereits den Wasser stauenden Sandsteinen und Mergeln des Rhenodanubischen Deckensystems auflagert (Quelle!). Auch die Wasser stauenden Kalkmergel der Schrambach-Formation und Aptychenschichten neigen, trotz geringer Hangneigung, zur Ausbildung flachgründiger Massenbewegungen. In Gebieten mit steilerer Topografie, in denen die kieseligen Unterjura-Hornsteinkalke zutage treten, konnten, vor allem im Bereich älterer Forststraßen, kleinere Murabgänge festgestellt werden. Wie der Name schon vermuten lässt, sind fast alle Gebiete, in denen die Flyschsandsteine und Flyschmergel des Rhenodanubischen Deckensystems auftreten, durch aktive Rutschhänge (Buckelhänge, Säbelwuchs) und eine stark oberflächennahe Entwässerung (Gräben zum Beispiel westlich des Güterweges „Grall“) charakterisiert.

Das Auffinden von Rollstücken aus gut verkitteter, kantiger **Gehängebrekzie** kann als Hinweis auf früher sehr mächtig ausgebildete pleistozäne Hangschuttmassen gewertet werden. Lediglich an der Schauderzinken-Forststraße konnten anstehende Gehängebrekzien, die sich aus kantigem Lokalschutt zusammensetzen, angetroffen werden. Größere Areale mit anstehender Gehängebrekzie konnten jedoch nirgendwo mehr angetroffen werden, da sie gänzlich der holozänen Erosion anheimgefallen sind.

Hinweise auf **pleistozäne Ablagerungen** sind im kartierten Gebiet nur sehr spärlich vorhanden. Die breiten Verebnungen im Gebiet der Schmiedleithen zeigen kaum Aufschlüsse und sind aufgrund der flachen Topografie kaum als Schutthänge zu bezeichnen. Sowohl ZEITLINGER (1954: 232) als auch VAN HUSEN (1975) nehmen eine riß- oder mindeleiszeitliche Vergletscherung der Schmiedleithen mit Ablagerung von Moränenmaterial an, wobei der Hausberg wie ein „Nunatak“ aus den bald im Steyrtal endenden Eismassen herausgeragt haben soll. ZEITLINGER (1954: 228) beschreibt dabei, dass „*der Reiflinger Kalk bei Mayr im Baumgarten zu Rundbuckeln abgehobelt*“ worden sei. Daher wurde vom Autor auch eine geringmächtige Moränenbedeckung vermutet. Aussagen von Ortsansässigen zufolge soll der Untergrund eher felsig sein, sodass nicht ganz ausgeschlossen werden kann, dass die flachen Wiesen auch von Reiflinger Kalk unterlagert werden. Relativ sichere Hinweise auf eiszeitliche Sedimente existieren jedoch im Graben zwischen Hirschwaldstein (Kote 1.095 m) und Steinkogel (Kote 1.097 m). An der orografisch linken Talflanke dieses Grabens sind etwa zwischen 650 und 730 m SH matrixreiche Feinbrekzien mit völlig verwitterten oder herausgewitterten kantigen Komponenten sowie völlig veraschten Dolomitkomponenten anzutreffen. Diese wurden als verfestigte Moränenreste mittelpleistozänen Alters interpretiert. Etwas grabenaufwärts (710 m SH) konnten am Bachbett auch noch anerodierte Bänderschluße und gut gerundete Feinkiesgerölle angetroffen werden, die vielleicht Eisrandsedimente dargestellt haben könnten (Kames-Terrassen). Die flachen Wiesenareale um Furth dürften ebenso pleistozäner Entstehung sein. Ortsfremde, etwas zugerundete Gerölle in dem nur schlecht aufgeschlossenen Gebiet geben einen schwachen Hinweis darauf. Die im Haupttal der Steyr und dessen Nebentälern vorhandenen Niederterrassen wurden aus der Kartierung BIRKENMAJER (1995) übernommen. Zusammen mit den Talalluvionen wurden die fluviatilen Formenelemente mit Hilfe von Laserscans lagegenau eingetragen.

## Kreide

In der Einsattelung zwischen Kleinem und Großem Landsberg treten vor allem feinkörnige Sandsteine der **Losenstein-Formation (basale Oberkreide, Albium-Cenomanium)** zutage. Es handelt sich um zum Teil mergelige, zum Teil karbonatfreie-siliziklastische, braune Feinsandsteine und, untergeordnet, braungraue Mergel. Aus diesen wurde eine Probe auf Nannofossilien (kleiner Forststraßenanriss 350 m SE' Kleiner Landsberg, 666 m SH) genommen. Diese enthielt folgende Nannoflora (det. S. ĆORIĆ, GBA Wien):

*Biscutum ellipticum* (GÓRKA, 1957) GRÜN

*Braarudosphaera hockwoldensis* BLACK, 1973

*Braarudosphaera regularis* BLACK, 1973

*Braarudosphaera* sp.  
*Grantarhabdus meddii* BLACK, 1971  
*Loxolithus armilla* (BLACK in BLACK & BARNES, 1959) NOËL, 1965  
*Micrantholithus obtusus* STRADNER (1963)  
*Retecapsa surirella* (DEFLANDRE & FERT, 1954) GRÜN  
*Tranolithus minimus* (BUKRY 1969) PERCH-NIELSEN, 1984  
*Watznaueria barnesiae* (BLACK in BLACK & BARNES, 1959) PERCH-NIELSEN, 1968  
*Watznaueria biporta* BUKRY (1969)  
*Watznaueria fossacincta* (BLACK, 1971) BOWN  
*Watznaueria manivittiae* BUKRY, 1973  
*Zygodiscus* sp.  
*Zeughrabdodus diplogrammus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) BURNETT  
*Zeughrabdodus embergeri* (NOËL, 1959) PERCH-NIELSEN, 1984

Vor allem das Auftreten von

*Braarudosphaera hockwoldensis* BLACK, 1973 (unteres Aptium–oberstes Cenomanium),  
*Braarudosphaera regularis* BLACK, 1973 (unteres Aptium–oberes Albium),  
*Tranolithus minimus* (BUKRY 1969) PERCH-NIELSEN, 1984 (oberstes Albium–Maastrichtium) sowie  
*Watznaueria biporta* BUKRY (1969) (oberstes Aptium–oberes Maastrichtium)

ergibt eine Gesamtreichweite der Probe vom unteren Aptium bis oberes Cenomanium an, wobei das Einsetzen von *Tranolithus minimus* (BUKRY 1969) PERCH-NIELSEN, 1984 und das Aussetzen von *Braarudosphaera regularis* BLACK, 1973 das Alter der Probe auf **oberstes Albium** einschränkt, was gut mit dem Alter der Losenstein-Formation übereinstimmt.

BRAUNSTINGL (1986b: 140, 141) führt ebenso das Vorhandensein von Losenstein-Formation im Dorngraben (östlich der Landsberge) an und kann ebenso mit Hilfe einer Nanoflora das Oberkreide-Alter beweisen. Das Vorhandensein von Rossfeld-Formation bei GAITANAKIS (1974: 48f.) und BAUER (1953: 115) wird auch von BRAUNSTINGL (1986b: 141) angezweifelt: „... alle untersuchten Proben erwiesen sich als jünger“. Anzumerken bleibt lediglich, dass BRAUNSTINGL (1986b: 141) nicht nur kalkige Sandsteine, sondern auch geröllführende Mergel und exotikaführende Konglomerate aus der Losenstein-Formation östlich der Steyr anführt.

Die mittelgrauen bis grünlichgrauen, dünnbankigen Kalkmergel der **Schrambach-Formation (höhere Unterkreide)** unterscheiden sich deutlich durch ihren höheren Tongehalt (Kalkmergel) von den kalkigeren Aptychenschichten (Mergelkalke). Stets nehmen die Schichten der Schrambach-Formation nur sehr flaches, stark wasserstauendes und rutschungsanfälliges, nur schlecht aufgeschlossenes Gelände mit starkem Bewuchs, z.B. durch Schachtelhalmgewächse, ein. Nach LUKENEDER (2004a: 175, 2004b: 229) setzt die Schrambach-Formation der Ternberg-Decke (Losensteiner Mulde) im oberen Valanginium ein. Aus der Schrambach-Formation nordöstlich Rinnerberg (Forstweg) führt LUKENEDER (schriftliche Mitteilung) Ammoniten des Hauteriviums an.

Als ältestes Schichtglied der Kreide treten die **Aptychenschichten (tiefere Unterkreide)** auf. Es sind dies meist dünnbankige, ebenflächige, manchmal flaserige, mittelgrau, gelbgrau, grüngrau bis hellgrau gefärbte, meist mikritische, manchmal auch fleckige Kalke, die gelegentlich etwas Hornstein und auch Mergellagen führen können. An Fossilien können unbestimmbare Ammoniten und Aptychen angeführt werden. Der stratigrafische Umfang der Aptychenschichten dürfte das höhere Berriasium und tiefere Valanginium umfassen. Aus einer Nannoprobe, die dem Grenzbereich zwischen Aptychenschichten und Schrambach-Formation an der Westflanke des Rinnerberges (550 m W<sup>i</sup> Kote 878 m in 710 m SH) an einem Forstweg entnommen worden ist, konnte für die Unterkreide typisches Nannoplankton (det. S. ĆORIĆ, GBA) mit einem Mindestalter von tieferem Valanginium bestimmt werden:

*Biscutum dubium* (NOËL, 1965) GRÜN  
*Percivalia fenestrata* (WORSLEY, 1971) WISE, 1983

Damit reichen die Aptychenschichten noch in das tiefere Valanginium hinauf und werden im oberen Valanginium von der Schrambach-Formation abgelöst.

## Jura

Im Liegenden der Aptychenschichten treten stets mikritische und knollige, rote **Steinmühlkalke des Kimmeridgiums-Tithoniums/Berriasiums** auf (Tegernseer Kalk, Mühlbergkalk und Haselbergkalk). Charakteristischerweise treten in diesen die für die Rotkalke typischen, mit Eisenmangankrusten überzogenen Hartgrundklasten auf. Mikrofaziell konnten in Dünnschliffen Saccocomenkalke des Kimmeridgiums und Calpionellenkalke des oberen Tithoniums/unteren Berriasiums nachgewiesen werden. An Biogenen können, neben unbestimmbaren Ammonitenresten, Bivalven und häufig Crinoiden angeführt werden. Rote Crinoidenspatkalke können dem Mühlbergkalk zugewiesen werden.

Mit Hilfe von Calpionellen (det. A. LUKENEDER) können innerhalb der Haselbergkalke zwei Zonen unterschieden werden:

Zone A: Standard *Crassicollaria* Zone, *Intermedia-Colomi* Subzone des obersten Tithoniums mit:

*Crassicollaria parvula* (REMANE),  
*Crassicollaria massutiniana* (COLOM),  
*Crassicollaria brevis* (REMANE),  
*Calpionella alpina* (LORENZ),  
*Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU).  
Dinoflagellaten: *Colomisphaera lapidosa* (COLOM).

Zone B: Standard *Calpionella* Zone, *Elliptica* Subzone des obersten Mittel-Berriasiums mit:

*Calpionella elliptica* (CADISCH),  
*Calpionella alpina* (LORENZ),  
*Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU),  
*Remaniella ferasini* (CATALANO),  
*Remaniella colomi* (POP),  
*Remaniella duranddelgai* (POP).  
Dinoflagellaten: *Colomisphaera minutissima* (COLOM).

Dem basalen Oberjura wird der **Mikritoidkalk (Oxfordium)** zugeordnet. Dieser ist ein meist massiger, fleischrosa bis rötlich gefärbter, seltener lichtgrau-weißer oder gelb-

grauer, meist mikritischer Kalk, der in enger Wechsella-  
gerung zu den angrenzenden Rotkalken steht. An der Ba-  
sis und im Hangenden geht der Massenkalk in deutlich  
gebankte Partien über. Stets bildet der massige Kalk zu-  
sammen mit den Rotkalken steile Felsrippen und durchge-  
hende Wandzüge. Der Fossilinhalt des Mikritoidkalkes ist  
leider sehr gering, meist kann man nur etwas feine Crinoi-  
denspreu beobachten. Im Dünnschliff kann der Mikritoid-  
kalk als Oobiomikrit bis Oobiosparit bezeichnet werden,  
wobei die Ooide unterschiedlich stark mikritisiert worden  
sind.

Eine interessante Frage ist, in welchem Faziesbereich die  
Mikritoidkalken abgelagert worden sind. Generell gelten  
Ooide als Merkmal sehr flachmariner Ablagerungsbedin-  
gungen im Bewegtwasserbereich. Die zum Teil recht feinkörnige Matrix und das Auftreten typisch pelagischer Fos-  
silien wie planktonische Protoglobigerinen, pelagische  
Bivalven und Ammoniten im Mikritoidkalk lassen jedoch  
nur tiefermarine, pelagische Ablagerungsbedingungen zu.  
Damit im Zusammenhang kann man diskutieren, ob die  
mikritisierten Ooide aus einem flachmarinen Ablagerungs-  
bereich in tiefermarine Bereiche umgelagert worden sind,  
oder ob, einer These von JENKYN (1972: 30) folgend, die  
mikritischen Ooide noch im Bereich der photischen Zone  
durch Algentätigkeit („algalcontrolled sediment trapping“)  
ähnlich Onkoiden gebildet worden sind. In diesem Fall  
nimmt JENKYN (1972: 30) eine mögliche Ablagerungstiefe  
der Ooide zwischen 125 und 200 m Wassertiefe an.

An der Südseite des aus Mikritoidkalk aufgebauten  
Wandzuges des Kleinen Landsberges treten auffällig bunt  
(rotgrau, grüngrau, gelbgrau) gefärbte **Hornsteinknollen-  
kalke** auf, die feinspätig sind und oft Crinoidengrus füh-  
ren. Diese können auch in rot gefärbte, Hornstein führen-  
de Crinoidenschuttkalke übergehen. Im Dünnschliff zeigen  
diese Crinoidenspatkalken eine durchgehende Verkieselung  
und lassen sich entweder mit der Chiemgau- oder Ruhpol-  
ding-Formation parallelisieren.

Wahrscheinlich den Mitteljura (**Klauskalk**) vertreten die  
Rotkalken im Liegenden des Mikritoidkalkes bzw. im Han-  
genden der Obertrias (Hauptdolomit, Rhätiumkalk) oder  
der Unterjura-Hornsteinkalke. Der Klauskalk ist rein ma-  
kroskopisch vom Steinmühlkalk des Oberjura kaum zu un-  
terscheiden. Allerdings kann an einigen wenigen Stellen  
im Dünnschliff die Filamentfazies (*Bositra*-Kalke) des Klaus-  
kalkes nachgewiesen werden. In geringem Ausmaß kön-  
nen auch meist **rote Crinoidenspatkalken** mit Crinoiden  
und Brachiopoden beobachtet werden (SE-Flanke des  
Kleinen Landsberges in 730 m SH bzw. Nordflanke des  
Großen Landsberges in 680 m SH). Beim Crinoidenspat-  
kalk-Vorkommen am Großen Landsberg ist deutlich zu  
beobachten, wie der rote Crinoidenspatkalk im Liegen-  
den des Mikritoidkalkes in rote, mikritische Knollenkalke  
(Typ Klauskalk) übergeht. Eine Zuordnung zu **Vilser Kalk**  
oder **Hierlatzkalk** bleibt vorerst noch offen, da im Liegen-  
den der Crinoidenspatkalken bereits tektonisch reduzierte  
Obertrias anschließt. Auffällig ist das Auftreten von kleinen  
(Haupt)Dolomitkomponenten im Crinoidenspatkalk, was  
auf eine sedimentäre Aufarbeitung des obertriadischen  
Untergrundes im tieferen Jura einerseits, sowie auf das  
primäre Fehlen der Unterjura-Hornsteinkalke in diesem Ab-  
schnitt andererseits hinweist.

An der Nord- und Westseite des Großen Landsberges so-  
wie an der West- und Nordflanke des Sonnkogels und Rin-  
nerberges treten in schmalen Streifen **Unterjura-Horn-  
steinknollenkalke** und **Unterjura-Kieselkalke** auf. Es  
sind dies dunkel- bis mittelgrau gefärbte, stets gut ge-  
bankte, meist ebenflächige, kieselige Fleckenkalke, die  
unterschiedlich stark Hornsteinknollen und manchmal ma-  
kroskopisch erkennbar Schwammnadeln (Spongien) füh-  
ren können. Gelegentlich sind die kieseligen Kalke feinspä-  
tig und führen reichlich Crinoidendetritus. Am Sonnkogel  
zeigen die kieseligen Unterjura-Kalke oft auch graue und  
dicke Mergellagen.

### Trias

An einigen wenigen Stellen können teilweise als Rollstü-  
cke, teilweise als schmale Kalkrippen Gesteine des Rhä-  
tiums vermutet werden. Bivalven- und crinoidenreiche  
Lumachellenkalke können der **Kössen-Formation** zuge-  
ordnet werden, sind aber meistens nicht wirklich ansteh-  
end angetroffen worden. Lediglich im Sattel zwischen  
Rabenstein und Sonnkogel sowie am Rinnerberger Bach  
zwischen Rinnerberg und Sonnkogel konnte auch ansteh-  
ende Kössen-Formation (dunkelgraue Mergelkalke und  
gelblichgraue bis mittelgraue Lumachellenkalke und Kor-  
allenkalke mit *Rhaetophyllia*) beobachtet werden. Einzelne Ko-  
rallenfunde weisen auf das Vorhandensein von hellgrauem,  
massigem „**Oberrhätkalk**“ hin. Dieser bildet schmale Züge  
in der unmittelbaren Nachbarschaft der Unterjura-Horn-  
steinkalke und der Kössener Kalke. Teilweise scheinen die  
„Oberrhätkalke“ in lagunärer Ausbildung vorzuliegen (süd-  
licher Hangfuß des Rinnerberges in 620 m SH). Fossilien,  
die aus solchen rhätischen Lagunenkalken beschrieben  
werden können, sind *Triasina hantkeni* MAJZON (det. M. MO-  
SER), *Heteroporella* sp. und *Griphoporella curvata* (GÜMBEL) OTT  
(det. O. PIROS).

Sowohl am Kleinen, als auch am Großen Landsberg sowie  
am Sonnkogel ist im Hangenden des Hauptdolomits **Plat-  
tenkalk** ausgebildet. Dieser ist meistens gut im dm-Ber-  
eich gebankt (eben „plattig“, nur selten dickbankiger ent-  
wickelt, stets eher ebenflächig, mittel-, hell-, und braungrau  
gefärbt) und zeigt die für den flachlagunären Faziesraum  
charakteristischen Algenlaminiten. Selten ist der Plattenkalk  
rein kalkig entwickelt. Häufig sind den z.T. dolomitischen  
Kalken auch dolomitische Partien oder Dolomitbänke zw-  
schengeschaltet. Bei Vormacht der Kalkbänke wurde Plat-  
tenkalk ausgeschieden. Am östlichen Bergfuß des Sonn-  
kogels ist der Plattenkalk besonders fossilreich. Typisch  
ist ein mittelgrauer wackestone mit Bivalven und Crinoi-  
den. Allerdings können am östlichen Sonnkogel auch dun-  
kelgraue oder gelbgraue Kalkbänke und Mergelkalke, reich  
an Crinoiden und Bivalven, beobachtet werden, die einen  
schleifenden Übergang in die darüber folgenden Kössener  
Kalke erkennen lassen.

Der **Hauptdolomit** ist das mächtigste Schichtglied im kar-  
tierten Gebiet. Er fällt durch eine gegenüber den Trias- und  
Jurakalken nur eher mittelsteile Topografie auf und zeigt  
den für alle Dolomitgesteine typischen kleinstückig-körn-  
igen Zerfall. Der Hauptdolomit ist stets gut gebankt (dünn-  
bankig, dm-gebant oder dickbankig), ist lichtgrau oder  
mittelgrau gefärbt, zeigt ähnlich wie der Plattenkalk Algen-  
laminiten und ist lokal auch recht kompakt ausgebildet. In  
der Vegetation sind die Dolomithänge durch dichten Gras-

bewuchs und im Wald durch das Auftreten von Zykamen charakterisiert.

Über dem Wettersteinkalk des Schauderzinken tritt fast durchgehend ein teilweise mächtiges Band von **Opponitzer Rauwacke** auf. Es handelt sich dabei um eine hellgraue, kalkig-dolomitisch zusammengesetzte Rauwacke, die nur schwächlig von Lunzer Sandsteinen unterlagert wird.

An einer Bergkante etwa 200 m östlich Furth in 480–540 m SH konnte ein schmaler Zug von **Opponitzer Kalk** angetroffen werden. Es handelt sich dabei um einen mittelgrauen, massigen, luckig verwitternden Kalkzug.

Ein weiteres Vorkommen von Opponitzer Kalk befindet sich an der Südseite des Hausberges bei Leonstein als schmale, hellgraue Kalkrippe zwischen Lunzer Schichten im Liegenden und Hauptdolomit im Hangenden.

Im Hangenden des Wettersteinkalkes des Schauderzinken sowie des Hausberges können an einigen wenigen Stellen zwischen dem Wettersteinkalk unterhalb und der höheren Obertrias oberhalb Lesesteine von feinkörnigen braunen Sandsteinen der **Lunzer Schichten** angetroffen werden. Da diese nur geringmächtig entwickelt sind und entweder rasch von Hangschutt oberhalb überdeckt werden oder tektonisch bedingt auskeilen, können sie nur als schmales Band in der Karte eingetragen werden.

Der **lagunäre Wettersteinkalk** des Schauderzinken ist hellgrau gefärbt und zeigt typisch lagunäre Fazieselemente. Meistens handelt es sich dabei um feinschichtige, crinoidenreiche Onkoidkalken, die nur gelegentlich auch Grünalgen führen können.

Der **Wetterstein-Riffkalk** des Rabensteines und Hausberges bei Leonstein ist vor allem reich an Schwammbruchstücken (Inozoen und Sphinctozoen), Solenoporaceen und Hydrozoen, führt aber auch Crinoiden, Einzelkorallen und riffbewohnende Gastropoden wie auch einzelne Bivalven. Typisch für den Riffkalk sind mit grobem Kalkspat erfüllte Hohlräume („Großoolithe“). Untergeordnet kommen sowohl am Rabenstein, als auch am Hausberg lagunäre Fazieselemente vor (Feinschichtung, Mollusken, Onkoidkalken). Diese dürften wahrscheinlich lediglich die hangendsten Partien unter den Lunzer Schichten einnehmen. Die Gesteinsfarbe des Wetterstein-Riffkalkes ist auffällig hellgrau bis weiß.

An zwei Stellen (200 m SW' Gft. Außerort und am Hügel 150 m E' Gft. Innerort) stehen typische **Ramingerkalke** des oberen Ladiniums an. Diese sind als lichtgraue bis hellgraue, z.T. Hornstein führende, gebankte Kalke und alodapische Schuttkalke mit zum Teil gradierter Schichtung ausgebildet.

Im Gebiet zwischen dem Hausberg und dem Gft. Außerort sind an Geländekanten, Waldstreifen und kleinen Hügeln **Reiflinger Kalke** aufgeschlossen. Es können zwei Member im Reiflinger Kalk unterschieden werden:

a) **Reiflinger Kalke des Anisiums:** stehen entlang einer bewaldeten Geländekante unterhalb Gft. Außerort und Gft. Baumgartner (Reiterhof) in 420 bis 440 m SH an. Es handelt sich um stets bituminöse, dunkelbraungraue, dünnbankige, meist wellig-schichtige, feinkörnig-mikritische Kalke mit kleinen Hornsteinen, Filamenten und Radiolarien. Diese umfassen wahrscheinlich das Pelsonium und Illyrium.

b) **Reiflinger Kalke des Ladiniums:** Stehen an einem zum Teil bewaldeten Hügelzug zwischen der Schmiedleithen und dem Gft. Außerort in 440 bis 460 m SH an. Hier handelt es sich um stets mittelgraue, dünnbankige, mikritische Knollenkalke ohne Hornstein und Filamente. Diese umfassen zumindest das untere Ladinium (Fassanium) und stellen das normal Liegende zum Wetterstein-Riffkalk des Hausberges (bei Leonstein) dar.

An Störungen in den Hauptdolomit des Plachwitz eingeschuppt, finden sich dunkelgrüne Tonschiefer und grüne Tone der **Werfener Schichten**. Sie treten auch im Zusammenhang mit tektonischen Rauwacken auf.

### Zur Tektonik des Gebietes

Von großer Bedeutung für das kartierte Gebiet, das zur Gänze im Bajuvarischen Deckensystem gelegen ist, ist dessen tektonische Gliederung in die tektonisch tiefere Ternberg-Decke (Tiefbajuvarikum) und tektonisch höhere Reichraming-Decke (Hochbajuvarikum), wie sie von TRAUTH (1936) für die östlichen Ostalpen vorgeschlagen worden ist. Aufgrund des komplizierten Falten- und Schuppenbaues, der noch zusätzlich von Querstörungen verkompliziert worden ist, hat BAUER (1953: 129) von einer deckentektonischen Gliederung des kalkalpinen Gebietes zwischen Krems- und Steyrtal zunächst Abstand genommen, da „keine, beide Einheiten trennende, größere Überschiebung existiert“. Zusätzlich muss festgestellt werden, dass auch keine größeren faziellen Unterschiede zwischen beiden Decken sowie auch keine größeren Unterschiede in der Schichtfolge der beiden Deckeneinheiten festgestellt werden können. Lediglich das verstärkte Auftreten triadischer Schichtglieder in der Reichraming-Decke (Reiflinger Kalk, Wettersteinkalk, Lunzer Schichten, Hauptdolomit) kann nach BAUER (1953: 127) angeführt werden. Weiters möchte die Autorenschaft die Arbeitshypothese aufstellen, dass in der Ternberg-Decke östlich des Hirschwaldsteines kein Klauskalk oder anderer Rotkalk des Unter- oder Mitteljura entwickelt ist. Dies müsste jedoch noch mit Fossilmaterial belegt werden.

Von der Autorenschaft wird nun vorläufig folgende deckentektonische Gliederung innerhalb des kartierten Gebietes angenommen: vom Westen ausgehend (Hirschwaldstein), kann die Deckengrenze der Reichraming-Decke, welche die mächtige Obertriasabfolge des Steinkogelzuges bildet, in den Graben zwischen Hirschwaldstein und Steinkogel gelegt werden. Tektonisch äußerst stark zerriebene Hauptdolomite (Kataklasite) und begleitende Rauwackenzüge in diesem Graben untermauern den Verlauf dieser Deckengrenze. Somit wollen wir den Hirschwaldstein mit seiner NE–SW streichenden Kreidemulde der Ternberg-Decke zuordnen, den Zug Steinkogel–Ochsenkogel der Reichraming-Decke. Etwa im unteren Bereich des Schwarzgrabens (650 m SH) beendet eine markante, NW–SE streichende Bruchlinie den verschuppten Muldenbau des Hirschwaldsteinzuges und lässt den mächtigen Hauptdolomit des Steinkogelzuges um etwa 500 Meter nach Nordwesten vorspringen. Die Deckengrenze der Reichraming-Decke muss nun entlang jenes tektonischen Lineamentes weiter verlaufen, an dem der lange Zug von Kössen-Formation und Rhätiumkalken am südlichen Bergfuß des Rinnerkogels tektonisch an den Hauptdolomit

nördlich davon grenzt. Das Auftreten von Plattenkalk im Bachbett des Rinnerberger Baches (610 m SH) und das der darüber folgenden Kössen-Formation lassen eine klare tektonische Abtrennung des Hauptdolomits des Steinkogelzuges (Reichraming-Decke) von jenem des Rinnerberges (Ternberg-Decke) erkennen. An diese Trennlinie kann, nach Meinung der Autorenschaft, eine Deckengrenze gelegt werden. Dieser Zug Kössen-Formation, der diese Deckengrenze also deutlich markiert, kann nun nach Osten bis in die Westflanke des Sonnkogels (Kote 882 m) weiterverfolgt werden. Hier muss nun die Deckengrenze für ein kurzes Stück innerhalb des Hauptdolomits weiterlaufen, da die Kössen-Formation innerhalb des Hauptdolomits des Sonnkogels auskeilt. Dass zwischen dem Hauptdolomit des Rinnerberges und dem des Plachwitz eine größere Störung verlaufen muss, wird auch dadurch ersichtlich, dass die Streichrichtung des Hauptdolomits am Rinnerberg (W-E bis ENE-WSW) nahezu senkrecht zu jener des Hauptdolomits am Plachwitz (NW-SE) verläuft. Die nächste bedeutende Struktur ist ein markanter, in der Ostflanke des Sonnkogels verlaufender, N-S streichender Bruch („Sonnkogelstörung“), der die gesamte enggepresste Juramulde des Sonnkogels (= Ternberg-Decke) abschneidet und gegen einen mächtigen Obertriasblock versetzt (= Reichraming-Decke mit der „Schobersteinschuppe“ bei BRAUNSTINGL, 1986a). Der N-S streichende Bruch der „Sonnkogelstörung“ wird jedoch wiederum von der W-E streichenden Störung südlich des Rabensteines (= Reichraming-Decke) abgeschnitten. Von großer Bedeutung ist nun eine große, NNE-SSW streichende Querstörung mit sinistralen Bewegungssinn, die „Landsbergstörung“ (BAUER, 1953: 125), an der die Stirn der Nördlichen Kalkalpen um etwa 1,5 Kilometer nach Norden vorspringt. Diese markante Störung schneidet auch den Mitteltrias-Aufbruch Schmiedleithen-Rabenstein-Schauerzinken (der gemeinsam mit dem Gaisbergzug im Osten) zur Reichraming-Decke gestellt wird, im Westen ab und versetzt die Reichraming-Decke (= Großer Landsberg) um den selben Bewegungsbetrag nach Norden. Hier sehen wir nun erst wieder in dem schmalen Zug von Oberkreide-Sandsteinen (Losenstein-Formation), der in der Einsattelung zwischen Kleinem Landsberg (= Ternberg-Decke) und Großen Landsberg (= Reichraming-Decke) auftritt, eine Deckengrenze. Diese setzt sich in gleicher Weise über das Steyrtal hinweg nach Osten in den Dorngraben (BRAUNSTINGL, 1986a: 117) fort und lässt sich auch auf Blatt 69 Großraming (EGGER & FAUPL, 1999) in völlig identischer Position wiederfinden. Hier stellt auch BRAUNSTINGL (1986b: 81) fest, dass „die eigentliche Ternberger Entwicklung auf die Gebiete nördlich des Losensteiner Kreidevorkommens“ beschränkt sind.

Zusammenfassend kann man also in etwa folgende tektonische Zuordnung treffen:

a) **Ternberg-Decke**

Hirschwaldstein-Rinnerberg-Sonnkogel-Krautige Eben-Jungwirtsberg-Kleiner Landsberg.

b) **Reichraming-Decke**

Ochsenkogel-Steinkogel-Plachwitz-Rabenstein-Hausberg-Schauerzinken-Schmiedleithen-Großer Landsberg.

Betrachtet man den **Deformationsplan** des kartierten Gebietes, so können zumindest zwei tektonische Beanspruchungspläne unterschieden werden: zunächst eine ältere,

NW- bis NNW vergente Faltungs- und Überschiebungsphase mit **ENE-WSW** und **NE-SW** streichenden Faltenachsen, Schuppengrenzen und Deckengrenzen, die man allgemein der **vorgosauischen Phase des Cenomani-ums-Turoniums** zuordnen kann. Dazu zählen die NE-SW streichenden Falten- und Schuppenstrukturen des Hirschwaldsteinzuges, die Jura- und Kreidemulden an der Nordflanke des Rinnerberges und des Gebietes Klamm-Rabenstein und die Überschiebungsbahn des Großen Landsberges. Und eine jüngere, NNE-vergente Faltungs- und Überschiebungsphase mit **WNW-ESE** und **NW-SE** streichenden Faltenachsen, Schuppengrenzen und Deckengrenzen, die man wiederum einer **nachgosauischen Deformationsphase des Miozäns** zuordnen kann. Dazu zählen die enggepresste Juramulde zwischen Rabenstein und Sonnkogel, die genetisch mit der sinistralen „Landsbergstörung“ verbunden ist, die nordvergente Überschiebung des Jungwirtsberges, die WNW-ESE streichenden Falten- und Schuppenstrukturen am südlichen Großen Landsberg sowie am Kleinen Landsberg.

## Regionale Geologie

### Der Kleine Landsberg (850 m)

Markantestes Element ist der schmale, lange, etwa NW-SE streichende Zug von felsbildendem Mikritoidkalk, der den auffälligen Wandzug und Gipfelkamm dieses Berges aufbaut. Begleitet wird der oberjurassische Mikritoidkalk von mikritischen roten Knollenkalken (Steinmühlkalken). Die Grenze zu diesen ist nicht scharf ausgebildet, sodass in dem als Mikritoidkalk ausgeschiedenen Felskamm immer wieder auch stärker rötlich gefärbte, mikritische Partien auftreten können. Im Allgemeinen ist jedoch der Mikritoidkalk etwas heller, rosagrau oder fleischfarben und massiger ausgebildet. Am Südfuß des markanten Felskammes des Kleinen Landsberges tritt ein fast durchgehendes Band bunter (rötlichgrauer, grünlich-, gelblichgrauer), welliger Hornsteinkalke an, die lagenweise reich an Crinoidengrus sein können (Crinoidenschuttalke des Mittel- oder Oberjura). Nördlich und südlich des Felskammes treten weitere, parallel dazu streichende, schmale Schuppen aus Mikritoidkalk auf, an die teilweise mikritische Rotkalke mit *Saccocomen* (Steinmühlkalke des Kimmeridgiums oder Tegernseer Kalk) oder dünnbankige Aptychenkalke grenzen können. An der östlichen Flanke des Kleinen Landsberges tritt ein markanter, N-S streichender Bruch auf, an dem mächtiger, nach Westen einfallender Plattenkalk und Hauptdolomit an die Jura-Schuppen grenzt. Da das Auftreten von Plattenkalk auch in der Ternberg-Decke möglich ist (vgl. auch BRAUNSTINGL, 1986b: 134), wird auch dieser Block zu dieser Decke gerechnet.

### Der Große Landsberg (899 m)

Die Nordflanke des Großen Landsberges kann man als NNW-vergente Hauptdolomit-Antiklinale auffassen (Fortsetzung der Antiklinalform der „Klausrieglerschuppe“ bei BRAUNSTINGL, 1986b: 120). Das belegen die tektonisch zwar stark reduzierten, doch primär dem Hauptdolomit auflagernden Trias- und Jura-Sedimente am Nordfuß des Berges (Kössen-Formation, Unterjura-Hornsteinkalk, Klauskalk) und am Gipfelkamm des Berges (Klauskalk, Mikritoidkalk). Am Gipfelkamm des Großen Landsberges lagert eine mittelsteil nach Süden einfallende, etwa 20–30 m

mächtige Platte aus Mikritoidkalk, mit oder ohne zwischengelagertem Mitteljura (Klauskalk), mehr oder weniger direkt dem gleichsinnig einfallenden Hauptdolomit auf. In der Westflanke des Berges wird der hier geringmächtige Jura in eine W–E streichende, enggepresste Falte mit Aptychenschichten im Kern gelegt. Südlich dieser Falte treten wieder mehrere WNW–ESE streichende Schuppen aus Obertrias (Plattenkalk und Hauptdolomit, eng verfault) und Jura (Mikritoidkalk, Klauskalk, Unterjura-Hornsteinkalk) auf. Am westlichsten Bergfuß sind gerade noch die Auswirkungen der großen, NNE–SSW streichenden, sinistralen „Landsbergstörung“ zu erkennen (NNE–SSW streichende Schuppen aus Opponitzer Kalk, Hauptdolomit und Aptychenschichten). Die zwischen den Gehöften Außerort und Innerort auftretenden Juraschichten (Mikritoidkalk, Steinmühlkalk, Aptychenkalk) können als das normal Hangende des Hauptdolomits am Großen Landsberg betrachtet werden.

Der zwischen Kleinem und Großem Landsberg auftretende, durchgehend zu verfolgende Streifen aus feinkörnigen Kreidesandsteinen (Losensteiner Schichten) kann als Deckenscheider gelten (siehe auch BRAUNSTINGL, 1986b: 81).

#### **Der Schauderzinken (620 m)**

Der Schauderzinken bildet eine felsige Kalkklippe am südlichen Bergfuß des Großen Landsberges und besteht aus lagunärem Wettersteinkalk. Die lagunäre Fazies wird durch das Auftreten von feinschichtigen Onkoidkalken mit reichlich Crinoiden und, leider nur sehr spärlich und vereinzelt, kleinen Dasycladaceen angedeutet. Bemerkenswerterweise dürfte ein sedimentärer Verband des Wettersteinkalkes mit der Hauptdolomit-/Plattenkalk-Schuppe nördlich davon bestehen. Dieser ist bei BAUER (1953) bereits auch schon angedeutet. Die über dem lagunären Wettersteinkalk folgenden Lunzer Sandsteine konnten sowohl in einzelnen, leider von Hangschutt stark überdeckten Lesesteinen an der nordöstlichen Grenze des Wettersteinkalkzuges, als auch im kleinen Sattel unmittelbar nördlich des Gipfels des Schauderzinken (mit dem Klettersteig) angetroffen werden. Die darüber folgende, sehr mächtige, helle, kalkig-dolomitische Rauwacke konnte als durchgehendes Band zwischen Wettersteinkalk im Süden und Hauptdolomit im Norden durchverfolgt werden. Aufgrund des Zusammenauftretens der Rauwacke mit Lunzer Sandstein kann die Rauwacke den Opponitzer Schichten zugeordnet werden. Der darüber folgende Hauptdolomit ist tektonisch bedingt sehr geringmächtig und wird bald von Plattenkalk abgelöst.

#### **Schmiedleithen–Außerort–Innerort**

Die Schmiedleithen liegt inmitten des Mitteltrias-Aufbruches der Reichraming-Decke. Es kann eine zusammengehörende, halbwegs aufrechte, generell in südliche Richtung einfallende Schichtfolge von anisichem Reiflinger Kalk (dunkelgrau, Hornstein, Filamente), ladinischem Reiflinger Kalk (mittelgrau, knollig, ohne Hornstein und Filamente, wahrscheinlich schon höheres Ladinium), Raminger Kalk (hellgrau, Hornstein, allodapischer Schuttkalk, oberes Ladinium) und Wetterstein-Riffkalk wiedererkannt werden. Wenn man so will, kann man den Mitteltrias-Aufbruch der Schmiedleithen als Kern einer nordvergente Antiklinale sehen („Gaisbergantiklinale“ oder „Wettersteinantiklinale“ bei BRAUNSTINGL, 1986b: 84, 94), wobei der lagunäre

Wettersteinkalk des Schauderzinken mit der geringmächtig auflagernden Obertrias den steilstehenden Nordschenkel oder „Liegendschenkel“, und der Wetterstein-Riffkalk des Rabensteines mit der mächtigen Mitteltriasschichtfolge den flach liegenden Südschenkel dieser Faltenstruktur repräsentieren würden (vgl. auch BRAUNSTINGL, 1986b: 95).

#### **Rabenstein (780 m) und Hausberg (490 m)**

Beide Berge bestehen zum überwiegenden Anteil aus Wetterstein-Riffkalk, der als Fortsetzung der Riffkalke des Dürren Eck (Kote 1.222 m) und Gaisberg (Kote 1.267 m) gelten kann („Gaisbergsschuppe“ bei BRAUNSTINGL, 1986b: 84f.). Damit darf man annehmen, dass im N–S verlaufenden Steyrtal keine größere Bruchlinie vorhanden sein dürfte, da die geologischen Strukturen von Westen nach Osten ohne Unterbrechung durchstreichen (vgl. auch BRAUNSTINGL, 1986: 95, 96). Der Rabenstein bildet eine steile Felswand, aus der einzelne Felskörper langsam talwärts hinausrotieren. Nachdem der eher schmale Wettersteinkalkspan an einer steilen Bruchlinie im Süden an eher nachgiebigen Hauptdolomit grenzt, sind kleinere Massenbewegungen nicht ganz auszuschließen und ein Abbrechen von Steinschlag oder Felssturz in der Zukunft nicht ganz auszuschließen. Am Wandfuß wurde jedoch noch kein Blockwerk angetroffen, was auf halbwegs stabile Lagerungsverhältnisse zurückzuführen sein dürfte. Geologisch etwas anders stellen sich die Verhältnisse am Hausberg dar. Hier wird der wahrscheinlich steil nach Süden einfallende Wettersteinkalk im Süden von Lunzer Schichten (vorwiegend Sandstein), Opponitzer Kalk (hellgrauer Kalkspan) und Hauptdolomit überlagert. Damit ergibt sich, ausgehend von der Schmiedleithen, eine vom Pelsonium bis in das Norium reichende, zusammengehörige Schichtfolge der Reichraming-Decke. Dies geht weder aus der Karte von BAUER (1953), noch aus BIRKENMAJER (1995) hervor. Weiters soll angemerkt werden, dass die von BAUER (1953) übernommenen und von BIRKENMAJER (1995) an einer Erosionskante der Niederterrasse SW' vom Hausberg eingetragenen Reiflinger Kalke nicht aufgefunden werden konnten (normale Terrassenschotter).

#### **Jungwirtsberg (585 m)**

Der Jungwirtsberg besteht hauptsächlich aus steilgestelltem Hauptdolomit, der an einer steilstehenden, etwa W–E streichenden Überschiebungsbahn (Deckengrenze) den unterlagernden Flyschgesteinen aufgeschoben worden ist. Es handelt sich um die primäre Deckenstirn der Nördlichen Kalkalpen (Ternberg-Decke), unter welche die Flyschzone steil abtaucht. Daraus ergibt sich hier – wie auch in anderen Gebieten – die Situation, dass die Nördlichen Kalkalpen eher die Flyschzone vor sich hergeschoben haben, als sie überschoben zu haben. In der gleich südlich davon angelegten tiefen Eintalung treten keine Flyschgesteine mehr auf. Das Südost-Eck des Jungwirtsberges wird überraschenderweise von dunkelgrauen-fleckigen Unterjura-Hornsteinkalken, mergeliger Schrambach-Formation und dunkelgrauen Sandsteinen der Rossfeld-Formation aufgebaut. Es handelt sich wohl um eine Einschuppung von Jungschichten, die an einem breiten Band tektonischer Rauwacken an den Hauptdolomit grenzen. Der weitere Verlauf der Deckengrenze wird in Furth von Moränensedimenten überdeckt und dann an der „Landsbergstörung“ abgeschnitten und um 1,5 km nach Norden versetzt.



### **Krautige Eben (670 m)**

Die „Krautige Eben“, oberhalb der Klamm und des Wasserfallweges gelegen, stellt eine flache Juramulde dar. Auf Hauptdolomit folgen Unterjura-Hornsteinkalk und 40 Meter mächtiger Mikritoidkalk (Oxfordium). Letzterer ist durchwegs in Steilstufen ausgebildet. Im Hangenden bilden 40 Meter mächtiger Steinmühlkalk des Kimmeridgiums sowie Mühlbergkalk einen flacheren Bereich aus. Von dort stammt ein Ammonitenfund von Daniel Elster (GBA; leider ein Ammonit in nur schlechter Erhaltung der Gattung *Lytoceras* sp.). Auflagernde Aptychenschichten konnten nur in sehr geringflächigen Anteilen in der Nordosthälfte der „Krautigen Eben“ aufgefunden werden.

Das Gebiet nordöstlich der „Krautigen Eben“ setzt sich aus intensiv verfalteten, NE–SW streichenden Oberjura-Schichten (Mikritoidkalk, Steinmühlkalk, Aptychenschichten) zusammen. Diese bilden auch komplizierter verformte Züge mit wechselnder Streichrichtung, die sich mit der Kreidemulde SW' Rabenstein verbinden. Mit diesen Strukturen ist auch ein N–S verlaufender, stark tektonisierter Bereich südlich des unbenannten Baches nahe der Heindlmühlstraße zu assoziieren.

### **Rinnerberg (878 m) und Rinnerberger Bach**

Die Südseite des Rinnerberges wird aus mächtigem Hauptdolomit aufgebaut, während an der Nordseite des Berges eine nach Nordosten abtauchende Juramulde entwickelt ist. Deren Schichtfolge gleicht gänzlich jener der „Krautigen Eben“, nur dass in ihrem Kern noch deutlich die dünnbankigen, feinkörnigen, tonigen Aptychenkalke des Tithoniums vertreten sind. An der Nordwestseite dieser Juramulde befinden sich ausgeprägte Steilstufen von Mikritoidkalk, die in dieser Form nicht an der Südseite der Mulde anzutreffen sind. Dort tritt der Mikritoidkalk geringmächtiger auf. Stattdessen bildet Steinmühlkalk 10er Meter hohe Felsstufen („Mittagspitz“) und isolierte Gesteinssäulen aus und erscheint bedeutend mächtiger als im Nordteil der Mulde.

In der N–S verlaufenden, klammartigen Strecke des Rinnerberger Baches zwischen Rinnerberg und Sonnkogel verläuft eine NNW–SSE streichende Rechtsseitenverschiebung, welche die Juramulde des Rinnerberges um etwa 100 m nach Süden versetzt („Klammstörung“). An der Deckengrenze zur Reichraming-Decke im Süden wird diese Störung jedoch abgeschnitten. Auch die flache Mulde der „Krautigen Eben“ grenzt an W–E streichenden Brüchen an die versetzten Juramulden südlich von ihr. Im Gegensatz zur „Krautigen Eben“ setzen sich Aptychenschichten bis zum Bereich der Klamm fort, lokal sind sie jedoch meist von Blockwerk überlagert.

Am westlichen Bergfuß des Rinnerberges sind, bevor die Kalkalpen an ihre Deckenstirn gelangen, kalkig-mergelige Aptychenschichten und mergelige Schrambach-Formation in größerer Mächtigkeit entwickelt, die sich leicht von den Sandsteinen der Rhenodanubischen Flyschzone unterscheiden lassen. Dieser Bereich grenzt direkt an einer N–S verlaufenden Störung an den Hauptdolomit des Rinnerberges.

Sowohl die Wasser stauenden Mergel der Schrambach-Formation, als auch die Wasser stauenden Flyschsandsteine neigen sehr zur Bildung von Rutschhängen und zu intensivem Bewuchs mit Schachtelhalm-

gewächsen. Die Unterscheidung der Aptychenschichten von der Schrambach-Formation ist im Gelände nicht immer ganz einfach. Da jedoch die Aptychenschichten etwas kalkiger sind, bilden sie eher Lesesteine im Waldboden und etwas geneigtere Hänge. Im Gegensatz dazu bilden die Mergel der Schrambach-Formation nur kaum Lesesteine, sehr flache, aber rutschungsanfällige Hänge mit starkem Bewuchs.

Am südlichen Hangfuß des Rinnerberges bildet ein langer Zug rhätischer Gesteine die Deckengrenze zur Reichraming-Decke. Besonders erwähnenswert erscheint dem Autor die besonders starke, völlig kataklastische Zerlegung des Hauptdolomits entlang des oberen Rinnerberger Baches zu einem weißen Gesteinsmehl bzw. zu einem matrixreichen, „tektonischen Konglomerat“, in dem einzelne, härtere Gesteinspartien prächtig tektonisch zugerundet in einer zerrütteten, sandig-schluffigen Dolomitmatrix schwimmen. Diese tektonisch sehr deutlich beanspruchten Hauptdolomite dürften einerseits mit der nicht weit entfernten Deckenbasis der Nördlichen Kalkalpen (Überschiebungstektonik, Ostalpine Überschiebung) und andererseits mit einem deutlich ausgeprägten, jungen, W–E streichenden Störungssystem, das etwa parallel zum Rinnerberger Bach verläuft und in das zahlreiche Juraschollen in den Hauptdolomit eingespießt worden sind, zusammenhängen.

### **Sonnkogel (882 m)**

Der Sonnkogel unterscheidet sich vom Rinnerberg, dessen östliche Fortsetzung er bildet, durch das zusätzliche Auftreten von Plattenkalk im oberen Norium. Dieser setzt erst östlich der Störung in der Klamm („Klammstörung“) mit nach Osten zunehmender Mächtigkeit ein. Zwischen Sonnkogel und „Krautige Eben“ ist eine sehr schöne, NE–SW streichende, also vorgosauisch angelegte Kreidemulde entwickelt, deren Schichtfolge von der Obertrias (Hauptdolomit, Plattenkalk, in Resten „Oberhätalk“) bis in die Unterkreide (Schrambach-Formation) reicht. Im Sattel zwischen Sonnkogel und Rabenstein ist eine weitere Juramulde, mit Aptychenschichten im Kern, ausgebildet. Diese ist sehr eng gefaltet, zeigt Spezialfalten und streicht WNW–ESE, was einer jüngeren, miozänen, NNE-gerichteten Faltungsphase entspricht. Bemerkenswerterweise endet an ihr auch die ebenso junge, im Miozän angelegte, sinistrale „Landsbergstörung“. Auffällig, wenn auch nicht gänzlich nachgewiesen, ist das Fehlen von Klauskalk in den Schichtfolgen von Rinnerberg und Sonnkogel. Darauf wurde im Kapitel zur Tektonik bereits hingewiesen. Eine kleine Ausnahme davon bilden allerdings wenige Meter Rotkalk zwischen Unterjura-Hornsteinkalk und Mikritoidkalk auf dem Bergrücken 250 m östlich der „Klamm“ in 670 m SH.

Markant setzt an der Ostflanke des Sonnkogels in etwa 700 m SH ein deutlich N–S streichender Bruch ein, der mächtig entwickelte Obertrias (Hauptdolomit, Plattenkalk und Kössen-Formation) gegen die Juramulde des Sonnkogels versetzt. Auffällig ist in diesem tektonisch abgesenkten Block nicht nur der „mächtige“ Plattenkalk (teilweise söhliche Lagerung), sondern auch die Ausbildung dunkelgrauer, feinkörniger Kalkbänke im Plattenkalk sowie fossilreicher, mittelgrauer Bänke mit reichlich Bivalven und Crinoiden (wackestones, Biomikrite, Tempestite). Eher schleifend ist gegen Hangend ein Übergang in dunkelgraue Mergelkalke und gelbgraue Lumachellenkalke

der Kössen-Formation („Kössener Kalke“) erkennbar. Von BAUER (1953) wurde diese Störung völlig übersehen und verband die Kössen-Formation im kleinen Sattel S' Rabenstein ganz einfach mit den Kössen-Formation am östlichen Hangfuß in 550 bis 600 m SH, wo sie nur zufällig in einer geografisch ähnlichen Position auftreten. Eigenwillig dennoch ist, dass das Einfallen des Plattenkalkes gegen das Einfallen des Hauptdolomits gerichtet ist, was kleinere tektonische Komplikationen erwarten lässt. Trotzdem würde die Autorenschaft den Plattenkalk und die Kössen-Formation für das normal Hangende (natürlich in verkehrter Lagerung) des Hauptdolomits halten.

Die hier (an der Ostflanke vom Sonnkogel) verkehrt liegende, mächtige Obertrias-Schichtfolge stellt zugleich das westlichste Ende der „Schobersteinschuppe“ (BRAUNSTINGL, 1986b: 97–99) dar, die sich ungestört über das Steyrtal hinweg fortsetzt. Östlich der Steyr, im Bereich der „Sonnseite“, behält diese ihre überkippte Lagerung bei, beginnt aber rasch ihre darüberfolgende Jungschichtfolge (Jura, Kreide) gegen Norden zu vervollständigen. Südlich vom Schoberstein (Kote 1.285 m) schließlich rotiert die Schichtfolge der „Schobersteinschuppe“ in ihre aufrechte Lagerung zurück.

### **Plachwitz (910 m)**

Der Plachwitz zeigt einen einfachen Bau aus im Mittel nach Nordosten einfallendem Hauptdolomit. Dazu im Widerspruch stehen die Messungen des Schichteinfallens von BIRKENMAJER (1995), die zum Teil in genau die entgegengesetzte Richtung weisen. Dem will der Autor nicht unbedingt widersprechen, jedoch darf angemerkt werden, dass zumindest am Plachwitz kaum Kleinfalten beobachtet werden konnten. Vorsichtigerweise will der Autor darauf hinweisen, dass nur eine sorgfältige Beobachtung der sedimentären Schichtung (z.B. Algenlaminite) im Hauptdolomit zu einem gültigen Messergebnis führen kann, da man sonst sehr leicht Gefahr läuft, lediglich ein engständiges Kluffnetz für eine Bankung zu erhalten und so zu einem falschen Messergebnis gelangen kann.

Dennoch kann festgestellt werden, dass der Hauptdolomit des Plachwitz vor allem in den Gräben von geradlinigen und tiefgreifenden Störungen durchsetzt wird, an denen nicht nur tektonisch gebildete Rauwacken, sondern auch grüne Tone sowie dunkelgrüne Tonschiefer der Deckenbasis eingeschuppt worden sind. In der Westflanke des Plachwitz treten zwei solche NW–SE streichende Störungen und in der Ostflanke des Plachwitz eine ENE–WSW streichende Störung auf.

## **Literatur**

BAUER, F. (1953): Der Kalkalpenbau im Bereiche des Krems- und Steyrtales in Oberösterreich. – Skizzen zum Antlitz der Erde: Geologische Arbeiten, herausgegeben aus Anlaß des 70. Geburtstages von Prof. Dr. L. Kober, Universität Wien, 107–130, Wien.

BIRKENMAJER, K. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **138**, 570–572, Wien.

BRAUNSTINGL, R. (1983): Bericht über die Kartierung der Reichraminger Decke zwischen Steyr und Enns (Gebiet Molln – Hohe Dirn). – OMV-Bericht, 9 S., OMV-Exploration/Archiv, Wien.

BRAUNSTINGL, R. (1986a): Geologie der Flyschzone und der Kalkalpen zwischen Enns- und Steyrtal (Oberösterreich). – Anzeiger der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, **122**, 111–118, Wien.

BRAUNSTINGL, R. (1986b): Geologie der Flyschzone und der Kalkalpen zwischen Enns- und Steyrtal (Oberösterreich). – Dissertation, Naturwissenschaftliche Fakultät der Universität Salzburg, 162 S., 1 Geologische Karte 1:25.000, Salzburg.

EGGER, J. & FAUPL, P. (1999): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 69 Großraming. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1967): Die Lithogenese der Steinmühl-Kalke des Arracher Steinbruches (Jura, Österreich). – *Sedimentology*, **9**, 23–53, Amsterdam.

GAITANAKIS, P. (1974): Zur Geologie der Kalkalpen zwischen Steyr und Enns im Raum der Gaisberg-Gruppe bei Molln in Oberösterreich. – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Wien, 159 S., Wien.

HUSEN VAN, D. (1975): Die quartäre Entwicklung des Steyrtales und seiner Nebentäler. – Jahrbuch des Oberösterreichischen Musealvereines, **120**, 271–289, Linz.

JENKYN, H.C. (1972): Pelagic „Oolites“ from the tethyan jurassic. – *The Journal of Geology*, **80**/1, 21–33, Chicago.

LUKENEDER, A. (2004a): Stratigrafische Erkenntnisse aus einem neuen Vorkommen von Unterkreide-Ammonoiten in der Losensteiner Mulde (Ternberger Decke, Nördliche Kalkalpen). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **144**, 173–189, Wien.

LUKENEDER, A. (2004b): Lower cretaceous section of the Ternberg nappe (Northern Calcareous Alps, Upper Austria): facies-changes, biostratigraphy and paleoecology. – *Geologica Carpathica*, **55**/3, 227–237, Bratislava.

MOSER, M. (2014): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen des Hirschwaldstein-Zuges der Ternberg-Decke zwischen Micheldorf und Molln auf Blatt 4201 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 354–357, Wien.

TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen Nordalpinen Mesozoikums: Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – 579 S., Wien.

TRAUTH, F. (1936): Ueber die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. – F.E. Sueß-Festschrift der Geologischen Gesellschaft in Wien. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **1936**, 473–564, Wien.

ZEITLINGER, J. (1954): Versuch einer Gliederung der Eiszeitablagerungen im mittleren Steyrtal. – Jahrbuch des Oberösterreichischen Musealvereines, Gesellschaft für Landeskunde, **99**, 189–243, Linz.