

Zur Lithostratigrafie der Laab-Decke im Rhenodanubischen Deckensystem des Wienerwaldes

H. EGGER

Zusammenfassung

Die Schichtfolge der Laab-Decke wurde im Grenzbereich der Kartenblätter St. Pölten (ÖK 56) und Neulengbach (ÖK 57) biostratigrafisch und lithostratigrafisch neu untersucht und zur Laab-Gruppe (nov. nom.) zusammengefasst. Die Laab-Gruppe setzt sich aus der etwa 200 m mächtigen Kaumberg-Formation (Turonium bis Unter-Campanium), der etwa 950 m mächtigen Hois-Formation (Mittel-Campanium bis Thanetium) und der rund 1.000 m mächtigen Agsbach-Formation (Ypresium) zusammen. Die Hois-Formation kann weiter untergliedert werden in die 650 m mächtige Kogelhofgraben-Subformation (nov. nom.) des Mittel-Campaniums bis Ober-Maastrichtiums, die 250 m mächtige Schöpfl-Subformation (nov. nom.) des Daniums bis Selandiums und die 50 m mächtige Türkenstein-Subformation (nov. nom.) des Thanetiums. Lithostratigrafisch wird die Laab-Gruppe der Laab-Decke mit der Greifenstein-Gruppe der Greifenstein-Decke zur Rhenodanubischen Supergruppe zusammengefasst.

Einleitung

Bereits STUR (1894) erkannte, dass das Eozän im Sandstein-Wienerwald zwei deutlich unterschiedliche Faziesausbildungen aufweist. Auf seiner Karte stehen den grobkörnigen und dickbankigen Greifensteiner Schichten im Norden die „bunten Schiefer und Sandsteinschichten“ im Süden gegenüber. Letztere wurden von FRIEDL (1920) mit dem Namen Glaukoniteozän belegt, von GÖTZINGER (1928) als Laaber Schichten und von GOTTSCHLING (1966) als Laaber Serie bezeichnet. Das Verbreitungsgebiet der Laaber Schichten ist die Schöpfl-Decke (GÖTZINGER, 1928), die später in Laaber Teildecke (GÖTZINGER, 1944) umbenannt wurde.

Als unterste lithostratigrafische Einheit der Laaber Decke trennte GÖTZINGER (1951) die Kaumberger Schichten von den Laaber Schichten ab. NOTH & WOLETZ (1954) konnte mit einigen wenigen Globotruncanenfundten in den Kaumberger Schichten Oberkreide nachweisen. Die Laaber Schichten wurden von PREY (1965) in die paleozänen Hois-Schichten und die eozänen Agsbach-Schichten untergliedert. Auf der von SCHNABEL et al. (1997) bearbeiteten geologischen Karte ÖK 58 Baden wird sowohl den Laaber Schichten als auch den darin enthaltenen Agsbach-Schichten der Rang einer Formation verliehen, was nach den lithostratigrafischen Nomenklaturregeln nicht möglich ist. Später versuchten SCHNABEL et al. (2002) diesen Fehler zu korrigieren, indem sie die Agsbach- und Hois-Schichten zu Subformationen der Laab-Formation erklärt, allerdings ohne brauchbare Definitionen der neuen Einheiten zu geben.

Da bisher keine gültigen lithostratigrafischen Definitionen der Einheiten der Laab-Decke vorlagen und auch ihre chronostratigrafischen Reichweiten unsicher waren, wurden für die vorliegende Arbeit die verhältnismäßig gut aufgeschlossenen und weitgehend vollständigen Profile des westlichen Schöpfl-Gebietes (Abb. 1, 2) nannopaläontologisch untersucht. Zusätzlich wurden die Dinoflagellatenzysten-Vergesellschaftungen einiger Proben durch H. BRINKHUIS und P. BIJL (beide Utrecht) stratigrafisch ausgewertet.

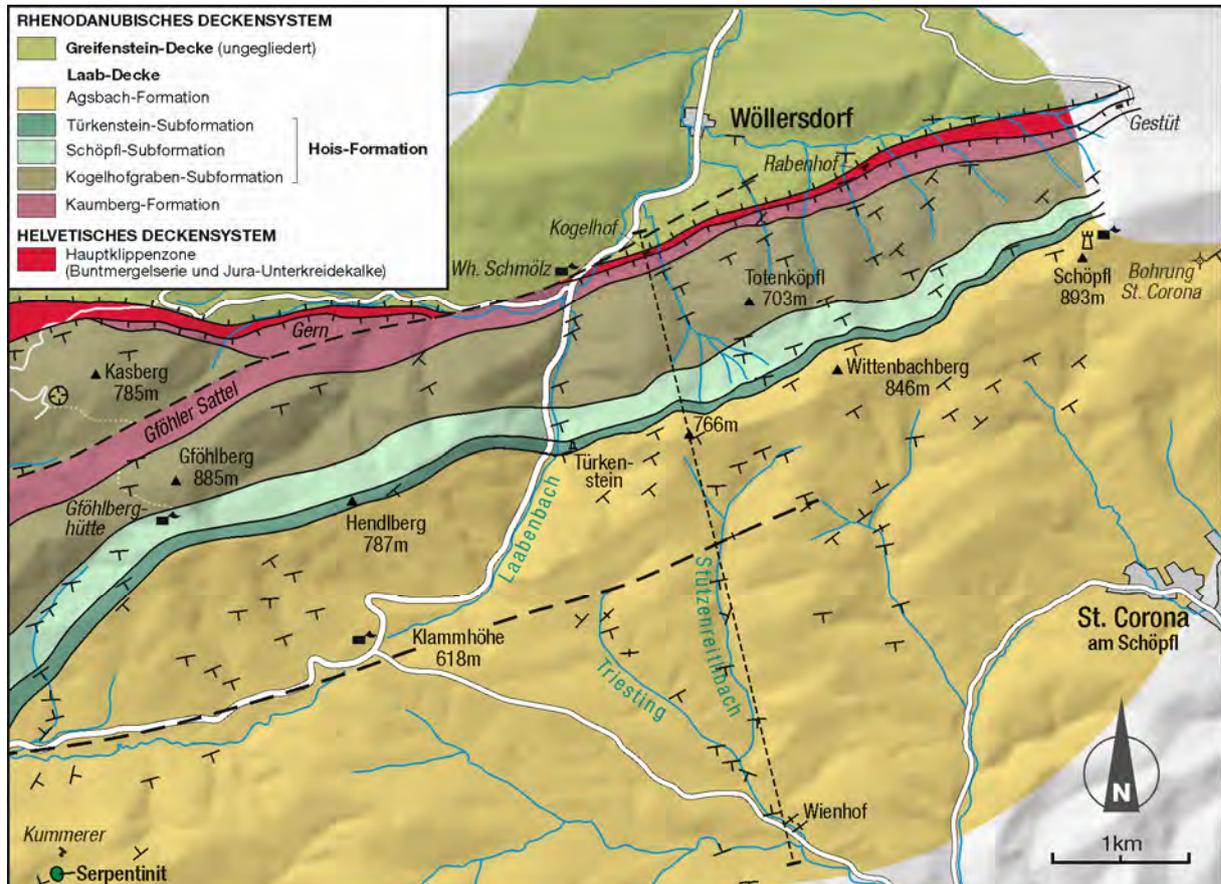


Abb. 1: Geologische Karte des Hochwienerwaldes zwischen Schöpfl und Gföhlberg (Ausschnitt der Kartenblätter St. Pölten und Neulengbach). Bei dem von NADER (1952) entdeckten Serpentin südlich vom Gehöft Kummerer handelt es sich vermutlich um einen erosiven Rest von Ybbsitz-Klippenzone.

Der Erhaltungszustand der Nannoplankton- und Dinoflagellatenzysten-Vergesellschaftungen ist wesentlich schlechter als in der Greifenstein-Decke und deutet auf thermische Beanspruchung und größere Versenkungstiefe der Laab-Decke hin. Das steht im Einklang mit der palinopastischen Auffassung, dass die Laab-Decke ursprünglich die unterste (nördlichste) Einheit des Rhenodanubischen Deckensystems bildete und von allen anderen Einheiten überschoben wurde (FUCHS, 1985; OBERHAUSER, 1995; TRAUTWEIN et al., 2001). Dabei kann von einer Überlagerung von mindestens 2 km ausgegangen werden. Erst bei späteren Nachbewegungen wurde die Laab-Decke über die Greifenstein-Decke geschoben und an der Überschiebungsbahn die ultrahelvetische Hauptklippenzone hochgeschürft (Abb. 2). Einen weiteren Beleg für dieses „Out-of-sequence“-Modell bildet die neuentdeckte Deckscholle am

Kasberg (Abb. 1). Sie wird von Gesteinen der Röthenbach-Subgruppe („Kahlenberger Schichten“) aufgebaut, die der Laab-Decke auflagern.

Probe	Koordinaten	Chronostrat. Einheit	Stufe
57/11/12	48°03'19"N, 15°52'53"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/17/11	48°03'05"N, 15°53'09"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/14/11	48°03'16"N, 15°52'55"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/11/11	48°03'19"N, 15°52'53"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/4/10	48°03'21"N, 15°52'51"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/1/10	48°03'51"N, 15°52'01"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/2/10	48°03'54"N, 15°52'07"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/3/10	48°03'34"N, 15°52'31"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/78/09	48°04'37"N, 15°54'04"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/77/09	48°04'43"N, 15°54'02"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/76/09	48°04'37"N, 15°53'33"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/3/13	48°04'21"N, 15°52'17"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/71/09	48°04'23"N, 15°52'08"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/86/09	48°04'30"N, 15°52'25"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/87/09	48°04'54"N, 15°57'35"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/44/09	48°05'00"N, 15°53'27"E	Schöpfl-Subformation	Selandium
57/45/09	48°05'06"N, 15°54'00"E	Schöpfl-Subfm.	Selandium
57/46/09	48°05'06"N, 15°54'00"E	Schöpfl-Subfm.	Selandium
57/41/09	48°04'50"N, 15°52'52"E	Schöpfl-Subfm.	Danium
56/16/04	48°03'50"N, 15°46'08"E	Kogelhofgraben-Subformation	Maastrichtium
57/37/09	48°04'56"N, 15°52'48"E	Kogelhofgraben-Subfm.	Maastrichtium
57/35/09	48°04'56"N, 15°52'47"E	Kogelhofgraben-Subfm.	Maastrichtium
57/28/09	48°04'56"N, 15°52'38"E	Kogelhofgraben-Subfm.	Maastrichtium
56/6/12	48°04'24"N, 15°49'23"E	Kogelhofgraben-Subfm.	Maastrichtium
57/30/06	48°05'05"N, 15°52'30"E	Kogelhofgraben-Subfm.	Mittel-Campanium
57/63/09	48°05'08"N, 15°52'31"E	Kogelhofgraben-Subfm.	Mittel-Campanium
57/23/10	48°04'54"N, 15°51'05"E	Kogelhofgraben-Subfm.	Mittel-Campanium
57/24/10	48°04'54"N, 15°51'05"E	Kogelhofgraben-Subfm.	Mittel-Campanium
57/56/12	48°05'09"N, 15°52'22"E	Kogelhofgraben-Subfm.	Mittel-Campanium
57/58/12	48°05'07"N, 15°52'32"E	Kogelhofgraben-Subfm.	Mittel-Campanium

Tab. 1: Lithostratigrafische und chronostratigrafische Zuordnung von Proben der Laab-Gruppe und die Koordinaten der Probenpunkte.

Die Koordinaten der biostratigrafisch aussagekräftigsten Proben und ihre litho- und chronostratigrafische Zugehörigkeit sind in Tabelle 1 festgehalten. Für die Zuordnung der Kreideproben wurde die CC-Zonierung von SISSINGH (1977) verwendet, für die Paläogenproben die NP-Zonierung von MARTINI (1971). Auf der Grundlage dieser Untersuchung werden ein Typprofil beschrieben und die lithostratigrafischen Einheiten der Laab-Decke neu definiert.

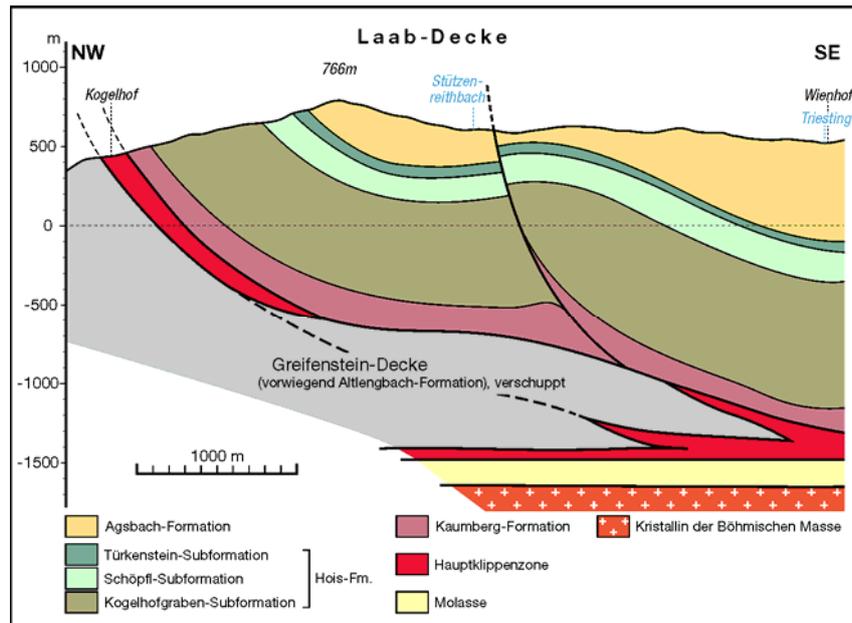


Abb. 2: Profil durch die nördliche Laab-Decke vom Kogelhof zum Wienhof (siehe Abb.1). Die Tiefenlage des Kristallins der Böhmisches Masse wurde aus der Bohrung St. Corona übernommen (siehe WESSELY et al., 2006).

Die Schichtfolge der Laab-Decke zwischen Gföhlberg und Schöpfl

Über der basalen Abscherungsfläche der Laab-Decke bildet die Kaumberg-Formation die unterste lithostratigraphische Einheit. Leitgestein sind rote Tonsteine, die vereinzelt mehrere Meter dick werden können, meist aber als cm-dünne Lagen zwischen dünnbankigen Siltsteinturbiditen in Erscheinung treten. Sehr informative Aufschlüsse der Kaumberg-Formation wurden östlich von Wöllersdorf, im Grabeneinschnitt zwischen Gscheidhof und Rabenhof zwischen 480 m und 500 m Seehöhe beobachtet (Abb. 3) und im Gernbach ca. 800 m WSW vom Wirtshaus Schmölz (Abb. 1).

Wegen der Karbonatarmut der Kaumberg-Formation kommt kalkiges Plankton darin kaum vor. Nur sehr selten wurde die lösungsresistente Nannoplanktonart *Micula staurophora* gefunden, die im Ober-Coniacium einsetzt. Bei der Verbreiterung einer Forststraße südöstlich des Wirtshaus Schmölz entstandene Aufschlüsse zeigten einen raschen Übergang der Kaumberg-Formation in die überlagernde Hois-Formation. In deren basalen Abschnitt treten immer wieder karbonathältige Turbidite auf, während rote Tonsteine hier nicht zu finden sind. Auf der geologischen Karte von GÖTZINGER et al. (1952) ist diese Fazies mit Kalksandsteinen und Kalkmergel am Nordhang des Schöpfl als „Oberkreide im Klippenraum“ ausgeschieden (s.a. GÖTZINGER et al., 1954). Bereits PREY (1965) betrachtet diese Einheit als unteren Teil der von ihm definierten Hois-Schichten, stellt sie aber ins Paleozän. Nach GOTTSCHLING (1966) sind diese Gesteine Teil der Laaber Serie und ins Maastrichtium zu stellen.



Abb. 3: Aufschlüsse der Kaumberg-Formation im Grabeneinschnitt südwestlich von Rabenhof (Koordinaten: 48°05'26" N, 15°53'32" E) am Nordabhang des Schöpflkammes.

Aus den mergelreichen Turbiditen an der Basis der Hois-Formation (Abb. 4/1) konnten mehrere, meist schlecht erhaltene, stark umkristallisierte Nannoplankton-Vergesellschaftungen gewonnen werden (Proben 57/23/10, 57/24/10, 57/56/12). Sie belegen alle die mittelcampane *Ceratolithoides aculeus*-Zone. Die reichste Nannoplankton-Vergesellschaftung lieferte Probe 56/56/12 (*Arkhangelskiella cymbiformis* (kleine Exemplare), *Biscutum constans*, *Broinsonia parca constricta*, *B. parca parca*, *Calculites obscurus*, *C. ovalis*, *Ceratolithoides aculeus*, *Cribrospharella ehrenbergii*, *Eiffellithus turriseiffeli*, *Lithraphidites carniolensis*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *L. maleformis*, *Microrhabdulus decoratus*, *Micula staurophora*, *Prediscosphaera cretacea*, *Rhagodiscus angustus*, *Uniplanarius gothicus*, *Watznaueria barnesae*, *Zeughrabdodus spiralis*).

Gegen das Hangende des Profils werden siliziklastische Sandsteine und graue Tonsteine rasch häufiger, während die Kalksandsteine, Kalkmikritbänke und Kalkmergel stark zurücktreten. Die besten Aufschlüsse dieses Übergangs (Abb. 4/2) wurden in dem langen Grabeneinschnitt (Kogelhofgraben) südöstlich vom Wirtshaus Schmölz gefunden. Im Dünnschliff zeigen die Kalksandsteine in einer karbonatischen Matrix neben Karbonat-, Quarz- und Feldspatkomponenten auch lithische Fragmente von Vulkaniten (Abb. 5).

Die Nannofloren aus diesem Profilabschnitt sind durchwegs stark umkristallisiert und bestehen oft nur aus wenigen robusten Formen, meist *Watznaueria barnesae* und *Micula staurophora*. Einige wenige Proben lieferten etwas reichhaltigere Vergesellschaftungen, die genauere biostratigraphische Einstufungen ermöglichen. Der Übergangsbereich von vorwiegend karbonatischer zu vorwiegend siliziklastischer Fazies wurde im Kogelhofgraben in 475 m Seehöhe beprobt und konnte in die *Ceratolithoides aculeus*-Zone (Zone CC20) eingestuft werden (Proben 57/63/09, 57/58/12). Eine weitere Probe (57/30/06), die in 480 m Seehöhe genommen wurde, enthielt bereits *Uniplanarius trifidus*, dessen Erstauftreten die Basis der Zone CC22 aus dem Grenzbereich Mittel- zu Ober-Campanium markiert.

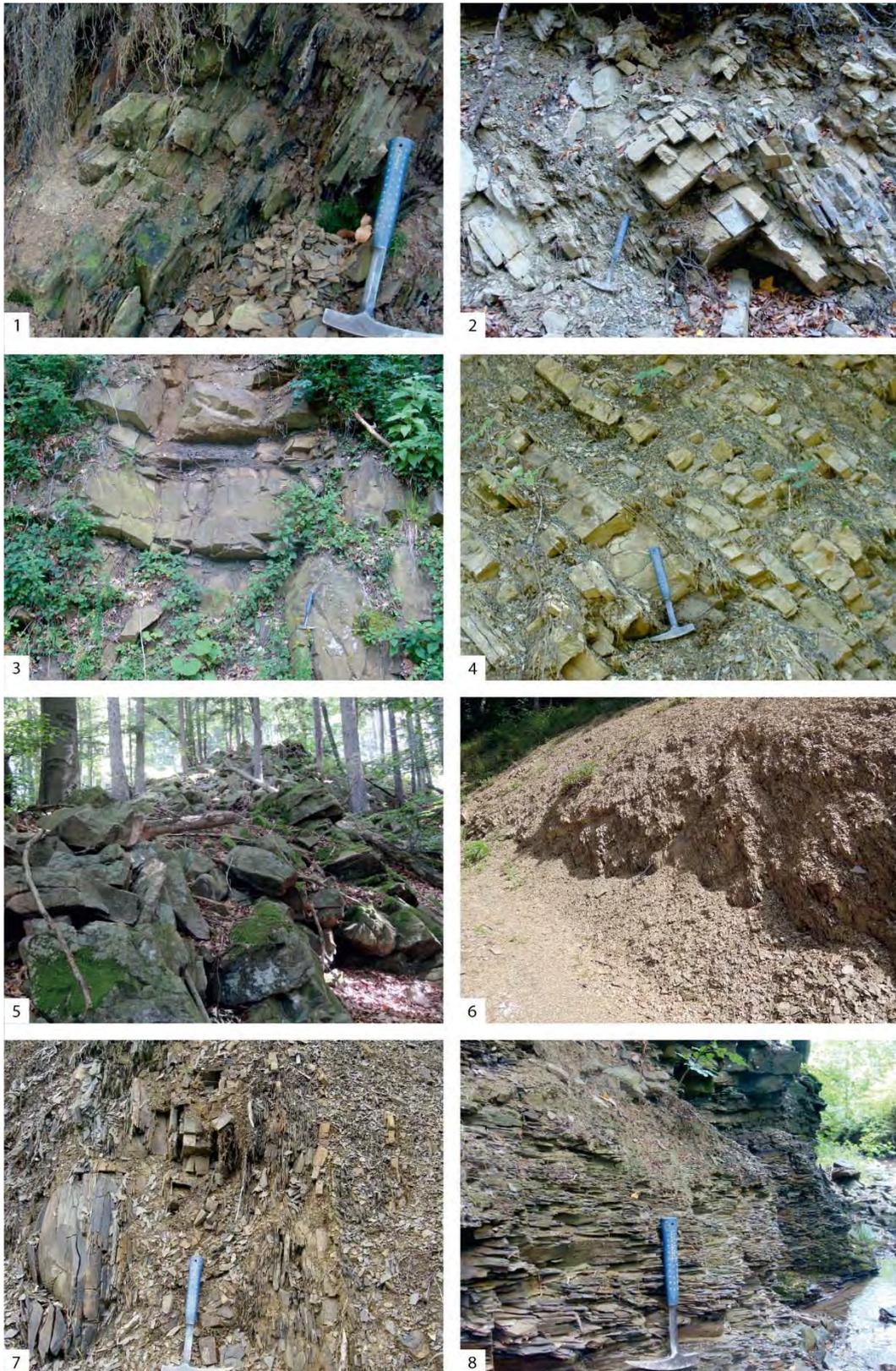


Abb. 4: Beispiele für unterschiedliche Lithofaziestypen der Laab-Gruppe. (1) Kalkmergelreiche Basis der Kogelgraben-Subformation, (2) Kalksandstein und Kalkmikrit in der unteren Kogelgraben-Subformation, (3) dickbankiger siliziklastischer Sandstein der unteren Kogelgraben-Subformation, (4) dünnbankige Siltsteinturbidite der Schöpfung-Subformation, (5) Felsrippe der Türkenstein-Subformation an der Ostflanke des Laabenbachtals, (6) Tonsteinreiche Agsbach-Formation hinter dem Haus Freileiten, (7) Tonsteinreiche Agsbach-Formation im Quellgebiet der Triesting, (8) Agsbach-Formation knapp unterhalb der Einmündung des Stützenreithbaches in die Triesting.

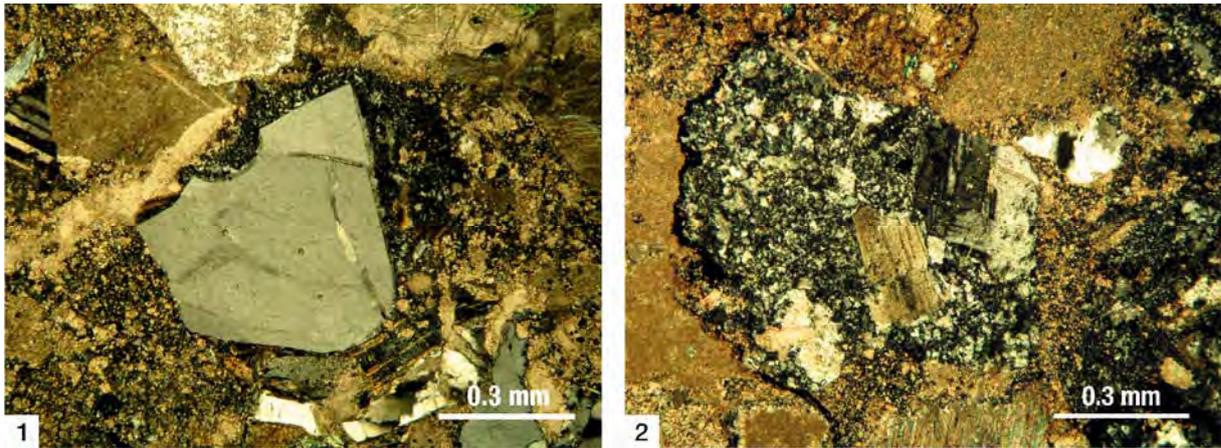


Abb. 5: Dünnschliffbilder eines Kalksandsteins (57/66/09, siehe auch Abb. 4/4) aus dem unteren Abschnitt der Kogelhofgraben-Subformation. Die Komponenten (bei 1 von feinkörniger Matrix umgebene porphyrische Quarze mit Korrosionsbuchten und zwei verzwilligte Plagioklaskristalle in feinkörniger Matrix) deuten auf saure Vulkanite im Liefergebiet des Turbiditmaterials hin.

Über dem letzten Probenpunkt setzen mittel- bis dickbankige gradierte Sandsteine ein. Die Bänke lassen manchmal Feinkonglomeratlagen in ihren basalen Abschnitten erkennen. Die Gesteine sind kieselig und zeigen im frischen Anschlag fettig glänzende, grünlich graue Bruchflächen. Diese mächtigeren Bänke bilden Bankpakete, die von mehreren Meter mächtigen Profilabschnitten mit vorwiegend dünnbankigen Sandstein- und Siltsteinturbiditen und vielen grauen Tonsteinzwischenlagen getrennt werden. Diese Fazies ist auch sehr gut im Laabenbachtal südlich vom Wirtshaus Schmölz aufgeschlossen bzw. im schon vorher erwähnten Rabenhofgraben (Abb. 4/3).

Im Kogelhofgraben konnte erst in 520 m Seehöhe wieder eine dünne Mergellage gefunden werden, die eine stratigrafisch brauchbare Nannoflora (Probe 57/28/09) lieferte. *Arkhangelskiella cymbiformis* tritt hier bereits mit relativ großen Exemplaren ($> 10 \mu\text{m}$) gemeinsam mit *Lithraphidites cf. quadratus* auf, womit das Maastrichtium belegt ist. Das abwechselnde Auftreten von dickbankigen und dünnbankigen Profilabschnitten setzt sich auch hier weiter fort. Innerhalb der dickeren Bänke wurden mehrmals Amalgamierungen beobachtet. Die Turbiditabschnitte mit Schräg- und Wickelschichtung werden oft ziemlich mächtig und sind bis zu einem halben Meter dick. Die Sandsteine enthalten viel feinkörnigen Hellglimmer. Aufgrund ihrer hellgrauen Farbe sind einzelne harte, bis zu einem halben Meter mächtige Kalkmikritbänke besonders auffällig. Ihr oberer Abschnitt ist meist stark von Chondritenspuren durchzogen. Gelegentlich kommen auch dünne Lagen harter plattig brechender Kalkmergel vor.

In 550 m lieferte eine Probe (57/35/09) aus dem östlichsten Ast des Kogelhofgrabens neben großen Exemplaren von *Arkhangelskiella cymbiformis* auch *Micula murus*, deren Erstauftreten im oberen Mittel-Maastrichtium liegt. Nur zehn Meter höher wurde bereits *Micula prinsii* gefunden (Probe 57/37/09), die das oberste Maastrichtium belegt. Etwa mit diesem Aufschluss verschwinden die gelegentlichen Kalkmikrit- und Kalkmergeleinschaltungen und das überlagernde Paleozän ist durch eine überaus karbonatarme und vorwiegend dünnbankige Turbiditentwicklung (Abb. 4/4) charakterisiert.

Den ersten Nachweis von Paleozän lieferte Probe 57/41/09, die *Coccolithus pelagicus* und *Cruciplacolithus tenuis* enthielt. In dem mehrere Meter hohen Forststraßenaufschluss stehen dm-gebankte Feinsand- bis Siltturbidite des Daniums an. In diese Abfolge ist eine einzelne, m-mächtige, stark kieselige Sandsteinbank eingeschaltet. Auffällig gelb anwitternde Tonsteinlagen sind von Chondriten durchwühlt. Im unverwitterten Zustand zeigen die meisten Tonsteine graue oder grüne Farben. Diese vorwiegend dünnbankige und tonsteinreiche Fazies kann im Streichen entlang der Forststraßen nach Nordosten verfolgt werden. In mehreren Proben (57/44/09, 57/45/09, 57/46/09) aus verschiedenen Aufschlüssen konnte mit dem Vorkommen von *Fasciculithus tympaniformis* zumindest das Selandium nachgewiesen werden. Insgesamt ist die Fazies aber äußerst karbonatarm und es sind kaum brauchbare Proben für Planktonuntersuchungen zu finden.

Die dünnbankige, pelitreiche Fazies wird von einer etwa 50 m mächtigen Abfolge aus stark kieseligen Sandsteinbänken überlagert. Diese Sandsteine treten morphologisch deutlich hervor und bilden im Wald Geländerippen, die von Halden aus scharfkantigem Blockwerk umgeben sind (Abb. 4/5). Als hervorragender Leithorizont für die Kartierung streichen sie den ganzen Nordhang des Schöpfl-Kamms entlang zum Türkenstein und von dort nach Westen hinauf zum Kamm des Hendlbergs. Im Dünnschliff zeigen die Sandsteine keine Matrix, sondern ein Pflaster von gerade auslöschenden Quarzkörnern mit sich verzahnenden Korngrenzen (Abb. 6). Es handelt sich also um einen reinen Quarzarenit.

Über dem Türkenstein-Sandstein folgt eine stark von grauen, oft rostig anwitternden Tonsteinen dominierte Fazies, in der nur einzelne kieselige Sandsteinbänke auftreten. Die Dinoflagellaten-Vergesellschaftungen der wenige Meter oberhalb des Türkenstein-Sandsteins genommenen Probe (57/87/09) enthielten *Apectodinium* cf. *augustum*. Die stratigrafische Reichweite dieser Art ist auf das basale Eozän beschränkt (siehe CROUCH et al., 2001). Damit kann die Oberkante des Türkenstein-Sandsteins als brauchbarer Horizont für die Position der Paleozän/Eozän-Grenze genommen werden.

Weiter oben im Profil wurde an der Forststraße die Probe 57/86/09 genommen, welche die Dinoflagellatenzysten *Wetzeliella meckelfeldensis* und *Dracodinium varielongitudum* enthielt, welche ihr Erstauftreten im unteren Untereozän haben. Etwa im Streichen dieser Probe liegt im südwestlich gelegenen Grabeneinschnitt der Entnahmepunkt der Nannoplanktonprobe 57/71/09. Sie belegt mit *Tribrachiatus orthostylus* die untereozäne Nannoplanktonzone NP11. Dieser Aufschluss wird von hellgrauen, scherbenartig brechenden Tonsteinen dominiert. Dünne quarzarenitische Hartbänke sind nur sehr untergeordnet vorhanden. Das Verhältnis von Psammiten zu Peliten in diesem Aufschluss beträgt etwa 1:10. Ein gut erhaltener, rund 20 m langer Aufschluss in dieser Fazies befindet sich hinter dem Haus Freileiten (Abb. 4/6), wo ebenfalls die Zone NP11 mit *Tribrachiatus orthostylus* nachgewiesen wurde (Probe 57/3/13).

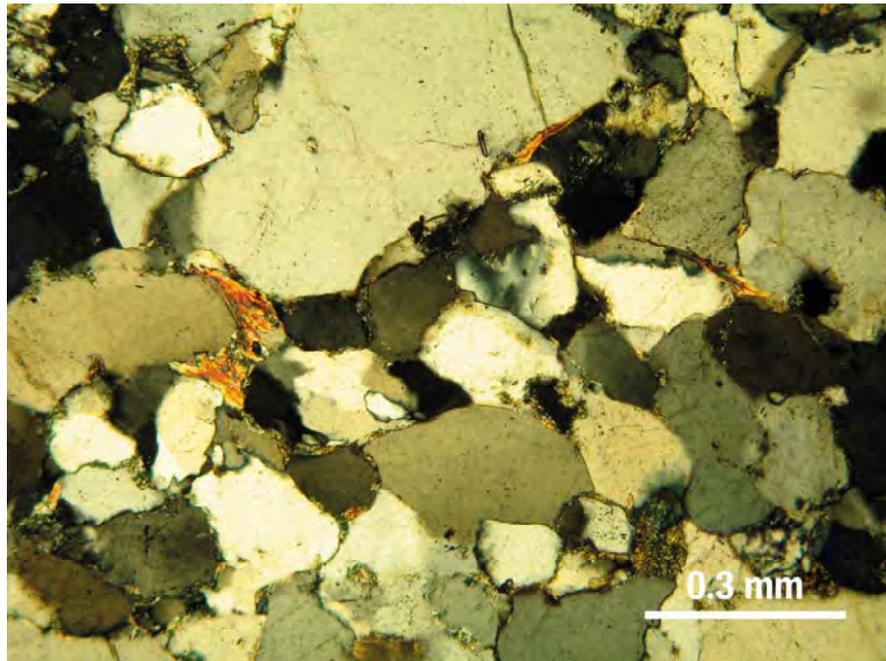


Abb. 6: Dünnschliffbild eines quarzarenitischen Sandsteins der Türkenstein-Subformation.

Die Zone NP11 baut den Gipfelkamm des Schöpfl auf und wurde auch entlang der weiter südlich gelegenen Forststraßen bis zum Einschnitt nördlich des Miesenbergs mehrfach nachgewiesen (Proben 57/76/09, 57/77/09, 57/78/09). Durch diesen Einschnitt verläuft eine Störung, die gegen Südwesten streicht, den Stützenreithbach in etwa 600 m Seehöhe quert und weiter ins Quellgebiet der Triesting hineinläuft, wo sie sich durch Steilstellung der Bänke und Faltung bemerkbar macht (Abb. 4/7).

Südlich der Störung stehen bis Wienhof tonsteinreiche Turbidite an. In diesem gesamten Profilabschnitt überwiegen die Pelitgesteine gegenüber den Psammiten um ein Vielfaches. In den verschiedenen Aufschlüssen wurden Pelit/Psammit-Verhältnisse zwischen 10:1 und 5:1 beobachtet. Charakteristisch sind hellgraue, scherbenartig brechende, braun anwitternde Tonsteine (Abb. 4/8). Mergel treten in manchen Aufschlüssen häufig auf, meist gemeinsam mit karbonatisch gebundenen Sand- und Siltsteinen. Meist sind die Hartbänke nur dm-dick, nur selten wurden mächtigere Bänke beobachtet.

Aus dieser Abfolge konnten aus mehreren Proben (57/2/10, 57/11/11, 57/11/12, 57/14/11, 57/17/11) Nannoplankton-Vergesellschaftungen gewonnen werden, in denen *Tribrachiatus orthostylus* gemeinsam mit *Discoaster lodoensis* vorkommt. Damit ist die *Discoaster lodoensis*-Zone (Zone NP12) des mittleren Ypresiums belegt. Zusätzlich wurden die Dinoflagellatenzysten dreier Proben (57/1/10, 57/3/10, 57/4/10) untersucht, die neben häufigen Exemplaren der Gattung *Apectodinium* (vor allem *A. homomorphum*) alle *Wetzeliella articulata* enthielten. Die Gattung *Apectodinium* hat ihr oberstes Auftreten etwa an der Grenze Ypresium/Lutetium. *W. articulata* hat ihr unterstes Auftreten im mittleren Ypresium.

Lithostratigrafische Definitionen der Einheiten der Laab-Decke

EGGER & SCHWERD (2008) schlagen für die Schichtfolge der Greifenstein-Decke die lithostratigrafische Bezeichnung Rhenodanubische Gruppe vor. Dieser Name ist irreführend, da das Rhenodanubische Deckensystem aus mehreren Decken besteht. Daher wird der Begriff Rhenodanubische Gruppe eingezogen und die Schichtfolge der Greifenstein-Decke als Greifenstein-Gruppe (nov. nom.) bezeichnet. Die Formationen der Laab-Decke werden zur Laab-Gruppe (nov. nom.) zusammengefasst (Abb. 7). Beide Gruppen gemeinsam bilden die Rhenodanubische Supergruppe (nov. nom.).

Die Laab-Gruppe setzt sich aus der Kaumberg-, der Hois- und der Agsbach-Formation zusammen. Hinweise auf eine tektonische Abtrennung der Kaumberg-Formation vom Rest der Laab-Decke, wie sie FUCHS (1985) und SCHNABEL (1992) vermuteten, konnten nicht entdeckt werden. Auch große Schichtlücken, wie sie PREY (1965, 1980) annahm, wurden in der Schichtfolge der Laab-Decke nicht nachgewiesen.

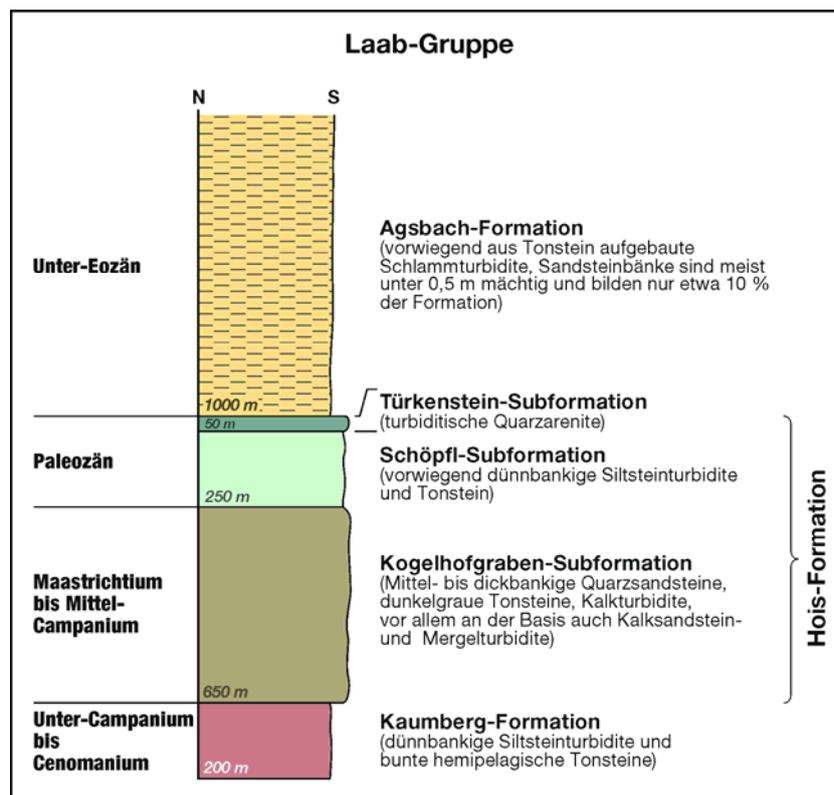


Abb. 7: Säulenprofil der Laab-Gruppe.

Die Laab-Gruppe wurde vom Turonium bis zum Ende des Ypresiums abgelagert, also über einen Zeitraum von rund 45 Millionen Jahren (VANDENBERGHE et al., 2012). Die Ablagerung erfolgte durchwegs unterhalb der Kalzitkompensationstiefe. In ihrem Typprofil (Abb. 2) erreicht die Laab-Gruppe eine Mächtigkeit von 2.150 m (Abb. 7). Die durchschnittliche kompaktierte Sedimentationsrate der Gesteine beträgt 47,5 mm in tausend Jahren (mm ky^{-1}). Bezogen auf die einzelnen Formationen zeigt die Kaumberg-Formation den niedrigsten Wert

(12,5 mm ky⁻¹), während die Sedimentationsrate der Agsbach-Formation zehnfach höher ist (125 mm ky⁻¹). Für den Kreideanteil der Hois-Formation (Kogelhofgraben-Subformation) konnte eine Sedimentationsrate 50 mm ky⁻¹, ermittelt werden, für den Paleozän-Anteil (Schöpf- und Türkenstein-Subformation) 30 mm ky⁻¹.

Die Kaumberg-Formation

Name und Typlokalität: Der namensgebende Ort Kaumberg (ÖK 57 Neulengbach) liegt im Triestingtal, nahe dem Südrand der Laab-Decke, die das Typusgebiet der Kaumberg-Formation ist. Als Typprofil wurde schon von PLÖCHINGER & PREY (1993) der Prallhang des Triesting-Flusses beim Gehöft Hofstätter (48°02'26" N, 15°55'11" E) vorgeschlagen, der nach wie vor sehr gut aufgeschlossen ist (Abb. 8). Die Kaumberg-Formation ist dort mit der überlagernden Basis der Hois-Formation intensiv verfaltet, die hier starke Anklänge an die Piesenkopf-Formation der Greifenstein-Decke zeigt.



Abb. 8: Gefaltete Siltsteinturbidite und rote hemipelagische Tonsteinlagen an der Typlokalität der Kaumberg-Formation.

Lithologie: Zum überwiegenden Teil besteht die Kaumberg-Formation aus einer Wechsellagerung von cm- bis wenige dm-mächtigen Siltsteinturbiditen und roten und grünen Tonsteinen. Nur vereinzelt kommen einzelne Meter-mächtige Tonsteinlagen vor. Die Tonsteine wurden

von FAUPL (1976) als das hemipelagische, nichtturbiditische Beckensediment interpretiert, welches eine Ablagerung unter der Kalzitkompensationstiefe belegt. Die roten Farben deuten auf gelösten Sauerstoff im Wasser am Meeresboden hin. Agglutinierende Foraminiferen und Spurenfossilien (*Planolites beverleyensis*, *Chondrites intricatus*, *Nereites irregularis* – siehe UCHMAN, 1999) belegen das Vorhandensein einer gering-diversen benthischen Fauna. Nur überaus selten treten karbonatführende Schlammturbidite auf, die schlecht erhaltenes kalkiges Plankton führen können. Paläoströmungsindikatoren der Turbidite zeigen eine Bewegungsrichtung der Trübestrome von Norden nach Süden an, die Schwermineralspektren enthalten neben den vorherrschenden stabilen Mineralen Zirkon, Turmalin und Rutil auch etwas Chromspinell (FAUPL, 1975; WOLETZ, 1963).

Untergrenze der Formation: Da die Untergrenze der Kaumberg-Formation immer eine tektonische Fläche ist, ist das stratigrafisch Liegende der Kaumberg-Formation unbekannt. Starke interne Verfaltung und Zerschierung lassen nur sehr grobe Schätzungen der Mächtigkeit zu, die mit etwa 200 m angegeben werden kann.

Obergrenze der Formation: Die unmittelbar überlagernde Hois-Formation unterscheidet sich von der Kaumberg-Formation durch größere Bankmächtigkeiten, das Auftreten von Kalksandsteinen und Kalkmergel sowie das Fehlen bunter, hemipelagischer Tonsteine.

Biostratigrafie: Kalkiges Plankton kommt extrem selten in der Kaumberg-Formation vor. NOTH (NOTH & WOLETZ, 1954) konnte mit einigen Funden von *Globotruncana lapparenti coronata* (= *Marginotruncana coronata*) Oberkreide nachweisen. Nach heutiger Auffassung (CARON, 1985) kommt *M. coronata* vom Ober-Turonium bis Unter-Campanium vor. Die ebenfalls vorkommende kalkige Nannoplanktonart *Micula staurophora* hat eine stratigrafische Reichweite vom oberen Coniacium bis ans Ende des Maastrichtiums.

Die wichtigsten Hinweise für die Einstufung der Formation lieferten agglutinierende Foraminiferen, die von BUBIK (1997) auf Blatt Neulengbach untersucht wurden. Demnach könnten an der Basis der Kaumberg-Formation möglicherweise auch noch cenomane Anteile erhalten sein. Sicher nachgewiesen ist, dass der Großteil der Formation der *Uvigerinammia jankoi*-Zone des Turonium bis Unter-Campanium zugeordnet werden kann, während die jüngsten Anteile aus der untercampanen *Caudammia gigantea*-Subzone stammen. Diese Subzone ist der untere Teil der *Rzehakina epigona*-Zone, die vom Campanium bis in das Paleozän reicht. Die Annahme von PREY (1965), dass die Kaumberg-Formation aufgrund des Vorkommens von *Rzehakina epigona* hinauf bis in das Maastrichtium reicht, ist nicht mehr aktuell. Proben aus dem unmittelbar Hangenden der Kaumberg-Formation konnten mit kalkigem Nannoplankton in das Mittel-Campanium eingestuft werden (siehe unten).

Chronostratigrafie: Die Kaumberg-Formation umfasst das Turonium bis Unter-Campanium und hat damit das gleiche chronostratigrafische Alter wie die faziell ähnliche Seisenburg-Formation (EGGER, 1993) der Greifenstein-Decke.

Die Hois-Formation

Name und Typlokalität: Die ursprüngliche Definition der Hois-Schichten stammt von PREY (1965) und umfasste nur den unteren Abschnitt der Formation, der hier als Kogelhofgraben-Subformation bezeichnet wird. Die von PREY vorgeschlagene Typ-Lokalität, der alte Steinbruch Hois (48°03'16" N, 15°56'30" E) südlich von St. Corona, ist heute verwachsen und unzugänglich. Als neue Typlokalität wird das Grabensystem östlich des Kogelhofs (Kogelhofgraben) vorgeschlagen (Abb. 1). Zwischen 500 und 700 m Seehöhe ist dort die ganze fazielle Bandbreite der 950 m mächtigen Formation vorhanden.

Lithologie: Im Hangenden der Kaumberg-Formation wurde eine an Sandsteinen reiche Abfolge, in deren unteren Abschnitt oft auch Mergel mit Helminthoideen (= *Nereites* spp.) und Chondriten vorkommen, als Hois-Schichten bezeichnet (PREY, 1965). In den Profilen an der Nordseite des Schöpfl zeigt die Hois-Formation eine lithostratigrafische Dreiteilung, die zur Unterscheidung von drei neuen Subformationen geführt hat. Vom Liegenden zum Hangenden sind das die Kogelhofgraben-Subformation, die Schöpfl-Subformation und die Türkenstein-Subformation.

Die Kogelhofgraben-Subformation

Name und Typlokalität: Die Subformation ist nach dem Grabeneinschnitt östlich des Kogelhofs benannt (Abb. 1), in dem sich das Typprofil zwischen 460 und 570 m Seehöhe befindet. Ein weiteres gut aufgeschlossenes Profil ist entlang des Durlasbaches nördlich von Unterrohrbach zu finden, von wo die Kogelhofgraben-Subformation nach Osten zum Kasberg weiterstreicht. Der ganze Kasbergzug besteht aus dieser Subformation, mit Ausnahme der kleinen zuvor erwähnten Deckscholle.

Lithologie: In der ca. 650 m mächtigen Subformation treten neben den vorherrschenden siliziklastischen Turbiditen auch Kalkturbidite auf, letztere vor allem im unteren Abschnitt der Einheit. Einzelne harte, hell anwitternde, bis zu einem halben Meter mächtige Kalkmikritbänke, die manchmal Wickelschichtung erkennen lassen, treten bis zur Obergrenze der Subformation auf. Aufgrund ihrer hellen Farbe sind auch Rollstücke dieser Bänke sehr auffällig und erleichtern die kartierungsmäßige Abgrenzung. In den kalkigen Turbiditen treten manchmal Spurenfossilien auf (vor allem Chondriten). In Dünnschliffen der Kalksandsteine fällt das Vorkommen von sauren Vulkaniten auf.

Die olivfarben bis braun anwitternden, siliziklastischen Bänke können Mächtigkeiten von mehreren Metern zeigen, wobei Amalgamierungen häufig sind. Die Basis der Turbidite besteht oft aus Grobsandstein, manchmal auch aus Feinkonglomeraten mit Komponenten von bis zu 1 cm Durchmesser. Strömungsmarken verweisen auf eine Transportrichtung der Trübestrome von Norden nach Süden bzw. von Nordosten nach Südwesten (RINGHOFER, 1976). Nach LEISER (1995) werden die Schwermineralspektren (neun Analysen) von Zirkon (34 %) und

Turmalin (30 %) dominiert, dann folgen Granat (18 %), Rutil (10 %) und Apatit (7 %). Der auffallend hohe Gehalt an Apatit könnte auf den Einfluss eines vulkanischen Liefergebietes hinweisen. Die mächtigeren Bänke bilden oft Bankpakete, die durch dünner gebankte Abfolgen getrennt sind.

Neben den Hartbänken kommen graue Tonsteine häufig vor. Sie enthalten nur manchmal art- und individuenarme agglutinierende Faunen (PREY, 1965). Eine Trennung in grüne pelagische und graue turbiditische Tonsteine konnte nur manchmal beobachtet werden. UCHMAN (1999) konnte in der Hois-Formation Bioturbation beobachten (*Trichichnus* sp. und *Zoophycos* sp.). Das Psammit/Pelit-Verhältnis beträgt ungefähr 1:1, wobei in schlecht aufgeschlossenen Gebieten die Pelitgesteine kaum in Erscheinung treten.

Untergrenze der Kogelhofgraben-Subformation: Durch das Auftreten von mittel- bis dickbankigen, manchmal kalkigen Turbiditen und das Fehlen von roten, hemipelagischen Tonsteinen kann die Einheit leicht von der dünnbankigen, an roten Tonsteinen reichen Kaumberg-Formation unterschieden werden.

Obergrenze der Kogelhofgraben-Subformation: Durch das Verschwinden der Kalkturbidite und der Pakete mittel- bis dickbankiger siliziklastischer Sandsteine unterscheidet sich die Kogelhofgraben-Subformation von der überlagernden, überwiegend dünnbankigen Schöpfl-Subformation.

Biostratigrafie: In seiner ursprünglichen Definition der Hois-Schichten ordnete PREY (1965) aufgrund regionalgeologischer Überlegungen die ganze Einheit dem Paleozän zu und betrachtete die oberkretazischen Nannofloren als umgelagert. In der vorliegenden Arbeit konnten für derartige heterochrone Umlagerungen keine Hinweise gefunden werden. Vielmehr setzt die Kogelhofgraben-Subformation und damit die Hois-Formation mit einem stratigrafischen Kontakt in der mittel-campanen *Ceratolithoides aculeus*-Zone (Zone CC20) über der Kaumberg-Formation ein. Die oberste in der Subformation nachgewiesene Zone ist die *Micula prinsii*-Zone des Ober-Maastrichtium. Diese Zone konnte bisher nicht nur am Schöpfl, sondern auch im Gebiet des weiter westlich gelegenen Kasberges nachgewiesen werden (Probe 56/16/04 – siehe Tab. 1).

Chronostratigrafie: Die Kogelhofgraben-Subformation umfasst das Mittel-Campanium bis Ober-Maastrichtium. Die Obergrenze liegt vermutlich nahe der Kreide/Paläogen-Grenze.

Die Schöpfl-Subformation

Name und Typlokalität: Die Subformation wurde nach dem Schöpfl benannt, an dessen Nord-Abhang sie entlang verschiedener Forststraßen verhältnismäßig gut aufgeschlossen war. Die Typ-Lokalität (Abb. 4/4) befindet sich an der Forststraße, die den Kogelhofgraben in 600 m Seehöhe quert.

Lithologie: Die ca. 250 m mächtige Schöpfl-Subformation wird vorwiegend von dm-gebankten Siltsteinturbiditen gebildet. Nur vereinzelt schalten sich in die Abfolge dickere, kieselige, turbiditische Sandsteinbänke ein. Der Mehrzahl der Turbidite fehlen die basalen Abschnitte (T_a und T_b) des Bouma-Zyklus. Auffällig sind dünne Lagen gelb anwitternder Tonsteine, die manchmal von Chondriten durchwühlt sind.

Untergrenze der Schöpfl-Subformation: Von der liegenden Kogelhofgraben-Subformation unterscheidet sich die Schöpfl-Subformation durch ihre vorwiegend dünnbankigen Siltsteinturbidite. Nur gelegentlich treten einzelne mittelbankige Sandsteinturbidite auf. Karbonatische Turbidite wie im Liegenden fehlen vollständig, nur selten findet sich in einzelnen Turbiditen etwas Tonmergel.

Obergrenze der Schöpfl-Subformation: Die Schöpfl-Subformation endet mit dem Einsetzen der Türkenstein-Subformation, die fast ausschließlich von quarzarenitischen Sandsteinen gebildet wird, während die Schöpfl-Subformation fast ausschließlich aus Pelitgesteinen besteht.

Biostratigrafie: Wegen der Karbonatarmut der Schöpfl-Subformation ist es schwierig, stratigrafisch aussagekräftige kalkige Nannofloren zu finden. Am ehestens treten in den Proben seltene Exemplare von *Coccolithus pelagicus* auf, die immerhin eine Position oberhalb der Kreide/Paläogen-Grenze belegen. Zusätzlich dazu wurde im unteren Abschnitt der Einheit *Cruciplacolithus tenuis* gefunden, das Zonenleitfossil für die Zone NP2 des Daniums. *Fasciculolithus tympaniformis* kommt in mehreren Proben vor. Das unterste Auftreten dieser Art erfolgt in der *Fasciculolithus tympaniformis*-Zone des unteren Selandiums.

Chronostratigrafie: Die Schöpfl Subformation umfasst das Danium, Selandium und vermutlich einen Teil des Thanetiums.

Die Türkenstein-Subformation

Name und Typ-Lokalität: Die Subformation wurde nach dem Türkenstein (Koordinaten: 48° 04'32" N, 15° 51'53" E, siehe auch Abb. 1) am Osthang des Laabenbachtals benannt. Sie streicht von dort nach Osten ins obere Einzugsgebiet des Kogelhofgrabens, wo sich das Typ-Gebiet der gesamten Hois-Formation befindet.

Lithologie: Die Türkenstein-Subformation besteht fast ausschließlich aus hellbraun anwitternden Quarzareniten. Es handelt sich dabei vermutlich um das gleiche Gestein, das GOTT-SCHLING (1966) als „glasigen Quarzsandstein“ bezeichnete. Dieser ist überaus verwitterungsresistent und bildet Geländerippen und Halden von scharfkantigem Blockwerk.

Untergrenze der Türkenstein-Subformation: Von der von Pelitgesteinen dominierten Schöpfl-Subformation unterscheidet sich die Türkenstein-Subformation durch das Vorherrschen von Sandsteinen. Pelitgesteine kommen nur völlig untergeordnet vor.

Obergrenze der Türkenstein-Subformation: Die überlagernde Agsbach-Formation ist durch die Dominanz blätterig bis scherbenartig zerfallender Tonsteine charakterisiert. In diese können sich im unteren Teil der Agsbach-Formation noch relativ häufig quarzarenitische Sandsteine einschalten, die Pelitgesteine machen aber immer ein Vielfaches der Psammite aus.

Biostratigrafie: Fossilien wurden in der Türkenstein-Subformation nicht gefunden. Die Dinoflagellatenart *Apectodinium augustum*, die im unmittelbar Hangenden der Türkenstein-Subformation gefunden wurde, ist ein Leitfossil für die Basis des Eozäns. Die Paleozän/Eozän-Grenze liegt innerhalb der Nannoplankton-Zone NP9 (*Discoaster multiradiatus*-Zone). Die Türkenstein-Subformation bildet den paleozänen Anteil dieser Zone.

Chronostratigrafie: Die Türkenstein-Subformation kann dem Thanetium zugeordnet werden.

Die Agsbach-Formation

Name und Typprofil: PREY (1965) benannte die Agsbach-Schichten nach dem Weiler Agsbach, der zwischen Klausen-Leopoldsdorf und Pressbaum liegt. Als Typprofil gibt PREY einen kleinen Steinbruch (48°07'37" N, 16° 01'50" E) an der Straße südlich von Agsbach an, aus dem die Bundesforste Material für den Wegebau gewannen. Dieser Aufschluss ist heute völlig verwachsen. Daher wird hier eine Abfolge von Aufschlüssen entlang der Triesting (vom Zusammenfluss der Triesting mit dem Stützenreithbach, 48°03'11" N, 15°52'53" E) bis knapp oberhalb der Triestingbrücke NW Wienhof (48°03'03" N, 15°53'06" E) als neues Typprofil vorgeschlagen.

Lithologie: Die rund 1.000 m mächtige Agsbach-Formation besteht zum überwiegenden Teil aus Schlammturbiditen, dünnbankige Sandsteine kommen darin selten vor. Die Schwermineralspektren dieser Sandsteine werden nach LEISER (1995) von stabilen Mineralen aufgebaut (Durchschnittliche Werte aus acht Präparaten: 51 % Zirkon, 34 % Turmalin, 12 % Rutil, Granat und Apatit kommen nur akzessorisch vor). Zu den Paläoströmungsrichtungen gibt es unterschiedliche Angaben. Während LEISER (1995) eine Transportrichtung von SSE nach NNW angibt, berichtet RINGHOFER (1976) von einer vorwiegend von Ost nach West gerichteten Bewegungsrichtung der Trübestrome. Das Leitgestein der Agsbach-Formation sind scherbenartige, manchmal auch blätterig brechende graue Tonsteine, die hellgelb bis braun verwittern. Vor allem im oberen Abschnitt der Formation treten auch Kalkturbidite auf, meist in Form plattig brechender Mergel mit Bioturbation (Chondriten). Ansonsten wurden in der Agsbach-Formation keine Lebensspuren beobachtet (UCHMAN, 1999).

Untergrenze der Agsbach-Formation: Von der fast ausschließlich aus Sandstein bestehenden Türkenstein-Subformation der Hois-Formation unterscheidet sich die Agsbach-Formation durch das massive Vorherrschen von Tonsteinen, die mindestens zehnfach so häufig vorkommen wie die Sandsteine.

Obergrenze der Agsbach-Formation: Das stratigrafisch Hangende der Agsbach-Formation ist unbekannt.

Biostratigrafie: Das Vorkommen der Dinoflagellatenart *Apectodinium augustum* im untersten Abschnitt der Agsbach-Formation belegt das basale Eozän. *A. augustum* kommt ausschließlich im oberen Abschnitt der kalkigen Nannoplankton-Zone NP9 (*Discoaster multiradiatus*-Zone) vor. Die darüber folgende *Tribrachiatulus contortus*-Zone (Zone NP10) konnte am Schöpfl nicht nachgewiesen werden, wurde allerdings weiter östlich bei Hochrotherd von STRADNER (in PREY, 1983) aus der Agsbach-Formation beschrieben. Die *Discoaster binodosus*-Zone (Zone NP11) und die *Discoaster Iodoensis*-Zone (Zone NP12) konnten in etlichen Proben aus dem Schöpfl-Gebiet nachgewiesen werden, da in diesem Profilabschnitt kalkführende Turbidite relativ häufig sind. Vereinzelt (z.B. südlich von St. Veit an der Gölsen) wurde auch die *Discoaster Iodoensis*-Zone (Zone NP13) gefunden. Die von STRADNER (in PLÖCHINGER & PREY, 1993) aus der ursprünglichen Typlokalität der Formation (Steinbruch im Agsbach-Tal, s.o.) bestimmten Nannofloren belegen ebenfalls diese Zone. Die oberste aus der Agsbach-Formation bekannt gewordene Nannoplankton-Zone ist die *Discoaster subIodoensis*-Zone (NP14), die STRADNER (in PREY, 1983) bei Hochrotherd nachweisen konnte. Dies ist die oberste Biozone der Agsbach-Formation, da von PREY (1979) bekannt gemachte Vorkommen von Obereozän (*Istmolithus recurvus*-Zone, Zone NP19) sich als nicht zu dieser Formation gehörend herausstellten, sondern der Inneralpinen Molasse (Wolfsgraben-Formation auf der Karte von SCHNABEL et al., 1997) zugerechnet werden.

Angaben über Nummulitenfunde in den Laaber Schichten finden sich bei JAEGER (1914), GÖTZINGER (1951) und GÖTZINGER & BECKER (1932). Diese Funde können vermutlich alle der Agsbach-Formation zugeordnet werden. Die Arten *Nummulites partschi*, *N. distans* und *N. laevigatus* belegen „Seichtwasser-Benthos“-Zonen SBZ10 bis SBZ13, die nach SERRA-KIEL et al. (1998) die Nannoplankton-Zonen NP12 bis NP15 umfassen.

Chronostratigrafie: Die Untergrenze der Agsbach-Formation liegt im untersten Ypresium und fällt mit der Paleozän/Eozän-Grenze zusammen. Die Formation reicht hinauf bis in das oberste Ypresium, das mit dem Ende der Subzone NP14a (untere SBZ13) endet (MOLINA et al., 2011). Hinweise auf das Vorhandensein von Lutetium liegen nicht vor.

Dank

Herzlicher Dank geht an Henk BRINKHUIS und Peter BIJL (beide Utrecht) für die Bestimmung von Dinoflagellatenzysten-Vergesellschaftungen und an Markus KOGLER, der in bewährter Weise die Abbildungen anfertigte.

Literatur:

BUBIK, M. (1997): Foraminiferal biostratigraphy on map sheet ÖK 57 Neulengbach (Field season 1996). - Bibl. Geol. B.-A., Wiss. Archiv (A 11163-RA/57/1996), 50 S.

CARON, M. (1985): Cretaceous planktic foraminifera. In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K.: Plankton stratigraphy, 17-86, Cambridge University Press.

CROUCH, E.M., HEILMANN-CLAUSEN, C., BRINKHUIS, H., MORGANS, H.E.G., ROGERS, K.M., EGGER, H. & SCHMITZ, B. (2001): Global dinoflagellate event associated with the late Paleocene thermal maximum. - *Geology*, 29, 315-318.

EGGER, H. (1993): Zur Nannoplankton-Stratigraphie der Seisenburger Schichten (Coniac? - frühes Campan) in der Rhenodanubischen Flyschzone (Ostalpen) östlich des Inn. - *Zitteliana*, 20, 59-65.

EGGER, H. & SCHWERD, K. (2008): Stratigraphy and sedimentation rates of Upper Cretaceous deep-water systems of the Rhenodanubian Group (Eastern Alps, Germany). - *Cret. Res.*, 29, 405-416.

FAUPL, P. (1975): Schwerminerale und Strömungsrichtungen aus den Kaumberger Schichten (Oberkreide) des Wienerwald-Flysches, Niederösterreich. - *N. Jb. Geol. Paläontol. Mh.*, 1975, 528-540.

FAUPL, P. (1976): Vorkommen und Bedeutung roter Pelite in den Kaumberger Schichten (Oberkreide) des Wienerwald-Flysches, Niederösterreich. - *N. Jb. Geol. Paläontol. Mh.*, 1976, 449-470.

FRIEDL, K. (1920): Stratigraphie und Tektonik des östlichen Wiener Waldes. - *Mitt. Geol. Ges. Wien.*, 13, 1-80.

FUCHS, W. (1985): Großtektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. - *Jb. Geol. B.-A.*, 127, 571-631.

GOTTSCHLING, P. (1966): Zur Geologie der Hauptklippenzone und der Laaber Teildecke im Bereich von Glashütte bis Bernreith (Niederösterreich). - *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 58, 23-86.

GÖTZINGER, G. (1928): Aufnahmebericht auf Blatt Baden-Neulengbach (4756). - *Verh. Geol. B.-A.*, 1928, 51-55.

GÖTZINGER, G. (1944): Abriß der Tektonik des Wienerwaldflysches. - *Ber. R.-A. f. Bodenforsch.*, 1944, 73-80.

GÖTZINGER, G. (1951): Neue Funde von Fossilien und Lebensspuren und die zonare Gliederung des Wienerwaldflysches. - *Jb. Geol. B.-A.*, 94, 223-272.

GÖTZINGER, G. & BECKER, H. (1932): Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches (Neue Fossilfunde). - *Jb. Geol. B.-A.*, 82, 343-396.

GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H. & VETTERS, H. (1952): Geologische Karte der Umgebung von Wien. - *Geol. B.-A.*

GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H., LICHTENBERGER, E. & ROSENBERG, G. (1954): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien. - 138 S., *Geol. B.-A.*

JAEGER, R. (1914): Grundzüge einer stratigrafischen Gliederung der Flyschbildungen des Wienerwaldes. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 7, 122-172.

LEISER, M. (1995): Zur Geologie und Sedimentologie der Laaber Schichten-Gruppe im Wienerwald und im Untergrund des Wiener Beckens. - 102 S., unpubl. Diplomarbeit, Univ. Wien.

MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: FARINACCHI (Ed.): *Proceedings II Planktonic Conference*. - *Technoscienza*, 739-785.

MOLINA, E., ALEGRET, L., APELLANIZ, E., BERNAOLA, G., CABALLERO, F., DINARÈS-TURELL, J., HARDENBOL, J., HEILMAN-CLAUSEN, C., LARRASOÀÑA, J.C., LUTERBACHER, H., MONECHI, S., ORTIZ, S., ORUE-ETXEBARRIA, X., PAYROS, A., PUJALTE, V., RODRÍGUEZ-TOVAR, F.J., TORI, F., TOSQUELLA, J. & UCHMAN, A. (2011): The Global Standard Stratotype-section and Point (GSSP) for the base of the Lutetian Stage at the Gorrondatxe section, Spain. - *Episodes*, 34, 86-108.

NADER, W. (1952): Die Kalkalpen-Flysch-Grenze zwischen Hainfeld und Gresten. - 116 S., unpubl. Diss. Univ. Wien.

NOTH, R. & WOLETZ, G. (1954): Zur Altersfrage der Kaumberger Schichten. - *Verh. Geol. B.-A.*, 1954, 143-151.

OBERHAUSER, R. (1995): Zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie des Ostalpenraumes zur Kreide-, Paleozän- und Eozänzeit. - *Jb. Geol. B.-A.*, 138, 369-432.

PLÖCHINGER, B. & PREY, S. (1993): Der Wienerwald. - *Sammlung Geologischer Führer*, 2. Aufl., 59, 168 S., Borntraeger.

PREY, S. (1965): Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwaldflysches. - *Verh. Geol. B.-A.*, 1965, 107-118.

PREY, S. (1979): Der Bau der Hauptklippenzone und der Kahlenberger Decke im Raume Purkersdorf-Wienerwaldsee (Wienerwald). - *Verh. Geol. B.-A.*, 1979, 205-228.

PREY, S. (1980): Helvetikum, Flysche und Klippenzonen von Salzburg bis Wien. - In: OBERHAUSER, R. (Red.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*. - 189-217, Springer Verlag.

PREY, S. (1983): Die Deckschollen der Kahlenberger Decke von Hochrotherd und Wolfsgraben im Wienerwald. - *Verh. Geol. B.-A.*, 1982, 243-250.

RINGHOFER, W. (1976): Sedimentologische und stratigrafische Untersuchungen in Hinblick auf Transport und Ablagerung in den alttertiären Anteilen der Laaber Teildecke (Hois- und Agsbachschichten). - 107 S, unpubl. Diss. Univ. Wien.

SCHNABEL, W. (1992): Bericht 1989-1991 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 57 Neulengbach. - *Jb. Geol. B.-A.*, 135, 683-685.

SCHNABEL, W., BRIX, F., FUCHS, R., PLÖCHINGER, B., PREY, S., WESSELY, G., HOFMANN, T., NOVOTNY, A., PLACHY, H., SCHEDL, A. & VECER, B. (1997): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 58 Baden. - *Geol. B.-A.*

SCHNABEL, W., BRYDA, G., EGGER, H., FUCHS, G., MATURA, A., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S. & WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. - 47 S., Land Niederösterreich und *Geol. B.-A.*

SERRA-KIEL, J., HOTTINGER, L., CAUS, E., DROBNE, K., FERRANDEZ, C., JAURHI, A.K., LESS, G., PAVLOVEC, R., PIGNATTI, J., SAMSO, J.M., SCHAUB, H., SIREL, E., STROUGO, A., TAMBAREAU, Y., TOSQUELLA, J. & ZAKREVSKEYA, E. (1998): Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. - *Soc. Géol. France Bull.*, 169, 281-299.

SISSINGH, W. (1977): Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. - *Geol. Mijnbouw*, 56, 37-65.

STUR, D. (1894): Geologische Spezialkarte der Umgebung von Wien. - *Geol. R.-A.*

TRAUTWEIN, B., DUNKL, I. & FRISCH, W. (2001): Accretionary history of the Rhenodanubian flysch zone in the Eastern Alps - evidence from apatite fission-track geochronology. - *Int. J. Earth Sci.*, 90, 703-713.

UCHMAN, A. (1999): Ichnology of the Rhenodanubian Flysch (Lower Cretaceous-Eocene) in Austria and Germany. - *Beringeria*, 25, 67-173.

VANDENBERGHE, N., HILGEN, F.J., SPEIJER, R.P., OGG, J.G., GRADSTEIN, F.M., HAMMER, O., HOLLIS, C.J. & HOOKER, J.J. (2012): The Paleogene Period. In: GRADSTEIN, F., OGG, J.G., SCHMITZ, M.D. & OGG, G.M. (Eds.): *The Geologic Time Scale*. - 855-921, Elsevier.

WESSELY, G., GANGL, G., GOTTSCHLING, P., HEINRICH, M., HOFMANN, T., LENHARDT, W., MATURA, A., PAVUZA, R., PERESSON, H. & SAUER, R. (2006): *Geologie der österreichischen Bundesländer: Niederösterreich*. - 416 S., Geol. B.-A.

WOLETZ, G. (1963): Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. - *Jb. Geol. B.-A.*, 106, 89-119.