

Sonstige Berichte Nachträge aus vergangenen Jahren

Blatt 21 Horn

Bericht 1996 über mikromorphologische und stratigraphische Bearbeitung quartärer Böden auf den Blättern 21 Horn, 22 Hollabrunn und 38 Krems

LIBUŠE SMOLÍKOVÁ
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Die Bodenmikromorphologie erlaubt nicht nur die Feststellung der typologischen Zugehörigkeit der Bodenbildungen, sondern auch die Lösung der Polygenese der einzelnen Glieder von Pedokomplexen (PK), die nur auf diese Weise erfaßt werden kann. Durch diese Methode können die gesamten Hauptphasen der Bodendynamik erfaßt werden, was eine Rekonstruktion des Standortwandels während der Bodenentwicklung ermöglicht und für die Paläoklimatologie, Paläogeographie und dadurch auch Stratigraphie des Quartärs von höchster Bedeutung ist.

Auf den Kartenblättern 21 Horn, 22 Hollabrunn und 38 Krems kommen zahlreiche fossile Böden vor, welche typologisch und dadurch auch stratigraphisch sehr verschieden sind. Das Hauptaugenmerk wurde auf die Fossilböden der Lößserien gerichtet. Mit Hilfe der mikromorphologischen Methode wurden im Rahmen dieser Arbeit 69 Bodendünnschliffe bearbeitet, und zwar aus 22 Aufschlüssen, wo die Bodenkomplexe II, V-VI, VII und ältere erhalten sind.

Folgende Quartärprofile aus den Kartierungen von P. HAVLIČEK und O. HOLASEK wurden bearbeitet:

- ÖK 21 Horn
 - Mühlbach (21/61)
- ÖK 22 Hollabrunn
 - Grafenberg (22/62 Q)
 - Roggendorf (22/64 Q)
- ÖK 38 Krems
 - Zöbing (38/2/89), (38/2/91)
 - Langenlois (38/2/125), (38/2/134), (38/2/151)
 - Kammern (38/3/2)
 - Langenlois (38/7/99 B), (38/7/106 A), (38/7/111), (38/7/118)
 - Gobelsburg (38/8/87)
 - Ober Rohrendorf (38/12/185)
 - Gedersdorf (38/12/188)
 - Hadersdorf am Kamp (38/13/77)

Gedersdorf – Gobelsberg (38/13/156), (38/13/160), (38/13/163), (38/13/164A), (38/13/192).

Vorläufige paläopedologische Ergebnisse sind:

Pedokomplex (PK) II („W 1/2“), welcher in den kompletten Serien aus zwei tschernosemartigen Böden besteht, wurde hier diesmal nur im Profil Zöbing (38/2/89) festgestellt. Eine von diesen Schwarzerden tritt in den Lokalitäten Mühlbach, Kammern, Langenlois (38/7/111) und Hadersdorf am Kamp auf.

PK V oder VI (Mindel/Riß, Holstein) wurde in den Aufschlüssen Mühlbach, Gedersdorf und Gedersdorf – Gobelsberg (38/13/192) festgestellt. In allen diesen drei Fällen handelt es sich um braunlehmartige Parabraunerden, von welchen hier stets nur eine vorhanden ist. Deswegen kann man nicht bestimmen, ob sie dem PK V oder VI entsprechen, denn alle vier braunlehmartigen Parabraunerden, welche sich in diesem Intervall gebildet haben, sind typologisch identisch. Im Hangenden dieses Bodens im Profil Gedersdorf liegen Lehmbröckelsande. Die braunlehmartige Parabraunerde im dritten erwähnten Aufschluß ist redeponiert.

PK VII (jüngste Warmzeit im Mindel-Glazial) und ältere Warmzeiten sind durch Böden vom Braunlehm-Typus repräsentiert. Diese hoch verwitterten Böden sind in vielen Lokalitäten erhalten: Typische Braunlehme treten in der weiteren Umgebung von Langenlois (38/2/134, 38/7/99 B, 38/7/106 A) und in Profilen von Gedersdorf – Gobelsberg (38/13/163) und Gobelsburg auf. Im ersten erwähnten Aufschluß liegt dieser Braunlehm unter einem Rotlehm und einem braun veredeten Braunlehm, in dem letzten ist er mit gemischten Bodensedimenten bedeckt. Braun veredete Braunlehme treten in vielen Lokalitäten auf, und zwar Grafenberg, Zöbing (38/2/91), wiederum in der weiteren Umgebung von Langenlois (38/2/125, 38/2/134, 38/2/151, 38/7/111, 38/7/118), Ober Rohrendorf und Gedersdorf – Gobelsberg (38/13/160, 38/13/164 A). Wie die typischen Braunlehme sind auch diese braun veredeten Braunlehme meistens einzeln erhalten, sodaß sie nur einen basalen Torso der ursprünglichen Bodenkomplexe repräsentieren. Nur im Profil Langenlois (38/2/151), Ober Rohrendorf und Gedersdorf – Gobelsberg (38/13/160) wiederholen sie sich in der direkten Superposition zweimal, und in der Lokalität Langenlois (38/2/134) liegt dieser Boden im Hangenden noch viel älterer Böden. Oft sind diese Böden mit Schichten der Lehmbröckelsande bedeckt [Langenlois

(38/7/118), Ober Rohrendorf und Gedersdorf – Gobelsberg (38/13/164 A)]. Nur im Aufschluß Langenlois (38/7/111) liegt im Hangenden des braun vererdeten Braunlehms ein fossiler Tschernosem, sonst haben sich in dieser Position keine anderen Fossilböden erhalten. Diese Feststellung ist ein Beleg, daß in diesem Gebiet eine weitgehende Erosion (bzw. eine intensive Sedimentations- und Abtragungsphase) stattgefunden haben muß.

PK X (Günz/Mindel, Cromer) und ältere Bodenkomplexe bestehen aus verschiedenartigen Braunlehmformen und Rotlehm. Weil die Braunlehme (mit Ausnahme der illimerisierten und rubefizierten) ein sehr breites stratigraphisches Intervall aufweisen (PK VII – PK XII), sind die Rotlehme für die paläopedologischen Ergänzungen sehr wertvoll. In der Lokalität Langenlois (38/2/134) bildet ein Rotlehm mit dem liegenden, typischen Braunlehm einen Pedokomplex, welcher minimal dem PK X entspricht. Der braun vererdete Braunlehm in seinem Hangenden hat sich dann in einer jüngerer Warmzeit gebildet.

Mindestens dem selben Alter (PK X) entspricht wahrscheinlich auch der Boden vom Ferreto-Typus, welcher sich aus tertiären Schottern, Kiesen und Konglomeraten in der Lokalität Gedersdorf – Gobelsberg (38/13/156) entwickelt hat.

In vielen Aufschlüssen treten gemischte fossile Bodensedimente [Roggendorf, Gobelsburg, Langenlois (38/2/151) u.a.] und Lehmbröckelsande [Langenlois (38/7/118), Ober Rohrendorf, Gedersdorf (38/12/188), Gedersdorf – Gobelsberg (38/13/164 A) u.a.] auf. Diese bestehen aus dem umgelagerten Lößmaterial und abgerundeten Partikeln der Bodenhorizonte und repräsentieren ein Produkt der Abspülsedimentation zu Beginn der Kalt-

zeit (rhythmisch sich abwechselnde Solifluktion und zunehmende äolische Ablagerungen). Bei den fossilen Bodensedimenten muß man mit der Zeitdifferenz zwischen der Bodenbildung und der Ablagerung des daraus entstandenen Bodensedimentes rechnen, d.h. mit der Retardation.

Die meisten untersuchten Bodenbildungen sind polygenetisch. So konnten z.B. bei den braun vererdeten Braunlehm (und manchen braunlehmartigen Parabraunerden) folgende sukzessive Entwicklungsstadien unterschieden werden: Braunlehm- oder braunlehmartige Parabraunerdebildung (unter Wald im feuchtwarmen Klima der Warmzeiten) —> braune Vererdung (Austrocknung und mäßige Temperaturminderung; Versteppung) —> mäßige Pseudovergleyung (ausklingende Warmzeiten) —> neue Sedimentation und Bildung von humosen Horizonten (zunehmende Kontinentalität des Klimas zu Beginn der Kaltzeit) —> schwache Pseudovergleyung, die auf kurzfristige feuchte Schwankung zurückzuführen ist —> mechanische Störungen und Kalkanreicherung infolge einer neuen Verlösungsphase (hochkaltzeitliches Klima).

Die tschernosemartigen Böden des PK II sind nur sekundär leicht pseudovergleyt, mechanisch (periglazial) gestört, allfällig umgelagert, angereichert mit allochthonen Komponente und verläßt (rekalzifiziert). Ähnliche sukzessive Entwicklungsstadien haben sich auch in den Abschlußphasen der Bildung der typischen Braunlehme durchgesetzt.

Die festgestellte Folge der polygenetischen Vorgänge entspricht gesetzmäßig dem Verlauf des quartären klimatischen Zyklus.

Blatt 22 Hollabrunn

Siehe Bericht zu Blatt 21 Horn von L. SMOLIKOVÁ.

Blatt 38 Krems

Siehe Bericht zu Blatt 21 Horn von L. SMOLIKOVÁ.

Blatt 55 Obergrafendorf

Bericht 1995–1996 über mikropaläontologische Aufnahmen auf Blatt 55 Obergrafendorf

IVAN CÍCHA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im bearbeiteten Gebiet auf Blatt 55 stehen obertage Schichten der Unteren und Oberen Meeresmolasse des Eger, Eggenburg und Ottang an.

Wegen der grenznahen Lage zur oberösterreichischen und bayerischen Molasse sind gute Vergleichsmöglichkeiten mit diesem Raum gegeben.

Eger

Eger findet man auf Blatt 55 obertage nur im begrenzten Gebiet in den Proben 55/19/94 Krenm, 55/35/94 Krenm. Es handelt sich höchstwahrscheinlich stratigraphisch um den jüngeren Teil des Eger. Die Mikrofauna ist mit dem Sandschalerhorizont z.B. der Bohrung Amfing (Oberbayern) vergleichbar. Vor allem folgende Sandschaler sind stark verbreitet:

Cyclammina cf. acutidorsata (HANTKEN)
Cyclammina praecancellata VOLOSHINOVA
Cyclammina sp.
Ammodiscus sp.

Ammodiscus cf. cretaceus (REUSS)
Bathysiphon taurinensis SACCO
Budashaevella sp.
Haplophragmoides vasiceki vasiceki CICHA & ZAPLETALOVÁ
Haplophragmoides sp.

Weiters wurden häufige Fischzähne, Fischschuppen und Knochen festgestellt.

Diese Vergesellschaftung, wo sandschaliges Benthos das Faunenbild beherrscht, ist dem oberen Bathyal bis tiefen Neriticum zuzuordnen.

Eggenburg (bis Unter-Ottngang)

Über dem Eger folgt ein Schichtpaket, das das Eggenburg umfaßt. Obertage und in Bohrung Nr. OG-1 anstehendes Eggenburg findet man im südlichen Teil der Vorlandmolasse. Die genauere stratigraphische Einstufung ins Eggenburg ist sehr schwierig.

Die Eggenburg-Fauna ist im gesamten Gebiet sehr ähnlich. Besonders auffallend wird dies durch das Auftreten von

Bathysiphon filiformis SARS
Haplophragmoides vasiceki vasiceki CICHA & ZAPLETALOVÁ
Cyclammina acutidorsata (HANTKEN)
Semivulvulina pectinata (RSS.)
Ammodiscus cretaceus (D'ORB.)
Reophax sp. *Reticulophragmium cf. carpaticum*
 CICHA & ZAPLETALOVÁ
Fontbotia wuellerstorfi
Globigerina angustumbilicata BOLLI
Globigerina praebulloides praebulloides BLOW
Sigmoilopsis ottnangiensis CICHA, ČTYROKÁ & ZAPLETALOVÁ
Cassigerinella globulosa (EGGER) *Textularia gramen* (D'ORB.).

Im Eggenburg stellen *Bathysiphon*, *Cyclammina*, *Ammodiscus*, *Reticulophragmium*, *Globigerina* die dominierenden Faunenelemente dar. Bemerkenswert an dieser Fauna ist vorwiegend das häufige Auftreten von *Bathysiphon filiformis* und *Ammodiscus cretaceus*, das auf große Wassertiefen schließen läßt (vermutlich oberes Bathyal).

Weiters wird in einigen Proben das Faunenbild von Vertretern der Gattung *Globigerina* s.l. beherrscht.

Teilweise dürfte hier die Ablagerung im Bereich oberes Bathyal – tieferes Neritikum stattgefunden haben.

Tetractinellida sind relativ häufig. *Ammonia beccarii*, die Gattung *Elphidium* etc. sind nur selten festzustellen, womit nicht auf eine Verflachung bis Flachneritikum geschlossen werden kann.

Bezüglich der Mikrofauna ergeben sich keine deutlichen Hinweise auf Ottngang. Der jüngere Teil des Eggenburg ist durch das Vorkommen von *Sigmoilopsis ottnangiensis* charakterisiert.

Ottngang

Die genaue Einstufung der „Serie“ ist in einigen Proben sehr schwierig, da sowohl die Leitformen des Ottngang als auch des Eggenburg fehlen.

Im Abschnitt, welcher die Aufschlüsse 55/27/95, 55/29/95, 55/5/95-Kuffner, 55/83/95, 55/58/95, 55/48/95, 55/45/95, 55/39/95-Krenmayer umfaßt, wurde eine Mikrofauna mit überwiegend „*Globigerina*“ s.l. festgestellt (*Globigerina praebulloides praebulloides* BLOW, *Globigerina angustumbilicata* BOLLI, *Cassigerinella boudecensis* POKORNY, *Globorotalia* sp., *Catapsydrax* sp., *Globorotalia semivera*).

Benthonische Fauna ist sehr selten vertreten. Gegenüber dem liegenden Eggenburg läßt sich das Fehlen von

Vertretern der Gattungen *Bathysiphon*, *Cyclammina* feststellen. *Ammodiscus* kommt nur selten vor. Es ist nicht auszuschließen, daß diese Fauna dem „Grenzhorizont“ Eggenburg/Ottngang entspricht. Die Einstufung wurde aber mit keinen „Leitfossilien“ bekräftigt.

Die Mikrofauna des unteren Ottngang ist insgesamt nicht sehr reich. In den Proben 55/5/94, 55/9/94 ist die Diversität größer als sonst. Hier ließ sich eine reichere Mikrofauna gewinnen:

Reticulophragmium cf. carpaticum CICHA & ZAPLETALOVÁ
Semivulvulina pectinata (RSS.)
Bolivina concinna (KNIPSHEER & MARTIN)
Bolivina cf. dilatata (RSS.)
Bolivina cf. fastigia CUSHMAN *Bolivina cf. hebes* MACFADYEN
Sigmoilopsis ottnangiensis CICHA, ČTYROKÁ & ZAPLETALOVÁ
Fissurina orbygniana (SCHW.)
Fontbotia wuellerstorfi (SCHWAGER)
Coryphostoma sinuosa (D'ORB.)
Fursenkoina acuta (D'ORB.)
Uvigerina cf. parviformis PAPP
Trifarina bradyi CUSHMAN
Bulimina cf. striata D'ORB.
Bulimina elongata D'ORB.
Lenticulina inornata (D'ORB.)
Astacolus crepidulus (FICHT. et MOLL)
Cibicidoides ungerianus (D'ORB.)
Cibicidoides pseudoungerianus (CUSHMAN & ELLISOR)
Hanzawaia boueana (D'ORB.)
Lobatula lobata (D'ORB.)
Nonion commune (D'ORB.)
Melonis pompilioides (FICHT. et MOLL)
Stainforthia schreibersiana (CZJZEK)
Discorbis cf. uhligi austriacus TOLLMANN
Discorbis sp.
Discorbis cf. biapertura POKORNY
Cassidulina laevigata D'ORB.
Amphimorphina hauerina NEUGEBOREN
Hansenisca soldanii (D'ORB.)
Stilostomella adolphina (D'ORB.)
Elphidium cf. macellum (FICHT. et MOLL)
Globigerina ottnangiensis RÖGL
Globigerina praebulloides praebulloides BLOW
Globigerina angustumbilicata BOLLI
Globorotalia acrostoma WEZEL
Globorotalia praescitula BLOW
Cassigerinella globulosa (EGGER).
Cassigerinella boudecensis POKORNY.

Der Horizont mit *Planulina buergli* wurde nicht nachgewiesen. Im bearbeiteten Gebiet kann z.B. *Fontbotia wuellerstorfi* als Leitform des Ottngang gelten (diese Art setzt spärlich im jüngeren Eggenburg ein).

In Bezug auf die Paläobathymetrie stützen sich Interpretationen vorwiegend auf die Verbreitung der benthonischen Foraminiferen.

Im Ottngang (im stratigraphisch älteren Teil) ließen sich nach der Arten-Dominanz folgende Vergesellschaftungen und Tiefenzonierungen entwickeln: flaches bis tiefes Neritikum. Die Häufigkeitsformen *Bathysiphon-Cyclammina* wurden nicht festgestellt. Auch *Lenticulina*, die für tiefes Neritikum typisch ist, ist nur sehr gering vertreten. Die postmortale Umlagerung etc. kann auch einen Verfälschungsfaktor beinhalten, wodurch Wasserzonen falsch interpretiert werden könnten.

Stratigraphisch wurden im bearbeiteten Gebiet nur Faunen des älteren Ottngang festgestellt.

Bericht 1996–1997 über mikropaläontologische Aufnahmen auf Blatt 55 Obergrafendorf

IVAN CICHA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im bearbeiteten Raum des Blattes 55 stehen obertage Schichten der Oberen Meeresmolasse des Eggenburg (? bis Ottang). Eger und Ottang wurden nur in einigen Proben festgestellt.

Eger

Das höchstwahrscheinliche Eger der Probe 55/40/96 enthielt folgende überwiegend agglutinierte Foraminiferenfauna:

- Rhabdammina* sp.
- Ammodiscus cretaceus* (REUSS)
- Cyclammina rotundidorsata* HANTKEN
- Cyclammina praecancellata* VOLOSHINOVA
- Cyclammina* sp.
- Milliammina* sp.
- Budashaevella* sp.
- Haplophragmoides* sp.
- Reophax excentricus* CUSHMAN
- Sinoloculina* sp.
- Glabratella* cf. *aurantista* SEIGLIE? & BERMUDEZ
- Glabratella* cf. *hagni* WENGER.

Die Fauna wird von Vertretern der Gattung *Ammodiscus*, *Cyclammina*, *Reophax* und *Rhabdammina* beherrscht. Planktonische Mikrofauna fehlt.

Fischschiefer des höheren Obereger wurden nicht nachgewiesen. Die Mikrofauna der Probe 55/40/96 ist mit dem Sandschalerhorizont des Obereger Oberbayerns am besten vergleichbar.

Eggenburg (bis Unter-Ottang)

Obertage anstehendes Eggenburg auf Blatt 55 Obergrafendorf läßt sich im ganzen Untersuchungsgebiet in folgende Thanathozönosen gliedern:

- a) *Bathysiphon*, *Haplophragmoides*, *Cyclammina*
- b) 1: *Globigerina* s.l. (häufig), *Bathysiphon*
2: *Fontbotia wuellerstorfi*
- c) *Globigerina* s.l. (häufig), selten *Benthos* (vorwiegend *Cibicidoides*, *Lobatula*, *Heterolepa* etc.)
- d) *Globigerina* s.l. (häufig), Schwammnadeln (Tetractinellida) massenhaft, Scleractinia-Demospongiae
- e) Scleractinia-Demospongiae, *Globigerina* s.l. (häufig), *Fontbotia wuellerstorfi*, *Ammonia beccarii*
- f) Verarmungsthanathozönose.

Nur einige Proben ließen sich nicht nach dem Prinzip der Gattungen-Dominanz eingliedern (z.B. 55/30/96).

Die Thanathozönose a ist durch folgende Arten charakterisiert:

- Bathysiphon filiformis* SARS
- Cyclammina rotundidorsata* (HANTKEN)
- Cyclammina* cf. *praecancellata* VOLOSHINOVA
- Cyclammina* sp.
- Haplophragmoides vasiceki vasiceki* CICHA & ZAPLETALOVA
- Haplophragmoides* sp.
- Ammodiscus cretaceus* (d'ORB.)
- Reticulophragmium venezuelanum* (CUSHMAN)
- Budashaevella* sp.
- Sigmoilopsis* sp.
- Sigmoilopsis schlumbergeri* (SILVESTRI)
- Semivulvulina pectinata* (RSS.).

In einigen Proben ist die Gattung *Globigerina* s.l. häufig vertreten:

- Globigerina praebullides leroyi* BLOW
- Globigerina* cf. *foliata* BOLLI
- Globigerina* cf. *woodi* JENKINS
- Globigerina* cf. *ottnangiensis* ROGL
- Globigerina angustiumbilicata* BOLLI
- Globigerina* cf. *dubia* EGGER

Globorotalia mayeri CUSHMAN & ELLISOR.

Nur vereinzelt vertreten sind die Arten

- Triloculina gibba* D'ORB.
- Cibicidoides pseudoungerianus* (CUSHMAN) *Spiroloculina* sp.
- Lobatula lobatula* (D'ORB.)
- Hanzawaia boueana* (D'ORB.)
- Elphidium macellum* FICHT. & MOLL
- Baggina indica* CUSHMAN
- Globulina gibba* (D'ORB.)
- Plectofrondicularia digitalis* (NEUGEB.)
- Bulimina elongata* (D'ORB.)

Relativ häufig sind auch Schwammnadeln und Echinoideastacheln vertreten.

Diese Biozone wurde in folgenden Proben festgestellt: 55/55/Schn, 55/36/96, 55/123/95, 55/127/95, 55/18/96, 55/19/96, 55/21/96.

Die Thanathozönose b ist durch häufiges Vorkommen von *Globigerina* s.l. und *Bathysiphon* charakterisiert (1), die in einigen Proben von *Fontbotia wuellerstorfi* begleitet wird (2).

Die Proben 55/128/95, 55/01/96, mit Vorkommen von

- Bathysiphon filiformis* SARS
- Triloculina* cf. *gibba* D'ORB.
- Lobatula lobata* (D'ORB.)
- Stilostomella* cf. *perscripta* EGGER
- Elphidium* cf. *macellum* (FICHT. et MOLL)
- Hanzawaia boueana* (D'ORB.)
- Baggina* cf. *indica* CUSHMAN
- Globigerina praebulloides praebulloides* BLOW
- Globigerina praebulloides leroyi* BLOW &
- Globigerina* cf. *foliata* BOLLI
- Globigerina* cf. *ottnangiensis* ROGL
- Globigerina angustiumbilicata* BOLLI
- Globorotalia* sp.
- Globorotalia* cf. *mayeri* CUSHMAN & ELLISOR
- Globigerina* cf. *woodi* JENKINS

sind für die Vergesellschaftung der Thanathozönose b1 typisch. In der Thanathozönose b2 ist die Diversität größer. Die Thanathozönosen sind durch das Vorkommen (außer in b1 erwähnten Arten) von

- Fontbotia wuellerstorfi* (SCHWAGER)
- Cibicidoides pseudoungerianus* (CUSHMAN & ELLISOR)
- Heterolepa dutemplei* (D'ORB.)
- Protelphidium roemeri* (CUSHMAN)
- Elphidium subtypicum* PAPP
- Glabratella hagni* WENGER
- Bolivina* cf. *hebes* MACFADYEN
- Bolivina concinna* (KNIPSHEER & MARTIN)
- Bolivina fastigia* MACFADYEN
- Nonion* cf. *commune* (D'ORB.)
- Lenticulina inornata* (D'ORB.)
- Lenticulina gibba* (D'ORB.)
- Saracenaria arcuata* (D'ORB.)
- Asterigerinata planorbis* (D'ORB.)
- Semivulvulina pectinata* (RSS.)
- Fronicularia* sp.
- Ammonia beccarii* (L.)

gekennzeichnet.

Es handelt sich vorwiegend um die Proben 55/122/95, 55/14/96, 55/28/96, 55/29/96, 55/33/96, 55/52/96.

Relativ monotone Thanathozönosen sind für die Thanathozönose c typisch (Proben 55/118/95, 55/119/95, 55/120/95, 55/03/96, 55/05/96, 55/06/96, 55/101/96, 55/13/96, 55/25/96, 55/26/96, 55/27/96, 55/43/96, 55/53/96).

Wie bereits erwähnt, wurde die Benthos-Fauna nur vereinzelt nachgewiesen (z.B.):

Bulimina elongata D'ORB.
Cibicidoides pseudoungerianus (CUSHMAN & ELLISOR)
Lobatula lobata (WALKER & JACOB)
Elphidium felsense PAPP
Melonis pompilioides (FICHT. & MOLL)
Marginulina sp.
Ammonia beccarii L.
Baggina cf. *indica* CUSHMAN
Elphidium angulatum (EGGER)
Hansenisca soldanii (D'ORB.)
Valvulineria complanata (D'ORB.)
Bolivina dilatata D'ORB.
Bolivina cf. *antiqua* D'ORB.
Sigmoilopsis ottnangensis CICHÁ, CTYROKA, ZAPLETALOVA
Semivulvulina pectinata (RSS.) etc.

Die planktonischen Arten (monotone Entwicklung) wie in der Thanathozönose b treten auf bis 95 % in der Thanathozönose c.

Seltener wurde das Vorkommen von Tetractinelliden und Echinoideastacheln festgestellt.

Häufige planktonische Arten in Verbindung mit massenhaften Vorkommen von Tetractinelliden und seltener bis häufiger Scleractinien (Demospongiae) der Gattung *Acanthamphioxo* sind für die Thanathozönose e typisch. Es handelt sich um die Proben 51/11/96, 55/17/96, 55/31/96, 55/131/95, 55/132/95.

Ammonia beccarii (L)
Fontbotia wuellerstorfi (SCHW.)
Lenticulina paupercola (RSS.)
Lenticulina inornata (D'ORB.)
Cibicidoides pseudoungerianus (CUSHMAN)
Lobatula lobata (WALKER & JACOB)
Nonion commune (D'ORB.)
Bolivina concinna (KNIPSHEER & MARTIN)
Bolivina crenulata (CUSHMAN)
Nodosaria perscripta (RSS.)
Elphidium macellum (FICHT. & MOLL)
Bolivina matejkai CICHÁ & ZAPLETALOVA
Lagena clavata (D'ORB.)
Semivulvulina pectinata (RSS.)
Hansenisca parva WENGER
Elphidium felsense PAPP etc.

Die oben erwähnten Arten entsprechen keinen Häufigkeitsformen, außer *Ammonia beccarii*, die in einigen Proben (55/23/96, 55/32/96, 55/35/96, 55/130/95, 55/30/96) sehr auffallend ist.

Der Verarmungsthanathozönose entsprechen die Proben 55/133/95, 55/134/95, 55/137/95, 55/138/95, 55/140/95, 55/142/95, 55/95/95, 55/15/96, 55/22/96. Die seltenen Formen besitzen keine stratigraphische etc. Aussagekraft.

Ottang

Die Proben 55/94/95, 55/92/95, 56/01/96 zeigen häufigere Vorkommen von:

Bolivia cf. *scitula* (KNIPSHEER & MARTIN)
Bolivia dilatata (RSS.)
Bolivina matejkai CICHÁ & ZAPLETALOVA
Lagena clavata (D'ORB.)
Fissurina orbygniana (SCHW.)

Cibicidoides pseudoungerianus (CUSHMAN & ELLISOR)
Hanzawaia boueana (D'ORB.)
Lobatula lobata (WALKER & JACOB)
Asterigerinata planorbis (D'ORB.)
Nonion commune (D'ORB.)
Valvulineria complanata (D'ORB.)
Valvulineria cf. *petrolei* (ANDREAE)
Oridorsalis umbonatus (RSS.)

Diese benthonische Vergesellschaftung ist von planktonischen Foraminiferen begleitet:

Globigerina ottnangiensis RÖGL
Globigerina praebulloides praebulloides BLOW
Globigerina angustiumbilicata BOLLI
Globorotalia praescitula BLOW
Globigerina dubia EGGER
Cassigerinella globulosa (EGGER).

Gegenüber dem Eggenburg läßt sich das Fehlen von Vertretern der Gattung *Cyclammina*, *Bathysiphon* feststellen. Die genaue stratigraphische Einstufung im Ottang ist sehr schwierig.

Stratigraphie läßt sich in der oberösterreichischen Miozän-Molasse fast nur mit benthonischen Foraminiferen betreiben. Die Diversität der Planktonfauna ist sehr gering. Die globale Planktonzonierung kann nicht nachvollzogen werden.

Bereits nahe der Grenze Eggenburg/Ottang wurde *Fontbotia wuellerstorfi* festgestellt (Zone b, e).

Höchstwahrscheinlich dem älteren Eggenburg entspricht die Thanathozönose a.

Die stratigraphische Aussage der Thanathozönose c, d, f ist im Rahmen Eggenburg (? unt. Ottang) sehr schwierig. Die Thanathozönosen b und e kann man dem Grenzbereich Eggenburg/Ottang zurechnen.

Bei den Paläobathymetrischen Schätzungen müssen wir mit vielen Schwierigkeiten kämpfen.

Die Methode des Plankton-Benthos-Verhältnis als Funktion der Wassertiefe ist in der Molasse-Zone nicht brauchbar (WENGER, 1987). Das Plankton-Benthos-Verhältnis kann in diesem Raum keine Hinweise liefern. So stützen wir uns auf die Verbreitung benthonischer Foraminiferen. Aus der Häufigkeitsverteilung ließ sich folgendes schließen:

Ober-Eger – tieferes Neritikum – Bathyal
 Thanathozönose a – tieferes Neritikum – oberes Bathyal
 Thanathozönose b – tieferes Neritikum
 Thanathozönose c – tieferes Neritikum
 Thanathozönose d – Neritikum (? tieferes)
 Thanathozönose e – mittleres bis flaches Neritikum
 Thanathozönose f – Neritikum (? bis Bathyal).
 Ottang – flaches bis mittleres Neritikum.

Bericht 1995–1996 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 55 Obergrafendorf

MARION JARNIK
 (Auswärtige Mitarbeiterin)

Dieser Bericht stellt eine Zusammenfassung der in den Jahren 1995–1996 durchgeführten Kartierungsarbeit W' Obergrafendorf im Raum Hürm – Feilendorf und N' Mitterradl – Knetzendorf auf Blatt 55 Obergrafendorf dar. Es wurde eine flächendeckende Überarbeitung der von W. FUCHS hinterlassenen Kartierungsergebnisse aus den Jahren 1983–84 durchgeführt.

Tertiäre Sedimente

Robulusschlier (Ottningium): Umfaßt den in diesem Gebiet von W. FUCHS (1983–84) ausgewiesenen „jüngeren“ Schlier sowie einzelne fragliche Vorkommen von Prinzersdorfer Sanden (vgl. W. FUCHS, 1972, Jahrb. Geol. B.-A., 115, 205–245). Es handelt sich um einen in frischem Zustand blaugrauen, massigen sowie bioturbaten Schluff mit wechselnden Ton- und Feinsandanteilen. Im verwitterten Zustand hellgrau bis ockerbraun, zerfällt er bei geringen Tonanteilen mehlig. Im Bereich des Robulusschlier sind punktuell als Oberflächenstreu auftretende und daher nicht immer flächenhaft kartierbare, mäßig gerundete Kristallinkomponenten zu beobachten. Auf Grund der schlechten Aufschlußbedingungen ist eine direkte Zuordnung zum Schlier nicht möglich.

Die westliche Hälfte des Arbeitsgebietes wird vom Robulusschlier eingenommen und läßt sich über den Straßenzug Rieding – Hürm – Johanneskreuz weiter nach Seeben – Knetzendorf – S' St. Margareten verfolgen. Die seltenen Aufschlüsse beschränken sich entweder auf Straßenböschungen (z. B. auf Tierbauten) oder Abgrabungen hinter Gehöften (z. B. in Arnersdorf). Vereinzelt ist der Schlier auf Hügelkuppen fleckhaft aufgeackert und anhand der helleren Bodenfarbe bereits aus einiger Entfernung zu erkennen. Die flächenhafte Kartierung des Robulusschliers wurde vorwiegend mittels Lesesteinen durchgeführt. Ein einzelner Fallwert konnte mit 10° gegen SE an einem etwa 5 m hohen Straßenaufschluß W' der Kote 311 (Kühberg) ermittelt werden.

Im östlichen Teil des Arbeitsgebietes ist der Robulusschlier an der Hangflanke zwischen Luft und Grub (SE' St. Margarethen) wiederholt nachweisbar.

Prinzersdorfer Sande (Ottningium): Diese lassen sich nur an drei Stellen eindeutig nachweisen: auf einem Höhenrücken nördlich Luft, als N–S-verlaufender Streifen S' Wieden und als Baugrubenaushubmaterial NW' St. Margareten. Eingeschaltet in mergelige bis feinsandige, massige Sandsteine finden sich fragmentär in umgeackerten Feldern glimmerreiche, hellbraune bis graue, 0,5–2 cm mächtige Silt-/Feinsandsteinlagen.

Quartäre Sedimente

Lehm-Löß, Verwitterungssedimente: Sehr schlecht aufgeschlossene Sedimente, die hauptsächlich im östlichen Arbeitsgebiet verbreitet sind, u. a. im Bereich von Ausbissen der Pielach-Hochterrassenschotter und im Steilhangbereich der Westautobahntrasse. Selten sind die für den Löß typischen Kalkkonkretionen und Lößschnecken zu beobachten.

Pielach-Hochterrasse: Schlecht sortierte, mäßig abgerollte Schotter, das Material stammt aus Kalkalpen und Flyschzone. An der Oberfläche der Schotter findet sich punktuell eine rotbraune Bodenbildung (z. B. NW' Ritzersdorf, S' der Westautobahntrasse), die ihrerseits von einer mäßig mächtigen (ca. 60 cm) Lehm- oder Lößlehmdecke überlagert sein kann. Diese läßt sich am Besten in geackerten Feldern feststellen.

Ausbisse finden sich an der östlichen Grenze des Kartierungsgebietes entlang der weitgehend parallel zur Pielach verlaufenden Steilhänge (z. B. NNW' Ritzersdorf) sowie auf höheren Verebnungsflächen, z. B. SW' Ritzersdorf. Weitere Vorkommen liegen zwischen Knetzendorf und Poppendorf und beschränken sich auf eine im Lehm aufgeackerte Schotterstreu.

Jüngere Deckschotter: Sie treten in Form einer mäßig dichten bis lockeren Schotterstreu (kalkalpin und Flysch) auf überwiegend E–W-streichenden Hügelkuppen

und ebenen Flächen auf. Sie lagern dem Robulusschlier sowie teilweise auch verlehmttem Schlier auf. Das Areal E' St. Margareten bis über Feilendorf hinaus wird überwiegend von im Meterbereich mächtigem Lößlehm eingenommen, mit seltenen flächenhaften Ausbissen von Jüngeren Deckschottern.

Bericht 1994–1995 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 55 Obergrafendorf

WOLFGANG SCHNABEL

Im Berichtszeitraum wurde die Aufnahme der Flyschzone auf Blatt 55 Obergrafendorf fortgesetzt, nachdem sie in den Jahren von 1991–1993 unterbrochen und neben einigen Ergänzungsbegehungen nur eine Betreuung von auswärtigen Mitarbeitern auf dem kalkalpinen Anteil erfolgt war. Dieser Bericht schließt damit an die für die Jahre 1988–1990 (Jb. Geol. B.-A., 135/3, 778–779, 1992) und insbesondere 1987 (Jb. 131/3, 408–410, 1988) an. In letzterem wurde der Nordrand der Flyschzone im Gebiet südlich von Kilb näher erläutert, der nun weiter gegen Osten bearbeitet wurde.

Wie bekannt, tritt an der Überschiebung der Flyschzone auf die Molasse ab Kettenreith gegen E die sogenannte „Nordzone“ auf, wobei die Serpentinittvorkommen bei Kilb und Fleischessen besondere Beachtung verdienen. Diese wurde gegen E über Kilb – Christenberg – Dietmannsdorf im Pielachtal bis zum Grubbach, also über das gesamte Kartenblatt, weiter verfolgt und wird im folgenden abschnittsweise beschrieben:

Der Abschnitt Kettenreith – Fleischessen – Sierningtal bis Kohlenberg (6 km)

ist bereits im Bericht 1987 (Jb. 131/3) näher beschrieben worden.

Der Abschnitt Kohlenberg – Christenberg (1,5 km)

Vom Serpentinittvorkommen an der Straße bei Kohlenberg, das schon lange außerordentlich schlecht aufgeschlossen ist und sich derzeit nur durch kleine Bröckchen in der Baumgruppe S der Straße offenbart, verläuft die Überschiebung der Flysch-Hauptdecke mit Alltlenbacher Schichten auf die Nordzone im steilen Waldstück N der Straße auf 420 m SH zum Hof „Im Hames“. Ausgedehnte Rutschungen beginnen mit deutlichen Abrißnischen schon in den Alltlenbacher Schichten und verlaufen über den Nordabfall der Flyschzone bis in das Molassegebiet bei Bühren. Nur vereinzelt sind die für die Nordzone charakteristischen Formationen, die kalkig-flyschoiden Unterkreide und das dunkle tonig-kieselige „Flyschgault“ durch Härtlinge im steileren Waldgelände als Anstehendes zu deuten, wobei auch hier nicht immer sicher ist, ob es sich nicht um abgeglittene Schollen handelt. Sehr vereinzelt deutet Rotfärbung im Boden auf die von S. PREY (Serpentin von Kilb..., Verh. Geol. B.-A., 1977/3) erwähnten roten Schiefertone hin.

Beim Hof „Im Hames“ ist der Fund eines weiteren Serpentinittvorkommens mit beträchtlicher Ausdehnung zu melden. Es ist unmittelbar W des Hofes in der Abrißnische einer bedeutenden Rutschung deutlich aufgeschlossen sowie am neuen Zufahrtsweg E des Hofes in tektonischem Kontakt zu Sandsteinen der Alltlenbach-Formation der Flysch-Hauptdecke, die den Hamesberg aufbaut. Auch in der östlich anschließenden Wiese und weiter in Hohlwe-

gen im Wald sind Serpentinbröckchen zu erkennen, womit dieses Vorkommen auf über 500 m Länge entlang der Überschiebung der Flysch-Hauptdecke zu verfolgen ist.

Nördlich der Nordzone ist Molasse verlässlich erst beim Hof „Bühren“ in 310 m SH zu sehen, doch kann als sicher angenommen werden, daß diese unter dem südlich davon erst flachen, dann steileren Wiesen- und Waldgelände unter Rutschungen, abgeglittenen Schollen und tiefem Hangschutt der Nordzone und der Flysch-Hauptdecke mindestens bis etwa 460 m SH reicht. Die Nordzone ist damit hier höchstens 300 m breit. Ähnliches gilt für den flachen N-S-verlaufenden Rücken N von Christenberg, wo die Molasse bis zur Bundesstraße im Sierningtal durch Flyschmaterial überrollt ist. Dies hat O. ABEL (Blatt St. Pölten 1 : 75.000, 1907) wohl dazu verleitet, die Flysch-Molassegrenze soweit im Norden zu zeichnen. Sie verläuft aber rund 1 km weiter südlich, Christenberg steht noch auf Molasse, die durch tiefreichende Rutschungen bedeckt ist.

Der Abschnitt Christenberg – Kote 445 (1 km)

E vom Hof „Im Hames“ streicht die Überschiebung der Flysch-Hauptdecke über den Kamm zwischen den Koten 451 (Hamesberg) und 445 zum Südhang und streicht in den Oberlauf des Grabens N Schreiberhof, den sie bei etwa 410 m SH kreuzt. Das Nordgehänge des Hamesberges unter der Wiese besteht größtenteils aus hellen, dünn-mittelbankigen Mergeln, Kalkmergeln und Kalksandsteinen der Unterkreide der Nordzone. Sie sind in einem kleinen Wasserriß 200 m N Hamesberg gut erschlossen. Aber bereits ab 380–400 m SH beginnen die umfangreichen Rutschungen gegen N, die die Überschiebung auf die Molasse gänzlich verhüllen.

100 m W der Kote 445, rund 1 km E von „Im Hames“ ist ein weiteres umfangreiches Serpentinivorkommen zu finden. Das Aushubmaterial einer jüngst angelegten Wasserleitung, deren Künette leider schon zugeschüttet war, besteht auf einer Länge von 200 m größtenteils aus Serpentinitschutt, und ein auffallender Härtling 80 m N davon im Wald (440 m SH) besteht zur Gänze aus einem (Ultra)mafrit.

Der Südrand der Molasse ist hier markiert durch einen deutlichen Aufschluß im Gerinne 450 m ESE des Großhofes, womit die Überschiebung des Flysches auf die Molasse etwa auf 370 m SH verläuft. Die Nordzone ist hier also etwa 500 m breit aufgeschlossen, was aber morphologisch durch die Kammquerung der Überschiebung der Flysch-Hauptdecke bedingt ist.

Der Abschnitt Steinleiten (Kote 445 – Graben W Roseneck, 2 km)

N Kote 445 springt die Überschiebung der Flysch-Hauptdecke auf die Nordzone wieder auf die Nordhänge, bedingt entweder durch eine Störung oder einen morphologischen Effekt. Sie verläuft ab hier konstant auf 380–400 m SH mit Ausnahme der querenden Gräben, wo sie bis 330 m abfällt.

Gegenüber den oben beschriebenen westlichen Abschnitten nehmen hier die dunklen Glaukonitsandsteine („Flyschgault“) auf Kosten der kalkigen Unterkreide zu, doch ist dieses Areal weiterhin weitgehend von Rutschungen bedeckt. Wieder gibt es Funde von „ophiolithischen“ Gesteinen. Am östlichen Rande des Wildparkes, 400 m ESE des Wasserreservoirs, liegt ein m³-großer Block eines Ophikalzits und in den Waldwegen dazwischen finden sich etliche Rollstücke von Serpentin. Es sind das die einzigen Funde, die nicht unmittelbar an der Über-

schiebung der Flysch-Hauptdecke gemacht wurden, doch kann dieses Material auch von höher oben stammen.

Im Wasserlauf 250 m S des Reservoirs befindet sich in 340 m SH ein deutlicher Molasseaufschluß. Die Nordzone ist hier also nur 150 m breit.

Der Abschnitt Graben W Roseneck – Dietmannsdorf/Pielachtal (3 km)

Darüber berichtete schon R. OBERHAUSER (Kartierungsbericht 1983, Jb. 127/2, S. 211, 1984). Wegen der allmählichen Verflachung des Geländes gegen das Pielachtal bei gleichbleibender Rutschendenz gibt es nur mehr sporadische Aufschlüsse, auch dürfte die Nordzone hier schmaler werden. Die kalkige Unterkreide scheint wieder zuzunehmen, Serpentine wurden nicht mehr gefunden, doch ist das bei den hier herrschenden Aufschlußverhältnissen auch nicht zu erwarten.

Der Abschnitt Pielachtal – östliche Blattgrenze (2,5 km)

Die Dürftigkeit der Aufschlüsse bleibt bestehen und ist mit Sicherheit eine Folge des flachen Geländes. Spuren roter Tone im Grubbach beweisen, daß die Nordzone auch östlich der Pielach weiterstreicht.

Zusammenfassende Bemerkungen über den Nordrand der Flyschzone auf Blatt 55 Obergrafendorf

Die „Nordzone“ ist hier nun als eine schmale Schuppe auf einer Strecke von rund 16 km nachgewiesen. In ihr befinden sich zumindest 4 große Serpentinivorkommen und dazwischen etliche blockartige Vorkommen und Spuren, obwohl die Aufschlußverhältnisse außerordentlich ungünstig sind. Die Überschiebung der Flysch-Hauptdecke auf die schmale Nordzone kann somit als eine ophiolithische Suture angesehen werden. Im Hinblick auf die damit gegebene Bedeutung für die gesamten Ostalpen wird eine zeitgemäße petrographische Bearbeitung dringend empfohlen.

Es ist bekannt, daß die „Nordzone“ ab dem östlich angrenzenden Blatt 56 St. Pölten gegen Osten breiter wird, leider fehlt hier noch eine zeitgemäße Kartierung. Seit G. GÖTZINGER (Geologische Karte der Umgebung von Wien 1 : 75.000, 1952) gehört sie zum allgemeinen geologischen Wissen über die Flyschzone des Wienerwaldes. Da die Bezeichnung „Nordzone“ oder „Nordrandzone“ nicht eindeutig ist, wurde ihr auf dem nun in Druckvorbereitung befindlichen Blatt 58 Baden der Name „Tulbinger-Kogel-Schuppe“ gegeben. Es fällt nun auf, daß aus dem Wienerwald von dort noch nie über Ophiolithfunde berichtet wurde. Nach den sehr häufigen Vorkommen im Abschnitt des Blattes Obergrafendorf wären solche aber auch weiter östlich zu erwarten, doch ist eine so zeitaufwendige, klebräumige und lückenlose Kartierung dort wohl noch nie erfolgt.

In der Flysch-Hauptdecke beiderseits des Pielachtales wurden etliche Ergänzungsbegehungen durchgeführt, wobei die im Bericht 1988–1990 (Jb. 135/3) erläuterten Verhältnisse bestätigt wurden, weshalb hier nicht näher darauf eingegangen werden muß.

Hohe Terrassenschotter im Pielachtal: Im Bereich der Flyschzone sind im Westgehänge des Pielachtales an mehreren Stellen isolierte Reste hoher Terrassenschotter gefunden worden, besonders deutlich auf der auffallenden Verflachung E des Hofes Weinberg (N Hofstetten) auf 340 m SH und damit rund 30 m über der Talebene. Sie bestehen aus gerundeten Kalkalpen- und Flyschgeröllen. Mehrere auffallende Verflachungen auf

beiden Seiten des Pielachtales, auf denen solche Reste bisher nicht gefunden wurden, könnten niveaue sprechende Felsterrassen sein. Über das Alter dieser Terras-

sen können solange keine Angaben gemacht werden, als sie nicht mit entsprechenden Hochterrassenresten im Molassevorland korreliert sind.

Blatt 57 Neulengbach

Bericht 1995 über biostratigraphische Untersuchungen auf Blatt 57 Neulengbach

MIROSLAV BUBÍK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

The samples analysed in this report were collected by Dr. Wolfgang SCHNABEL and Dr. Zdenek STRANIK during the year 1995 in the area of the map sheet ÖK 57 Neulengbach. All works were done within the framework of the geological mapping of the Wienerwald-Flysch organized by the Geologische Bundesanstalt Wien.

The majority of the rock samples (mostly silty claystones) were strongly lithified, which demanded the two-step mechanic desintegration. The samples had to be, after destruction using hydraulic press and boiling with washing soda, finally mechanically desintegrated at the sieve using rubber stopper. That influences in some cases unfavourably the preservation of microfossils.

Biostratigraphic interpretations are based on known stratigraphical ranges of agglutinated foraminifera and zones of GEROCH & NOWAK (1984) and BUBÍK (1995a). Planctonic foraminifera were stratigraphically evaluated using the zonal charts of CARON (1995) and BLOW (1979).

More than 139 species of agglutinated foraminifera (68 of them till now not referred in published papers from the Rhenodanubian Flysch) and several calcareous benthic and planktonic species were determined in the studied samples. Cores of radiolarians and diatoms, fish teeth, shark scales, sponge spicules and echinoid spines were present in some samples. If possible the representatives of other fossil groups were determined (radiolarians, diatoms).

In addition to the local zonation based on the agglutinated foraminifera established in the report from the field season 1994 (BUBÍK, 1995 MS), three new zones improve the biostratigraphic subdivision of the Laab nappe. The *Caudammina gigantea* Zone and *Rzehakina fissistomata* Zones enable to divide the earlier established *Rzehakina epigona* Zone. The newly evidenced Lower Eocene sediments can be assigned to the *Reophax nodulosus* Zone.

Agglutinated Foraminifera Zones

- 1) *Plectrocurvoides alternans* Zone
(sensu GEROCH and NOWAK, 1984)
Stratigraphic range: Late Albian–Cenomanian.
- 2) *Uvigerinammina jankoi* Zone
(sensu GEROCH and NOWAK, 1984),
resp. U. ex gr. jankoi Zone (BUBÍK, 1995a)
Stratigraphic range: Turonian–Early Campanian.
- 3) *Rzehakina epigona* Zone (BUBÍK, 1995 MS)
Definition: Lower boundary is given by the first occurrence of *Rzehakina epigona* and *Glomospirella grzybowskii*, upper boundary by the last occurrence of *Rzehakina epigona*, *Caudammina excelsa*, *C. ovulum* and *Glomospirella grzybowskii*. The zone is also characterized by the occurrence

of *Remesella varians*, *Spiroplectammina dentata*, *Recurvoides pseudosymmetricus* etc. The zone can be subdivided into two (sub-)zones in some cases: *Caudammina gigantea* Zone and *Rzehakina fissistomata* Zone.

Stratigraphic range: Campanian–Paleocene.

- 3a) *Caudammina gigantea* Zone (= *Hormosina gigantea* Zone sensu GEROCH and NOWAK, 1984)

Definition: Interval from the first occurrence of *Caudammina gigantea* (GEROCH) to the first occurrence of *Rzehakina fissistomata* (GRZYBOWSKI).

Stratigraphic range: Campanian–Maastrichtian.

Sample: 57/2438.

- 3b) *Rzehakina fissistomata* Zone (sensu GEROCH and NOWAK, 1984, modified by BUBÍK, 1995a)

Definition: The lower boundary is given by the first occurrence of *Rzehakina fissistomata* (GRZYBOWSKI), the upper boundary coincides with the upper boundary of the *Rzehakina epigona* Zone defined above.

Stratigraphic range: Paleocene.

Sample: 57/2426.

- 4) *Reophax nodulosus* Zone (sensu BUBÍK, 1995a)

Definition: The lower boundary is defined by the first occurrence of *Reophax nodulosus* BRADY as well as rare *Eratidus* sp. (sensu BUBÍK, 1995b). It is not possible to study the upper boundary of the zone, because the younger sediments are missing.

Stratigraphic range: Lower Eocene.

Sample: St125.

An extensive documentation of samples and a list of identified foraminifera has been handed over to the archive of the Geologische Bundesanstalt.

Bericht 1996 über biostratigraphische Untersuchungen auf Blatt 57 Neulengbach

MIROSLAV BUBÍK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

The samples analysed in this report were collected by Dr. Wolfgang SCHNABEL and Dr. Zdenek STRANIK during the year 1995 in the area of the map sheet ÖK 57 Neulengbach. All works were done within the framework of the geological mapping of the Wienerwald flysch organized by the Geologische Bundesanstalt Wien.

Rock samples from the Laab nappe (mostly silty claystones to clayey shales) were strongly lithified. The samples had to be, after destruction using hydraulic press and boiling with washing soda, finally mechanically desintegrated at the sieve using rubber stopper. Part of the samples collected in the Hauptklippenzone and Greifenstein nappe are represented by clays and desintegration was easy, using washing soda only.

Biostratigraphic interpretations are based on known stratigraphical ranges of agglutinated foraminifera and

zones of GEROCH and NOWAK (1984) and BUBIK (1995a, 1995 MS). Planktonic foraminifera were stratigraphically evaluated using the zonal charts of ROBASZYNSKI et al. (1984), CARON (1995) and BLOW (1979). The *Ammobaculites problematicus* Zone of Cenomanian–?Turonian age was for the first time proved in the abyssal red-brown claystones of the Laab nappe.

Biofacies study was restricted to samples from hemipelagites and focussed on red and variegated sediments which are lithologically homogenous but biofacially heterogeneous. The biofacies sensu BUBIK (1996) were used. Four biofacies have been identified within the Laab nappe and Hauptklippenzone:

***Rhabdammina-Rzehakina* Biofacies**

Characteristic biofacies of hemipelagic intercalations in flysch sediments deposited in turbidite fans below the CCD (mostly in the area of continental rise).

***Recurvoides-Paratrochamminoides* Biofacies**

Interpreted as the biofacies of abyssal plain with fine detrital input (influence of distal clay-silty turbidites). The *Rhabdammina-Rzehakina* biofacies was probably situated mostly in abyssal paleodepths. The *Recurvoides-Paratrochamminoides* biofacies nevertheless differs by its extreme distality in terms of turbidite sedimentology. Oligotrophy and decreased detritus influx connected with distality influenced strongly the benthic biota.

***Marssonella* Biofacies**

Characteristic biofacies of slope marls with mixed calcareous agglutinated benthic assemblages deposited in the bathyal zone above the CCD.

***Glomospira-Rhizammina* Biofacies**

Biofacies characterized by low diversity agglutinated assemblages with abundant "*Rhizammina*" sp. and ammonitidae interpreted as a result of low-oxygen conditions.

Local agglutinated foraminifera zones used in this report are:

- *Bulbobaculites problematicus* Zone (= *Ammobaculites problematicus* Zone sensu GEROCH and NOWAK, 1984): Late Cenomanian–Early Turonian.
- *Uvigerinammina jankoi* Zone sensu GEROCH and NOWAK, 1984, respectively *U. ex gr. jankoi* Zone (BUBIK, 1995a): Turonian–Early Campanian.
- *Rzehakina epigona* Zone (BUBIK, 1995 MS): Campanian–Paleocene.
 - a) *Caudammina gigantea* Zone (= *Hormosina gigantea* Zone sensu GEROCH and NOWAK, 1984): Campanian–Maastrichtian
 - b) *Rzehakina fissistomata* Zone (sensu GEROCH and NOWAK, 1984, modified by BUBIK, 1995a): Paleocene.
- *Reophax nodulosus* Zone (sensu BUBIK, 1995a), Lower Eocene.

Results

Lower Cretaceous of the Hauptklippenzone

The Lower Cretaceous is represented by light-grey marls and red-brown silicified claystones from point St174. Light-grey marls with mass occurrence of calcified radiolarians and mixed agglutinated-calcareous foraminifera assemblage of the *Marssonella* biofacies show some similarities to the Tlumačov Marl of the Rača unit in Moravia. The foraminifers allow only coarse stratigraphic determination in the Valanginian–Aptian interval. Red-brown claystones contain unusual biofacies with frequent

radiolarians, a poor agglutinated *Rhizammina-Glomospira* assemblage and poor calcareous benthos. Such fossil content suggests slow oxygen conditions, although it contrasts with the red brown color of sediment. Red-brown claystones contain foraminifera without stratigraphic value, nevertheless the Lower Cretaceous is probable.

Formation of Red Clays (Hauptklippenzone)

These Sediments are mostly represented by red-brown, grey and green-grey banded or streaked non-calcareous clays. In contrast with the red-brown claystones of the Laab nappe, lithification is very low or absent. The fossil content consists usually of agglutinated foraminifera dominated by *Nothia* sp. Such assemblages indicate the *Rhabdammina-Rzehakina* biofacies. The status of accessory calcareous planktonic and benthic taxa within this non-calcareous clay is questionable and could represent both re-deposition and field-contamination. The study samples can be subdivided into three stratigraphic levels:

- 1) Turonian–Campanian (*Uvigerinammina jankoi* Zone, respectively *U. ex gr. praejankoi* Zone). The presence of *Uvigerinammina praejankoi* and *Thalmannammina neocomiensis* indicates Turonian age (samples St 172, St175, St192, St195).
- 2) Campanian–Maastrichtian (*Caudammina gigantea* Zone). The benthic fauna consists of a mixture of older taxa of the *Uvigerinammina jankoi* Zone (*Uvigerinammina cf. praejankoi*, *U. jankoi*, *Pseudobolivina munda*, *Trochammina gyroidinaeformis*) and marker species of the *Caudammina gigantea* Zone (*Caudammina gigantea*, *Glomospira diffundens*, etc.). Sparsely calcareous benthos occurs. The older fauna belongs to the *Recurvoides-Paratrochamminoides* biofacies, the younger one to the *Rhabdammina-Rzehakina* biofacies. It is not easy to recognize, whether the older fauna is resedimented or tectonically mixed (sheared) with the younger one. Resedimentation of the *Recurvoides-Paratrochamminoides* biofacies faunal elements to the more proximal (?shallower) *Rhabdammina-Rzehakina* biofacies could be explained by shearing of abyssal clays in an accretionary prism (samples: St216, St220).
- 3) Paleocene (?Eocene). The fossil content consists of a mixture of resedimented Early Cretaceous–Cenomanian radiolaria and foraminifera, agglutinated species of the *Uvigerinammina jankoi* Zone (*Recurvoides-Paratrochamminoides* biofacies) and *Caudammina gigantea* Zone (*Rhabdammina-Rzehakina* biofacies) with rare elements of Paleocene both planktonic (*Eoglobinerina cf. eobulloides*, *Chiloguembelina cf. wilcoxensis*) and benthic ("*Trochammina*" sp. 4 and "*Arenobulimina*" cf. *gerochi*). The last mentioned species may indicate even Eocene age (samples St173, St194).

Turonian Green-Grey Calcareous Claystones (Hauptklippenzone)

Such sediments are represented by one sample (St186). Thanatocoenosis of foraminifera contains rare calcareous and predominantly agglutinated benthos with *Uvigerinammina praejankoi*, *U. jankoi* etc. and plankton with *Marginotruncana coronata*, *M. pseudolinneiana* etc. The lithostratigraphic position of such an isolated occurrence is unknown. According to the benthic foraminifera the claystones represent rather muddy turbidite claystones deposited under the CCD than slope sediment of the *Marssonella* biofacies.

Abyssal Red and Variegated Claystones

The red and variegated claystones with high-diversity agglutinated assemblages of the *Recurvoides-Paratrochamminoides* biofacies were found within the Hauptklippenzone

and Laab nappe. This claystone represents the most distal (and ?deepest) sediments in the studied area. The assemblages contain often the redeposited elements of the *Rhabdammina-Rzehakina* biofacies (abundant *Nothia* sp.) and rarely of the *Marssonella* biofacies (*Gaudryina carinata*, *Spiroplectammina carinata*). Three biostratigraphic zones based on agglutinated foraminifers have been distinguished:

- 1) *Bulbobaculites problematicus* Zone (Late Cenomanian–Early Turonian).
Sample 3040-1.
- 2) *Uvigerinammina jankoi* Zone (Turonian–Early Campanian). The presence of *Pseudobolivina variabilis* indicates Turonian age.
Samples St152, St221.
- 3) *Caudammina gigantea* Zone (Campanian–Maastrichtian).
Samples 3032-1, 3050.

Kaumberg Formation

Claystones of the Kaumberg Formation are red-brown, green-grey-streaked, green-grey, dark spotted and even (exceptionally) black-grey. They are often silty and more lithified (up to clayey shales). Agglutinated assemblages are predominantly of the *Rhabdammina-Rzehakina* biofacies, only one sample of black-grey claystone (sample 3032-2) can be assigned to the *Glomospira-Rhizammina* biofacies (?Cenomanian/Turonian boundary event). Three stratigraphic levels were distinguished:

- 1) Cenomanian: Poor assemblages of ?*Rhabdammina-Rzehakina* biofacies with *Haplophragmoides falcato suturalis*, *Plectorecurvoides irregularis*, "*Gaudryina filiformis*" etc. and without *Uvigerinammina* representatives.
Samples 2991, 2997.
- 2) *Uvigerinammina jankoi* Zone (resp. *U. ex gr. jankoi* Zone).
Samples St154, St155, St164, St167, St207, St212, St254, St256.
- 3) *Caudammina gigantea* Zone with *Uvigerinammina cf. jankoi* (Lower Campanian).
Sample: St230.

Laab Formation

The samples taken mostly from turbidite silty claystones (Te interval) contain usually poor, predominantly agglutinated fauna and less frequent calcareous benthos and plankton (redeposited from bathyal *Marssonella* biofacies) usually stratigraphically inconclusive. Autochthonous assemblages can be assigned to the *Rhabdammina-Rzehakina* biofacies. Two zones based on agglutinated foraminifera have been distinguished:

- 1) *Rzehakina epigona* Zone (Campanian–Paleocene) characterized by the presence of *R. epigona*, *Glomospirella grzybowskii*, etc.
Samples: St251, St253, 3068.
In some cases the allochthonous (redeposited) plankton with *Subbotina velascoensis*, *S. triangularis* and *S. triloculoides* allowed more accurate age determination to the Late Paleocene–basal Eocene (sample 3002-1).
- 2) *Reophax nodulosus* Zone (Early Eocene). Sample St205B. The same age indicates allochthonous plankton with *Pseudohastigerina wilcoxoensis* and *Subbotina triangularis* in the sample 3061.

Greifenstein Nappe (Aitlengbach Formation)

The turbidite claystones of the Aitlengbach Formation usually contains, besides agglutinated foraminifera redeposited calcareous benthos and plankton, helpful for age determination. Redeposition from the shelf area (bivalves, echinoids) were rarely found. Nevertheless a part of samples remains stratigraphically inconclusive or even barren. Benthic assemblages from the hemipelagites are from the

Rhabdammina-Rzehakina biofacies. Three stratigraphic levels have been distinguished:

- 1) Campanian–Maastrichtian (autochthonous assemblage of the *Rzehakina epigona* Zone with Late Senonian globotruncanids).
Sample St210A.
- 2) Lower Paleocene (mixture of Cretaceous to Paleogene redeposited plankton and benthos with *Globoconusa daubjergensis*, *Eoglobigerina spiralis*, etc.).
Sample St171.
- 3) Upper Paleocene (with *Muricoglobigerina aquiensis*).
Sample 2203.

Further Documentation can be found in the "Archiv der Geologischen Bundesanstalt".

Bericht 1994–1995 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone des Wienerwaldes (Laaber Decke) auf Blatt 57 Neulengbach

WOLFGANG SCHNABEL

Im Jahre 1994 wurde mit der Neuaufnahme der Laaber Decke begonnen und zwar im Gebiet der Kaumberger Schichten westlich des Schwechattaales und deren Umrahmung durch die Laaber Schichten. Die Arbeiten wurden 1995 fortgesetzt und erfolgen in enger Kontaktnahme mit Zd. STRANIK, wobei dieser das Gebiet östlich des Schwechattaales bearbeitet.

Die letzte zusammenhängende geologische Karte dieses Gebietes, von der alle seither erschienenen Darstellungen abgeleitet werden, ist die von G. GÖTZINGER (Geologische Karte der Umgebung von Wien 1 : 75.000, 1952). Es zeigte sich, daß sie auch heute noch eine gute Grundlage für die Neubearbeitung darstellt, da darauf die Erstreckung der Kaumberger Schichten und deren Abgrenzung zu den Laaber Schichten größtenteils den Gegebenheiten entspricht (Unterschiede gibt es in der Gegend des Gerichtsberges; s.u.). Die Forschungen von S. PREY (1961–1979) beschränkten sich auf punktuelle Profilaufnahmen zu stratigraphischen Zwecken, ebenso die Arbeiten von P. FAUPL (N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1975 und 1976) die die Fazies und Paläogeographie der Kaumberger Schichten näher beleuchten.

Im folgenden wird getrachtet, die Benennung der „Schichten“, soweit sie Formationen im Sinne der modernen stratigraphischen Nomenklatur entsprechen, mit der Bezeichnung „Formation“ zu versehen. Das ist bei den Kaumberger Schichten einwandfrei gegeben, die ab nun „Kaumberg-Formation“ (Kaumberg-Fm.) heißen. Bei den Laaber Schichten mit ihrer Unterteilung in die Hois- und Agsbachschichten ist die Stellung in der neuen Formationshierarchie vorerst nicht so klar, um eine Kontinuität zu gewährleisten, werden sie hier als „Laab-Formation“ (Laab-Fm.) bezeichnet, worunter die Hois- und Agsbachschichten vorerst noch mit ihren alten Bezeichnungen fallen.

Der im Berichtszeitraum kartierte Bereich umfaßt das Gebiet der Kaumberg-Fm. vom Schwechattal gegen W bis über das Tal des Coronabaches hinaus und deren Nordrand mit der Laab-Fm. bis zum Höhenrücken Lammerauerg – Eigerin – Großer Hollerberg – Hirschenstein über das Coronatal bis zum Steinriegel. Weitere Begehungen erfolgten im Gebiet des Gerichtsberges (Übergang vom Triesting- ins Gölsental) bis zur Blattgrenze.

Die Altersdaten stützen sich auf Foraminiferen (det.: M. BUBIK), Sporen und Pollen (det.: I. DRAXLER) und Nannofossilien (det.: H. EGGER).

Kaumberg-Formation

Die Ausdehnung der Kaumberg-Fm. entspricht im Ostabschnitt weitgehend der Karte von G. GÖTZINGER (1952). Im Westteil hingegen, im Gebiet des Gerichtsberges, streicht ein schmaler Streifen weiter über den Westrand der Karte hinaus in das Gölsental.

Der dünn- bis mittelbankige Flysch der Kaumberg-Fm. ist wiederholt beschrieben worden (Literatur siehe oben). Schon S. PREY betont den Unterschied zwischen den eher dünnbankigen bunten und den dünn- bis mittelbankigen (grün)grauen Abschnitten, die altersmäßig nicht differenziert werden können und sich abzuwechseln scheinen. Die gesamte Formation hat ein Oberkreidealter (nach PREY Coniac–Maastricht), das durch Foraminiferen erneut bestätigt wurde. Nannofossilien sind äußerst selten.

Die neu gewonnenen sedimentologischen Beobachtungen bestätigen ebenfalls die bisher bekannten Fakten. Die außerordentlich häufigen Strömungsmarken zeigen eine vorherrschende Transportrichtung aus NW nach SE, bei den Schwermineralen überwiegt Zirkon neben häufig Turmalin und Rutil. Hingegen konnte Chromspinell entgegen den Werten von P. FAUPL nur sehr sporadisch nachgewiesen werden.

Hervorzuheben ist einmal mehr die intensive Verfallung, wobei auch sehr steilstehende Achsen beobachtet wurden. Dadurch unterscheidet sich die Kaumberg-Fm. auffallend von den umgebenden Hoisschichten der Laab-Fm., die wesentlich ruhigere Lagerung zeigen.

Laab-Formation (Hoisschichten)

Mit deutlicher Versteilung des Geländes schließen an den „Kaumberger Aufbruch“ im Norden die Hoisschichten der Laab-Fm. an, die bis zum Kaum Lammerauberg – Hirschenstein – Steinriegel kartiert wurden. Im Coronabach liegt darin der Steinbruch beim namensgebenden kleinen Gehöft „Hois“, dessen Name leider auf der neuen topographischen Karte nicht mehr aufscheint.

Die Hoisschichten sind ein siliziklastischer Flysch. An der Basis ist er teilweise grobkörnig und dickbankig, also eher proximal, mit kalkigen Partien. Er wird dann zunächst mittelbankig und nimmt einen „mid-fan“-Charakter an, dann z.T. dünnbankig, kalkige Einschaltungen bleiben vorerst bestehen und treten gegen oben zurück. Daran schließt am Hauptkamm aber nochmals ein sandsteinreicher Abschnitt an, erst in den Nordhängen des Riesenschichtales beginnen die Agsbachschichten.

Altersdaten basieren hauptsächlich auf Nannofossilien und haben für den tieferen Teil durchwegs Campan–Maastrichtalter ergeben, wobei die dickbankige Basis frühes Maastricht sein dürfte. Im mittleren Teil scheint die Kreide-Tertiärgrenze zu liegen, denn die höheren, eher dünnbankigen Partien haben, gestützt auf Nannofossilien und Foraminiferen, bereits ein paleozänes Alter ergeben.

Gleiche Altersdaten hat auch S. PREY gewonnen, der aber auf Grund anderer Überlegungen Umlagerung annimmt und die Hoisschichten erst im späten Paleozän beginnen läßt (Verh. Geol. B.-A., 1965, S. 113). Diese Ansicht wird hier nicht geteilt. Zu deutlich sprechen die vielen bisher gewonnenen Daten für ein höheres Oberkreidealter, nicht nur in diesem Gebiet.

Schwermineralgehalte zeigen die übliche stabile Auslese, wie sie für die Rhenodanubische Flyschzone typisch ist und schwanken zwischen Granat- und Zirkondominanz, wobei auch in grobkörnigen Sandsteinen manchmal

Zirkon überwiegt. Daneben ist Turmalin sehr häufig, Rutil und Apatit treten zurück. Damit unterscheiden sich die Hoisschichten deutlich von den Altllengbacher Schichten, denen sie lithologisch sonst sehr ähnlich sind.

Gegenüber der stark gefalteten Kaumberg-Fm. zeigen die Hoisschichten eine vergleichsweise ruhige Lagerung mit hier steilem bis mittelsteilem Einfallen gegen NW.

Der Kontakt der Kaumberg-Formation zur Laab-Formation

Schon im Bericht 1989–1991 (Jb. Geol. B.-A., 135/3, 683–685, 1992) hat der Berichtersteller auf die Problematik dieses Kontaktes hingewiesen und angezweifelt, daß die Laab-Fm. die normalstratigraphische Auflagerung der Kaumberg-Fm. wäre, wie das bisher immer angenommen worden war. Bei der flächenhaften Aufnahme wurde nun besonderer Wert auf diesen Kontakt gelegt. Er wurde bisher von Klausen-Leopoldsdorf bis über den Coronabach hinaus, also über eine Strecke von 8 km, durchgehend kartiert, wobei die Aufschlußverhältnisse mehr als dürftig sind. Näherer Einblick war bisher nur im Coronabach und westlich weiterstreichend im Gelände N des Pursenhofes zu gewinnen. Die besten Aufschlußverhältnisse scheinen 5 km weiter westlich in der Gegend des Gerichtsberges zu sein.

Quarzitserie

Angeknüpft wird an den oben zitierten Bericht, in welchem die besondere Rolle der Serie aus dunklen, kieselligen Siltstein- und Glaukonitsandsteinbänken hervorgehoben wird, die im folgenden als „Quarzitserie“ bezeichnet wird. Sie ähnelt auffällig dem Gaultflysch. Doch hat sie PREY als Übergangsschichten zwischen Kaumberg- und Laab-Formation betrachtet und ihnen ein paleozänes Alter zugeschrieben, aus der Stellung im Profil heraus und nicht fossilgestützt.

Diese Quarzitserie konnte nun aus dem Gebiet E von Klausen-Leopoldsdorf (Zd. STRANIK) über das Schwechattal hinweg über das Nordgehänge des Tales Großkrottenbach, den Oberlauf des Reutelgrabens und N der Kote 554 entlang der Forststraße zwischen 540–580 m SH bis zum Profil „Gadinger“ im Coronabach und weiter nördlich des Pursenhofes durchgehend verfolgt werden. In der Senke zwischen Großem Hollerberg und Hirschenkogel springt sie auffallend gegen N vor, dort dürfte sich eine größere Störung befinden.

Noch viel deutlicher ist die Quarzitserie im Oberlauf des Kaumbergbaches in den Gräben östlich des Gerichtsberges aufgeschlossen. Sie ist hier wie überall sonst außerordentlich stark gestört und an vielen Stellen intensiv geschiefert und mit Kalzitadern durchsetzt. Trotz dürftigen Fossilinhaltes konnten etliche Altershinweise gewonnen werden, die den Verdacht auf ein mittleres Kreidealter erhärtet haben. Sporen ergaben wiederholt ein höheres Unterkreidealter, hauptsächlich Apt–Alb, die fehlenden Angiospermenpollen lassen ein jüngerer Alter unwahrscheinlich erscheinen (I. DRAXLER). Foraminiferen und Radiolarien ergaben Alb–Cenoman, stellenweise gestützt durch Rotaliporen und *Plectrocurvovoides alternans* (M. BUBIK). Gleiche Daten gibt es aus der östlichen Fortsetzung jenseits des Schwechattales (Zd. STRANIK). Leider hat der bisher bekannteste Aufschluß beim Gadinger im Coronabach bisher die schlechtesten Ergebnisse erbracht. Wie in diesem anoxischen Milieu zu erwarten, waren in der Quarzitserie alle Proben nannofossilieer.

Bunte Tonserie

Im Bereich des Coronatales, nicht im Bachbett selbst, aber östlich und westlich davon, besonders deutlich im

Gelände N des Pursenhofes, fällt ein bunter Horizont mit harten, braunrot und grünlichgrauen Peliten auf, der gänzlich frei von Sand- oder Siltsteinbänkchen ist. Er ist auch in der Gegend des Gerichtsberges angetroffen worden. Er scheint stellenweise bis 30 m mächtig zu sein und zwischen der Quarzitzerie und den Hoisschichten der Laab-Fm. zu liegen. Nach der recht guten Foraminiferenführung, die auf ein abyssisches Milieu hindeutet, hat er ein Alter von Turon bis Maastricht.

Wenn auch das Alter damit der Kaumberg-Fm. entspricht, so unterscheidet sich diese Serie doch deutlich von dieser. Einerseits durch Gesteinscharakter und Ablagerungsmilieu (die Kaumberg-Fm. ist ein hemipelagischer, bathyaler Flysch), andererseits durch die Stellung zwischen der Quarzitzerie und der Laab-Fm.

Ton-tonmergelreicher Flysch der tieferen Oberkreide

Am Südrand des Aufbruches mit der Kaumberg-Fm., im Oberlauf des Kaumbergerbaches, schließt unmittelbar an die Quarzitzerie, die hier auf Grund von Radiolarien ein Alb-Cenomanalter ergeben hat, eine Serie mit vorherrschend splittigem Ton an, die durch Foraminiferen ein turones Alter ergeben hat (*Uvigerinammina jankoj* + *Uv. praejankoi*). Weiter gegen das Hangende wird die Serie kalkiger, und es nehmen siliziklastische Sandsteine zu, aus diesem nur kurzen Abschnitt fehlen noch Proben. Daran schließt ein tonmergelreicher Flysch mit größerer Mächtigkeit an, der bereits tertiäres Alter hat (? Agsbachschichten). Hier fehlen also die Hoisschichten.

Kalkmergelreicher Flysch der höheren Oberkreide

Wie schon im oben zitierten Bericht der Jahre 1998–1991 beschrieben wurde, schließt im Profil des Coronabaches beim Hof Gadinger an die Quarzitzerie ein kalkiger Flysch des Campan von einigen Metern Mächtigkeit an, worauf die grobklastischen Hoisschichten folgen, deren untere Anteile an vielen Stellen ein Campan-Maastrichtalter ergeben haben. Eine durchlaufende Schichtfolge scheint hier gegeben.

Zusammenfassende Bemerkungen über den Kontakt Kaumberg-Formation/Laab-Formation

Aus dem oben gesagten geht hervor, daß dieser recht differenziert ist. Mit Ausnahme der wenigen Stellen, an denen die Kaumberg-Fm. (Coniac-Maastricht) direkt an die Hoisschichten grenzt, ist stets die stark gestörte Quarzitzerie vorhanden. Zwischen dieser und den Hoisschichten ist ab dem Coronabach bis zum Gerichtsberg am Nordrand des Kaumberger Aufbruches die Bunte Tonserie der Oberkreide vorhanden, am Südrand beim Gerichtsberg flyschoid tiefere Oberkreide im Kontakt zu möglicherweise Agsbachschichten des Eozän. Die Hoisschichten setzen spätestens im Maastricht ein und sind im Liegenden von einem kalkreichen Campan begleitet.

Tektonische Überlegungen

Es wird davon ausgegangen, daß die Kaumberg-Fm. und die Hoisschichten der Laab-Fm. sich zeitlich teilweise überlappen. Die jüngsten Anteile der Kaumberg-Fm sind Maastricht, die Hoisschichten beginnen im unteren Maastricht und haben an der Basis einen kalkreichen Flysch des Campan. Sie können damit keine durchgehende Schicht-

folge bilden. Zwischen beiden liegt die Quarzitzerie des ?Apt-Alb-Cenoman und stellenweise eine faziesdifferenzierte geringmächtige mittlere Oberkreide.

Ohne den weiteren Untersuchungen vorgreifen zu wollen, scheint es hier zwei Decken zu geben, wobei die Kaumberg-Formation einziger Repräsentant einer „Kaumberger Decke“ wäre. Auf ihr läge eine höhere Decke, deren Liegendes die Quarzitzerie ist, woran sich eine geringmächtige Oberkreide (ab Turon), die Bunte Pelitserie (Oberkreide), ein zementmergelähnlicher Flysch (Campan) und die Hoisschichten (ab Maastricht) anschließen.

Gestützt wird dieses auf stratigraphischen Überlegungen beruhende Modell durch den örtlichen tektonischen Stil. Die Kaumberg-Fm. ist stark gefaltet, die Laab-Fm. weist einen großräumigen Muldenbau auf. Die extreme tektonische Beanspruchung der Quarzitzerie kann durch die Überschiebung erklärt werden.

Diese Überlegungen werden für die weitere Kartierung maßgeblich sein.

Eine kalkalpine Deckscholle beim Gerichtsberg

Beim Hof „Haidbauer“, 500 m S des Gerichtsberges (K 581) ist auf der Karte von G. GÖTZINGER (1952) an der Grenze Kaumberger Schichten/Laab Schichten eine „Klippe“ aus Neokom-Tithonkalk eingezeichnet. Sie konnte trotz intensivsten Suchens weder hier noch in der Umgebung aufgefunden werden, an der besagten Stelle selbst steht einwandfrei Laab-Fm. (Hoisschichten) an. Dafür ist am Zufahrtsweg zum Haidbauer, 200 m S der Kote 581 eine Deckscholle von Hauptdolomit vorhanden. Dieser streicht etwa SW-NE und fällt mit etwa 30° gegen S ein, unmittelbar darunter (gegen N) ist eine dunkle, zerscherte Lage von wahrscheinlich Kössener Schichten zu sehen, welche die Überschiebungsfläche markieren dürfte. Nördlich davon ist Kaumberg-Fm. verbreitet, im S sind überall Sandsteine der Laab-Fm. zu finden, die den rund 600 m breiten Raum bis zur geschlossenen Front der Kalkalpen einnehmen. Der Fortsetzung der Kartierung gegen W in die Gräben des Oberlaufes der Gölsen wird mit Interesse entgegengesehen.

Morphologie und Hangtektonik

Die Landschaft von Klausen-Leopoldsdorf, Kleinmariazell und Kaumberg ist geprägt durch den Gegensatz der flachhügeligen, landwirtschaftlich genutzten Kaumberger Schichten zu den umliegenden, steileren Waldbergen mit den Hoisschichten. Der Südhang des Großen Hollerberges und Hirschensteins weist eine außerordentlich unruhige Oberflächengestaltung auf, bedingt durch ein Abgleiten großer Schollen der Hoisschichten bis zu hunderten Metern Durchmesser. Das dürfe auch durch die N-S-verlaufenden Querbrüche mitbedingt sein, die hier durchstreichen. Zahlreiche deutliche frische Abrißnischen zeigen, daß diese Abgleitungen bis heute andauern. In den dadurch verursachten Hangmulden haben sich zwei Seen gebildet. Der größere, 300 m E des Hirschensteins in 700 m SH idyllisch gelegene See, hat immerhin einen Durchmesser von rund 100 m, ein für den Wienerwald einmaliges Phänomen.



Blatt 63 Salzburg

**Bericht 1995
über Spurenelementbestimmungen
an Bentoniten, Schwarzschiefern und Turbiditen
aus der Rhenodanubischen Flyschzone
auf Blatt 63 Salzburg**

MAX BICHLER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die spät-paleozänen Bentonite der Anthering Formation stellen vermutlich hervorragende überregionale Leithorizonte dar. Um Korrelationen zu anderen Alttertiärvorkommen herstellen zu können, ist neben einer detaillierten biostratigraphischen Bearbeitung auch eine geochemische Charakterisierung notwendig. Da durch die Umwandlung der Aschenlagen in Smektit die Hauptelemente nur stark eingeschränkte Aussagekraft besitzen, wurden mit Hilfe der Neutronenaktivierung verschiedene Spurenelemente bestimmt.

Die Proben wurden dafür bei 105°C getrocknet, anschließend in einer Achatscheibenschwingmühle gemahlen und zu je etwa 100 mg in SUPRASIL Quarzröhrchen eingewogen. Diese Ampullen wurden durch Abschmelzen verschlossen. Die Aktivierung erfolgte im Reaktor des Forschungszentrums Seibersdorf bei einem Neutronenfluß von $7 \times 10^{13} \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ für eine Bestrahlungsdauer von ca. 100 Stunden. Gemeinsam mit den Proben wurden Referenzmaterialien aktiviert. Für die Gamma-spektroskopie kam ein Reinstgermaniumdetektor mit 30 % Ausbeute in Verbindung mit einem Vielkanalanalysator auf PC-Basis zum Einsatz.

Die Analysenergebnisse können der nachfolgenden Tabelle entnommen werden.

| ppm | Black shales | | | Turbidites | | | Bentonites | | | | | | | |
|-----|--------------|-----|-----|------------|-----|-----|------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|--|
| | 85 | 87 | 89 | 80 | 86 | 88 | B8 | B9 | B10 | B11 | B12 | B13 | B14 | |
| Sc | 20 | 20 | 20 | 11 | 14 | 10 | 17 | 27 | 22 | 15 | 28 | 25 | 21 | |
| V | 306 | 327 | 305 | 140 | 159 | 135 | 34 | 286 | 237 | 160 | 322 | 280 | 224 | |
| Cr | 128 | 133 | 136 | 88 | 79 | 74 | 88 | 74 | 114 | 77 | 99 | 69 | 92 | |
| Co | 39 | 50 | 22 | 11 | 7 | 8 | 21 | 26 | 28 | 13 | 23 | 43 | 12 | |
| Zn | - | 209 | 105 | 45 | 36 | 86 | 120 | 42 | 148 | 103 | 234 | 323 | 149 | |
| Zr | 244 | 120 | 245 | 102 | 118 | 88 | 121 | 234 | 161 | 569 | 228 | 204 | 194 | |
| Rb | 133 | 107 | 112 | 99 | 94 | 83 | 42 | 45 | 50 | 52 | 76 | 40 | 83 | |
| Sb | 0,8 | 0,9 | 0,9 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 1,1 | 1,9 | 1,5 | 0,4 | 0,6 | 4 | 0,5 | |
| Cs | 5,9 | 1,7 | 6 | 6,8 | 7,1 | 5 | 2,5 | 3,2 | 3,3 | 2,3 | 5,2 | 2,4 | 5,6 | |
| Ba | 314 | 337 | 332 | 174 | 275 | 238 | 196 | 289 | 249 | 334 | 267 | 254 | 279 | |
| Ce | 53 | 57 | 57 | 42 | 47 | 72 | 65 | 61 | 85 | 178 | 83 | 45 | 55 | |
| Nd | 31 | 29 | 33 | 25 | 25 | 29 | 28 | 19 | 37 | 79 | 27 | 17 | 20 | |
| Eu | 1,3 | 1,5 | 1,2 | 0,8 | 1 | 1,5 | 1,9 | 1,7 | 2,5 | 3,9 | 2,2 | 1,4 | 1,4 | |
| Tb | 0,7 | 1,5 | 0,6 | 0,4 | 1,1 | 0,8 | 1 | 0,8 | 1,3 | 2,2 | 1,2 | 0,5 | 0,9 | |
| Yb | 2,7 | 3,1 | 1,5 | 1,4 | 1,6 | 2,6 | 0,8 | 1,3 | 1,3 | 4,4 | 1,6 | 0,9 | 1,5 | |
| Hf | 4,3 | 4 | 4,1 | 2,3 | 3,1 | 2 | 3,2 | 5,9 | 4,2 | 14 | 6,2 | 5,1 | 4,7 | |
| Ta | 1 | 1 | 1 | 0,7 | 0,6 | 0,8 | 1,3 | 1,8 | 1,6 | 1,6 | 1,7 | 2 | 1,7 | |
| Th | 10 | 8,5 | 9 | 7,9 | 8,8 | 6,4 | 5,7 | 7,2 | 7,3 | 20 | 8,7 | 6,6 | 8,5 | |
| U | 3,1 | 2,9 | 2,6 | 1,1 | 2,3 | 2,2 | 6,3 | 3,2 | 2,6 | 4,4 | 1,9 | 3,1 | 2,4 | |

Es lassen sich zwei Gruppen von Bentoniten erkennen: Überwiegend treten V-reiche Lagen mit niedrigen Zr-, Hf- und Th-Werten auf. Daneben zeigen aber zwei Lagen (B8 und B11) niedere V-Werte. Die Lage B11 ist zudem noch durch hohe Zr-, Hf- und Th-Gehalte gekennzeichnet und bietet sich aufgrund dieser auffälligen Zusammensetzung als möglicher Leithorizont an.

Blatt 66 Gmunden

**Bericht 1995-1996
über paläontologische Untersuchungen
an der Brachiopodenfauna des Hierlatzkalkes
auf den Blättern 66 Gmunden, 93 Berchtesgaden,
96 Bad Ischl, 97 Mitterndorf und 98 Liezen**

MILOS SIBLIK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In the present contribution, a preliminary list of brachiopods from the Lower- to Middle Liassic coarse crinoid-bearing Hierlatzkalk or Hierlatzkalk-like limestones is given.

Sampling at certain localities has yielded a rather large collection of the so-called "Hierlatz-type" brachiopod fauna that will be used as comparative material for study of the brachiopods from the type-locality Hierlatz near Hallstatt. The brachiopod research is conducted in the framework of the project n. 205/96/0156 of the Grant Agency of the Czech Republic, and is also partially supported financially by the Austrian Academy of Sciences. It is part of the detailed study of the Hierlatz locality by the research group headed by H. LOBITZER (GBA Wien).

The most probable age of the localities studied is Sinemurian, particularly Upper Sinemurian. Regrettably, very little was known until now of the generic and specific appurtenance of the rather ordinary-looking ribbed rhynchonellids that occur commonly in the Hierlatzkalk, and which were usually identified as *Rhynchonella variabilis* SCHLOTHEIM. This problematic name was reasonably rejected in 1958 by AGER who considered it a nomen dubium (AGER: A Monograph of the British Liassic Rhynchonellidae, pt. II, p. 56, London).

The modern taxonomic revision of the rhynchonellids of the catch-all group "*variabilis*" is very uncertain as the material from the Hierlatzkalk is mostly highly recrystallized and not suitable for sectioning.

My attention to the interesting occurrence of Lower Liassic brachiopods in the Langbathzone SW Neukirchen was drawn by G. SCHÄFFER (GBA Wien). In white and red biosparites along the forest road to the Ob. Kirchbergmoos, near to Steinbachgraben, I discovered the following species: *Prionorhynchia greppini* (OPP.), *Salgirella albertii* (OPP.), "*Rhynchonella*" *guembeli* OPP., *Cirpa* aff. *fronto* (QUENST.), *Cuneirhynchia retusifrons* (OPP.), *Furcirhynchia* sp., *Liospiriferina obtusa*

(OPP), *Liospiriferina darwini* (GEMM.), *Dispiriferina* sp., *Lobothyris punctata* (SOW.), *Lobothyris andleri* (OPP), "*Terebratula*" *juvavica* GEYER, *Linguithyris* aff. *cornicolana* (CANAV.), *Bakonyithyris apenninica* (ZITT.), *Securina partschi* (OPP), *Zeilleria mutabilis* (OPP), *Zeilleria* aff. *mutabilis* (OPP), *Zeilleria venusta* (UHL.), *Zeilleria perforata* (PIETTE), and *Zeilleria baldaccii* GEMM. The geology of the area was dealt with recently in the thesis by E. SCHÖLLHORN („Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der Langbathzone, Oberösterreich, unter besonderer Berücksichtigung der Kreidesedimente“ – Diplomarbeit am Inst. für Paläontologie u. Hist. Geologie der Ludwig-Maximilian-Universität München, 1989). Thanks to the kindness of Dr. G. SCHAIRER (München) I was shown the thesis in which the following brachiopod species were mentioned, resp. figured: from Steinbachgraben *Spiriferina* cf. *rostrata* SCHL., *Cincta numismalis* LAM., *Rhynchonella* cf. *Cirpa* SCHL., and from near-by Klausgraben *Waldheimia* (*Zeilleria*) *partschi*, *Zeilleria mutabilis*, *Spiriferina* sp., *Rhynchonella* cf. *variabilis*, *Rhynchonella* cf. *glycinna* GEMM., according to E. SCHÖLLHORN all coming from the "Brachiopodenreiche Kondensationskalke (Spaltenfüllungen)".

Reddish, crinoid-bearing Hierlatz Limestone in the upper part of the ski-run, above the fork "Kanonenrohre", on Untersberg (Salzburg) yielded: *Prionorhynchia greppini* (OPP), *Prionorhynchia* aff. *undata* (PAR.), *Cirpa latifrons* (GEYER), *Cirpa* cf. *fronto* (QUENST.), *Salgirella albertii* (OPP), *Cuneirhynchia palmata* (OPP), *Cuneirhynchia retusifrons* (OPP), *Liospiriferina* cf. *obtusa* (OPP), *Lobothyris* cf. *andleri* (OPP), *Zeilleria* aff. *alpina* (GEYER) and *Zeilleria* aff. *baldaccii* GEMM.

Greyish Liassic brachiopod coquina in the neptunian dikes (up to 30 m long and 1.5 m thick) parallel to bedding in the lagoonal Dachstein Limestone, in the curves of the Loser Mountain road near Altaussee contained: *Prionorhynchia polytycha* (OPP), *Prionorhynchia* aff. *polytycha* (OPP), *Prionorhynchia flabellum* (GEMM.), *Cirpa* aff. *latifrons* (GEYER), *Calcirhynchia fascicostata* (UHL.), *Cuneirhynchia retusifrons* (OPP), *Liospiriferina angulata* (OPP), *Liospiriferina obtusa* (OPP), *Liospiriferina brevisrostris* (OPP), *Liospiriferina sylvia* (GEMM.), *Lobothyris punctata* (SOW.), "*Terebratula*" aff. *schlosseri* BÖSE, *Securina partschi* (OPP), *Bakonyithyris ewaldi* (OPP), *Zeilleria mutabilis* (OPP), *Zeilleria stapia* (OPP), *Zeilleria alpina* (GEYER), *Zeilleria choffati* HAAS, *Zeilleria* aff. *batilla* (GEYER), and *Zeilleria* aff. *thurwieseri* (BÖSE).

Numerous neptunian dikes are known from the Dachstein Limestone of the Dachstein Plateau. Their Hierlatz-kalk infilling contains abundant brachiopods, e.g. S Wiesberghaus. On the E side of the bottom of the Wildkarkogel

(2163 m), the following species were found: *Calcirhynchia plicatissima* (QUENST.), *Calcirhynchia fascicostata* (UHL.), *Prionorhynchia greppini* (OPP), *Cuneirhynchia retusifrons* (OPP), *Cuneirhynchia* aff. *retusifrons* (OPP), *Liospiriferina brevisrostris* (OPP), *Liospiriferina* aff. *alpina* (OPP), *Liospiriferina* aff. *alpina* (OPP), *Liospiriferina* cf. *obtusa* (OPP), *Callospiriferina* sp.n., *Callospiriferina* cf. *tumida* (BUCH), *Lobothyris andleri* (OPP), *Bakonyithyris ovimontana* (BÖSE), *Bakonyithyris engelhardti* (OPP), *Zeilleria mutabilis* (OPP), *Zeilleria* aff. *mutabilis* (OPP), *Zeilleria choffati* (HAAS), *Zeilleria* cf. *venusta* (UHL.), *Zeilleria alpina* (GEYER), *Zeilleria thurwieseri* (BÖSE), *Zeilleria frontensis* (ROTHPL.) and *Zeilleria engelhardti* (OPP). In the neptunian dike NE Wildkarkogel *Cirpa subcostellata* (GEMM.), *Cuneirhynchia palmata* (OPP), *Cuneirhynchia retusifrons* (OPP), "*Rhynchonella*" aff. *diptycha* BÖSE, *Liospiriferina* cf. *gryphoidea* (UHL.), *Bakonyithyris ovimontana* (BÖSE), "*Terebratula*" *gracilicostata* BÖSE, *Zeilleria mutabilis* (OPP) and *Zeilleria* aff. *stapia* (OPP) were recognized. Both occurrences yielded brachiopod assemblages suggesting a possible younger age in comparison to the other localities studied.

Hierlatzkalk brachiopods from the Grimming Mt. (2351 m) area could be studied thanks to the collections from Hirscheben-Wald by F. BÖHM (Inst. f. Paläontologie der Univ. Erlangen), and from Schober by G. MANDL (GBA Wien). Hirscheben locality (SW Kulm) yielded *Cuneirhynchia retusifrons* (OPP), *Prionorhynchia flabellum* (GEMM.), "*Rhynchonella*" aff. *zugmayeri* GEMM., *Lobothyris punctata* (SOW.), *Lobothyris andleri* (OPP), *Phymatothyris* (?) aff. *rudis* (GEMM.), *Bakonyithyris apenninica* (ZITT.), *Securina partschi* (OPP), *Zeilleria alpina* (GEYER), *Zeilleria catharinae* (GEMM.), and *Zeilleria* aff. *perforata* (PIETTE). From Schober (SE Girtstatt) the following species are known: *Cuneirhynchia retusifrons* (OPP), *Calcirhynchia plicatissima* (QUENST.), *Prionorhynchia fraasi* (OPP), *Liospiriferina* cf. *alpina* (OPP), *Bakonyithyris engelhardti* (OPP), *Bakonyithyris* cf. *apenninica* (ZITT.), *Lobothyris andleri* (OPP), *Zeilleria mutabilis* (OPP), *Zeilleria alpina* (GEYER), and *Zeilleria* aff. *venusta* (UHL.).

Red biosparitic Liassic limestones in the area of Schober, NNE Wurzer Alm (1427 m) (sheet 98 Liezen) yielded: *Prionorhynchia greppini* (OPP), *Prionorhynchia* aff. *flabellum* (GEMM.), "*Rhynchonella*" *guembeli* OPP., *Salgirella albertii* (OPP), *Cuneirhynchia palmata* (OPP), *Cuneirhynchia retusifrons* (OPP), *Cuneirhynchia cartieri* (OPP), *Cirpa latifrons* (GEYER), *Cirpa planifrons* (ORMÓS), *Septocrurella* (?) *uhligi* (HAAS), *Liospiriferina* cf. *alpina* (OPP), *Lobothyris ex gr. punctata* (SOW.), "*Terebratula*" aff. *ovatissima* (QUENST.), *Rhapidothyris* (?) *beyrichi* (OPP), *Rhapidothyris* (?) *nimbata* (OPP), *Bakonyithyris ewaldi* (OPP), *Securina partschi* (OPP), *Zeilleria mutabilis* (OPP), *Zeilleria choffati* (HAAS), *Zeilleria alpina* (GEYER), and *Zeilleria* cf. *stapia* (OPP).

Blatt 67 Grünau im Almtal

Bericht 1995 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal

BEATRIX MOSHAMMER

Die östlichen und südöstlichen Ausläufer des Kasberges bilden das Kartierungsgebiet. Davon wurden Grat und Südflanke des Rückens, der von der Lahneralm ostwärts zieht, die südlichen Kare des Jausenkogel, der Riedel mit der Kirchdorfer Hütte (Köte 1336), der westliche Teil des Moltertales zwischen 1200 m und 860 m Sh sowie der

südlich folgende Riedel nördlich Langscheidalm kartiert. Zum Teil handelte es sich um Revisionsbegehungen.

Lithostratigraphie

Der Kenntnisstand über die bereits im Kartierungsbericht 1993 aus dem Moltertal beschriebene mitteltriadische Gutensteiner-, Reiflinger-Kalk- und Wettersteindolomit-Entwicklung wurde in der flächigen Kartierung getestet. Dafür war es notwendig, die ausgehend von Profilen erstellte Gliederung etwas zu modifizieren und zu straffen. Die Schichtfolge gliedert sich nun folgendermaßen:

– Gutensteiner Dolomit – Anis

- Gutensteiner Kalk (dessen Typen noch nicht lithostratigraphisch erfaßbar waren) – Anis
- Steinalmkalk – Anis
- Untere Reiflinger Kalke (1993 gegliedert in Pelsonische Beckenfazies [mit Meiereck-Mergel], Anisischen Reiflinger Kalk und Ladinischen Reiflinger Kalk partim) – Mittelanis (Pelson) bis tiefes Ladin (Fassan 1)
- Reiflinger Bankkalk (1993 Reiflinger Rippenkalk) – Fassan 1
- Allodapische Bankkalke (1993 Ladinischer Allodapischer Kalk) – hohes Unter- bis Oberladin bzw. in fazieller Vertretung
- Obere Reiflinger Kalke (1993 Ladinischer Reiflinger Kalk partim) – hohes Unter- bis Oberladin
- Dolomitisierte Bereiche der Allodapischen Bankkalke und der Oberen Reiflinger Kalke
- Wettersteinkalk sowie basale allodapische Schüttungen im Wettersteinkalk (neu ausgeschieden) – Ladin i.A
- Wettersteindolomit (Ladin - Unterkarn)
Auffällige Gesteinstypen wie Tuffite und Brachiopoden-Kalke der pelsonischen Beckenfazies werden lokal ausgeschieden.

Regionale geologische Beschreibung

Jausenkogel (1514) – Hochstein (1405)

Kammbereich und Südhänge des Bergrückens werden von Gutensteiner Kalken dominiert. Unter diesen überwiegen dunkle, bituminöse, dünnbankige, z.T. plattige, bisweilen mit sehr kleinen Hornsteinkügelchen, häufiger jedoch geflaserte Kalke mit tonig-mergeligen Schichtflächen. Als untergeordnete Typen treten sehr dickbankige bis massive, intensiv mit Kalzitklüften durchsetzte, beige, meist schwächer bituminöse, mikritische, biogenarme Kalke auf (Pr. 50/95: Mudstone mit Echinodermaten, Ostracoden, Radiolarien), die Ähnlichkeiten mit Steinalmkalk zeigen, denen jedoch Kalkalgen fehlen. Daneben können die dickbankigen Kalke faziell auch den dünnbankigeren Gutensteiner Kalken nahestehen und ein diesen vergleichbares Fossilspektrum aufweisen (Pr. 47/95: [partiell dolomitisiert] Echiniden, Crinoiden, Brachiopoden, Ostracoden).

In nicht durchgehend zu verfolgenden Horizonten dünnbankiger, feinknolliger Kalke, als Abart des flaserigen oder plattigen Gutensteiner Kalkes, zeigt das Gefüge Spuren grabender Organismen als wurstelförmige Auftragungen auf den Schichtflächen („Wurstelkalke“).

Im dünnbankigen Gutensteiner Kalk finden sich lagenförmig angehäuften Fragmente von Crinoidenstielen, bestehend einmal aus max. 12 artikulierte Columnalia von ca. 3 mm Durchmesser (Pr. 95057). Ebenfalls in einer Bank angereichert treten artikulierte, überwiegend mit Spatit gefüllte, ca. 7–10 mm lange Bivalven auf (Pr. 60/95).

Nur am Plateau östlich des Jausenkogels steht Gutensteiner Dolomit in streichender Vertretung von dünnbankigem Gutensteiner Kalk an. Er ähnelt diesem auch, sieht man vom feinzuckerkörnigen Dolomitgefüge und der nuancenweise helleren Färbung ab.

Auf diesem Plateau sowie auf der südlich tiefer vorgelagerten Lahneralm treten Dolinen mit bis mehrere 10er m Durchmesser auf. Am Kamm längs des Hochsteins erreichen ihre Ausmaße nur einige Meter.

Ein vom Typus her dem dickbankigen Gutensteiner Kalk entsprechender Kalk liegt annähernd söhlig und nach E treppenartig abgesenkt, etwa 10 m (W) bis 5 m (E) mächtig in isolierten Vorkommen am Grat des Jausenkogel-Hochstein-Zuges dem dünnbankigen Gutensteiner Kalk auf. Er

bildet im W die Hochfläche des 300 m vom Jausenkogel-Plateau gegen SE ziehenden Sporns (1490 m Sh), den oberen Teil der auffälligen Felszinne, die sich ca. 400 m E des Hochsteins erhebt (1370 m Sh) und die 200 m breite Verebnung (ca. 1120 m Sh) im Osten. Makroskopisch handelt es sich um hellbraunen, strukturlosen Mikrit (Pr. 56/95, 62/95), dickbankig bis tektonisiert massiv und kleinklüftig, im östlichen Vorkommen (1120 m) teilweise auch dunkler gefärbt (Pr. 47-50/95). Dort kommt ihm eine hangende Position innerhalb der Gutensteiner Kalk-Abfolge zu, da er von wenige Meter mächtigen, anisischen Reiflinger Kalken (Pelson *Gondolella cf. bulgarica* Pr. 95051C) überlagert wird.

Am Nordhang des Hochsteins ist an der Forststraße bei 880 m Sh die Deckengrenze mit Hauptdolomit und untergeordnet wenige Meter mächtigen Schollen von Plattenkalk der liegenden tektonischen Einheit, nämlich Staufen-Höllengebirgs-Decke, und Gutensteiner Kalken der hangenden Totengebirgs-Decke aufgeschlossen. Die basisnahe Entwicklung der Gutensteiner Kalke zeigt sehr bituminöse, dünne und dunkle, von weißen kalzitischen Klüften durchsetzte Kalkbänke und Lagen von schwarzbraun glänzenden Schiefertönen. Zwischen diesem Aufschluß und der Überlagerung durch den oben genannten Reiflinger Kalk errechnet sich rein theoretisch eine Mächtigkeit von 320 m bei 165/30 Einfallen, bzw. 250 m bei söhlig Lagerung für die Gutensteiner Kalk-Abfolge. Obwohl meist mittelsteiles Einfallen gegen SE zu beobachten ist, weist der Verlauf der Deckengrenze oder der Schichtgrenzen, wie z.B. die umlaufend streichenden Gutensteiner Kalke auf der östlichen Verebnung, auf den niedrigeren Wert hin.

Ein zweites Vorkommen von Reiflinger Kalk (anisischer Typus) steht am Grat in der Vertiefung zwischen Hochstein und östlicher „Zinne“ sehr geringmächtig und 10 m lang über dickbankigem G.K. an. Es handelt sich um mittelbraunen, mikritischen Reiflinger Kalk mit >10 cm großen Hornsteinknollen (Pr. 95061 Conodonten: neg.). Östlich grenzt mit tektonischem Kontakt dickbankiger G.K. der beschriebenen „Zinne“ an.

Die Aufschlüsse am Südhang des Hochstein-Rückens sind, bedingt durch das hangparallele Einfallen und Hangschuttüberdeckung, abgesehen vom SW-Hang der östlichen Verebnung, auf den oberen Teil der Bergflanke beschränkt, wo einzelne Gesteinszüge bei internem SE-Fallen in NE–SW-Richtung ausstreichen.

Einen Einblick in die Heterogenität einer ca. 115 m mächtigen Gutensteiner Kalk-Schichtfolge bieten West- und Südwesthänge im Kar südlich Jausenkogel bzw. westlich Lahneralm. Etwa 25 m beträgt der liegende Felszug, welcher nördlich des Schuttfächers Schutt- und Blockschutthalden überragt und vermutlich bei ca. 1420 m Sh am Grat SW Jausenkogel aushebt. Er setzt sich aus kompetenten, sowohl 1 dm ebenflächig bis knollig gebankten (Crinoiden-Packstone bis Mudstone) als auch flaserigen Kalken mit darin auftretenden Horizonten vom Typus „Wurstelkalk“, zusammen. Durch Störungen getrennt (Vertikalversätze und synthetische Störungen) läßt sich dieses Schichtpaket auch in der gegen ESE umgebogenen südlichen Flanke bis zur Basis bei 1240 m Sh vermuten. Hangend folgen (Profil am Steig in 1350 m Sh, Mächtigkeiten geschätzt): Rippenbildend 3 m dickbankige Mikrite und Encrinite; 4 m Übergang zu 6 m flaserig-knolligen (tlw. ähnlich „Wurstelkalken“), bis 1 dm gebankten Kalken; rippenbildend 2 m kompetente, extrem knollige Mikrite mit Schalendetritus und Mergelfasern; 8 m Aufschlußlücke; rippenbildend 8 m kompetente, cm/dm-

wellige bis knollige Kalke („Wurstelkalke“) alternierend mit 2 dm-plattigen Kalkbänken; 6m schlecht aufgeschlossene Knollenkalke. Unterbrochen durch saigere SE–NW-Störungen weiterhin ca. 15 m vorwiegend knollig-flaserige, abwechselnd max. 5 cm plattige Kalke. Als eigenständige Wand folgen über 1420 m Sh, beginnend mit einer schichtparallelen Aushöhlung an der Wandunterkante, 40 m dünnplattig-schichtige, hangend dickbankig-massige Kalke.

Das Hangende dieser Schichtfolge stellt ein annähernd WSW–ENE-streichender, tektonisch mehrfach versetzter oder unterdrückter bzw. aufgrund quartärer Bedeckung nur abschnittsweise aufgeschlossener Steinalk-Zug (max. 20 m mächtig) dar. Dieser ist N der Kirchdorfer Hütte bis N des Katzengrabens bei 900 m Sh zu verfolgen und immer wieder mit geringmächtigen Reiflinger Kalken verschuppt. Er ist massig bis dickbankig ausgebildet und zeigt an zwei, ca. 1 km entfernten Aufschlüssen einmal einen biogenarmen, mikritischen bis rekristallisierten Kalk (Pr. 64/95), im anderen Fall einen arenitisch-ruditischen Detrituskalk mit Echinodermen-Rindenkörnern, vermutl. Dasycladaceen-Resten, Onkoiden, Peloiden und Algenlumps (Pr. 24/95).

Katzengraben – Mangstleith

Der Katzengraben folgt einer annähernd E–W-Störungszone und trennt den beschriebenen Hochsteinbergzug vom Hochkogel-Rücken im S. Letzterer ist überwiegend aus Wettersteindolomit aufgebaut. Reste glazialer Ablagerungen sind im Katzengraben im Bereich Sonnbrand zwischen 1100 und 900 m Sh sowie im östlichen Teil nordseitig bei Mangstleith zwischen 740 und 900 m Sh bzw. südseitig um 740 m Sh, wo sich auch eine Schottergrube befindet, verbreitet.

Der Katzengraben schneidet sich in seinem unteren Verlauf, ab etwa 780 m Sh in eine theoretisch 50 m mächtige Reiflinger Kalk-Abfolge ein. Im östlichen (liegenden) Abschnitt – ohne Hinweis auf die stratigraphische Unterlagerung – fällt sie durchschnittlich mit 195/16 ein. Ihr hangender Abschnitt wird ins höhere Unterladin, bzw. den Grenzbereich Unter-/Oberladin (Fassan/Longobard) gestellt. Pr. 9/91, 2 m liegend des Dolomites auf der Südseite des Grabens, nahe dem östlichen Kartenrand gibt Ladin-U.-Karn (*Gladigondolella tethydis* ME) an. Aus dem nordseitigen Straßenprofil unter Mangstleith entstammt das gleiche Conodonten-ME (Pr. 46/95) einer Wechsellagerung mit Tuffit. Das SW gelegene südseitige Profil erbringt mit *Neogondolella transitans* (Pr. 40/95) bzw. *Neogondolella prähungarica* (Pr. 41/95) höheres U.-Ladin bzw. höheres U.-Ladin bis tiefes O.-Ladin. Im zuvor genannten, auf 15 m Mächtigkeit geschätzten Straßenprofil, das nun flach gegen W einfällt (durchschnittlich 270/17), befinden sich von W (liegend) nach E (hangend) cm–dm-gebankte, wellig-schichtige Kalke mit bis 2 cm Hornstein- und Mergellagen (3 m), nach einer Scherzone gefolgt von 0,5 m ebenflächig gebankten, etwas Hornstein-führenden Kalken (Filament-Mudstones/Wackestones; 4 m). Nach weiterem tektonischen Kontakt folgen ca. 1 dm gebankte Kalke (Radiolarien-/Filament-Mikrite), die Verkieselungen in Form von Schnüren, Knollen oder Kügelchen, und Mergelkrusten aufweisen. In letzterer, etwa 8 m-Folge treten basal Tuffzwischenlagen auf. Allerdings ist dieses Leitgestein aufgrund von Störungen nicht durchgehend zu verfolgen. Im Hangenden folgt Dolomit. Das Kartenbild weist in seinem Grenzbereich auf ein streichendes Nebeneinander von dünnbankigem Dolomit und Kalk hin. Im ersten größeren Dolomitaufschluß im Straßenriß bei der Kreuzung in

800 m Sh handelt es sich um z.T. cm-gebankten, hellen, porösen Dolomit ohne Anzeichen von Hornsteinen. Dieser Dolomit grenzt jedoch selbst, knapp 100 m weiter nördlich, tektonisch an den Gutensteiner Kalk des Hochsteinzuges. Westlich Mangstleith ist abschnittsweise zwischen verschiedenen einfallenden Gutensteiner Kalken und hangenden Reiflinger Kalken kein Dolomit eingeschaltet, was bedeutet, daß er entweder tektonisch fehlt oder die Dolomitisierung des Reiflinger Kalkes unterblieb.

Auf der Südseite des Katzengrabens, S Kote 731, ist zwischen 730 m und 780 m Sh das Pendant zum nördlichen Straßenprofil bei gleicher Lagerung aufgeschlossen. Es erschließt über Hangschutt (Pr. 40/95 stammt aus ver-rutschtem Bereich) eine ca. 25 m mächtige Folge, die mit den in verschiedener Ausbildung verkieselten Kalken im N vergleichbar ist. Der Tuffithorizont ist nicht aufgeschlossen, hingegen finden sich im hangenderen Teil gleichfalls feinkräuselig ausgebildete Schichtflächen mit tonigen und kieseligen Krusten. Zudem weisen diese Partien dünne dolomitische Einschaltungen auf. Während auf der Nordseite isolierte Kalkeinschaltungen im Dolomit nicht beobachtet wurden, finden sich auf der Südseite östlich dieser Abfolge in Straßenaufschlüssen bei 720 m Sh dolomitisierte Anteile von Reiflinger Kalk bzw. im Streichen dünnbankige Dolomite. Des weiteren ist im südöstlich der Folge befindlichen „Dolomitgraben“, in 780 m Sh ein 2 m linsiger, stark tektonisierter Kalk eingeschaltet (Pr. 38/95 AStf. d. cf. *Gladigondolella tethydis* ME), der noch als nicht dolomitisiertes Reiflinger Kalk-Relikt aufgefaßt wird.

Somit ist festzuhalten, daß ohne stratigraphischen Verband zur anisischen Entwicklung der Hochstein-Südflanke gegen S eine Dolomitfolge anschließt (im Großen aus Wettersteindolomit aufgebaut), deren Liegendes von Reiflinger Kalken gebildet wird, die im tiefer erodierten Katzengraben-Ausgang aufgeschlossen sind. Diese werden aufgrund ihrer Fazies und ihres Alters (höheres U.-Ladin bis vermutl. O.-Ladin) zu den Oberen Reiflinger Kalken gestellt. Sie unterscheiden sich faziell von den Allodapischen Bankkalken (1993 syn. Ladinische Allodapische Kalke), welche im südlichen 1,5 km entfernten Zösenbach-Moltertal (Profil Moltertal Schuppe III) auftreten, da sie frei von detritischen Schüttungen sind. Es wird angenommen, daß der Tuffithorizont beider Abfolgen ident ist und in das tiefe Oberladin zu stellen ist. Die Mächtigkeit der südlichen Allodapischen Bankkalke beträgt ca. 50 m, unter Einbeziehung dolomitisierter Hangendpartien im Liegenden des Wettersteindolomites. Ähnliche Mächtigkeitsverhältnisse und ein teilweise ebenso diffuser Dolomitübergang im Liegenden des Wettersteindolomites ist im Katzengraben zu beobachten.

Kirchdorfer Hütte (Ahornalm) – Hochkogel

Der Rücken um die Kirchdorfer Hütte wird aus hellbeigen dickbankigen Kalken aufgebaut (Pr. 63/95, 65/95, 66/95, 67/95C [*Gladigondolella tethydis* ME]). Sie erscheinen etwas heller als Steinalk und sind von diesem im stärker rekristallisierten Zustand schwer zu unterscheiden. Meist handelt es sich um brekziöse Typen, bestehend aus sparitisch zementierten, unsortierten Komponenten, wie Bioklasten von Korallen und vermutl. Sphinctozoen, sowie Peloiden, Foraminiferen und Algenlumps. Im Schriff ist partielle Dolomitisierung zu beobachten. Sie werden etwa 10–20 m mächtig und sind aufgrund ihres stratigraphischen Niveaus, der Helligkeit und der Verzahnung mit Dolomit als „Basale allodapische Schüttungen im Wettersteinkalk“ ausgewiesen. Im Liegenden gehen sie unscharf in die dunkleren, etwas dünner gebankten, fein-

körnigeren, gering Hornstein-führenden Allodapischen Bankkalke über. Paläogeographisch dürften sie die riffbezogen proximalere Position als die Allodapischen Bankkalke einnehmen. Im NW werden sie durch die westliche Störungsfortsetzung des Katzengrabens vom Steinalmkalk getrennt. Im Bereich der Störungszone sind im NE Graben bei 1180–1210 m Sh Schollen von großteils dolomitisiertem Reiflinger Bankkalk (dickbankiger, hornsteinfreier Kalk mit grünen Mergelschmitzen des Fassan 1; 1993 syn. Reiflinger Rippenkalk) aufgeschlossen. Grabenabwärts und am Nordhang (Straßenböschung) folgen wellig-schichtige, reichlich Hornstein-führende Kalke mit tonigen Zwischenlagen und tlw. rostroten Kluffüllungen (Filament-Radiolarien-Mudstones, Filament-Wackestones), die als Untere Reiflinger Kalke des Anis/Ladin-Grenzgebietes angesprochen werden. Sie grenzen am Nordhang bei 1230 m Sh (Straßenböschung), unter Auslassung der pelsonischen Beckenfazies an den bereits erwähnten Steinalmkalk-Zug (Pr. 95/24).

Die Verebnung südlich der Ahornalm (um 1200 m Sh) bilden Allodapische Bankkalke, möglicherweise eher in ihren liegenden Anteilen, und, mit ihnen verzahnend, Dolomitbereiche sowie der oben beschriebene basale Wettersteinkalk. Bei schlechten Aufschlußverhältnissen ist die Aushaltung der Allodapischen Bankkalke und ihre Unterscheidung von den detritusfreien Oberen Reiflinger Kalken kritisch, da sie nur zu einem geringeren Teil tatsächlich aus allodapischen Bänken mit Flachwasserkomponenten wie Peloiden, Foraminiferen und Algenlumps gebildet werden. So sind ihre basalen Bänke eher sehr feinkörnig- bzw. nur nesterförmig detritusführend und entwickeln sich allmählich durch Filament-Abnahme und Detritus-Zunahme aus dem Reiflinger Bankkalk (vgl. Moltertalprofil-Schuppe 3). Obendrein sind sie vom Hangenden her verschieden tief dolomitisiert. Dazu kommt die Tektonik, die bewirkt hat, daß im angesprochenen Gelände nur im SW der Ahornalm, zwischen 1200 und 1280 m Sh, ein Übergang aus dem Liegenden von Gutensteiner Kalk an, wengleich tektonisch sehr stark reduziert, gegeben ist. Gegen E zu mündet dieser Übergang in eine Über- und Aufschiebung, an der die beschriebenen Allodapischen Bankkalke u. a. auf Steinalmkalk oder Unteren Reiflinger Kalken zu liegen kommen und der Reiflinger Bankkalk weithin unterdrückt ist. Solche Überschiebungen durch Allodapischen Bankkalk und seine Hangendabfolge sind für den weiteren Bereich des Moltertales charakteristisch, wobei die Abscherung meist längs der Grenze Reiflinger Bankkalk/Allodapische Bankkalke oder innerhalb der Allodapischen Bankkalk-Dolomit-Abfolge erfolgte. Bemerkenswerterweise endet die Schichtfolge der im Liegenden dieser Überschiebung auftretenden Schuppen 1, 2 und 2a im Moltertal ebenfalls jeweils im Reiflinger Bankkalk. Daß der Allodapische Bankkalk jedoch auch noch im Verband auftritt, zeigt u. a. Schuppe 3 im Moltertal.

Bergücken zwischen Moltertal im N und Langscheidalm im S

Die N-Hänge werden meist als Schönstell-Rücken, die S-Hänge meist als Langscheidrücken bezeichnet.

Ein schichtparallel angeordneter, WNW-gerichteter Schuppenbau mit einer kleinen Deckscholle und Überschiebungen im Hangenden bauen diesen Bergzug auf, der bei 1200 m Sh unter dem Roßschopf ansetzt und in WNW-ESE-Richtung bis Kote 672 Finsterriegler zieht. Die erwähnte Deckscholle ist ca. 300 m lang, besteht aus ca. 6 m mächtigen, nach N wandbildenden Allodapischen-

Bankkalken mit Tuffiteinschaltung und zusätzlich hangenden Dolomitvorkommen. Sie befindet sich direkt am Grat, im W über Gutensteiner Kalk (dünnbankiger Typus), im E über Steinalmkalk. Diese Unterlagerung gehört zur liegendsten Schuppe, wobei der Steinalmkalk-Zug gegen E ins Moltertal hinunter streicht. Im Moltertal wird er etwa 150 m dextral an einer WNW-ESE-Blattverschiebung versetzt und wird mit jenem der Schönstellhütte und somit jenem der Schuppe 1 des Moltertales verbunden. Auf dieser, ca. 20 m mächtigen, flach-mittelsteil ESE-fallenden kompetenten Unterlage des Steinalmkalkes erhielt sich die, zumindest von den Formationen her vollständige, hangende anisisch-ladinische Schichtfolge, wie sie sich auch anhand der Moltertal-Schuppen ergab. Sie beißt aus im Kambbereich, wo sie südlich des Grates an einer neuverlängerten Forststraße von 1060 bis 1030 m Sh aufgeschlossen ist, sowie in den Nordhang hinabziehend bis SW Schönstell. In diesem Straßenprofil Langscheidrücken ist die Schichtfolge im Hangenden des Steinalmkalkes ca. 80 m mächtig, worauf noch ca. 20 m Dolomit folgt. Beide Tuffithorizonte, sowohl der Anis/Ladin-Grenztuffit als auch der Tuffit im Oberladin, stehen an. Die Hornsteinknollenkalke mit den Mergelinschaltungen hangend des Steinalmkalkes sind schichtparallel zerschert und teilweise schlecht aufgeschlossen. Der Reiflinger Bankkalk ist vergleichsweise geringmächtig (5 m), allerdings verflacht in seinem Hangenden die Morphologie mit nur mehr mangelhaften Aufschlüssen zusehends bis hin zu einer kleinen Einsattelung, östlich derer eine Kuppe, gebildet in der westlichen Unterlagerung aus Allodapischen Bankkalken (mit Tuffit), darüber in der Hauptsache aus Dolomit/Wettersteindolomit mit reliktschen Kalkeinschaltungen (z. B. Verbreiterung am Straßenende), anschließt. Ein Mächtigkeitsvergleich mit den Profilen im Moltertal (Schuppe 2a und 3) zeigt exakte Übereinstimmung hinsichtlich des unterladinischen Unteren Reiflinger Kalkes zwischen Grenztuffit und Reiflinger Bankkalk. Es zeigt sich weiters, daß die anisischen Abfolgen über dem Steinalmkalk im Moltertal sowohl in Schuppe 1 als auch in Schuppe 3 deutlich mächtiger sind als hier (40 bzw. 60 m versus 30 m). Auch sind der Reiflinger Bankkalk und die Allodapischen Kalke hier etwas geringmächtiger. Diese Unterschiede beruhen auf tektonischen und nicht faziellen Ursachen.

Eigentlich verwundert es, daß das beschriebene Profil hier erhalten ist, da im weiteren Verlauf nach E bergabwärts nur mehr sehr zerstückelte Schichtfolgen auftreten. Als dominierendes Element wird dieser Bergzug von Gutensteiner Kalk und flächenmäßig zurücktretendem, aber sehr starr reagierendem relativ mächtigem Steinalmkalk aufgebaut. Beide treten auf der S-Flanke mit Ausnahme des kleineren Ostteiles auf, und zwar fast bis in den Gratabereich, gut 200 m Mächtigkeit erreichend. Die Verbreitung am N-Hang ist eine wesentlich geringere und zwar deshalb, weil das Moltertal um etwa 150 m weniger tief eingeschnitten ist als die Langscheidalm und somit wesentlich weniger von diesen Sockelgesteinen freilegt. Auf dieser Basis lagern schichtparallel ESE-fallende Schuppen: Schuppe A, die das beschriebene Profil und die mit Abstand ungestörteste Schichtfolge aufweist. Darüber liegen (gegen E zu) zwei weitere Schuppen B und C. Es zeigt sich, daß, obwohl gleichzeitig die starre Basis bildend, auch Steinalmkalk etwas an den Schuppen teilhat. Vorwiegend bestehen sie jedoch aus tektonisch reduzierten und gestörten Unteren Reiflinger Kalken und schließen mit dem Reiflinger Bankkalk, dessen Ausbühlungen sehr gut die Schuppengrenzen markieren. Über diesem Leitgestein

liegen eher deckschollenartig als im Verband, jedoch andererseits ohne deutliche Störung bereits im beschriebenen Profil als auch in den Schuppen B und C größere Dolomitvorkommen mit untergeordnet vorwiegend basisnah auftretendem Allodapischem Bankkalk. Der Ostabhang wird ausschließlich von dieser oberladinischen Abfolge von (oder auf) Schuppe C gebildet und zieht am südlichen Bergfuß auch noch nach W bis Langscheidalm. Auf der Südseite dieses Bergrückens verlaufen mehrere Störungen (um W–E pendelnd), wodurch Gutensteinerkalk verschuppt mit Steinalmkalk an Wettersteindolomit bzw.

den beschriebenen Allodapischen Bankkalk stoßen. Die Schuppen auf diesem Bergrücken lassen sich nicht eindeutig jenen des Moltertales zuordnen.

Korrektur zum Aufnahmebericht 1993

Die Diskrepanz, daß sich anhand einer Conodontenfauna in Schuppe III zwischen dem Anis/Ladin-Grenztuffit und dem RRK (jetzt Reiflinger Bankkalk) Oberanis (Illyr) befindet, erwies sich bei einer Revision der Conodonten als hinfällig. Es liegt somit eine ungestörte Abfolge vor.

Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

Bericht 1995 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

RAINER BRAUNSTINGL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Nach den vorjährigen Aufnahmen entlang der Kalkalpennordgrenze wurde heuer das Gebiet nördlich zwischen der Steyr und dem Blattrand im Osten nahe der Enns fortgesetzt. Aufgrund der vielfach begrünnten Aufschlüsse kann für den Raum Haunoldmühle – Steinbach an der Steyr – Bäckengraben zur Zeit noch keine flächendeckende Karte gezeichnet werden.

Die im Vorjahr kartierte „Gmachl-Rutschung“ liegt im Hangendschenkel der Knollerbergschuppe, die hier eine Schichtfolge von Seisenburger Schichten (Obere Bunte Mergel), Kahlenberger Schichten (Zementmergelserie), Pernecker Schichten (Oberste Bunte Mergel) und Altlenbacher Schichten umfaßt.

Nach Osten zu fehlen sowohl der inverse Liegendschenkel als auch die geringmächtigen Horizonte mit den roten und grünen Tonsteinen bzw. Mergeln. Im Färberbach sind diese Anteile an der saigeren Aufschiebung auf die nördliche Flyscheinheit tektonisch abgeschert. Richtung

Bäckengraben erschweren zahlreiche Kleinstörungen die Auflösung des Schichtverbandes erheblich: Lithologisch können die Altlenbacher Schichten in den tiefsten, sandsteindominierten Horizont I und den kalkig dominierten Horizont II unterschieden werden, der sehr ähnlich den Kahlenberger Schichten (Zementmergelserie) ausgebildet ist. Um ein flächendeckendes Kartenbild zu erzielen, müssen in den nächsten Jahren alle saisonal wechselnden Aufschlüsse erfaßt werden.

Im Bäckengraben erkennt man deutlich den tektonischen Einfluß der Kalkalpen: Die Knollerbergschuppe folgt ebenso wie die südlichste Spadenbergschuppe dem Umbiegen des generellen kalkalpinen Streichens. Die Überschiebungsbahn der Kalkalpen greift beim Krukkenbrettl flach einen Kilometer nach Norden aus, wodurch auch die starke Kleintektonik im angrenzenden Flysch ihre Erklärung findet.

Eine Begehung jenseits der Steyr sollte das Tertiär von Adlwang betreffen (MAURER, 1971). Leider ist durch die schlechten Aufschlußverhältnisse zur Zeit kein Vergleich mit dem Hochhubfenster östlich der Steyr möglich. Dafür sind aus den Erkundungsbohrungen im Zuge der Umfahrung von Grünburg einige neue Erkenntnisse im Quartär in Sicht: an zahlreichen Stellen ist zwischen den Deckenschottern und dem Flysch Seeton erbohrt worden (freundl. mündl. Mitteilung von W. FÜRLINGER).

Blatt 69 Großbraming

Bericht 1996 über stratigraphische Untersuchungen in den Schrambachschichten auf Blatt 69 Großbraming

ALEXANDER LUKENEDER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der Diplomarbeit „Die Cephalopodenfauna der westlichen Losensteinermulde“ konnten in verschiedenen Aufschlüssen umfangreiche Fossilansammlungen (Cephalopoden und deren Begleitfauna) durchgeführt werden. Die Cephalopodenreste sind vorwiegend als Skulptursteinkerne und überwiegend flachgedrückt erhalten; vollkörperliche sind sehr selten.

Das genaue Aufsammlungsgebiet liegt in einer Mulde, welche hauptsächlich von Schrambachschichten einge-

nommen wird. Dieser E–W-streichende Muldenbereich, tektonisch als Klausrieglerschuppe (BRAUNSTINGL, 1986) ausgeschieden, wird nördlich und südlich von roten Jurakalken begrenzt. Die Schrambachschichten gehen im untersuchten Profil (unbenannter Seitenbach „KB1“) gegen den Muldenkern in Tannheimer Schichten über.

An einer Stelle, direkt beim Gasthaus Klausriegler (652 m), konnten außerdem noch Losensteiner Schichten beobachtet werden, welche sich hier aus hellen Mergeln mit Sandsteinbänken zusammensetzen.

Die Schrambachschichten dürften, berücksichtigt man die starke Verfaltung, eine Mächtigkeit von ca. 200 m erreichen, eine genaue Mächtigkeit der Tannheimer und Losensteiner Schichten kann nicht angegeben werden. Bei den hier erfaßten Losensteiner Schichten dürfte es sich um den Muldenkern handeln.

Auf Grund des Überganges von Schrambachschichten in die Tannheimer Schichten und des Auftretens der Losensteiner Schichten wird dieses Gebiet zur Ternberger Decke und somit zum Tiefbajuvarikum gestellt (vgl. dazu BRAUNSTINGL, 1986). Die gesamte Abfolge ist beträchtlich tektonisiert, was sich in zahlreichen Brüchen, Falten und Scherzonen manifestiert.

Das Arbeitsgebiet liegt ca. 5 km südlich von Ternberg (OÖ), nahe dem Gasthaus Klausriegler und ist durch eine über Trattenbach führende (Neben-)Straße erreichbar.

Die in den Schrambachschichten besammelten Aufschlüsse liegen in drei Bachläufen und an einer Forststraße. Diese auf der Karte unbenannten Bachläufe sind mit KB1, KB2 und KB3 bezeichnet, wobei KB1 ca. 300 m, KB2 ca. 150 m und KB3 ca. 100 m unterhalb des Gasthauses beginnen. Der Fundpunkt an der Forststraße „Schreierfall“ liegt ca. 500 m vom Gasthaus weg in westlicher Richtung. Die Schrambachschichten treten uns hier als cm- bis dm-geschichtete, braungrüne bis grünliche, durchwühlte Kalkmergel bis Mergelkalle entgegen. Die Hornsteinknollen, welche auch Cephalopoden einschließen können, beschränken sich auf den Liegendbereich. Im Dünnschliff sind es Mud- bis Wackestones, wobei als seltene Biogene Filamente, Echinodermen, Schwammnadeln und Foraminiferen auftreten. Typisch sind auch die häufigen „Stengel“ aus Limonit, welche durch Umwandlung aus pyritisierten Wühlgängen entstehen.

Die Tannheimer Schichten treten als dunkelgraue Kalkmergel, welche nahezu keine Makrofossilien aufweisen, auf. Die Losensteiner Schichten setzen sich aus grauen, ockerfarbenen, schlecht geschichteten Tonmergeln zusammen, die glimmerreiche Sandsteinbänke, welche Pflanzenhäcksel enthalten können, führen.

Fauna und Nannoflora

Nachfolgend wird die Gesamtf fauna der oben genannten Fundpunkte aus den Schrambachschichten angeführt. Es muß dabei erwähnt werden, daß ca. 80 % des aufgesammelten Materials aus dem Aufschluß KB1 stammen.

Cephalopodenfauna

Phylloceratina:

Phylloceras (Hypophylloceras) thetys D'ORBIGNY

Phyllopachyceras infundibulum D'ORBIGNY

Phylloceras sp.

Lytoceratina

Lytoceras subfimbriatum D'ORBIGNY

Lytoceras ex. gr. *sutile* OPPEL

Protetragonites cf. *strangulatus* D'ORBIGNY

Protetragonites quadrisulcatus D'ORBIGNY

Protetragonites sp.

Ammonitina

Haploceras (Neolissoceras) grasianum D'ORBIGNY

Olcostephanus (Olcostephanus) sayni KILIAN

Holcodiscus nicklesi KARAKASCH

Holcodiscus sp.

Spitidiscus intermedius D'ORBIGNY

Neocomites (Neocomites) neocomiensis D'ORBIGNY

Neocomites (Teschinites) neocomiensiformis HOHENEGGER

Barremites (Barremites) difficilis D'ORBIGNY

Barremites sp.

Pulchellia (Pulchellia) cf. sartousi D'ORBIGNY

Pulchellia sp.

Ancyloceratina

Bochianites oosteri SARASIN & SCHÖNDELMAYER

Ptychoceras puzosianum D'ORBIGNY

Anahamulina sp.

Hamulina cf. *lorioli* UHLIG

Costidiscus recticostatus D'ORBIGNY

Costidiscus sp.

Crioceratites (Crioceratites) cf. emericii LEVEILLE

Himantoceras trinodosum THIEULOY

Karsteniceras sp.

Moutoniceras sp.

Nautiloidea

Cymatoceras ex. gr. *neocomiensis*

Belemnitida:

Duvalia dilatata BLAINVILLE

Duvalia sp.

Pseudobelus sp.

?*Hibolites* sp.

Aptychen

Lamellaptychus cf. *seranonis seranonis* COQUAND

Begleitfauna

Bivalven

Inoceramus sp.

Gastropoden

Pleurotomaria sp.

Echinodermen

Toxaster sp.

Brachiopoden:

Terebratula sp.

Pygites sp.

Osteichtyes

Schuppen

Knöchelchen

Spurenfossilien

Chondriten

Zoophycos

Nannoflora

Die Nannoflora (bestimmt durch Dr. M. WAGREICH) dieser Lokalität brachte erstaunlich gute Hinweise für die zeitliche Einstufung. Es konnten auch die Losensteiner-Schichten als solche bestätigt werden. Hier werden Nannofossilien aus sechs verschiedenen Proben angeführt.

Schrambachschichten: Liegend Pr. (KB1)

Braarudosphaera sp.

Nannoconus bermudezii BRÖNNIMANN 1955

Nannoconus steinmannii KAMPTNER 1931

Watznaueria barnesae (BLACK 1959) PERCH-NIELSEN 1968

Alter: Valanginium bis Barremium.

Schrambachschichten: Hangend L3 (KB1)

Cretarhabdus crenulatus BRAMLETTE & MARTINI 1964

Nannoconus steinmannii KAMPTNER 1931

Palaeomicula? sp.

Watznaueria barnesae (BLACK 1959) PERCH-NIELSEN 1968

Zeugrhabdotus sp.

Alter: Tithonium bis Barremium.

Schrambachschichten: Pr. 18 = *Karsteniceras*-Niveau (KB1)

Eprolithus sp.

Lithraphidites carniolensis carniolensis DEFLANDRE 1963

Micrantholithus cf. *obtusus* STRADNER 1963 (CC1-CC7a)

Nannoconus steinmannii KAMPTNER 1931

Nannoconus minutus BRÖNNIMANN 1955

Watznaueria barnesae (BLACK 1959) PERCH-NIELSEN 1968

Zeugrhabdotus embergeri (NOEL 1959) PERCH-NIELSEN 1984

Alter: Hauterivium bis Barremium.

Schrambachschichten: Pr. 22 = *Karsteniceras*-Niveau (KB1)

Cyclagelosphaera sp.

Eprolithus sp.

Micrantholithus cf. *obtusus* STRADNER 1963 (CC1-CC7a)

Micrantholithus sp.

Nannoconus steinmannii KAMPTNER 1931

Nannoconus bermudezii BRÖNNIMANN 1955
Rhagodiscus sp.
Watznaueria barnesae (BLACK 1959) PERCH-NIELSEN 1968
Zeugrhabdotus embergeri (NOEL 1959) PERCH-NIELSEN 1984
 Alter: Valanginium bis Barremium.

Losensteiner-Schichten: Str./Ga.1

(Gasthaus Klausriegler)

Biscutum constans (GORKA 1957) BLACK 1959
Chiastozygus sp.
Cretarhabdus crenulatus BRAMLETTE & MARTINI 1964
Eprolithus floralis (STRADNER 1962) STOVER 1966
 (ab CC7b)
Glaukolithus sp.
Helicolithus trabeculatus (GORKA 1957) VERBEEK 1977
Rhagodiscus angustus (STRADNER 1963) REINHARDT 1971
 (ab CC7b)
Lithravidites carniolensis carniolensis DEFLANDRE 1963
Vekshinella sp.
Watznaueria barnesae (BLACK 1959) PERCH-NIELSEN 1968
Zeugrhabdotus embergeri (NOEL 1959) PERCH-NIELSEN 1984
 Alter: wahrscheinlich CC7b – oberes Apt–unteres Alb.

Losensteiner Schichten Str./Ga.2

(Gasthaus Klausriegler):

Braarudosphaera cf. *bigelowi* (GRAN & BRAARUD 1935)
 DEFLANDRE 1959
Cretarhabdus crenulatus BRAMLETTE & MARTINI 1964
Glaukolithus sp.
Lithravidites carniolensis carniolensis DEFLANDRE 1963
Prediscosphaera cf. *avitus* (BLACK 1967)
 PERCH-NIELSEN 1984 (CC8b-CC10)
Rhagodiscus angustus (STRADNER 1963) REINHARDT 1971
Rhagodiscus cf. *eboracensis* BLACK 1971
Watznaueria barnesae (BLACK 1959) PERCH-NIELSEN 1968
 Alter: wahrscheinlich CC8b – mittleres–oberes Alb.

Stratigraphie

Innerhalb der Schrambachschichten können Valanginium, Hauterivium und Barremium durch zahlreiche Leit-ammoniten nachgewiesen werden. Valanginium und Hauterivium sind durch *Neocomites* (*N.*) *neocomiensis*, *Neocomites* (*T.*) *neocomiensiformis* und *Bochianites oosteri* belegt. Es sei an dieser Stelle erwähnt, daß mit *Himantoceras trinodosum* das Zonenleitfossil des mittleren O-Valanginiums hier erst zum zweiten Mal aus den nördlichen Kalkalpen beschrieben wird. Das Barremium wird unter anderem durch *Pul-*

chellia (*P.*) cf. *sartousi*, *Crioceratites* (*Crioceratites*), *Hamulina* sp., *Anahamulina* sp., *Barremites difficilis* und *Karsteniceras* sp. angezeigt. Das O-Barremium ist durch das Auftreten von *Costidiscus recticostatus* belegt.

Im Barremium ist ferner eine Abfolge von hellen Mergelkalken und dunkelgrauen „laminierten“ Mergelkalken zu beobachten. Die zwischengeschalteten dunklen Lagen erreichen eine Mächtigkeit bis zu 20 cm. Sie zeichnen sich durch ein Massenaufreten von tausenden pyritisierten und extrem flachgedrückten *Karsteniceras* sp. aus. Diese „Karsteniceraten-Schichten“ weisen in ihrer spezifischen Zusammensetzung der Fauna große Ähnlichkeit mit Karsteniceraten-Vorkommen der westlichen Karpaten auf (mündl. Mitteilung, VASICEK, 1996). Ein solches Massenvorkommen ist bislang aus den nördlichen Kalkalpen nicht bekannt. Die Begleitfauna besteht aus Fischresten, Barremiten, Pulchellien und Inoceramen. Der Übergang von hellen zu dunklen Schichten scheint kontinuierlich zu sein, wobei der Karbonatgehalt in den dunklen Schichten nur um 3–4 % geringer ist. Der hohe Anteil an C_{org.}, die Lamination und der hohe Pyritgehalt sprechen für ein semi-anoxisches Bodenmilieu.

Nach der Faunenliste umfassen die Schrambachschichten zumindest den Zeitabschnitt Obervalanginium bis Unteralb. Tannheimer Schichten und Losensteiner Schichten erbrachten nur wenige unbestimmte Cephalopodenreste und sind somit makrofossilmäßig nicht einstuftbar. Die gesamte Faunendokumentation soll nach Abschluß der Diplomarbeit publiziert werden. Die Nannofossilien *Eprolithus floralis* (STRADNER 1962) STOVER 1966 und *Rhagodiscus angustus* (STRADNER 1963) REINHARDT 1971 zeigen die Zonen ab CC7b an (oberes Apt/unteres Alb). *Prediscosphaera* cf. *avitus* (BLACK 1967) PERCH-NIELSEN 1984 weist auf die Zonen CC8b bis CC10 hin (mittleres/oberes Alb). Auf Grund der Nannofossilien konnte bestätigt werden, daß es sich bei den über den Schrambachschichten auftretenden Mergeln um Anteile der Losensteiner Schichten handelt. Die Gesamt-Nannoflora verweist auf den Zeitabschnitt von Valanginium bis zum mittleren oder oberen Alb. Berriasium und Untervalanginium konnten bislang weder durch Cephalopoden noch durch Nannofossilien nachgewiesen werden, sie sind entweder nicht aufgeschlossen oder fehlen störungsbedingt.

Eine genaue Faunendokumentation soll nach Abschluß der Diplomarbeit publiziert werden.

Blatt 93 Berchtesgaden

Siehe Bericht zu Blatt 66 Gmunden von M. SIBLIK.

Blatt 94 Hallein

Bericht bis 1996 über stratigraphische und fazielle Untersuchungen (Komponentenbestand der Strubbergbrekzie) auf Blatt 94 Hallein

HANS-JÜRGEN GAWLICK
 (Auswärtiger Mitarbeiter)

Am Tennengebirgsnordrand zwischen Golling im Westen und Scheffau im Osten auf Blatt ÖK 94 Hallein wurde

der Komponentenbestand der früh-oberjurassischen Strubbergbrekzie stratigraphisch und faziell neu untersucht.

Ergänzend zu den Ergebnissen, die in GAWLICK (1996) dargestellt sind, werden an dieser Stelle die stratigraphischen und faziellen Belege der Untersuchungen des Komponentenbestandes der früh-oberjurassischen Strubbergbrekzie nachgereicht. Die Datierungen und faziellen Untersuchungen des Komponentenbestandes sind

die Grundlage für die Interpretation der Lammerbeckenfüllung und ergänzen bestehende Daten und Vorstellungen.

Profil an der Sattlberg-Westseite in 800 m AN (GAWLICK, 1996: Abb. 9, Abb. 29)

1 Komponentenbestand Unterer Brekzienkörper: Brekzienkörper 1

Als Komponenten treten ausschließlich verschiedene biogenführende Mikrite aus dem Zlambachfaziesraum auf (Graukalke der Pötschenschichten, riffdetritusführende, z.T. allodapische Pedatakalke und Pötschendolomit: Jul-Sevat).

- a) Rekrystallisierte sandig verwitternde graue Dolomite:
Jul-5/89: *Gladigondolella tethydis* HUCKRIEDE 1958; 6/89: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965, *Gondolella tadpole* HAYASHI 1968.
- b) Verschiedene biogenführende graue Pötschenkalkkomponenten:
Tuval 3/1-5/89: *Gondolella* cf. *nodosa* (HAYASHI 1968).
Lac 1 - 6/89: *Epigondolella primitia* MOSHER 1970; CAI-Wert: 2,0-2,5.
Lac 1 - 07: *Gondolella* cf. *navicula* HUCKRIEDE 1958; CAI-Wert: 2,5.
Lac 2 - 5/89: *Epigondolella triangularis* (BUDUROV 1972).
Lac 3 - 5/89: *Epigondolella* cf. *spatulata* (HAYASHI 1968); Alaun-Sevat - 6/89: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968); 5/89: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968).
- c) Riffdetritusführender Pedatakalke:
Sevat-07: *Galeanella tollmanni* (KRISTAN 1957), *Tetrataxis inflata* KRISTAN 1957, *Tetrataxis humilis* KRISTAN 1957, *Ophthalmidium* cf. *triadicum* (KRISTAN 1957).

2 Komponentenbestand Oberer Brekzienkörper: Brekzienkörper 3

Der Komponentenbestand wird von verschiedenen biogenführenden Mikriten aus dem Zlambachfaziesraum (Graukalke der Pötschenschichten, sandige Kalke und Siltsteine des Unter-Karn, Graukalke und dolomitische Kalke der Mittel-Trias des Zlambachfaziesraumes, riffdetritusführende, z.T. allodapische Pedatakalke, Zlambachschichten, Lias-Fleckenmergel, verschiedene Pötschendolomite) dominiert (Ober-Anis-Lias). Daneben treten einzelne, bereits resedimentierte Komponenten aus dem Hallstätter Salzbergfaziesraum (Massiger Hellkalk) auf. Es lassen sich aus dem Komponentenbestand zwei faziell verschiedenartige Liefergebiete innerhalb des Zlambachfaziesraumes rekonstruieren: ein Pötschenkalk-(Anis-Lias)dominiertes und ein Pötschendolomit-(Jul-Alaun)dominiertes Liefergebiet. Die Lokalitäten Profil Sattlberg-West und Infangalm Südost sind bei den Rekonstruktionen der ursprünglich mobilisierten Schichtfolgen auf Grund des identischen Komponentenbestandes zusammengefaßt.

O4

Hangenteil des Brekzienkörpers Sattlberg-West. Kleinkomponentiger, sehr polymikter Bereich aus dem Hangenteil des Brekzienkörpers. Mikrofaziell nachweisbar sind:

- 1) Reine Kalzitklasten.
- 2) Verschiedene Typen von Pötschenkalken, z.B. Wackestones mit Ostracoden, rekrystallisierten Radiolarien und Schalenbruchstücken; Wackestones bis Packstones mit eingeregelter und uneingeregelter Filamenten; fossilfreie Mikrite und Packstones mit rekrystallisierten Radiolarien, Lithoklasten und Pellets.
- 3) Pötschenkalk (Filamentkalk) mit beginnender Dolomitisierung.
- 4) Karnische Siltsteine und Schiefer sowie sandige, riffdetritusführende Kalke.
- 5) Pedatakalke; allodapische Grainstones mit Foraminiferen und Crinoiden.

- 6) Primär kataklastisch zerlegte fossilfreie Mikrite: ?Pötschenkalk oder Pedata-Plattenkalke.
- 7) Dunkelgraue, z.T. ooidführende dunkle, etwas bituminöse Dolomite Typ Gutensteiner Dolomit.
- 8) Kleine, resedimentierte Komponenten des Massigen Hellkalkes.
- 9) Strubbergsschichten.
- 10) Verschiedene Typen Pötschendolomit. Zwischen den Komponenten treten meist radiolarienführende und radiolarienfreie Strubbergsschichtenmergel auf. Komponentengestützt. Eckige Komponenten mit beginnender Kantenrundung überwiegen.

Alter 1: Ladin-Jul; *Gladigondolella* cf. *tethydis* (HUCKRIEDE 1958).

Alter 2: Tuval (2-3); *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965.

Alter 3: Alaun-Sevat; *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968). CAI-Wert: 2,5.

BS3/90 (E und A)

Infangalm Südost. Kleinkomponentiger, sehr polymikter Bereich aus dem Hangenteil des Brekzienkörpers. Komponentengestützt. Als Matrix tritt eine in den braungrauen, radiolarienführenden Strubbergsschichtenmergeln schwimmende Mikrobrekzie auf. Die Komponenten sind vorwiegend eckig mit beginnender Kantenrundung. Komponenten sind verschiedene graue Pötschendolomitkomponenten, sandige, feinkörnige Kalke (?Unter-Karn) und Strubbergsschichten sowie kleine Komponenten des Massigen Hellkalkes ohne Resedimentationsmerkmale. Mikrofaziell nachweisbar sind:

- 1) Verschiedene Pötschenkalktypen mit rekrystallisierten Radiolarien und Filamenten; fossilfreie Mikrite; bioturbate Mikrite mit kleinen Lithoklasten.
- 2) Verschiedene Pötschendolomittypen, teilweise kataklastisch zerlegt.
- 3) Pedatakalke; verschiedene Typen: Brachiopodenschillkomponenten, teilweise Grainstones mit Flachwasserdetritus.
- 4) Verschiedene Strubbergsschichtenkomponenten.
- 5) Oolith-Dolomite; ?Gutensteiner Dolomit.
- 6) Massiger Hellkalk; kleine Komponenten, hier ohne Resedimentationsmerkmale.
- 7) Reine Kalzitklasten.

Kalkkomponenten:

Alter 1: Tuval 3/1; *Gondolella* cf. *nodosa* (HAYASHI 1968).

Alter 2: Lac 1; *Epigondolella primitia* MOSHER 1970, *Gondolella navicula* HUCKRIEDE 1958.

Alter 3: Lac 2; *Epigondolella triangularis* (BUDUROV 1972). CAI-Wert: 2,5.

Dolomitkomponenten:

Alter 1: Ladin-Jul; *Gladigondolella tethydis* ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.

Alter 2: Tuval 3/1; *Gondolella nodosa* (HAYASHI 1968).

Alter 3: Lac 1-2; *Gondolella* cf. *navicula* HUCKRIEDE 1958.

Alter 4: Alaun-Sevat; *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968). CAI-Wert: 2,5.

1/89-x

Dunkelgraue Mergelkomponente an der Basis des Brekzienkörpers: Zlambachschichten.

Alter: Rhät. Ammonit: *Megaphyllites insectus* MOJSISOVICS.

1a/89-1

3-5 cm große Einzelkomponente, eckig mit beginnender Kantenrundung; locker gepackter mittelgrauer Biomikrit.

Alter: Lac 1-2. Conodonten: *Gondolella* cf. *navicula* HUCKRIEDE 1958.

Ostracoden: sehr frühe Larven von *Acanthoscapha* sp. und *Polycope* sp.; verschiedene Bairdiidae.

1a/89-2

Kleinkomponentige polymikte Brekzie, vgl. BS3/90. Sehr kieselige Matrix der Strubbergsschichten. Innerhalb der Komponenten dieser Probe konnte nur ein Alter nachgewiesen werden: (Ober-)Ladin-Jul. Conodonten: *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE 1958), *Gladigondolella tethydis* ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. Ostracoden: *Polycope* sp. Foraminiferen: *Lituotuba* sp. CAI-Wert: 2,5.

1a/89-3

Probe an gleicher Stelle wie 1a/89-2. Nur wahrscheinliche Ober-Trias Komponenten. Ostracoden: *Polycope* sp., *Bairdia* sp. Foraminiferen: *Ammovertella* sp.

S14

Polymikte Kleinkomponentige Brekzie, ähnlich 1b/89. Verschiedene Komponententypen der Pötschenkalke und Pötschendolomite dominieren. Pötschenkalke: Wackestones mit rekristallisierten Radiolarien und Filamenten, fossilfreie Mikrite; gradierte Packstones mit Schwammnadeln und Lithoklasten. Siltsteine wahrscheinlich unterkarnischen Alters. Pedatakalke i.w.S. Verschiedene Strubbergsschichtenkomponententypen. Als Matrix zwischen den einzelnen Komponenten treten radiolarienführenden, schwarze Strubbergsschichtenmergel auf.

BS4/90

Polymikte Mischprobe aus dem komponentengestützten Brekzienkörperbereich, ähnlich BS3/90. Als Komponenten treten zum großen Teil Strubbergsschichten, z.T. als Plastiklasten, auf. Daneben sind verschiedene Kalktypen und Dolomitentypen sowie Hornsteine aus dem Zlambachfaziesbereich häufig. Wenige Komponenten entstammen dem Ablagerungsbereich der Hallstätter Salzbergfazies – diese Komponenten weisen z.T. Resedimentationserscheinungen auf. Es konnte aus dem Komponentenbestand dieses Brekzienkörperbereiches eine vollständige pelagische Entwicklung, die im Pelson beginnt, nachgewiesen werden. Die Komponenten sind meist angerundet, als Matrix treten die schwarzen Mergel der Strubbergsschichten auf.

Alter 1: Pelson. Conodonten: *Gondolella cf. bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV 1975).

Alter 2: Fassan–Langobard (aus mittelgrauen, etwas dolomitisches, kieseligen, biogenführenden, feinkörnigen Kalken). Conodonten: *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE 1958), *Gondolella trammeri* KOZUR 1972.

Alter 3: wahrscheinlich Jul. Brachialia der Schwebcrinoide *Osteocrinus rectus* FRIZZEL & EXLINE 1956; der Schwerpunkt des Auftretens der *Osteocrinus*-Fazies liegt an der Wende Ladin/Karn (KRISTAN-TOLLMANN, 1970), im Nor und Rhät selten.

Alter 4: (Ober-)Karn (aus den dicht gepackten, fossilreichen Biomikriten mit Filamenten). Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965.

Alter 5: Lac 1 (aus mittelgrauen, locker gepackten Biomikriten). Conodonten: *Epigondolella primitia* MOSHER 1970.

Alter 6: Lac 3. Conodonten: *Gondolella hallstattensis* (MOSHER 1968). CAI-Wert: 2,0.

Alter 7: vermutlich höhere Ober-Trias. Foraminiferen: *Spirophthalmidium* sp., *Tolypamina* sp., *Triadosphaera ramosa* KRISTAN-TOLLMANN 1972. Ostracoden: *Acratia* sp. Holothurien: *Theelia variabilis* ZANKL 1966.

In dieser Probe finden sich neben dem Hinweis der Alterstellung einiger Komponenten, der Zusammensetzung der Fauna auch sedimentologische Hinweise für Umlagerungsprozesse. Die umgelagerten Komponenten können aufgrund ihrer litho- und mikrofaziellen Charakteristik aus dem Hallstätter Salzbergfaziesraum stammen (Massiger Hellkalk). Ein direkter stratigraphischer Nachweis gelang nicht. Schwammnadeln, Radiolarien (wahrscheinlich aus den Strubbergsschichtenkomponenten). Graukalkkomponente. Pötschenkalk (HÄUSLER, 1981: 153 – Hallstätter Graukalk).

Alter: Alaun (1).

1/89-2

Einzelkomponente, 3–5 cm groß, eckig mit beginnender Kantenrundung; locker gepackter Biomikrit.

Alter: Lac 2. Conodonten: Breitform von *Gondolella navicula* HUCKRIEDE 1958 – Übergangsform zu *Gondolella hallstattensis* (MOSHER 1968). CAI-Wert: 2,5.

1/89-6

Einzelkomponente, 4 cm groß, eckig mit beginnender Kantenrundung; dicht gepackter, fossilreicher Biomikrit; typischer Pötschenkalk – aus mehreren Schüttungen aufgebauter Packstone mit rekristallisierten Radiolarien, Halobienschalen und Ostracoden. Tektonisiert, d.h. eventuell bereits umgelagert.

Alter: Lac 1. Conodonten: *Epigondolella primitia* MOSHER 1970. CAI-Wert: 2,0–2,5.

BS5/90

10 cm große, angerundete Einzelkomponente, mittelgrauer, biogenreicher, mikritischer Kalk.

Alter: Alaun 3. Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968), *Epigondolella slovakensis* KOZUR 1972. CAI-Wert: 2,0–2,5.

1/91

Einzelkomponente, 8 cm groß, eckig mit beginnender Kantenrundung; dunkelgrauer, arenitischer, distaler Riffschuttkalk – Pötschen/Pedataschichten.

Alter: Nor. Muscheln: *Halobia* sp. (norischer Typ).

1b/89

Kleinkomponentige Mischprobe, ähnlich BS3/90. Mikrofaziell konnten nachgewiesen werden:

- 1) Pötschendolomit (verschiedene Typen).
- 2) Pötschenkalke – verschiedene Typen.
- 3) ?Liasfleckenmergelähnliche pelagische Wackestones mit vielen Schwammnadeln, Crinoiden und Schalenbruchstücken.
- 4) Kataklastisch zerlegte (gutes Fitting) biogenführende Pötschenkalke.
- 5) Reine Kalzitklasten.

6) Umgelagerte kleine Komponenten des Massigen Hellkalkes. Die Komponenten sind vorwiegend eckig mit beginnender Kantenrundung; die kleinen Komponenten sind deutlich eckiger. Verschiedene Pötschenkalke und Pötschendolomite dominieren. Als Matrix zwischen den Komponenten treten braune Strubbergsschichtenmergel mit umkristallisierten Radiolarien auf.

Alter: vermutlich hauptsächlich Ober-Trias. Ostracoden: *Polycope* sp., verschiedene Formen der Bairdiidae, Reste von gerüstbildenden Organismen.

1/89

Polymikte, kleinkomponentige Brekzie, ähnlich 1b/89. Zusätzlich zu den in 1b/89 nachgewiesenen Komponenten: Liasfleckenmergelähnliche Komponenten – schwammnadelreiche Wackestones; typische Pedataschichten – Grainstones mit Foraminiferenresten und vielen umkristallisierten, unkenntlichen Bioklasten sowie Algenfragmenten.

Z11

Polymikte Mikrobrekzie aus vorwiegend eckigen Komponenten. Sehr ähnlich 1b/89. Verschiedene Typen der Pötschenkalke und Pötschenschichten dominieren. Verschiedene Strubbergsschichtenkomponententypen treten auf. Komponentengestützt.

O5

An der Basis des Brekzienkörpers. Kleinkomponentige Mischprobe, polymikt. Komponentengestütztes Gefüge mit den schwarzen Mergeln der Strubbergsschichten als Matrix. Sehr viele Strubbergsschichtenkomponenten, z.T. als Plastiklasten, die hier an der Basis wahrscheinlich durch partielle Erosion der Unterlage eingebaut wurden, sonst ähnlich BS3/90.

Nur ein Alter nachgewiesen: Lac 1. Conodonten: *Gondolella* sp., *Epigondolella primitia* MOSHER 1970. CAI-Wert: 2,0.

4/89-1

Basis des Brekzienkörpers, matrixarme, polymikte, komponentengestützte Brekzie, wie O5. Die Komponenten sind eher angerundet. Mikrofaziell nachweisbar sind:

- 1) Verschiedene Pötschendolomitentypen.
- 2) Verschiedene Strubbergsschichtenkomponententypen, u.a. Packstones aus Radiolarien, braune radiolarienführende Mergelkalke.
- 3) Verschiedene Pötschenkalke; unterschiedliche Filamentkalktypen mit Ostracoden und Filamenten.
- 4) Fossilfreie Mikrite.

Das Komponentenspektrum entspricht dem des gesamten Brekzienkörpers. Als Matrix treten braunschwarze Mergel des Strubbergsschichten-Normalsedimentes auf.

4/89-1E

Kalkkomponenten:

Alter 1: Ladin–Jul. Conodonten: *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE 1958), *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.

Alter 2: Tuval 2–Tuval 3/1. Conodonten: *Gondolella nodosa* (HAYASHI 1968), *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965.

Alter 3: Lac 1. Conodonten: *Epigondolella primitia* MOSHER 1970. Ostracoden: *Polycope* sp., Larven von *Bairdia* spp.

4/89-1A

Dolomitkomponenten:

Alter 1: Mitteltrias, wahrscheinlich Ladin. Conodonten: artlich nicht genau bestimmbare *Sephardiella*, aber sichere Mitteltrias.

Alter 2: (?Jul)–Tuval 3/1. Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965.

Alter 3: Lac 1 (eventuell aus umgelagerter Komponente). Conodonten: *Epigondolella primitia* MOSHER 1970. CAI-Wert: 2,5.

BI14/90

Wie B18/90; ca. 80 m weiter östlich. Dolomitkomponenten steril. Mikrofazielle Untersuchungen ergeben ein ähnliches Komponentenspektrum wie in B18/90. Zusätzlich einige Komponenten aus pelagischem Mudstone mit umkristallisierten Radiolarien, Ostracoden, Filamenten (wahrscheinlich Halobienschalen) und wenigen rekristallisierten Foraminiferen; bioturbat. Dieser Komponententyp ähnelt stark bestimmten Typen des Massigen Hellkalkes der eingeschränkten Hallstätter Salzbergfazies.

Nur ein Alter nachgewiesen (Kalkkomponenten): Lac 1.

Conodonten: *Epigondolella primitia* MOSHER 1970, *Gondolella navicula* HUCKRIEDE 1958. CAI-Wert: 1,5. Holothurien, unbestimmbare Foraminiferen.

③ Komponentenbestand des Brekzienkörpers im Infanggraben: Brekzienkörper 2

Als Komponenten treten vorwiegend biogenführende und biogenarme Mikrite sowie Dolomite aus dem proximalen Zlambachfaziesraum auf (?Ober-Ladin/Jul-Lias). Vollständig rekristallisierte Pötschendolomite und verschiedene Pötschenkalkkomponenten dominieren. Pedataschichtenkomponenten, karnische Sand- und Siltsteine sowie Hornsteinkomponenten sind selten.

I4a/89

Einzelkomponente: mittelgrauer, biogenführender Mikrit.

Alter: wahrscheinlich Ober-Trias. Ostracoden: *Polycope* sp., *Bairdia* sp., *Paracypris* sp. Unbestimmbare Foraminiferen, Kalkschwammnadeln.

I6/89

Polymikte kleinkomponentige Brekzie. Fossilarme Komponenten. Nachweisbar (mikrofaziell):

1) Pötschenkalk; filamentreiche Mikrite, verschiedene Typen, teilweise mit eingeregelt, teilweise mit uneingeregelt Filamenten; oft mit umkristallisierten Radiolarien.

2) Pedatakalke; kleine Komponenten, bereits stark rekristallisiert, typische Pedatakalkegrainstones mit Flachwasserdetritus.

3) Pötschendolomit; völlig rekristallisiert, mehrere Typen.

Daneben treten biogenfreie Packstones aus Lithoklasten und fossilfreie Mikrite (wahrscheinlich Pötschenkalk) auf. Pötschenschichten dominieren. Als Matrix zwischen den Komponenten treten die typischen braunschwarzen Mergel der Strubberg-schichten auf, stellenweise mit stark umkristallisierten, fast unkenntlichen Radiolarien.

I7/89

Aus 2 m mächtiger, sehr polymikter komponentengestützter Brekzienlage. Als Komponenten treten die verschiedenen Kalke und Dolomite der Zlambachfazies und Strubberg-schichten auf. Das Komponentenspektrum ist sehr ähnlich BI6/90, allerdings etwas verarmt. Viele Siltsteinkomponenten (Karn). In den Zwickeln zwischen den Komponenten typische Strubberg-schichtenmatrix.

Nur ein Alter nachgewiesen: Karn. Conodonten: *Gondolella* cf. *polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965. CAI-Wert: (2,0).

I11/89:

Komponentengestützte, polymikte massige Brekzie. Ähnlich BI/90a.

I11/89-E

Kalkkomponenten:

Alter 1: Karn, vermutlich Tuval 3. Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965.

Alter 2: Lac 1. Conodonten: aberrante *Epigondolella primitia* MOSHER 1970, *Gondolella navicula* HUCKRIEDE 1958.

Alter 3: Alaun-Sevat. Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968).

III/89-A

Aus dolomitischen Kalken: Nur ein Alter nachgewiesen: Lac 1\2. Conodonten: *Gondolella navicula* HUCKRIEDE 1958. CAI-Wert: 2,0.

I16/89

Matrixgestützte polymikte Brekzie. Fossilarme Komponenten. Mikrofaziell nachweisbar:

1) Pötschenkalk; bioturbate Packstones mit Ostracoden und umkristallisierten Radiolarien.

2) Pedatakalke; Grainstones mit eingeregelt Filamenten, Lithoklasten und wenigen Foraminiferen, u.a. *Tolypamina* sp. Daneben treten Pelletkalke auf.

3) ?Pötschenkalk; fossilfreie Mikrite und verschiedene Filamentkalke.

4) Strubberg-schichten; verschiedene Komponententypen (selten).

5) Pötschendolomit.

6) Kleine Siltsteinkomponenten; wahrscheinlich Unter-Karn.

7) ?Lias-Fleckenmergel; radiolarienführende Wackestones mit Ostracoden, Lithoklasten und vereinzelt Crinoiden, daneben Schwammnadeln.

Zusätzlich treten verschiedene rekristallisierte Klasten auf. Als Matrix zwischen den Komponenten treten braungraue Mergel der Strubberg-schichten auf, die umkristallisierte Radiolarien und kleine Lithoklasten führen. Unbestimmbare Ostracoden.

BI1/90

Mischprobe aus polymikter, komponentengestützter Brekzienlage; besteht aus den Kalken und dolomitischen Kalken der Zlambachfazies, Hornsteinen und Strubberg-schichten. Die Einzelkomponenten sind meist eckig.

BI1/90-E:

Aus den Kalkkomponenten:

Nur ein Alter nachgewiesen: Sevat. Conodonten: *Epigondolella bidentata* MOSHER 1968.

BI1/90-A

Aus dolomitischen, etwas sandigen Kalken.

Alter: Jul 1. Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965, *Gondolella foliata* BUDUROV 1975. CAI-Wert: 1,5. Ostracoden: *Polycope* sp., *Bairdia* sp. Umkristallisierte Radiolarien (aus den Strubberg-schichtenkomponenten), unbestimmbare Ostracodenreste.

BI1a/90

Einzelkomponente, bioturbater, hellgrauer, biogenführender Mikrit.

Alter: Sevat 2. Conodonten: *Misikella posthernsteini* KOZUR & MOCK 1974, *Epigondolella bidentata* MOSHER 1968.

BI4/90/BI4a/90

Probe aus komponentengestütztem Brekzienkörperbereich – bedingt polymikte Grobbrekzie, nur wenig Matrix: schwarze Mergel der Strubberg-schichten. Die Komponenten sind meist eckig mit beginnender Kantenrundung. Als Komponenten treten die Kalke und Dolomite der eingeschränkten Zlambachfazies, Strubberg-schichten und ein heller Crinoidenspatkalk unbekannter Stellung (?Zlambachschichten) auf: Crinoidenspatkalk treten sowohl in der Trias der Zlambachfazies als auch in verschiedenen jurassischen Horizonten auf.

Alter 1: Karn, vermutlich Tuval. Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965.

Alter 2: Tuval 3/2–Lac 1/1. Conodonten: *Metapolygnathus communisti* HAYASHI 1968.

Alter 3: Lac 1. Conodonten: *Epigondolella primitia* MOSHER 1970.

Alter 4: Alaun-Sevat. Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968). CAI-Wert: 2,0. Ostracoden: Larven und Fragmente von *Bairdia* sp., *Acratia* sp.

BI4/90-2

Wie BI4/90.

Nur ein Alter nachgewiesen: Karn. Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965. CAI-Wert: 2,0. Foraminiferen: *Glomospirella* sp.

BI6/90

Ähnlich BI4/90. Aus 80 cm mächtiger Brekzienbank unter der mächtigen Brekzie von BI4/90: Verschiedene Typen rekristallisierte Dolomite (Pötschendolomit) dominieren. Pötschenkalk – pelletreiche Wackestones; fossilfreie Mikrite; crinoiden- und filamentreiche Wackestones. Daneben treten reine Kalzitklasten, mehrere Strubberg-schichtenkomponententypen und schwammnadelreiche Mikrite (?Spiculite der Lias-Fleckenmergel) auf. Die Matrix zwischen den Komponenten besteht aus den braunschwarzen Mergeln der Strubberg-schichten, die teilweise umkristallisierte Radiolarien führen.

Alter 1: Karn, vermutlich Tuval. Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965.

Alter 2: Lac 1. Conodonten: *Gondolella navicula* HUCKRIEDE 1958, *Epigondolella primitia* MOSHER 1970. CAI-Wert: 2,0.

BI14/90

Wie B18/90; ca. 80 m weiter östlich. Dolomitkomponenten steril. Mikrofazielle Untersuchungen ergeben ein ähnliches Komponentenspektrum wie in B18/90. Zusätzlich einige Komponenten aus pelagischem Mudstone mit umkristallisierten Radiolarien, Ostracoden, Filamenten (wahrscheinlich Halobienschalen) und wenigen rekristallisierten Foraminiferen; bioturbat. Dieser Komponententyp ähnelt stark bestimmten Typen des Massigen Hellkalkes der eingeschränkten Hallstätter Salzbergfazies.

Nur ein Alter nachgewiesen (Kalkkomponenten): Lac 1.

Conodonten: *Epigondolella primitia* MOSHER 1970, *Gondolella navicula* HUCKRIEDE 1958. CAI-Wert: 1,5. Holothurien, unbestimmbare Foraminiferen.

③ Komponentenbestand des Brekzienkörpers im Infanggraben: Brekzienkörper 2

Als Komponenten treten vorwiegend biogenführende und biogenarme Mikrite sowie Dolomite aus dem proximalen Zlambachfaziesraum auf (?Ober-Ladin/Jul-Lias). Vollständig rekristallisierte Pötschendolomite und verschiedene Pötschenkalkkomponenten dominieren. Pedataschichtenkomponenten, karnische Sand- und Siltsteine sowie Hornsteinkomponenten sind selten.

I4a/89

Einzelkomponente: mittelgrauer, biogenführender Mikrit.

Alter: wahrscheinlich Ober-Trias. Ostracoden: *Polycope* sp., *Bairdia* sp., *Paracypris* sp. Unbestimmbare Foraminiferen, Kalkschwammnadeln.

I6/89

Polymikte kleinkomponentige Brekzie. Fossilarme Komponenten. Nachweisbar (mikrofaziell):

1) Pötschenkalk; filamentreiche Mikrite, verschiedene Typen, teilweise mit eingeregelt, teilweise mit uneingeregelt Filamenten; oft mit umkristallisierten Radiolarien.

2) Pedatakalke; kleine Komponenten, bereits stark rekristallisiert, typische Pedatakalkegrainstones mit Flachwasserdetritus.

3) Pötschendolomit; völlig rekristallisiert, mehrere Typen.

Daneben treten biogenfreie Packstones aus Lithoklasten und fossilfreie Mikrite (wahrscheinlich Pötschenkalk) auf. Pötschenschichten dominieren. Als Matrix zwischen den Komponenten treten die typischen braunschwarzen Mergel der Strubberg-schichten auf, stellenweise mit stark umkristallisierten, fast unkenntlichen Radiolarien.

I7/89

Aus 2 m mächtiger, sehr polymikter komponentengestützter Brekzienlage. Als Komponenten treten die verschiedenen Kalke und Dolomite der Zlambachfazies und Strubberg-schichten auf. Das Komponentenspektrum ist sehr ähnlich BI6/90, allerdings etwas verarmt. Viele Siltsteinkomponenten (Karn). In den Zwickeln zwischen den Komponenten typische Strubberg-schichtenmatrix.

Nur ein Alter nachgewiesen: Karn. Conodonten: *Gondolella* cf. *polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965. CAI-Wert: (2,0).

I11/89:

Komponentengestützte, polymikte massige Brekzie. Ähnlich BI/90a.

I11/89-E

Kalkkomponenten:

Alter 1: Karn, vermutlich Tuval 3. Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965.

Alter 2: Lac 1. Conodonten: aberrante *Epigondolella primitia* MOSHER 1970, *Gondolella navicula* HUCKRIEDE 1958.

Alter 3: Alaun-Sevat. Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968).

III/89-A

Aus dolomitischen Kalken: Nur ein Alter nachgewiesen: Lac 1\2. Conodonten: *Gondolella navicula* HUCKRIEDE 1958. CAI-Wert: 2,0.

I16/89

Matrixgestützte polymikte Brekzie. Fossilarme Komponenten. Mikrofaziell nachweisbar:

1) Pötschenkalk; bioturbate Packstones mit Ostracoden und umkristallisierten Radiolarien.

2) Pedatakalke; Grainstones mit eingeregelt Filamenten, Lithoklasten und wenigen Foraminiferen, u.a. *Tolypamina* sp. Daneben treten Pelletkalke auf.

3) ?Pötschenkalk; fossilfreie Mikrite und verschiedene Filamentkalke.

4) Strubberg-schichten; verschiedene Komponententypen (selten).

5) Pötschendolomit.

6) Kleine Siltsteinkomponenten; wahrscheinlich Unter-Karn.

7) ?Lias-Fleckenmergel; radiolarienführende Wackestones mit Ostracoden, Lithoklasten und vereinzelt Crinoiden, daneben Schwammnadeln.

Zusätzlich treten verschiedene rekristallisierte Klasten auf. Als Matrix zwischen den Komponenten treten braungraue Mergel der Strubberg-schichten auf, die umkristallisierte Radiolarien und kleine Lithoklasten führen. Unbestimmbare Ostracoden.

BI1/90

Mischprobe aus polymikter, komponentengestützter Brekzienlage; besteht aus den Kalken und dolomitischen Kalken der Zlambachfazies, Hornsteinen und Strubberg-schichten. Die Einzelkomponenten sind meist eckig.

BI1/90-E:

Aus den Kalkkomponenten:

Nur ein Alter nachgewiesen: Sevat. Conodonten: *Epigondolella bidentata* MOSHER 1968.

BI1/90-A

Aus dolomitischen, etwas sandigen Kalken.

Alter: Jul 1. Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965, *Gondolella foliata* BUDUROV 1975. CAI-Wert: 1,5. Ostracoden: *Polycope* sp., *Bairdia* sp. Umkristallisierte Radiolarien (aus den Strubberg-schichtenkomponenten), unbestimmbare Ostracodenreste.

BI1a/90

Einzelkomponente, bioturbater, hellgrauer, biogenführender Mikrit.

Alter: Sevat 2. Conodonten: *Misikella posthernsteini* KOZUR & MOCK 1974, *Epigondolella bidentata* MOSHER 1968.

BI4/90/BI4a/90

Probe aus komponentengestütztem Brekzienkörperbereich – bedingt polymikte Grobbrekzie, nur wenig Matrix: schwarze Mergel der Strubberg-schichten. Die Komponenten sind meist eckig mit beginnender Kantenrundung. Als Komponenten treten die Kalke und Dolomite der eingeschränkten Zlambachfazies, Strubberg-schichten und ein heller Crinoidenspatkalk unbekannter Stellung (?Zlambach-schichten) auf: Crinoidenspatkalk treten sowohl in der Trias der Zlambachfazies als auch in verschiedenen jurassischen Horizonten auf.

Alter 1: Karn, vermutlich Tuval. Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965.

Alter 2: Tuval 3/2–Lac 1/1. Conodonten: *Metapolygnathus communisti* HAYASHI 1968.

Alter 3: Lac 1. Conodonten: *Epigondolella primitia* MOSHER 1970.

Alter 4: Alaun-Sevat. Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968). CAI-Wert: 2,0. Ostracoden: Larven und Fragmente von *Bairdia* sp., *Acratia* sp.

BI4/90-2

Wie BI4/90.

Nur ein Alter nachgewiesen: Karn. Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965. CAI-Wert: 2,0. Foraminiferen: *Glomospirella* sp.

BI6/90

Ähnlich BI4/90. Aus 80 cm mächtiger Brekzienbank unter der mächtigen Brekzie von BI4/90: Verschiedene Typen rekristallisierte Dolomite (Pötschendolomit) dominieren. Pötschenkalk – pelletreiche Wackestones; fossilfreie Mikrite; crinoiden- und filamentreiche Wackestones. Daneben treten reine Kalzitklasten, mehrere Strubberg-schichtenkomponententypen und schwammnadelreiche Mikrite (?Spiculite der Lias-Fleckenmergel) auf. Die Matrix zwischen den Komponenten besteht aus den braunschwarzen Mergeln der Strubberg-schichten, die teilweise umkristallisierte Radiolarien führen.

Alter 1: Karn, vermutlich Tuval. Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965.

Alter 2: Lac 1. Conodonten: *Gondolella navicula* HUCKRIEDE 1958, *Epigondolella primitia* MOSHER 1970. CAI-Wert: 2,0.

Brekzienkörper an der Schönalm-Westseite in 800 bis 820_m AN (GAWLICK, 1996: Abb. 29)

① Komponentenbestand: Brekzienkörper 1a

Der Komponentenbestand des Brekzienkörpers 1 kann mit dem Komponentenstand des Brekzienkörpers 1 (Unterer Brekzienkörper des Sattlberg-Westprofils) korreliert werden und ist mit diesem weitgehend identisch (Jul-Rhät).

BS6/90

Großer Olistholith in der Strubbergbrekzie (mehrere Meter groß). Grauer, fein- bis mittelarenitischer, biogenführender Detrituskalk, vermutlich basale Zlambachschichten mit rotgefärbten Anteilen. Aus mehreren gradierten Lagen aufgebaut. An der Basis der einzelnen Schüttungen treten dicht gepackte, gut klassierte Grainstones auf, die erosiv in den noch nicht verfestigten, pelletführenden Mudstone vom Top der vorherigen Schüttung einschneiden. Mit Echinodermenresten, Schwammnadeln, Gastropoden und Foraminiferen, u.a. *Endothyra* sp., *Aulotortus* sp., *Trocholina* sp., *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLMANN 1964.

Alter: Ober-Trias, vermutlich höheres Sevat. Holothurien: *Theelia variabilis* ZANKL 1966, *Theelia simoni* KOZUR & MOCK 1972. Echinodermenstacheln.

BS7/90

Angerundete, mehrere dezimeter-große Einzelkomponente; dunkelgrauer, toniger Biomikrit: Pötschenkalk oder Pedatakalk – stark bioturbat durchwühlter Wackestone bis Packstone mit Schwammnadeln, Crinoiden, Ostracoden, umkristallisierten Radiolarien und Foraminiferen.

Alter: Ober-Trias, vermutlich Alaun oder Sevat. Holothurien: *Theelia variabilis* ZANKL 1966. Foraminiferen: häufig *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLMANN 1964, andere Foraminiferen ohne stratigraphischen Aussagewert.

BS8/90

Komponentengestützte polymikte, kleinkomponentige Mischprobe; besteht nur aus hell- bis dunkelgrauen, mikritischen Kalen und Hornsteinen sowie vereinzelt Strubbergschichtenkomponenten (BS8/90E und BS8/90A zusammengefaßt): Die einzelnen Komponenten sind eckig mit beginnender Kantenrundung. Mikrofaziell nachgewiesen werden konnten:

- 1) Typische Pedataschichten (Grainstones mit uneingeregelter Brachiopodenschalen, Lithoklasten und Foraminiferenresten).
- 2) Völlig rekristallisierter Pötschendolomit.
- 3) Pötschenkalk; reine Filamentpackstones mit z.T. eingeregelter Filamenten (mehrere Schüttungen) und Foraminiferen der Gattung *Diplostroma*; fossilfreie Mikrite.
- 4) Komponententyp BS7/90.
- 5) Pelagische Mudstones mit Crinoiden, Foraminiferen, Ostracoden und Ammonitenquerschnitten, zeigt Resedimentationserscheinungen des noch unverfestigten Sediments, aufgrund der Tektonisierung mehrfache Umlagerung; Massiger Hellkalk.
- 6) Fossilarme dunkle Mergelkalke der Strubbergschichten. Alle Komponenten schwimmen in fossilfreien dunkelbraunen Mergeln der Strubbergschichten.

Alter 1: Tuval 2–Tuval 3/1. Conodonten: *Gondolella nodosa* (HAYASHI 1968), *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965.

Alter 2: Lac 1. Conodonten: *Epigondolella primitia* MOSHER 1970.

Alter 3: Lac 2. Conodonten: *Epigondolella triangularis* (BUDUROV 1972).

Alter 4: Alaun 1. Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968), *Epigondolella multidentata* MOSHER 1970. CAI-Wert: 2,5.

BS9/90

Nähe BS8/90, Mischprobe mit etwas anderer Zusammensetzung als BS8/90: es treten mehr hellgraue mikritische Kalke, dolomitische Kalke und hellgraue Hornsteine auf. In den Zwickeln zwischen den Komponenten befindet sich weniger Strubbergschichtenmatrix: Das Komponentenspektrum entspricht weitgehend BS8/90; mikrofaziell ließen sich völlig rekristallisierte Pötschendolomite, Wackestones und Packstones der typischen Pötschenschichten, Komponenten vom Typ B17/90, fossilfreie Mikrite, schwarze Mergelkalke mit vereinzelt, schemenhaft erkennbaren Radiolarien, Filamentreiche Mikrite, typische Pedataschichten und bereits umgelagerte kleine Komponenten des ty-

pischen Massigen Hellkalkes nachweisen. Die Matrix besteht aus den, an umkristallisierten Radiolarien reichen, schwarzen Mergeln der Strubbergschichten.

BS9/90E

Kalkkomponenten

Alter 1: Tuval 2–Tuval 3/1. Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965, *Gondolella nodosa* (HAYASHI 1968).

Alter 2: Lac 2. Conodonten: *Epigondolella triangularis* (BUDUROV 1972).

Alter 3: Alaun. Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968), *Epigondolella abneptis* s. 1. (HUCKRIEDE 1958).

BS9/90A

Dolomite und dolomitische Kalke:

Alter 1: (Unter-) Karn (aus dolomitischen Kalken). Conodonten: frühe *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965.

Alter 2: Lac 2 (gering dolomitische Kalke). Conodonten: *Epigondolella triangularis* (BUDUROV 1972), *Gondolella navicula* HUCKRIEDE 1958.

CAI-Wert: (2,5–)3,0.

BS10/90

Mehrere dezimeter-große Einzelkomponente: hellgrauer, biogenführender Mikrit. Pötschenkalk: mit vereinzelt Rifforganismen; bioturbater (große Wurmröhren) Wackestone mit Bioklasten, u.a. Gastropoden, Schwammnadeln, umkristallisierten Radiolarien und Crinoidenbruchstücken.

Alter: Alaun–Sevat. Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968). CAI-Wert: ?(2,0).

Brekzienkörper Sattlberg-Nordwest in 520 m AN (GAWLICK, 1996: Abb. 29)

① Komponentenbestand des Brekzienkörpers: Brekzienkörper 8

Als Komponenten treten vorwiegend verschiedene biogenführende Mikrite und vollständig rekristallisierte Dolomite aus dem distalen Zlambachfaziesraum, der zum Hallstätter Salzbergfaziesraum überleitet, auf (?Ober-Anis, Fassan-Sevat). Die verschiedenen biogenführenden Mikrite der Pötschenkalk dominieren im Komponentenbestand. Daneben treten riffdetritusführende Pedatakalk, Silt- und Tonsteine (Karn), detritusreiche Kalke des höheren Langobard sowie mitteltriassische Beckensedimentkomponenten auf. Sehr selten treten Leckkogeldolomitkomponenten, die aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum herzuleiten sind, auf.

BS1/90

Kleinkomponentige Mischprobe, aus komponentengestütztem Brekzienkörperbereich, mit den schwarzen Mergeln der Strubbergschichten als Matrix. Als Komponenten treten vorwiegend Gesteine aus dem Zlambachfaziesbereich und Strubbergschichten auf. Mikrofaziell nachweisbar sind verschiedene bioturbate Mudstones mit vielen umkristallisierten Radiolarien und Ostracoden, teilweise auch mit Crinoiden – pelagische ?Pötschenkalk und Mittel-Trias Komponenten; Pötschendolomite i.w.S. und feinarenitische Pedataschichten. Die Komponenten sind meist eckig mit beginnender Kantenrundung, die hellgrauen, biogenführenden norischen Mikrite dagegen sind oft angerundet.

Alter 1: Langobard–Jul (aus den dolomitischen, arenitischen Kalken). Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Gladigondolella malayensis* NOGAMI 1968. Brachialia der Schwebcrinoide *Osteocrinus rectus* FRIZZEL & EXLINE 1956.

Alter 2: Tuval 2–Tuval 3/1, (aus den dunkelgrauen, biogenführenden Mikriten). Conodonten: *Gondolella nodosa* (HAYASHI 1968), *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965. Aus den hellgrauen, biogenführenden Mikriten (vgl. BS1a/90 und BS1a/90-2):

Alter 3: Oberes Tuval 3–Lac 1/1. Conodonten: *Metapolygnathus communis* HAYASHI 1968.

Alter 4: Lac 1. Conodonten: *Epigondolella primitia* MOSHER 1970.

Alter 5: Lac 2. Conodonten: *Gondolella navicula* HUCKRIEDE 1958, *Epigondolella triangularis* (BUDUROV 1972).

Alter 6: Alaun – Sevat. Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968). CAI-Wert: 1,5 bis 2,0.

BS1a/90

15 cm große, angerundete, längliche Einzelkomponente; hellgrauer biogenführender Mikrit.

Alter: Lac 2. Conodonten: *Epigondolella triangularis* (BUDUROV 1972), *Gondolella navicula* HUCKRIEDE 1958. CAI-Wert: 1,5.

BS1a/90-2

Einzelkomponente: hellgrauer, biogenführender Mikrit (vgl. BS1a/90).

Alter des Hauptgesteins: (Oberes Tuval 3-)Lac 1. Conodonten: *Epigondolella primitia* MOSHER 1970. Holothurien: *Theelia simoni* KOZUR & MOCK 1972, *Theelia planorbicula* MOSTLER 1968, *Stueria multiradiata* MOSTLER 1970: Fauna spricht für Unternor. CAI-Wert: 1,5.

BS2/90

Mischprobe aus komponentengestütztem, kleinkomponentigem Brekzienkörper mit den schwarzen Mergeln der Strubbergsschichten als Matrix. Als Komponenten treten verschiedene graue Dolomite, mikritische Kalke und Strubbergsschichten auf. Daneben tritt ein Pellet- und Ooidführender „Grainstone“-Dolomit auf – typischer Leckkogeldolomit, wie er nur an der Westseite des Gollinger Schwarzenbergkomplexes auftritt.

Alter 1: Ladin–Jul, wahrscheinlich Langobard. Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER.

Alter 2: Tuval 2–Tuval 3/1. Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965, *Gondolella nodosa* (HAYASHI 1968).

Alter 3: Lac 2. Conodonten: *Epigondolella* cf. *triangularis* (BUDUROV 1972), *Gondolella navicula* HUCKRIEDE 1958.

Alter 4: Alaun–Sevat. Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968). CAI-Wert: 1,5.

BS2a/90

10 cm große, angerundete Einzelkomponente; biogenführender, mittelgrauer bis dunkelgrauer, arenitischer Kalk mit Hornsteinknollen und zwei Hornsteinlagen, aus einem pelagischen Faziesbereich: Grafensteigkalk (Sedimentationstyp „Reiflinger Kalk“). Alter: Fassan. Conodonten: *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE 1958), *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Gondolella pseudolonga* KOVÁCS, KOZUR & MIETTO 1980. CAI-Wert: 1,5 bis 2,0.

BS2b/90

Zehn Zentimeter große Einzelkomponente: mittelgrauer, biogenführender, sandiger Mikrit mit sandiger Verwitterungskruste.

Alter: Ober-Trias, vermutlich Karn. Foraminiferen: *Ammobaculites tzankovi* TRIFONOVA 1962. Unbestimmbare kalzitisierte Radiolarien, Reste von Rifforaganismen.

Brekzienkörper im Bereich des Rauhen Sommereck (GAWLICK, 1996: Abb. 29)

① Komponentenbestand des Brekzienkörpers an der nördlichen Basis des Rauhen Sommereck: Brekzienkörper 5

Als Komponenten treten vorwiegend verschiedene mikritische biogenführende Kalkkomponenten aus dem distalen Zlambachfaziesraum auf (Langobard–Lias). Pötschenkalkkomponenten dominieren. Pedatakalkkomponenten, Pedata-Plattenkalkkomponenten, Zlambachschichtenkomponenten, Silt- und Tonsteinkomponenten (Karn), dolomitische Kalke und crinoidenreiche Liaskalke sind selten.

8/89-x

Kleinkomponentige Mischprobe aus dem polymikten oberen Teil des Brekzienkörpers, typisches Komponentenspektrum (vgl. BRS10a/90).

Nur ein Alter nachgewiesen: Lac 1–2. Conodonten: *Gondolella navicula* HUCKRIEDE 1958. CAI-Wert: 1,5–2,0.

8/89-1

Kleinkomponentige Mischprobe, etwas unterhalb von 8/89-x; Bereich mit bis zu 15 cm großen Komponenten: vorwiegend verschiedene Graukalke und Dolomite des Zlambachfaziesraumes und Strubbergsschichten.

Nur ein Alter nachgewiesen: Lac 1. Conodonten: *Gondolella* sp., *Epigondolella primitia* MOSHER 1970. CAI-Wert: 2,0.

8/89-2

Kleinkomponentige Mischprobe aus polymiktem Bereich (vgl. 8/89-1). Komponentenbestand:

- 1) Mittelgraue, biogenführende Mikrite mit Radiolarien und Schwammnadeln; ?Pötschenkalk.
- 2) Braune Siltsteine; Karn.
- 3) Sandige bräunliche Dolomite.

4) Braungraue Biomikrite; mittelgraue, mikritische und feinarenitische Kalke.

5) Strubbergsschichtenkomponenten.

6) Hornsteine. Der Komponentenbestand besteht fast ausschließlich aus Pötschen- und Pedataschichten.

Alter 1: Lac 2–3. Conodonten: *Gondolella* sp. unbekannt, aff. *Gondolella navicula* HUCKRIEDE 1958 oder *Gondolella hallstattensis* (MOSHER 1968).

Alter 2: Alaun 2. Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968), *Epigondolella abneptis* 2 (n. ssp. sensu KRYSZYN, noch nomen nudum).

Alter 3: Alaun 3. Conodonten: *Epigondolella slovakensis* KOZUR 1972.

Alter 4: Sevat. Conodonten: *Epigondolella bidentata* MOSHER 1968. CAI-Wert: 2,0.

8/89-4

Kleinkomponentige Probe aus komponentengestütztem kleinkomponentigem Brekzienkörperbereich, mit den schwarzen Mergeln der Strubbergsschichten als Matrix. Als Komponenten treten hauptsächlich die Kieselkalke der Strubbergsschichten, die Dolomite und Kalke der Zlambachfazies sowie dunkelgraue Hornsteine auf (vgl. 8/89-2).

Alter 1: Tuval 2–Tuval 3/1. Conodonten: *Gondolella nodosa* (HAYASHI 1968).

Alter 2: Lac 1. Conodonten: *Gondolella navicula* HUCKRIEDE 1958, *Epigondolella primitia* MOSHER 1970.

Alter 3: Alaun 3 (aus den graubraunen, mikritischen, biogenführenden Kalken). Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968), *Epigondolella abneptis* 2–3 (n. ssp. sensu KRYSZYN, noch nomen nudum). CAI-Wert: 2,0. Ostracoden (u.a. *Bairdia* sp.), Foraminiferen.

BRS1/90

Plattige Einzelkomponente (Pedatakalk) aus matrixgestütztem Brekzienkörperbereich – im Liegenden des komponentengestützten Brekzienkörpers, angerundet; dunkelgrauer Mikrit mit vereinzelt Biogenen: sehr filamentreicher Wackestone. Die Filamente sind eingeregelt. Daneben treten wenige umkristallisierte Radiolarien und einzelne Crinoiden auf. Mehrere „Schüttungen“ sind erkennbar.

Alter: Sevat. Conodonten: *Epigondolella* cf. *bidentata* MOSHER 1968, *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968). CAI-Wert: 1,5–2,0.

BRS2/90

Einzelkomponente, dunkelgrauer, biogenführender Mikrit: kataklastisch zerlegter, filament- und lithoklastenführender Wackestone. Lagert in radiolarienreicher Strubbergsschichtenmatrix.

Alter: Ober-Trias, wahrscheinlich Sevat. Foraminiferen: *Ophthalmidium triadicum* (KRISTAN 1957), *Tetrataxis humilis* KRISTAN 1957, *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLMANN 1964, *Spirophthalmidium* sp., Ammonoiten.

BRS4/90

Plattige, ca. 8 cm lange und 1,5 cm breite Einzelkomponente. Dunkelgrauer, stark bioturbater Kalk: Mikrofazial ein Pedatakalk: Grainstone aus Litho- und Bioklasten, u.a. mit Brachiopodenschalen, Crinoiden, Tubiphyten und Foraminiferen: *Tetrataxis inflata* KRISTAN 1957, *Duostomina* sp., *Endothyra* sp., *Galeanella* sp.

Alter: Alaun–Sevat. Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968). CAI-Wert: 2,0–2,5.

BRS5/90

10 cm große, angerundet-plattige Einzelkomponente; mittelgrauer, biogenführender Mikrit: Pelagischer Mudstone, textuell homogen, mit Ostracoden, Filamenten, Lithoklasten, umkristallisierten Radiolarien und Ammonitenquerschnitten. Zeigt mikrofazial Anklänge an den Massigen Hellkalk.

Alter: Nor, wahrscheinlich Alaun. Conodonten: *Epigondolella* sp. juv. CAI-Wert: ? (1,5). Foraminiferen, Ostracodenreste.

BRS6/90

Kleinkomponentige polymikte Mischprobe. Typisches Komponentenspektrum. Die Komponenten sind in radiolarienführende Strubbergsschichtenmergel eingelagert.

Alter 1: Jul. Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Gondolella* cf. *polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965.

Alter 2: Lac 2. Conodonten: *Epigondolella triangularis* (BUDUROV 1972).

Alter 3: Alaun–Sevat. Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968). CAI-Wert: 2,0.

Alter 4: ?Lias. Mikrofaziell: Typischer grauer Liaskalk. Wackestone bis Packstone fast ausschließlich aus Crinoiden in guter Erhaltung. Daneben treten Ammonitenquerschnitte, Schwammnadeln und Foraminiferen (Nodosarien) auf. Foraminiferen: *Ophthalmidium* sp., *Spirophthalmidium* sp., *Ammodiscus* sp. Foraminiferen, Schwammnadeln.

BRS7/90

10x7 cm große, eckige Einzelkomponente (plattig); endogenbrekziöser Graukalk (besteht aus mittelgrauen, eckigen Komponenten, ohne Matrix): Resediment – große Mikritklasten schwimmen in einer biogenreichen Matrix: Wackestone mit Echinodermen, Foraminiferen, Crinoiden und Holothurien: *Theelia* sp. Alter: Karn, wahrscheinlich tieferes Tuval. Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965, *Hindeodella triassica* MÜLLER 1956. CAI-Wert: 2,0–2,5.

BRS10a/90

Polymikte Mischprobe aus komponentengestütztem, kleinkomponentigem Brekzienkörperbereich. Die Komponenten sind eckig-plattig mit beginnender Kantenrundung und stammen meist aus dem Zlambachfaziesbereich i.w.S. (auch Hornsteine). Zusätzlich treten vereinzelt Strubbergsschichtenkomponenten auf: Mikrofaziell sind nachweisbar:

- 1) Pötschenkalk bis Massiger Hellkalk; pelagischer Mudstone mit umkristallisierten Radiolarien und Ostracoden.
- 2) Rekristallisierte Dolomite (?Ladin oder Pötschendolomit).
- 3) Reine Kalzitklasten.
- 4) Pötschenkalke, verschieden Typen, u.a. pelagischer Mudstone mit Brachiopodenschalen, eingeregelt Filamenten und Crinoiden; fossilfreie Mikrite; Wackestones mit Lithoklasten; kataklastisch zerlegte, fossilfreie Mikrite.
- 5) Graubraune siltige Tonsteine des Karn.
- 6) Verschiedene Strubbergsschichtenkomponententypen. Als Matrix zwischen den Komponente treten braunschwarze, radiolarienführende Strubbergsschichtenmergel auf.

Nur ein Alter nachgewiesen: Lac 3. Conodonten: *Gondolella hallstatisensis* (MOSHER 1968), *Hindeodella triassica* MÜLLER 1956, *Hindeodella suevica* (TATGE 1956). CAI-Wert: 2,0–2,5. Selten Foraminiferen.

BRS10a/90-2

Kleinkomponentige Mischprobe, wie BRS10a/90.

Alter 1: Jul (aus den endogen brekziösen Graukalken). Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965 oder *Gondolella auriformis* (KOVÁCS 1977).

Alter 2: Tuval 3/2–Lac 1/1. Conodonten: *Metapolygnathus* cf. *communisti* HAYASHI 1968.

Alter 3: Lac 3. Conodonten: *Epigondolella spatulata* (HAYASHI 1965).

Alter 4: Alaun 1 (vgl. 19/89). Conodonten: *Epigondolella multidentata* MOSHER 1970, *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968). CAI-Wert: 2,0. Foraminiferen: *Tolypammina* sp., *Spirophthalmidium* sp.

BRS10/90

Kleinkomponentige polymikte Mischprobe (wie BRS10a/90). Alter 1: Ober-Ladin. Conodonten: artlich nicht bestimmbare *Sephardiella* der Mitteltrias, *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.

Alter 2: Tuval 2–Tuval 3/1. Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965, *Gondolella nodosa* (HAYASHI 1968).

Alter 3: Lac 2. Conodonten: *Epigondolella triangularis* (BUDUROV 1972).

Alter 4: Alaun. Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968), *Epigondolella* cf. *abneptis* (HUCKRIEDE 1958). CAI-Wert: 2,0. Ostracoden: *Polycope* sp., *Bairdia* sp. Unbestimmbare Foraminiferen.

② Komponentenbestand des Brekzienkörpers

Schönalm Forststraße in 740 m AN:

Brekzienkörper 4

Als Komponenten treten vorwiegend verschiedene, fossilarme Kalkkomponenten aus dem Zlambachfaziesraum auf (Tuval–?Rhät). Pötschenkalkkomponenten und Pedatakalkkomponenten dominieren. Hellgraue, stark rekristallisierte Dolomitkomponenten (Tuval), Hornsteine und bräunliche Mergel (?Zlambachschichten) sind selten.

29/89

Schönalm Forststraße, an der Basis des Rauhen Sommereck. Polymikte Mischprobe. Hauptsächlich Komponenten der Ober-Trias, Pötschenkalke, u.a. pelagische, bioturbate Mudstones mit vereinzelt Lithoklasten, umkristallisierten Radiolarien, Ostracoden und Echinodermenstacheln und Strubbergsschichtenkomponenten.

Nachgewiesenes Alter: (vermutlich) Ober-Trias. Ostracoden: viele Formen der Bairdiidae. Viele Schwammnadeln, unbestimmbare Radiolarien (wahrscheinlich aus den Strubbergsschichtenkomponenten)

30/89

Oberhalb 29/89, ähnlich 29/89. Mikrofaziell nachweisbar sind verschiedene Pötschenkalktypen, ?Pötschendolomite oder Dolomite aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum sowie Strubbergsschichten. Die Komponenten schwimmen in einer radiolarienreichen, braunschwarzen Strubbergsschichtenmatrix.

Nachgewiesenes Alter: (vermutlich) Ober-Trias. Ostracoden: viele Formen der Bairdiidae, stark umkristallisierte *Polycope* sp. Unbestimmbare Foraminiferen, Schwammnadeln und unbestimmbare Radiolarien aus Strubbergsschichtenkomponenten.

31/89

Polymikte Mischprobe. Sehr fossilarm. Trias nur durch einen Zahnreihenconodonten des *Gondolella* Multielementes nachgewiesen: Mikrofaziell sind verschiedene Pötschenkalktypen, Dolomite und Strubbergsschichtenkomponenten nachweisbar.

32/89

Mischprobe vom Top der oberen Schüttung, sehr polymikt.

Alter 1: Karn, wahrscheinlich Tuval. Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965.

Alter 2: Lac 1–2. Conodonten: *Gondolella* cf. *navicula* HUCKRIEDE 1958.

Alter 3: Alaun–Sevat. Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968). CAI-Wert: 2,5.

Alter 4: wahrscheinlich Rhät bis Lias. Ostracoden: *Polycope* sp., *Bairdia* sp., *Polycope cinicimata* APOSTOLESCU 1959, *Paracypris* sp. Foraminiferen: *Spirophthalmidium* sp.

9/89

Ostfortsetzung von 32/89; sehr polymikte Mischprobe.

Nur ein Alter nachgewiesen: Karn, wahrscheinlich Tuval. Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965. CAI-Wert: (2,0–)2,5.

③ Komponentenbestand des Brekzienkörpers im Gipfelbereich des Rauhen Sommereck: Brekzienkörper 8a

Der Komponentenbestand des Brekzienkörpers 8a ist weitgehend identisch mit dem Komponentenbestand des Brekzienkörpers 8 (Sattlberg-Nordwest) und ist ausschließlich aus dem Zlambachfaziesbereich herzuleiten. Als Besonderheit sind in diesen Brekzienkörper verschiedene Pötschenkalk-Megaolitholithe (vgl. HÖCK & SCHLAGER, 1964) eingelagert.

18/89-5

5 cm große, rundliche Einzelkomponente, dunkelgrauer, biogenreicher Mikrit. Pötschenkalk.

Alter: Lac 1. Conodonten: *Gondolella* sp., *Epigondolella primitia* MOSHER 1970. CAI-Wert: 2,5.

18/89-6

Einzelkomponente, hell- bis mittelgrauer, sandiger Dolomit. Pötschendolomit i.w.S. Alter: wahrscheinlich Jul. Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965. CAI-Wert: (2,0–)2,5.

18/89-7:

Einzelkomponente, dunkelgrauer, biogenarmer Mikrit. Pötschenkalk.

Alter: Lac 1–2. Conodonten: *Gondolella navicula* HUCKRIEDE 1958. CAI-Wert: 2,5.

18/89-Komponente 12

Einzelkomponente, mittelgrauer, biogenführender Mikrit. Grafensteigkalk.

Alter: Langobard–Jul. Conodonten: *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE 1958), *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Gondolella inclinata* KOVÁCS 1983. CAI-Wert: 2,5.

18/89-12

Mikrobrekzienkomponenten aus verschiedenen Graukalken; wahrscheinlich Pötschenschichten-Resediment.

Alter: Lac 1. Conodonten: *Epigondolella primitia* MOSHER 1970. CAI-Wert: 2,5.

18/89 und 18/89-x

Mischprobe aus kleinkomponentigem Brekzienanteil mit kleinen Hornsteinen aus den Pötschenschichten.

Alter 1: Lac 2. Conodonten: *Gondolella navicula* HUCKRIEDE 1958, *Epigondolella triangularis* (BUDUROV 1972).

Alter 2: Alaun-Sevat. Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968). CAI-Wert: 2,0–2,5. Foraminiferen: *Lituotuba* sp., *Spirophthalmidium* sp. Ostracoden: *Polycope* sp.

Komponente wahrscheinlich wie 19/89. Graukalk (HAUSLER, 1981: 153). Alter: Alaun 1–2.

19/89

Megaolistholith im Gipfelbereich des Rauhen Sommereck. Masiger, mittelgrauer, teilweise etwas dolomitischer, biogenführender Mikrit der Zlambachfazies, in polymikter Strubbergbrekzie eingelagert.

Alter an der Basis: Alaun 1. Conodonten: *Epigondolella* cf. *multidentata* MOSHER 1970, *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968). CAI-Wert: 2,0.

Gipfelbereich südwestliches Rauhes Sommereck: dunkelgraue, mergelige Kalke; wahrscheinlich Pedataschichten.

Alter: Ober-Trias, wahrscheinlich Sevat (TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN, 1970: 106).

Brekzienkörper

im Bereich des Lammeregg-Schollenkomplexes

(GAWLICK, 1996: Abb. 29)

① Komponentenbestand Strubbergbrekzie im Bereich der Lammeregg-Nordseite in 540 m AN: Brekzienkörper 7

Als Komponenten treten ausschließlich verschiedene biogenführende Mikrite aus dem distalen Zlambachfaziesbereich auf (Tuval–Rhät). Pötschenkalkkomponenten dominieren. Pedatakalkkomponenten und Komponenten der basalen Zlambachschichten sind selten.

BL12/90

20 cm große angerundete Einzelkomponente. Hellgrauer Biomikrit. Wahrscheinlich basale Zlambachschichten (vgl. KRYSZYN, 1987).

Alter: Sevat 2–Rhät 1. Conodonten: *Oncodella paucidentata* (MOSTLER 1967), *Misikella posthernsteini* KOZUR & MOCK 1974. CAI-Wert: (1,5). Unbestimmbare Foraminiferen, Holothurien, Schwammnadeln.

BL14/90

Mischprobe aus kleinkomponentigem, komponentengestütztem Brekzienkörperbereich, u.a. mit stark tektonisierten Komponenten.

Alter 1: Tuval 2–Tuval 3/1. Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965, *Gondolella nodosa* (HAYASHI 1968).

Alter 2: Lac 1. Conodonten: *Epigondolella primitia* MOSHER 1970. CAI-Wert: 1,5–2,0. Foraminiferen, Schwammnadeln, Ostracoden.

BL16/90

Einzelkomponente; dunkelgrauer, biogenführender Pedatakalk: pelagischer Mudstone mit vielen Radiolarien, wenigen Ostracoden und kleinen Lithoklasten; stark bioturbat.

Alter: Sevat–Rhät. Ostracoden: *Polycope* sp., *Mostlerella* aff. *diduense* (KRISTAN-TOLLMANN), *Torohealdia amphiocrassa* KRISTAN-TOLLMANN 1971, *Nonoceratina* sp. Foraminiferen: *Nodosariidae*. Conodonten: *Hindeodella suevica* (TATGE 1956). Seeigelstachel.

② Komponentenbestand Strubbergbrekzie im Bereich der Lammeregg-Gipfelregion: Brekzienkörper 7

Als Komponenten treten ausschließlich verschiedene biogenführende Mikrite aus dem distalen Zlambachfaziesbereich auf (Tuval–Rhät). Pötschenkalkkomponenten dominieren. Pedatakalkkomponenten und Komponenten der basalen Zlambachschichten sind selten.

L18/89

Lammeregg-Gipfelregion in 890 m AN; oligomikte, kleinkomponentige Brekzie, nur Graukalkkomponenten, die angerundet sind: u.a. hell- bis mittelgrauer Mikrit, graubrauner, biogenführender Mikrit, selten dunkelgraue Hornsteine. Die Komponenten schwimmen in einer Matrix aus schwarzen Tonmergeln – typische Strubbergschichtenmatrix. Die durchschnittliche Komponentengröße liegt bei wenigen Zentimetern, vereinzelt treten größere Komponenten auf (L18/89-2):

Nachgewiesenes Alter: Karn, wahrscheinlich Tuval. Ostracoden: *Mostlerella nodosa* KOZUR, *Acanthoscapha* sp., *Mirabairdia* sp. (frühe Larve), *Herocythere* sp., *Polycope* n. sp. (sensu KRISTAN-TOLLMANN), *Polycope* sp., *Paracypris* sp., *Leviella* sp.

L18/89-2

Gipfelbereich Lammeregg in 890 m AN. Nicht allzu polymikte Strubbergbrekzie, besteht nur aus verschiedenen mikritischen Graukalkkomponenten, Hornsteinen und Strubbergschichten. Die einzelnen Komponenten sind durchschnittlich einige Zentimeter groß und angerundet. Als Matrix treten die typischen schwarzen Mergel der Strubbergschichten auf.

Alter 1: Karn, vermutlich Tuval. Ostracoden: *Leviella* sp., *Polycope* sp., *Mostlerella nodosa* KOZUR.

Alter 2: Lac 1/2. Conodonten: *Gondolella navicula* HUCKRIEDE 1958.

Alter 3: Alaun–Sevat. Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968). CAI-Wert: 1,5. Ostracoden, unbestimmbare Foraminiferen.

L18/89-4

Gipfelbereich Lammeregg in 890 m AN. Einzelkomponente aus L18/89; grauer Filamentkalk mit massenhaft Ostracoden.

Alter: Alaun–Sevat. Conodonten: *Gondolella* sp. unbekannt, *Gondolella steinbergensis* (KOZUR 1968). CAI-Wert: 1,5.

Blatt 96 Badlschl

Siehe Bericht zu Blatt 66 Gmunden von M. SIBLIK.

Blatt 97 Mitterndorf

Siehe Bericht zu Blatt 66 Gmunden von M. SIBLIK.

Blatt 98 Liezen

Siehe Bericht zu Blatt 66 Gmunden von M. SIBLIK.

Blatt 122 Kitzbühel

**Bericht 1995
über geologische Aufnahmen
in der Nördlichen Grauwackenzone
auf Blatt 122 Kitzbühel**

BETTINA FRANKE
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Sommer 1995 wurde ein knapp 9 km² großes Gebiet geologisch aufgenommen. Es wird nach Westen durch das „Wasenmoos“ und nach Osten durch die Ansiedlung Brand begrenzt. Im Süden verläuft die Grenze etwa entlang der Hochspannungsleitung, die von Mittersill aus in Richtung Paß Thurn zieht, und im Norden liegt die Begrenzung leicht unterhalb der Almhütten Brunnalm, Hörgeralm und Schellenbergalm.

Geologie

Das Quartär wurde in der vorliegenden Karte nicht weiter untergliedert. Das gesamte Gebiet ist von der eiszeitlichen Vergletscherung überprägt. Es handelt sich hier im wesentlichen um eine Mischung aus Hangschutt und den Erosionsresten von Grundmoränenmaterial. Diese Moränenschleier bedecken in unterschiedlicher Mächtigkeit die Bergflanken. In den Bereichen oberhalb 73*) und 113 sind in den Anrißkanten mehr als 5 m Lockersedimente aufgeschlossen. Starke Mächtigkeiten liegen auch bei 25 vor. Die glazialen Verebnungsflächen im Bereich Mayrhofen, Hochrainreith und Wasenmoos sind vermutlich von Grundmoränenmaterial bedeckt, das den wasserstauenden Untergrund für die zahlreichen anmoorigen Flächen bildet. Versackte Felsbereiche/Rutschmassen sind besonders deutlich am Westrand des oberen Zaglgrabens, zwischen Zaglgraben und Rettenbach bei 89 bis 90 und zwischen 1250 m und 1350 m Höhe und im westlichen Kartiergebiet oberhalb des Höhenpunktes 1409 m. Bei Klucken tritt bei etwa 1240 m aus dem Hangschutt eine Quelle aus.

In den tief eingeschnittenen Bächen und entlang der zahlreichen Forststraßen sind Gesteine der Nördlichen Grauwackenzone (NGZ) und der Uttendorfer Schuppenzone (USZ) aufgeschlossen. Der Übergang der USZ zur NGZ vollzieht sich innerhalb der phyllitischen Serien zu den Tonschiefern der NGZ und ist rein aufgrund des abnehmenden phyllitischen Habitus als vermutet eingezeichnet. Phyllite sind in der USZ am weitesten verbreitet und gehen vermutlich zum größten Teil aus den feinklastischen Wildschönauer Schiefer hervor. Je nach Mineralzusammensetzung sind sie hell- bis dunkelgrau oder grünlich. In diese oft sehr eng verfallenen und zum Teil tektonisch stark aufgearbeiteten Serien sind schwarze Phyllite (58, 26), Chloritschiefer (48, 42, 14) und Kalkphyllite (evtl. 61) eingeschaltet, die aber nur an wenigen Stellen besonderer Mächtigkeit oder guter Zugänglichkeit gesondert kartiert werden konnten und vermutlich sehr viel häufiger auftreten.

Am Westrand des Kartiergebietes befindet sich am Bachufer ein quarzitischer Härtling, der nach den makroskopischen Merkmalen ein Metasandstein der Löhnersbachformation sein könnte und deswegen als kleines Phacoid dort verzeichnet ist.

Markant sind die Grüngesteinszüge im Süden des Gebietes (in der USZ), die als kleine Höhenrücken hervortreten. Es handelt sich im wesentlichen um epidotreiche Grünschiefer (evtl. auch Prasinite), sehr massig, hell- bis mittelgrün mit matt seidig glänzenden Schieferungsflächen. Der am weitesten westlich gelegene Zug in einem stark bewaldeten Höhenrücken erscheint etwas differenzierter und weniger massig. Hier sind neben den oben beschriebenen Grünschiefern im Bereich um 33/34 auch Chloritschiefer aufgeschlossen, in die Kalkphyllite oder Chlorit-Calcitschiefer und auch Phyllite eingeschaltet sind. Ein weiterer Grünschiefer/Chloritschiefer wurde im Bereich der Löhnersbach-Formation bei 51 und 81 kartiert.

Vermutlich liegt die Grenze zwischen USZ und NGZ hier im allgemeinen etwa bei 1220–1250 m. Steigt man bei Lofenstein aus dem Bacheinschnitt auf die Forststraße (17), steht man in einem klassischen Aufschluß der Löhnersbach-Formation. Auffällig ist hier, wie auch in den anderen Bächen, daß der Übergang von den typischen Phylliten der USZ zu den Wildschönauer Schieferserien über sehr kurze Distanz erfolgt. Die Grenzziehung von der Löhnersbach-Formation zu den Tonschiefern und zur proximalen Fazies erfolgte rein nach Bankmächtigkeit und makroskopischen Merkmalen und somit willkürlich. In den Bacheinschnitten westlich des Rettenbaches könnten die höheren Anteile der aufgeschlossenen Serien auch schon Schattberg-Formation sein, ebenso an der Forststraße entlang 74–76. In diesem Fall würde noch deutlicher, daß die insgesamt wenig mächtigen Löhnersbach-Serien nach Westen zu auskeilen. Bereichsweise sind neben Tonschiefern auch Schwarzschiefer mit massiven Vererzungen in die Metasandsteinbänke eingeschaltet (54, 55, 72). Diese sind, wie in allen Serien des Gebietes, häufig an Störungen gebunden.

Die proximale Fazies der Wildschönauer Schiefer mit Bankmächtigkeiten von Dezimeter- bis Meterbereichen tritt markant über Steilstufen in allen höheren Bereichen der Bachläufe hervor. Das Auftreten von Mikrokonglomeraten (24/104) macht eine Zuordnung der Metasedimente zur Schattberg-Formation im Bereich des Harrlandgrabens und des Zaglgrabens deutlich. Bei 24 ist im Straßenaufschluß sehr gut eine gradierte Schichtung zu erkennen. Auch in diese Serien sind bereichsweise Schwarzschiefer eingeschaltet, die wegen geringer Mächtigkeiten nicht gesondert kartiert wurden (außer bei 104). Auffallend ist im Zaglgraben bei 107–110 eine starke Bänderung der feinkörnigeren Schiefer in grüne, rot-lila und graue Lagen (bei 97 weniger Bänderung, dafür sehr intensiv grüne Metasedimente). Besser noch ist diese Bänderung an den Straßenaufschlüssen 123 und 124 zu erkennen. Diese markanten Bereiche wurden in der Karte durch eine Übersignatur gekennzeichnet.

Tektonik

Die Uttendorfer Schuppenzone ist als tektonischer Schollenteppich nur schwer abzugrenzen, da das gesamte Gebiet von einer einheitlich streichenden Hauptschieferung überprägt ist. Diese verläuft im Bereich der Glemmtal-Einheit subparallel der Schichtung. Im Gelände wurde daher in erster Linie die Lage der Hauptschieferung eingemessen.

*) Meß-/Probenpunkt; siehe Archiv der Geologischen Bundesanstalt.

Die Richtung des Einfallens liegt, ausgenommen am Westrand des Gebietes, bei Werten von etwa 340 bis 20, der Einfallswinkel liegt im Süden bei etwa 60–80, nach Norden zu bei etwa 50–70. Am Westrand des Gebietes, im Bereich des Grünschieferrückens 29–37 und der nördlich angrenzenden Wildschönauer Schiefer 67–73 biegt das Streichen deutlich nach NW–SE um. Es ist zu vermuten, daß das tatsächliche Einfallen steil ist und die flachere Lagerung an der Geländeoberfläche ihre Ursache in der glazialen Überprägung hat.

Von Norden nach Süden sind viele Anzeichen einer progressiven Deformation zu erkennen. Das wird besonders deutlich an der intensiven Kleinfaltung mit vielen Quarzmobilisationen im Bereich der Phyllite. Die meisten Kleinfalten-b-Achsen tauchen flach nach Osten ab.

Im Streichen der Schieferung treten sehr häufig kleinst-räumige Störungen auf, die nur sehr unerhebliche Versatzbeträge zeigen. Etwas größere Störungen dieser Art verlaufen bei 72 und 58. Im Bereich 58 kann eine große Störung, oder ein System mehrerer Störungen, vermutet werden, die im Zusammenhang mit der deutlichen Rich-

tungsänderung des Streichens nördlich dieser Störung gesehen werden kann. Hier wird der weitere Verlauf jedoch völlig von Hangschutt und Vegetation überdeckt. Die großen Versumpfungsflächen in diesem Gebiet könnten auch auf Störungen hinweisen, in deren Bereich der Gletscher stark ausräumen und mit Moränenablagerungen auffüllen konnte. Hier konnten weitere Untersuchungen im Verlauf der Kartierung leider nicht durchgeführt werden.

Kleinere Störungen im Nord–Süd-Verlauf wurden auch bei 100 und 47 beobachtet. Großräumige Störungsflächen konnten jedoch nicht nachgewiesen werden. Zwischen den beiden Grungesteinszügen bei Mayrhofen muß eine größere, etwa Nord–Süd verlaufende Störung vermutet werden, um den Versatz im Streichen dieser Züge zu erklären.

Weitere Beschreibungen zu den einzelnen Aufschlußpunkten und den gemessenen Gefügedaten befinden sich in der Tabelle, einsehbar im Archiv der Geologischen Bundesanstalt.

Blatt 149 Lanersbach

Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 149 Lanersbach

GERHARD POSCHER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Allgemeines

Die Feldaufnahmen erstrecken sich auf die Westflanke des „Hirzer“ östlich des Lager Walchen und die Karlandschaften im Bereich der „Sagspitze“ (Wattental / Tuxer Alpen). Aus der Geomorphologie der Hangflanken, Schadensbildern an der Wattentaler Straße, dem Längsprofil des Wattenbachs und den bereits auf Luftbildern deutlich ausgeprägten Bergzerreiβungsgraten wird deutlich, daß an den Flanken des Wattentales tiefgreifende Hangbewegungen vorliegen. Derartige Instabilitäten treten vielfach in den Tuxer Alpen auf, wobei häufig die hangtektonischen Elemente auch das Bergwassersystem und die Quellgeologie des Gebietes prägen. Die Feldarbeiten wurden im Maßstab 1 : 5.000 durchgeführt und durch eine Luftbildauswertung im Maßstab 1 : 5.000 ergänzt.

Das Kartierungsgebiet liegt zur Gänze innerhalb der Innsbrucker Quarzphyllit-Serie und wurde bisher randlich in FRECH (1905) und im Geologischen Kartenblatt Innsbruck-Achensee (1906) geologisch erfaßt.

MOSTLER, HEISSEL & GASSER (1979) bzw. HADITSCH & MOSTLER (1982) haben die Quarzphyllit-Serie anhand des Profils „Säge-Gamsstein“ nordwestlich des Kartierungsgebietes exemplarisch dokumentiert. In Bereich der „Säge-Gamsstein“ sind in die Quarzphyllitabfolge zehnermetermächtige Marmore eingeschaltet, daneben treten Quarzitschiefer, chloritführende Karbonatphyllite und Serizitschiefer auf.

Hangtektonische Analyse

Die Hangflanke ist von einer großräumigen und tiefgreifenden fossilen Instabilität erfaßt, wobei zwei verschiedene hangtektonische Systeme unterschieden werden können. Die Labilität der Hänge wird begünstigt durch gene-

rell flaches bis mittelsteiles NW-Fallen des s-Flächengefüges von i.M. 310–340°/15–45°. Vielfach ist dieses s-Flächengefüge durch Gleitungen, Rotationen und Sackungen verstellt. Die hangtektonisch wirksamen Lineamente benützen präexistente Trennflächensysteme, die in identer Orientierung auch auf der gegenüberliegenden Hangflanke (Bereich Wattenspitze) festzustellen sind.

Sekundär hat sich eine diesem System untergeordnete Hangzerreiβung zwischen den einzelnen Talzuschüben ausgebildet, die für die heutige morphologische Ausgestaltung der Talflanke verantwortlich ist.

Bergzerreiβung

Primär liegt eine übergeordnete Bergzerreiβung vor, die im Gratbereich nördlich von Hirzer – Sagspitze sowie im Hangfußbereich und durch eine Reihe hydrogeologischer Indizien erfaßbar ist.

Der Grat nördlich Kote 2510 nördlich des Hirzer zeigt bspw. Mehrfachgrate, deren Zerrgräben Dimensionen im Zehnermeterbereich aufweisen. Der talparallele Verlauf der Quelllinie bei „Schönleiten“ knapp über der Erosionsbasis sowie der teilweise zerlegte Phyllit in diesen Hangfußbereichen (Einschnitt des Wattenbaches) sind weitere Indizien für eine Wattental-parallele tiefgreifende Instabilität der gesamten Hangflanke nördlich des Hirzer.

Hangzerreiβung

Die Hangzerreiβung reicht ± im Falllinienverlauf bis in die Gratzone. Die Analyse zeigt, daß diese Zerreiβung durch einen sackenden Talzuschub im nördlichen Bereich (Maiswald – „Kalte-Kendl-Quellen“) mit einer Zuschubrichtung nach West bis Nord und einem sackenden Talzuschub im Süden (Pofers-Hochleger) mit einer Zuschubrichtung nach Südwest verursacht wird. Durch diese beiden Talzuschübe, die derzeit vermutlich weitestgehend inaktiv sind, wurden und werden auf die dazwischenliegende Hangflanke Zugspannungen übertragen, die zu zahlreichen auch rezent aktiven Zugzonen mit Zerreiβungsphänomenen geführt haben. Das zentrale Kartierungs-

gebiet ist vereinfacht als ein tiefgreifend zerlegter Sporn zwischen zwei Massenbewegungen anzusprechen.

Dabei zeigt sich folgende höhenabhängige Zonierung in der hangtektonischen Situation:

- **Karbereich, Gratzone (2100–2500 m SH)**
Über der Pofersalm bzw. nördlich des Pofers-Hochleger liegt ein Kar (nordwestlich Kote 2510), das von einem fossilen Blockgletscher bedeckt ist. Die Hangzerreißung setzt sich in der Umrahmung des Kars im anstehenden Phyllit bis in den Gratbereich fort.
Es existieren weder nennenswerte Quellen noch O-Gerinne, die Blockschuttmassen weisen eine hohe Porosität auf. Vermutlich existieren die Zugphänomene der Hangzerreißung auch im Bereich des Karbodens, sind jedoch durch die mächtigen periglazialen Schuttmassen bedeckt. Begründbar ist diese Annahme damit, daß Kare mit fossilen Blockgletschern oder Stadialmoränen vielfach durch Quellen an ihrer Stirn entwässern (vgl. auch benachbartes Quellgebiet Grafennspitze).
In diesem Fall ist das nicht gegeben, was auf eine tiefreichende Versickerung rückschließen läßt. Die hydrogeologische Situation entspricht daher weitestgehend der in der Zone von 1700–2100 m SH.
- **Zentralzone (1700–2100 m SH)**
In dieser Zone ist die Hangzerreißung vor allem nördlich und östlich (oberhalb) der Pofersalm durch zahlreiche Gräben, Zerrspalten, gespannte Wurzeln etc. und Abbrüche gut aufgeschlossen. Vielfach ist die Vegetationsdecke zerstört, das Anstehende ist zu Blockzonen zerlegt. Die einzelnen Lineamente sind weitläufig verfolgbar, die Oberflächenentwässerung fehlt mit Ausnahme unergiebig, lokaler Sackungsquellen im Bereich der Pofersalm. In dieser Zone ist vor allem über 1900 m SH aufgrund der flächigen spaltenreichen Blockschuttdecken von hohen Einsickerungsraten auszugehen.
Anstehendes Festgestein beschränkt sich auf ein Quarzphyllitvorkommen an der Abbruchkante nördlich der Pofersalm, auf paraautochthone Marmorschollen östlich der Kote 1686 sowie auf Phyllite der auslaufenden Karumrahmung hangwärts von ca. 2100 m SH.
- **Hangfuß (1300–1700 m SH)**
Einzelne Lineamente aus der zentralen Zone sind morphologisch weiter talwärts verfolgbar, bspw. westlich der Pofersalm und im Bereich der Stöfflasten. Von Ausnahmen abgesehen finden sich in diesem Bereich jedoch keine Zugphänomene mehr, die Lineamente fungieren vielmehr als Trennflächen zwischen einzelnen hangkinematischen Homogenbereichen.

Im Gegensatz zum Massendefizit der Bereiche über 1700 m SH liegt am Hangfuß ein Massenüberschuß durch die beiden lateralen Talzuschübe vor, was auch in dem konvexen Verlauf der Isohypsen östl. des Gasthofs Haneburger bzw. nördlich von Schönleiten zum Ausdruck kommt.

Hydrogeologisch tragen zahlreiche Quellaustritte diesem Umstand Rechnung – vor allem südlich der Stöfflasten, wo die Quellen ausnahmslos an derartige „überpreßte“ Lineamente gebunden sind. Weiträumige Verlässungszone und ein vergleichsweise dichtes Netz an O-Gerinnen weisen in dieser Zone auf den für Quarzphyllitlandschaften typischen hohen Oberflächenabfluß hin.

Anstehendes Festgestein findet sich als zerlegter, tw. kataklastisch zerriebener Phyllit an den Ufern des Wattenbachs südlich von Schönleiten. Ungestörte Vorkommen von Quarzphyllit, Quarzitschiefer und Chloritphyllit stehen im Gebiet südlich der Stöfflasten an und markieren die orographisch rechte Grenze des südlichen Talzuschubs.

Hydrogeologische Verhältnisse

Aus dem Gebiet des hinteren Wattentales östlich des Lagers Walchen (Hirzerkamm) liegt eine hydrogeologische Aufnahme vor (FGJ, 1989), auf einzelne Quellen des Kartierungsgebietes wird auch in einer hydrogeologischen Untersuchung (T.B. GASSER, 1993) Bezug genommen.

Die großräumige Betrachtung der Hydrogeologie des Gebietes hat gezeigt, daß für eine erste Übersicht aufgrund der Leitfähigkeitsmeßwerte der Quellwässer und der Kartierungsergebnisse eine Dreigliederung der Quellwässer entsprechend der Gliederung des hangtektonischen Systems vorgenommen werden kann.

Typisierung der Quellwässer im Arbeitsgebiet aufgrund der elektrischen Leitfähigkeit und der hangtektonischen Position:

| Typ | Leitfähigkeit [$\mu\text{S}/\text{cm}$] | Kurzbeschreibung |
|-----|---|--|
| 1 | <120 | Werte <190 durchwegs für seichte, oberflächennahe Hangwässer, vereinzelt „Mischwässer“ mit Typ 2 mit max. 110–120 $\mu\text{S}/\text{cm}$. |
| 2 | >140 | hpts. Quellwässer, die am Übergang Zentralzone/Hangfuß (hpts. unterhalb von 1700 m SH) an Lineamenten der Hangzerreißung entspringen, Kluffquellen und Spaltenquellen i.w.S. |
| 3 | >190 | Treten ausschließlich am Hangfuß mit Maxima bis 260 $\mu\text{S}/\text{cm}$ auf. |

Blatt 164 Graz

Bericht 1996 über die lithostratigraphische Gliederung des Miozäns auf Blatt 164 Graz

HELMUT W. FLÜGEL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmen des Miozäns auf Blatt 164 Graz durch E. MOSER (1984, 1985), F. RIEPLER (1986, 1987) und H.W. FLÜGEL führten zu einer lithostratigraphischen Neugliederung.

Das Miozän westlich der Mur

Für den Kartenabschnitt nördlich von Tobelbad wurde weitgehend auf die Aufnahme von RIEPLER (1986, 1987, 1988) zurückgegriffen.

Nach dieser beginnt die Schichtfolge knapp südlich des Blattes „Graz“ mit der „Tobelbad-Formation“ des mittleren Baden (?), die beim Neubau des Rehab-Zentrums abgeschlossen war (RIEPLER, 1987). Es handelt sich um eine transgressiv Kalke des Givet bis tieferen Namur (in inverser Lagerung) übergreifende, etwa 40 m mächtige Folge graublauer, teilweise toniger Silte, kohleführender Sande,

Tone und Süßwasserkalke. Die Grenze gegen das Paläozoikum ist z.T. tektonisch überarbeitet.

In ihrem Hangenden, bzw. lokal direkt den Paläozoikumsaufbruch von Tobelbad überlagernd, folgen ab etwa 360–370 m SH die vorwiegend grobklastischen, obertag bis 60 m mächtig werdenden Kiese und blaugrauen Sande und Silte der „Eckwirt-Formation“ (FLÜGEL, 1959). Sie läßt sich bis Steinberg verfolgen, wobei die Geröllgröße und der Anteil an Kristallinmaterial zunimmt. Knapp westlich des Blattes erschlossen zwei GKB-Bohrungen (RIEPLER, 1988) diese Formation noch bis in 223 m SH. Ein über einen Meter mächtigen Tuffhorizont in 283 m SH bewog RIEPLER, diesen Anteil mit der Rein(-er) Formation (EBNER & GRÄF, 1979) zu korrelieren. Die Mindestmächtigkeit der Eckwirt-Formation beträgt demnach westlich des Steinberg etwa 230 m, wobei sich die hangenden Anteile mit den untersarmatischen Sanden und Tonen der Waldhof-Formation verzahnen. Im Grenzbereich zu den Eckwirt-Schottern i.e.S. konnte RIEPLER Calichebildungen nachweisen. Zuzufolge der Position zwischen der untersarmatischen Waldhof- und der Tobelbad Formation wurde die Eckwirt-Formation auf Blatt Graz von ihm in das obere Baden (bis tiefere Sarmat) gestellt.

Unklar ist das Alter schlecht aufgeschlossener siltiger, seltener sandiger Tone, die in der Mantscha das Liegende der Waldhof-Formation bilden. Möglicherweise stammt daraus eine von MÖTTL (1975) in das Baden gestellte Vertebratenfauna. Auf Blatt Graz wurden die Schichten zur Eckwirt-Formation gestellt.

Die untersarmatische „Waldhof-Formation“ findet sich fossilbelegt in der Mantscha und östlich des Bischofgraben ab etwa 430–440 m SH (FLÜGEL & RIEPLER, 1984), westlich dieses Grabens im Verzahnungsbereich mit der Eckwirt-Formation jedoch erst ab etwa 500 m SH. Wieweit junge Störungen für diese Unterschiede maßgebend sind, ist ungeklärt. Im Becken von Thal handelt es sich bei der Waldhof-Formation um einen Wechsel lokal fossilreicher Tone, teilweise verfestigter Silte bis Sande und Feinkies mit Einschaltungen arenitischer Kalke und -brekzien. Entsprechend der Höhe wurden im Mitterriegel südlich Steinberg und bei Attendorfberg die fossilereen siltigen und sandigen Tone über der Eckwirt-Formation dem Unter-Sarmat zugeordnet.

Biostratigraphisch umfaßt die Formation die *E. reginum*-, vielleicht auch teilweise die *E. hauerinum*-Zone (RIEPLER, 1988).

Wie an anderen Stellen des Grundgebirgsrandes treten im Becken von Thal Roterden, Brekzien und Konglomerate der „Eggenberg(er)-Formation“ auf. Wieweit sie einer einzigen chronostratigraphischen Einheit zuzurechnen sind, ist ungeklärt. In der Karte wurden örtlich Brekzien und Roterden durch Signatur getrennt.

In der östlichen Fortsetzung dieses Miozän liegt knapp außerhalb der Karte auf 356 m SH die Bohrung Pirka (PAPP, 1953). Im Gegensatz zu Tobelbad reicht in ihr das mittlere Baden vermutlich bis in 245 m SH. Den Höhenunterschied von rund 130 m erklärt RIEPLER mit einer – in der Seismik (WEBER, 1979) erkennbaren – Störung, die jedoch obertag nicht nachweisbar ist. Das Hangende bildet in der Bohrung eine Sand-Kies-Folge (= ? „Eckwirt-Formation“), die möglicherweise noch in das Sarmat reicht.

Weiter östlich, in der Bohrungen Puntigam (RÖGL, 1975; FLÜGEL, 1975) liegt die Grenze Mittel-/Ober-Baden rund 300 m tiefer als in Tobelbad bzw. die Baden/Sarmat-Grenze etwa 240 m tiefer als in der Mantscha. Ich möchte dies (im Gegensatz zu FLÜGEL, 1975) mit NS-Störungen erklären, die in unbekannter Position den Plabutsch-

Buchkogelzug im Osten begrenzen. Das Liegende des Neogens bilden in rund 90 bis 100 m SH Tiefe hellblaue, teilweise gebänderte und vereinzelt pyritführende Schöckelkalke.

Die im Hangenden von Roterden auftretenden kohleführenden Tone und Süßwasserschichten der Weblinger Bucht, die beim Bau des Plabutsch-Tunnels durchfahren wurden, könnten im Vergleich mit dem Becken von Thal in den Grenzbereich Baden/Sarmat gehören. HIDDEN (1996) fand in ihnen *Brachypotherium brachypus*, eine Form die in der Mantscha und in der Eckwirt-Formation SE St. Oswald nachgewiesen wurde.

Das Miozän östlich der Mur

Das Miozän zwischen dem Raabatal und der Platte wird in die Peterstal-, die Lustbühel- und die Ries-Formation gegliedert. Diese Gliederung (vgl. auch UNTERSWEIG, 1986) läßt sich südlich Raaba nur mehr teilweise durchführen.

Die Peterstal-Formation besteht aus blauen Tonen, Silten und Sanden mit untergeordnet eingeschalteten Feinkieslagen. Ihre Hangendgrenze schwankt und liegt um 390 bis 400 m SH. Die Tone sind oft feingeschichtet oder als Bändertone entwickelt.

Nach Einstellung der Ziegelgruben in St. Peter (Eustacchio) ist sie heute nur in größeren, kurzfristig offenen Baugruben zu studieren. Hierher gehörten in den Jahren 1995, 1996 und 1997 u.a. folgende Aufschlüsse:

| | |
|--|--|
| Universitätsstraße (um 360 m SH) | Blaue Bändertone |
| Peterstalstraße (gegenüber 26) (um 375 m SH) | Blaue Bändertone, teilweise laminiert |
| Wegener-Gasse (380 m SH) | Blaue Silte und Tone |
| Ragnitzstr. 126 (390 m SH) | Blaue Schiefertone |
| Raffaltweg (390 m SH) | grünblaue Feinsande bis Silte |
| Maria Trosterstr. 43 (390 m SH) | Blaue Bändertone |
| Stiftungstr. 6 (395 m SH) | Blaue, glimmerführende Silte bis Feinsande |
| Maria Trosterstr. 115 (400 m SH) | Blaue Tone |
| Rosenhang (400 m SH) | Sandige blaue Schiefertone |
| Koschakweg (400 m SH) | Dunkelblaue Silte und Tone |

Die Fortsetzung zeigen u.a. Bohrungen, die auf dem Gelände der einstigen Ziegelgruben Eustacchio (Bohrungen 2, 12) 1956 bzw. 1930 im Ziegelwerk St. Peter (Bohrung I) niedergebracht wurden. Als Beispiele seien gebracht:

Bohrung Nr. 1

| | |
|-------------|------------------------------------|
| 409,9– | Gelber Lehm mit einzelnen Geröllen |
| 400,4– | Grauer bis blaugrauer Lehm |
| 391,3– | Blauer Feinsand |
| 389,2– | Gelber Lehm |
| 385,3–383,6 | Blauer Lehm |

Bohrung Nr. 12

| | |
|-------------|---|
| 396,2– | Gelber Lehm und glimmeriger Sand |
| 394,2– | blauer, glimmeriger Ton |
| 391,8– | sandig untermengter grauer Feinkies mit bis 1 cm großen Quarzgeröllen |
| 383,5– | grünlicher bis brauner Schiefertone |
| 379,8– | blauer, glimmerig-sandiger Ton |
| 378,3–376,2 | blättriger blauer bis brauner Schiefertone |

Bohrung Nr. 2

| | |
|--------|---|
| 369,6– | gelbe, z.T. sandige Lehme mit Kieslagen |
| 359,3– | blaue Bändertone |
| 352,3– | blauer, glimmeriger Sand |
| 351,9– | blauer Bänderon |
| 348,9– | blauer, rescher Sand |
| 347,4– | harter, sandig glimmeriger Bänderon |
| 346,9– | blaugrauer, rescher Sand |
| 346,4– | sandiger Bänderon |
| 346,1– | blaugrauer Sand |
| 345,5– | blauer, sandiger Ton |

| | |
|-------------|--|
| 344,8– | blaugrauer, rescher Sand |
| 344,7– | blauer, harter Bänderton |
| 343,9– | graublauer, rescher Sand |
| 343,6– | blauer Bänderton |
| 343,4– | blauer Sand |
| 342,9– | blauer Bänderton |
| 342,4– | glimmiger blauer Bänderton mit Kohlefilm |
| 341,9– | blauer Sand |
| 341,8–339,9 | sandiger blauer Bänderton |

Wie eine von HILBER (1893) zitierte Bohrung nächst Petersgasse 29 zeigt, reichen hier die blauen Tone mit einzelnen um 10 cm mächtigen Sandlagen bis in rund 290 m SH.

Höhenmäßig entsprechen die feinklastischen Ablagerungen den pflanzenführenden blaugrauen Tönen der Ziegelei Wolf/Andritz, die heute nicht mehr abgebaut werden.

Entsprechend den Obertag-Aufschlüssen und Bohrungen (vgl. HILBER, 1893; CLAR, 1938; MAURIN in FLÜGEL, 1961, 1975) dürfte die Mächtigkeit der Formation über 100 m betragen, wobei gegen das Liegende die Kieshorizonte zuzunehmen scheinen.

Aufgrund vereinzelter biostratigraphisch mehrdeutiger Fossilfunde wurde die Formation bisher unterschiedlich in das Obersarmat bzw. Unterpannon eingestuft (vgl. FLÜGEL, 1975).

Ihre Basis ist kaum bekannt. HILBER (1893) gab aus der Bohrung St. Peter in rund 240 m SH Foraminiferen des Baden oder Sarmat aus „bunten Mergeln mit hellen Sandmergeln“ an. Sie gehören zu einer Sandstein-Mergel-Folge, die ab etwa 280 m SH das Liegende der Peterstal-Formation bildet.

Zwischen Weinitzen und dem Raabatal folgen über der Peterstal-Formation Sande und Kiese mit örtlichen Einschaltungen von z.T. mächtiger werdenden blauen Ton- und Silthorizonten. Die Folge wird zur „Lustbühel-Formation“ vereinigt. Die Tone treten vor allem in den tieferen Anteilen auf und können örtlich die Abgrenzung gegen die Peterstal-Formation erschweren. Als Beispiele seien die folgenden Baugruben genannt:

- Macherweg 45 (410 m SH): Blaue Sande und Tone
- Unterer Breitenweg 13 (420 m SH): Blaue Tone und Silte
- Rudolfstraße 144 (425 m): Blaue, zähe Tone
- Prevenhieberweg 48 (440 m SH): Kiesuntermenge blaue Tone-Feinsande
- Waltendorfer Hauptstr. 96 (um 440 m SH): Blaue, fette Tone
- Stiftingtalstraße 223 (440 m SH): Blaue, glimmrige Tone und Silte
- Peterstalstraße 157 (450 m SH): Graugrüne Silte und Tone (ca. 20 m mächtig)

In einer dieser Lagen fand WAAGEN (1929) in rund 440 m SH am Lustbühel sarmatische Foraminiferen. Dieser Horizont wird von der Peterstal-Formation durch eine rund 40 m mächtige Kies-, Sand- und Siltfolge getrennt, wobei die Grenze nicht exakt feststellbar ist. Ein Beispiel für diese ist Bohrung 16 aus dem ehemaligen Eustacchio-Gelände:

| | |
|--------|--|
| 414,4– | brauner Silt mit einzelnen Quarzgeröllen bis 20 mm |
| 412,4– | brauner, sandiger Lehm mit Feinkies |
| 410,9– | blaugrauer, glimmiger Feinkies |
| 410,4– | toniger Silt bis Sand mit einzelnen Quarzgeröllen |
| 409,5– | brauner Silt bis Feinsand |
| 405,9– | blaugrauer Silt |

| | |
|-------------|-------------------------|
| 403,9– | grauer, glimmriger Sand |
| 400,9– | Feinkies |
| 399,9– | brauner, toniger Silt |
| 397,9–384,4 | graublauer Kiessand |

Die Komponenten, bei denen es sich überwiegend um Gangquarze handelt, erreichen selten mehr als 10 bis 20 mm Durchmesser.

Die Formation wurde bisher meist mit den im Hangenden folgenden Grobkies der „Ries-Formation“ (KOLLMANN, 1965) zusammengezogen. Ihre Hangendgrenze zeigt sich in dem gehäuften Auftreten von Kieslagen mit meist dichter Packung, Korngrößen von über 30 mm, einem Zurücktreten von Feinkies und Sand, sowie dem fast völligen Fehlen blauer Silte und Tone ab 450 bis 470 m SH. Eine zeitliche Einstufung der höheren Anteile der Lustbühel-Formation über 430 m SH ist derzeit nicht möglich. Ob die Zuordnung der gesamten Formation in das höchste Sarmat zutrifft, ist dementsprechend unsicher.

Die „Ries-Formation“ (= Schotter der Ries [KOLLMANN, 1965]) besteht aus Sanden bis Grobkiesen mit Korngrößen bis zu 50 mm und mehr. KOLLMANN (1965) stufte sie in das Pannon C ein, wobei er die Meinung vertrat, daß das tiefere Pannon weitgehend fehlt. Tatsächlich könnte das höhenmäßig unterschiedlich hohe Auftreten der Ries-Formation für eine derartige Lücke sprechen. Lokal treten neben Quarz- und seltener Kristallingeröllen lokal auch Kalkgerölle auf.

Südlich des Raabatals wurde soweit wie möglich auf die Kartierung von K. KOLLMANN (1965) zurückgegriffen. Er trennte hier Tonmergel, Tone und Sande des Mittelsarmat, die südlich des Wolfsgraben bei Gambach auftreten, von einer lithostratigraphisch sehr ähnlichen Folge nördlich davon, die auf Grund der Fauna von Spielerhof bei Raaba (FLÜGEL & MAURIN, 1958) obersarmatisches Alter hat. In sie schalten sich in über 400 m SH zunehmend Kieshorizonte ein, ohne daß eine Gliederung wie nördlich des Raabatals möglich war. Dementsprechend wurden in der Karte sämtliche unter der Ries-Formation des Pannon auftretenden Tone bis Kiese zur Lustbühel-Formation zusammengefaßt.

Das Auftreten mariner (Lustbühel, Spielerhof) neben limnischer (Eustacchio, Andritz) Faunen im Sarmat östlich von Graz, sowie der starke Wechsel in der Fazies deuten auf die Ablagerung in einem Küstenbereich (Delta, Küstenebene) hin.

Das Miozän zwischen Maria Trost und Weiz

Die Ausscheidung des Miozän südlich des Kristallin-Paläozoikum-Randes östlich von Graz folgt weitgehend der Kartierung von E. MOSER (1984, 1985, 1987). Er unterschied zwischen einer tieferen, teilweise kohleführenden Ton-Silt-Sand-Folge des Unterpannon und einer Kies-Sand-Folge des Pannon C. Erstgenannte Folge wurde von ihm als limnisch-fluviatile Entwicklung einer „low delta plain“ gedeutet. Sie entspricht den „Oberen kohleführenden Schichten von Weiz“ (FLÜGEL, 1959). In der Karte wurden sie zur „Kleinsemmering-Formation“ zusammengefaßt, während die überlagernden Kiese der Ries-Formation entsprechen. Zeitliche Äquivalente der Kleinsemmering-Formation könnten im Nahbereich östlich von Graz fehlen, bzw. sich in der höheren Lustbühel-Formation verbergen.

Das Miozän nördlich Graz

Abweichend von diesem sandig-tonigen Obersarmat am Ostrand des Grazer Beckens beginnt nördlich von Graz das Neogen im Profil Neustift-Schöckelstraße ober

tag mit marinen, blauen Tönen der untersarmatischen Waldhof-Formation (FLÜGEL & MAURIN, 1958). Bohrungen (Strasserhofweg 28, Andritz) ca. 500 m westlich der ehemaligen Ziegelei Neustift zeigten, daß sie hier bis in eine Tiefe von etwa 300 m SH reichen. Auffallend ist, daß laut Bohrprotokoll in den untersten 20 Bohrmeter „Findlinge“ mit bis zu 3 m (!) Durchmesser innerhalb von diesem „Sand-Schliergemisch“ auftreten.

Falls es sich bei der Größenangabe um keinen Schreibfehler handelt, könnten diese „Findlinge“ Reste fluviatiler Eckwirt-Schotter sein, deren Komponenten in der nördlich gelegenen Bucht von St. Stefan/Gratkorn einen Durchmesser von 2–3 m erreichen.

Unter Berücksichtigung dieser Bohrungen und der Foraminiferenführung in einer Bohrung bei der Maschinenfabrik Andritz im vergangenen Jahrhundert (HILBER, 1893) dürfte das Untersarmat eine Mindestmächtigkeit von über 100 m besitzen.

Die Waldhof-Formation wird ab etwa 410 m SH von Grobkies mit Geröllgrößen von bis um 30 mm überlagert, die in ihrer Ausbildung der Lustbühel-Formation entsprechen. In ihnen fand sich in Stattegg *Mastodon longirostris* KAUP (BECKER 1984), eine Form, die MOTTL (1975) aus der Lustbühel-Formation von St. Peter (?) bekannt machte. Beide Formationen lassen sich bis westlich St. Veit verfolgen.

Mit deutlicher, auch morphologisch durch Versteilung der Hänge erkennbarer Grenze folgen ab etwa 480 m SH Grobkiese, die denen der Ries-Formation östlich von Graz entsprechen. Bereits CLAR (1933) berichtete aus ihnen über Kalkgerölle, die am Rohrerberg bis Doppelfaust-Größe erreichen, wobei neben dunklen paläozoischen Geröllen hellgraue bis rötlichgraue, vermutlich mesozoische Kalke auffallen.

Die Neogenbucht von Gratkorn

Die Tertiärbucht von Gratkorn verbindet das Neogenbecken von Graz mit dem der Weststeiermark.

Die Folge beginnt östlich von St. Stefan bei Gratkorn mit örtlich konglomerierten Grobkiesen aus gut gerundeten Komponenten, die einen Durchmesser von über 2 m erreichen können (HILBER, 1893, 1905, 1912). Bereits 1956 faßte sie FLÜGEL als ein Äquivalent der Eckwirt-Formation auf. Neben oft stark verwitterten Kristallinkomponenten (Gneise, Amphibolite, Quarzite etc.) treten lokal gehäuft und bis maximal über 40 cm im Durchmesser erreichende Kalk- und Dolomitgerölle auf. Neben den aus der Literatur bekannten Eozängeröllen und solchen des Paläozoikums fanden sich mesozoische Komponenten, darunter auch (Gosau?-)Konglomerate.

Zwischen Höllgraben und westlich Hart reichen sie bis etwa 440 m, östlich des Grubenbauer bis auf 460 m SH. Wie Bohrungen auf dem Gelände der Papierfabrik Gratkorn gegen die Mur zeigten, setzen sie sich im Liegenden des Pleistozän ab etwa 340 m SH mit Konglomeraten fort. Innerhalb dieser Folge treten östlich von St. Stefan um 420 m SH blaue vereinzelt Blatt- und Süßwassergastropoden-Reste führende limnische Bändertone auf, die in einer Tongrube großflächig aufgeschlossen sind. Sie erreichen eine Mächtigkeit von etwa 25 m.

Westlich von Jasen gegen den Haritzbachgraben und nördlich desselben findet sich die gleiche Folge als Hangendes devoner Dolomite (bzw. in tektonischem Kontakt

mit diesem) erst in seiner SH zwischen 480 m und 540 m, wobei die im Talschluß des Haritzbachgrabens westlich der Ferstelhöhe auftretenden eckigen Dolomitkomponenten mit bis zu fünf Meter Durchmesser vermutlich ein grundgebirgsnahes Element der Eckwirt-Formation darstellen. Gleiche Riesenblöcke fanden sich auch südlich des Gastbauerkogel auf ca. 560 m SH (FLÜGEL, 1993).

Auch die südlich von Jasen und östlich der Landesstraße zwischen 500 und 550 m SH auftretenden, teilweise wandbildend Konglomerate mit kalkigem Bindemittel werden der genannten Folge zugeordnet. Sie stehen in Störungskontakt mit dem Paläozoikum.

Das Hangende der Eckwirt-Formation bildet zwischen Hofgraben und Schrausberg bis in eine SH von 585 m reichend (Ferstelhöhe) eine unregelmäßige Wechsellagerung von Feinkies, Sand, Silt und Ton. Einen guten Einblick in Erstere vermittelt eine Kiesgrube an der Straße Pailgraben – Gehöft Pail. In ihr folgen über sandig untermengten groben, teilweise mürben Kristallinschottern mit Größen bis 200 mm und braunen Sanden, die möglicherweise zur Eckwirt-Formation gehören, graue Kiese mit Geröllen bis maximal 50 mm Größe und eingeschalteten, diagonalgeschichteten Sandkörpern. 1992 waren um NS streichende, steil E- bzw. W-fallende Störungen mit Versetzungsbeträgen von bis zu 30 cm gut aufgeschlossen. Einen Einblick in die feinklastischen Ablagerungen bietet u.a. eine Tongrube an der Straße St. Stefan – Handl bzw. die Sande am Weg von Kampl in den Felberbach-Graben beide in um 450 m SH.

Die Abtrennung der Eckwirt-Formation von ähnlich ausgebildeten Grobkieslinsen und -lagen innerhalb der genannten Folge ist teilweise schwierig, wozu kommt, daß auch in diesen Kalk- und morsche Kristallingerölle auftreten können (E. CLAR, 1933).

Die stratigraphische Zuordnung dieser Hangendfolge ist unsicher. Eine wichtige Rolle spielt hierbei ein von E. CLAR 1938 gemachter Fund von *Modiola marginata* EICHW. (= *Musculus sarmaticus* nach FLÜGEL H.W. [1957]) in gelblich-braunen Schiefertönen „in einem vorübergehenden Grabenanriß“ in Tönen, die die Grobschotter unterlagern, die „nach S unter die Talsohle (des Pailgrabens) verschwinden“. A. PAPP stufte die Schichten in das untere oder mittlere Sarmat ein. Leider ist die Lage des Fundpunktes unbekannt. Er zeigt jedoch, daß das marine Sarmat von Andritz-St. Veit bis in die Gratkorn Bucht reicht und hier die Eckwirt-Formation überlagert. Möglicherweise entsprechen diesen Tönen die in einem südwestlichen Seitengraben des Pailgraben im Liegenden von Quarz- und Kristallinschottern anstehenden grünlichen Bändertone. Erstgenannte Schotter sind die Fortsetzung der Grobkiese, die im Raum St. Veit – Andritz im Hangenden des Sarmat auftreten und hier mit der Lustbühel- respektive Ries-Formation parallelisiert wurden.

Das Miozän von Semriach

Das sehr schlecht aufgeschlossene Neogen von Semriach besteht vorwiegend aus sandig-lehmig untermengtem Fein- bis Mittelkies des paläozoischen Grundgebirges. Aus regionalgeologischen Gründen werden sie den kristallinen Grobschottern des Passailer Beckens im Hangenden von kohleführenden Silten und Tönen mit Einschaltungen von Tuffen gleichgestellt. Sie sind vermutlich ein zeitliches Äquivalent der Eckwirt-Formation.



Blatt 179 Lienz

**Bericht 1995
über geologische Aufnahmen
im Altkristallin der Schobergruppe
auf Blatt 179 Lienz**

GERHARD SPAETH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartierarbeiten im Maßstab 1 : 10.000 auf Blatt Lienz im Sommer 1995 bildeten den Abschluß der flächendeckenden Geländeaufnahmen auf diesem Blatt. Sechs Diplomkartierer der RWTH Aachen wurden in dieser Feldkampagne wie bisher vom Bericht in ihre Kartiergebiete eingeführt wie auch bei der Auswertung der Geländedaten und der Untersuchung der Gesteinsproben betreut. Ein weiterer Diplomkartierer, der seine Kartierarbeiten im oberen Gradental 1994 wegen eines schweren Unfalls abbrechen mußte, wurde 1995 bei den fortgesetzten Geländeaufnahmen und 1996 bei der Auswertung in Aachen weiterhin beraten. Der Schwerpunkt der Kartierarbeiten in 1995 lag auf Teilgebieten am Ostrand von Blatt Lienz; zwei von sieben Kartiergebieten waren noch im Zentrum der Schobergruppe, im weiteren Bereich um die Hochschoberhütte, zu bearbeiten. Der vorliegende Bericht gibt auf der Basis der in 1996 vollständig ausgearbeiteten Kartierergebnisse eine Zusammenfassung derselben und stellt einige Besonderheiten der einzelnen Kartiergebiete heraus. Die Gebiete sind nach Gratverläufen, Gipfeln und weiteren Ortsangaben folgendermaßen grob abgegrenzt:

- 1) Adolf-Noßberger-Hütte – Petzeck – Großer Friedrichskopf – östliche Blattgrenze von Bl. 179 – NE-Ecke des Kartenblatts – nördliche Blattgrenze – unbenannter Gipfel 3078 m – SSE verlaufende Linie bis Gradenalm – Gradenbach – Vordersee – Adolf-Noßberger-Hütte (B. BERGRATH).
- 2) Hochschoberhütte – Staniskascharte – Kreuzspitze – Leibnitzalm – Leibnitzbach – Schwarze Wand mit Höhe 2395 m – Rotkofel – Mirschachscharte – Hoher Prijakt – Barrensee – Hochschoberhütte (M. LAUSMANN).
- 3) Hochschoberhütte – Barrensee – Mirnitzscharte – Mirnitzboden – N verlaufende Linie bis Glödisgipfel – Ralfkopf – Schobertörl – Hochschober – Staniskascharte – Hochschoberhütte (M. LÜRKENS).
- 4) Petzeck – Kruckelkar – Ostende des Wangenitzsees – Geißkofel – Kobritzkopf – Mülleter Seichenkopf – östliche Blattgrenze bis Kleiner Friedrichskopf – Georgskopf – Petzeck (A. DE ZEEUW).
- 5) Untere Seescharte – Materialseilbahn bis Seichenbrunn – Debantbach, abwärts – Eggbach – östliche Blattgrenze bis Mülleter Seichenkopf – Kobritzkopf – Geißkofel – Untere Seescharte (F. VAN BETTERAEY).
- 6) Debantbach bei Rohracheralm – Höhe 2232 m im Ostgrat der Sattelköpfe – Neualpseen – Goisele – Schoberköpfl – Schloßherrenalm – Wirtshaus zur Säge – östliche Blattgrenze bis Reiteralm – Eggbach – Debantbach aufwärts bis Rohracheralm (D. BABERG).
- 7) Höhe 2133 m am Ostrand des Zettersfelds – Zettersfeld-Seilbahn bis Untergaimberg – Straße Lienz-Ortszentrum Debant – östliche Blattgrenze bis Wirtshaus zur Säge – Schloßherrenalm – Höhe 2133 m (M. GÖDE).

Die Kartierer im weiteren Bereich der Hochschoberhütte (M. LAUSMANN und M. LÜRKENS) konnten sich für Teile ihrer Kartiergebiete an den Kartiererergebnissen von BEHRMANN (1990) orientieren; B. BERGRATH und A. DE ZEEUW haben für das oberste Gradental und oberste Wangenitztal auf SCHWARZBÖCK (1968) und VOHRZYKA (1958) zurückgreifen können.

In allen sieben Kartiergebieten dominieren im vorliegenden ostalpinen Altkristallin weit überwiegend Metasedimente. Während diese in den nördlichen Gebieten (Kartierungen 1 bis 4) in der Hauptsache als quarzreiche Glimmerschiefer angesprochen worden sind, stellen in den südlichen Gebieten (Kartierungen 5 – 7) Paragneise den Hauptanteil dar, ohne daß das jeweilige andere Gestein gänzlich fehlt. In diese Parametamorphite sind überall schmale (<100 m) und im Streichen nicht weit aushaltende Züge von Quarziten, quarzärmeren Glimmerschiefern, Amphiboliten und hellen Gesteinen mit Orthogneishabitus – meistens Mikroklin-Augengneise – eingelagert. Jedes der Kartiergebiete enthält darüber hinaus aber auch mit wechselndem Umfang Anteile von mächtigeren Amphibolitkomplexen, mehrere hundert Meter mächtig und mit Längen im Kilometerbereich. Diese Amphibolitkomplexe sind fast durchwegs mit Orthogneisvorkommen, teils auch mit Hornblendegneisen vergesellschaftet und bestehen selbst – mit Ausnahme derjenigen in den nordöstlichen Kartiergebieten 1) und 4) – aus Eklogitamphiboliten. Granatführung, wenn nicht schon makroskopisch erkennbar, dann aber meistens im Dünnschliff, ist in den Metasedimenten eine allgegenwärtige Erscheinung; in einigen Fällen führen „mineralreiche Glimmerschiefer“ auch schon mit bloßem Auge feststellbare Stauroilithen.

Dem eigentlichen Altkristallin zuzurechnende Aplit- und Pegmatitgänge sind in geringer Zahl und auch nur mit geringem Umfang in den meisten Teilgebieten gefunden worden. Die in anderen Bereichen auf Blatt Lienz häufiger anzutreffenden Tonalitporphyrit- und Mikrotonalitgänge, die nach Verbandsverhältnis, Struktur, Textur und Erhaltungszustand wohl jungalpidisch sind und mit dem Magmatismus des Rieserferner-Tonalits in Verbindung gebracht werden können, treten hier gänzlich zurück; nur wenige von ihnen sind in zweien der Kartiergebiete mit Sicherheit festgestellt worden. An quartären Bildungen sind neben Moränen, Schuttfächern, Hangschutt und Alluvionen in den nördlichen Kartiergebieten, die größere durchschnittliche Höhen aufweisen, auch einige Blockgletscher kartiert worden.

Die Hauptfoliation s_1 fällt, wie sonst auch im Altkristallin der Schobergruppe, überwiegend mit dem stofflichen Lagerbau zusammen. Bisher nur an der westlichen Flanke des Debantals ist in einem etwas größeren Bereich eine weitere Foliation (s_2) als Transversalschieferung im Gelände eingemessen worden. Während in den nördlichen und dann wieder im südlichsten Teilbereich die Hauptfoliation mit deutlicher Streuung i.a. W-E-Streichen aufweist, streicht sie in den mittleren und östlichen Teilbereichen überwiegend NW-SE. Das Einfallen geht mit allen möglichen Winkeln wechselnd in nördliche und südliche Richtungen, im nördlichen Bereich auch etwas häufiger nur nach Norden; bei dem abweichenden NW-SE-Streichen ist es hauptsächlich nach NE gerichtet. Die zahlreichen eingemessenen Kleinfaltenachsen lassen in den La-

gekugeldiagrammen drei Gruppen, wieder mit deutlicher Streuung, erkennen: Am häufigsten treten solche mit W–E-Verlauf auf, die mit flachen bis mittelsteilen Winkeln vornehmlich nach E eintauchen; ähnlich häufig ist die zweite Gruppierung mit ENE-Richtung und -Eintauchen; erkennbar seltener sind Kleinfaltenachsen mit NW–SE-Verlauf, die nach SE eintauchen. Dieser Sachverhalt deutet auf die polyphase Beanspruchung des Kristallins hin. Jüngere Bruchstörungen, markiert durch kataklastische Gesteine und meistens an den Scharfen in den Graten erkennbar, zeigen vor allem das auch sonst in der Schobergruppe vorherrschende NW–SE-Streichen. Störungen, die um die N–S-Richtung streuen, treten der Zahl nach deutlich zurück, einige wenige Störungen haben auch W–E-Streichen.

Für die Kartiergebiete sind im einzelnen noch die folgenden Beobachtungen und Besonderheiten anzuführen:

Gebiet „Südöstliche Talflanke des oberen Gradentals und Außerretschitz“ (B. BERGRATH)

Im nördlichen Hauptteil herrschen in der Außerretschitz und auf beiden Seiten des Gradentals die quarzreichen Glimmerschiefer vor. Im südwestlichen Drittel des Gebiets kommen neben Paragneisen vor allem Amphibolite, auch mit etwas Granatführung, Hornblendegneise und Orthogneise vor; die Gesteinsvergesellschaftung ist besonders in der Umgebung der Adolf-Noßberger-Hütte gut zu studieren. Dieser Amphibolitkomplex kann, zusammen mit dem nördlich gelegenen umfangreichen gleichen Vorkommen um den Großen Hornkopf (Kartierung G. KADNER, Bericht 1994), als die östliche Fortsetzung des mächtigen Amphibolitzugs vom NW-Teil von Blatt Lienz angesehen werden. Südöstlich der Adolf-Noßberger-Hütte ist im Vorfeld des Gradenkees ein Blockgletscher kartiert worden.

Gebiet „Oberes Leibnitztal, westlich der Hochschoberhütte“ (M. LAUSMANN)

Quarzreiche Glimmerschiefer überwiegen in diesem Gebiet bei weitem. Nur in der südöstlichen Ecke wird durch die Gebietsgrenze ein Teil des hohen Eklogitamphibolitstapels des Niederen und Hohen Prijakts angeschnitten. Dieser enthält Ortho- und Paragneiszwischenlagen und ruht auf einem durchhaltenden Orthogneiszug (oben) und Paragneiszug (unten); im Bereich der nordwestlich vorgelagerten Nase (2674 m) wurde in den liegenden Glimmerschiefern in etwas weiterer Verbreitung Staurolith gefunden. Deutliche Chloritführung ist für die südlichen Anteile der Glimmerschiefer noch kennzeichnend. Am nordwestlichen Hangfuß des Hohen Prijakts liegt ein umfangreicher Blockgletscher.

Gebiet um das „Leibnitztörl, zwischen Glödis und Mirnitzscharte“ (M. LÜRKENS)

Schmale Paragneis-, Quarzit- und Amphibolitzüge sind in den auch hier vorherrschenden quarzreichen Glimmerschiefern etwas häufiger als in den übrigen Kartiergebieten. Im äußersten Norden, um den Glödisgipfel, und im äußersten Süden, um den Barrensee, sind kleinere Anteile des nördlichen mächtigen Amphibolitzugs bzw. des Eklogitamphibolitstapels der Prijakte von der Kartierung erfaßt worden. In der Nähe des Schobertörls treten in den Glimmerschiefern wiederum makroskopisch erkennbare Staurolithe auf. An der Westflanke des Glödis-Südostgrats wie auch im Grund des zum Kalser Törl führenden Kars sind insgesamt vier, nicht weit aushaltende Tonalitporphyrit- bzw. Mikrotonalitgänge kartiert worden.

Gebiet „Oberes Wangenitztal, östlich vom Wangenitzsee“ (A. DE ZEEUW)

Was die Metasedimente anbelangt, so treten in der Nordhälfte dieses Gebiets quarzreiche Glimmerschiefer, in der Südhälfte dagegen Paragneise auf. In die letztgenannten sind einige schmale Orthogneiszüge eingelagert, die sich in den westlich anschließenden Kartiergebieten fortsetzen, wo sie auch größeren Umfang erlangen. Mitten durch das Gebiet verläuft ein breiter Amphibolitzug, der zusammen mit zwei weiteren Vorkommen an der Nordgrenze zum großen Amphibolitkomplex vom Großen Hornkopf und Petzeck zu rechnen ist. Von der östlichen Blattgrenze ist im Süden, am Mulleter Seichenkopf, ein Tonalitporphyritgang gerade noch angeschnitten, der aber wohl seine größere Verbreitung auf dem östlich anschließenden Blatt Winklern hat. Drei Blockgletscher wurden kartiert, und zwar am Spitzen Seichenkopf, östlich vom Kleinen Petzeck und östlich vom Georgskopf.

Gebiet „Nordöstliche Talflanke des mittleren Debanttals“ (F. VAN BETTERAEY)

Die Metasedimente liegen hier fast ausschließlich als Paragneise vor; nur ein Glimmerschieferzug ist im nördlichen Teil auf halber Höhe der Talflanke in diese eingelagert. Im mittleren Teil ist im unteren Drittel der Flanke ein mächtigerer, mehr als 1,5 km langer Zug von Eklogitamphibolit mehrfach an einem Fahrweg über längere Strecken gut aufgeschlossen; das Gestein läßt hier seine Charakteristiken – große Härte und Zähigkeit, Mineralführung – stellenweise besonders gut erkennen. Mit Annäherung an den das Gebiet im Nordosten begrenzenden Grat Geißkofel – Mulleter Seichenkopf stellen sich als Einlagerungen in den Paragneisen dann Mikrokin-Augengneisvorkommen ein, die teilweise auch größeren Umfang haben. In diesem wie auch im westlich benachbarten Kartiergebiet auf der Westflanke des Debanttals ist NW–SE-Streichen der Gesteinszüge besonders deutlich ausgeprägt.

Gebiet „Südwestliche Talflanke des mittleren Debanttals“ (D. BABERG)

Auch in diesem Gebiet dominieren unter den NW–SE-streichenden Metasedimenten weitaus die Paragneise. Zum Teil vergesellschaftet mit den stark zurücktretenden Glimmerschiefern zieht ein mehrere hundert Meter breiter Eklogitamphibolit von den Neualpseen im NW mit 4 bis 5 km Länge bis hinunter ins Debanttal. Annähernd parallel dazu liegt im Nordosten davon ein um 100 m mächtiger und ca. 2 km langer Augengneiszug in den Paragneisen der unteren Talflanke. Der angeführte Eklogitamphibolit, der gehäuft Granate führt, die auch z. T. Durchmesser von mehreren Zentimetern erreichen können, ist als solcher nicht so gut anzusprechen; er liegt wohl in einem weiter fortgeschrittenen Zustand der diaphthoritischen Überprägung vor. In einem kleinen Glimmerschiefervorkommen am Kamm westlich der verfallenen Erbitschalm ist Staurolith beobachtet worden. Im Süden ist im kleinen Anteil der Nordostflanke des Debanttals, der zu diesem Kartiergebiet gehört, südlich des Eggbachs ein Pegmatitgang über nahezu 1 km Länge verfolgt worden.

Gebiet „Zwischen Lienz und dem unteren Debanttal“ (M. GÖDDE)

Dieses Kartiergebiet weist trotz der relativ geringen mittleren Höhe wegen der zahlreichen Straßen und Fahrwege und wegen starken Murenabgängen in einigen Tobeln in 1995 ausreichend viele Aufschlüsse auf. Es besteht weit überwiegend aus Paragneisen; nur wenige Züge von quarzreichem Glimmerschiefer sind im unteren Debant-

tal aufgeschlossen. Ein mächtigerer Zug von Eklogitamphibolit mit ca. 200 m Ausbissbreite verläuft mitten durch das Gebiet. Südöstlich davon sind noch weitere, schmale Amphibolit- und Eklogitamphibolit-Einlagerungen sowie ein Orthogneiszug den Paragneisen zwischengeschaltet. Die von der Fahrstraße ins Debanttal und anderen Fahrwegen südöstlich des Wirtshaus zur Säge und östlich des Nußdorfer Bergs angeschnittenen Eklogitamphiboli-

te sind dort in ihrer charakteristischen Ausbildung sehr gut zu studieren. Über das ganze Kartiergebiet verteilt treten in den Metasedimenten immer wieder Staurolithe auf; besonders gut sind diese am nördlichsten Zipfel, an der Höhe 2133 m, in einem kleinen Glimmerschieferorkommen ausgebildet. Das häufig festgestellte W-E-Streichen der Gesteinszüge schwenkt im Ostteil auch deutlich in SW-NE-Richtung um.

Blatt 185 Straßburg

Bericht 1995 über geologische Aufnahmen im Gurktaler Deckensystem auf Blatt 185 Straßburg

REZA JAVANMARDI
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr 1993 wurde die geologische Kartierung des westlichen Teiles S Wimitzbach aufgenommen (Jb. Geol. B.-A., 137/3). Im Sommer 1995 wurde der östliche Teil aufgenommen und abgeschlossen.

Das Gebiet wird hauptsächlich von zwei Gesteinsserien aufgebaut.

Glimmerschiefer (Gr.-Glimmerschiefer)

Sie bilden dabei die liegende Einheit und sind zugleich flächenmäßig das dominierende Schichtglied. Die Nordgrenze bilden: Erlacher – Wimitzbach – Karl – Grana-schmied – Hubenbauer; die Südgrenze verläuft an der Linie: Lawesen – St. Paul – gegen SE im Bereich Jaudas – Obermoser. Am Ostende im Bereich Christian – Fuchsbauer – Urbonig – westlich Sörgerberg und schließlich westlich Waldsteiner. Der stoffliche Lagenbau des Granatglimmerschiefers ist ähnlich wie der im Westen; es konnten keine signifikanten Unterschiede festgestellt werden. In der Glimmerschiefer-Serie sind wie im westlichen Bereich kohlenstoffreiche (graphitische) Lagen ca. 250 m NE Karl 790 m SH, aber auch 700 m SE Laudes sowie 800 m SE Steinbichl eingeschaltet. Die primären Lagerungsverhältnisse der ehemals benachbarten Gesteinsserien können heute aufgrund der komplex verursachten Vorgänge nicht eruiert werden. Beide Gesteinsserien sind von zahlreichen Störungen erfaßt, die heute nicht ersichtlich sind. Die Tatsache, daß es lediglich bescheiden aufgeschlossene Bereiche gibt und somit die Zahl der erfaßten Meßdaten ebenso relativ gering ist, erschwert die konkrete Interpretation über den Ablauf der tektonischen Vorgänge in diesem Gebiet, nicht zuletzt auch dadurch, daß ein beträchtlicher Anteil des Gebietes – wie bereits im ersten Teil des Berichtes (1994) erwähnt – von tertiären (quartären) Sedimenten überlagert wurde.

Phyllit-Serie

Vorkommen: S Niederwinklern ein „mitgeschlepptes“ Teilstück; von W gegen SE sind die phyllitischen Gesteine im Bereich Rasting – E Hobisch bis Liemberg anzutreffen; die Ostgrenze bildet die Linie: Pflugern – Sörg – Waggen-dorf – Graßdorf – bis Süden des Kartierungsgebietes. Die phyllitischen Gesteine variieren in ihrer Zusammensetzung von Aufschluß zu Aufschluß ständig, sodaß man von grünen, grüngrauen, grauen Schiefen bis phyllitischen Gesteinen sprechen kann. Lagenweise dominiert

der Quarzanteil derart, daß das Gestein als Quarzphyllit angesprochen werden kann. In diesen phyllitischen Gesteinen sind z.T. karbonathaltige sowie kohlenstoffreiche (graphitische) Lagen eingeschaltet. Letztere sind auch – wie erwähnt – im Granatglimmerschiefer anzutreffen. Ein Vorkommen von kohlenstoffreichen (graphitischen) Lagen findet sich mit einer Mächtigkeit von 6 m ca. 1 km NW Sörg, ein weiteres Vorkommen auf der Ruine Liebenfels. Auf der Ruine Liebenfels sind darüber hinaus in den Phylliten (mm–cm) karbonatische Lagen eingeschaltet, darin finden sich (\varnothing 5 mm) große Quarze, Feldspäte sowie glä-sige (Augit) Komponenten. Weiters wurden auch sandige Lagen mit Quarz- und Feldspatkomponenten beobachtet sowie stellenweise auch massige (Aschentuffe) Lagen. Als weitere Einschaltung mit abweichender Zusammensetzung ist ein Aufschluß N Silbernig – 960 m SH – zu erwähnen. Dieser Aufschluß mit 4 m Mächtigkeit ist ein Quarzphyllit, in dem idiomorphe Pyritkristalle netzartig in dieses Gestein eingestrichelt sind. Dieses Schichtglied wurde mit Übersignatur auf der Karte ausgeschieden.

Dolomitmarmor mit sehr geringer (20 cm) Mächtigkeit in konkordanter Lagerung mit Quarzphyllit nördlich Schloß Rosenbichl ist hell und dunkelgrau gebändert.

Aufgrund der erfaßten Meßdaten in der Glimmerschiefer- sowie Phyllit-Serie können naheliegend identische Deformationsvorgänge angenommen werden. Beide Gesteinsserien sind randlich stärker deformiert, s-parallele Quarzlagen sind sowohl in den Phylliten wie in den Glimmerschiefern stark zerschert und boudiniert. Die Isoklinal-falten weisen in beiden Gesteinen ein nahezu identisches Bild auf. Die Neigung der Faltenachsen (B: 050/30) ist ähnlich, ebenso wurden in beiden Gesteinseinheiten Bie-gescherfalten (B: 190/20) und offene, flach liegende Falten festgestellt.

Gerölle

Die Quarzit-Gerölle sind im Bereich Grund in einem Streifen von ca. 800 m, weiters 6 m westlich Pflausach bis Gradenegg und 400 m NW (Δ 710) verfolgbar. Ein weiteres Vorkommen betrifft die Gerölle, die überwiegend aus Quarzit, Glimmerquarzit, Glimmerschiefer, Amphibolith stammen und im Süden des Untersuchungsgebietes und ausschließlich am Rande der Phyllit-Serie vorkommen. Nach den Geländebeobachtungen handelt es sich nicht um glaziales Transportprodukt. Die Gerölle sind eiförmig bis oval, 5 bis 20 cm groß und weisen einen guten Rundungsgrad auf. Untergeordnet können aber auch flach brotlaibförmige Gerölle gefunden werden, die einen eben-so guten Rundungsgrad aufweisen.

Aus der Position der kartierten Gerölle direkt auf dem Phyllit der Gurktaler Decke (Stolzalpen-Decke) und der Geröllvergesellschaftung lassen sich einerseits Zusam-

menhänge mit den Oberkarbon-Geröllen im Raume Flattnitz (JAVANMARDI, 1991, unveröff. Diss.), andererseits mit Geröllen vom Oberhof Ähnlichkeiten ableiten. Da aber keine weiteren dem Oberkarbon zugehörigen Schichtglieder weder anstehend noch als Lesesteine angetroffen wurden, bleibt die Zuordnung der Gerölle unsicher, aber nicht ausgeschlossen.

Metamorphose

Für die Metamorphosebedingungen in den Granatglimmerschiefern und der Phyllit-Serie sprechen folgende Fakten: In den Glimmerschiefern dürfte die Metamorphose die grünschieferfaziellen Bedingungen wahrscheinlich erreicht haben. Die Wirkung dieser Metamorphose war in

den Glimmerschiefern unterschiedlich, da häufig Glimmerschiefer mit phyllitischem Habitus anzutreffen sind, andererseits jedoch erscheinen Glimmerschiefer mit kristallinem Gesteinsgefüge, etwa am Schneebauerberg (1338 m), SE Stern und im Bereich Alpengregor, sodaß auch gneisige Typen im Granatglimmerschiefer eingeschaltet sind. Ein weiteres Beispiel (Chlorit – Biotit – Hornblende) findet sich E Dalling.

Aus den Mineralparagenesen Chl – Sc – Qu, Chl – Cc – Qu – Sc und Chl – Hgl – Qu – Fsp in den phyllitischen Gesteinen kann eine schwach temperierte grünschieferfazielle Metamorphose der Phyllit-Serie angenommen werden.

Blatt 193 Jennersdorf

Bericht 1996 über mikropaläontologische Untersuchungen im Gebiet östlich von Jennersdorf auf Blatt 193 Jennersdorf

JAN MILICKA, MIROSLAV PERESZLENYI, ROBERT VITALOS,
N. HUDAČKOVÁ & M. KOVÁČKOVÁ
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die Proben wurden der Wirkung von 3 % H₂O₂ unter Zusatz von Kaliumpyrophosphat unterzogen. Nach der Auflösung wurden die Proben mittels Sieben mit Durchmessern von 0,053 mm ausgesondert und mittels klassischen Fortgängen in HCl und HF mazeriert, um die Foraminiferen und andere Ca- und Si-Organismenreste zu gewinnen.

Außerdem wurden Mazerierungsvorgänge verwendet, um die Palynomorphen und Dinoflagellaten zu gewinnen.

Insgesamt wurden 10 Proben – R1/96 bis R10/96 – untersucht. Lithologisch handelte es sich immer um Tonschiefer, meistens zwischengelagert in Sandschiefern bzw. sandigen Tonschiefern. Es muß leider konstatiert werden, daß alle untersuchten Proben bis auf die Probe R4/96 hinsichtlich der Foraminiferen und Ca- und Si-Organismenreste steril waren. Die Schwemmproben enthiel-

ten vor allem Glimmer, Quarz, limonitisierte Teilchen und Tonmineralien.

Probe R4/96

In dieser Probe konnten einige Pollen, Sporen und Algen gefunden werden. Auf Grund des gefundenen Palynospektrums mußten sich die Sedimente unter für Organismen ungünstigen Lebensbedingungen oder unter Bedingungen, die ungünstig für die Erhaltung der Organismenreste waren, ablagern.

Wahrscheinlich handelt es sich um mio?-pliozäne, terrestrische Sedimente von austrocknenden Gewässerflächen. Das erlangte Palynospektrum enthält Sporen der Familie Polypodiaceae und Schizaceae. Die nacktsamigen Pflanzen sind durch die Familie Pinaceae, hauptsächlich durch die Art *Pinuspollenites alatus* vertreten. Unter den bedecktsamigen sind am häufigsten Graspollen der Gattung Poaceae (Gramineae), Hamamelidaceae (*Liquidambar*) vorhanden, weiter Pollen der Gattung Astraceae und Liliaceae. Ökologisch gesehen scheint die Anwesenheit der Algen *Pediastrum* interessant zu sein. Wenn autochthon, indizieren diese ein lakustrisches Süßwassermilieu.

Die quantitative Auswertung der Probe R4/96 reicht jedoch nicht für nähere biostratigraphische Schlußfolgerungen.

Blatt 196 Obertilliach

Bericht 1996 über Revisionen der Spezialkarte „Lienzer Dolomiten“ auf Blatt 196 Obertilliach

JOACHIM BLAU, BEATE GRÜN & THOMAS SCHMIDT
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die im Berichtsjahr durchgeführten Arbeiten dienen der Revision einzelner Teilbereiche der in Druckvorbereitung befindlichen Spezialkarte „Lienzer Dolomiten“. Schwerpunkte der Revision bildeten die Schichtenfolge und Tektonik der im Norden der Lienzer Dolomiten gelegenen Amlacher-Wiesen-Mulde sowie die kretazischen Serien im Gebiet des Gamsbaches. Im Gamsbach wurde die No-

menklatur der Kreide-Sedimente erarbeitet. Bei den im Bericht eingeführten neuen Namen handelt es sich vorläufig um informelle Einheiten. Eine formale Beschreibung dieser Einheiten ist in Vorbereitung.

Nomenklatur der Kreidesedimente

Im Gamsbach ist nahe der Hubertushütte eine Schichtenfolge aus dem Jura in die Unterkreide zusammenhängend aufgeschlossen. Diese diente als Basis für die Revision der Schichtbezeichnungen der Kreide.

Biancone

Der Biancone besteht charakteristisch aus hellen dichten Kalken mit porzellanartigem Bruch. Die Bankmächtigkeiten schwanken, in der Amlacher-Wiesen-Mulde ist die

Basis dickbankig, der obere Teil dünnbankig ausgebildet (BLAU & GRÜN, 1995: Arbeitstagung 1995 der Geologischen Bundesanstalt, Geologie von Osttirol).

Schrambach-Formation

Die Nomenklatur der Schichtenfolge im Hangenden des Biancone war bisher nicht zufriedenstellend gelöst. Wir schlagen hier eine neue Gliederung sowohl dieser Serie als auch der hangenden, vorwiegend klastischen Einheiten vor.

Stadweg-Member

Dieses Member umfaßt die in der Manuskriptkarte als „Kreidefleckenmergel“ ausgeschiedenen Gesteine. Im Gamsbach gehen aus dem Biancone unter Einschaltung von detritischen, etwa 1 cm dicken Lagen grüne, fleckige mehr mergelige Kalke mit Bankmächtigkeiten um 10 cm hervor. Nach oben werden die Schüttungen mächtiger und die Kalke grau mit vielen schwarzen Flecken. Die Schüttungen lassen eine Lamination erkennen.

Am Stadweg folgen dem Biancone ebenfalls grüne, mergelige Fleckenkalke, die ersten detritigen Schüttungen setzen dann nach ca. 7 Profilmeter ein (vgl. Abb. 5 in BLAU & GRÜN, 1995 l.c.). Die Kalke können zuweilen solchen der Allgäu-Formation ähnlich sein, unterscheiden sich aber von diesen durch die eher grüne Farbe und einen mit dem Biancone vergleichbaren porzellanartigen Bruch.

Gamsbach-Member

Die Sequenz beginnt im Gamsbach mit zwei kompakten zusammen 21 cm mächtigen lindgrünen Kalkbänken, die teilweise bioturbat sind. Diese Kalkbänke sind durch den rauhen Bruch deutlich von solchen des Schrambach-Members zu unterscheiden. Darüber folgt ein Bereich roter und rotgrüner fleckiger Mergel und Kalke und stark verwitterter schwarzer Tonsteine. Diese werden von 2–3 m härterer grüner Mergelkalke abgelöst. Darüber liegt eine 5–8 m mächtige Wechselfolge von schwarzen detritischen und grünen stark bioturbaten Lagen. Die grünen Mergelkalke sind stellenweise rot gefleckt. Der nächste Abschnitt ist ca. 30 m mächtig und zeigt dickbankige, schwarze, detritige Lagen, die durch grüne Kalkmergelbänke voneinander abgetrennt sind. Sowohl die detritigen Lagen als auch die grünen Hintergrundsedimente sind stark durchwühlt.

Besser zugängliche Aufschlüsse des Gamsbach-Members finden sich am Lavanter Kreuzweg. Hier ist nahe der Basis ebenfalls ein maximal 2 m mächtiger Horizont roter Kalkmergel aufgeschlossen. Insgesamt ist der Anteil des pelagischen Hintergrundes etwas geringer als im Profil Gamsbach. Ein weiteres Vorkommen liegt im Süden der Lienzer Dolomiten, nordwestlich des Tuffbades am E-Hang des Alpl.

Das Gamsbach-Member entspricht der Schlammturbiditserie der Amlacher-Wiesen-Schichten sensu FAUPL (1977: Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Anz., 113/1976).

Amlacher-Wiesen-Formation

Mit der Abtrennung der Schlammturbiditserie reduziert sich der Umfang der Amlacher-Wiesen-Schichten auf die siliziklastische Turbiditserie (FAUPL, 1977 l.c.). Die Nomenklatur der Formation wurde bei BLAU & GRÜN (1995 l.c., cum lit.) diskutiert.

Am Lavanter Kirchbichl ist die Amlacher-Wiesen-Formation als alternierende Folge von detritigen Kalken (Turbiditen) und dunklen Mergeln ausgebildet (vgl. VAN BEMMELEN & MEULENKAMP, 1965: Jb. Geol. B.-A., 108; MARIOTTI, 1972: Géol. Alp., 48; FAUPL, 1977 l.c.). Im Gebiet des

Gamsbaches fehlen diese Mergeleinschaltungen bzw. sind sie auf wenige cm reduziert. Sehr selten ist pelagisches Zwischenmittel in Form grüner bioturbater Kalkmergel. Die detritigen Kalkbänke sind zwischen 5 und 10 cm mächtig. Intern zeigt die Mehrzahl der Bänke convolute bedding, untergeordnet ist laminare Feinschichtung, die lateral in convolute bedding übergehen kann, zu beobachten.

Revision der Manuskriptkarte „Lienzer Dolomiten“ Gamsbachgebiet

Neben der lithologischen Bearbeitung der Kreidesedimente wurden im Gebiet des Thaler Alpl neue Vorkommen von Grünen Schichten und Abfalterbach-Schichten auskartiert.

Südlich des Wasserfalles, wo der Weg erstmals das Bachniveau erreicht, konnte im Gamsbach ein kleines, tektonisch beeinflusstes Vorkommen von Seefelders Schichten nachgewiesen werden. Ein weiteres neu aufgefundenen Vorkommen dieser Schichten liegt im westlich gelegenen Sturzelbach und quert diesen nördlich der Bruggergräben und des Feuer am Bichl. Die Bedeutung dieser Vorkommen liegt darin, daß sie für diesen Bereich eine Normalabfolge vom Hauptdolomit zu den Kössener Schichten anzeigen.

Amlacher-Wiesen-Mulde

Es wurde versucht, die immer noch bestehenden Unklarheiten fazieller und tektonischer Natur zu klären. Zwischen Himperlanner Bach und Dorfbach lagert die Lavanter Breccie (BLAU, BLIND & SCHMIDT, 1989: Jb. Geol. B.-A., 132/3) unmittelbar auf Kössener Schichten. Der Oberrhätkalk, welcher normalerweise das Liegende darstellt, wird von Störungen, die als liassische, syndementäre Abschiebungen interpretiert werden, abgeschnitten. Aufgrund der liassischen Paläogeographie (BLAU & SCHMIDT, 1988: Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 34/35) wird ein gravitatives Abgleiten des Oberrhätkalkes nach W postuliert. Diese Interpretation impliziert eine weiter westlich gelegene liassische Aufschiebung, welche westlich des Dorfbaches nachgewiesen werden konnte. Hier existiert eine Sattelstruktur aus liassischen Buntkalcken und Oberrhätkalk, die mit ca. 50 Grad in Richtung 30 Grad abtaucht. Diese aberranten Werte waren bisher nicht in die Tektonik der Amlacher-Wiesen-Mulde zu integrieren, welche durch en echelon angeordnete, in WNW' Richtung abtauchende Falten gekennzeichnet ist und durch sinistrale Lateralkonstruktion erklärt wurde (SCHMIDT, 1995: Arbeitstagung 1995 der Geologischen Bundesanstalt, Geologie von Osttirol). An neuen Aufschlüssen kann nun gezeigt werden, daß obiger Sattel auf Rotkalken, deren Lithologie Pliensbach nahelegt, auflagert mit einer Normalabfolge im Liegenden.

Die angesprochenen Probleme tektonischer Natur lassen sich durch die Interpretation des fraglichen Sattels als liassische Rampenfalte lösen, deren ungewöhnliche Orientierung also vor der tektonischen Ausgestaltung der Lienzer Dolomiten angelegt war und während dieser nur noch aus der Horizontalen verkippt wurde. Diese Deutung erklärt auch, daß auf den Bunten Kalken des Sattels unter Ausfall fast des gesamten Jura und der Unterkreide die Amlacher-Wiesen-Schichten lagern: das durch die liassische Aufschiebung erzeugte Relief bewirkte eine vermutlich strömungsbedingte Omission.

Westlich der Dolomitenhütte konnte eine dextrale ca. NW-streichende Seitenverschiebung nachgewiesen werden, welche sich im Kartenbild durch das Vorspringen des Hauptdolomits nach N manifestiert und weiter N' den

Oberrhätkalk der Hohen Trage abschneidet. Im Gelände läßt sich zeigen, daß diese Störung sinistrale, ca. 80 Grad streichende Störungen amputiert, welche also älter sind. Dieser Befund harmoniert mit Kartiererergebnissen aus den gesamten Lienzer Dolomiten.

Eine dieser sinistralen Seitenverschiebungen bewirkt auch die Amputation des Oberrhätkalkes, welcher als markante Rippe von der Galizenklamm in Richtung Dolomitenhütte zieht.

Im Bereich des Lavanter Kirchbichls wurde das Gamsbach-Member von der Amlacher-Wiesen-Formation abgetrennt und in der Karte separat ausgeschieden.

Alpl – Karelehöhe – Schluckenriegel – Griesbach

Bei den in der Überschrift genannten Lokalitäten werden die als Kreidefleckenmergel bzw. als Amlacher-Wiesen-Schichten gekennzeichneten Serien zur Schrambach-Formation (ungegliedert) gestellt.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1997

Band/Volume: [140](#)

Autor(en)/Author(s): Cicha Ivan

Artikel/Article: [Bericht 1995-1996 über mikropaläontologische Aufnahmen auf Blatt 55 Obergrafendorf 353-392](#)