

ges auf den Ennsgletscher zu suchen ist. Hinter den Endmoränen schließt sich gegen SW eine leicht wellige Grundmoränenlandschaft an, die in ihrer gesamten Ausdehnung von einem Erratikaschlier überzogen wird. An der südöstlichen Seite des Buchauer Sattels reichen die erratischen Blöcke bis auf SH 930 m, womit eine ungefähre Angabe über die Eishöhe des Ennsgletschers im Würm möglich ist. Demnach müßte die Eismächtigkeit im Zentralteil der Großbuchau etwa 130 m betragen haben.

Beim Gehöft Radmerer liegen nach ca. 50 m gegen S zwei weitere kleinere Endmoränen des Ennsgletschers, die wegen ihrer Lage 2 km gletscherstromaufwärts ein Rückzugsstadium des Ennsgletschers im Würm markieren. Zu diesem Gletscherstand passen gut die Seitenmoränenwälle am Fuße des Brunriegels in SH 860 m, die zum Hang hin steil abbrechen und gegen das Grundmoränenbecken des Buchauer Statts flachwinkelig einfallen. An drei Stellen wird die Grundmoränenlandschaft geringmächtig von flach ansteigenden Schwemmfächern des Brunngrabens, der Hartlschütt und des Weißriegelgrabens überlagert.

Im Langgries bedecken bei SH 900–1300 m lokale Grundmoränen Teile des Schafgarbenriegels und des gegenüberliegenden Brennriedls, die anzeigen, daß der würmeiszeitliche Gletscher bis in das Buchautal reicht hat. Im nordöstlich gelegenen Griesbachgraben hat ein Lokalgletscher des Würms entlang des Brennriedls ebenfalls, neben Grundmoränen, einen langgezogenen Seitenmoränenwall hinterlassen. Unter den Moränenablagerungen ist in SH 1040 m, 200 m nördlich der Mieselbodenjagdhütte, anstehende Gehängebrekzie anzutreffen. An der Mündung des Griesbachgrabens ist in SH 700 m, längs der von lokaler Grundmoräne gebildeten Eisenzieherwiese, am Rücken des Bamacherberges eine schmale Seitenmoräne abgelagert, die eine Rekonstruktion des würmeiszeitlichen Gletschers im Griesbachgraben bis auf SH 600 m herab zuläßt. Am Aufbau der Seitenmoränen sind zahlreiche Geschiebe von Gehängebrekzie beteiligt, die wahrscheinlich O. AMPFERER (1935) in seiner geologischen Karte des Gesäuses (1 : 25.000) mit der Darstellung großflächiger Brekzienaufschlüsse an dieser Lokalität gemeint hat.

Im Buchautal befindet sich an der orographisch linken Seite beim Gehöft Bamacher (SH 560 m) ein kleiner Rest von Moränenmaterial, in dem neben gekritzten Kalken ebenso kristalline Geschiebe gefunden werden können. Gegen verschwemmtes Moränenmaterial des Ennsgletschers, der seine Endmoränen in der Buchau hinterließ, spricht das Vorhandensein von Kritzern, die einen fluviatilen Transport von mindestens 2,5 km im Buchautal nicht überstanden hätten. Daher handelt es sich dabei wahrscheinlich um Moränenreste der Ribvereisung, die mit jenen im Erbtal parallelisiert werden können. Der kristalline Anteil an Geschieben beträgt etwa 35 %.

Ab dem Ghs. Leitner setzt bei SH 550 m beiderseits des Buchaubaches geringmächtig die Niederterrasse an, die in zwei Geländestufen zum Niveau des Buchaubaches abfällt, wobei die tieferen Stufen Erosionsniveaus darstellen dürften. Die Mächtigkeit beträgt hier etwa 4 m und nimmt in Richtung St. Gallen rasch zu. Der hohe Gehalt an kalkalpinen Gesteinen ist wahrscheinlich auf den Einfluß der Lokalgletscher im Langgries- und Griesbachgraben, die bis in das Buchautal herabreichten, zurückzuführen. Eine interessante Fund-

stelle von Moränenmaterial bietet der Schwarzsattel, zwischen dem Zinödlberg und dem Looskogel. Hier befinden sich in der Sattelmulde in SH 1100 m facettierte Dachsteinkalke in einer lehmig braunen Grundmasse, wie sie für Grundmoränen des Gesäuses typisch sind. Mangels ausreichenden Einzugsgebiets kann diese Ablagerung keinem Lokalgletscher entstammen und ist daher wahrscheinlich der Ribvereisung zuzuschreiben, als das Gesäuse mindestens bis in diese Höhenlage von Eis bedeckt gewesen ist (D. VAN HUSEN, 1968, S. 259).

Blatt 100 Hieflau

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Gebiet des Schwabeltales auf Blatt 100 Hieflau

Von FRANZ K. BAUER

Das NW–SE-verlaufende Schwabeltal bildet einen deutlichen morphologischen Taleinschnitt. Es besteht die Frage, ob es einer tektonischen Linie folgt und eine Deckengrenze zwischen Göller und Mürzalpendecke darstellt. Wie SPENGLER (1957) vertrat auch KOLLMANN (1964) die Meinung, daß die südliche und die nördliche Talseite tektonisch nicht zu trennen sind. MAURACHER (1976) allerdings interpretierte das Schwabeltal als Deckengrenze im Sinne KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962). Aufschlüsse an neueren Forststraßen N und S des Schwabeltales lieferten neue Daten zu den geologischen Abfolgen.

Auf der Nordseite stehen beim Franzbauer Werfener Schichten an, in denen eine kleine Scholle von Gutensteiner Kalk liegt. Neben dunklen gebankten Kalken kommen auch bioturbate Kalke und Rauhwacken vor. Östlich liegt ein Gebiet mit karnischen Sedimenten, durch das neuere Forststraßen führen. An der Straße östlich Grünbauer fallen besonders Cidariskalke auf, die im wesentlichen aus Seeigelstacheln bestehen. Von diesen Kalken gibt es Übergänge in dunkle Kalke mit Hornstein und Schieferlagen.

An der vom Gehöft Grünbauer nach Norden führenden Straße stehen zuerst dickbankige Kalke an, die in dünnbankige übergehen. In den dünnbankigen Kalken liegt ein einige Zehnermeter mächtiger Dolomit. Höher sind ihnen Tonschiefer (Reingrabener Schiefer) eingeschaltet, auf welche wieder dünnbankige Kalke folgen. Eine Normalabfolge ist schwer aufzustellen, da die Gesteinspakete gestört und verfaltet sind.

Südlich des Gasthofes Bierschenke werden die unteren Talhänge von grauen bis dunkelgrauen, hornsteinführenden Kalken aufgebaut. In Proben fanden sich einige Conodonten. Die Kalke werden vom Dachsteinkalk überlagert. Sie sind faziell gut mit jenen östlich Franzbauer anstehenden vergleichbar. Allerdings wurden keine Cidariskalke gefunden.

Dieselben Kalke sind auch N der Winteralm an einer Straße aufgeschlossen, wo auch Mergel der Reingrabener Schichten vorkommen.

Die Kalke und Mergel N und S des Schwabeltales sind gut miteinander korrelierbar, von einem Faziesgegensatz kann nicht gesprochen werden. Damit ist auch die angenommene Deckengrenze unwahrscheinlich.

Die Gesäusestörung zieht von Hieflau über Jagasattel – Winteralm ostwärts zum Gasthof Bierschenke. Östlich der Winteralm gibt es kleinere Aufschlüsse von Werfener Schichten, welche den Verlauf der Störung markieren. An ihr gab es bedeutende Vertikalverstellungen, doch ergaben die Geländebefunde keinesfalls, daß die Störung ostwärts in eine Deckenüberschiebung übergeht.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Gebiet der Hüpflinger Deckschollen auf Blatt 100 Hieflau

Von GERHARD BRYDA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In Verbindung mit meiner Diplomarbeit wurde ich im Sommer 1990 beauftragt, Aufnahmearbeiten im Bereich der Hüpflinger Deckschollengruppe durchzuführen. Es handelt sich hierbei um ein ca. 8 km langes und 4 km breites Inverspaket einer Hallstätter Graukalkentwicklung, das dem Westabschnitt der Mürzpalpendecke tektonisch auflagert. Ziel dieser Tätigkeit sollte, ausgehend von den Detailkartierungen O. AMPFERER's (1935) und der stratigraphischen Interpretation von R. LEIN (1982), eine komplette Neubearbeitung, unter besonderer Berücksichtigung der Fazies und Tektonik des Gebietes, sein. Nach ersten Übersichtsbegehungen, wurde mit der Aufnahme von Referenzprofilen begonnen. Bedingt durch die Größe des zu untersuchenden Gebietes, konnte die Kartierung im Berichtszeitraum jedoch noch nicht abgeschlossen werden.

Schichtfolge der Hüpflinger Deckschollengruppe Zlambachmergel

Mittelbraune, kalkige Mergel mit eingeschalteten ebenflächigen, dunklen, dünnbankigen und mikritischen Kalken bilden den normalen, sevatischen Hangendabschnitt der Pedatakalke.

Pedatakalke

Sie sind im Gelände als welligschichtige, dm-gebankte, reichlich Hornsteinknauern führende Kalke, beige bis leicht rötlicher Färbung, anzusprechen.

Im Dünnschliff präsentieren sie sich als stark Kalksiltit führende Biomikrite, Biopelmikrite bis -sparite. (Mudstone–Wackestone) An Biogenen sind hauptsächlich Schwammnadeln (Spiculit) und Filamente, sowie in geringerem Ausmaß Foraminiferen und Crinoidenstielglieder anzutreffen. Ostracoden kommen nur akzessorisch vor.

Signifikant ist die starke Bioturbation, welche eine Homogenisierung des Sediments bewirkt haben dürfte. Noch erkennbare Grabgänge sind teilweise durch gradierten Kalksiltit und Blockzement verfüllt.

Alle diese Merkmale sind bezeichnend für eine terrigen beeinflusste Beckenfazies und fügen sich somit in das Bild der Pedatakalke ein. (s. MANDL, MOSTLER).

Im Schliffmaterial immer wieder anzutreffende, durch Blockzement verfüllte und verschmierte, sowie aussetzende Spalten, erwecken den Verdacht, daß im Gelände beobachtete Falten nicht nur tektonischen Ursprungs sein müssen.

Stratigraphie: Conodontenproben von der Basis des Rotofens und Gamssteins belegen bisher den Zeitraum Alaun 2–3 (*Epigondolella* cf. *abneptis* HUCKRIEDE) bzw.

Alaun-Sevat (*Gondolella steinbergensis* MOSHER). Die stratigraphische Reichweite dieses Schichtgliedes deckt sich somit auch mit jener der klassischen Pedatakalke.

Pötschenkalke

Im Gelände als meist ebenflächige, dünn bis mittelbankige Kalke sehr dunkler Färbung zu erkennen. Die Hornsteinführung beschränkt sich, wenn überhaupt vorhanden, auf die Schichtflächen, oder ist in Form kleiner, sphärischer Konkretionen im Sediment anzutreffen. Diese Konkretionen sind gelegentlich auch zeitlich angeordnet.

Zwischen den Kalkbänken kommen Einschaltungen von dünnblättrigen Mergeln vor, deren Häufigkeit und Mächtigkeit im tektonisch hangendsten Abschnitt gegen die Halobien-schiefer zunimmt.

Das mikrofazielle Bild der Pötschenkalke präsentiert sich als noch eintöniger als das der Pedatakalke. Die Matrix ist meist rein mikritisch (Mudstones). An Biogenen sind nur Filamente, Pelloide und Schwammnadeln zu nennen; wobei deren Häufigkeit gegenüber den Pedatakalken ungleich geringer ist. Einzig Radiolarien können massiert auftreten.

Es handelt sich demnach um typische Kalke eines tieferen Beckens.

Stratigraphie: Die Eintönigkeit des Sediments manifestiert sich auch in den Lösproben, aus denen noch keine Conodonten gewonnen werden konnten. Radiolarien wurden zwar angetroffen, waren aber von ungenügender Qualität.

Halobien-schiefer und Kalkspäne

Bei den Halobien-schiefern handelt es sich um dünnblättrige, kalkige, ocker bis mittelbraun gefärbte Mergel mit Einschaltungen von Kalkknauern (unregelmäßig begrenzt, von helleren, tonigen Lagen ummantelt).

Im tektonisch Liegenden der Mergel konnten, im Übergang zu den Pötschenkalken, spärlich Brachiopoden sowie ein unbestimmbarer Cephalopodenrest angetroffen werden.

Die den Halobien-schiefern eingeschalteten Kalkzüge konnten über den gesamten untersuchten Bereich verfolgt werden, waren aber nie durchgehend. Gesteinstypen, die entweder den Pötschen- oder Hornsteinknollenkalken (Hüpflinger Kalke) nahekommen, sind die Regel.

Stratigraphie: Eine Conodontenprobe aus einem Span heller Hornsteinknollenkalke am Hochhals (im tektonisch Liegenden der Halobien-schiefer) erbrachte eine reiche Fauna mit *Gladigondolella* M-E. (HUCKRIEDE), *Gondolella polygnathiformis* (BUD. & STEF.), *Gondolella tadpole* (HAYASHI) und ist somit in das Unterkarn einzustufen.

Hornsteinknollenkalke – Hüpflinger Kalke

Mittelbankige, welligschichtige Hornsteinknollenkalke grauer bis rötlicher Färbung, die makroskopisch den Pedatakalken ähneln, jedoch besonders in ihrem Hangendabschnitt, mit der Entwicklung von rötlichen Knollenflaserkalken, eine deutlich unterschiedliche Ausbildung zeigen (biogenreicher, Crinoidenstielglieder).

Grundsätzlich handelt es sich aber um Beckenkalke, die unter ähnlichen Bedingungen abgelagert wurden.

Stratigraphie: Der zeitliche Umfang ist mit dem Ausklingen der Steinalmkalke im Ober-Ladin bis zum Einsetzen der Halobien-schiefer im tieferen Karn definiert.