

ehemaligen Hotels Wassergspreng, ersichtlich an einer Reihe langgestreckter Neokomaufbrüche.

Blatt 64 Straßwalchen

Bericht 1983 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 64 Straßwalchen

Von HANS EGGER (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 1983 wurde mit der Kartierung des Flyschanteiles von Blatt Straßwalchen begonnen. Begehungen fanden im Gebiet Henndorfer Wald – Kolomansberg – Thalgauberg statt.

Im Bereich des Henndorfer Waldes (Klausbachgraben, Steinbachgraben, Schloßgraben) wurde eine NW–SE-streichende Faltung beobachtet. In den Faltenkernen treten wiederholt rote und grüne Mergel, vergesellschaftet mit dünnbankigen Sandsteinen auf. Vermutlich handelt es sich bei diesem Schichtglied um Oberste Bunte Schiefer; einzelne glaukonitreiche Sandsteinrollstücke und häufig zu beobachtende starke Brekzierung der Gesteine könnten Hinweise darauf sein, daß auch tiefere Einheiten zu Tage treten. Die Abfolge mit bunten Mergeln wird von dickbankigen, grobkörnigen Sandsteinen überlagert, welche an ihrer Basis sogar manchmal Kiesfraktion zeigen; vereinzelt finden sich Mübsandsteine, Mergelzwischenlagen treten stark zurück. Diese sandsteinreiche, anscheinend nur wenige Zehnermeter mächtige Fazies scheint die Basis der Muntigler Serie (= Altlenzbacher Schichten) zu bilden.

Auch in den Gräben E der Großen Plaike treten Oberste Bunte Schiefer mit gleichem Streichen wie im Henndorfer Wald auf. Das daran im SW anschließende Gebiet bis zum Ziehfanken wird anscheinend von einer senkrecht zur ersten Streichrichtung orientierten, NE–SW-streichenden Faltung geprägt. Das gleiche Streichen tritt auch nördlich des Klausbaches im Langmoosgraben und Petersgraben auf.

Ganz andere Verhältnisse scheinen im S- und SE-Teil des begangenen Gebietes zu herrschen: Hier überwiegt W–E-Streichen mit einheitlichem Abtauchen der Achsen gegen Westen! Schöne Aufschlüsse finden sich vor allem im Vetterbachgraben. In diesem tritt eine an dunklen Tonmergeln reiche, mübsandsteinführende Abfolge auf, welche den oberen Anteil der Muntigler Serie im Kartierungsgebiet darstellt. Die gleiche Serie findet sich auch wieder im Fischbachtal zwischen Kote 599 und Kote 636. Hier kommt es dann zum Übergang in eine Fazies mit hellen Kalkmergeln, die vermutlich ebenfalls zur Muntigler Serie zu rechnen ist.

Die weitgehende Fertigstellung der Kartierung des Flyschgebietes zwischen Wallersee und Irrsee und die Ausdehnung der Kartierungstätigkeit auf den Bereich Tannberg – Irrsberg ist für 1984 vorgesehen.

Blatt 65 Mondsee*)

Bericht 1983 über geologische Aufnahmen im Flysch zwischen Frankenmarkt und Mondsee auf Blatt 65 Mondsee

Von RAINER BRAUNSTINGL (auswärtiger Mitarbeiter)

Die im vorigen Jahr begonnenen Aufnahmen im Flysch wurden nach S und E ausgedehnt: Am NE-Abhang des Lichtenberges setzt sich die bereits im letzten Jahr ausgeschiedene Abfolge von SSW-fallenden Ze-

mentmergeln nach E hin fort. Einige Aufschlüsse von roten und grünen Mergeln wurden als Oberste Bunte Schiefer eingestuft. Sie treten oft nur als winzige Splitter im Bachschutt auf und markieren so den Übergang zu den hangenden Sandsteinen der Muntigler Serie (= Altlenzbacher Schichten).

Südlich anschließend im Klausbach stehen teils mächtige, oft mürbe Sandsteine mit geringmächtigen Mergelzwischenlagen an. In diesem, der Muntigler Serie angehörenden Schichten, findet man an zwei Stellen bei der Klausstube Strömungsrichtungen, die fast genau von S nach N weisen, entgegen den im Flysch sonst üblichen west- bzw. ostgerichteten Strömungsmarken.

Die nördlichen Seitengräben des Klausbaches (Distelgraben, Irawiesgraben) bieten ein tektonisch kompliziertes Bild: mit ca. NW–SE streichenden B-Achsen sind Zementmergelserie und Muntigler Serie eng miteinander verfalzt. Die sonst zwischen diesen Einheiten lagernden bunten Mergel treten hier auch außerhalb ihres stratigraphischen Verbandes an Störungen auf und sind meistens vollkommen zerschert. Dieser Bereich in der streichenden Fortsetzung des Streifenfensters von Jagdhub – Freudenthal ist weiters charakterisiert durch Sandsteinbreccien, Kleinstörungen und stark wechselndes Streichen.

Noch ungeklärt ist die stratigraphische Einstufung eines ebenfalls gestörten Schichtverbandes aus harten, grauen Kalkmergel bis 1 m Bankung im Gebiet des Vöcklaursprungs (Lackenberg – Saurüsselbach). Dieser Teil gehört wahrscheinlich nicht zur Zementmergelserie, sondern er könnte der, hier allerdings sehr mächtige, zweite Horizont der Muntigler Serie sein.

Trotz oft 6–8 m tiefen Einschnitten in den Seitengräben der Vöckla fehlen hier weitgehend Aufschlüsse im Flysch. Mächtige Moränen mit kalkalpinen Geröllen und rezente Bachschotter bedecken hier weite Gebiete.

Die Kartierung wird fortgesetzt.

Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 65 Mondsee

Von DIRK VAN HUSEN (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1983 wurden das Oberwanger Zungenbeken und das Gebiet am Westufer des Attersees (Buchendorf) kartiert.

Im Oberwanger Zungenbecken lassen sich, wie an allen Gletscherzungen des Traungletschers, ein Maximal- und ein Hochstand erfassen.

Die Endmoränen des Maximalstandes sind bei Schwaighof, Gebhart, Gostinger und unterhalb Bergschuster entwickelt. Es ist eine relativ breite Zone mit vielen kleinen Moränenwällen, die eine stark oszillierende Zunge anzeigen. Der Abfluß der Schmelzwässer nach Norden dürfte hauptsächlich am orographisch rechten Hang des Tales erfolgt sein. Ein schwacher Abfluß erfolgte auch in dem Trockental vom Bergschuster zur Krottenmühle. Zeitweise dürfte auch ein Abfluß zwischen den Endmoränen und der Wallform von Powang erfolgt sein, wie der Schwemmkegel östlich Powang zeigt.

Dafür spricht auch die scharfe, steile Front nach Südosten, die im starken Gegensatz zu den anderen weichen, solifluidalen Formen steht und durch das stärkere Auftauen des Dauerfrostbodens bedingt sein dürf-

etwa 200 m NE des Einganges zum Tiergarten Sparbach, wurden sie auf weite Strecken in Form zweier in geringem Abstand voneinander parallel verlaufender, meist morphologisch hervortretender Züge bis zum SW-Hang des Eichberges verfolgt. Ein Brekzienzug kann jeweils durch plattigen Quarz-Kalkarenit ersetzt werden. Am SW-Hang des Eichberges sind die Züge etwas unregelmäßiger aufgesplittert. Gleichzeitig heben sie als nördlich überkippte Mulde aus, um nach einer Aufsattelung von unteren Gießhübler Schichten erst wieder im Raum südlich Gießhübl einzusetzen.

Die Kartierung der Stirngosau der Ötscher Decke im Bereich Schanzkogel – Mödlinger Kirchwald – Pachnerkogel wies eine inverse Lagerung der Oberkreide unter Mittel- und Untertrias der Ötscher-Deckenstirne nach. Stratigraphisch tiefstes Schichtglied ist gelbgrauer bis rötlicher Mergelkalk des Campan im oberen Teil auch mit violetten Tönungen (kennzeichnend für Obercampan). Die Schichtfolge setzt sich fort mit einer Brekzienmasse, überwiegend bestehend aus Hauptdolomit und etwas Dachsteinkalk. Rote Mergelkalkzwickel, die gelegentlich als Matrix zu beobachten sind, führen eine Mikrofauna des Maastricht. Wie die Verhältnisse im Steinbruch Hundskogl in Hinterbrühl zeigen, ist diese Gosauabfolge nicht durchgehend erhalten. Hier lagern auf dem invers gelegenen Mitteltriaskalk in inverser Position Brekzien und schließlich Sandsteine, Brekzien und bunte Mergel der unteren Gießhübler Schichten (markanter fensterartiger Aufschluß im unteren Teil der Steinbruchwand), die sich während des Vormarsches der Ötscher Decke an die Stirne anlagerten, und die sich in dieser Position vermutlich auf mittlere Gießhübler Schichten schoben (Überschiebung nicht erschlossen). Die Gießhübler Schichten im Vorfeld der Überschiebung der Ötscher Decke samt ihrer gosaubedeckten Stirne sind großteils durch den Anschlag gegen N überkippt, dies gilt für die unteren Gießhübler Schichten im Bereich südlich des Eichberges (Aufschluß am Weganriß unmittelbar nördlich der Autobahn A21), als auch für die mittleren Gießhübler Schichten samt deren Lithothamnienbrekzien an der Nordflanke des Pachnerkogels und Mödlinger Kirchwaldes, links und rechts vom Mödlingbach.

Als ergänzende Aufnahmen wurde eine Begehung des nördlichsten Kalkabschnittes zwischen dem Gutenbachtal und dem Liesingtal W Kalksburg durchgeführt und eine Abgrenzung der Randsedimente des Wiener Beckens vom anstehenden Kalkalpin zwischen Rodaun und Perchtoldsdorf vorgenommen.

Blatt 64 Straßwalchen

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 64 Straßwalchen*)

Von HANS EGGER (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 1984 wurde die Kartierung der auf Blatt Straßwalchen gelegenen Teile der Flyschzone fortgesetzt. Begehungen fanden im Gebiet zwischen Wallersee und Irrsee statt.

Südöstlich von Neumarkt am Wallersee wurden im Haltingerbach und im Hennerbach schöne Aufschlüsse von mittelsteil gegen SW einfallenden Altenglbacher Schichten aufgefunden. Neben den Mürbsandsteinen

sind hier vor allem dunkelgraue Mergel mächtig entwickelt. Eine erste überblicksmäßige Begutachtung der Nannoproben führte zu einer stratigraphischen Einstufung dieser Gesteine in das obere Paleozän.

Dieser tertiäre Anteil des Rhenodanubischen Flysches wird im Süden von geringmächtiger (ca. 150 m) Zementmergelserie überlagert. An diese schließen dann die Obersten Bunten Schiefer an. Besonders schön können diese Verhältnisse im unmittelbar westlich vom Wirtshaus Haltinger gelegenen Graben studiert werden.

An die Obersten Bunten Schiefer grenzen im Süden wieder Altenglbacher Schichten, welche in den Seitengräben des Steinbaches gut aufgeschlossen sind. Daß Einfallen ist hier, wie auch am Nordhang des Hiesenberges, wiederum gegen SW gerichtet, während am Osthang des Hiesenberges und am Hasenkopf NE-Falten vorherrscht. Es ist hier also eine größere Synklinale anzunehmen.

Der Oberlauf des Klausbaches liegt an der Grenze zwischen den mächtigen Sandsteinen der Altenglbacher Schichten im Norden und bunten Mergeln im Süden. Diese wurden aufgrund ihrer Nannofloren ins Campan eingestuft. Eine eingehendere Bearbeitung, auch mit Hilfe von Foraminiferen, wird jetzt in Angriff genommen. Dies scheint notwendig, da innerhalb der bunten Mergel auch ein schmaler Streifen von glaukonitreichen Sandsteinen auskartiert werden konnte. Bedingt durch diese Lithologie ist eine Zugehörigkeit zum Gaultflysch denkbar.

Im Norden der Ruine Lichtentann wurden Oberste Bunte Schiefer angetroffen. Sie werden von Altenglbacher Schichten überlagert, die im oberen Teil des Schloßgrabens aufgrund ihrer Gradierung inverse Lagerung erkennen lassen. Da die Altenglbacher Schichten auch im Süden von Obersten Bunten Schiefen begrenzt werden, ist hier eine nordvergente, isoklinale Mulde zu vermuten. Auch die im Süden anschließende Zementmergelserie ist invers gelagert. Das Streichen dieser Serie ist allerdings NW–SE ausgerichtet, während im Schloßgraben NE–SW-Streichen vorherrscht. Der ebenfalls durch Zementmergelserie aufgebaute Höhenzug von der Großen Plaike bis zum Ziehfanken zeigt wieder das gleiche Streichen wie im Schloßgraben.

Auch in den Gräben südlich des Steinwandls wurde Zementmergelserie angetroffen. Gegen das Schönfeichtplatzl zu finden sich auch schöne Aufschlüsse von Obersten Bunten Schiefen. Im Süden grenzt die Zementmergelserie an Altenglbacher Schichten (im Fischbach etwas südlich von Kote 636). Oberste Bunte Schiefer wurden hier nicht gefunden.

Dieser Zusammenhang dieser Zementmergelvorkommen mit jenen des Kolomannsberges muß erst überprüft werden. Der Nordanstieg des Kolomannsberges wird von Zementmergelserie gebildet. In der Gipfelregion, z. B. beim Kolomannsbründl, wurden Oberste Bunte Schiefer entdeckt, welche von Altenglbacher Schichten überlagert werden. Die gleiche Abfolge wurde entlang einer Forststraße an der Ostflanke des Kolomannsberges wieder angetroffen; hier aber im Vergleich zu den oben erwähnten Aufschlüssen um etwa 700 m nach Süden versetzt. Es muß daher hier eine rechtsseitige, in etwa meridional streichende Blattverschiebung angenommen werden.

Die Aufnahmestätigkeit auf Blatt Straßwalchen wird 1985 fortgesetzt.

Rzehakina epigona-Zone (Campan–Paleozän). Die Sohlmarken (flute-casts) auf den Sandsteinbänken deuten auf Strömungsrichtung aus NE (80°).

Agsbachschichten

Im kartierten Gebiet wurden nur die tieferen Agsbachschichten angetroffen. Sie sind im allgemeinen durch typischen mittelrhythmischen siliziklastischen Flysch mit vorherrschenden Peliten ausgebildet. Die pelitischen Lagen von einigen cm bis 60 cm, fallweise auch 100 cm Mächtigkeit, sind durch graue, grünlich- und braungraue splittrige bis konchoidale Tonmergel und dunkel- und grüngraue Tonsteine repräsentiert. An der Basis der pelitischen Turbidite befinden sich nicht häufige dünne Einschaltungen von hellbraunen siltigen Tonsteinen. Selten wurden braungraue, stark kalkige weißlich anwitternde grobsplittrige Tonmergel beobachtet. In den Peliten sind zahlreiche Lamina, dünne Sandsteinbänke (3–60 cm) und stellenweise auch dickbankige Sandsteine (bis 500 cm) eingeschaltet. Die dünnbankigen, grauen und blaugrauen feinkörnigen Sandsteine weisen oft dunkle Lamination und einen hohen Gehalt von karbonatischem Bindemittel auf. Die dicken Bänke sind an der Basis durch massige, grobkörnige, kalkige Sandsteine gekennzeichnet, aus denen im verwitternden Zustand einzelne grobe Quarzkörner heraustreten.

Die biostratigraphische Einstufung der Agsbachschichten im untersuchenden Gebiet (spätes Paleozän bis frühes Untereozän) ist vor allem durch Nannofossilien belegt. Etliche Proben aus Tonmergeln haben nach H. EGGER die Nannozone NP 9 (*Discoaster multiradiatus*), NP 10 (*Tribrachiatus contortus*, *T. digitalis*), NP 11 (*Tribrachiatus orthostylus*, *Sphenolithus radians*, *Discoaster binodosus*) und NP 12 (*Discoaster lodoensis*) geliefert. Daneben sind häufig die aus der Oberkreide durchlaufenden Arten vertreten. Planktonische Foraminiferen der oberpaleozänen bis tiefst-untereozänen Zonen (P 4 bis P 7) hat M. BUBIK nur in einer Probe (20A/98) festgestellt. Häufige Sohlmarken (flute-casts) zeigen eine Verteilung der Paläoströmungen aus NE bis

SE (70°–115°) und stimmen mit den bisher bekannten Beobachtungen von W. RINGHOFER (1976 – unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien), W. SCHNABEL (mündliche Mitteilung) und STRÁNIK (1996) aus benachbarten Gebieten überein.

Gute Aufschlüsse der Agsbachschichten treten im Lammeraubach, Riesenbach und im unteren Teil des linken Nebenflusses südwestlich der Schöptklause auf.

Insgesamt zeigen die Hois- und Agsbachschichten gegenüber der stark gefalteten Kaumberg-Formation einen großräumigen Muldenbau auf (SCHNABEL, 1996), der durch SW–NE-streichende Synklinale ausgeprägt ist. Neben flach- und steilstehendem Fallen ist auch überkippte Lagerung nicht selten. Diese ist besonders gut im Nordwestgehänge des Hollerbaches zu sehen. Der Kern der gegen NW überkippten Synklinale liegt im Riesenbachtal, wo in den Aufschlüssen intensive Störungen zu beobachten sind. Der Verlauf der Faltenstrukturen ist oft durch Brüche gestört. Die NW–SE-streichenden Querbrüche der Hollerbach-Störungszone versetzen im Lammeraubach deutlich den Kontakt Kaumberg-Formation/Agsbachschichten und schneiden NE des Höhenkammes des Vorderschöpl die morphologisch ausgeprägten Sandsteine der Hoisschichten ab.

Quartärablagerungen

Diese sind vor allem durch die fluviatilen Schotter und sandigen Lehme vertreten, die die Talauen der Wasserläufe ausfüllen. In Talauen des Lammeraubaches und Riesenbaches lassen sich zwei Niveaus der Terrassenschotter festlegen. An steilen Waldhängen der Höhenrücken befindet sich stellenweise mächtige verlehnte Schuttbedeckung. Häufige Schwemmkegel befinden sich an den Mündungen der Seitentäler in die Haupttäler. In Hängen, in denen mächtige Schuttbedeckung und Schichten mit vorherrschenden Peliten verbreitet sind, entstehen zahlreiche Rutschungen. Deutliche frische Abrisskanten zeigen, dass die Solifluktionbewegungen bis heute andauern.

Blatt 64 Straßwalchen

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 64 Straßwalchen

ISABELLA RADAUER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Das aufgenommene Gebiet liegt ESE von Glaserbach im Bereich der Trocken Klamm und wird von den Eckpunkten Bachgabelung E Zieglau, Wildlehen, Reinberg, von dort nach S zum Kehlbach, Kehlbach nach N umgrenzt. Der vom „Wildlehen“ nach W zum Kehlbach ziehende Graben wird in der Folge „Wildlehengraben“ genannt.

Dieser „Wildlehengraben“ ist in die südliche Flanke einer W–E-streichenden Antiklinale eingebettet. Von W trifft man zunächst knollige, rote, mit etwa 35° nach SW einfallende Plattenkalke an, deren Bänke 10–25 cm Stärke erreichen. Die aufgeschlossene Mächtigkeit wird mit ungefähr 35 m geschätzt. Über den roten Plattenkalken folgt mit deutlicher Grenze eine Brekzie. Die Bestandteile

bilden knollige rote und graue Kalke, wobei in den tieferen Schichten große kantige Bruchstücke vorkommen. In der größeren Partie sind die ungeordnet eingebetteten Gesteinsfragmente kalkig gebunden. Nach oben wird die Brekzie feiner, die Farbe überwiegend grau, das Bindemittel toniger und das Gestein damit weicher. Die Mächtigkeit dieser Brekzien beträgt ungefähr 25–30 m.

Die auflagernden roten, grün gefleckten, schwach sandigen Mergel weisen eine ziemlich gleichmäßige Schichtung (0,5–3 cm) auf und fallen mit 35–40° gegen SW ein. Sie bilden steile Felsplatten an der Nordflanke, während die Schichtköpfe an der Südflanke rippenartig hervorstehen. Die Schichtflächen sind manchmal leicht tonig belegt.

Darüber folgt mit deutlichem Wechsel ein gut 20–25 m mächtiger, dm-gebankter Radiolarit mit wellenartig gefalteten Schichten.

Im unteren, dünner (5–7 cm) gebankten Teil führt der dunkel-grünlichgraue Radiolarit dünne Hornsteinlinsen, der obere Teil ist kalkiger und dunkelgrau mit rötlichem Stich. Es sind dies die Unteren Bunten Kieselschichten.

Sie werden, bereits im Bereich der Talschulter, von einer Serie hell- bis mittelgrauer, mehr oder weniger mergelreicher Kalke überlagert. Die sehr welligen, teilweise verbogenen Schichtflächen fallen mit 20–35° nach SW ein. Die Dicke der einzelnen Schichten schwankt von 3 bis 17 cm. An einigen Stellen könnten auch Linsen eines mittelgroben Konglomerates eingebettet sein. Auch erinnern einige Bänke an den hangend folgenden Barmsteinkalk.

Das nach Süden anschließende Gebiet fällt annähernd schichtparallel nach WSW ab, daher sind die Grenzen zwischen den einzelnen Schichtgliedern nicht immer so klar. Über diesem Kalkmergelpaket folgt eine etwa 8–10 m mächtige Barmsteinkalktafel, die an der Basis eine mehrere dm dicke Schicht einer konglomerierten, hellgrauen Feinbrekzie führt. Stellenweise wurden auch dunkle tonige Linsen beobachtet.

Der Barmsteinkalk ist 5–13 cm dick gebankt, hell gelblichgrau und körnig. W des „Wildlehens“ durchtrennt ein W–E-verlaufender Bruch die Antiklinale, wobei der NW-Teil abgesenkt ist. Der Bruch bildet etwa 70 m WSW des „Wildlehens“ einen interessanten Zwickel mit der nach NW streichenden Stirn des Barmsteinkalkes. In diesem Bereich sind Bunte Kieselschiefer und eine etwa 2–3 m mächtige Partie blass rötlicher, etwas knolliger und rundlich anwitternder Kalkmergel aufgeschlossen.

Der Kalkmergel sieht im Handstück dem knolligen Adneter Plattenkalk ähnlich, wobei die frische Bruchfläche gelblichgrau mit rötlichen Flecken erscheint. An einigen Fundstücken sind einigermaßen gut erhaltene Aptychen zu erkennen. Im Grenzbereich der beiden Gesteine ist der Kieselschiefer papierdünn ausgewalzt mit einzelnen tonigen Zwischenlagen. Der rote Kalkmergel lässt sich noch etliche Meter weit unter der Barmsteinkalktafel nach NW verfolgen. Die Bruchzone endet den oben erwähnten Zwickel abrupt.

Das „Wildlehen“ steht auf dem Mühlsteinbarmsteinkalk, der steil nach SW abtaucht.

Am östlichsten Ende der langgestreckte Mulde ist ein nur etwa 5–8 m schmales Band der Oberen Bunten Kieselschichten anzutreffen, das nach NW unter einer geringmächtigen Quartärfüllung verschwindet.

Die Kuppen SW bis S des „Wildlehens“ werden von Kalkmergeln aufgebaut, die ein eigentümliches Erscheinungsbild aufweisen: weißlich-grau anwitternd, sehr viele mm-große, etwas dunklere Geröllchen, mit Mangandendriten an den zahlreichen Klüften und von Tonhäuten durchsetzt (Oberalmer Kalkmergel vom Bleiwaldtypus [M. SCHLAGER]). Der westlichste Teil der Kuppen ist von m-tiefen Klüften zerrissen, die Bewegungen in Richtung W anzeigen.

Das Gebiet der Trockenen Klammen wird zu wesentlichen Teilen aus der o.e. Barmsteinkalktafel aufgebaut, die an zahlreichen Brüchen, Klüften und Störungen in verwirrender Weise zerbrochen ist. Speziell die höheren Partien des Barmsteinkalkes sind an zwei Stellen massiv verfalltet, die Faltenformen reichen bis zu Koffer- und Spitzfalten. Es können 7 Sättel unterschieden werden, die Faltenachsen tauchen mit ungefähr 15° nach WNW ab. In den stark beanspruchten Teilen wurden rote und grünliche, z.T. stark verlehnte Schichtglieder (5–15 cm mächtig) gefunden. Bemerkenswert ist die Tatsache, dass die bis über 1 m mächtigen, dickeren, massigen Bänke in

gleicher Weise verformt wurden wie die dünnsten Partien. Der verfalltete, etwa 120 m lange Bereich beginnt im NE mit flacheren Schenkeln und endet im SW mit senkrecht stehenden SW-Schenkeln abrupt an einer mächtigen, massigen Partie.

Dieser Aufschluss liegt nicht an der zuvor bereits erwähnten NE–SW-streichenden Bruchlinie, sondern stellt wohl eine einfache, durch Zerrung aufgebrochene Spalte dar, deren Ränder 10–15 m auseinander klaffen. Diese Ansicht wird dadurch erhärtet, dass keine Versätze in horizontaler oder vertikaler Richtung erkannt werden konnten, die Falten an den gegenüberliegenden Wänden leicht zusammengehängt werden können.

Insgesamt konnten im Bereich der Trockenen Klammen an den Trennflächen vielfach Harnische festgestellt werden. Manche der Schichtflächen laufen keilförmig aus, wellige und unregelmäßige Trennflächen sind häufig.

Der Barmsteinkalk dieses Gebietes ist ein gelbbraunes bis graues, teilweise spätiges Gestein mit splittiger Bruchfläche. In den SW-Abbrüchen der Trockenen Klammen ist an einigen Stellen (ziemlich genau in Falllinie liegt Achstein) der Sockel des 1. Barmsteinkalk aufgeschlossen. Im Schutt sind möglicherweise gerade noch die Oberen Bunten Kieselschichten zu erkennen, darüber liegt eine etwa 30–50 cm mächtige Schicht eines rötlichgrauen, grünlich verwitternden Feinkonglomerates mit Muschelabdrücken. An der Basis der aufliegenden grobfugig geschichteten, hellgelblichgrauen Fleckenmergel und des körnig ausgebildeten Barmsteinkalkes sind mm-dünn ausgewalzte Kalkmergel und eine Tonschicht anzutreffen. Über dem 1. Barmsteinkalk folgen feinkörnige, gelbbraune Kalke, die poröse, kreisrunde bis elliptische Hornsteinknollen führen.

Weiter nach SW bricht der Hang steil zum Kehlbachgraben ab und ist im wesentlichen aus Bergsturzmaterial des Barmsteinkalkes aufgebaut. Daraus treten linsenartig nahe der Straßenbrücke über den Kehlbach die Unteren Bunten Kieselschiefer und ebenso, aber nur anhand einzelner Lesesteine vermuteter, kleinster Vorkommen, die Oberen Bunten Kieselschiefer am Weg E Achstein. Weiter südlich sind letztere im Graben, der vom Reinberg zum Kehlbach herunterzieht, gut aufgeschlossen. Der dazwischen liegende Mühlsteinbarmsteinkalk bildet an mehreren Stellen 5–8 m hohe Klippen.

Der Talboden S des Achsteins ist moränenbedeckt, im Einschnitt des Kehlbaehes sind, von S beginnend, unterhalb der halbrunden Barmsteinkalkwand Untere Bunte Kieselschiefer, eine rote Kalkbrekzie (Adneter Kalk) und eine Knollenbrekzie aufgeschlossen. Beim Holzsteg des Wanderweges 1 ist auch die leicht konglomerierte Moräne schön aufgeschlossen.

Weiter den Kehlgraben nach NW folgen bunte Kiesel-, Mergel- und Kalkschiefer. Die schluchtartige Ausbildung des Grabens mit den steilen Abbrüchen der Barmsteinkalktafeln legt die Annahme eines NW–SE-streichenden Bruches nahe. Tektonisch ist das aufgenommene Gebiet von zahlreichen Brüchen gekennzeichnet. Die beiden Hauptbruchrichtungen sind NW–SE und NE–SW, aber auch in WNW–ESE- und NNW–SSE-Richtung sind viele Bruchstrukturen angelegt. Im Kerngebiet der Trockenen Klammen sind materialbedingte (steife Barmsteinkalplatte) Bruchstrukturen vorherrschend.



Wurstelbänken, Rauhwacken, Dolomiten) und setzt sich fort mit massigen „Steinalmkalken“, dünn-schichtigen Gutensteiner Kalken, dunklen Reifflinger Kalken, hellen „Partnachkalken“, Partnachmergeln, Lunzer Schichten, Opponitzer Kalken mit Rauhwackenkissen und Hauptdolomit. Es liegt ein rücküberkippter, südostvergenger Schuppenbau vor, der sich aus liegenden Falten herausentwickelt, wobei die Lunzer Schichten einen Gleithorizont stellen. Die der Höllensteinantiklinale vorgelagerte Zone aus Jura und Neokom legt sich südostwärts über die Antiklinale, häufig sogar in Form von Deckschollen. Sie sind durch die Kartierung ROSENBERG's bekannt.

Über dem Steinbruch Eisgraben wurde eine neue Deckscholle bekannt, mit Schichten des Rhät, mittlerem bis höherem Jura und Tithon-Neokom in flacher Lagerung, an den Rändern jedoch in den Unterbau (Hauptdolomit und Opponitzer Kalk der Höllensteinantiklinale) eingekerbt. Die Jura- und Neokomvorkommen dieser Südrandzone nach G. ROSENBERG enthalten über nur lückenhaft vorkommendem Lias in Rotfazies auffällig hervortretende helle Kalke in Form von Globigerinenoolithen, bei G. ROSENBERG stets als „Plassenkalk“ angesprochen. Diese Fazies ist kennzeichnend für die „Südrandzone“. Darüber folgen Saccocomakalke, Calpionellenkalke und Neokom.

Schließlich wurde im südlichen Ostabschnitt der Gießhübler Mulde eine Abgrenzung und eine interne Gliederung der mittleren Gießhübler Schichten vorgenommen. Wie bereits berichtet, heben diese in Form einer Einmuldung am Eichberg (SW Gießhübl) gegen NE aus, sodaß der Ortsbereich von Gießhübl nur auf unteren Gießhübler Schichten zu liegen kommt. Als ähnliche Einmuldung, die SW des Eichberges aushebt, setzen die mittleren Gießhübler Schichten östlich Gießhübl wieder ein und reichen bis zum Rand des Wiener Beckens bei Brunn. Mindestens zwei geringmächtige, aber z.T. sehr beständige Lithothamnienbrekzienhorizonte zeigen durch ihren Verlauf eine großwellige Internverfaltung an.

Gegen S zu werden die mittleren Gießhübler Schichten durch die überschiebende Ötscherdecke mit ihren Werfener Schichten bzw. durch Neogenschotter verdeckt. Die Neogenschotter bilden ein vom Wiener Becken isoliertes Vorkommen und sind gekennzeichnet durch ihren Gehalt an Flyschsandsteingeröllen.

Blatt 64 Straßwalchen

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 64 Straßwalchen

Von HANS EGGER (auswärtiger Mitarbeiter)

Ein Schwerpunkt der diesjährigen Aufnahmearbeit lag im NW des Kartenblattes, im Grenzbereich von Rhodanubikum und Helvetikum.

Am SE-Ufer des Niedertrumer Sees und in den hier einmündenden Gräben befinden sich gute Aufschlüsse von grauen, glimmerführenden, mittelsteil gegen S einfallenden Mergeln. Die reichen Nannofloren dieser Gesteine (Gerhartsreuter Schichten) ergaben ein Maas-

trichtalter. Weiter im Süden, von den Aufschlüssen der Gerhartsreuter Schichten durch Grundmoräne getrennt, steht ein brauner, massiger Nummulitenkalk an, welcher auch Bivalven und Echiniden führt. Dieses Gestein wird SW von Reitsham in einem kleinen Steinbruch abgebaut. Von hier aus streicht der Nummulitenkalk weiter gegen WSW bis in die Ortschaft Mattsee, wo er die Härtlingsklippe des Wartsteines aufbaut.

Im Graben W des Weilers Unternberg treten gelbbraune Kalkmergel auf, welche eine reiche Discoasteridenflora des Eozäns enthalten. Hier konnten aber auch Rollstücke von roten Tonsteinen gefunden werden, welche zur Buntmergelserie des Südultrahelvetikums gerechnet werden. Diese Gesteine sind vermutlich an der Überschiebungsgrenze Helvetikum/Rhodanubikum eingeschuppt.

Im Tannberggebiet treten rote Tonsteine und Tonmergel der Buntmergelserie verschuppt mit Unterkreideflysch auf. Das schon lange bekannte Buntmergelvorkommen am Oberlauf des Steinbaches (Steinbachfenster) konnte im Streichen bis in den oberen Mühlbergerbachgraben verfolgt werden. Daneben existieren Buntmergelaufschlüsse südlich des Reitshamer Baches, im unteren Mühlbergerbachgraben in etwa 600 m Sh. und im Enhartinger Wald.

Gute Einblicke in die Fazies des Gaultflysches erhält man in den Gräben jener Bachläufe, welche vom Buchberg in Richtung Niedertrumer See fließen. In bis zu mehrere Meter mächtige, vorwiegend schwarze Tonsteine sind bis zu 2 m mächtige Konglomeratbänke eingeschaltet, welche z.T. bereits im Aufschlußbereich wieder auskeilen. Die bis zu faustgroßen Komponenten dieser Bänke setzen sich vor allem aus roten und grünen Granitoiden, aus Porphyry, Phyllit und Dolomit zusammen. Vermutlich handelt es sich bei diesem Profilabschnitt um Ablagerungen aus dem oberen Teil eines submarinen Schuttfächers. Aufgrund der heutigen Position am äußersten Nordrand des Rhodanubikums ist anzunehmen, daß die Anlieferung des Sedimentmaterials aus N erfolgte. Die Fortsetzung dieser Fazies gegen W hin befindet sich am Haunsberg (Blatt 63 Salzburg), wo wesentlich größere Komponenten als im Arbeitsgebiet auftreten können.

Am Buchberg, und, wie eine Vergleichsexkursion zeigte, auch am Haunsberg, wird die Unterkreide von einer grobkörnigen Sandsteinfazies überlagert, deren Nannofloren ein Maastrichtalter belegen. Am Tannberg liegt Zementmergelserie mit einem tektonischen Kontakt über der Unterkreide. Diese Zementmergelserie gehört zum Nordschenkel einer Mulde. Der Südschenkel dieser Struktur ist südlich des Tannberggipfels im Graben E von Schreiberroid aufgeschlossen, wo schöne Aufschlüsse von mittelsteil gegen NNW einfallender Zementmergelserie beobachtet werden.

Etwa 6 km SW vom Tannberggipfel treten Flyschgesteine im Schönbach S von Dödtleinsdorf auf. Es handelt sich um eine E-W-streichende, pelitreiche Abfolge mit gelbbraun anwitternden Hartbänken und gelegentlich auftretenden Mürlsandsteinbänken. Die reichlich vorkommenden, oft „sandigen“ Mergel zeigen grünliche und graue Färbung und manchmal hellrote Anwitterungsfarben. Kolkungsmarken an der Unterseite der Hartbänke verweisen auf einen Sedimenttransport von W nach E. Aufgrund ihrer Lithologie wurden diese Gesteine der jüngsten Teileinheit der Altlenzbacher Schichtgruppe (Formation 4) zugeordnet. Diese Einstufung konnte auch durch Nannofloren des tieferen Pal-

eoziäns (Probenpunkt an der Bachgabelung) belegt werden.

Auch die Gesteine im Fischbachtal und in dessen Seitengraben (Prossingerbach, Graben N von Reicherding, Eugenbach) wurden zur Formation 4 gerechnet. Der Nachweis von tieferem Paleozän gelang im Bereich des Eugenbaches und zwar knapp unterhalb der Brücke W von Wazing-Eder. Ansonsten ergaben die Proben aus diesem Gebiet Maastrichtalter. Oberhalb der erwähnten Brücke fehlen Flyschaufschlüsse, und das Hochflutfeld des Eugenbaches wird von Grundmoräne begrenzt.

Die nächsten Flyschgesteine gegen E hin treten am Hügel bei Drei Eichen und am Kirchberg auf, wo gegen ESE einfallende Zementmergelserie angetroffen wurde. Die mutmaßliche Fortsetzung des Profils gegen das Hangende bilden die Obersten Bunten Schiefer im Altenbach, welche von der grobkörnigen und dickbankigen Basis der Alltlenbacher Schichtgruppe (Formation 1) überlagert werden. Etwa bis zum Wirtshaus Stallergut ist das Einfallen gegen SE gerichtet, östlich vom Stallergut sind die Bänke gegen NW geneigt. Rollstücke von Obersten Bunten Schiefen wurden am Karrenweg vom Stallerhof zum Gehöft Weidl gefunden, im SE daran anschließend folgt die Zementmergelserie des NE-SW-streichenden Höhenzuges Ziehfanken – Steinwandl – Große Plaike. Es liegt hier somit eine größere Mulde vor, deren parallel zu dem erwähnten Höhenrücken streichende Achse knapp nördlich vom Stallergut vorbeizieht.

Zum Abschluß wird noch auf zwei große Massenbewegungen auf Blatt Straßwalchen hingewiesen: Eine große Rutschung bildet den NE-Hang des Irrsberges. Die zweite Massenbewegung befindet sich ESE von Henndorf und nimmt den gesamten Bereich des Moserwaldes bis zum Amselbach ein.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 64 Straßwalchen

Von HERBERT MENEWEGER (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1986 wurden die rißeiszeitlichen Ablagerungen im Winkl zwischen Gaisberg und Koppl, sowie die würmeiszeitlichen Ablagerungen im Gebiet Koppl, Hinter- und Vorderschroffenau und Ebenau kartiert.

Das Riß

Die ältesten Ablagerungen umfassen ESE des Nocksteins hintereinander drei Endmoränenwälle. Der höchste (875 m) ist an den Abhang des Nocksteins angelehnt; die tieferen (860 m und 830 m) treten stark aus der ziemlich eingeebneten und tief verwitterten Grundmoränenlandschaft hervor. Auf dem östlichen Ausläufer des Nocksteinzuges sind ein langgezogener Wall (830 m) und nördlich sowie südlich davon kurze Wälle (810 m) erhalten geblieben.

Südlich Aschau sind eine größere und eine kleinere Wallform ausgebildet. Aufgrund der Form, der Lage und der Orientierung zur vermuteten Gletscherzunge wurden hier Oser ausgeschieden.

Die tieferen Anteile der Grundmoränenlandschaft werden vom Koppler Moor, einem Hochmoor, überdeckt. Der östliche Teil des Moores zeigt bis zu 5 m mächtige Bändertone, die hier die eigentliche Unterlage

des Moores bilden. Diese Bändertone sind Stausedimente hinter den Endmoränen des Würm.

Das Würm

Bei Koppl treffen zwei Äste des würmzeitlichen Salzachgletschers wieder zusammen, nachdem sie durch den Gaisberg und kleinere Vorberge getrennt worden waren. Der Guggenthalast biegt von Norden und der Wiestalast von Süden her nach Koppl. Die beiden Gletscherarme werden erst wieder durch den Gitzenberg, östlich davon, getrennt.

Dazwischen sind die Endmoränen scharf getrennt und bei beiden Wallsystemen ist neben dem Hochstand auch zum Teil der Maximalstand noch akzentuiert, der ein relativ kurzes, weitest Vorrücken der Gletscher des Würm darstellt.

Weiter auf die Ablagerungen des Wiestaltastes bezugnehmend, folgen, gleich südlich an den Hochstand (760 bis 770 m) anschließende, Rückzugsstände (730 bis 750 m).

Daran anschließend liegen weit ausgedehnte Eisrandterrassen mit Höhen von 730 m, 720 m und 715 m, die die Stände des zurückweichenden Eises anzeigen (siehe Abb. 3). Die Ausprägung dieser Staukörper war wohl durch die südlich anschließende Barriere aus Hauptdolomit begünstigt. Die größte Ausdehnung erreicht bei Hinterschroffenau die Eisrandterrasse bei 730 m, die die hier befindlichen Endmoränen ziemlich mit eingearbeitet haben, sodaß sich die Wälle nur mehr wenig aus der Ebene erheben.

Nördlich davon hat sich im Wiestal der Plainfeldbach entlang der Südwest-Flanke des Gitzenberges eingeschnitten und andererseits Grundmoräne aufgeschlossen. Der Plainfeldbach war zur Zeit des Eisrückzuges der Abfluß der Eisstauseen des Ebenauer Beckens, wodurch der ausgeprägte Einschnitt entlang und zum Teil durch den Hauptdolomit zu erklären ist.

Östlich von Hinterschroffenau und vom Wiestal ist im Gebiet von Gitzen großflächig Grundmoräne aufgeschlossen.

Endmoränenwälle liegen nur in besonders geschützten Lagen vor, da sonst die Abtragung durch die Wässer der umliegenden Berge zu stark war. So liegen unter der Hauptdolomitrippe Kote 764, südlich Gäng, Wälle vom Maximalstand (750 m), Hochstand (745 m) und einem Rückzugsstand (730 m).

Im östlichen Teil von Gitzen ist ein kleiner Wall am Hauptdolomit anliegend erhalten geblieben, ansonsten sind die Wälle wohl von den Wässern von den steilen Hängen herab abgetragen worden. Erhalten blieb eine durchschnittene Grundmoränenlandschaft und am Hauptdolomit angelagerte, stark schluffige Staukörper in einer Seehöhe von 770 m, die wohl dem Hochstand entsprechen.

Südlich von Gitzen und der Wieselberge liegt das eigentliche Gebiet des Ebenauer Beckens. Die breite Talweitung reicht im Westen bis Pertill und steigt nach Osten langsam Richtung Faistenau. Das Becken ist durchwegs von Schottern verfüllt: In höheren Lagen als Eisrandterrassen, bei 650 m als Seedelta-Schüttung mit gleichbleibender Schüttungsrichtung, tiefer als Flußterrassen und als tiefste Schotter die Alluvionen.

Im Westen, bei Kendlbach, kommt wiederum Grundmoräne entlang des Hauptdolomits hervor. Moränenstreu konnte hier bis auf 800 m verfolgt werden.

Als Flußterrasse ist um Ebenau das Niveau 615 m in großer Ausdehnung dominant. Bei den Bächen aus dem

Osten und Westen tritt noch ein 3–4 m tieferes Niveau in geringerer Verbreitung auf. Richtung Faistenau werden die Flußterrassen von nacheinander ansteigenden Terrassen abgelöst, die von einigen Bächen tief eingeschnitten werden.

Östlich Sieder taucht wiederum Grundmoräne aus der Terrassenlandschaft hervor, was mit einem vorspringendem Ast aus Hauptdolomit zusammenhängen dürfte. Östlich davon ist eine Bucht mit sehr schluffigen Stausedimenten mit Terrassenkanten um 750 m ausgefüllt.

Von Schwarzau steigen die Terrassen steil zur Wasserscheide zwischen Ebenau und Faistenau zum Ebnerwirt hinauf an.

Das Gebiet von Lidaun bis Faistenau ist geprägt durch eine Bogen von Wallsystemen, der SSW Ebnerwirt ansetzt und sich über Ebnerwirt, Pointing, Eckschlag und Faistenau mit Unterbrechungen als Halbkreis bis nach Bramsau an der NW-Flanke des Kugelberges erstreckt. Die Wälle lassen sich dem Maximalstand (780–790 m), dem Hochstand (775 m), einem ersten Rückzugsstand (765–775 m) und einem zweiten Rückzugsstand (745–755 m), der den innersten, relikthaft erhaltenen Halbkreis beschreibt, zuordnen.

Das Innere des Bogens wird von Schottern bedeckt, die mit ihren zum Almstausee gestaffelt abfallenden Terrassen den ruckartigen Rückzug des Eises rekonstruieren lassen. Der Lidaunbach und insbesondere der Schmiedbach schneiden sich tief in die Terrassenlandschaft ein, und lassen bis zu 40 m hohe, fast senkrechte, frische Aufschlüsse in dieser entstehen.

Die Autoren früherer Arbeiten in diesem Gebiet gingen allesamt davon aus, daß hier eine Gletscherzunge des Hinterseegletschers gelegen sei, der sich südlich des Kugelberges geteilt habe, bei Faistenau wieder gegenübergestanden sei und so die Endmoränen dort gebildet habe; beim Ebnerwirt wäre das westliche Ende des Hinterseegletschers auf den Wiestalast des Salzachgletschers gestoßen.

Aufgrund der Lage der Wallsysteme und der reichen Variation der Karbonate aber scheint mir eine solche Konstellation unwahrscheinlich.

Blatt 65 Mondsee

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Flysch auf Blatt 65 Mondsee*)

Von RAINER BRAUNSTINGL (auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmen wurden vom vorjährigen Kartierungsraum (Hochpett – Dixelbach – Unterach) nach Norden ausgedehnt. Es handelt sich um das Dissertationsgebiet von M. STURM (1968), der v.a. die Fenster von Nußdorf und von Buchberg stratigraphisch untersuchte. Weiters wurde heuer das Attersee-Ostufer kartiert (Dissertation W. JANOSCHEK, 1964).

Oberwang – Nußdorf

Wegen der schlechten topographischen Grundlage bei STURM ergeben sich bei der Neuaufnahme einige Veränderungen. So sind beispielsweise die Unterkreidavorkommen im Raum Dixelbach – Oberaschau stärker verschuppt als bisher angenommen: anstatt einen

Muldenbaus beherrscht ein nordvergenger Schuppenbau das Neokom (= Tristelschichten). Diese kalkreichen Mergel und hell/dunkelgrau gestreiften Kalke erreichen im unteren Dixelbach eine Mindestmächtigkeit von 25 m in einem ungestörten Aufschluß. Insgesamt wird das Neokom jedoch annähernd 100 m mächtig sein.

Ein von Quartär umgebenes Vorkommen schneidet der Graben westlich von Radau (Riedlbachtal) an. Zwischen grauen Kalkbänken findet man bis 1 m dicke Mergel mit 5–10 cm dicken, hell-, dunkelgrauen und grünlichen Partien. Wie auch im Dixelbach findet man manchmal auch Sandsteinbänke und glaukonitführende Sandsteine. Dies deutete STURM als sedimentären Übergang ins hangende Gault; da diese Glaukonitsandsteine auch im Graben von Radau isoliert und mehrfach inmitten ungestörter Neokomschichten auftreten, ist wohl eher an periodische Einlagerungen im Hangenden des Neokoms zu denken.

Zwischen Radau und Oberwang liegt die Graßberg-Grutschung. Bei 2 km Länge überwindet sie einen Höhenunterschied von fast 300 m! Diese Massenbewegung enthält neben quartären Sedimenten auch unterschiedliche Flyschgesteine; häufig trifft man kubikmetergroße verkieselte, grüne Glaukonitquarze und grobkörnige Sandsteinblöcke, beides häufig gemeinsam mit schwarzen Tönen. Eine schöne Abrißkante mit staffelartig absinkenden Schollen, direkt neben der Forststraße läßt keinen Zweifel daran, daß die Graßberggrutschung immer noch aktiv ist. Hier läßt sich auch zeigen, daß der Gaultflysch vom Dixelbachgebiet im Osten bis zum Graßberg herüberstreicht und sich in südwestlicher Richtung zum Gehöft Berger fortsetzen läßt.

Nördlich vom Berger liegt der Gaultflysch auf einem Sandsteinkomplex; an diesen schließt im Norden ein stark zerscherter, verfalteter und z.T. breccierter Oberkreideflysch an. 500 m südwestlich der Kote 878 konnten durch Zufall an einen neu angelegten Forstweg bunte Mergel gefunden werden. Ihr Alter konnte nicht geklärt werden. Moränensedimente, die bis 10 m mächtig sein können (oberer Abschnitt des Grabens östlich Birgleithen), erschweren zusätzlich zur lokalen Kleintektonik die Auflösung der Flyschserien in diesem Abschnitt.

Im Krespelbach (östlich Oberwang) beschreibt STURM eine weitere große Massenbewegung, die „Krespelbachgrutschung“. Sie ist allerdings fast doppelt so ausgedehnt, wie sie noch STURM einzeichnet: Die Abrißkante beginnt im Westen bei Bachau, steigt gegen Osten hangaufwärts bis fast nach Rohrmoos und biegt schließlich am Nordhang des Zwerchbühel nach Westen um.

Der steile Zwerchbühel ist Teil eines Zementmergelserie-Streifens, der sich im Krespelbach bis Oberwang weiterverfolgen läßt. Nach Osten hin fehlt dieser Zementmergelzug; er ist an einer tiefgreifenden Störung (NNW – SSE) abgeschnitten, die entlang des Aubachs Richtung Straß im Attergau weiterläuft. Wahrscheinlich setzt sich die Aubachstörung sogar bis an den Nordrand der Flyschzone fort, wo sie die Zementmergelserie des Kogl, eines von Quartär umschlossenen Hügels, gegenüber dem Lichtenberg im Westen versetzt.

Die Aubachstörung ist eine Blattverschiebung, an der auch das Fenster von Nußdorf endet und sich gegen Westen nicht weiter fortsetzt. An der Nordweststrecke des Fensters ist diese Störung von Quartär verhüllt; der untere Hang des Herrnberges ist von Rennleiten bis

schiede zu der Darstellung bei PLÖCHINGER ergaben sich im äußersten SE des Kartenblattes, wo am Rücken zwischen Wüldersberg und Ochsenwaldköpfel kieselige Gesteine der Ruhpolding-Formation und der Tauglboden-Formation weite Verbreitung besitzen und nicht, wie bisher angenommen, Oberalmer Schichten.

Die „sandigen Neokommergel“, die von der SW-Flanke des Filbling über den Faistenauer Graben hinweg nach NE streichen, wurden vor allem im kleinen Grabeneinschnitt beim Gehöft Schafferer näher untersucht. Es handelt sich dabei vorwiegend um siltige Mergel, in die sich in weiten Abständen einzelne dm-dicke Sandsteinbänkchen einschalten. Die Schwermineralspektren von vier Sandsteinproben (det. W. SCHNABEL) zeigen als dominierende Minerale Chromspinell (durchschnittlich 44 %) und Granat (durchschnittlich 32 %), bemerkenswerter Weise enthielten 2 Proben auch geringe Anteile (0,5 %) von Glaukophan. Eine in dankenswerter Weise von Hans RISCH (Bayerisches Geologisches Landesamt) ausgewertete Schlammprobe enthielt folgende Foraminiferenarten, die ein Alter von Berrias bis Unterhauterive belegen: *Epistomina fuissenkoi fuissenkoi* MYATLIUK, *Epistomina fuissenkoi djaffaensis* SIGAL, *Epistomina caiacolla* (ROEMER), *Lenticulina ouachensis ouachensis* SIGAL, *Gaudryina tuchaensis* ANTONOVA, *Lenticulina ex gr. muensteri* (ROEMER), *Dentalina* sp. Das kalkige Nannoplankton belegt mit *Nannoconus steinmannii*, *Watznaueria barnesae*, *Cruciellopsis cuvillieri*, *Zeughrabdotos embergeri*, *Ellipsagelosphaera fossacincta* ebenfalls das Berrias-Hauterive. Aufgrund der lithologischen Ausbildung und des ermittelten Alters können die beschriebenen Gesteine der Roßfeld-Formation zugeordnet werden.

Im Hangenden der mergelreichen Abfolge stehen etwa 20 m mächtige Sandsteine an, die z.T. reichlich Mollus-

ken, vor allem Gastropoden, enthalten. Eine Bestimmung der Makrofossilien ließ sich jedoch aufgrund ihres schlechten Erhaltungszustandes nicht durchführen (für ihre diesbezüglichen Bemühungen bedanke ich mich herzlich bei Herrn Dr. H. KOLLMANN und Herrn Dr. F. STO-JASPAL). Die Schwermineralspektren der Sandsteine entsprechen jenen der liegenden mergelreichen Abfolge, sodaß auch dieser Profilabschnitt noch zu der Roßfeld-Formation gerechnet werden kann. Die Sandsteine werden unmittelbar vom Basiskonglomerat der Gosau-Gruppe überlagert, das ausschließlich kalkalpine Komponenten führt.

Wie die Aufschlüsse entlang einer neugebauten Forststraße zeigen, streicht die Roßfeld-Formation in den Sattel südlich des Hirschbergkopfes hinein und von dort weiter zu den Grabeneinschnitten südwestlich des Kleinen Hirschberges. Diese Erhebung wird von nach NE einfallenden „Aptychenschichten“ aufgebaut. Ein deutlicher morphologischer Einschnitt trennt den Kleinen Hirschberg von den beiden kleinen Hügeln südlich des Ortes Hof, die aus Wettersteinkalk aufgebaut werden. In diesem Geländeeinschnitt, in dem der Sportplatz von Hof liegt, streicht ein weiterer Ast der Wolfgangsee-Störung durch.

Das Liegende des Wettersteinkalkes bilden Gutensteiner Schichten, die auf der Karte von PLÖCHINGER in mehreren Aufschlüssen westlich von Schloß Fuschl eingetragen sind. Ein bisher unbekannter Aufschluß dieser Formation wurde jetzt etwas weiter westlich bei Baderluck entdeckt, wo Gutensteiner Schichten eine etwa 15 m hohe Wasserfallstufe bilden. Die Gutensteiner Schichten stehen hier in typischer Ausbildung als dm-gebankte, dunkle, weiß geäderte und stark bituminöse Kalke an.

Blatt 67 Grünau im Almtal

Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Quartär des Alpenvorlandes auf Blatt 67 Grünau im Almtal

HERMANN KOHL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die noch bestehende Lücke zwischen den mindelzeitlichen Endmoränen des Traungletschers, dem Flyschalpenrand und dem westlichen Kartenrand konnte geschlossen werden. Schwerpunkt der Untersuchungen war die Abgrenzung zwischen den mindel- und den rißzeitlichen Sedimenten.

Aus dem dominierenden, bei Rabesberg in 580 m an den Flyschalpen einsetzenden mindelzeitlichen Wall gehen nördlich Eisengattern (530 m) zwei Wälle hervor, von denen der äußere zunächst bis Ölling geschlossen erhalten ist, in der Fortsetzung aber girlandenförmig nach N ausbiegt und dort von den Quellmulden der Täler des Einzugsgebietes zum Wimsbach durchbrochen wird. Der innere Wall bildet dagegen von Eisengattern bis Rahstorf zwei Loben, darunter jenen mit dem Moor von Gmös, die von den zum Zungenbecken gerichteten Entwässerungsmulden durchbrochen werden, während der Wall dann westlich Rahstorf geschlossen über Frauenberg gegen Laakirchen zieht. Beide Wälle ragen bis zu ihrem Nordende über 500 m auf.

Nun konnte östlich einer weitgehend der Grenze zu den glazigenen und glazifluvialen Rißsedimenten entsprechenden Umfließungsrinne ein weiterer mindelzeitlicher Gletscherstand erkannt werden, der im S östlich Gschwandt in 510 m ansetzt, zunächst wallartig über den westlichen Ortsteil von Oberndorf nach N zieht, dann bei unruhiger Geländeoberfläche verflacht und nochmals bei Kranabeth als >480 m hohe Kuppe aufragt. Besonders südlich Gmös wird dieser spätere mindelzeitliche Gletscherstand durch eine Umfließungsrinne von den höheren und älteren Mindelmoränen getrennt. Das mindelzeitliche Alter ist durch die in mehreren Bauaufschlüssen (Oberndorf, Groß Haid und nördlich Kranabeth) einzusehende, mächtige, lehmige und entsprechende Tiefenverwitterung im Vergleich zu den benachbarten Rißsedimenten erwiesen.

Eine 30 m tiefe, innerhalb des mindelzeitlichen Bereiches gelegene Brunnengrabung bei Schacher (1993), nördlich des Sportflugplatzes, ergab ein sehr festes Karbonatkonglomerat mit teilweise sehr dichter Matrix und deutlichen Spuren einer intensiven Tiefenverwitterung. Die Lage zwischen den beiden äußeren und dem späteren innersten mindelzeitlichen Gletscherstand könnte für eine Schmelzwasserschüttung während dieses Eisstandes sprechen; es könnte sich aber auch um im Liegenden der höheren Mindelwälle durchziehende Vorstoßschotter handeln.

nale etwas tektonisch unterdrückt, an der Nordflanke vollständig erhalten, ab dem Kiental weit nach N und E unregelmäßig ausgreifend. Als Überlagerung derselben Reiflinger Kalke, stellenweise sich mit diesen auch verzahnend, treten hell- bis mittelbräunlichgraue pelagische Kalke in Erscheinung, gekennzeichnet durch meist schichtparallel angeordnete Hohlraumgefüge (z. T. rötlich verfärbt), und durch eine Filament-Radiolarienmikrofazies. Örtlich sind Halobienquerschnitte zu Schill angereichert (E Futterdepot an der das Kiental querenden Forststraße). Vorläufig werden sie als „helle Partnachkalke“ bezeichnet. Reiflinger Kalke und „helle Partnachkalke“ bilden das Liegende der oben angeführten dunklen, Schutt aus dem Plattformbereich führenden Kalke, die, wie erwähnt, in Verzahnung mit Wettersteindolomit und -kalk stehen.

Im Bereich des Südwesthanges des Lindkogels ist zusammenfassend über einem gleichbleibenden tiefer mitteltriadischen Sockel in der höheren Mitteltrias ein zungenförmiges Hereinreichen von Beckenfazies in die Plattformfazies der Lindkogelmasse anzunehmen. Ein ehemals zusammenhängendes Beckenareal im Westen ist in der Lindkogelschuppe nicht mehr enthalten. An der Nordseite dieser Zunge verschwindet über den Reiflinger Schichten auf kurzer Distanz die Plattformfazies gegen S. Das Gegenstück zu diesem Fazieswechsel an der Südseite der Zunge ist nur undeutlich ersichtlich, da er durch einen Anisaufbruch in Form einer Antiklinale unterbochen ist. Diese wurde südwärts bereits wieder auf Plattformfazies in Form von Wettersteindolomit aufgeschoben, wobei eine Andeutung eines Wechsels zu Plattformfazies im südlichen Antiklinalschenkel noch gegeben ist. Der überschobene Wettersteindolomit begleitet in WSW–ENE Erstreckung in einem Streifen die Rohrbach–Merkensteiner Störung, an der er dann gegen Obertrias und Jura abgesetzt ist. Im Westen überschiebt die Lindkogelschuppe Werfener Schichten einer tieferen Einheit sowie lokal Gießhübler Schichten des Maastricht-Paleozän (Forsthaus W Zoblhof). Diese und dem Wettersteindolomit in Stirnnähe anhaftendes Campan NW Rohrbach zeigt die nachgo-saaische Überschiebung der Lindkogelschuppe an.

Siehe auch Bericht zu Blatt 56 St. Pölten von S. PREY.

Blatt 64 Straßwalchen

Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf Blatt 64 Straßwalchen

Von DIRK VAN HUSEN (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1982 wurden der östliche und südliche Teil des würmeiszeitlichen Zungenbereiches des Zellersees kartiert.

Die Zellerseefurche ist von mächtiger Grundmoräne erfüllt, die eine geschlossene, deutlich drumlinisierte Decke bildet. Die Drumlins zeigen ein langsames Einschwenken der Eisfließrichtung von der E–W Fließrichtung (Mondsee–Thalgau) in die Zellerseefurche.

Die Zusammensetzung der Geschiebe zeigt stellenweise einen Anteil von 80–90 % Flyschkomponenten, die auch schon gut gekritzelt und manchmal facettiert sind, was bei der kurzen Fließstrecke des Eises im Flysch erstaunlich ist. In einzelnen Bereichen, und da besonders zum Gletscherrand hin, ist ein Verhältnis von 1 : 1 bei kalkalpinen und Flyschgeschieben zu beobachten.

Im Liegenden dieser Moränendecke finden sich in der Umgebung des Interglazials von Mondsee (Steinerbach) noch mehr Ablagerungen dieser Ufersedimentation im Deltabereich des Steinerbaches, wie Schluffe und Deltakiese im Bach bei der Autobahnabfahrt Mondsee. Alle diese Ablagerungen zeigen eine hohe Lagerungsdichte.

Der östliche Rand der würmeiszeitlichen Gletscherzunge des Irrseearms des Traungletschers wird von einem fast geschlossen erhaltenen Endmoränenzug markiert. So umschließt ein deutlicher Wall das kleine Zungenbecken des Wildmoos. Er zeigt beim Gehöft Wiehmoos eine deutliche Zweiteilung, im engeren Zungenbereich (Abfluß der Vöckla) eine Dreiteilung. Oberhalb Guggenberg ist keine Endmoräne erhalten geblieben. Erst knapp südlich Schneider setzt dann wieder ein mächtiger Wall an, der über Oberbrandstetten–Lindenkapelle bis Greith als sehr mächtiger Wall zu verfolgen ist. Er zeigt im Bereich südlich der Lindenkapelle durch viele schön erhaltene Toteislöcher eine Vielgliedrigkeit an. Bei der Mühle im Graben tritt er sehr nahe an die Vöckla heran, die hier in einem engen epigenetischen Tal im Flysch fließt. Die Anlage dieser Engstelle ist sicher durch das Würmeis verursacht. Außerhalb dieses mächtigen Walls finden sich noch undeutlichere Wälle bei Harpoint und Schweibern–Häusern, die den Maximalstand anzeigen. Zu diesem Stand war die Gletscherzunge an der Ostseite noch mehr gelaopt, während sie im Hochstand nur einen geschlossenen, schwach ausladenden Lappen ausbilden konnte. Von diesem selbst ging nur eine schwache Sanderschüttung aus, die mit der Niederterrasse der Vöckla korrespondiert.

Zeugen der Abschmelzphase der Irrseegletscherzunge sind kaum ausgebildet. Nur am westlichen Rand sind ausgedehnte Eisrandterrassen beim Hochsien–Schusterberg–Stocklberg, die ein ruckweises Zurückweichen der Gletscherzunge belegen.

In der vorletzten Eiszeit erfüllte ein wesentlich mächtigerer Gletscher die Irrseefurche. Er erfüllte das Vöcklatal mindestens bis Golau und hinterließ den mächtigen Moränenwall beim Bodlhof, der den Haltgrabenbach zu einem peripheren Lauf zwingt. Aus einer späteren Phase dieser Vergletscherung stammt der breite Wall bei Entachern und die stark zertalte Terrasse im Zungenbecken. Diese glazigenen Ablagerungen zeigen eine wesentlich fortgeschrittenere Verwitterung als die Würmablagerungen, die in diesem Raum ca. 1–1,5 m tiefe Verwitterungshorizonte mit weitgehender Entkalkung aufweisen.

Blatt 65 Mondsee

Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf Blatt 65 Mondsee

Von RAINER BRAUNSTINGL (auswärtiger Mitarbeiter)

1982 wurde im Nordwestbereich des Blattes Mondsee begonnen, eine Gliederung des Flysches durchzuführen, da im E beiderseits des Attersees bereits genauere Kartierungen von W. JANOSCHEK (Jb. Geol. B.-A., 1964) und M. STURM (Diss., 1968) vorliegen. Dort streichen sämtliche Schichtglieder ca. E–W, wogegen im Nordwestteil des Blattes Mondsee das generelle Streichen in ungefähr nordwestliche Richtung umbiegt.

Den flächenmäßig größten Teil nehmen die Oberkrei-

tensiv verschuppt. Im Oberlauf des Zettelsbaches, etwa 50 m oberhalb (E) der Brücke der Luftstraße (K 424) gibt es einen Bachanriß mit siltigen, etwas glaukonitischen Kalksandsteinen und hellgelblichen und rötlich-braunen Tonmergeln, die eine mitteleozäne Nannoflora geliefert haben. Auch hier besteht Verdacht auf Molasse (in diesem Fall wären die Nannofossilien umgelagert, was in der Molasse nicht ungewöhnlich ist). Es käme aber auch eine Zuordnung zur BMS in Frage, von deren bunten (=roten) Anteilen dieses fensterartige Vorkommen begleitet wird.

An dieser Stelle sei nachdrücklich vermerkt, daß die Nannobefunde von H. STRADNER, wie schon so oft, auch hier entscheidend zum Aufbau des stratigraphischen Gerüsts der Kartierung beigetragen haben.

Zur Tektonik erscheinen folgende Befunde bemerkenswert: Die FD ist an ihrem Außenrand in 2 steil südeinfallende Schuppen gegliedert. Nach der Achsenverteilungsanalyse läßt sich in der FD eine nordwest- bis west-vergente Bogenstruktur klar erkennen, welche den S-N-Schub überlagert, im W, an dem Quertal der Tiefenbachrotte endet und sich nach S bis zur Nattersbach-Mündung in die Pielach fortsetzt. Dort bewirkt sie schließlich die auffallenden Mehrfach-Faltungen an dem Pielach-Durchbruch bei der Weißenburg. Der Westschub verursachte im Bereich des Hofes Schwabeck am Nordende der Tiefgrabenrotte ein erstmals klar als solches erkanntes Schürflingsfenster (Flysch als Kern) und Schürflingshalbfenster (Ybbsitzer Klippenzone als Rahmen). Die Parallelen des tektonischen Stils zum Fenster von Brettli mit der Bogenstruktur bei Kraxenreith und ähnlichen Phänomenen in den westlichen niederösterreichischen Voralpen sind auffallend.

In der Ybbsitzer Klippenzone (früher Kieselkalkzone) kommt es im Gebiet westlich des Glosbaches zu einer tektonischen Verdopplung der Schichtfolge gerade dort, wo die Bogenstruktur der FD zu beobachten ist. Beide Teilschuppen der YKZ enden nach W unmittelbar nördlich des Schwabeckfensters. Weiter gegen W im Raum Plankenstein und Plassenstein ist die YKZ dann nur mehr als eine Einheit in kleinen, tektonisch stark beanspruchten Linsen feststellbar. Die Tatsache, daß die westvergente Überschiebung in der FD mit dem Schwabeck-Flyschschürflingsfenster sich geradlinig bis in die YKZ hinein nach N fortsetzt, bedeutet, daß die drei tektonischen Einheiten FD, YKZ und Flysch an dieser Stelle gemeinsam von einer (westvergenten) Verformungsphase betroffen waren und daß diese Phase jünger als die generell nordvergente Deckenüberschiebung sein muß. Zum selben Ergebnis führt auch eine Achsen-Queraufwölbung im Bereich der Wetterlucke, eine Aufwölbung, die quer über alle tektonische Einheiten hinwegreicht.

Das Molasse-Doppelfenster von Texing (Molasse unter Buntmergelserie und Flysch) endet gegen E bei Glosbach und taucht vielleicht noch einmal in einem kleinen Vorkommen im Oberlauf des Zettelsbaches auf. Seine Natur als Scherfenster wird durch die detaillierte Flyschstratigraphie in diesem Raum bestätigt. Auch die Achsenverteilungsanalyse spricht dafür. Diese zeigt ein generelles ESE-Streichen im Flysch nördlich vom Fenster, das abrupt von E-W und ENE-WSW-Achsen in den Decken südlich vom Fenster abgeschnitten sind.

Blatt 58 Baden

Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im Neogen des Gaadener Beckens auf Blatt 58 Baden

Von REINHARD FUCHS (auswärtiger Mitarbeiter)

Der Kartierungsschwerpunkt lag im Berichtsjahr in der Erfassung der unterschiedlichen Neogenbreccien. Die im wesentlichen am Rande des Gaadener Beckens auftretenden monomikten Dolomitbreccien des Badenien sind kartierungsmäßig – sofern sie nicht marine Fossilien führen oder eine deutliche sedimentäre Schichtung zeigen – oft schwer von kalkalpinen (Trias) Dolomitbreccien zu unterscheiden.

Am Südhang des Bödenberges (S von Heiligenkreuz) treten schlecht gebankte Wettersteindolomite zu Tage. Diese können stellenweise in ungeschichtete, nur wenige Meter mächtige Breccien übergehen, die, wie eine neugebaute Forststraße zeigt, zum Teil auch als schwach verfestigter Gehängeschutt und als – nicht fossilführende – Dolomitkomponenten vorliegen. Die Matrix besteht aus calcitischem Zement.

Ca. 1 km weiter im E (E der „Försterwiese“) finden sich gebankte Breccienlagen mit neogener Makro- und Mikrofauna (Badenien). Diese Breccien sind wegen ihrer gelblich bis gelblichgrauen und auch rötlichen Matrix im Gelände gut erkennbar.

Die Dolomitbreccien im Raum des „Jugend-Brunnens“ (S des „Brandengrabens“ nahe der Kote 332) zeigen im Schriff verschiedene mit Calcitcement verbundene, angerundete Dolomitkomponenten. Gelegentlich sieht man grünliche Tonklasten. Auch im Rosental liegen junge Dolomitbreccien, die hier onkoidisch umkrustete Komponenten führen.

N der Krainerhütte am Weg Richtung „Viehtrift“ sind verschiedenartige Dolomitbreccien aufgeschlossen. Es handelt sich zum Teil um stark dedolomitierte Dolosparite und Algenlaminite. Nur selten gehen die monomikten Breccien in polymikte über. Sie dürften als verfestigter – leider fossilereicher – Neogenschutt anzusprechen sein.

Blatt 64 Straßwalchen

Bericht 1985 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 64 Straßwalchen*)

Von HANS EGGER (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 1985 fanden in der Rhenodanubischen Flyschzone auf Blatt Straßwalchen Begehungen in folgenden Gebieten statt: Tannberg, Irrsberg, Henndorfer Wald, Thalgauberg und Fuschler Achental.

Am Tannberg wird intensiv verschuppter Unterkreideflysch tektonisch von südfallender Zementmergelserie überlagert. Die Fortsetzung dieser Zementmergelserie baut vermutlich den Irrsberg auf. Südlich des Irrsberges sind auch die stratigraphisch höheren Anteile dieser Schuppe aufgeschlossen: Im Diesengraben und im Seitzbachgraben wurden die jüngsten Anteile der Zementmergelserie (Hällritzer Serie), die Obersten Bunten Schiefer und die dickbankige Basis der Altlenzbacher Schichten beobachtet. Der Hauptanteil der Altlenzbacher Schichten ist infolge der Bedeckung durch quartär-

**Bericht 1985 über geologische Aufnahmen
auf Blatt 65 Mondsee*)**

Von RAINER BRAUNSTINGL (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtszeitraum wurde der Rücken des Hochplettspitzes weiterkartiert und die Begehung entlang des SW-Ufers des Attersees nach N ausgedehnt.

Den Rücken des Hochplettspitzes bauen fast zur Gänze Gesteine der Zementmergelserie auf. Nach den letztjährigen Übersichtsbegehungen wurde nun die Schichtfolge am Nordfuß dieses Rückens eingehender kartiert. Die besten Profile finden sich im Kasgraben, Steingraben und Hollerberggraben. Sie erschließen mit einigen Lücken Gesteine der folgenden Serien: Gaultflysch, Untere Bunte Schiefer, Reiselberger Sandstein, obere Bunte Schiefer und die Zementmergelserie. Der Gaultflysch ist nur in wenigen Aufschlüssen im Steingraben zu sehen: Glaukonitquarzite, dunkelgraue Sandsteine und grüne, graue und schwarze Mergellagen wechsellagern miteinander. Aus den Mergellagen entwickeln sich allmählich die Unteren Bunten Schiefer, wo dann rote Mergellagen vorherrschen. Leider fiel dieses Profil Gaultflysch – Untere Bunte Schiefer der Wildbachverbauung zum Opfer. Während die Unteren Bunten Schiefer nur an wenigen Stellen gefunden werden konnte, läßt sich der Reiselberger Sandstein den ganzen Nordfuß des Hochplettspitzes entlang verfolgen. Die bis 4 m mächtigen, massigen, mürb verwitternden Sandsteinbänke besitzen im Hangenden häufig graue Kalkmergel bis 0,5 m Dicke. Die Gesamtmächtigkeit des Reiselberger Sandsteins beträgt etwa 160 m. Im Hangenden dieses Sandsteinkomplexes folgen die Oberen Bunten Schiefer; sie bestehen wieder aus roten, grünen und grauen, dm-gebankten Mergeln, in die sich ebenso dicke Siltsteinbänkchen einschalten. Schließlich folgt darüber die mächtige Zementmergelserie. Die Mindestmächtigkeit dieser Serie beträgt beim Hochplettspitz 500 m und beim Höblingkogel 750 m, das Hangende (Oberste Bunte Schiefer) wird jedoch nirgends erreicht.

Bei Marienau am Mondsee markiert ein schmaler Streifen von Reiselberger Sandstein mit Oberen Bunten Schiefen die stratigraphische Basis im S des Hochplettspitzes. Der Südhang wurde hier schon von PREY (1969, 1970) kartiert und auf der Wolfgangseekarte publiziert. Diese genaue Darstellung konnte in allen Punkten bestätigt werden. Allerdings sind sämtliche Fallwerte am Südhang des Hochplettspitzes als verrutscht zu betrachten. Die „Großmassenbewegung vom Kleinen Hollerberg“ (VAN HUSEN, 1983, 1984) erstreckt sich nämlich vom Attersee (Dexelbach – Unterach) bis nach Pichl Auhof am Mondsee. Diese Riesenrutschung reicht vom Seespiegel des Attersees bzw. Mondsees bis hinauf zum Kamm des Hochplettspitzes. Ihr Material besteht überwiegend aus Zementmergelserie, die teils im Verband verrutscht, teils in einzelnen Schollen zerlegt ist. Lediglich bei Marienau am Mondsee und bei Stockwinkel am Attersee sind auch die tieferen Flyschserien von dieser Massenbewegung betroffen.

Einige Tage wurden der Begehung des Raumes Oberwang – Roßmoos – Dexelbach gewidmet. Die Unterkreide vom Dexelbach umfaßt Neokomflysch (=Tristelschichten) mit seinen hellgrauen, z. T. schwarz gefleckten Kalkbänken und Mergellagen sowie Gaultflysch mit den typischen grünen Sandsteinen. Diese Serien

re Sedimente der Beobachtung nicht zugänglich. Südlich der quartären Ablagerungen konnten aber die jüngsten (alttertiären) Anteile der Altlenzbacher Schichten im Graben des Haltingerbaches aufgefunden werden. Wie bereits im letzten Aufnahmsbericht erwähnt, werden diese dort von der Zementmergelserie einer höheren Schuppe überlagert.

Ein weiterer Schwerpunkt der diesjährigen Untersuchungen lag im Bereich des Thalgauberges, welcher zur Gänze aus Altlenzbacher Schichten aufgebaut wird. Auch hier sind diese häufig von Moränenmaterial bedeckt. Die Altlenzbacher Schichten zeigen eine ähnliche lithologische Abfolge, wie sie W. SCHNABEL (frdl. Mündl. Mitt.) in der niederösterreichischen Flyschzone erstmals erkennen konnte:

An der Ostflanke des Kolomannsberges werden Oberste Bunte Schiefer von der dickbankigen Basis der Altlenzbacher Schichten überlagert. Dieser rund 250 m mächtige Profilabschnitt der Altlenzbacher Schichten ist durch das Vorherrschen von dickbankigen Grobsandsteinbänken charakterisiert; pelitische Sedimentgesteine fehlen fast vollständig.

Daran im Hangenden anschließend folgt ein Profilabschnitt, welcher durch das häufige Vorkommen von Zementmergeln ausgezeichnet ist. Aufgrund von Störungen des Schichtverbandes kann die Mächtigkeit dieses Horizontes nur grob geschätzt werden; sie liegt bei etwa 600 m.

Dieser Bereich mit Zementmergeln wird von einem mindestens 300 m mächtigen Horizont überlagert, der durch das fast völlige Fehlen von Mergelzwischenlagen charakterisiert ist. Vorherrschend sind wiederum dickbankige und grobkörnige Sandsteinbänke.

In ihrem hangendsten Anteil zeigen die Altlenzbacher Schichten wieder häufig graue Mergel, in welche oft dezimetermächtige Hartbänke eingeschaltet sind. Diese häufig mehrere Meter mächtigen pelitreichen Intervalle trennen die einzelnen mächtigeren Sandsteinbänke. Gelegentlich treten auch wieder Zementmergel auf. In diesem Profilabschnitt liegt die Grenze zwischen Kreide und Tertiär.

Das Ost–West-streichende Tal der Fuschler Ache südlich des Thalgauberges markiert vermutlich den Verlauf einer größeren Störung. Dieser Bereich wird von quartären Sedimenten bedeckt. Südöstlich von Unterdorf schwenkt das Tal der Fuschler Ache in die Nord–Süd-Richtung ein. In diesem Talabschnitt konnte in mehreren Aufschlüssen enggefaltete Zementmergelserie (Wellenlänge der Falten etwa 8 m) beobachtet werden.

Zum Abschluß soll noch von mehreren kleinen, allseitig von quartären Sedimenten umgebenen Flyschvorkommen berichtet werden: Der Hügel östlich vom Ghf. Drei Eichen (2,5 km SSW von Henndorf) wird von Gesteinen der Zementmergelserie aufgebaut. Diese waren in einer Baugrube gut aufgeschlossen und zeigten dort mittelsteiles Einfallen gegen ESE. Zementmergelserie baut auch den Hügel (Kote 745 m) auf, welcher sich SW vom Ziehfancken befindet. Ein etwa 1 km westlich von diesem Vorkommen gelegener Hügel (S vom Gehöft Fleck) wird von dickbankigen Altlenzbacher Schichten aufgebaut. Altlenzbacher Schichten wurden auch am Ostufer des Wallersees, an der sogenannten Seeleiten, beobachtet.

Die Untersuchungen werden 1986 fortgesetzt.

Siehe auch Bericht zu Blatt 65 Mondsee von D. VAN HUSEN.

sind schleifend zum Streichen angeschnitten und überdies miteinander verschuppt, sodaß Mächtigkeitsangaben schwierig sind.

Die Kartierung wird fortgesetzt.

Bericht 1985 über quartärgeologische Aufnahmen auf den Blättern 64 Straßwalchen und 65 Mondsee*

Von DIRK VAN HUSEN (auswärtiger Mitarbeiter)

An seinem Westende spaltete sich der Traungletscher in drei Arme auf, die den Thalgau, das Tal des Fuschlsees und das Brunnbachtal erfüllten. Der nördlichste im Thalgau stellte die Fortsetzung des Eisstromes aus dem Mondseebecken dar, von dem der Ast in der Irrseefurche nach Norden abzweigte.

Er hinterließ am Nordrand (Thalgauberg) einen gut ausgebildeten Seitenmoränenzug. Dieser setzte in 840 m unterhalb Scherntan an und setzt sich über Storceker – Zecherl – Binwinkel bis nach Aigenstuhl fort. Es sind dies breite, deutliche Moränenwälle, die, von einer gemeinsamen Form im Osten ausgehend, eine allmähliche Aufspaltung zeigen. Diese ist auf die Änderung der Zungenmächtigkeit während der beginnenden Abschmelzphase zurückzuführen. Die äußeren mächtigen Wälle entsprechen dem Hochstand der Würmeiszeit, der ein länger dauerndes Ereignis war. Zu dieser Zeit war die Gletscherzunge des Thalgaustes mit dem Salzachgletscher in Berührung, wodurch kleine, das Tal abschließende Endmoränen zur Ausbildung kommen konnten. Die Seitenmoräne des Aigenstuhls stellt die östlichste Moräne des Salzachgletschers dar. Der Berührungspunkt der beiden Eismassen lag im Bereich des Zensberges, wo auch der tiefste Punkt in dem Moränenzug liegt. Durch die Eismassen wurden in den Seitentälern mächtige Staukörper verursacht, die westlich Frenkenberg in ca. 700 m und bei Wasenmoos in ca. 750 m liegen. Zu dieser Zeit erfolgte die Entwässerung in dem Trockental bei Aigenstuhl nach NW.

Außerhalb dieser Moränen sind oberhalb Frenkenberg beim Wh. Wasenmoos und Burschach kleine Staukanten erhalten, die erratisches Material enthalten. Sie stellen Spuren des im ganzen Traungletschersystem entwickelten Maximalstandes dar.

Die tieferen Bereiche des Thalgauberges sind deutlich eisüberformt (Rundhöcker bei Oehlgraben, Fuchsberg, Holzinger) oder mit Grundmoräne bedeckt.

Von dem Gletscherast im Fuschlseebecken ist der Thalgauast durch den Rücken westlich des Schobers getrennt. Dieser Flyschrücken ist von einer Serie von Moränenwällen gekrönt. Diese Materialien stellen eine Serie von Mittelmoränen dar, die zwischen den beiden Eiszungen zur Ablagerung kamen. Am Ostende beim Göttner teilen sich diese Moränen. Im Süden liegen die Seitenmoränen des Fuschlseeastes (Schmeisser-Kaltenreit), im Norden markieren Staukörper und Moräne die ehemalige Höhe des Thalgaustes. Hier traten in den Flyschmaterialien, durch die starke Erosion des Eises bedingt, ausgedehnte Massenbewegungen auf.

Am Westende traten die vereinigten Eiszungen knapp nördlich Eisenwang mit dem Salzachgletscher in Verbindung. Hier finden sich auf den Moränen auch im Teil des Salzachgletschers Flyschblöcke. Die Moräne ist bis Weberbauer nach Norden zu verfolgen. Diesen Moränenwällen sind Terrassen angelagert, die aus der Phase der Trennung der Gletscherzunge stammen. Die Internstrukturen (Deltaschüttungen) zeigen an, daß da-

mals tiefe Seen mit grobem Material sehr rasch verfüllt wurden. Diese Ablagerungen sind auch am Enzersberg in der gleichen Höhe gemeinsam mit Kameshügeln (Sinnhub) entwickelt. In der ausgedehnten Kiesgrube am Nordende des Rückens sind im Liegenden der Moräne ebenso Kiese abgelagert, die aber aus der Zeit unmittelbar vor der größten Ausdehnung der Eisströme stammen. Südlich Eisenwang ist zwischen den Endmoränen ein ausgedehnter Staukörper erhalten geblieben, der dem Hochstand entspricht.

Auf der Südseite des Fuschlsees ist die Ausdehnung der Gletscherzunge durch eine fast durchgehende Moräne von Eisenwang über Hof – Reitlehn – Jagdhof – Wildpark – südl. Höfnerhausen nachgezeichnet. Weiter im Osten markiert ein Staukörper in 1040 m östlich des Filblingsees die Eishöhe südlich des Fuschlsees.

Auf der Nordseite des Tales erreichte das Eis beim Holkar, wo es sich in den Ast zum Mondsee nach Norden und den Fuschlseeast nach Westen teilte, eine Höhe von ca. 1100 m. Die Eismassen drangen über die Eibenseealm nach Norden vor und lagerten die ca. 30 m mächtige Moräne, die den Eibensee staut, ab. Sie drangen aber auch in den Eibenseebachgraben ein und hinterließen den breiten Wall bei der Wildfütterung.

Zwischen diesem und dem vorher erwähnten Wall entstand im Staubereich das Wildmoos.

Aus dem Wolfgangseebecken drang Eis auch über die Sättel bei Kühleiten und Perfallegg in das Tal des Brunnbaches ein und bildete hier gemeinsam mit einem Eisstrom vom Faisten-Schafberg im Schafbachgraben eine Gletscherzunge, die bis ins Becken von Faistau reichte. Ihre Höhe wird durch einen Staukörper und einen Moränenwall bei Pillstein auf der Nordseite in 940 m angezeigt. An der Südseite zeigen oberhalb der Almhütte (Kote 985 m) ein hoher, breiter Wall in 1040 m und ein schmaler in 1060 m auch an dieser Zunge die Differenzierung in einen Hoch- und einen Maximalstand an.

Weiter im Westen schließen daran die Moräne bei Döllner und die Staukörper bei Mahd an, die genauso wie die Endmoräne bei Hamosan – Höfen – Brandstatt durch eine Untergliederung die verschiedene Ausdehnung der steilen würmzeitlichen Gletscherzunge anzeigen.

Blatt 72 Mariazell

Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 72 Mariazell

Von FRANZ K. BAUER

In nur wenigen Arbeitstagen wurden Begehungen im Grenzbereich der Blätter 72 und 73 gemacht. Es wurde vor allem der Frage der Deckengrenze nachgegangen, welche durch den Lurg Graben gezogen werden kann. Es gibt jedoch hier keine Aufschlüsse, sodaß die Grenze mehr nach morphologischen Gesichtspunkten zu ziehen ist.

Unmittelbar östlich des Blattes 72 führt vom Schindlgraben eine Forststraße zu dem etwa N–S verlaufenden Rücken im Schnittbereich der beiden Blätter heraus. Die Straße schließt hier sehr gut Lunzer Sandsteine auf. Gegen Süden steht Wettersteindolomit an. In diesem gibt es eine mit 10–15° flach südfallende Bewegungsfläche, in der der Dolomit stark mylonitisiert

des Mitterberges und südlichen Hühnerberges von den jüngeren Flyschschottern des Hühnerbergordteiles und zungenartigen Erosionsresten sowohl über den Dolomitbrekzien als auch über Hauptdolomit südöstlich davon. Die Dolomitbrekzien führen stellenweise Einschaltungen gelbbrauner limnischer Kalkpartien. Bekkenwärts (Rand des Wiener Beckens bei Baden, Rand des Gaadener Beckens W Siegenfeld) ist mariner Einfluß gegeben (Lithothamnieneinschlüsse). Die Flyschschotter entsprechen einer vom Norden stammenden Sedimentation mit Wildbachcharakter. Für die vor allem basal mitverfrachteten groben Rollblöcke ist ein Transport in einer Suspension nötig.

Der kalkalpine Anteil ist bemerkenswert durch eine unerwartet ausgedehnte Verbreitung von Lunzer Schichten im Rosental, südlich und südöstlich von Siegenfeld. Sie stehen meßbar in einem vom Südrand von Siegenfeld gegen W ansteigenden alten Hohlweg an.

Die Lunzer Schichten stehen offensichtlich unter junger Bedeckung mit denen des Westfußes des Badener Lindkogels in Zusammenhang, bilden also die Obertriasbasis der Lindkogelschuppe. Sie stellen einen Gleithorizont dar, über den die Obertriasmasse des Badener Lindkogels und der nach Süden abgeschwenkten Anningermulde darüberschiebt. Dabei fahren, losgetrennt vom Hauptdolomitanteil des Nordschenkels der Anningermulde Dachsteinkalk, Kössener Schichten und sogar Jura direkt auf die Lunzer Schichten auf (NW Schwarzenberg, Rosental, oberer Purbachgraben).

Verdeckt von neogenen Dolomitbrekzien scheint an der Südflanke des Kleespitzes noch Hauptdolomit an die Lunzer Schichten anzugrenzen. Am NE-Ausläufer des Kleespitzes könnte schon Dachsteinkalk direkt den Lunzer Schichten aufrufen. Gesichert stoßen Dachsteinkalk und Kössener Schichten in dem den Purbach im NW begleitenden Streifen an die Lunzer Schichten an. Von Jura wurden letztere direkt NW des Schwarzenberges, im Bereich des Rosentals und im oberen Purbachtal überschoben.

Der Jura besteht aus dunklen Fleckenkalken, grauen und roten Crinoidenkalken (im Rosental SE der Kläranlage große erhaltene Crinoidenstiellglieder), massigen braunroten, Manganknollen führenden Filamentkalken des Dogger und roten Radiolariten des Malm. Die Dachsteinkalke des Schwarzenberges, östlichen Mitterberges und unteren Purbachgraben (inkl. Rolletsteinbruch) bilden eine NE bis E fallende Dachsteinkalkplatte mit Einlagerungen von Kössener Schichten, wie sie auch am Badener Lindkogel vorliegen.

Der Dachsteinkalk ist gegen den östlich anschließenden Hauptdolomit des Südostschenkels der Anningermulde durch eine Störung begrenzt. Dies geht aus den sowohl im Azimut als auch in der Neigung divergierenden Einfallswerten beider Schichtglieder hervor: mittelsteil ostnordöstlich geneigte aufrechte Lagerung des Dachsteinkalkes und senkrechte bis sehr steile südöstlich geneigte und dann inverse Lagerung des Hauptdolomites, der eine deutliche Bankung im Bereich der Ruine Rauhenstein und südöstlich davon zeigt. Eine Bewegungsfläche im höheren Hangabschnitt des Mitterberges zeigt Westfallen bei gleichsinniger Strömung. Die Geopetalkriterien sind im Dachsteinkalk Gradierung, im Hauptdolomit Hohlraumgefüge.

Südöstlich davon folgt, soweit nicht von Neogenbrekzien verdeckt, die Überschiebung von Wettersteindolomit der Rauhensteinschuppe über Hauptdolomit. Im Bereich der Aussichtsstelle 400 m NW des nördlichen

Aquädukt-Endes über Baden liegt völlig zertrümmerter Wettersteindolomit vor. Zerrüttung und Aufarbeitung gleichermaßen markieren somit den Beckenrand bei Baden. Eindeutig neogene Brekzien mit flachem bekkenwärtigen Einfallen folgen ostwärts.

Blatt 64 Straßwalchen

Bericht 1987 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone und den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 64 Straßwalchen

Von HANS EGGER
(auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr fanden Begehungen im Helvetikum, im Rhenodanubikum und in den Nördlichen Kalkalpen statt.

Im Ortsgebiet von Mattsee treten unmittelbar südlich des Nummulitenkalksandsteines des Wartsteines (S von Kote 519) graue Kalkmergel des Helvetikum auf; diese enthalten eine reiche Nannoflora des Obereozän (Istmolithus recurvus-Zone).

Im östlichen Teil des Kartenblattes wurden neue Aufschlüsse von Altlenzbacher Schichten südlich des Irrsberges bei Lengroid (Kote 728 und Gräben nördlich davon) und zwischen Ederbauer und Wimmer aufgefunden. Lithologisch handelt es sich dabei um eine pelitreiche und überwiegend dünnbankige Abfolge, in welcher die Mächtigkeit der einzelnen Bänke selten 25 cm erreicht. Diese in grüne und graue Pelite eingeschalteten Hartbänke wittern manchmal ockerfarben an und führen z. T. Kohlestückchen bis zu 2 cm Durchmesser. Gelegentlich konnte eine auffällige Grünfärbung der Hartbänke beobachtet werden, welche auf den Glaukonitgehalt zurückgeht. Erst allmählich gewinnen Mürbandsandsteinbänke gegen das Hangende zu an Bedeutung. Biostratigraphisch belegen mehrere Nannofloren ein Maastrichtalter dieser Flyschabfolge. Erst weiter im Süden, im Haldingerbach, befinden sich Aufschlüsse von Oberpaläozän (Discoaster multiradiatus-Zone). Dieses scheint unmittelbar an Maastricht zu grenzen, sodaß hier eine Störung angenommen werden muß.

Aufgrund der bisherigen Kartierungsergebnisse ist südlich des Irrsberges ein ungestörter Kontakt zwischen den Obersten Bunten Schieferen des Diesenbaches (s. Bericht 1985) und den dünnbankigen, pelitreichen Gesteinsabfolgen der Altlenzbacher Schichten anzunehmen. Damit wird aber ein interessanter Faziesunterschied innerhalb der Altlenzbacher Schichten deutlich: Wie bereits früher ausgeführt wurde (s. Bericht 1985) konnte eine von W. SCHNABEL entdeckte lithostratigraphische Gliederung der Altlenzbacher Schichten auch im Land Salzburg nachgewiesen werden. Die tiefste Einheit besteht aus einer fast reinen Sandsteinfazies, welche im Gebiet des Kolomannsberges gut aufgeschlossen ist. Von Norden nach Süden scheint daher die Basis der Altlenzbacher Schichten grobklastischer und dickbankiger zu werden, während gleichzeitig pelitische Gesteine stark an Bedeutung verlieren.

Auch südlich der Zementmergelserie des Buchberges wurden neue Flyschaufschlüsse bei Bindergrub und im Mattseeroiderbach entdeckt. Lithologisch handelt es sich dabei um eine pelitreiche Abfolge, deren turbiditi-

sche Hartbänke kaum über 0,5 m mächtig werden. Müßsandsteinbänke treten häufig auf, daneben konnten aber auch Kalksandsteinbänke beobachtet werden, welche oft deutliche Parallel- und Schrägschichtung erkennen lassen. Die Nannofloren belegen auch hier ein Maastrichtalter. Diese Aufschlüsse von Aitlengbacher Schichten sind vermutlich durch eine Störung von der Zementmergelserie im Norden getrennt. Dafür sprechen das Fehlen der Obersten Bunten Schiefer und die Steilstellung der Bänke im fraglichen Bereich.

Im Südteil der Flyschzone ist vor allem der höchste Anteil der Aitlengbacher Schichten (Formation 4) pelitreich entwickelt. Hervorragenden Einblick in diese Formation bieten die guten Aufschlüsse im Vetterbachgraben NE von Thalgau. Im westlichen Parallelgraben des Vetterbachgrabens konnte nun Paleozän (NP2) nachgewiesen werden (Probenpunkt etwa 120 m N der Autobahnbrücke). Nach den Paleozänvorkommen im Haldingerbach (NP9; s. Bericht 1984), im Schönbach (NP2) und Eugendbach (NP4; s. Bericht 1986) ist das nun das vierte neuentdeckte Paläozänvorkommen in der Flyschzone von Blatt Straßwalchen. Ein weiteres Vorkommen im Prossingerbach nördlich von Hallwang wurde bereits von PREY (1980) beschrieben. Auf dem im Westen an das Arbeitsgebiet anschließenden Blatt Salzburg (ÖK 63) nimmt der alttertiäre Anteil der Aitlengbacher Schichten wesentlich größere Gebiete ein; dort konnte jetzt im Antheringerbach sogar das basale Eozän (NP10 und NP11) nachgewiesen werden.

Die pelitreiche Gesteinsabfolge von Formation 4 der Aitlengbacher Schichtgruppe wurde auch ESE von Thalgau in den Gräben südlich von Voglhub und Steiblhof aufgefunden. Der untere Teil des relativ steilen Hanges wird zur Gänze von diesen Gesteinen aufgebaut, welche durchwegs Nannofloren des Maastricht lieferten. Ab etwa 600 m NN werden diese Flyschgesteine von quartären Sedimenten überlagert. Flysch tritt ab hier nur mehr in wenigen und verhältnismäßig kleinen Aufschlüssen zu Tage. Den besten Einblick erhält man hier im tiefeingeschnittenen Graben beim Gehöft Schwandbauer, wo das Einfallen generell mittelsteil gegen Süden gerichtet ist. Gleich südlich der Straße wurde eine karbonatreiche Flyschabfolge angetroffen. Bis 0,5 m mächtige Kalksandsteinbänke, welche vereinzelt Hornstein enthalten, werden durch dunkelgraue Mergel voneinander getrennt. Diese Mergel lieferten eine unterkretazische Nannoflora, sodaß die erwähnten Gesteine dem Neokomflysch zugeordnet werden können. Gegen Hangend nimmt die tektonische Beanspruchung zu, zahlreiche Harnische und Kalzitadern durchziehen das Gestein, und schließlich treten in 710 m NN hellrote und grüne Mergel aus dem Hang. Die für bunte Flyschschiefer typischen dünnen Hartsteinbänkchen fehlen, somit liegt hier vermutlich ein bisher unbekanntes Ultrahelvetikumfenster mit Buntmergelserie vor. Kleine Sandsteinvorkommen im Liegenden und Hangenden der bunten Mergel sind vermutlich zu den Reiselsberger Schichten gehörig. Ab 720 m NN wurden im Graben gute Aufschlüsse von südfallender Zementmergelserie angetroffen.

Bergsturz- und Hangschuttmassen und mehrere Massenbewegungen von der Kalkalpenstirn des Schobers und der Schatzwand verdecken die Grenze zwischen den Nördlichen Kalkalpen und der Rhenodanubischen Flyschzone. Nördlich der Triasgesteine, welche den Schobergipfel aufbauen, befindet sich ein schmaler Streifen von rotem Krinoidenkalk, von Schrambach-

schichten und Tannheimer Schichten. Diese Gesteinsabfolge konnte von der Ruine Wartenfels bis nördlich der Schatzwand verfolgt werden.

Weitere Begehungen in den Kalkalpen fanden westlich des Wiestales statt. Der im Wiestal anstehende, gegen WSW einfallende Hauptdolomit baut auch fast den gesamten Osthang des Schwarzenberges auf. Erst im Gipfelbereich tritt Plattenkalk auf, welcher aufgrund seines hangparallelen Einfallens am Westhang des Schwarzenberges weite Verbreitung hat. Gelegentlich in großer Anzahl auftretende sehr große Megalodonten sprechen für ein obernorisches bis rhätisches Alter des Plattenkalkes. Mehrmals kommen geringmächtige Einschaltungen von dunkelgrauen, wellig geschichteten Kalken vor, die Ähnlichkeit mit den Kössener Schichten zeigen. Diese Fazies wurde auch im Gebiet der Gurlspitze beobachtet.

Typische Kössener Schichten treten erst weiter westwärts am Fuß der Mühlsteinwand auf, wo sie von Allgäuschichten und Scheibelbergschichten überlagert werden.

Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 64 Straßwalchen

Von HORST IBETSBERGER
(auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1987 wurden die würmeiszeitlichen Ablagerungen im SE des Wallersees, im Gebiet zwischen Seekirchen – Henndorf – Aigenstuhl – Unzing und Eugendorf, kartiert.

Rißeiszeitliche Erraticafunde konnten im Moserwald bis auf eine Höhe von rd. 700 m im Norden nachgewiesen werden. Im Westen sowie im Süden des Zifanken blieben auf Grund der Steilheit der Orographie kaum Erratica in situ zu liegen, sodaß man die obere Erraticagrenze hier nur theoretisch bei ca. 780 m festlegen kann (nördlich Aigenstuhl).

Sieht man von diesen wahrscheinlich rißeiszeitlichen Erraticafunden ab, so hat man es im übrigen Kartierungsgebiet ausschließlich mit würmeiszeitlichen Ablagerungen zu tun.

Im westlichen Teilgebiet (westseitig der Straße von Eugendorf nach Henndorf) findet man eine typische, flachwellige Grundmoränenlandschaft mit langgezogenen Drumlinrücken, die mehrheitlich SW–NE orientiert sind (z. B. Köllersberg).

Im Bereich der beiden Bäche (Schlachterbach und jener, der östlich Weiland verläuft – ohne Namen) kam es zu mächtigen Ablagerungen deltageschütteter Sedimente in den spät- und postglazialen Wallersee. Es läßt sich hier eine höhere Seeterrasse (Schüttung bei einer Seespiegelhöhe von 550 m) von einer tieferliegenden Seeterrasse (Schüttung bei einer Seespiegelhöhe von 520 m) deutlich unterscheiden. Das tiefere Terrasseniveau geht kontinuierlich in die heutige Uferzone über.

In der höheren Terrasse findet man westlich von Henndorf ein wunderbar ausgebildetes Toteisloch, mit einem Durchmesser von rd. 80 m, und mehreren Metern Tiefe.

Östlich der Straße, die von Eugendorf nach Henndorf zieht, steigt die Reliefenergie zu den Bergen hin (Zifanken, Große Plaike) leicht an.

Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 64 Straßwalchen

Von HERBERT MENEWEGER
(auswärtiger Mitarbeiter)

Im Süden, also im Gebiet des Unzinger Astes des Salzachgletschers, findet man weiterhin eine mächtige Moränendecke mit Drumlinrücken. Charakteristisch für dieses flache Becken sind Vernässungszonen sowie die drei Hochmoorgebiete (Wörlemoos, S Moosmühle, S Kirchberg), deren Untergrund eine stark verdichtete Grundmoräne bildet.

Weiter im Norden tritt bei Drei Eichen und Kirchberg in einer Höhe von 620 m das Anstehende aus der Moränenbedeckung hervor. Nach der glazialmorphologischen Nomenklatur können diese als Rundhöcker bezeichnet werden.

Weiter gegen E lassen sich jetzt drei Wallsysteme unterscheiden, die allesamt dem Würm zugeordnet werden können. Der äußerste Würmwall, der von Norden kommend den Hangfuß des Zifanken umläuft, kann in einen Hochstand und in einen nur mehr zum Teil vorhandenen Maximalstand gegliedert werden.

Der Maximalstand ist als kurz vorgeschobener, aber doch deutlich ausgebildeter Wall teilweise erhalten geblieben und besitzt die Zugrichtung: E Weidl (672 m) – Am Fuße des Moserwaldes (670 m) – In der Verlängerung (690 m) – NE- Fuchshof (700 m) nach Aigenstuhl (750 m), wie es zu einer Stirnberührung mit dem Thalgauarm des Traungletschers kam.

Der Hochstand ist deutlich und zum Teil breitrückig ausgebildet, mit einer Zugrichtung: E Weidl (662 m) – am Fuße des Moserwaldes (682 m) – In der Verlängerung (680 m) – NE Fuchshof (700 m) nach Aigenstuhl (750 m).

Der Mittlere Wall ist als Rückzugsstand zu bezeichnen und hat folgende Zugrichtung: Hölzlgut (655 m) – am Fuße des Moserwaldes, in Berührung mit dem Hochstand (680 m) – ESE Stallergut (669 m) – Sulzberg (661 m) – Holzmeister (677 m) nach N Bärenthal (633 m).

Der Innerste Wall ist ebenso ein Rückzugsstand, der auf Grund seiner Ausgeglichenheit in der Literatur als überfahren angesehen wird (DEL NEGRO, 1956; SEEFELDNER, 1961). Seine Zugrichtung verläuft: Hub (602 m) – Oberschönberg (604 m) – Pichl (643 m) nach Kraimoos (642 m).

Der Altenbach, der im ehemaligen Umfließungsgerinne am Südfuß des Zifanken seinen Ursprung hat, schneidet nördlich Stallergut bis zu 20 m in die Moränendecke ein und legt den im Liegenden befindlichen Flysch (Altlangbacher Schichten und Buntmergel nach EGGER, 1984ff) frei.

Die östliche Begrenzung des Unzinger Gletscherastes ist gekennzeichnet durch mächtige Eisrandterrassen, die zur Zeit des Eiszerfalls gebildet wurden. An den Rand des zurückschmelzenden Eislobus sedimentierten Bäche große Mengen unsortierten Materials, das mit einer chaotischen Schichtung zur Ablagerung kam (Schottergrube bei Tannbrunn). Verschieden hohe Terrassenniveaus, je nach Mächtigkeit des zurückschmelzenden Eiskörpers, lassen sich unterscheiden: 620 m bei Dachsbühel, Fuchsstatt, Tannbrunn und Holzmeister; 635 m bei Kraimoos und Holzmeister; 660 m nördlich von Schwandt.

Der Kraimooser Bach zerschnitt nun diese Eisrandterrassen und schloß die darunterliegende Grundmoräne im Bachbett wieder auf. Östlich von Kraimoos verläuft ein breit angelegtes Trockental, das dem früheren Verlauf des Kraimooser Baches entsprechen dürfte.

Im Jahre 1987 wurde die Kartierung des Quartärs von Koppl – Ebenau – Faistenau im Ostteil abgeschlossen, und so insbesondere das Gebiet zwischen Strubklamm, Faistenau und Todtberg kartiert.

Das kleine Becken (1x2 km) ist geprägt durch den mehr oder weniger bereits verfüllten und meist wasserfreien alten Stausee des Almbaches. Wie bei Ebenau ist auch bei Alm ein tieferes und höheres Flußterrassensystem ausgebildet.

Nach Norden, Richtung Lidaun, steigen Eisrandterrassen in mächtiger Ausbildung allmählich an; so schneidet sich der Schmiedbach bis zu 40 m tief ein, ohne das Liegende freizulegen.

Im Gegensatz dazu sind südwestlich des alten Stausees und südlich der Strubklamm, im Gebiet von Hinterstein und Plaik, die Lockergesteine nur als dünne Auflage über dem anstehenden Hauptdolomit erhalten. Zwischen den kleineren Terrassen, die auch hier kurze Rückzugsstände des Gletschers anzeigen, kommt an vielen Stellen der Fels in Rippen zum Vorschein.

Im Gebiet zwischen Kugelberg und Grünberg sind die würmzeitlichen Sedimente (präwürmzeitliche Ablagerungen können in diesem inneralpinen Becken nicht nachgewiesen werden) in mächtiger Ausbildung abgelagert worden. Im Nordosten hat sich der Almbach entlang der Südwestflanke des Kugelberges eingeschnitten; der größere Teil, um die Gehöfte Hanithal, Krin, Todtbauer, Strübl und Grünau, ist dagegen durch den buchtförmigen Charakter mit seinem glazialen Formenschatz fast ungestört. Mächtige Eisrandterrassen, die oft kein Liegendes erkennen lassen, wechseln mit aufgeschlossener Grundmoräne und markanten Endmoränenzügen. Die Wälle bei Hanithal, nördlich Krin, vervollständigen mit einem am Westhang des Kugelberges angebrachten Wall das bogenförmige Endmoränensystem von Faistenau – Eckschlag – Ebnerwirt, und zeigen das typische Bild einer ehemaligen Gletscherzunge eines von Westen kommenden Eiszuflusses.

Auch bei Hanithal sind Maximalstand (795 m), Hochstand (790 m–770 m) und ein erster Rückzugsstand (770 m–760 m) sowie südlich Plaik ein zweiter Rückzugsstand (765 m) ausgebildet, welche mit der Abfolge bei Lidaun exakte konzentrische Bögen ergeben.

Diese Gletscherzunge ist bei Faistenau dem von Osten vorstoßenden Traungletscher und südwestlich des Kugelberges dem Lokalgletscher des Hintersees gegenübergestanden.

Der Hinterseegletscher baute seine Endmoräne zwischen Todtbauer und Krin sehr nahe an der des Salzachgletschers auf, so wie es für einen Lokalgletscher charakteristisch ist: aufgrund der grobblockigeren Art des Materials mit weniger Feinstoffanteil ist der Wallrücken eher scharf gezogen und trockener als die gegenüberliegenden Endmoränen des Ferngletschers aus den Hohen Tauern.

Zwischen den Wällen, im glazialen „Niemandland“ also, ist im Südwesten ein keilförmiger Staukörper aus überwiegend Hangschuttmateriale abgelagert und ansonsten, durch die beengte Entwässerung bedingt, eine Schwemmlandchaft in Form eines ausgeprägten Trockentales ausgebildet.

Die bisherigen Ansichten über die Paläogeographie der Würmeiszeit des Gebiets Faistenau – Lidaun – Alm müssen nun grundlegend geändert werden (z. B. EBERS, E., WEINBERGER, L. & DEL NEGRO, W., 1966; SEEFELDNER, E., 1931, 1961 sowie GÖTZINGER, G., 1942).

Die Mächtigkeit und Ausbreitung des Hinterseegletschers, sowie die erosive Wirkung des Almbaches in der Strubklamm waren deutlich überschätzt worden.

Dies führte zu der Ansicht, daß hier eine Gletscherzunge des Hinterseegletschers gelegen hat, die Strubklamm noch nicht eingeschnitten war und der Salzachgletscher mit dem Wiestalast nur über Ebenau von Westen kommend bis Ebnerwirt vorgestoßen war (siehe Abb. 1 und 2).

Nach der genauen Kartierung ergibt sich nun als neue Interpretation, daß die Strubklamm bereits zum Großteil präwürmzeitlich angelegt war, und die Breite in 900 m Seehöhe genügte, daß ein Gletscherast, der „Strubklammast“, vom Wiestalzweig des Salzachgletschers abzog und hier ein kleines Zungenbecken bilden konnte (siehe Abb. 3, 4 und 5).

Bericht 1987 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 64 Straßwalchen

Von WOLFGANG PAVLIK
(auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der Landesaufnahme wurde der kalkalpine Anteil dieses Blattes neu begangen.

Unter anderem wurde das Gebiet der Langbathzone nördlich Schober neu kartiert. Die Aufschlußverhältnisse sind sehr schlecht, da einerseits große Hangrutschungen existieren, die Hänge andererseits durch große Hangschuttmassen und Bergsturzmaterial bedeckt sind.

Die Ruine Wartenfels steht auf roten bis weißen Spatkalken (Hierlatzkalk und ?Vilserkalk). Nördlich und westlich der Felsen liegen Schrambachschichten. Östlich und südöstlich stehen weiße Spatkalke (?Hierlatzkalk und Vilserkalk) und noch nicht näher eingestufte braune Kalke an. Nördlich Schober treten in einigen Gräben unterhalb der Gutensteiner Kalke und der Wettersteinkalke des Tirolikums sehr intensiv verschuppte Folgen mit Hierlatzkalk – Vilserkalk? und Schrambachschichten zu Tage. Die Schrambachschichten sind bis auf 900 m hinunter verfolgbare. Die nördlich des Schober zwischen 860 und 940 m angeschnittenen Gutensteiner Schichten dürften größere Gleitmassen darstellen.

Auf der Westseite des Schober tauchen in den Gräben Gutensteiner Schichten und ?Reiflinger Schichten auf. Diese Serien bilden eine ungefähr WSW–ENE streichende Antiklinale unter dem Schober. Die Hauptmasse des Schober wird von Wettersteinkalken und -dolomiten gebildet. Entlang des Weges auf der Westseite des Schober (Höhe 1000 m) stehen Hangbreccien als Felsen an. Der Eibenseebach verläuft bis auf eine Höhe von 870 m in karnischen Sandsteinen. Der von B. PLÖCHINGER südlich des Eibenseebaches eingetragene Hauptdolomit ist als Wettersteindolomit anzusprechen.

Auch die Hauptdolomitvorkommen von B. PLÖCHINGER am Feldberg und nordöstlich des Feldberges sind als Wettersteindolomite zu deuten. Östlich des Feldberges sind nahe dem Gutensteinerkalkvorkommen Gosausandsteine aufgeschlossen.

Im Gebiet nördlich des Filblingsees sind im Hangenden der Plattenkalke Kössener Schichten entwickelt. Nördlich Filbling sind auf Höhe 1170 m Hierlatzkalke aufgeschlossen, die unmittelbar vom Hauptdolomit unterlagert werden.

Der Westteil des Kühberges wird von Plattenkalken aufgebaut. Gegen Osten ist eine Verzahnung mit der Kössener Fazies anzutreffen. Östlich einer Verwerfung bilden Kössener Schichten, kieselige graue Kieselkalke und Allgäuschichten die Verebnungsfläche. Zum Hangenden folgen nordöstlich des Weges Jurarotkalke, Ruhpoldinger Schichten und Oberalmer Schichten mit einer Einschaltung von Barmsteinkalken.

Der Osthang des Lidaun weist eine viel schmalere Zone mit Kössener Schichten auf, als es bei B. PLÖCHINGER angegeben wurde. Im Hangenden folgen Liaskieselkalke, Jurarotkalke, Ruhpoldinger Schichten, Oberalmer Schichten und Gosaukonglomerate und -sandsteine. Auf der Südseite des Sattels nördlich Lidaun liegen Rhodolithe (bis zu 3 cm) der Gosauschichtfolge. Die Grenze zwischen Hauptdolomit und Plattenkalk verläuft am Lidaungrat oder knapp südlich des Grates. Die Grenze zu den Kössener Schichten verläuft auf ungefähr 1150 m auf der Nordseite des Lidaun.

Der Höhenzug zwischen Hirschbergkopf und Lidaunberg wird von Gosaukonglomeraten und -sandsteinen aufgebaut. Südlich der Gosau sind Oberalmer Schichten und Ruhpoldinger Schichten aufgeschlossen. Der Graben Richtung Ort Gitzen verläuft im Plattenkalk und Hauptdolomit. Der Sattel südlich Hirschbergkopf weist Gosausandsteine auf. Der Südhang des Hirschbergkopfes wird von Schrambachschichten gebildet. Wenige Meter nördlich des Hirschbergkopfes bauen Oberalmer Schichten den Nordostabfall des Berges auf. Bei der Jagdhütte südlich Sattel treten im Liegenden der Gosausandsteine sehr kieselige, zum Teil Hornstein führende Oberalmer Schichten auf.

Der Grat des Gitzenberges wird von Plattenkalken aufgebaut. Den Südhang bildet Hauptdolomit. Im Norden folgen im Hangenden der Plattenkalke Kirchsteinkalke und Scheibelbergkalke. Das Wiesenareal nördlich Gitzenberg verläuft in Gosausandsteinen. Im Wald nördlich der Wiesenzone stehen Gosaukonglomerate an.

Das Gebiet des Döllerer Waldes ist noch einer sehr genauen Begehung zu unterziehen. Die stratigraphische Untgliederung der Rhät- und Juraserien muß neu überarbeitet werden. Durch die hangparallele Lagerung ergibt sich durch kleine Antiklinalen und durch tiefer eingeschnittene Gräben ein wiederholtes Auftauchen der liegenden Serien.

Das gesamte Gebiet westlich dieser Zone (Rannberg – Seeburg – Kugelberg – Todtberg – Grünberg – Strumberg) wird vom Hauptdolomit aufgebaut. In den Verebnungsflächen wird dieser von Quartärschottern überlagert. Der Plattenkalk des Ochsenkogels liegt südlich der Blattgrenze.

volle Korrelationsmöglichkeit besteht. Westlich des Steinbachgrabens begleitet den W–E-streichenden Hauptdolomit nur mehr Neokom mit spurenhaftem Oberjura an der Basis. Ansonsten greifen die Sandsteine und Mergel der Losensteiner Schichten östlich und westlich des Steinbachgrabens bis über Hauptdolomit. 300 m südlich des Gehöftes Schatzl liegt im Hangenden der Losensteiner Schichten ein Streifen kieseliger Sandstein z.T. mit ausgelöster Matrix. Kalkige Lagen sind stark biodetritisch und reich an Orbitolinen. Gleit-schollen dieser Schichten liegen hier nicht vor.

Über dem Cenoman liegt nur spurenhafte und infolge Verscherung oft unterbrochen Coniac-Santon-Sandstein, Campanmergelkalk mit typischer Rot- und Graufärbung sowie Globotruncanenreichtum. Darüber folgen mächtige Untere Gießhübler Schichten in üblicher Ausbildung. Südlich des Blöchl und östlich sowie südöstlich des Waisenhofers setzen sie sich in mittlere bis obere Gießhübler Schichten fort, beim Waisenhofer enthalten sie Lithothamnienbrekzienzüge. Ihre Gradierung in nördlicher Richtung spricht allerdings für eine tektonisch rotierte Position. Entlang der Linie Höfnerhaus – Stickler – Hagerhof – Blöchl sind über die Gießhübler Schichten Losensteiner Schichten geschoben. Diese Überschiebung stellt die Fortsetzung einer im Vorjahr angeführten Überschiebung östlich des Hofnergrabens dar. Sie läuft S Blöchl aus.

Inmitten der Losensteiner Schichten der überschiebenden Schuppe taucht beiderseits des Steinbachtals Neokom in Form von Fleckenmergelkalken und hornsteinführenden sandigen Kalken auf. Der Nordrand dieses Aufbruches ist herausgeschoben, da hier an der Basis das Neokom unter dieses südwärts einfallend Radiolarite und Saccocomakalke des Malm auftreten. Im Süden liegen über den Losensteiner Schichten wieder Scherkörper von Mergelkalken des Campan und Gießhübler Schichten. Vor Überschiebung der Reisalpendecke sind letztere südlich des Waisenhofer abermals von Losensteiner Schichten überschoben. All diese Aufschiebungen und Überschiebungen werden von Quellaustritten begleitet.

Blatt 58 Baden

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 58 Baden

Von WERNER LEITHNER & ROSWITHA BRAUNSTEIN
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Frühjahr 1989 konnten Aushubarbeiten für einen Neubau im 14. Wiener Gemeindebezirk (Kreuzung Edenstraße–Knödelhüttenstraße) zur Aufnahme eines kurzen Profilstückes sowie zur Beprobung genutzt werden. Unter einer etwa 2 m mächtigen Vewitterungsschwarte mit deutlichem Hakenwerfen und aufgelöstem Gefügeverband des Anstehenden war trotz starker Zerlegung der Gesteine eine Profilaufnahme möglich. Die Schichtfolge zeigt mittelsteiles Einfallen nach N bzw. NW (005/65 bis 317/59). Im Profil sind wechsellagernd dickbankige, hellgelbbraune Kalkmergel, mergelige, hellgelb- bis ockerbraune Sandsteine und splittrig zerfallende, hell-olivbraune Mergel aufgeschlossen. Einzelne Kalksandsteinbänke bis zu 40 cm Dicke sind zwi-

schengesaltet. Die Mächtigkeit des aufgeschlossenen Profiles betrug etwa 14 m.

Die Nannobeprobung aus den Mergeln ergab eine eindeutige Einstufung in NP 16 (Mittelozeän). Umgelagerte Nannofossilien aus der Kreide und dem unteren Paläozän sind ebenfalls enthalten (det. R. BRAUNSTEIN). Aus der vorliegenden Lithologie und im Vergleich mit bisherigen Beschreibungen ist die Zuordnung des aufgeschlossenen Bereiches zu den Laaber Schichten möglich (vgl. Manuskriptkarte S. PREY).

In der Baugrube wurden auf Trennflächen zerscherzte klare Gipsbeläge bis 2 mm Stärke, wie einzelne idiomorphe Gipskristalle bis 8 cm, aufgefunden. Die Analyse zusickernder Wässer ergab Sulfatkonzentrationen bis mehrere tausend mg/l (det. W. EPPENSTEINER).

Ebenfalls im 14. Wiener Gemeindebezirk konnten in der Baugrube des Neubaus Waidhausenstraße 24 Nannoproben aus hellgrauen Kalkmergeln, sowie dunkelroten und grünen Mergeln (vorwiegend rote Schiefertone nach der Manuskriptkarte S. PREY) genommen werden.

Sterile Proben, bzw. diagenetisch stark zersetzte, kalzifizierte Nannofossilien ließen keine stratigraphische Einstufung zu. Die blockig zerlegten lagigen Mergel, sowie dickbankige, hellgraubraune Sandsteine fallen mittelsteil W bis NW (274/32 bis 310/55) hangeinwärts ein.

Blatt 64 Straßwalchen

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 64 Straßwalchen

Von HANS EGGER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Nordteil des Kartenblattes wurden im Ultrahelvetikum westlich von Straßwalchen (Grabeneinschnitt östlich vom Gehöft Grub) mehrere Proben für Nannoplanktonuntersuchungen genommen. Die grauen, sandig-siltigen Mergel enthielten Floren des Unterpaläozän (NP 2 – *Cruciplacolithus tenuis*-Zone) und werden somit den Oichinger Schichten zugerechnet. Dieser kleine Aufschluß, am Rand eines Rutschgeländes gelegen, ist das einzige Vorkommen dieser Gesteine auf diesem Kartenblatt.

Der Schwerpunkt der diesjährigen Aufnahmestätigkeit lag in den Nördlichen Kalkalpen, im Gebiet der Gaisberggruppe. Der Gaisberg selbst bildet eine Scholle, welche sowohl im Süden als auch im Nordwesten von nachgosauisch aktiven Störungen begrenzt wird. Einhergehend mit dem südlichen Bruch konnte eine deutliche Änderung des Schichtstreichens festgestellt werden: der gegen WSW einfallende Plattenkalk- und Dachsteinkalk des Klausberges grenzt tektonisch an den gegen SSW einfallenden Hauptdolomit der Gaisbergscholle. Dieser Hauptdolomit wird südlich von Unterkoppl von karnischen Opponitzer Schichten unterlagert, welche die ältesten obertags aufgeschlossenen Ablagerungen des Kartenblattes bilden.

**Bericht 1989
über geologische Aufnahmen
im Quartär
auf Blatt 64 Straßwalchen**

Von HORST IBETSBERGER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Der Bruch im Nordwesten des Gaisberges trennt die Triasgesteine der Gaisbergscholle von Gosauschichten; die Harnische auf der NE-SW-streichenden Bruchfläche, die an einer neuen Forststraße schön aufgeschlossen ist, deuten mit ihren deutlichen Strömungen auf eine Blattverschiebung hin. Die erwähnten Gosaugesteine sind am besten im Graben südöstlich vom Gehöft Hies aufgeschlossen. Dort konnten rote und graue Mergel und Kalkmergel in Wechsellagerung beobachtet werden, sodaß hier die Fazies der Nierentaler Schichten vorliegt. Diese Fazies setzt im Vergleich zu anderen Gosaubecken hier sehr früh ein, denn die Nanofloren belegen eine stratigraphische Einstufung ins Santon bis Untercampan: *Marthasterites furcatus* (DEFLANDRE), *Calculites ovalis* (STRADNER), *Lucianorhabdus maleformis* REINHARDT, *Reinhardtites anthophorus* (DEFLANDRE), *Eiffellithus eximius* (STOVER), *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFLANDRE), *Lucianorhabdus cayeuxi* DEFLANDRE, *Stradneria crenulata* (BRAMLETTE & MARTINI), *Micula decussata* VEKSHINA, *Watznaueria barnesae* (BLACK). Die Nierentaler Schichten bilden den jüngsten erhalten gebliebenen Anteil der Gosauschichtfolge der Gaisberggruppe.

Der Großteil der Gosauablagerungen wird im Arbeitsgebiet von einer konglomeratreichen Abfolge gebildet, in welche sich gelegentlich Kalkarenitbänke und bis zu 5 m mächtige ziegelrote Pelitgesteine einschalten. Die Konglomeratbänke zeigen teils komponentengestütztes teils matrixgestütztes Gefüge; Sortierung und Schichtung der Komponenten können häufig beobachtet werden. Bipolare Erosionsrinnen zeigen unterschiedliche Streichrichtungen (ENE-WSW; SE-NW); Komponenten von rotgädertem Wettersteinkalk, der in vergleichbarer Ausbildung am Untersberg (SW der Stadt Salzburg) ansteht, deuten auf eine Anlieferung dieses Materials aus westlichen Richtungen hin. Die in dieser Schichtfolge nicht seltenen Arenitbänke lassen oft überaus deutliche Kreuzschichtungen erkennen, gelegentlich treten darin auch Kohleschmitzen auf.

Die eben kurz skizzierte Gosauschichtfolge weist fazielle Ähnlichkeiten mit der santonen Streiteckformation im Becken von Gosau auf. Auf eine stratigraphische Einstufung ins Santon deuten auf Blatt Straßwalchen auch die Verhältnisse bei Faistenau hin (s. a. Bericht 1988): dort wird eine vergleichbare Konglomeratabfolge von den Glanegger Schichten des Coniac unterlagert, wie sie aus dem Becken von Bad Reichenhall bekannt sind.

Im Bereich der Gaisberggruppe sind die Glanegger Schichten nicht erhalten geblieben. Die konglomeratreiche Schichtfolge liegt hier mit einer Erosionsdiskordanz über verschiedenen Schichtgliedern des prägosausischen Untergrundes; im Süden, im Gebiet der Glasenbachklamm, bilden die oberjurassischen Ruhpoldinger Schichten die Unterlagerung der Gosaugesteine, weiter im Norden dagegen die Kössener Schichten.

An der Westseite des Gaisberges reicht ein großer Bergsturz von den Wänden östlich des Hotel Kobenzl bis zum Talboden bei Gänssbrunn herab. DEL NEGRO (Geologische Karte der Umgebung der Stadt Salzburg) nahm die Ausdehnung dieses Bergsturzes viel zu kleinflächig an und stellte Teile davon als anstehenden Fels dar; dadurch wurde auf der genannten Karte die Tektonik dieses einfach gebauten Gebietes viel zu kompliziert dargestellt.

Im Jahre 1989 wurde die Kartierung des Quartärs im Gebiet Seekirchen – Obertrum – Wallersee/Zell und bis an die westliche Begrenzung des obgenannten Kartenblattes fortgesetzt.

Der westliche Teil des Kartierungsgebiets liegt im Gletscherkontaktbereich des Trumerzweiges, mit dem Wallerseezweig des pleistozänen Salzachgletschers und ist durch eine drumlinisierte Grundmoränenlandschaft gekennzeichnet. Der östliche Teil des Kartierungsgebiets befindet sich dagegen im ehemaligen Zentralbereich des Wallerseezweiges des Salzachgletschers, wo neben dem gerade erwähnten Formenschatz auch Abschmelzformen aus der Zeit des Gletscherschwundes anzutreffen sind.

Ablagerungen von Moränenmaterial, die älter als würmzeitlich angesehen werden dürfen, wurden an 3 Stellen, nämlich SE von Bayerham, SE Mirtlgut und bei Huttern gefunden. Im SE von Bayerham findet man einen stark verflachten Rücken, der aus gut verfestigtem, z. T. konglomeriertem Moränenmaterial aufgebaut ist. Nach Aussehen und Verwitterungsgrad dürfte das Moränenmaterial dem Reiß-Glazial zugeordnet werden. Ebenso als rißzeitlich eingestuft werden kann das Moränenmaterial bei Huttern, das in einer Baugrube in ca. 6 m Tiefe aufgeschlossen wurde, und uns in Form einer 2 m mächtigen Konglomeratbank entgegentritt. Darüber findet sich eine mehrere Meter mächtige Würm-Grundmoränenendecke. SE von Mirtlgut findet man im Liegenden der Deltaschotter (Grubenbereich) ebenfalls Reiß-Sedimente aufgeschlossen.

Das gesamte Gebiet der Kartierung ist, mit Ausnahme des südöstlichen Teilbereiches, mit einer mächtigen Würm-Grundmoränenendecke ausgekleidet. Die Morphologie dieser Landschaft wird durch Grundmoränenablagerungen mit Drumlins und drumlinisierten Rücken, besonders im Bereich der Gletscherkontaktzone der beiden Zweigströme (Trumer- und Wallerseezweig) im Westen der Gemeinde Seekirchen, gekennzeichnet. Auf Grund einer deutlichen, im Gelände wie auch auf dem Luftbild, nachvollziehbaren Divergenz der Streichrichtung der Drumlinlängsachsen können die beiden Gletscherteilströme einigermaßen klar differenziert werden. Die Drumlinlängsachsen des Trumerzweiges des Salzachgletschers streichen in N-S, bzw. in NNE-SSW-Richtung, jene des Wallerseezweiges des Salzachgletschers streichen dagegen in NE-SW, bzw. im nordöstlichen Teilgebiet der Kartierung in ENE-WSW-Richtung. Die Linie der Nahtstellen der beiden Gletscherteilströme dürfte über Mayerlehen (K 586) – Unterdichberg (K 582) nach Kothgumprechtung/Zaisberg (K 582) verlaufen. Die Drumlinrücken erreichen Längserstreckungen bis ca. 1200 m und relative Höhenausdehnungen bis max. 40 m (Drumlin von Bayerham oder Zaisberg) und gehen, z. T. nur gering gegeneinander versetzt, ineinander über (Drumlin von Oberleiten).

Die Grundmoräne ist feinstoffreich, stark verfestigt und tritt auf Grund dessen als Stauhohizont besonders deutlich in Erscheinung. So kam es zur Ausbildung von Niedermooren (nördlich Waldprechtung; östlich Mirtlgut;

östlich Mayerlehen) sowie ausgedehnten Vernässungszonen (östlich Wirthenstätten/Götzing). Zum Teil wurden Moorgebiete drainiert (Moor von Unterkriechham; Moor östlich Wies), um diese der landwirtschaftlichen Nutzung zugänglich zu machen.

Im Süden von Seekirchen konnten 2 große Deltaschüttungsbereiche ausgeschieden werden, deren Anlage eine Spiegelhöhe des Wallersees von 550 m zugrundeliegt. Der Schüttbereich westlich des Tales der Fischach bildet auf einem Niveau von ca. 550 m eine Terrassenfläche aus, die mit einem deutlichen Geländeknick (hier kam es zur Anlage von mehreren Schottergruben) auf ein Niveau von 530–520 m abbricht. Die Terrassenfläche wie auch die Terrassenkante wurde postglazial erosiv überprägt. Die Deltaschüttung östlich des Tales der Fischach stellt das gegenüberliegende Pendant zum vorher genannten Schüttkörper, ebenfalls auf dem 550 m-Niveau, dar. Die ursprüngliche Terrassenfläche wurde auch hier erosiv umgestaltet, so daß diese als ebene Fläche nur mehr westlich von Eck erhalten blieb.

Bei Kellerwirt findet man auf einem Niveau von 540 m einen Staukörper, der zur Zeit des beginnenden Eiszerfalls des Trumerseegletschers geschüttet wurde.

Die weite Talung der Fischach im erweiterten Ortsgebiet Seekirchen wird von mehrere Meter mächtigen Seetonablagerungen aufgebaut (in Baugrube bis 4 m), die bis auf ein Niveau von 510/512 m anzutreffen sind. Diese feinsten schluffig-tonigen Sedimente bilden einen Stauhorizont, so daß Oberflächenwasser nur schwer versickert und dies zur Bildung anmooriger Böden führt. Eine ausgedehnte, schilfbestandene Sumpflfläche kennzeichnet den nördlichen Flußabschnitt der Fischach; der mittlere und südliche Flußabschnitt der Fischach ist dagegen trockener, mit nur mehr vereinzelt, kleinen Vernässungszonen.

Alluvionen konnten in den schmalen Sohlenbereichen der beiden namenlosen Bäche – nördlich von Schöngumprechtling – sowie im Schönbach – östlich von Oberkriechham – auskartiert werden.

Der anstehende Flysch (Altlangbacher Schichten) ist im Bereich des Bachbettes des nördlichen und südlichen Armes des Schönbaches deutlich aufgeschlossen. Schichtbänke, die quer zum Flußverlauf streichen, unterteilen die Flußstrecke durch Kaskaden.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 64 Straßwalchen

Von WOLFGANG PAVLIK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Raum nördlich des Schober wurden der Fuß der Felswand sowie die nördlich anschließende Verebnung einer genaueren Betrachtung unterzogen. Nördlich des Schober ist ein breites Areal erkennbar, in dem eine Mure aus der Schoberwand weit auf das Vorland aufgeföhren ist. In diesem Bereich sind überwiegend stark zerlegte und zertrümmerte Gutensteiner Schichten aufgeschlossen. Knapp östlich der Ruine Wartenfels läßt sich ein Felszug, bestehend aus Juraspatkalken (?Vilser Kalk) in Aufschlüssen als Untergrund unter der Mure nachweisen. Südlich der Jagdhütte sind nördlich

dieser Spatkalke Schrambachschichten entwickelt. Es ist anzunehmen, daß nur noch der untere Teil der Steilflanke nördlich der Schatzwand zur Langbathzone (mit Hauptdolomit, Hierlatzkalk, Vilser Kalk, Schrambachschichten und Tannheimer Schichten) zu zählen ist. In der Verebnung nördlich davon sind vereinzelt Flyschaufrüche erkennbar. Die Juraareale und die Schrambachaufschlüsse in diesem Bereich sind eher als abgerutschte Massen und Bergsturzblockwerk zu interpretieren. Am östlichen Blattrand stoßen erneut Mitteltriaskalke (Gutensteiner Schichten etc.) weit gegen Norden vor. Auch dies könnte auf ein Mureneignis zurückzuführen sein. Die Langbathzone ist noch in den Felsen der Ruine Wartenfels und in den Hängen westlich und südlich davon aufgeschlossen. Diese Zone wird dann von der Wolfgangsee-Störung abgeschnitten und sie erscheint erst wieder nördlich des Gaisberges.

Im Bereich des Eibenseebaches wurden Sandsteine der Kreide (Gosau) und Quartärbedeckung ausgeschieden. Die Abtrennung eines Hauptdolomitstreifens, wie von B. PLÖCHINGER vorgenommen, konnte nicht bestätigt werden. Nördlich und südlich des Tales sind Wettersteindolomite aufgeschlossen.

Ähnliches gilt für den Feldberg. Auch hier kann keine Abtrennung eines Hauptdolomitareals vorgenommen werden. Im Gebiet des Steinbruches nordöstlich des Feldberg konnte eine Auflagerung von Karnserien auf dem Dolomit nachgewiesen werden, und somit ist die Deutung als Hauptdolomit (B. PLÖCHINGER) widerlegt. Im Sattel östlich des Feldberg konnten noch kleine Gosauvorkommen ausgeschieden werden.

An einigen Stellen wurde der Bereich Hauptdolomit – Plattenkalk – Kössener Schichten begangen, um eine genauere Gliederung, unter anderem mit Ausscheidung einer Übergangszone zwischen Hauptdolomit und Plattenkalk (Wechsellagerung von Kalken und Dolomiten) vorzunehmen (Rannberg, Filbling, Sonnberg).

Weiters wurde die Hirschberg-Synklinale genauer untersucht, um den jüngsten Anteil zu erfassen.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 64 Straßwalchen

Von DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1989 wurde der Bereich südwestlich Straßwalchen kartiert, um auch im Vorfeld des Salzachgletschers eine bessere Abgliederung der älteren quartären Sedimente von den würmzeitlichen Spuren zu bekommen.

Der würmzeitliche Moränenzug südlich des Tannberges setzte sich bis Tannham – Gramling fort. Es ist ein mächtiger, durch ein Trockental vom Hang deutlich abgesetzter Wall, der auf der Innenseite in viele kleinere Wälle untergliedert ist. Östlich Gramling schwenken die Wälle nach SW ein und sind undeutlicher ausgebildet. Sie liegen hier einer Hochfläche auf, die aus älteren quartären Ablagerungen aufgebaut wird. Diese sind in den alten Konglomeratabbauen südlich der Kirche am Johannesberg erschlossen und östlich des Randes der Würmablagerung durch das fast ausschließliche Auftre-

**Bericht 1993
über geologische Aufnahmen
in der Flyschzone
auf Blatt 64 Straßwalchen**

HANS EGGER
& LENKA HRADECKA
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Berichtsjahr wurden einige Begehungen im Nordteil des Kartenblattes durchgeführt.

Bisher unbekannte Aufschlüsse wurden dabei in der Rhenodanubischen Flyschzone im Umkreis des Buchberges gefunden: Im kleinen Graben beim Gehöft Hiab steht mit wechselndem Einfallen die tonmergelreiche, mürbsandsteinführende Acharting-Subformation der Aitlengbach-Formation an. Die Pelite lieferten hier durchwegs Nannoplankton des Maastricht. An der Sohlfäche einer Bank wurden Kolkungsmarken beobachtet, welche Paläoströmungsrichtungen von Osten nach Westen belegen.

Etwa 2,5 km südwestlich von diesen Vorkommen steht im Graben westlich von Kothgumprechtung die gleiche Subformation an. Neben den Tonmergeln treten hier gelegentlich auch Kalkmergel auf, außerdem wurden mehrmals sandig-siltige Schiefer beobachtet. Das Nannoplankton belegt auch von diesen Vorkommen ein Maas-trichtalter.

Im Bereich des Strandbades von Mattsee stehen die Gerhartsreiter Schichten des Helvetikums bzw. Ultrahelvetikums (i.S. von PREY) an. Es handelt sich dabei um graue, schwach siltige Mergel, welche überaus reiche planktonische und benthonische Foraminiferenfaunen lieferten.

Die benthonisch lebenden Arten treten mit großer Artenzahl (40 Arten), dafür aber mit geringer Individuenanzahl auf. Am häufigsten wurden *Pseudovigera cristata* (MARSSON) und *Bolivinoidea draco* (MARSSON) beobachtet, daneben waren besonders große Exemplare von *Tritaxia*, *Haplophragmoides* und *Ammobaculites* auffällig. Bei den planktonischen Arten herrschen *Pseudotextularia elegans* (RZEHA), *Pseudotextularia fructicosa* (EGGER), *Globotruncana stuarti* (LAPPARENT), *Globotruncana stuartiformis* DOUGLAS, *Globotruncanella havaensis* (VOORVIJK), *Hedbergella monmouthensis* (OLSSON) und *Rosita contusa* (CUSHMAN) vor. Gelegentlich tritt darin auch *Gansserina gansseri* (BOLLI) auf, womit die entsprechende Zone des mittleren Maastricht belegt ist.

Aufgrund der Zusammensetzung der Fauna kann auf eine Ablagerung der Gerhartsreiter Schichten in Wassertiefen zwischen 100 m und 200 m geschlossen werden.

Die gleiche Formation steht auch am Ostufer des Niedertrumer Sees, in den Gräben nördlich von Saulach und am anschließenden Seeufer an. Die schönsten Aufschlüsse wurden in jenem Graben angetroffen, welcher die Grenze zwischen Salzburg und Oberösterreich bildet. Auch von hier konnte in mehreren Proben das mittlere Maastricht nachgewiesen werden. Bemerkenswert ist hier, daß in einigen der Proben reichlich umgelagerte Arten (z.B. *Globotruncana calcarata* des späten Campan) auftraten.

Direkt beim Seeufer (neben dem Grenzstein Nr. 58) trat in einer Probe auch *Abathomphalus mayaroensis* BOLLI auf, womit bereits das höhere Maastricht belegt ist.

**Bericht 1993
über geologische Aufnahmen
im Quartär
auf Blatt 64 Straßwalchen**

DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1993 wurde das Grundmoränengebiet südlich und westlich des Wallersees um Seekirchen kartiert. Dabei konnte hauptsächlich die Entwicklung während der ersten Abschmelzphasen rekonstruiert werden. Weiter nördlich wurde noch die Umgebung des Buchberges am Nordrand des Wallerseeelobus aufgenommen, wo der würmzeitliche Eisrand gut erfaßt werden konnte.

Die weit gespannte Grundmoränenplatte SE Seekirchen ist durch lang gestreckte Drumlins geprägt, die die Eisflußrichtung SW nach NE schön belegen und große Höhen (z.B. Gumpenhub oder Eck) erreichen. Ob hier unter den Moränenmaterialien auch Flyschrücken aufragen, wie um Henndorf (Bericht 1991, Jb. Geol. B.-A., 135, 688–690), war nicht festzustellen. Die intensive landwirtschaftliche Nutzung mit Meliorierung, Einebnung, Drainagierung und Verfüllung der Gräben hat weitgehend alle morphologischen Hinweise oder kleinen Aufschlüsse, die zur Kartierung so nötig wären, beseitigt, so daß solche weitgehend nur noch in den Waldgebieten nutzbar sind.

Die Grundmoräne ist im gesamten Becken ein hochverdichteter, feinstoffreicher Diamiktit, der sich nur durch die Zusammensetzung seiner gröberen Geschiebe unterscheidet.

So sind in den südlichen Teilen (nördlich Petersberg bis Neuhofen) viele Flyschgeschiebe zu finden, die das Geschiebespektrum dominieren. Dazu kommen noch Karbonate der Kalkalpen (hauptsächlich Oberalmer Schichten aus dem Tauglgebiet, bunte Triaskalke sind selten) und kaum Kristallineschiebe aus den Zentralalpen. Auffällig sind in diesem Bereich auch die häufig auftretenden Gosaungskonglomerate (Liefergebiet Glasenbach), die im ganzen südlichen Teil des Wallerseeelobus bis über Henndorf hinaus zu finden sind. Eine riesige Anhäufung dieser Blöcke war in einer tiefen Baugrube unmittelbar nördlich der Autobahnabfahrt Wallersee zu sehen (Blöcke bis zu 5 m³), die entweder als Einzelblöcke oder aufgearbeitet in der weiteren Umgebung in Vorgärten oder Mauern Verwendung fanden.

Weiter zur Mitte des Beckens ändert sich die Geschiebezusammensetzung. Die Flyschkomponenten gehen stark zurück, hingegen nehmen die Karbonate aus dem Raum des Lammer- und Taugl-Tales zu. Der Gehalt an Kristallineschieben der Zentralalpen wird häufiger, wird aber erst zum Nordrand des Lobus (Buchberg) wirklich deutlich.

Die ersten Abschmelzphasen der Eiszungen (Wallersee, Becken von Plainfeld) sind durch die ausgedehnten Kamesablagerungen bei Oberplainfeld – Sinnhub markiert, die innerhalb abschmelzender Eismassen abgelagert wurden und durch ihre Oberfläche ein etappenweises Absinken des hydrographischen Systems innerhalb der Eiskörper markieren (Bericht 1992, Jb. Geol. B.-A., 136). Das tiefste Niveau liegt bei 620 m, zu dem auch die Kameshügel bei Dachsbühel–Neuhofen gehören. Im Kraimooß hielt

sich noch länger ein Eiskörper, dem ein flacher See folgte, der verlandete und in dem dann das Hochmoor des Wörlemoos entstand. Der letzte Abfluß der Schmelzwässer von Süden erfolgte dann noch über das Bärenental und die Rinne des Kraimooser Baches bis Henndorf, die auf der ausgedehnten Eisrandterrasse bei Weiland – Gersbach – Henndorf ausläuft, die damals abgelagert wurde. Zu dieser Zeit war das Wallerseebecken noch mit Toteis erfüllt, gegen das die Eisrandterrasse aufgeschüttet wurde. Damals reichte offensichtlich der Toteiskörper noch bis knapp westlich Seekirchen. Hier setzen nämlich wieder eine sehr ausgedehnte Eisrandterrasse und Kamesbildungen ein, die die ganze Talfurche über der Grundmoräne erfüllen. Ihre Oberflächen in 550 m Höhe zeigen an, daß damals eine allgemeine Wasserspiegellhöhe von ca. 550 m zwischen den Eismassen im ganzen Becken bestand und der Abfluß ins Salzburger Becken noch nicht möglich war. Die Schüttung der Kames- und Eisrandterrassen belegen durch ihre fore set Schüttungen nach N–SE eine Schüttung vom Eis her. Ebenso spricht die Dominanz der kalkalpinen Geschiebe mit wenig Flysch und Kristallin dafür, daß hier hauptsächlich umgelagertes Moränenmaterial aus dem zentralen Salzachgletscher zur Ablagerung kam. Diese Ablagerungen reichen bis Tiefenbach, wo dann auch etwas tiefer liegende anzeigen, daß das Sedimentationsniveau mit dem Abschmelzen des Eises im Zungenbecken von Salzburg stufenweise abgesunken war.

Im Liegenden dieser Sedimentfolge der Würmeiszeit finden sich in zwei Bereichen mächtige ältere Ablagerungen.

Westlich Eugendorf sind im Höllgraben über dem praekartären Untergrund grobe, fluviale Kiese aufgeschlossen, die eine undeutliche horizontale Einregelung und grobe Bankung zeigen. Bei dem Material handelt es sich in den tieferen Partien hauptsächlich um Quarz- und Quarzit- sowie sehr widerstandsfähige Kristallingerölle, die eine sehr gute Rundung und Größen bis 20 cm Durchmesser aufweisen. Zum Hangenden zu treten dann auch vermehrt grobe, wesentlich schlechter gerundete Flyschgeschiebe auf, die auch bis zu 80 cm Durchmesser erreichen können. Dazu kommen noch einige besser gerundete Kalke.

Die Kiese sind stellenweise gut durch gelbbraunlichen Zement verkittet, der aus der hangenden Moräne ausgeschwemmtes, karbonatreiches Feinmaterial darstellen dürfte. Im Höllgraben war das derart fortgeschritten, daß früher ein kleiner Konglomeratbruch betrieben werden konnte. Bei Reicherting bildet das Konglomerat die Steilstufe unterhalb der Höfe und wurde offensichtlich vom Salzachgletscher zu einem Rundhöcker überformt. Da keine auffälligen Verwitterungserscheinungen in den Kiesen und Konglomeraten zu erkennen sind, kann eine genauere Einstufung als „Älter als Würm“ im Augenblick nicht vorgenommen werden.

Nördlich Seekirchen liegen unter der Grundmoräne mächtige Kiese, die auch durch viele Bohrungen (z.B. Errichtung der Brunnenanlage der Gemeinde Seekirchen im Riedelwald) aufgeschlossen wurden. Diese teilweise konglomerierten Kiese sind als sehr mächtige (Untersu-

chungsbohrung zur Wassererschließung ergab 84 m) Füllung einer weit ausgreifenden Mulde aufzufassen, die mit Grundmoräne über dem Flysch ausgekleidet ist.

Diese Ablagerungen haben wahrscheinlich eine weite Verbreitung unterhalb der Würmgrundmoräne. Wahrscheinlich stellen die Konglomerate der Tiefsteinklamm ihre Fortsetzung nach NE dar. Ebenso dürften die Konglomerate des Rückens zwischen Bayerham und Wallersee – Zell zu diesem System gehören. Hier handelt es sich um Konglomerate aus gerundeten, gut sortierten Kiesen, die mittel- bis grobkörnig sind. Die Materialien zeigen teilweise beginnende Verwitterung der anfälligen Gerölle (z.B. Dolomit), so daß ein höheres Alter als Würm anzunehmen ist. In diesen bei H. IBETZBERGER (Bericht 1989, Jb. Geol. B.-A., 133) fälschlich als verkittetes Moränenmaterial beschriebenen Ablagerungen waren oberhalb der Bahnlinie mehrere, z.T. große Konglomeratsteinbrüche angelegt, in denen die durch die Talrandverkittung (Südexposition) gut verfestigten Konglomerate als Werksteine gebrochen wurden. Als weiterer Hinweis auf eine Verbindung zu den weit ausgreifenden, mächtigen Kiesen und Konglomeraten im Untergrund kann auch der kräftige Quellaustritt unterhalb Bayerham angesehen werden, der wahrscheinlich eine Überlaufquelle aus diesem großen Grundwasserkörper in diesen Ablagerungen darstellt.

Der östliche und südliche Hang des Buchberges sind mit mächtigen glazialen Sedimenten bedeckt. Die würmzeitliche Grundmoräne bildet eine mehr oder weniger zusammenhängende Decke von einigen Metern Mächtigkeit. Es ist auch hier eine hoch verdichtete, feinstoffreiche Moräne, die im Gegensatz zu den gleich alten Ablagerungen weiter im SE einen Anteil von ca. 15 % Kristallin führt, da der Einfluß der Eismassen aus den Zentralalpen nach Westen immer deutlicher zu werden scheint. Die Moränenmaterialien enthalten ca. 30–50 % kalkalpines Material, 30–40 % Flysch, 10–20 % Kristallin. Die Grundmoränendecke reicht bis ca. 700 m Höhe, wo sie dann in die Endmoränenwälle bei Wallmannsberg übergeht. Diese ziehen von hier nach N und gehen dann in mächtige Terrassenablagerungen über, die den nordöstlichen Abhang des Buchberges verhüllen und eine Bildung im Strömungsschatten des Berges sind. Diese und der deutliche Endmoränenwall dürften dem Hochstand des Würm entsprechen und markieren einen Eisrand in 760 m Höhe. Der Maximalstand wird durch die etwas höher liegenden Stauterrassen in 770 m Höhe bei der Kapelle am Waldrand angezeigt.

Der Eisrückzug hinterließ eine Eisrandterrasse in 670 m Höhe oberhalb Paltingmoos, die bis gegen Vogelhütte zu verfolgen ist.

Auf Höhe Bodenstätt – Hiab – Untermayerhof ist eine breite, undeutliche Terrasse entwickelt, die durch eine Konglomeratplatte verursacht wird, die unter der Würmgrundmoräne liegt. Dabei handelt es sich – im Bachgraben SE Hiab gut aufgeschlossen – um ein gut verfestigtes dichtes Konglomerat, das deutliche Deltastrukturen zeigt, die eine Schüttung von E nach W anzeigen. Es dürfte sich um eine Eisrandterrasse der Rißeiszeit handeln, die hier zwischen Untermayerhof und Bodenstätt erhalten geblieben ist.



ten dazwischen Reste von buntem Campan-Mergelkalk auf. Südlich des Mayerhofes markiert ein Auftreten roter Mergelkalke innerhalb des Areals der Gießhübler Schichten eine Seichtlage der Unterkante derselben. E und SW des Waisenhofes erfolgt eine Überlagerung der Unteren Gießhübler Schichten durch Lithothamnienbrekzienlagen der Mittleren Gießhübler Schichten und schließlich durch Obere Gießhübler Schichten. Die nach Norden gerichtete Gradierung in den Brekzien der Mittleren Gießhübler Schichten zeigt eine tektonische Rotation derselben an. Die Gießhübler Schichten werden von Losensteiner Schichten überschoben. Diese Überschiebung läuft östlich des Laabachtales unter die Reisalpendecke. Die Stirne letzterer wird in diesem Abschnitt von Hauptdolomit gebildet.

Die Stirngosau der Reisalpendecke im Gebiet „Unterm Hocheck“ wird gebildet von Schichten des Coniac-Santon und Campan in der auf der Reisalpendecke üblichen Ausbildung. Die Basis bilden Klastika mit Dolomitmikroklomeren, grauen Areniten und untergeordnet grauen Mergelkalcken des Coniac-Santon.

Das Campan ist vertreten durch Zyklen von Klastika, bei vollständiger Entwicklung beginnend mit Blockschichten, überlagert von Feinbrekzien, Areniten und schließlich grüngrauen Mergelkalcken, die streckenweise dominieren. Die Blockschichten führen lokales Material wie Hauptdolomit, Rhätkalke, Komponenten aufgearbeiteter älterer Gosau (Kalkarenite, Feinkonglomerate des Coniac-Santon), aber auch Resedimente von campanen, roten und grünlichen Mergelkalcken.

Das Coniac-Santon erstreckt sich vor allem auf den Südostteil des Gosauvorkommens, taucht aber auch in der Mitte desselben und als schmaler Streifen im Westabschnitt auf. Das Campan ist vor allem im Westteil des Vorkommens ausgeprägt, wo es am Nordhang der Bergkulisse der Reisalpendecke an einem Forstweg und in darüberliegenden Felspartien ansteht. Die unzusammenhängende Anordnung der Gosauschichten mag auf Verschiebungen und Störungen an der Deckenstirn zurückzuführen sein. Eine auf Obertrias übergreifende Lagerung des Campan im Südwestabschnitt könnte das Fehlen eines Rahmens aus Coniac-Santon erklären.

Die Gosau liegt im Süden über Hauptdolomit und Dachsteinkalk, deren Schichtgrenzen bei NE-Streichen schräg unter die Gosau hineinlaufen. Ein Hauptdolomitstreifen an der Stirne mit etwas mitgeschleppter Mitteltrias (Kote 620) ist als Ergebnis einer Verschiebung oder als ein zum Campan gehöriger gravitativer Gleitkörper zu deuten.

Vor der Reisalpendecke erstrecken sich in diesem Abschnitt Losensteiner Schichten. Als schmaler Streifen liegen aber auch Campan, Coniac-Santon und lokal Gießhübler Schichten, die noch der Gosau des Frankenfels-Lunzer Systems angehören, vor der Überschiebung.

Blatt 64 Straßwalchen

Bericht 1990

über geologische Aufnahmen

auf Blatt 64 Straßwalchen

Von HANS EGGER

Ergänzende Begehungen fanden im Berichtsjahr in der Rhenodanubischen Flyschzone statt und zwar vor

allem im Gebiet des Heuberges östlich der Stadt Salzburg. Trotz neuer Forststraßenaufschlüsse konnten der Kartierung von PREY keine wesentlichen Neuerungen hinzugefügt werden. Bemerkenswert ist die inverse Lagerung der nordfallenden Altenglbacher Schichten in der Umgebung der Gruberfeldsiedlung. Ein gut aufgeschlossenes Profil daraus zeigt der Grabeneinschnitt südlich vom Gehöft Stockerer: Dort stehen bis zu 1,5 m mächtige Sandsteinbänke an, die nicht selten vollständige Boumazyklen und Sohlmarken erkennen lassen. Die Kolkungsmarken belegen mehrfach Paläoströmungsrichtungen von Osten nach Westen. Gegen das stratigraphisch Liegende hin sind zunehmend auch Kalkmergel am Aufbau der Turbidite beteiligt. So vollzieht sich der Übergang in die Zementmergelerde; Pernecker Schichten konnten hier nicht beobachtet werden. Solche wurden in geringmächtiger und stark tektonisch beanspruchter Ausbildung im Graben westlich von Pabenwang entdeckt. Ansonsten stehen auch in diesem Einschnitt nur die dickbankigen Basissandsteine der Altenglbacher Schichten an.

Die besten Aufschlüsse der erwähnten Basissandsteine befinden sich im Land Salzburg im Altenbachgraben südöstlich von Henndorf. Die grobkörnigen Sandsteinbänke werden dort bis zu 3 m mächtig. Die Schwermineralspektren dieser Sandsteine werden stark von Granat dominiert, wie die Analyse mehrerer Präparate aus diesem Gebiet ergab. Im Liegenden der Altenglbacher Schichten sind im Altenbachgraben auch noch die Pernecker Schichten aufgeschlossen, die im oberen Campan (Nannoplanktonzonen CC21 und CC22) abgelagert wurden.

Ein kurzes Detailprofil in den Pernecker Schichten wurde im Diesenbachgraben südlich des Irrsberges aufgenommen. Wie nun schon mehrfach am Nordrand der Flyschzone beobachtet werden konnte, so ist auch dort die Rotfärbung nicht ausschließlich auf die pelagischen Tonsteine beschränkt, sondern erfaßt bereits auch die hangendsten Abschnitte der turbiditischen Mergel. Dies kann als Ausdruck eines ansteigenden Sauerstoffgehaltes des Bodenwassers von Süden nach Norden zur Zeit der Sedimentation gedeutet werden, was wiederum für einen Anstieg des Bodens des Ablagerungsraumes in diese Richtung spricht.

Bericht 1990

über geologische Aufnahmen

im Quartär

auf Blatt 64 Straßwalchen

Von HORST IBETSBERGER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1990 wurde die Kartierung des Quartärs im Gebiet Wallersee/Zell – Weng – Dödtleinsdorf bis Schleedorf fortgesetzt.

Der gesamte Kartierungsbereich ist ausschließlich dem Wallerseezweig des Salzachgletschers zuzuordnen, und durch eine drumlinisierte Grundmoränenlandschaft charakterisiert.

Die würmzeitliche Grundmoränenendecke erreicht im Maximum Mächtigkeiten von ca. 10 m (im Bach N von Goiging), bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 3–5 m. Die Grundmoräne ist gut konsolidiert und weist einen hohen Feinstoffgehalt auf. So bildet sie einen

deutlichen Stauhorizont, der vor allem in Beckenlagen zur Entstehung von ausgedehnten Vernässungszonen mit z. T. Moorbildung führte (Peripherie des Wenger Moores, Plakner, Fahrnberg, Fischachmühle). Drumlinartige Rücken, die in ihrer Streichrichtung SW-NE (bzw. WSW-ENE) streng die Gletscherzugbahn des Wallerseezweiges des Salzachgletschers nachzeichnen, erreichen Längserstreckungen bis ca. 1000 m und relative Höhenausdehnungen bis maximal 40 m (Drumlin von Dödtleinsdorf bzw. S von Helming) beziehungsweise gehen nur minimal gegeneinander versetzt ineinander über (Drumlin von Weng).

Die breite Moorebene S von Weng wird sowohl im W wie auch im E von drumlinartigen Rücken begrenzt, die z.T. zungenartig in das Mooregebiet hineinreichen (Drumlin von Wierer). Das Wenger Moor ist als offenes Hochmoor zu bezeichnen, dessen Wachstum bei einer spät- bis postglazialen Seespiegelhöhe des Wallerseees von knapp 510 m, auf hochglazialer, feinstoffreicher Grundmoräne am Rande, sowie auf spätglazialen Seetonen im Zentralbereich begann. Aufschlüsse dazu findet man in kleinen Moorbächen W Pragerfischer. Bei Wallersee/Zell und bei Weng wurden größere randliche Moorflächen drainiert, um landwirtschaftliche Nutzflächen zu gewinnen.

Bei Hallerhölzl (628 m) ist eine würmzeitliche Endmoräne eines Rückzugsstandes ausgebildet, die N von Dopl gut aufgeschlossen ist. Das Material ist frisch im Aussehen, gerundet, gering verfestigt, sowie leicht geschichtet, und besitzt nur einen geringen Anteil an Tonen und Schluffen.

Die Tiefsteinklamm bei Fischachmühle baut ein von Würmgrundmoräne überlagertes, deltageschüttetes, gut verfestigtes und gut gerolltes Konglomerat auf. Die zur Deltaschüttung dazugehörige Terrassenfläche zieht von Reischberg im S bis N Dopl und bricht auf 560 m mit einer deutlichen Geländekante gegen SE ab. Es handelt sich hier um eine präwürmzeitliche Schüttung (mögliches Reiß/Würm-Interglazial) des Tiefsteinbaches in einem Wallersee mit eben dieser Seespiegelhöhe. Im Wurzelbereich setzt die Schüttung des Tiefsteinbaches bei ca. 590 m an.

Dieses Niveau stellt ebenso für die beiden Schüttungen von Helming und Nothwinkl den Wurzelbereich dar. Vom Sedimentaufbau sowie von der Abfolge (Grundmoräne über Konglomerat) handelt es sich um Deltaschüttungen, gleich jener von Fischachmühle auf selbigem Niveau mit gleichem Alter. Jedoch sind diese nur mehr an ihrem Ursprung partiell erhalten geblieben.

Eine weitere Schüttung mit Terrasse findet man bei Hirschleiten. Die Terrassenfläche befindet sich auf 540 m, das Sediment ist ein gut gerolltes und verfestigtes Konglomerat. Ähnliches gilt für die Terrasse S von Weng, die vom Sediment her gleich ist, aber eine Terrassenfläche bei 520 m aufweist. Diese Schüttungen erfolgten ebenfalls bei einer Seespiegelhöhe des Wallerseees, die deutlich über dem heutigen Niveau lag (505 m). Auch diese Ablagerungen dürften aufgrund der deutlichen Verfestigung, sowie ihres nicht mehr frischen Aussehens (gelbliche Verwitterungsfarbe) als präwürmzeitlich eingestuft werden.

Alluvionen konnten in den schmalen Sohlenbereichen des Schönbaches (S von Dödtleinsdorf), wie auch im Tiefsteinbach und Dopler Bach (bei Fischachmühle) auskartiert werden.

Der anstehende Flysch ist, außer wie bei der letztjährigen Kartierung bereits vermerkt im Schönbach, auch

noch in einem kleinen namenlosen Gerinne N von Hutlich aufgeschlossen.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 64 Straßwalchen

Von WOLFGANG PAVLIK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Norden der Schatzwand wurden im Rahmen einer Übersichtsbegehung noch einige Ergänzungen durch neue Jura- und Kreideaufschlüsse am Hangfuß durchgeführt. Die in der Verebnung auftretenden Trias- bis Kreidefelsen und -aufschlüsse konnten an einigen Stellen als abgerutschte Körper eingestuft werden.

Nordöstlich Fuschl am See konnten am Hangfuß des Schober noch einige Gosauaufschlüsse aufgenommen werden, und die Mitteltrias ließ sich noch etwas genauer gliedern.

Nordwestlich Ellmaustein wurde der Hang untersucht, wobei sich zeigte, daß die Gutensteiner Schichten und die Reiflinger Schichten eine weitere Verbreitung haben als bisher angenommen.

Im Graben nördlich Gimpelbauer ließ sich zwischen Oberalmer Schichten und Plattenkalken noch eine schmale Zone mit Kössener Schichten, roten Spatkalken (Hierlatzkalken) und Ruhpoldinger Schichten abgliedern.

Eine neue Straße im Faistenauer Graben südöstlich Mitterau lieferte neue Daten über die Verteilung von Quartär, Gosau sowie Wettersteinkalken und -dolomiten in diesem Wiesengelände.

Weiters wurde der Hangfuß des Rannberg Richtung Nordost genau untersucht. Es zeigte sich ein durch Störungen intensiv gegliederter Bereich. Eine mächtige Quartärbedeckung verschleiert zusätzlich den komplizierten Bau. Westlich des Graben Mahd-Jagdhütte wird der Hangfuß stark verstellt, so daß Ruhpoldinger Schichten neben Plattenkalken zu liegen kommen.

Gegen das Tal hin wird die Schichtfolge von Kirchsteinkalken, Allgäuschichten, Kössener Schichten und Plattenkalken ergänzt.

Erst westlich der Bruchlinie Mahd – Rannberg schalten sich wieder Kössener Schichten und Allgäuschichten zwischen die Plattenkalke und die Ruhpoldinger Schichten. Eine intensive Bruchtektonik und Faltenbau führt zur weiteren Gliederung.

Im Graben des Döllerer Waldes zeigt sich sehr gut die flache Lagerung der Ruhpoldinger Schichten durch einige kleine Aufbrüche mit Kössener Schichten und Plattenkalken.

Blatt 67 Grünau im Almtal

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone und den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von HANS EGGER

Im Berichtsjahr konzentrierte sich die Aufnahmestätigkeit auf Blatt Grünau vor allem auf die Rhenodan-

Blatt 64 Straßwalchen

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone und in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 64 Straßwalchen

Von HANS EGGER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierung der Flyschzone auf Blatt Straßwalchen konnte im Berichtsjahr weitgehend abgeschlossen werden; ein ausführlicher Bericht zur Geologie der Salzburger Flyschzone ist in Vorbereitung, sodaß hier nur in aller Kürze über die neuesten Ergebnisse berichtet wird. Der Schwerpunkt dieser Aufnahmestätigkeit lag im Gebiet östlich der Zellerseefurche.

Im Reitzingbach östlich von Oberhofen wurden südfallende Gesteine der Zementmergelserie und der Altenglengbacher Schichten angetroffen. Letztere werden von der Zementmergelserie einer höheren tektonischen Einheit (= Irrsberg Decke) überschoben. Die Schichtfolge der Irrsberg Decke reicht bis in das tiefste Eozän (NP10) hinauf, welches im Graben SE vom Gehöft Schafleiten mit reichen Nannofloren nachgewiesen werden konnte (BA 7/88): *Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE & RIEDEL, *Discoaster diastypus* BRAMLETTE & SULLIVAN, *Discoaster mohleri* BUKRY & PERCIVAL, *Discoaster falcatus* BRAMLETTE & SULLIVAN, *Tribrachiatos bramlettei* (BRÖNNIMANN & STRADNER), *Rhombaster cuspis* BRAMLETTE & SULLIVAN, *Chiasmolithus eograndis* PERCH-NIELSEN, *Fasciculithus involutus* BRAMLETTE & SULLIVAN, *Placozygus sigmoides* (BRAMLETTE & SULLIVAN), *Ericsonia cava* (HAY & MOHLER), *Thoracosphaera operculata* BRAMLETTE & MARTINI und umgelagerte Kreideformen. Das Untereozän und das ebenfalls nachgewiesene Oberpaläozän (NP9) sind in einer pelitreichen Fazies aufgeschlossen; das Verhältnis Psammite : Pelite beträgt etwa 1 : 10. An den Sohlf lächen der wenigen Hartbänke konnten manchmal Kolkungsmarken beobachtet werden, welche eine Bewegungsrichtung der Resedimentströme von Südwesten nach Nordosten anzeigen. Diese Transportrichtung wurde im Bundesland Salzburg in altersgleichen Aufschlüssen der Altenglengbacher Schichten mehrfach beobachtet.

Über der Irrsberg Decke liegt die Kolomannsberg Decke: diese Einheit überschiebt am Nordhang des Schoibernberges mit Zementmergelserie das oben erwähnte Alttertiärvorkommen der Irrsberg Decke. Diese Deckengrenze liegt in der streichenden Fortsetzung der westlich der Zellerseefurche gelegenen Überschiebung im Haldingerbachgraben (s. Bericht 1985). Gemäß dem generellen Südfällen der Bänke folgen südlich der Zementmergelserie die Pernecker Schichten und die Altenglengbacher Schichten, welche Kote 806 aufbauen. Südlich davon werden die Flyschgesteine auf einer Strecke von rund 3 km von mächtiger Grundmoräne verhüllt.

Erst wieder südlich von Zell am Moos streichen Flyschgesteine an der Oberfläche aus: Altenglengbacher Schichten bilden den verhältnismäßig steilen Hang zwischen Gasleiten und dem Gehöft Wiesinger. Diese Gesteine bauen hier eine annähernd E-W-streichende Antiklinalstruktur auf, deren Scheitelzone im Bereich des

Weilers Rauchenberg liegt. Die Altenglengbacher Schichten, welche mit Nannoplankton in das Maastricht eingestuft werden konnten, zeigen eine abwechslungsreiche Schichtfolge mit verschiedenen Pelitgesteinen (hellgraue Kalkmergel; graue Tonsteine; siltige graue Tonmergel), Kalksandsteinen und bis zu 2 m mächtigen Mürbsandsteinen. Letztere lassen an ihren Sohlf lächen gelegentlich Kolkungsmarken erkennen, welche eine Transportrichtung des resedimentierten Materials von Osten nach Westen belegen; diese Richtung ist typisch für das Maastricht und das Unterpaläozän der Altenglengbacher Schichten in Salzburg.

Südlich der Westautobahn wurden in der Flyschzone noch einige Begehungen im Vorland des Schober durchgeführt: Dort konnte ein weiteres Vorkommen von Unterkreideflysch entdeckt werden. Westlich von den neokomen Tristelschichten beim Schwandbauer (s. Bericht 1987) wurden Blöcke von harten, splitterig brechenden, kieselig gebundenen Quarzareniten („Ölquarzite“) entdeckt, welche sich durch ihre grüne Farbe auszeichnen. Diese Arenite, welche südlich des Weilers Schmidling in 650 m Seehöhe auftreten, werden allgemein als Leitgestein des Gaultflysch betrachtet.

In den Nördlichen Kalkalpen fanden Begehungen im Abschnitt zwischen Salzachtal und Faistenauer Graben statt. In tektonischer Hinsicht liegt hier eine große Antiklinale vor, deren NNW-SSE-streichende Achse nördlich des Wiestalstausees in etwa durch den Verlauf des Schwarzaubaches nachgezeichnet wird. Das vorherrschende Gestein in diesem Gebiet ist der über 2000 m mächtige Hauptdolomit, welcher den Grünberg, den Kugelberg, den Strumberg, die Reischau- und Pittrachspitze und das Gebiet der Plötz aufbaut.

Der Hauptdolomit wird von Plattenkalk und Dachsteinkalk überlagert, welcher am Schwarzenberg (am Westflügel der Antiklinale) eine Mächtigkeit von rund 300 m erreicht. Gegen Westen nimmt die Bedeutung dieses Schichtgliedes schnell ab und so erfolgt rasch der Übergang in die Kössener Fazies. Diese ist in geringmächtigen Einschaltungen auch schon am Schwarzenberg und im Gebiet der Gurlspitze vorhanden.

Am Ostflügel der großen Antiklinale wird der Hauptdolomit am Lidaunberg bei Faistenau ebenfalls von Plattenkalk und Dachsteinkalk überlagert, welche hier eine Mächtigkeit von 300 m erreichen. Gegen das Hangende entwickeln sich allmählich geringmächtige und dünnbankige Kössener Schichten; Lumachellen und Bänke mit Riffschuttmaterial sind selten. Die darüber folgenden Adneter- und Scheibelbergschichten werden an der Forststraße am Osthang des Lidaunberges von einer Störung abgeschnitten; an die erwähnten Gesteine grenzen hier tektonisch stark beanspruchte Oberalmer Schichten mit Barmsteinkalkeinschaltungen. Die Störung, welche von Südosten nach Nordwesten streicht, verläuft annähernd parallel der Filbingstörung und ist somit vermutlich ebenfalls ein Teil des Wolfgangsee-Störungssystems. Östlich des Bruchs folgen über den Oberalmer Schichten graue, oft siltige Mergel und Kalkmergel, welche neokome Nannofloren lieferten (Roßfeldschichten). Gelegentlich sind in dieser Abfolge auch dünne Sandsteinbänke enthalten. Geringmächtige Gosausandsteine (Glanegger Schichten) im Hangenden der pelitreichen Gesteinsabfolge und schließlich mächtige Konglomerate mit kalkalpinen Komponenten bilden den Abschluß der Kreideschichtfolge.

Bericht 1988
über geologische Aufnahmen
auf Blatt 64 Straßwalchen

Von DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Aus organisatorischen Gründen wurde 1988 an zwei weit auseinander liegenden Bereichen kartiert:

1) Die weitere Umgebung von Faistenau im Kontaktgebiet des Salzachgletschers (Seitenast im Wiestal), Traungletschers (im Brunnbachtal) und des Hinterseegletschers.

Während des Würmhochglazials war das Becken von Faistenau bis in eine Höhe von 795–800 m mit Eis erfüllt, das hauptsächlich aus dem Hintersee- und Brunnbachtal stammte. Im Westen hatte es südlich und nördlich des Kugelberges Kontakt mit dem Eis aus dem Salzachtal. Die Eismächtigkeit des Hochstandes wird durch einige Terrassen und Moränenwälle markiert. So stellt die ebene Fläche zwischen Botenwirt und Wald den Rest der Auffüllung zwischen dem Eisrand und der Talwasserscheide ins Fuschltal in 800 m Höhe dar. Der direkte Eiskontakt dieses Staukörpers im Bereich des Botenwirtes wird durch zwei große erratische Blöcke am Rand des Sedimentkörpers belegt. Weiter nach Süden geht dieser in Moräne mit vielen groben Geschieben und letztlich in den deutlichen Wall bei Ausweg über, der das kleine Tälchen östlich des Kühberges nach Süden zu abdämmt.

Ebenso von diesem Eisstrom während des Hochstandes stammt der etwas vom Hang abgesetzte Moränenwall, der nordöstlich des Kugelberges ansetzt. Er vereinigt sich in Bramsau mit dem äquivalenten Wall des Salzacheises und setzt sich als breiter, mächtiger Wall bis in den Ort Faistenau fort. Dieser stellt somit eine Endmoräne von Salzach-, Traun- und Hintersee-Eis dar. Zwischen beiden Moränen wurde im Süden unmittelbar am Fuß des Kugelberges ein Staukörper in 795 m Höhe geschüttet, der durch ein Trockental vom östlichen der Wälle getrennt ist.

Weiter im Süden wird die Eishöhe nur noch vom bis in 820 m Höhe reichenden mächtigen Wall westlich des Seeberges markiert. Er wurde vom Salzacheis aufgeschüttet und dämmt das kleine Tal südlich davon ab. Weiter im NW ist die Eishöhe nur durch die Reste von Eisstaukörpern (in 790 m Höhe) markiert (oberhalb Todtbauer, bei Krin), die aber bereits knapp nach dem Hochstand während des ersten Zurückweichens des Eises sedimentiert worden sein dürften. Ebenso nicht aus der Zeit des Hochstandes sondern etwas jünger dürfte die Stauterrasse oberhalb Lohmühle, außerhalb der Wälle bei Hamosau sein. Demnach entsprechen auch die deutlichen Wallformen bei Hamosau wahrscheinlich nicht dem Hochstand der Eiszungen im Brunnbachtal, sondern wurden erst während erster Rückzugshalte geformt. Im Liegenden dieser Wallformen, die viele gekritzte Geschiebe beinhalten, finden sich lokale sandige Kiese, die überwiegend wenig gerollt sind und in manchen mächtigen Lagen Deltaschüttung zeigen. Zum Liegenden zu werden sie immer feinkörniger und liegen Bänderschluften auf, die häufig größere Gesteinsbrocken (drop stones) beinhalten und mit z. T. mächtigen Sand- und Feinkieszwischenlagen wechsellagern.

Diese Sedimentabfolge ist zu beiden Seiten im tiefen Einschnitt des Brunnbaches zwischen der Brücke

(729 m) beim Wasenmoos und Lohmühle zu finden und stellt eine Verbauung des Talbereiches zwischen den endgültig vorstoßenden Gletscherzungen dar, bevor sie sich dann vereinigten und ihre Moränenmaterialien ablagerten.

Eine ähnliche Verbauung entstand auch am Ausgang des Weißenbachtals (Bl. 94 Hallein), das mit mächtigen, sandreichen Bänderschluften verfüllt wurde, als die Eiszunge aus dem Wiestal vordrang, die dann die deutliche Endmoräne westlich Seeberg und südlich Grünau ablagerte. Hier kam es nicht mehr zur Vereinigung des Lokalgletschers im Weißenbachtal mit dem Salzachgletscher, wodurch das Tal beim Wurmwinkel (Bl. 94 Hallein) hauptsächlich mit feinkörnigen Stauseedimenten verfüllt ist. Ebenso Sedimente aus der Aufbauphase der Gletscherzunge aus dem Wiestal finden sich bei Plaik und westlich Bramsau, wo feinkornreiche Stauseedimente von mächtiger Grundmoräne überdeckt sind. Jene kamen zur Ablagerung, als die Strubklamm durch den vorrückenden Gletscher verschlossen war.

Der Eisrückzug dokumentiert sich im Becken von Faistenau durch ein weitläufiges Kamesgebiet mit Toteislöchern, das entstand, als die gering mächtige Eiszunge abschmolz. In der weiteren Folge entstand offensichtlich ein ausgedehnter Stausee im Bereich Vordersee und oberhalb der Strubklamm, in dem eine Stauseefüllung mit einer Oberfläche in ca. 750 m Höhe mit weit verbreiteten, mächtigen bottom set-Sedimenten entstand. Diese sind für die ausgedehnte Rutschung NW Grünau an der Terrassenkante zum Almbach verantwortlich. Nach der Ausbildung dieser weitgespannten Seefüllung kam es zu einem ruckartigen Tieferlegen des Abflurniveaus und zur Ausbildung tiefer liegender Terrassenflächen.

Spuren älterer Vereisung konnten nur im Graben SE Hamosau gefunden werden. Es ist dies ein Konglomerat aus groben, schlecht gerundeten Komponenten, die in den liegenden Anteilen eine größere Vielfalt an Gesteinen zeigen und zum Hangenden immer mehr vom örtlichen Hauptdolomit dominiert werden. Die Kalke im liegenden Anteil führen manchmal Kritzer, die die Ablagerung als eisrandnahe belegen. Es dürfte sich dabei um eine verfestigte Eisrandterrasse aus einer älteren Vergletscherung (Riß?) handeln.

2) Südseite des Tannberges am Nordrand des Wallerseeobus des Salzachgletschers

Am Südfuß des Tannberges ist eine vielgliedrige Endmoränenlandschaft der letzten Eiszeit erhalten. Dabei ist der innerste Wall, der oberhalb Molkham in 680–690 m Höhe ansetzt, der deutlichste. Er zieht von Molkham über Wallsberg zum Steinerbach, östlich dessen er sich als Kante fortsetzt. Es ist ein sehr scharf modellierter, schmaler Wall, auf dessen Rücken immer wieder große Erratika zu finden sind. Neben diesen größeren Erratika finden sich nur kristalline Gesteine und häufig Quarze und Quarzite, die auffällig gut gerundet sind. Wie in der Entnahme an der Straße Molkham–Himmelsberg zu sehen ist, wird die Moräne von Flysch und kalkalpinen Geschieben aufgebaut, die stark glazial bearbeitet und häufig gekritz sind. Dabei ist das Verhältnis Flysch zu Kalkalpen ca. 1 : 1 mit einer deutlichen Kristallinführung von mehreren Prozent. Dabei handelt es sich hauptsächlich um Gesteine der Hohen Tauern (Gneise, Prasinite, Grünschiefer, Glimmerschiefer), wozu noch Materialien aus der Grauwackenzone (z. B. Phyllite) kommen. Die gut gerollten

Quarze und Quarzite dürften im Gegensatz zu diesen Materialien oftmals umgelagerte Gerölle der Molassezone (Mio-/Pliozän) sein. Das weitgehende Fehlen der kleinen Kalkgeschiebe an der Oberfläche und die relative Anreicherung der verwitterungsresistenten Kristallin- geschiebe und Sandstein ist auf eine intensive Entkalkung der Verwitterungsschicht durch die hohen Niederschläge zurückzuführen. Diese intensive Entkalkung wird auch durch eine Veraschung der Dolomite bis 2–3 m unter der Oberfläche in dem gut permeablen Gestein dokumentiert.

Die außerhalb dieses deutlichen, lang gestreckten, scharfen Walles liegenden Wälle sind etwas stärker periglazial überformt und auch kleinräumiger. Sie erreichen bei Himmelsberg 708 m Höhe, die größte Höhe des Eises zur Würmeiszeit in diesem Raum. Die Zusammensetzung des Moränenmaterials ist in diesen Wällen durchaus der des inneren Walles vergleichbar. Im Steinerbach, dem einzigen fast durchgehend aufgeschlossenen Profil durch die Moräne, ist aber eine Zunahme der kalkalpinen Geschiebe auf Kosten der Flyschgeschiebe zu den äußeren Wällen zu beobachten. Auch hier finden sich wieder Gneise, Glimmerschiefer, Amphibolite, grobe Quarzstücke, Quarzite und wieder kleine (1–3 cm Ø), gut gerollte Quarze.

Aus dieser mächtigen Moränenanhäufung an der Südseite des Tannberges treten östlich Berg großflächig Quellen aus, die gefaßt sind. Im Süden schließt dann die Grundmoränenaukleidung an, der manche Kameshügel (z. B. südöstlich Wallsberg) aufsitzen.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 64 Straßwalchen

Von WOLFGANG PAVLIK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Bereich der Kalkalpen auf Blatt 64 wurde das Gebiet Lidaun – Gitzen neu kartiert.

Der Gitzenberg wird in seinem Südwestteil von Hauptdolomit aufgebaut. Gegen Osten wird der Hauptdolomit vom Quartär überlagert. Die Hauptmasse des Berges besteht aus Plattenkalk. Im Grenzbereich Hauptdolomit – Plattenkalk ist eine Wechsellagerung von Kalk- und Dolomitpartien erkennbar. Das Wiesengelände nördlich Gitzenberg bilden Gosausandsteine. Vereinzelt sind rote Kieselgesteine (Ruhpoldinger Schichten?) anzutreffen. Die kleinen Hügel südwestlich Poschlehen werden im Westen von Plattenkalken und im Osten, zur Straße hin, vor Jurarotkalken (Adneterkalk), Allgäuschichten und Kössener Schichten gebildet. Diese Serien werden von Gosausandsteinen überlagert.

Östlich der Straße Poschlehen – Gäng – Gitzen liegen nördlich der Straße, Richtung Sattel Gosausandsteine, -mergel und Konglomerate. Östlich Gäng zieht ein Streifen Oberalmer Schichten gegen Südosten Richtung Jagdhütte. Nördlich dieser Serie treten südlich des Wiesengeländes Schrambachschichten auf. Ruhpoldinger Schichten, Allgäuschichten und Adneterkalk liegen südlich der Oberalmer Schichten. Südwestlich der Jagdhütte treten im Liegenden dieser Abfolge Plattenkalk und Hauptdolomit auf. Der Plattenkalk bildet die Hauptmasse des Lidaun. Den Südhang des Li-

daun bauen Hauptdolomite auf. Nordöstlich Eckschlag und nördlich Eisenstadt sind in den hangenden Partien des Hauptdolomits bituminöse Einschaltungen ausgebildet. Im Hangenden des Basiskonglomerates sind im Sattel nördlich des Lidaun Rhodolithen entwickelt. Ungefähr 150 m östlich des Sattels sind schwarze kohleführende und molluskenreiche Mergel des Campan aufgeschlossen.

Der Südhang des Kleinen Hirschberg wird von Schrambachschichten gebildet. Der Grat und der Nordhang wird von Oberalmer Schichten eingenommen. Im Nordwesten des Kleinen Hirschberg sind Wettersteindolomite, Wettersteinkalke und Gosauserien aufgeschlossen.

Der Hirschkopf zeigt wie der Kleine Hirschberg im Süden Schrambachschichten, am Grat Oberalmer Schichten und im Nordwesten Gosaukonglomerate.

Gutensteiner Schichten bilden den Südwesten des Hügels nördlich Mitterau. Den Großteil dieses Berges bauen Wettersteinkalke auf. Die Nordhänge werden von Wettersteindolomiten eingenommen.

Der kleine Hügel südöstlich Mitterau besteht aus Hauptdolomit.

Im Graben östlich Wald liegen Gosausandsteine und -konglomerate.

Nach Süden treten Schrambachschichten, Oberalmer Schichten, Ruhpoldinger Schichten, Kössener Schichten und Plattenkalk auf.

Hauptdolomit baut den Westteil des Rannberg auf. Plattenkalke bilden den Gipfel. Nordöstlich des Rannberg treten in dem Graben erneut Hauptdolomite zu Tage. Nordöstlich, südlich und westlich Kote 1014 ist Quartär aufgeschlossen.

Die Schichtfolgen des Döllerer Waldes wurden einer näheren Untersuchung unterzogen. Für eine genaue stratigraphische Zuordnung müssen noch einige Dünnschliffe ausgewertet werden. Es zeigt sich aber eine sehr flache Lagerung, wobei in den Gräben immer wieder die Liegenden Serien aufgeschlossen sind.

Blatt 65 Mondsee

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 65 Mondsee

Von BENNO PLÖCHINGER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Neue Forststraßen veranlassen zu einer Revision an der Westseite des St. Wolfgang Schafberges und am Eibenberg-Südfuß. Die Glasherrn-Forststraße, die nördlich von Fürberg in 580 m NN beginnt, schließt bis südlich der Nd. Glasherrnalm (K. 741) den norisch-rhätischen Plattenkalk der WNW–ESE-streichenden Dorneralm-Antiklinale auf. Nördlich einer Störung folgen im gleichen Streichen die Liasablagerungen der Schafberg-Synklinale.

Am höher gelegenen Forststraßenzweig ist in 930 m NN, nahe an der Grenze zum Lias, ein Plattenkalk mit einer gegen NNE getriebenen, großen Liegendfalte aufgeschlossen, an deren Liegendschenkel eine über metamächtige, megalodontenreiche Plattenkalkbank von einem mittelsteil SSE-fallenden, dünnbankigen Mergel-

Rauhacken und Hauptdolomit ersichtlich ist. Letztere treten sogar am Westende des Reisberges nördlich der Radiolarite auf, was aber auch mit einer Verschuppung an der Stirne erklärt werden kann.

Die Hauptdolomitantiklinale des südlicheren Streifens ist an der Südflanke des Reisberges ausgebildet. Nur unzusammenhängend ist seine Umrahmung von Kössener Schichten. Eine linkslaterale Verschiebung bewirkt am Osthang des Reisberges eine Verdoppelung der Schichtfolge Hauptdolomit Rhät im Nord-Süd-Profil. Die Südflanke der Antiklinale bildet Liasfleckenmergel. Den dazugehörigen Muldenkern markieren isolierte Reste von Dogger-Filamentkalken und Radiolariten geringer Mächtigkeit. Diskordant überlagern Lias bis Malm Losensteiner Schichten, die auch im Bachbett der Triesting und im Klosterbachbett nahezu lückenlos aufgeschlossen sind. Das Hangende des Rhät im Nordschenkel der Hauptdolomitantiklinale des Reisberges ist fast nur durch eine Weichzone im Gelände dokumentiert, einzelne kieselige Sandstein- und Mergelstücke haben Ähnlichkeit mit Schichtgliedern der südlich des Hirschberges besser ausgebildeten, auch dunkle, z.T. mergelige Kalke enthaltenden Folge des obersten Rhät bis basalen Lias. Dieses Schichtglied wird im Norden entlang des gesamten Streichens vom basalen Rauhackenzug begleitet, weiters einer breiten, auch den Höhenrücken des Reisberges einnehmenden Lias-Kieselkalkzone und schließlich Radiolarit mit Brekzien, vor allem ersichtlich W des Reisberghofes. Die Stirnkomplikation auf der Westseite des Reisberges wurde bereits erwähnt.

Nach dem ebenfalls wenig übersichtlichen Stirnabschnitt am Ausgang des Höfnerbaches, wo auch der Hauptdolomit unterbrochen ist, setzt dieser ab dem Gehöft Großbacher im Höfnergraben wieder ein und reicht bis Kaumberg. Bis 1 km vor Kaumberg liegt eine monoklinale Struktur mit einer Schichtfolge (von N nach S) beste-

hend aus Opponitzer Rauhacke mit Kalkpartien, einem mächtigem Keuperband, das überwiegend grüne Tone und etwas Quarzit enthält, Hauptdolomit, Kössener Schichten, sandig-mergeligen(?) Basislias (mit dunklen Kalken), Fleckenmergelkalke und Mergel des Lias. Die Rauhacken überschieben auf Kieselkalke oder Radiolarite mit Brekzien oder auf Flysch direkt. Am Hirschberg stellt sich wieder Antiklinalstruktur ein, die durch Längs- und Querfalten ein komplexes Aufbau der Rhät- und Juraummantelung bewirken. Der basale Rauhackenzug ist unabhängig von dieser gegliederten Struktur vom Höfnergraben nahezu bis Kaumberg unterbrochen und im Streichen gleichförmig verfolgbar. Südlich Kaumberg, östlich des Laabaches hebt die Basis aus, gekennzeichnet durch ein ausgedehntes Rauhackenvorkommen. Westlich des Laabaches liegen überwiegend Losensteiner Schichten vor.

Vorkommen von Brekzien, westlich des Laabaches (Bergsiedlung), die aus dem Verband des Radiolarits an der Alpenstirn bekannt sind, könnten, gedeutet als Schürflingsreste an der Kalkalpenbasis, auf eine kurze westgerichtete Querüberschiebung derselben auf Losensteiner Schichten hinweisen.

Ab dem Gehöft 800 m ESE des Brennhofes setzt auftauchend aus Losensteiner Schichten und bis knapp zur Westgrenze des Blattes anhaltend wieder die Hauptdolomitantiklinale ein. Sie wurde im vorjährigen Kartierungsbericht als Brennhofantiklinale bezeichnet, ist aber höchstwahrscheinlich das Äquivalent der Hirschbergantiklinale. Südlich des Birnbaumer taucht sie diskordant unter Losensteiner Schichten ab. Der Brennhofantiklinale vorgelagert sind abschnittsweise Hauptdolomit und liasische Kieselkalkzüge. Vor der Alpenstirn treten verstärkt wieder Radiolarite, Brekzie, helle Tithon-Neokomkalke und Sandsteine auf, bevor Gesteine der Flyschzone einsetzen.

Blatt 64 Straßwalchen

Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in der Rhenodanubischen Flyschzone auf Blatt 64 Straßwalchen

Von HANS EGGER

Im Berichtsjahr wurden auf Blatt Straßwalchen noch einige ergänzende Begehungen für Detailkartierungen und Probennahmen durchgeführt:

Am Nordrand des Rhenodanubikums, in der Pfaffenberg Schuppenzone (siehe EGGER, 1989, Jb. Geol. B.-A., 132/2, 385f.), erfolgte eine erneute Beprobung in den Grabeneinschnitten südöstlich von Mattsee. Dort stehen dunkelgraue, manchmal auch grüne, Tonsteine mit eingeschalteten bunten Brekzienbänken an. Diese Abfolge wurde bislang schon dem Gaultflysch zugerechnet, es fehlten allerdings noch Fossilbelege für diese Einstufung. Die jetzt aufgesammelten Tonsteinproben enthielten eine reiche und gut erhaltene Mikroflora mit Dinoflagellaten-Zysten, Pteridophytensporen und Pollen von Gymnospermen, Cycadeen und Gingkogewächsen (z.B. *Lycopodiumsporites subrotundus*, *Camarozonosporites cerebriformis*, *Sestrosपो-*

rites pseudoalveolatus, *Cingtriletes regium*, *Santonisporites radiatus*, *Vitreisporites pallidus*), die in dankenswerter Weise von Frau Dr. I. DRAXLER (Geologische Bundesanstalt) bestimmt und ins Alb eingestuft wurde.

Im Gebiet östlich von Henndorf am Wallersee wurden einige neu gefundene Aufschlüsse aufgenommen und beprobt: Im kleinen Grabeneinschnitt östlich von Firling stehen aufrecht gelagerte, gegen Südwesten einfallende Altlenzbacher Schichten an. Die Nannoplanktonassoziationen daraus ergaben eine Alterseinstufung ins späte Paläozän (*Heliolithus riedelii*-Zone, NP8). Mehrmals konnten in diesem Profil Kolkungsmarken beobachtet werden, aus denen sich Paläoströmungsrichtungen von Westen nach Osten ableiten lassen.

Zwei Schwermineralspektren solcher Bänke, die von Herrn Dr. W. SCHNABEL (Geologische Bundesanstalt) untersucht wurden, haben eine durchschnittliche Zusammensetzung von 35 % Turmalin, 26 % Zirkon, 18 % Granat, 8 % Apatit, 5 % Staurolith und 5 % Rutil. Hervorzuheben ist außerdem das akzessorische Vorkommen der instabilen Minerale Sillimanit, Epidot und Hornblende in einer der Proben.

Eine paleozäne Abfolge konnte auch südlich von Firling im Grabenbach bei Altentann belegt werden, wo das große Hochwasser im Jahr 1990 neue Aufschlüsse geschaffen hat. Auch hier konnte nun die *Heliolithus riedelii*-Zone nachgewiesen werden, mehrmals wurden auch wieder Paläoströmungsrichtungen von Westen nach Osten beobachtet.

Im Vetterbach nordöstlich von Thalgau stehen Altlenzbacher Schichten des höheren Maastricht an, im westlichen Parallelgraben des Vetterbaches (=Stollberggraben) auch solche des frühen Paleozän. In diesen Profilabschnitten dominieren Paläoströmungsrichtungen von Osten nach Westen. Diese im Vergleich zum späten Paleozän um 180° gedrehten Richtungen schlugen sich auch deutlich in der Zusammensetzung der Schwermineralspektren nieder (vier Proben, det. W. SCHNABEL): 58 % Granat, 19 % Turmalin, 8 % Zirkon, 8 % Apatit, 5 % Rutil, 2 % Staurolith.

Granatvornacht ist in den Schwermineralspektren aus den Sandsteinen der Altlenzbacher Schichten während des ganzen Maastricht und des frühen Paleozän nachweisbar. Vor allem in den grobkörnigen Basissandsteinen dieser Formation ist diese Dominanz – vermutlich als Folge der Korngrößenabhängigkeit – besonders ausgeprägt, wie die Durchschnittswerte von fünf Proben aus dem Altenbachgraben südöstlich von Henndorf zeigen sollen (det. W. SCHNABEL): 78 % Granat, 8 % Staurolith, 6 % Turmalin, 5 % Apatit, 2 % Rutil, 1 % Zirkon. Akzessorisch treten hier Epidot, Anatas und Chloritoid auf.

Abschließend kann festgestellt werden, daß die von EGGER (1990, Jb. Geol. B.A., 133/2, 147–155) beschriebenen Änderungen der Paläoströmungsrichtungen und der Zusammensetzung der Schwermineralspektren im Paleozän auch auf Blatt Straßwalchen beobachtet werden konnten.

Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 64 Straßwalchen

Von DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1992 wurde der Bereich um Plainfeld kartiert. Er kann dadurch charakterisiert werden, daß er von dem Lobus des Salzachgletschers erfüllt wurde, der durch das Tal zwischen Gaisberg und Heuberg floß. Dieser durch den engen Zufluß relativ kleine Lobus, grenzte im Süden an den Ebenauer- und im Norden an den Wallerseeobus an. Im Osten stieß er mit dem Traungletscherast im Thalgau zusammen. Ausdehnung und Oberflächenniveau lassen sich sehr genau an Hand der Endmoränen bestimmen.

An der Nordseite des Nocksteins setzt oberhalb der Steinbrüche in 800 m Höhe eine Kante an, die aus Moränenmaterialien besteht. Sie ist bis Eggerl zu verfolgen, wo sie in einen deutlichen Moränenwall übergeht, der erst mit leichtem Gefälle bis südlich Koppel und dann mehr oder weniger in gleicher Höhe bis zum Trockental südlich des Gitzenberges zu verfolgen ist. In diesem Abschnitt weist der Wall mit seinen tiefen Toteislöchern, der teilweise ebenen Oberfläche und der scharfen Grenze zur liegenden Grundmoräne eher den Charakter eines Kamesrückens auf, der die Nahtstelle zwischen den beiden Eisloben markiert. Unter den groben Sedimenten liegt – in der groß-

flächigen Rutschung nördlich Schlag aufgeschlossen – auch eine Sedimentabfolge von Bändertonen mit drop stones und sehr feinstoffreichen Moränen, die auf eine Stausituation hinweist, bevor die beiden Eisströme zusammenstießen.

Weiter im Nordosten setzen sich die Endmoränen bei Reit fort, wo sie dann nach Norden umbiegen und gegen Elsenwang ziehen. Dieser Moränenzug ist mit teilweise sehr großen Blöcken bedeckt, die von den Nordabstürzen des Gaisberges und Nocksteins stammen. Es finden sich aber auch immer wieder Blöcke des auffälligen Gosaukonglomerates von Glasenbach, wie sie für die gesamten Moränenablagerungen des Gebietes bis zur Südseite des Wallersees charakteristisch sind.

Der Nordrand des Eisstromes wird von dem reich gegliederten Wall markiert, der oberhalb Sommeregg ansetzt. Hier sind ein schwach ausgebildeter äußerster und ein deutlicherer innerer Wall ausgebildet, der der Gliederung in Maximal- und Hochstand entsprechen kann, wie sie an allen Eiszungen des Salzkammergutes zu rekonstruieren ist. Die deutlichen Wälle ziehen nach NE bis nördlich Reitbach, wo sie sich mit denen des Wallerseeobus vereinigen, die bei Gottsreit ansetzen. Wie weit der Flyschrücken, der die Basis der Moränen bildet, nach Osten zieht, kann nicht gesagt werden, da keinerlei Aufschlüsse unter der mächtigen Moränendecke zu sehen waren.

Das Material beider bilden die häufig gut glazial bearbeiteten (facettiert, gekritzelt, poliert) Karbonate, zu denen aber ein hoher Prozentsatz von eckigen Flyschsandsteinen und Mergeln kommt, die vom Heuberg stammen. Eingebettet sind diese in einer sehr tonigen Matrix, die in den Gräben östlich Gottsreit zu ausgedehnten Rotationsgleitungen führt. Der Graben entwässert die Mulde zwischen den Moränenwällen südlich Gottsreit, die während der Eiszeit mit überwiegend tonigen Ablagerungen und etwas eckigem Flyschschutt aufgefüllt wurde.

Die würmzeitlichen Endmoränen setzen an einer welligen Hochfläche östlich des Heuberges an, die ebenso aus Moränenmaterial besteht, das aber viel intensiver und tiefer verwittert ist. Es sind breite, durch Solifluktion weich geformte Wälle der Rißeiszeit, die eine ca. 40–50 m höhere Eisoberfläche während der vorletzten Eiszeit anzeigen. Äquivalente Formen finden sich auf dem Rücken westlich Eggerl, der von gleichen Sedimenten gebildet wird, die dem Felsrücken östlich Nockstein aufliegen.

Der Bereich innerhalb des würmzeitlichen Moränenkranzes ist eine weit gespannte Schüssel mit einem Boden in knapp 700 m Höhe, die von vielgestaltigen glazialen und glazigenen Sedimenten aufgebaut wird. Diese sind in ihrem Aufbau in den tiefen Einschnitten des Plainfelder Baches und der Fuschler Ache aufgeschlossen. So sind z. B. unterhalb Habach und Moser in den Gräben Wechsellagerungen von Schluffen, sehr schluffreichen Kiesen und Kiesen zu beobachten, die auf eine Sedimentation in einem geschlossenen Becken mit zumindest zeitweise behindertem Abfluß hinweisen. Die Kieskomponenten, besonders in den schluffreichen Lagen, zeigen öfter deutliche Kritzung, die darauf hinweist, daß diese Sedimente ohne große Transportweite in Nachbarschaft mit der Gletscherzunge, oder auch von dieser, abgelagert wurden. Derartige Wechsellagerungen bilden die Hänge entlang des tief eingeschnittenen Tales des Plainfelder Baches. Sie verursachen immer wieder kleine Wasseraustritte und auch Rutschungen in den tonigen Sedimenten. Eine ebensolche Sedimentfolge findet sich im Graben nördlich Elsenwang, die hier dem praequartären Untergrund (Flysch) aufliegt.

Im Bereich des Plainfelder Baches (Einschnitt E Oberplainfeld) sind hingegen die tiefsten Ablagerungen Bänderschlufluffe, die auch Sand- und Kieslagen und drop stones führen. Sie waren im Bereich der Böschung am orographisch linken Ufer des Plainfelder Baches bei Pabenschwand in kleinen Aufschlüssen zu sehen und bilden hier eine sockelartige Vorterrasse am Hangfuß, wo viele kleine Quellen austreten. Die sehr harten Wässer führen zu starker Quelltuffbildung in diesem Bereich. Weiter nördlich sind diese Ablagerungen noch durch Quellaustritte und feuchte Stellen bis nach Enzenbergdörfel zu verfolgen. In diesem Abschnitt des Tales dürften diese auch im Talboden in geringerer Tiefe vorhanden sein, was zu den großen flächigen Wasseraustritten östlich Seitenfeld führt und ebenso die Brunnbachquellen bedingt. Hier treten offensichtlich auch wieder die Wässer des Plainfelder Baches aus, der auf der Strecke Pabenschwand – Kote 600 m völlig versiegt (nur bei Hochwässern ist das Bachbett bis Seitenfeld wassererfüllt).

In den Bändertonen waren immer nur kleine Bereiche aufgeschlossen, so daß kein zusammenhängendes Profil rekonstruiert werden konnte. Deswegen ist es nicht möglich zu sagen, ob diese eine Ablagerung das Produkt einer Sedimentation in einen länger vorhandenen See – mit größeren Einschaltungen knapp vor der Verfüllung – sind, oder einer immer wiederkehrenden Stausituation entstammen. Am wahrscheinlichsten scheint aber, daß gegen Ende der Aufbauphase der Gletscher ein Rückstau im Thalgau entstand, der zur Ablagerung dieser feinkörnigen Abfolgen führte. Gegen Ende dieser Entwicklung sind dann die oben erwähnten, eisrandnahen, gröberen Sedimente über den Bändertonen abgelagert worden, die aber eine wesentlich weitere Verbreitung im Becken haben. Sie wurden auch im Liegenden der mächtigen Kiesablagerung zwischen Plainfelder Bach und Fuschler Ache durch eine geoelektrische Untersuchung wahrscheinlich gemacht.

Abgeschlossen wird die Schichtfolge durch eine zusammenhängende Grundmoränendecke, die den gesamten Talkessel auskleidet. Es findet sich – in vielen ausgedehnten Aufschlüssen entlang von Bächen und in Baugruben und Anrissen – immer ein gut konsolidiertes, feinstoffreiches Grundmoränenmaterial. Die Geschiebe sind durchwegs gut bearbeitet, gekritzelt und auch poliert, soweit es sich um die vorherrschenden kalkalpinen Komponenten handelt. Der Gehalt an Flyschgeschieben ist auf die nördlicheren Teile des Gebietes beschränkt und ist auch in den liegenden Anteilen der Ablagerungen höher, da diese hier direkt aus dem Untergrund aufgenommen wurden und auf den kurzen Transportwegen noch keine Homogenisierung eingetreten war. In den Ablagerungen finden sich immer wieder Kristallineschiebe der Zentralalpen, wie Gneise, Glimmerschiefer, Amphibolite und Serpentine. Ihre Verteilung in der Grundmoräne ist nicht gleichmäßig, sondern sie treten stellenweise recht häufig, an anderen Stellen überhaupt nicht auf. Über dieser Moränenauflage folgen nur noch Sedimente des Eiszerfalls (s. unten).

Eine unklare stratigraphische Stellung weisen die mächtigen Kiesablagerungen des Sporns zwischen Plainfelder Bach und Fuschler Ache auf. Es sind dies in den liegenden Anteilen gewaschene, grobe Kiese, die fore set-Schüttungen zeigen, die nach Norden (oberhalb Pabenschwand) oder Osten (Nordteil, Wasenegg) gerichtet sind. In den hangendsten Anteilen nimmt der Feinkornanteil wieder zu. Ebenso finden sich zunehmend Geschiebe, die auch Kritzer zeigen. Diese Moränenablagerungen weisen aber keine gute Konsolidierung auf. In diesem Bereich finden

sich auch wieder große Blöcke (Karbonate), die besonders am westlichen Rand (z.B. Kote 728 m) auftreten.

Diese Ablagerungen deuten auf einen Eisrand hin, von dessen Front Moränenmaterial als Suspension auf den Kiesen abgelagert wurde. Das Liefergebiet dieser Moränenmaterialien muß wohl im Südwesten gelegen haben, da die Mächtigkeit dieser Ablagerungen nach Norden zu abnimmt. Außerdem ist sie hier nur an der westlichen Kante der Terrasse zu finden.

Die in den riesigen Kiesgruben aufgeschlossenen, über die gesamte Höhe reichenden fore set-Schüttungen weisen die Terrasse als Bildung in einem tiefen See aus, der offensichtlich zwischen den Eiszungen bei Plainfeld und Thalgau gestaut wurde. Die Ausbildung eines derartigen Sees ist am ehesten, knapp bevor sich die Eiszungen berührten, zu erwarten. Er wurde dann sehr rasch von Schmelzwässern, die aus dem Bereich Thalgau, Fuschl See, Faistenau – Ebenau und Koppel abflossen, mit groben Sedimenten (fore set) verfüllt, bevor sich noch eine mächtige Beckenfüllung (bottom set) einstellen konnte.

Eine zweite Möglichkeit könnte noch die Bildung während einer Oszillation sein, die zu einem Zurückweichen der Gletscherstirnen nach dem Maximal- oder Hochstand und zur Seebildung führte. In diesem Fall ist es aber schwerer vorstellbar, daß ein offenes, tiefes Seebecken entstanden sein und in derartiger Form verfüllt werden konnte. Eine Klärung dieser Frage nach der stratigraphischen Stellung der Ablagerung könnte nur erfolgen, wenn die Beziehung der Kiesablagerungen zur Grundmoränendecke feststellbar ist. Es waren aber weder natürliche noch künstliche Aufschlüsse vorhanden, die eine Aussage zu dieser Frage zuließen.

Zu welchem Zeitpunkt auch immer diese mächtige Seeverfüllung entstanden ist, so wurde sie nicht mehr von den Eismassen überfahren. Die Oberfläche der fluviatil eingebrachten Kiese befindet sich in dem Niveau des Trockentales am Fuß des Ziefanken bei Aigenstuhl, über das der hochglaziale Schmelzwasserabfluß nach Norden erfolgte (Bericht 1991, Jb. Geol.B.-A., 135). Auf dieses Niveau hat sich der Spiegel des Sees eingestellt. Nach seiner Verfüllung erfolgte der Abfluß in diesem Niveau, wobei randlich noch die Moränensedimente zur Ablagerung kamen.

Der endgültige Eisrückzug aus dem Gebiet um Plainfeld erfolgte offensichtlich sehr rasch, indem der Gletscherlobus zerfiel und in viele inaktive Eismassen aufgelöst wurde. Zwischen diesen wurden dann ausgedehnte Kamesablagerungen mit vielen Toteislöchern und -wannen gebildet. Sie treten als große Einzelformen (z.B. östlich Schwollern) oder in größeren Gruppen (z.B. Schnurrn – Unterkoppel, Willischwandt, E Habach, SE Weilmannschwandt, Oberplainfeld–Gastag, Bärental, Kraimoser Bach – Pichl – Holzmeister) auf. Es sind oft steile, bis zu 40–50 m hohe Hügel (z.B. Kote 702 m nördlich Oberplainfeld), die der Moräne aufgesetzt sind.

Im Bereich Holzmeister – Pichl ist eine Treppe in 660–670 m, 650–655 m und 620–630 m dieser Formen zu erkennen, die ein etappenweises Absinken des Stauwasserspiegels in den kleinen Wasserflächen zwischen den Toteiskörpern anzeigt. Daran ist auch die Umstellung der Abflußverhältnisse zu erkennen, als die Schmelzwässer nicht mehr ihren Weg über die hochgelegene Rinne bei Aigenstuhl nehmen konnten, sondern tiefer gelegene Abflußmöglichkeiten nutzten. Das letzte Abflußniveau nach NW war dann in 620 m gegeben, als das Trockental bei Bärental gebildet wurde. Später war der Abfluß nach E zum Mondsee wieder frei, und es stellte sich das heutige Drainagesystem zur Fuschler Ache ein.

Hüttelkogel ihre östliche Forsetzung finden. Weiters wird der markante Troppbergzug der Greifensteiner Schichten der 2. Schuppe bei Hauersteig und Allhang abgeschnitten und findet stark reduziert NE Allhang seine Fortsetzung innerhalb der Störungszone, die hier breit auf das nördliche Blatt ÖK 40 Stockerau weiterzieht. In einem sehr mergelreichen Flysch in den Gräben E Taglesberg wurde mit NP13 (Jüngstes Untereozän) das bisher jüngste Alter in der Greifensteiner Decke festgestellt.

Die Gablitz-Störungszone verläuft rund 1,5 km östlich parallel zur Allhang-Störungszone und versetzt den Schuppenbau der Greifensteiner Decke in einem rund 500 m breiten SSW-NNE verlaufenden Bündel von Störungen erneut um mindestens 3 km sinistral gegen N. Betroffen ist davon auf Blatt 58 die 3. und 4. Schuppe. Der Greifensteiner Sandsteinzug der 3. Schuppe ist in den Bruchschollen isoliert zu finden und hauptsächlich durch den hohen Zirkongehalt nachzuweisen, begrenzt von paläozänen Altlenzbacher Schichten. Die Zementmergelseerie im S ist in tektonisierten Spurschollen entlang der Überschiebung der 4. Schuppe zu finden, stellenweise begleitet von auffallenden Kalksinterbildungen, die diese an Bruchflächen verschleppte Überschiebung bei Wasseraustritt markieren. Die 4. und südlichste Schuppe hat dieser Störung ihre größte Breite zu verdanken, die ab dem Gr. Steinbach bei Neupurkersdorf, zwischen Purkersdorf und Gablitz und E Mauerbach bis zu 2 km beträgt.

Hauptklippenzone und Laaber Decke

Im Zuge einer geologischen Kartierung der Umgebung der 2. Wiener Hochquellenwasserleitung wurden im Raum Wolfsgraben Beobachtungen gemacht, die die von S. PREY bekanntgemachte Situation bestätigen. Hinsichtlich der Zone NP19 in Laaber Schichten im Wolfsgraben (Unteres Obereozän und damit jüngstes Alter im Wienerwaldflysch, siehe S. PREY: Der Bau der Hauptklippenzone ..., Verh. Geol. B.-A., 1979/2, S. 212) wird eine neue Auslegung zur Diskussion gestellt. Hier konnten die von PREY beschriebenen Schichten einwandfrei wiedergefunden und gegen S hin bis zum Wolfsgrabendücker der Wasserleitung verfolgt werden. Sie grenzen an die Hauptklippenzone und sind in Kontakt mit Buntmergelserie eozänen Alters. Diese Buntmergelserie streicht gegen E im Bereich der Wasserleitung weiter (neue Beobachtung), was aus roten Spuren in der Wiese ersichtlich ist.

Diese Situation ist insofern von besonderer Bedeutung, da ja nach W. FUCHS (erstmalig in: Gedanken zur Tektonogenese der nördlichen Molasse ... , Jb. Geol. B.-A., 119/2, S. 228) im Obereozän die Molassesedimentation mit einer flyschoiden Serie im Buntmergeltrog beginnen soll. Wie in Rogatsboden, so ist auch hier in Wolfsgraben Obereozän in Flyschfazies in engem Kontakt zu Buntmergelserie vorhanden, und dieses Obereozän könnte auch als sedimentäre Fortsetzung der Buntmergelserie aufgefaßt werden. Der Kontakt ist jedenfalls nicht klar (auch nicht zu den Laaber Schichten!), weshalb hier vorgeschlagen wird, dieses Obereozän im Wolfsgraben als eigene Formation aufzufassen. Die tektonische Stellung dieser Wolfsgraben-Formation wird zur Diskussion gestellt.

Antonshöhe bei Mauer

Die Diskussion um die tektonische Stellung der Klippe der Antonshöhe bei Mauer wurde durch S. PREY (1991) in seiner letzten Arbeit abgeschlossen. Sie gehört nun zur St. Weiter Klippenzone resp. Sulzer Klippenzone und nicht zu den Kalkalpen, wie dies früher durch diesen Autor für

möglich gehalten worden war (S. PREY: Jb. Geol. B.-A., 134/4, S. 845–847, 1991). Die Begehungen des Berichters im letzten Jahr haben darüber hinaus den Nachweis von Eozän im Graben WSW der Klippen unmittelbar am Kalkalpenrand ergeben. Es sind also zwischen der „Mittelkreide“-Hülle der Klippe und den Kalkalpen Laaber Schichten vorhanden, wie das übrigens schon K. FRIEDL (Zur Tektonik der Flyschzone des östlichen Wiener Waldes, Mitt. Geol. Ges. Wien, 23, Taf. 1) dargestellt hat. Die Zugehörigkeit des Klippenbereiches der Antonshöhe zur St. Weiter Klippenzone ist damit durch ein weiteres Argument untermauert.

St. Weiter Klippenzone

Ergänzungsbegehungen zu den Aufnahmen von S. PREY mußten im Bereich des Teichhauses, Mittleren Eichberges und Mauerer Waldes durchgeführt werden mit dem Zweck, den Klippenhüllflysch zu gliedern. Die Aufschlüsse sind denkbar schlecht, aus der Oberflächenkartierung allein kann kein wirklich befriedigendes Ergebnis gewonnen werden. Zusätzliche Schwierigkeiten sind dadurch vorhanden, daß ja PREY im Mittleren Eichberg Oberes Campan/Maastricht in Mergelfazies beschrieben hat (Jb. Geol. B.-A., 1988/3, S. 412) und diese Mergel und Kalkmergelfazies der zu recht als eigene Formation bezeichneten „Sulzer Schichten“ nicht in die Flyschfazies paßt. Ob sich hier nicht vielleicht der Südliche Kontinentaltalhang oder Schelf des Flyschtroges bemerkbar macht? Dann wären die Sulzer Schichten mit den Puchover Mergeln in den Karpaten vergleichbar, und die St. Weiter Klippenzone würde paläogeographisch wieder mehr in die Nähe der Pienidischen Klippenzone rücken.

Die Sandsteine können auf Grund der Schwermineralführung in 2 Gruppen eingeteilt werden. Die eine ist durch wechselnde Dominanz von Granat, Zirkon und Turmalin gekennzeichnet und enthält in geringen Prozentsätzen Chromit. Das entspricht den Daten, die aus den Sandsteinen der unteren Oberkreide der Klippenhüllen von Ybbsitz und auch St. Veit bekannt sind (die seinerzeit von G. WOLETZ bestimmten Spektren wurden überprüft, und dabei immer Chromit festgestellt). Die zweite Gruppe hat ausgeprägte Zirkon/Turmalinmaxima und findet sich auf der Höhe Mauerer Wald. Dieser Bereich wurde von GÖTZINGER schon zu den tortonen Blockschichten des Randes des Wiener Beckens gezählt, in Anlehnung an die Gutachten von J. STINY über den Wasserbehälter im Lainzer Tiergarten (Jb. Geol. B.-A., 1938, Taf. 5). Diese Blockschichten im Bereich des Wasserbehälters sind evident, ob aber solche Blockschichten einen auffallenden Hügelzug wie jenen im Mauerer Wald bilden, wird bezweifelt. K. FRIEDL (Zitat s.o.) hat sie als Laaber Schichten ausgeschieden, das würde mit den Schwermineralien eher in Einklang stehen. Ohne künstliche Aufschlüsse wird wohl keine verlässliche Aussage gemacht werden können.

Blatt 64 Straßwalchen

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 64 Straßwalchen

Von DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1991 wurden die Bereiche südlich Neumarkt zwischen Wallersee und dem Flyschbogen im Osten bis

nach Altentann im Süden bearbeitet. Hier ist der Ostrand des würmzeitlichen Eislobus im Wallerseebecken durch deutliche Moränenzüge markiert. Der Lobus entwickelt sich zwischen dem Flyschrücken Ziefhanken – Große Plaike im Süden und dem Buchberg- und Tannberggrücken im Norden als einer der Teilloben des Salzachgletschers. Am Südfall des Tannberges ist der Eisrand durch eine vielgliedrige Endmoräne markiert, die nördlich Neumarkt endet. Die Eiszunge reichte bis gegen Steindorf, indem sie durch die Lücke zwischen den älteren quartären Ablagerungen vorstieß (Bericht 1989). Von hier nach Süden ist der Eisrand dann durch z. T. undeutliche Moränenwälle und -hügel markiert, die über Breinberg bis Wertheim zu verfolgen sind. Der Eisrand lag an einem langgestreckten Rücken älteren Materials. Es sind dies sandige Kiese sehr ungleichmäßiger Korngröße und Sortierung. Das Material zeigt eine fortgeschrittene Konglomerierung, die eine Nutzung als Baumaterial für lokale Bedürfnisse ermöglichte, von der noch mehrere kleine alte Steinbrüche zeugen. Hier sind Konglomerate aus durchwegs matrixreichen Kiesen, die aus verschiedenen Karbonaten, etwas Kristallin und Quarz, Flyschsandstein und -mergel gebildet sind, genutzt worden. Die Flyschgeschiebe sind wesentlich weniger gerundet als die anderen Materialien und stellen das lokale Material gegenüber dem Fernmaterial dar. In diesen mittelgroben Konglomeraten sind in dem Steinbruch westlich Sighartstein auch gröbere Lagen gleicher Zusammensetzung mit Flyschsandsteinblöcken bis 1,5 m Durchmesser, wechsellagernd mit feinkörnigen, deltageschütteten Kiesen, aufgeschlossen. Bei diesen Materialien handelt es sich um eine lokale Schüttung, die wahrscheinlich am Rande des abschmelzenden Reißgletschers in einem Eisrandgerinne als kamesartige Bildung zur Ablagerung kam. Das verbreitete Auftreten ähnlicher Ablagerungen weiter im Norden legt nahe, daß diese eine weitere, und wahrscheinlich geschlossenerere, Verbreitung aufweisen. Das Tal Wertheim – Steindorf – Straßwalchen wurde später als peripheres Tal gebildet, zum Höhepunkt der Würmeiszeit endgültig gestaltet und darin die Niederterrasse abgelagert. Diese ist heute noch weitgehend unterschritten, da die rückschreitende Erosion des Pfgauer Baches über Steindorf noch nicht hinausgekommen ist. Der Steinbach, der die Niederterrasse einige Meter unterschneidet, durchbricht hingegen bei Sighartstein die Endmoräne und fließt zum Wallersee ab.

Südlich Wertheim ist der Eisrand dann erst wieder bei Haslach (die Häuser stehen auf den Wällen) durch Moränenwälle markiert. Diese zeigen an, daß die Eiszunge bei Haslach ins Tal des Steinbaches vordrang (hier finden sich einige große Erratika, z. B. Gosaukonglomerat im Bachlauf), das periphere Gerinne aber nicht abspernte. Von dieser Eiszunge geht die Niederterrasse nach Norden aus, von der oberhalb Haslach im Tal des Steinbaches keinerlei Reste zu finden sind.

Eine weitere, SW gelegene (N Kote 598 m) Wallgruppe markiert wahrscheinlich hier den Hochstand. Der Eisrand ist weiter südlich erst wieder durch die deutliche Moräne bei Kienberg markiert. Von hier läßt sich dann an deutlichen Moränenzügen bei Schöllenberg – Aiterbichl, oberhalb Weidl und östlich Ziefhanken, der Eisrand schön rekonstruieren. Die Moränenzüge führen sehr viele grobe Flyschgeschiebe aber kaum Kristallin und im Mittel ca. 20–30 % kalkalpines Material. Die Höhe des Eisrandes steigt von ca. 550 m bei Wertheim über ca. 600 m bei Haslach auf ca. 750 m bei Hof an. Von hier setzt sich der Eisrand in ca. 750 m nach E zu gegen Aigenstuhl fort. Entlang

des Eises flossen große Schmelzwassermengen ab und bildeten am Südhang des Thalgauberges eine bis zu 40 m tief eingeschnittene Umfließungsrinne aus, die streckenweise epigenetisch in den Untergrund eingeschnitten ist. Sie verläuft um den Ziefhanken herum und dann nach NE bis Lichtentann. Hier versperrte das Eis den Weg bei Keinberg am W-Hang des Geißberges, so daß die Schmelzwässer um Geißberg und Hiesenberg herum (Talverlauf Aubach – Steinbach) nach Haslach und dann nach Norden über Steindorf ins Mettnachtal flossen.

Dieser mächtige Schmelzwasserabfluß hat auch den W-Hang des Rückens Ziefhanken – Steinwandl – Große Plaike unterschritten und dadurch eine großflächige, tiefgreifende Massenbewegung ausgelöst. Dadurch wurde der ganze Hang instabil, wodurch zwischen Ziefhanken und Heimkehrerkreuz eine Abrißnische entstand, die zwischen 50–140 m hoch abgesessene Masse umschließt. Die felsigen Hänge und auch unbewachsene Felsaufschlüsse (Steinwandl) lassen auf noch nicht zu lange zurückliegende oder noch aktive Bewegungen in diesem Raum schließen. In den oberen Bereichen der bewegten Masse ist eine deutliche Stufung zu erkennen, die auf eine Zerlegung in große Homogenbereiche hinweist, obwohl hier wenige Aufschlüsse nur lokal Einblick in die Gefügeverstellung erlauben. Dabei ist aus dem morphologischen Erscheinungsbild zu schließen, daß diese Auflösung in größere Homogenbereiche und deren blockartige Verstellung im nordöstlichen Teil wesentlich stärker auftrat als im südwestlichen. In den tieferen Hangteilen lösen sich die Schollenformen mehr und mehr auf. Hier ist zunehmend auch ein Übergang in tonreichen Murenschutt zu beobachten, der in ausgedehnten Murenablagerungen das ehemalige Umfließungstal nahezu völlig verfüllt hat. Im NE reichen diese Murenschübe bis zum FH Lichtentann, sonst bis an die Moränen oder den Eisstaukörper im obersten Grabenbach. Dieser führt neben überwiegend Flyschgeschieben viele Erratika und belegt, daß die Umfließungsrinne offensichtlich noch bis zum Beginn der Eisabschmelzphase in Betrieb war und erst anschließend durch die Massenbewegung und ihre Ausläufer verfüllt wurde. Einen Hinweis bis zu welchem Zeitpunkt noch ausgedehntere Muren abgingen, gibt die ¹⁴C-Datierung eines Baumstammes (*Picea*) aus den obersten Murensedimenten SE Weidl. Die Altersbestimmung ergab:

VRI 1309 1120±50 BP (calibriert BC 880–980).

Das bedeutet, daß mindestens bis zu diesem Zeitpunkt im westlichen Teil der Massenbewegung Murenströme abgingen, während im östlichen diese Aktivität noch bis in jüngere Zeit angehalten haben dürfte.

Im Bereich der peripheren Umfließungsrinne traten noch Massenbewegungen am Geiß- und Hiesenberg auf. Hier wurden sowohl die Flanke nach NW als auch die nach SE instabil. Dabei wurden hauptsächlich die mächtige Moränenbedeckung, aber auch der Untergrund erfaßt. Die mächtige Grundmoränenbedeckung des Bergrückens ist der Reißzeit zuzurechnen. Es ist eine hochverdichtete, feinkornreiche Grundmoräne, die einen sehr hohen Anteil an kalkalpinen und kristallinen Geschieben führt. Sie entspricht in ihrer Zusammensetzung der der würmzeitlichen aus dem inneren Teil des Wallerseezugbeckens (s. unten).

Die Massenbewegung in der Moräne wird wohl einerseits durch die Erosion am Eisrand bei Sandlberg, andererseits durch die in der Umfließungsrinne ausgelöst worden sein. Auch hier griff die Bewegung bis zum Rücken zurück, zeigt hier aber durchwegs bereits etwas verschlif-

fene Formen, die auf eine längere Beruhigung hinweisen. Nur südlich des Hiesenberges sind noch frische Formen zu finden.

Im Bereich des Aubaches ist an der Südseite des Geißberges von dieser Massenbewegung auch der Untergrund erfaßt. Das ist darauf zurückzuführen, daß hier das Umfließungsgerinne, durch einen periglazialen Schuttstrom nach Norden abgedrängt, den Hang stark unterschritten hat. Der Schuttstrom selbst drang nach dem Versiegen des peripheren Gerinnes endgültig in das Tal vor und bildet heute die Talwasserscheide.

Von den äußeren Endmoränenzügen löst sich bei Weidel ein innerer Wallzug, der über Graben – Edt – Firling bis zur Kirche von Brajing (Kote 584 m) verläuft. Er markiert den Eisrand einer steileren Gletscherzunge, die wahrscheinlich nicht mehr bis Neumarkt gereicht hat, aber hier keine Endmoränen hinterlassen hat. Am Rand dieser Eiszunge dürften die terrassenartigen Stauschotter entstanden sein, auf denen der zentrale Teil von Neumarkt liegt. Zum Bahnhof zu sind in dieser Terrasse ausgedehnte Mulden und Vertiefungen entwickelt, die Toteisformen darstellen. Die Entwässerung erfolgte damals noch nach NE auf dem Niveau, wo heute die Bahn verläuft. Dabei wurde die Niederterrasse bereits unterschritten.

Die Zusammensetzung des Moränenmaterials am Südostrand des Eislobus im Becken des Wallersees schwankt recht deutlich. Im Bereich der äußeren Endmoränenzüge spielen die ferntransportierten Karbonate neben den Flyschgeschieben mit 15–20 % eine sehr untergeordnete Rolle. Zum Becken zu ist dann eine rasche Zunahme der Ferngeschiebe in den Grundmoränen zu registrieren. Dabei treten hier auch vermehrt Kristallineschiebe aus den Tauern auf, die in den Endmoränen nahezu völlig fehlen. Eine ähnliche Geschiebeverteilung ist wohl auch in den Ablagerungen der Rißeiszeit anzunehmen. Dementsprechend sind die Moränen des Geiß- und Hiesenberges aus dem inneren Bereich der Eiszunge zu beziehen, und der Eisrand lag im Bereich des Henndorfer Waldes.

Eine auffällige Erscheinung sind die vielen großen Gosaukonglomeratblöcke (Liefergebiet bei Glasenbach), die SE bis E von Henndorf zu finden sind. Ihr gehäuftes Auftreten zeigt den direkten Eisabfluß an.

Der hügelige, mit mächtiger Grundmoräne ausgekleidete Bereich östlich bis nordöstlich von Henndorf (Alten-tann – Berg – Wankham) hinterläßt den Eindruck einer Grundmoränenlandschaft mit ausgedehnten Drumlins. Die Hügel zeigen aber eine erkennbare E–W-Orientierung, und nicht die zu erwartende in SW–NE-Richtung, wie sie der Eisflußrichtung entspräche. In allen Aufschlüssen des Untergrundes ist zu erkennen, daß hier ein E–W-Streichen des Flysches vorherrscht, das sich in der Form der Hügel ausdrückt. Somit sind diese besser als moränenbedeckte Rundhöcker denn als Drumlins zu deuten.

Blatt 66 Gmunden

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 66 Gmunden

Von HANS EGGER

Im Gebiet zwischen Attersee und Traunsee treten die ältesten Ablagerungen des Rhenodanubischen Flysches

im südlichen Rahmen des altbekannten Ultrahelvetikumfensters südöstlich von Schörfling auf: Es handelt sich dabei um Gaultflysch, welcher einen hohen Anteil an pelitischen Gesteinen aufweist. Dominierend sind dunkelgraue turbiditische Tonmergel, die mehrfach Nannofloren des Alb lieferten (*Eprolithus floralis*, *Prediscosphaera columnata*, *Nannoconus trulliti*). Daneben sind deutliche Lagen von grünen, stark bioturbaten, nichtturbiditischen pelagischen Tonsteinen erkennbar. Den wenigen turbiditischen Hartbänken dieser Schichtfolge fehlen durchwegs die Basalabschnitte der BOUMA-Sequenzen. Über dem pelitreichen Gaultflysch folgen im Profil wenige Zehnermeter mächtige, hellglimmerreiche, grobkörnige, braune Sandsteine, welche vermutlich zu den Reisselsberger Schichten zu zählen sind. Gaultflysch und Reisselsberger Schichten sind auch im Südteil der Flyschzone als Rahmen des Ultrahelvetikumfensters im Weidenbach erhalten. Generell kann gesagt werden, daß beide Formationen immer stark tektonisch beansprucht, als Schuppen und Späne, vorkommen.

Die durchgehende Schichtfolge des Rhenodanubikums beginnt im Arbeitsgebiet mit den etwa 50 m mächtigen Seisenburger Schichten, die einen guten Leithorizont für die Kartierung bilden. Zahlreiche gut erhaltene Nannofloren aus dieser Formation belegen, daß die Seisenburger Schichten ihre Hauptverbreitung im Santon besitzen und auch noch in das Campan emporreichen. Die besten Aufschlüsse in dieser Formation wurden nördlich des Hongar und im Gebiet von Kufhäusl gefunden. Die im Hangenden der Seisenburger Schichten auftretende Zementmergelerde erreicht im Arbeitsgebiet eine Mächtigkeit von rund 300 m. Sie wird überlagert von den Pernecker Schichten, die im jüngsten Campan sedimentiert wurden (*Quadrum trifidum*-Zone).

Die mächtigste und daher flächenmäßig am weitesten verbreitete Formation im Arbeitsgebiet sind die Alt-lengbacher Schichten des Maastricht und Paleozän.

An der Basis dieser Formation ist oft eine von Sandsteinen dominierte Fazies zu erkennen, welche eine Mächtigkeit von etwa 80 m erreicht. Darüber folgt ein rund 400 m mächtiger Profilabschnitt mit reichlich Kalkmergeln, welcher im Arbeitsgebiet weite Verbreitung besitzt. Diese Subformation wird auch im Zementsteinbruch Hatschek bei Pinsdorf abgebaut. Hangend davon schließt ein Profilabschnitt an, welcher von grauen Tonmergeln und von Sandsteinen, darunter auch die bekannten „Mürbsandsteine“, dominiert wird. Die Kalksandsteinbänke dieser Subformation lassen auf ihren Sohlflächen oft deutliche Sohlmarken erkennen, welche eine Bewegungsrichtung der Trübeströme von Westen nach Osten belegen. Die besten Aufschlüsse dieser Fazies liegen im Bereich des Dambaches SW Reindlmühl und vor allem im Gebiet nördlich des Kronberges und des Hongar. Im zuletzt genannten Areal reicht diese Subformation bis ins tiefere Paleozän empor (*Cruciplacolithus tenuis*-Zone). Paleozäne Schichtanteile konnten auch am Westrand des Kartenblattes, im Unterlauf des Miglbaches bei Weyregg, entdeckt werden (*Chiasmolithus danicus*-Zone). Diese jüngsten bislang im Rhenodanubikum des Arbeitsgebietes nachgewiesenen Gesteine, befinden sich knapp unterhalb der Straßenabzweigung nach Schöbering. Der Maastrichtanteil dieser Subformation der Alt-lengbacher Schichten wird rund 600 m mächtig, das frühe Paleozän ist noch mit einer Mächtigkeit von rund 250 m erhalten.

Vorkommen von ultrahelvetischer Buntmergelerde befinden sich im Arbeitsgebiet im Umkreis des Ober-