

Im Gebiet von Seisenegg intrudiert Feinkorngranit den Weinsberger Granit. Im südlichen Ortsende ist die Durchmischung am Kontakt zu beobachten. Dort finden sich auch Schollen von Diorit. Im Mischungsbereich treten auch die nichtporphyrischen Weinsberger Granite auf. Im nördlichen Ortsbereich ist der Feinkorngranit sehr kataklastisch.

Das größte Feinkorngranitvorkommen auf Blatt Amstetten ist das von Gloxwald, welches sich südlich der Donau im Amstettner Bergland fortsetzt. Es entspricht dem Typ Mauthausener Granit, mit feinkörnigen Aplitgraniten in randnahen Bereichen. Im Bericht 1998 habe ich auf das Problem aufmerksam gemacht, dass dieser Intrusivkörper an der bedeutenden Seitenverschiebung Gulling – Neustadt a.d. Donau zwar verschieft wird, aber anscheinend ohne Seitenverschiebung die Störung quert. Die Kartierung des Gebiets südlich der Donau brachte hier Klarheit: Südlich Sand tritt der Feinkorngranit auf die orographisch rechte Donauflanke über und setzt über Rosenau nach Weg (P 479) fort. Die W-Grenze des Granits ist ein schwammiger Intrusivkontakt zum Weinsberger Granit. Die SE-Begrenzung erfolgt durch die obengenannte Seitenverschiebung. Der regional SSW-streichende Feinkorngranitkörper spitzt somit an der SW-verlaufenden Störung

im Raume von Weg aus. Weiter gegen SW finden sich in der Störungszone nur Linsen von kataklastischem verschieftem Feinkorngranit inmitten vorwiegend lichter Ultramylonite. Diese wurden heuer bis N Stiefelberg verfolgt. Der Feinkorngranit wurde also als Teil des NW-Blocks an der sinistralen Seitenverschiebung verschleift und sein südlichster Teil schließlich abgeschnitten. Er findet sich in der gegen NE vorgeglittenen SE-Scholle im Raume Freyenstein – Hirschenau – Hochhart. Da die E-Grenze des Granits von Gloxwald bei Kienberg im Bereich der NE-Grenze des Granits der SE-Scholle liegt, war die große Versetzung des Feinkorngranits an der Seitenverschiebung fürs Erste nicht ersichtlich.

Im westlichsten Teil des heuer aufgenommenen Gebiets fanden sich Perlgneise im Bereich Wolfödhöhe (P 506).

Es sind ziemlich massige in runden Blöcken verwitternde Gesteine, die sich auffällig von den Schiefergneisen, z.B. der Monotonen Serie, unterscheiden. Es handelt sich um mittelkörnige Zweiglimmer-Paragneise, deren Parallelgefüge durch Feldspatmetablastese undeutlich geworden ist. Vereinzelt führen die Perlgneise auch kleinere Schollen von Kalksilikatfels. Die Perlgneise sind erste Vorboten des Mühlviertel-Kristallins westlich des Südböhmischen Plutons.

Blatt 67 Grünau im Almtal

Bericht 2001 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 67 Grünau im Almtal

DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Nach der Erfassung der Lokalvergletscherung des Kasberges und Schindelbaches und deren Beziehung zum Almgletscher im Würm und Riß (Kartierbericht Jb. Geol. B.-A., 1994) und der Analyse der Bergsturzablagerungen im Almtal (Kartierbericht Jb. Geol. B.-A., 1995) wurde die Lokalvergletscherung des Bereiches zwischen Traun und Almgletscher erfasst.

Während der Würmeiszeit war das Gebiet des Vorderen und Hinteren Springbaches von Eis aus dem Almsee-Gebiet im Westen und dem Tal der Hetzau überflutet. Das kleine Mährenkar (N Fäustling) hat dabei offensichtlich keine wesentliche Rolle gespielt. Die Eisfüllung reichte bis ca. 900 m Höhe, die durch Eisrandterrassen südlich Buchschacher belegt wird. Die Eismassen flossen hauptsächlich aus dem Almsee-Gebiet ein, was einerseits dadurch angezeigt wird, dass hier, oberhalb des Almsees, Moränenreste bis 1000 m Höhe anzutreffen sind, andererseits die Einregelung von Geschieben in der Grundmoräne des Buchschachers eine Eisflussrichtung nach NE dokumentiert. Im Liegenden der weitgehend geschlossenen Grundmoränendecke finden sich am Hinteren Springbach verbreitete Bänderschlufluffe in Wechsellagerung mit lokalem Schutt, die eine von Norden nach Süden fortschreitende Stausituation in dem Quelltrichter belegen. Diese kann nur durch eine zunehmende Erfüllung des Quelltrichters durch die Eisströme von West und Ost verursacht worden sein.

Der Eisabbau aus diesem Raum dokumentiert sich durch mehrere Eisrandterrassen und Moränenwälle NW des Straneggs, die auch darauf hinweisen, dass der Eiszufluss aus der Hetzau früher schwächer geworden sein dürfte und sich somit hier zuerst Schmelzwasserseen ausbildeten. Von diesen gingen temporäre Schmelzwasserinnen aus, die heute noch als Trockentäler in der Moränenbedeckung

zwischen den Springbächen zu erkennen sind. Auffallend ist auch, dass die Oberfläche der Moräne sowie die der Eisrandterrassenbildungen östlich des Hinteren Springbaches mit sehr vielen groben Blöcken bedeckt sind. Ob diese Häufung auf eine besondere Schuttbedeckung des Eisstromes in der Hetzau aus dem Karraum des Hochplattenkogels zurückzuführen ist, kann nur vermutet werden. Das würde auf eine besondere Anlieferung von Grobschutt aus dem späteren Abbruchgebiet des großen Bergsturzes im Almtal hindeuten.

Der Almgletscher erfüllte das Becken um den Almsee bis in ca. 1000 m Höhe und erhielt offenbar auch aus den Karräumen westlich des Großen Woising entlang des Tales des Weißeneggbaches noch nennenswerten Eiszug. Dadurch kam es auch zum Übertritt von Eismassen über den Sattel zwischen Kreuzeck und Wolfsberg in den Kalten Graben. Hier finden sich in den Moränen viele Dachsteinkalkgeschiebe. Dieser Eisüberfluss wurde sicher auch durch den engen Auslass zwischen Brand- und Wolfsberg südlich Jagersimmerl begünstigt.

In den Nebentälern der Alm haben sich nur unter den höheren Gipfeln (z.B. Donnerstein, Zwieseleck, Hochkogel) kleine Lokalgletscher ausbilden können. Die Gletscherausbildung hängt hier nicht nur stark von der Höhe des Einzugsgebietes, sondern auch von der Exposition (N–E) und starker Wächtenbildung hinter den Gipfelbereichen, vornehmlich bei den Niederschlag bringenden NW Winden, ab.

Diese Gletscher bildeten Grundmoränen aus, aber zu einer Endmoränenbildung kam es an keiner Stelle. Der Grund dafür dürfte in der Blockierung der Talausgänge durch den Almgletscher liegen. Dadurch bildeten sich wohl Stauseen, in denen die Eiszungen endeten. Als Folge dieser Seebildungen finden sich in den Tälern verbreitete Resteschluffreicher Stauseesedimente in den verschiedensten Höhenlagen, die während des Hochstandes sowie der Abschmelzphasen des Almgletschers gebildet wurden. Sie sind aus dem lokalen Schutt aufgebaut und zeigen keine Erratika aus dem Almtal, was auf ein nur geringes Eindringen der Eismassen des Almgletschers in die Täler hinweist.

Die Höhe des Almgletschers ist in Höhe des Karbaches noch ca. 900 m, was durch einen schön erhaltenen Eisstaukörper nur aus lokalem Schutt (Mangstlhöhe) belegt ist. Der tiefer gelegene Eisstaukörper in 800 m Höhe führt auch noch einige Erratika und gekritzte Geschiebe, die anzeigen, dass das Eis des Almgletschers bis in diese Position in das Einzugsgebiet des Karbaches eingedrungen ist.

Ein Staukörper in 740 m im Brenntbach belegt eine Eishöhe von ca. 700 m im Bereich Heckenau, was gut mit der Eisfüllung in ca. 600 m Höhe im Becken von Grünau korrespondiert.

Im Bereich der Täler östlich des Traungletschers kam es am Offensee und nur noch im Tal des Grubenbaches aus dem Kar nördlich des Gschirrecks zu einer größeren Gletscherbildung. Dieser erfüllte die Grubenau und vereinigte sich mit dem Eisstrom des Offensees im Grieseneckbach. Hier finden sich SW der Mündung des Grubenbaches im Bachbett sandreiche Bänderschluße, die die Stausituation zwischen den beiden Eiszungen während ihrer Bildung belegen. Sie wurden vom Eis noch überfahren und zeigen deutliche Verstellungen und Störungen, die auf den Einfluss des Gletschereises zurückzuführen sind.

Das Tal des Steinbaches, in dem selbst keine Gletscher entwickelt waren, wurde im Rückstau dieser Eismassen mit einem mächtigen Staukörper erfüllt, von dem noch verbreitete Reste erhalten sind. Die Stauhöhe war ca. 840 m.

In dem schluchtartigen Verlauf des Rindbaches haben sich keine Reste eines wohl ehemaligen vorhandenen Staukörpers am Traungletscher erhalten können. Im Einzugsgebiet des Rindbaches haben sich nur SE des Gasselkogels und des Schnellerplans Gletscherzungen ausgebildet. Die Moränen bei Karbestalstube und beim Jagdhaus südlich Schnellerplan zeigen kurze steile Eiszungen an, die hauptsächlich durch die Wächtenbildung im Lee der beiden Gipfel ernährt wurden.

Im Tal des Lainaubaches entwickelte sich am Rand des Traungletschers ein Staukörper, dessen Reste in 700 m Höhe (Abzweigung der Straße zum Steinbruch Karbach) erhalten sind. Westlich und östlich der Mairalm finden sich mächtige Schuttablagerungen, die am Südrand des breiten Talbodens terrassenförmig entwickelt sind. Sie werden hauptsächlich von feinstoffreichem Schutt der Nordflanke von Wandlkopf – Hochkogel gebildet, zu dem sich am nördlichen Rand der Terrasse viel, zum Teil grober Schutt der Traunstein-Südflanke gesellt.

Die Terrasse wurde an einen Eisstaukörper angelagert, der, durch Lawinen gespeist, am Fuß der Südflanke des Traunsteins den Talboden bedeckte. Um ihn staute sich dann der solifluidal transportierte Schutt. In dem kleinen Kar unterhalb des Steinecks entwickelte sich trotz der Südexposition ein kleiner Eiskörper, der eine schöne Abfolge an mächtigen Moränen hinterließ, den Talboden aber nicht mehr erreicht haben dürfte. Diese starke Gletscherentwicklung war auch hier wohl nur durch starke Schneeakkumulation durch Windverfrachtung im Lee möglich.

Die Lokalvergletscherung am Nordrand der Kalkalpen zwischen Traunstein und Zwillingkogel ist durch sehr unterschiedlich große Gletscherzungen geprägt, die alle durch die ideale Exposition nach Norden verhältnismäßig stark entwickelt waren.

Am Traunstein entwickelte sich neben der Gletscherzunge im Nordkar auch an der NE-Flanke ein Gletscher, der zusätzlich auch durch die Wächtenbildung ernährt wurde. Er erfüllte das Kar nördlich des Katzensteins bis zur Mündung des Schrattebaches in die Laudach. Die enge, steile Gletscherzunge wird durch die beiden schön ausgebildeten Moränenzüge östlich und westlich der Laudach gut nachgezeichnet.

In beiden Kären sind noch Endmoränen des Spätglazials erhalten, die um den Laudachsee und in 1000 m Höhe am

Ausgang des Kares nördlich des Traunsteins zu finden sind.

Im Bereich der Laudach kann als einzige Stelle die wesentlich größere Ausdehnung der rißzeitlichen Lokalgletscher rekonstruiert werden. So ist der Rücken westlich der Laudach über große Breite von Grundmoräne bedeckt, die bis zu den Häusern Klamm reicht. Hier finden sich auf dem Rücken östlich der Häuser viele große Kalkblöcke, die möglicherweise auch den ehemaligen Eisrand markieren. Entlang dessen wird wohl der scharf eingeschnittene epigenetische Talabschnitt der Laudach angelegt. Die Eiszunge ist dann noch etwas über die Häuser von Klamm nach Norden vorgestoßen, wo sich noch manche Erratika finden. So auch der riesige Block südlich der Straße Klamm – Franzl im Holz.

In den westlich anschließenden Karräumen (Steineck, Durchgang Zwillingkogel) haben sich nur wesentlich kleinere Gletscher entwickeln können. So reichte die Eiszunge im Quelltrichter des Schrattebaches bis ca. 800 m Höhe herab. Am orographisch linken Rand ist hier eine schöne Endmoräne entwickelt, während an der rechten Seite ebenso wie an der Laudach (s.o.) der Bach, in ein peripheres Gerinne abgedrängt, ein enges epigenetisches Tal anlegen musste.

Die östlich Steineck und beim Durchgang entwickelten Gletscherzungen sind durch zum Teil auffallend mächtige Moränenablagerungen charakterisiert. Die großen Schuttmengen sind hier auf die starke Tektonisierung der Karbonate nahe der Überschiebungsbahn über Ultrahelvetikum und Flysch zurückzuführen. Hinzu kommt aber auch noch, dass durch die rasche Verwitterung und Plastizität der liegenden Tonschiefer noch zusätzlich eine starke Auflockerung der Karbonate eintrat.

Aus diesen Gründen konnten sich aus den stark schuttbedeckten Eiszungen und ihren Moränen Blockgletscher entwickeln, die bei Fischerbühel und im Hauergraben bis in den Talboden des Almtales vorstießen. Sie entwickelten sich hauptsächlich während des Hochglazials, waren aber noch einige Zeit bis zur Auflösung des Permafrostes im Talboden aktiv. So drang der Blockgletscher des Hauergrabens noch tief in das bereits eisfrei gewordene Zungenbecken des Almgletschers ein. Diese starke Schuttbildung ist ja auch der Grund für die Breccienbildung auf dem Rücken östlich und westlich des Laudachsees, die wahrscheinlich aus der Zeit zwischen der Mindel- und Rißeiszeit stammt.

Diese Auflösung am Nordrand der Kalkalpen führte auch zum Lösen größerer Felskörper, die dann weiter nach Norden abglitten. So finden sich im Schratteckbach und um das Jagdhaus Schrattebau mehrere derartige Gleitschollen, von denen der Kornstein die größte ist.

Westlich der Laudach, nördlich des Flachberges, wurden die Reste der älteren Eiszeiten kartiert. Dabei ergaben sich nur geringe Unterschiede zu dem schon lange bekannten Verlauf der Endmoränen von Riß und Mindel. Im Gegensatz zu früheren Auffassungen zeigte sich aber, dass der flache Rücken nördlich Gschwandt, der sich nach Westen umschwenkend bis zum Gehöft Hungerbauer verfolgen lässt, eine Endmoräne darstellt. Er ist ein Äquivalent zu den Moränen nördlich Ohlsdorf (Blatt 66 Gmunden) und zeigt den weitesten Vorstoß des Rißgletschers östlich der Traun an.

Zwischen diesen rißzeitlichen Endmoränen und den mindelzeitlichen Wällen, die sich von Rabersberg über Eisen-gattern bis Laakirchen erstrecken, sind in vielen Stellen zwischen Oberndorf im Süden und Boden im Norden Konglomerate aufgeschlossen. Das früher in kleinen Steinbrüchen (z.B. Flugfeld) genutzte Konglomerat hat ein sehr einheitliches Erscheinungsbild. Die mittelmäßig gerollten, sandreichen Kiese mit Korngrößen hauptsächlich von 20–50 mm sind gut verkittet. Viele der Komponenten sind

aber bereits verwittert, was dem Konglomerat ein löchriges Aussehen verleiht. Das Konglomerat, das jeweils zu ca. 50 % aus Flysch und kalkalpinen Geröllen besteht, bildet eine Platte, die bei Gschwandt in ca. 500 m Höhe liegt und sich nach Norden unter die Mindelmoräne fortsetzt. Ob es sich dabei um Vorstoßschotter des Mindel oder eine ältere Schüttung handelt, konnte noch nicht gänzlich geklärt werden. Gegen die Ablagerung als Vorstoßschotter spricht neben einer generell deutlich stärkeren Verwitterung ein gänzlich unterschiedliches Aussehen im Vergleich mit den Deckenschottern nördlich der Mindelmoräne und das Fehlen großer Sandstein- und Mergelblöcke des Flysch, die in den Deckenschottern häufig auftreten.

Reste des Mindelgletschers aus dem Kremstal waren östlich Steinbach am Ziehberg zu finden. Im Bachgraben bei Siebenbrunn findet sich Grundmoräne, die den ganzen Sattel östlich bedeckt und bis ca. 700 m reicht, wie während großflächiger Aufschlüsse im Zuge einer Erdölstrukturborung zu sehen war. Die Grundmoräne führt fast ausschließlich kalkalpine Geschiebe. Im Liegenden der Moräne finden sich im Bachgraben bei Siebenbrunn Konglomerate, die über einige 100 m aufgeschlossen sind und früher durch Brüche genutzt wurden.

Die Konglomerate weisen eine deutliche Bankung von ca. 1 m Mächtigkeit auf. Die Bänke zeigen aber intern

keine Klassierung der sandreichen Kiese, was auf kleinräumige einzelne, murenartige Akkumulationsereignisse hinweist. Die Komponenten sind überwiegend Sandsteine und Mergel des Flysch, die aus der Flanke nördlich des Ziehberges stammen. Die Konglomerate weisen eine fortgeschrittene Verwitterung auf, die zu einem löchrigem Erscheinungsbild führt. Zum Hangenden nimmt der Anteil an groben Karbonatblöcken zu. Darüber folgt dann die Grundmoräne.

Die Kiesschüttung erfolgte demnach aus den Hängen um den Ziehberg unter Verhältnissen des Dauerfrostbodens, wobei die südexponierten Hänge durch die stärkere Erwärmung deutlich mehr Schutt geliefert haben. Reste dieser Konglomerate waren bei Dörfel bei einem Stallbau kurzfristig unter einer mächtigen Frostschuttdecke der letzten Eiszeit zu sehen, was auf eine weitere Verbreitung auch über Steinbach hinaus hinweist. Weitere Aufschlüsse der Konglomerate waren aber nicht zu finden.

In weiterer Folge überwand der Kremsgletscher den Ziehberg und entwickelte eine kurze Zunge, die bis Siebenbrunn gereicht haben mag. Ob zwischen dieser und dem Eisstrom im Almtal kurzfristig ein Stausee entstanden ist, muss offen bleiben, da keine entsprechenden Sedimente zu finden waren.

Blatt 100 Hiefrau

Bericht 2001 über geologische Aufnahmen im Gosaubecken von Gams auf den Blättern 100 Hiefrau und 101 Eisernerz

HEINZ A. KOLLMANN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Gegenüber meiner früheren Kartierung (KOLLMANN, 1964, Jb. Geol. B.-A., 107, p. 71–159) stehen heute wesentlich verbesserte topographische Kartengrundlagen, zahlreiche neue Straßenaufschlüsse und nicht zuletzt eine verfeinerte biostratigraphische Grundlage des Beckens von Gams zur Verfügung. Dadurch ist die geologische Neuaufnahme des Gosaubeckens von Gams notwendig geworden.

Die Arbeiten konzentrierten sich 2001 auf den Westteil des Beckens (ÖK 100). Hier wurde die lithostratigraphische Gliederung revidiert.

Die basalen Konglomerate (Kreuzgraben-Formation) sind nur in der Kehre der Akogel-Forststraße und an der Straße Gams – Gamsforst oberhalb des Haspelgrabens aufgeschlossen.

Sie werden überlagert von den Gagat führenden Tonmergeln (Akogel-Formation) und den Sandsteinen der Noth-Formation mit Rudisten, Nerineen und *Trochactaeon*.

Über dieser folgt eine Serie grauer Mergel (Typus Grabenbachschichten), eine mächtige Serie von blaugrauem Sand mit Lagen „Exotischer“ Gerölle und abermals eine Mergelserie vom Grabenbach-Typus. Sie ist mächtiger als die tiefer liegende und enthält zahlreiche, bis 20 cm mächtige Sandsteinbänke. Aus diesen Mergeln stammt das Typusexemplar des *Barroisiceras haberfellneri*, der in das Obere Turonium eingestuft wird.

Westlich der Bundesstraße über die Radstatthöhe wird die Serie diskordant von grobem, wenig verfestigtem Konglomerat überlagert, das große Mächtigkeitsunterschiede aufweist. Während sie unmittelbar an der Bundesstraße fast nicht vorhanden ist, erreicht sie auf der Westseite des selben Rückens bedeutende Mächtigkeiten. Das Konglomerat ist wenig verkittet, die Klastika sind groß. Überlagert wird es von einer kaum aufgeschlossenen Serie, von der bisher nur Lagen von Seichtwasserkalken mit Resten stockbildender Korallen und Mollusken bekannt sind.

Bei der Kartierung östlich der Bundesstraße zeigte sich ebenfalls die Überlagerung der Mergel vom Grabenbach-Typus durch die Konglomerate. Da der Südrand des Beckens überschoben ist, sind auch die Oberkreideablagerungen in diesem Bereich stark tektonisch beansprucht. Dabei bestätigten sich im Prinzip die bereits früher angenommenen und jetzt genauer auskartierten nachgosausischen Störungszonen, die den Südranden versetzen und sich in das Becken fortsetzen. Der Westrand des Beckens ist ebenfalls tektonischer Natur.

* * *