

Blatt 182 Spittal/Drau

Bericht 1983 über geologische Aufnahmen im Quartär und Kristallin auf Blatt 182 Spittal/Drau

Von VOLKER ERTL (auswärtiger Mitarbeiter)

Meine Kartierungstätigkeit im Oktober 1983 erstreckte sich sowohl auf Anteile des Seerückens (N und NE Spittal/Drau) als auch auf das Areal der pleistozänen Terrassen und Rücken N des Millstätter Sees (Bereich Gössering – Laubendorf – Tschierweg – Millstatt – Kleindombra) bis hin zum E-Rand des Kartenblattes.

Wie schon EXNER (1954) erwähnt hat, wird der Seerücken in großem Ausmaß von Grundmoränenablagerungen und auch von fluviatilen Sanden und Kiesen überdeckt. Aufschlüsse von anstehendem Fels sind daher auf einzelne kleine Seitengraben, auf die drautalseitigen, steileren Hänge sowie auf Rundbuckel und die charakteristischen „Felsöfen“ und einzelne aufgelassene Steinbrüche beschränkt. Auch in diesem Abschnitt des Seerückens (St. Wolfgang – Spittal – Edling – Wolfsberg) sind quarzreiche bis quarzitisches, hellglimmerbetonte, mittel- bis grobkörnige Granatzeiglimmerschiefer das verbreitete Hauptgestein (meist mit charakteristischen mm-(cm)-Lagengefüge aus glimmerreichen und quarzreichen Lagen sowie mit jüngeren, infolge Lateralsekretion entstandenen, typischen mm-cm-Quarzlagen). Im Handstück- bis Aufschlußbereich zeigt der Granatglimmerschiefer jedoch oft einen ziemlich deutlichen Wechsel in Anteil und Korngröße der Minerale sowie auch in der Textur – eine kartenmäßige Unterscheidung einzelner Glimmerschieferarten war mir aber nicht möglich. (Granat)glimmerquarzite bilden immer wieder cm- bis max. mehrere m mächtige, konkordante Einschaltungen oder sind mit dem Granatglimmerschiefer durch laterale und vertikale Übergänge verbunden (z. B.: aufgelassener Steinbruch knapp SSE' des Seehotels Steiner, an der Straße). Vereinzelt sind bis mehrere m mächtige Partien pegmatoider Glimmerschiefer (mit mm-cm-dicken Quarz-Feldspat-Lagen und grobblättrigem, schuppigem Hellglimmer anzutreffen); die Feldspat-Substanz kann aber auch \pm diffus, als einzelne mm-Körnchen im Gestein verteilt sein. Bemerkenswert ist ein weiteres Vorkommen von Staurolith, das ich im Bereich der Wolfsberggasse (Spittal/Drau-NE) auffinden konnte. Die Staurolith-Führung scheint auf mehrere, jeweils m-mächtige und bis einige 10er-m anhaltende, konkordante, quarzitisches Granatglimmerschiefer-Partien (mit Quarz-Feldspat-Lagen) beschränkt zu sein. Staurolith bildet sowohl schmale, bis über 1 cm große Säulen als auch bis max. 2 cm große, längliche bis unregelmäßige Patzen, die \pm deutlich bis fast vollständig in Hellglimmer + Quarz umgesetzt sind.

Verschieferte, sehr grobkörnige bis riesenkörnige, z. T. turmalinführende Hellglimmer-Pegmatoide bilden zahlreiche konkordante, linsige Körper innerhalb des Glimmerschiefers; meist sind sie jedoch nur dm- bis einige m mächtig. Der mächtigste derartige Pegmatoid-Körper baut den Rundbuckel des P. 804 (Wolfsberg) – er wird durch den weithin bekannten, inzwischen aufgelassenen „Feldspat-Bruch“ erschlossen. Zwei weitere mächtigere Pegmatoid-Einschaltungen sind am Rundbuckel ca. 100 m NNW' der Kirche von St. Wolfgang (hier auf ca. 50 m Länge und mit ca. 20 m Mächtigkeit aufgeschlossen) und W' der Straße Spittal – Gasthof Simeter, in ca. 680 m Höhe anzutreffen (als bis ca.

6–7 m mächtige und auf ca. 150 m Länge verfolgbare linsige Einschaltung). Die Pegmatoid-Linse von P. 804 ist in der Richtung des Einfallens auf ca. 200 m zu verfolgen (mehrere Einzelaufschlüsse); im Bereich des Steinbruchs ist sie ca. 20–25 m mächtig aufgeschlossen; ihre Gesamtmächtigkeit liegt im 10er-m-Bereich (möglicherweise bis über 1090 m). Das pegmatoides Gestein ist reich an grobblättrigem Hellglimmer (bis mehrere cm große Tafeln) und führt auch Turmalin (Schörl; unregelmäßige, z. T. elliptische, bis einige cm große Körner, locker verteilte, feinkörnige Individuen sowie auch grobe Nester aus in Quarz eingebetteten, eckigen Turmalin-Bruchstücken). Die Pegmatoid-Linse enthält mehrere konkordante, dm- bis einige m-mächtige Einschaltungen von quarzreichem bis quarzitischem, feinschichtigem Granatzeiglimmerschiefer und (Granat)glimmerquarzit (im Grenzbereich zum umgebenden Pegmatoid mit Anreicherung von feinverteilt Turmalin). Der Steinbruch-Bereich zeichnet sich durch eine ausgeprägte, N- bis NNE-streichende, sehr steil E einfallende bis \pm saiger stehende Kluftcharakter aus. Die gleiche Raumlage zeigen einzelne größere Störungen (mit bis 1 m breiten, lehmig-grusigen Zerrüttungsstreifen); außerdem ist eine intensive jüngere, kataklastische Durchbewegung parallel und spitzwinkelig zu sf typisch.

Einschaltungen von Amphibolit sind nur selten vertreten. Zwischen Edling und Krieselsdorf liegen zwei kleine (einige m mächtig aufgeschlossene), ca. 200 m voneinander entfernte, dem allgemeinen Gesteinsstreichen folgende Aufschlüsse. Es sind sowohl lagig-flaserig schiefrige als auch netzartig gesprenkelte bis \pm richtungslos körnige (\pm „gabbroide“) Granat- und Epidot-Amphibolite ausgebildet.

Die Gesteine streichen überwiegend E–ESE und fallen flach bis mittelsteil nach NW bis NNE ein; untergeordnet ist auch ENE- und SE-Streichen (ebenfalls mit N-Fallen) gegeben. Der Deformationsstil der Glimmerschiefer ist gekennzeichnet durch meist S-vergente bis \pm liegende, spitze bis isoklinale Falten im cm- bis m-Bereich (quarzreiche, bis quarzitisches Typen zeigen offene Falten – sie sind z. T. als typische „walzenförmige“ Tektonite ausgebildet) – B: E- bis SE-Streichen/söhllich bis flach E und W eintauchend. Oft sind die Falten von einer Achsenflächen-parallelen Zerschering begleitet – diese kann sich bis zur Umschering des Faltengefüges steigern (isolierte Faltenstöße in \pm parallelschiefrigem Gefüge bzw. spitzwinkelig zueinander verlaufende sf-Flächenscharen). Eine mm(cm)-Strömung parallel B (Streckungsachsen) in Form von Quarz-(+ Feldspat-)Linealen und Schwielen sowie der Elongation von Glimmer ist z. T. ebenfalls deutlich sichtbar. In manchen Aufschlüssen ist ferner eine Überprägung der Hauptfaltung durch eine jüngere, flachwellige, homoachsiäle Verfaltung im cm- bis max. m-Bereich zu erkennen. Vereinzelt scheint auch eine jüngere, flachwellige dm-m-Verbiegung mit N–S-streichender B-Achse aufzutreten.

Grundmoränen-Ablagerungen bedecken die anstehenden Gesteine des Seerückens zwar weiträumig, jedoch in sehr unterschiedlichem Ausmaß. Die größte Mächtigkeit (wahrscheinlich bis über 10 m) erreicht die Moränen-Überlagerung E' Edling (Hänge oberhalb der Autobahn) und an der N-Seite (zwischen St. Wolfgang und dem Millstätter See). Im unverwitterten Zustand liegt ein hellblaugrauer bis graubeiger, schluffiger, hellglimmerreicher, zäher, standfester Geschiebelehm vor, mit zahlreichen, regellos verteilten, kantengerundeten

bis gut gerundeten, z. T. gekritzten Komponenten (cm–dm). In aufschlußlosen Gebieten sind Naßgallen, sumpfige Bereiche und Rutschungen zudem ein Hinweis auf den wasserstauenden Moränenuntergrund. Weitere Merkmale der glazialen Überformung dieses Areal sind die zahlreichen m³-großen erratischen Blöcke (meist „Zentralgneise“ der Hohen Tauern: porphyrischer Augengneis, flaserig-schiefriger Augengneis, Granitgneis, Tonalit) sowie einzelnen Gletscherschliffe (Polierungen und Striemungen, Riefungen: mm–cm, flach ESE bis WNW eintauchend) – deutlich ausgeprägt z. B. im Pegmatoid an der Oberkante des Feldspat-Steinbruchs vom Wolfsberg (hier ist die Moränen-Überdeckung nur 1–2 m mächtig).

Die Bedeckung des Seerückens durch fluviatile Sande und Kiese ist zwar ausgedehnt ausgebildet, jedoch meist nur geringmächtig, lückenhaft und schlecht aufgeschlossen – vorwiegend erstreckt sie sich auf die zahlreichen, unterschiedlich breiten Verebnungsflächen (Felsterrassen mit Grundmoränen-Ablagerungen). Lediglich in zwei Bereichen wird die Sand-/Kies-Überlagerung bis max. 10er-m-mächtig: am N-Rand des Seerückens (Seebach–Seebrücke) und NW' Edling. In einem künstlichen Aufschluß (Anlage eines Tennisplatzes) ca. 100 m SW' des Hotels „Steiner“ ist die Sand-Kies-Auflagerung auf der Grundmoräne derzeit direkt aufgeschlossen. Es ist eine Wechsellagerung von flach NNE bis NE einfallenden, schluffigen, mm-feinschichtigen, hellglimmerreichen Feinsand-Lagen, Grobsand- bis Feinkies-Lagen gegeben, mit eingestreuten gröberen Kies-Schnüren und -Packungen (cm–dm). Z. T. sind Sande und Kiese auch mit der Grundmoräne „verzahnt“ (infolge einer Stauchung durch die Moränen-Ablagerungen oder auch verursacht durch Kryoturbation?). Die deutliche Schrägschichtung und die weiter NW' ausgebildeten Reste pultförmiger Oberflächenformen (in 610–620 m Höhe) weisen auf spätglaziale Eisrandbildungen mit Deltaschüttung hin (s. auch LICHTENBERGER, 1953). In der aufgelassenen Schottergrube am W-Rand der in den Seerücken hineinragenden Talfurche bei Edling sind die Sande und Kiese ca. 15–20 m mächtig aufgeschlossen. Auch hier ist eine Wechsellagerung von Sand- und Kieslagen im cm- bis m-Bereich, mit unterschiedlicher Korngröße und unterschiedlich deutlicher Schichtung ausgeprägt (flacher Linsenbau im m- bis 10er-m-Bereich; ss: 20° SE-Fallen). Auffallend ist eine Verkittung einzelner Bänke im cm- bis 0,5 m-Bereich durch CaCO₃ und eine „limonitische“ Imprägnation einzelner Lagen (cm) – darauf ist die relative Standfestigkeit der Aufschlußböschung zurückzuführen. Diese Sande und Kiese dürften ihre Ausbildung nach ebenfalls spätglaziale Eisrandbildungen (mit Deltaschüttung) darstellen – zu einer Zeit als die Lieser noch weiter E' als heute – über eingeschotterte Eiskörper und den Seerücken – ihren Weg suchte (s. LICHTENBERGER, 1953). Die Talfurche von Edling muß in ihrer Anlage jedoch älter sein (bereits EXNER, 1954, vermutete eine alte „Lieserschlucht“, die heute nur mehr als Trockental vorliegt), da der Höhenunterschied von ca. 170 m nicht allein durch postglaziale Erosion geschaffen worden sein kann. Die Anlage dieser Talfurche geht wohl auf eine präglaziale (jungtertiäre) Entwässerung, die über den Seerücken erfolgte, zurück.

Die zahlreichen Verebnungsflächen (Niveaus) des Seerückens stellen – wie bereits erwähnt – Felsterrassen mit Grundmoränen-Überdeckung und unterschiedlicher Sand- und Kies-Überlagerung dar. Sie folgen in ih-

rer Längserstreckung den beiden bestimmenden Tiefenlinien des Drautales und der Millstätter Seefurche und sind sowohl auf der N- als auch auf der S-Seite des Seerückens ausgebildet – z. T. in ± symmetrischer und umlaufender Anordnung. Folgende Niveaus sind zu unterscheiden: 730–740 m (St. Wolfgang), 710–720 m (u. a.: Gasthof Simeter, St. Sigmund), 680–700 m, 660–670 m, 650 m, 630 m, 620 m, 590 m).

Das glazial überprägte Gebiet der Hochfläche und des Steilabfalls N' des Millstätter Sees zeigt i. a. den gleichen Gesteinsbestand wie am Seerücken – auch hier sind hellglimmerbetonte, meist quarzreiche bis quarzitisches Granatzeiglimmerschiefer, häufig mit mm–cm-dicken Quarzlin sen und -lagen, typisch. Mittel- bis grobblättrige, hellglimmerreiche Glimmerschiefer, pegmatoide Glimmerschiefer (mit mm- bis max. dm-dicken, „pegmatoiden“ Quarz-Feldspat-Lagen und -Linsen sowie auch unregelmäßig verteilten Feldspatkörnern) und Granatglimmerquarzite bilden m- bis max. 10er-m mächtige Einschaltungen (z. B. Millstätter Schlucht [Riegerbach], felsige Einschnitte im Bereich des Steilabfalls der Gräben E' „Pflügel“ und E' „Tschall“). Die Schlucht des Riegerbachs NNE' oberhalb Millstatt erschließt zwar ein fortlaufendes, zusammenhängendes Profil, leider sind jedoch die Gesteine stark verstimmt und gestört. Der Verlauf der Schlucht folgt einer Querstörung (ANGEL, 1953); weiters sind sf-parallele sowie spitzwinkelig zum sf verlaufende, dm- bis einige m mächtige Zerrüttungsstreifen (z. B.: 145/80 NE) zu beobachten. Im Gegensatz zum Seerücken sind schiefrige Pegmatoide seltener anzutreffen; sie erreichen auch nur höchstens 2–3 m Mächtigkeit. Ca. 100 m NNW' „Tschall“ ist auf der mit Sand und Kies bedeckten Felsterrasse auf ca. 3×2 m ein glazial polierter und gestrimter Serpentin aufgeschlossen (anstehender Rundbuckel oder großer erratischer Block?).

Die Raumlage der Schieferung und die Ausbildung des Flächen- und Achsengefüges entsprechen zwar i. a. denen des Seerückens, es treten jedoch einige Abweichungen auf. So tauchen im Bereich Riegerbach–Tschierweg die Achsen der Hauptfaltung flach bis mittelsteil nach NE bis ENE ein und die Falten sind häufig NW-vergent. Eine jüngere, flachwellige, i. a. homoachbiale Verbiegung ist im Bereich N' des Millstätter Sees bisweilen ebenfalls zu beobachten.

Die unterschiedlich mächtige, z. T. nur mehr lückenhaft vorhandene Grundmoränen-Bedeckung erstreckt sich vorwiegend auf den Bereich der Rundbuckel-Züge (z. B. SW- Laubendorf und W- Großdombra) und auf die Steilhänge unmittelbar N' des Millstätter Sees (z. B. E' Millstatt, Alexanderhof-Siedlung NW' Millstatt). In Hangknicken und Nischen kann die Mächtigkeit der festen Grundmoräne („Flins“) bis über 10 m erreichen (z. B.: künstlicher Böschungsanschnitt infolge Hausbau, knapp oberhalb der Bundesstraße E' Millstatt). Eine ausführlichere Beschreibung einzelner Grundmoränen-Aufschlüsse (Aufbau und Zusammensetzung von Grundmasse und Komponenten, Bearbeitungsgrad, Farbe u. a.) findet sich bei HERZOG (1964, 50ff.).

Gletscherschliffe (Polierungen) und glaziale Striemungen (fast durchwegs flach WNW, eintauchende mm–cm-Fillen) sind recht häufig zu beobachten. Oft sind die Schnittlinien der sf-Flächen deutlich herausgearbeitet (HERZOG, 1964); gekritzte Geschiebe sind selten. Vereinzelt sind – im Bereich der Rundbuckel und der steileren Abhänge zum Millstätter See – ca. 0,5 m³

große, kantengerundete, erratische Blöcke („Zentralneis“ der Hohen Tauern) zu kartieren.

Die zwischen den Rundbuckelzügen eingesenkten, \pm parallel zur Seefurche verlaufenden, breiten Rinnen (S' Laubendorf – Großdombra – Tschierweg) stellen alte, glazial breit ausgeschliffene Talläufe dar (HERZOG, 1964). Das auffallende, flach wannenförmige, mit Sand und Kies bedeckte Felsplateau SW' oberhalb von Großdombra geht auf eine „gänzliche Übertiefung“ einer älteren Felsterrasse zurück (HERZOG, 1964).

HERZOG unternimmt auch eine zeitliche Einstufung der Anlage der Verebnungsniveaus des Felsreliefs; unter Verwendung der Arbeiten von H. PASCHINGER (1935) und WINKLER-HERMADEN (1957) gibt er den Zeitraum oberstes Pliozän bis Mittelpleistozän an. Die meisten dieser Verebnungsniveaus sind noch in \pm deutlicher, flächiger Ausdehnung erhalten, sie weisen eine unterschiedlich mächtige Überlagerung durch Sande und Kiese auf („Altschotterkörper“, als spätglaziale Eisrandbildungen [des Würm-Rückzugsstadiums] entstanden; siehe LICHTENBERGER [1953], HERZOG [1964]). Folgende Fluren konnte ich unterscheiden: 800–820 m (Tschierweg), 760–770 m (N' Kleindombra), 750 m (Großdombra), 720–730 m (Bei HERZOG [1964] als „Hochterrasse von Millstatt“ bezeichnet), 700–720 m (mehrere Reste, die sich von N' oberhalb der „Lechnerschaft“ über „Höfler“ bis zum „Unterfeld“ [beim „Moserbauer“] hineinziehen), 690 m und 640–660 m („Tschall“, „Pflügl“ – am Rand des Steilabfalles zum Millstätter See). Die mächtigste Ablagerung von Eisrandbildungen stellt die Hochterrasse von Millstatt dar. Eine aufgelassene Sand-/Kiesgrube E' oberhalb Millstatt läßt in der ca. 15 m mächtig aufgeschlossenen Abfolge eine Unterteilung in drei Horizonte erkennen: über einer cm–dm-Wechselagerung von hellglimmerreichen Schluff- bis Feinsand- und Kieslagen, mit einzelnen kantengerundeten, bis ca. 1 m³ großen Blöcken (ca. 10 m aufgeschlossen) folgt ein ca. 3 m mächtiger Horizont grob gepackter, undeutlich geschichteter, linsiger bis nesterförmiger Kies-Partien (dm) mit sandiger Matrix; den Abschluß bildet – ca. 2 m mächtig aufgeschlossen – ein Horizont aus sehr schlecht geschichteten, \pm unsortierten, \pm eckigen bis kantengerundeten, größeren Komponenten mit unregelmäßig verteilter, sandiger Matrix (Wildbachschüttung?).

Die Schwemmkegel am Ufer des rezenten Millstätter Sees sind ausschließlich postglazial gebildet. Die den Hangfußbereich der Millstätter Alpe nahezu zur Gänze verhüllenden Schwemmkegel besitzen jedoch unterschiedliches Alter. Diejenigen Schwemmkegel, die auf die Verebnungen geschüttet wurden, sind älter, der Beginn ihrer Aufschüttung ist höchstwahrscheinlich ins Spätglazial zu stellen, als die Schwemmkegel gegen einen damals höher gelegenen Seespiegel vorgebaut wurden (z. B. die Schwemmkegel beiderseits des Riegerbaches); sie sind dann allerdings auch noch später ausgebaut worden (HERZOG, 1964). Dagegen sind die Schwemmkegel der Hochflächen in glazialen Rinnen oder in Talerweiterungen jünger als gleich hoch gelegene Schwemmkegel der Terrassen (HERZOG, 1964); z. B.: die Schwemmkegel von Gössering, Laubendorf und im Bereich von Tschierweg.

NW' Kleindombra durchörtert die Straße nach Obermillstatt auf mehreren 10er-m Länge altem Bachschutt des Riegerbaches: dm- bis über 1 m³ große, meist lediglich kantengerundete Blöcke liegen unregelmäßig

unsortiert in einer schluffig-sandigen Matrix (mit Kiesanteilen).

Infolge des über der im kartierten Gebiet weit verbreiteten festen Grundmoräne ausgebildeten Stauwasserhorizontes sind kleinere und größere Rutschungen unterschiedlicher Ausprägung recht häufig anzutreffen. Einen ausführlichen Überblick gibt HERZOG (1964). Inzwischen ist jedoch ein Teil der Rutschungen bereits wieder verwachsen, saniert und kultiviert worden und daher kaum mehr zu erkennen. Die in den letzten 25 Jahren verstärkt erfolgte Verbauung des Gebietes ist ein zusätzliches Hindernis.

Blatt 184 Ebene Reichenau*)

Bericht 1983 über quartärgeologische Aufnahmen auf den Blättern

184 Ebene Reichenau und 185 Straßburg

Von FRIEDRICH HANS UCİK

Die im Sommer 1983 auf den oben genannten Blättern begonnene Kartierung betrifft ein Gebiet, das bisher in quartärgeologischer Hinsicht weitgehend vernachlässigt wurde. Der 1983 begangene Bereich N Feldkirchen läßt sich folgendermaßen begrenzen: im S durch die Linie Tiebelbach – Poitschach – St. Ulrich, im E Roggbach – Goggaussee, im N durch den Südfall des Hahn- oder Homberges, und im W durch die kleinen Orte Köttern (im N) – Vordere und Hintere Kaidern – Werschling. Infolge günstiger morphologischer Verhältnisse buchtete im Raum N Feldkirchen der linke Rand des großen, zentralen Draugletschers deutlich nach N aus, einen letzten Ausläufer gegen NE in Richtung Goggaussee entsenden. Im NW dieses Gebietes trat der Draugletscher in unmittelbarem Kontakt mit dem Ende des Gurkgletschers.

Abgesehen von einzelnen Beobachtungen durch A. PENCK (1909) sowie H. WEINERT (1944, Carinthia II) und P. BECK-MANNAGETTA (Jb. Geol. B.-A., 1959) im Rahmen ihrer Kartierungen im Raum Feldkirchen bzw. der Gurktaler Alpen hat erst H. EICHER dieses Gebiet eingehend morphologisch und glazialgeologisch bearbeitet (besonders 1978, Car. II). Lokale Beobachtungen erfolgten im Bereich Prekova – Tiebelursprung durch E. H. WEISS und H. LITSCHER (1977, Car. II). Leider vermißt man aber bei EICHER eine systematische Darstellung des Gletscherrückzuges, wie dies von H. BOBEK für das östliche Klagenfurter Becken sowie E. LICHTENBERGER für das mittlere Klagenfurter Becken und das Krappfeld geschah (1959, Mitteil. Österr. Geol. Ges.), und auch manche seiner Einzelbeobachtungen können nicht bestätigt oder müssen in Zweifel gezogen werden.

Zur Zeit des Höchststandes lag die Gletscheroberfläche im W-Teil des begangenen Gebietes in über 1.000 m Sh.: N oberhalb des Gehöftes vgl. Winkler in Kerschdorf fand sich schluffig-feinsandiges Moränenmaterial mit Geröllen und fremdem Blockwerk bis 1.020 m empor, und am Kitzel wurde glaziale Blockstreu bis knapp unter dem durch Kapelle (Kote 1091) und neuerrichteten ORF-Umsetzer völlig umgestalteten Gipfelplateau festgestellt. Am Nordrand fiel – wie Eisrandterrassen und Glazialmaterial erkennen lassen – die Gletscheroberfläche gegen E hin deutlich ab: bei Saßl N Steuerberg nur mehr in etwa 980 m Sh., aber E oberhalb Niederwinklern (am Ende dieser Gletscher-