

Die Silltalstörung konnte ich auch in dem Graben N des Bahnhofes Patsch feststellen. Hier hat die lehmige Zone zwischen den Stubai Glimmerschiefern und dem Quarzphyllit (mit Chloritschiefer) nur eine Breite von wenigen Metern.

Im Bereich der Kalkalpen gaben mir die schneefreien Verhältnisse Ende Dezember Gelegenheit zu Kartierungen im Bereiche des Thaurer Stollens. An seinem Beginn steht Muschelkalk (in der Schlucht mit Dolomit) an, auf dem weiter im W die Romediuskapelle steht, dahinter Partnachschiefer. Darüber folgt eine Serie, die hauptsächlich aus Dolomitbänken besteht, die besonders am „Vorberg“ mächtige Wandstufen bilden. Dazwischen sind schmalere Kalklagen, die zum Teil mit Tonschiefern verknüpft sind und die in der Klamme breiter werden. Diese Serie mit Dolomit wurde von AMPFERER zu den Raiblerschichten gerechnet. Darüber folgt in weißen Wandstufen Wettersteinkalk und in den Pfigermähdern die Tonschiefern und Mergel bestehenden Raiblerschichten, über denen der mächtige Hauptdolomit des Zunterkopfes folgt. Er treten also hier zweimal Raiblerschichten in verschiedener Ausbildung auf. Die obere Schichtserie (Wettersteinkalk bis Hauptdolomit) wird nach W bei der Thaurer Alm schräg von der Halltalstörung, die gleichzeitig die steilgestellte Deckengrenze bildet, abgeschnitten.

Bericht 1957 über Aufnahmen auf den Blättern St. Jakob und Hopfgarten I. Deferegggen (177, 178) sowie in unmittelbaren Nachbargebieten

VON WALTER SENARCLENS-GRANCY (auswärtiger Mitarbeiter)

A. Ergebnisse im kristallinen Grundgebirge

1. Im Verlauf der Kartierung von Paragneisen und Glimmerquarziten, welche den Hellglimmerschiefern im N des Deferegggen zwischen Weißem Beil (P. 2767) und Steingrubenhöhe (P. 2900) eingeschaltet sind, wurde bemerkt, daß die das Daber- und Trojeralmal vorzeichnende, im Aufnahmebericht 1956 erwähnte mylonitische Störung von NW her kommend nach WO und NO umbiegend den Happ-Südkanal erreicht und im Tögischertal ausklingt. Dieses Ausbiegen und Ausklingen ist ein Analogon zum Verlauf der Störungen zwischen Fleischbachspitze, Stoll und Schwarzachtal, deren Abbiegen gegen Putzen und Hutner Spitze 1956 festgestellt wurde.

2. Ähnlich gerichtet, aber nur WSW—ONO verlaufend, sind die Störungen, die am untersten Popeletzbach den Tonalit und seine Schieferhülle um ca. 300 m von WSW gegen ONO verstellen, die hier und bei Tögisch—Tögischer Berg Kluftgassen bilden und S—SO St. Veit das Schwarzachtal selbst tektonisch vorzeichnen.

3. Auch in der Deferegger Nordkette des Blattes Hopfgarten liegen die Achsen der Strömung und Feinfältelung meist waagrecht oder nur bis 10 bis 30° geneigt. Dies gilt überraschenderweise von W her bis zum Ostabfall dieser Kette zwischen Gr. Zunnig (P. 2771) und Huben, wo der Übergang in Rotenkogel und Schobergruppe sowie das Ost—Niedertauchen der Amphibolite und Marmore auch eine allgemeinere Ostneigung der Achsen erwarten ließ. Die Achsenmessungen in diesem Ostabfall, besonders an den nach O absinkenden Amphiboliten des oberen Feglitzbachtals sind 1958 beabsichtigt. Weitere tektonische Besonderheiten dieser Kette sind eine kräftige, aber um die Saigerstellung pendelnde Wellung der Zweiglimmerschiefer und Glimmerquarzite des Gr. Zunnig, die feine Verfaltung der muskovitischen und biotitischen Glimmerschiefer (deren Grenzflächen im Zupal-Kar bei nur grober Kartierung Diskordanzen ähneln) und zwischen Pretterkofel (P. 1700) und Blöseck (P. 1716) eine auf 1 bis 1,5 km Breite gedrängte Schar von 4 bis 6 Falten mit meist NW—SO-streichenden und waagrecht oder flach liegenden Achsen. Ein Weiterstreichen dieser Falten in die Steilhänge zwischen Huben und Rudnig (P. 2429) ist nach älteren Aufnahmen sehr wahrscheinlich.

4. Im S des Tonalites wurden an der Gamsburg (P. 2730) auf Blatt St. Jakob eine kuppelartige Aufwölbung der Paragneise und Zweiglimmerschiefer und in der Schlucht des mittleren Lapptales Marmorlinsen kartiert. Die letzteren liegen im Streichen der Marmore der Stalleralpe und der Kalkphyllite im Phyllitdreieck S—SO St. Veit. In der Deferegger Schattseite S Mariahilf—St. Jakob wurden die Aufnahmen der Zonen feinlinsiger Feldspatung fortgesetzt.

Bei Kofel (P. 1412 W St. Jakob) liegt noch unmittelbar am Südrand des Tonalites ein Rundhöcker aus Biotitschiefer und Paragneis mit aplitisch-pegmatischer Injektion (südliche Tonalithülle). Das NW—SO-liche diskordante Streichen weist auch hier auf WSW—ONO-gerichtete Störungen: Diese treten in den Mylonitzonen des untersten Trojeralmtales zu Tage und sind ähnlich gerichtet wie das am Popeletzbach usw. erwähnte Bruchsystem.

B. Ergebnisse im Quartär

Die von den Untersuchungen des Sommers 1957 und der vorangegangenen Jahre in Osttirol wie ferner von den 1958 aus dem Ötztal veröffentlichten Daten ausgehenden Ergebnisse, erlauben es uns, die quartären Schichten und ihre Bildung wie folgt zu skizzieren:

a) Sichere Aufschüttungen der älteren Hocheiszeiten sind noch unbekannt.

b) Halbfeste Sande, Schotter und Grobschotter O Matrei und im unteren Kalsertal sind höchstwahrscheinlich Riß-Würm-Interglazial; ihr petrographischer Vergleich mit dem Interglazial des Pustertales ist für den Sommer 1958 geplant. Die höchstgelegenen Schotter der Stalleralpe sind eher nachwürm (vgl. Aufnahmebericht 1956).

c) Der Würm-Eishochstand entsprach i. a. gut der Darstellung von R. v. KLEBELSBERG 1935, doch lassen die obersten Schleifspuren bei Matrei eine um 100 m, im westlichen Defereggen eine um ca. 50 m höhere Eisoberfläche annehmen. Die Grundmoränendecke und ihre Flecken wurden 1942 bereits meist ausreichend dargestellt. Ein neues Vorkommen dieser Moräne im Talgrund wurde im NW-Abfall des spät- oder postglazialen Schuttkegels von St. Leonhard gefunden. Die unverschwenkten Grundmoränen stauen unter oder über sich Wasser und verursachen Hanggleitungen.

Im Spätglazial schmolz zunächst

1. in der Bölling- und Alleröd-Schwankung das Würmeis etwa bei der Stalleralpe um 700 bis 800 m nieder. In die Frühzeit dieses Niederschmelzens fällt die Aufschüttung ufernaher und typischer Mittelmoränenwälle bei 2470 m N der Hinteren Trojeralm, bei 2380 m W des Gsieser Törl und bei 2200 m SW des Plöß. Das 1850 bis 2050 m hohe Hochtal der Stalleralpe wurde eisfrei und ca. 5 bis 20 m hoch zugeschottert (Material: Altkristallin der S- und SO-lichen Seitentäler). Im innersten Defereggen und in den meisten hohen Seitentälern des Defereggen sind streng zuordenbar derartige Schotter sicher nicht häufig¹⁾. Gleichwohl sind diese Schotter recht wohl Äquivalente der von O. REITHOFER, 1931, am Silbertaler Winterjochl (Ferwall-Gruppe) gefundenen interstadialen Schotter. Die Seltenheit dieser Schotter, vor allem ihr Fehlen an oder nahe dem Talgrund, gestattet aber nicht, ein Ausapern auch der Talgründe und deren (bis zur Stalleralpe emporeichende) Einschotterung in dieser Phase anzunehmen; doch sind diese Schotter wichtige Hinweise für ein gewissermaßen unvollständiges Interstadium.

2. Ein mächtiger neuer Klimasturz und Gletschervorstoß erhöhte oder überschob die tief herabgeschmolzenen Rest- oder Toteismassen vielfach um etwa 150 bis 300 m. Er schuf die Wälle bei 2080 bis 2050 m S des Happ und bei 2045 m NO Tögisch. Das Lineament dieser Wälle entstammt nicht niedergesunkenen hochglazialen Eis und seinen Moränen, sondern neuerer Eishbewegung mit etwas veränderter Richtung der Stromlinien. Die im Vorjahr berichteten, im Schwarzach-, Trojeralm- und Stalleralmthal 300 bis 500 m über dem Talgrund

¹⁾ Die Gerölle hier sind meist klein und gut gerollt. Die Gerölle der meisten Stauabsätze (s. u.) sind meist grob und schlecht gerollt.

liegenden Uferwälle und ufernahen Mittelwälle liegen nahe vor und unter jungstadialen Moränen (Gschnitz—Daun—Egesen). Betrug die Schneegrenzsenkung nur 800 bis 900 m unter die 1950er Schneegrenze, so mußte das Gelände dieser Ufer- und Mittelwälle vergletschert sein. Die Eisoberfläche der großen zugehörigen Talgletscher des inneren Defereggens und des Trojeralmaltes war daher sicher noch um ca. 50 bis 100 m höher als die genannten Wälle, die erst bei und nach dem Schwinden dieser neuerlichen Vergletscherung ihren Platz fanden. Wie im Ötztal läßt sich auch hier nicht sagen, ob diese Vergletscherung mehr den Moränen von Steinach (R. v. KLEBELSBERG, 1950 = Wälle des Zirkentales, H. HEUBERGER, 1956) oder mehr den Schlernstadien der Kalkalpen (R. v. KLEBELSBERG, 1927) bzw. dem durch W. HEISSEL, 1932, umgedeuteten Wall vom Trins im Gschnitztal entsprechen. Wahrscheinlicher liegen aber Spuren des Schlernstadiums vor. Die Schotter der Stalleralpe wurden durch diese Eismassen größtenteils entfernt, die Schotterreste sind eisüberformt und tragen gelegentlich Moräne oder Findlingsblöcke. Im mittleren und äußeren, östlichen Defereggens entstanden, ähnlich wie im Ötztal, infolge Aufschub auf Toteis, Vorstoßkürze und Mangel an Bergstürzen keine durchlaufenden Endmoränen. Wohl aber fügen sich höhen- und lagenmäßig die Uferwälle seitlicher Talgletscher bei 2104 bis 1980 m am Gritzeralmaltes, bei 1900 bis 1560 m N Moos diesem System gut ein.

3. Ein neues, etwa dem frühen Finiglazial entsprechendes Niederschmelzen der Schlern- und Resteismassen wird besonders deutlich durch eine nicht mehr eisüberformte Schotterterrasse der linken Seite des unteren Lappbachtals in 1850 bis 1830 m Höhe markiert. 350 m weit besteht diese Terrasse aus ähnlichen altkristallinen Schottern mit kleinen guten Geröllen, wie das oben unter 1. erwähnte „Interstadial“ der Stalleralpe. 450 m weit zieht sich eine anschließende Hangschuttleiste. Leiste und Schotterterrasse setzen ein noch ca. 400 m mächtiges Toteis im Defereggental (bei Mariahilf) voraus. Kürzere, gleich hoch gelegene (gleichalte) sowie höher und tiefer gelegene (etwas ältere und etwas jüngere) Staubabsätze von Muren- schutt finden sich mehrfach, zum Teil sogar in reicher Staffelung, an Seitentalmündungen oder auch an kleinen schuttreichen Gräben der Sonnseite des mittleren und äußeren Defereggens sowie im unteren Trojeralmaltes. Fallweise sind die Oberflächen der Staubabsätze erhalten, öfter sind diese durch spätere Erosion zu schmalen Graten und Scheinwällen zusammengeschnitten. Im allgemeinen liegen diese Ablagerungen und Formen vom Stalleralmaltes bis Ratzell (W Huben im Iseltal) in 1870 bis 1480 m Höhe. Vielleicht sind auch Schotterreste bei 2050 im mittleren Tögischertal und bei 1980 m NO Tögisch hier beizurechnen.

4. Neue Klimastürze und Gletschervorstöße unterbrachen die Phase 3. des Niederschmelzens, ihre Ufer- und Endmoränen oder die rekonstruierbaren Gletscherzungen erreichten an den sonenseitigen Seitentälern (Frelitzalm, Reggnalm, Tögischertal) 2000 bis 1800 m, im schattenseitigen unteren Ragötzlbachtal 1690 m Höhe. Unter der letzteren Endmoräne setzt ein kleiner Sander im Defereggental bei Mariahilf eine Toteisoberfläche bei 1675 m (ca. 250 m über dem Talgrund) voraus²⁾. Diese Vorstöße und ihre Aufschüttungen liegen zeitlich zwischen Schlern- und Gschnitzstadium (wie die älteren Moränen „Auf dem Eck“ und der Stauabsatz bei 1410 m am südlichen Burgstein im Ötztal), die Schneegrenzsenkung — hier ca. 600 bis 800 m unter den 1950er-Stand — ist dem Gschnitzstadium nahe. Hierzu werden nunmehr die 1942 in den SO-lichen Deferegger oder Villgrater Alpen veröffentlichten, die blaue Fläche der Gschnitzgletscher kleinerer ungünstigerer Hohtäler talans begrenzenden untersten Moränenwälle beigeordnet. Dem inneren und innersten Defereggens (Schwarzachtal) aber fehlen die älteren Stauabsätze sowie derart tieferabreichende neuerliche Vorstoßmoränen fast ganz: Offenbar verblieb die Eisoberfläche des großen Talgletschers des inneren Defereggens größtenteils oder

²⁾ Der Gletscher des Lappbachtals hat diesen Vorstoß nicht mitgemacht (s. o.: Schotterterrasse SW der Lappbachtal). Ursache dieser Unregelmäßigkeit ist mutmaßlich mangelnder Windschutz der Talumrahmung bzw. die weite Öffnung des Gsiesertörls.

meistens entsprechend den Klimabedingungen des nahen Tauernhauptkammes über der Schneegrenze, die Eisoberfläche machte die warmtrockenen Klimaschwankungen nur geringfügig und verzögert mit, schmolz aber schließlich pausenlos nieder. Die 1956 in 2245 m Höhe O der Oberhausalm und bei 2220 m O der Trojeralmen kartierten, zum Teil hammerförmigen Endmoränen seitlicher Hochtalgletscher dürften so den Endmoränen des unteren Ragöztalbaches sowie der Frefitzalm usw. entsprechen. Dem kleinen Sander des unteren Ragöztalbaches entsprechen höhenmäßig vorzüglich Stauabsätze der Mündung des Lappbaches, ferner des Gritzeralmbaches bei Veider sowie die von kleineren östlichen Seitentälern herrührenden Absätze bei Außeregg und W Mellitz; ferner Moränen und Stauabsätze S des mittleren Bretterwandbaches O Matrei, S Schröckhuber und vielleicht zum Teil die Grobschotter und Moränen bei Rantscher-Bühel im unteren Kaiserbachtal. Die Höhenlage der Anschüttungen und Formen senkt sich von 1700 bis 1300 bis 1200 m herab (das ist über der Sohle des Isealtales immerhin noch 400 m). Auch bei diesen Anschüttungen und Formen trifft die Rekonstruktion alter Kegelformen ohne Stau durch Toteis an der gegenüberliegenden Talflanke auf Rundhöcker mit Moränenresten, doch nicht auf Schuttkegelspuren oder Seestauterrassen: Ein deutlicher Hinweis auf Stau an Toteisresten.

Das Material dieser Staubildungen sind Sand und mittelgrober bis grober Murenschotter bzw. Mischungen von beidem. Die Anschüttungen sind trocken und neigen nicht zu Rutschungen. Die Mächtigkeiten betragen 10 bis 50 (bis maximal 100) m. W Ladstatt, bei Schett, am unteren Tögischerbach und am unteren Durbach fällt die gut meßbare Schichtung unter ca 30° gegen den Berghang ein (bei Schett sogar bis unter 60°). Auch dies kann nur unmittelbar auf den Stau am Toteis oder auf Gleitabsatzungen nahe am Toteisrand zurückgeführt werden. Die meisten jüngeren und älteren Stauabsätze liegen an der Deferegger Sonnseite, eine große Zahl auch an der S- und SW-Seite des unteren Trojeralmtales. Die Deferegger Schattseite war für diese Anschüttungen vielfach zu steil oder zur Zeit der schlernstadialen und etwas jüngeren Klimastürze noch verfirnt und vereist.

An der Ragöztal- und Trojeralmbach-Mündung ragen die untersten Schuttkegelreste nur mehr 20 bis 50 m über die heutige Talsohle auf. Ob auch hier noch Toteis staute oder eine mächtigere Schwarzach (= Defereggerbach) die tieferen Partien ehemaliger Schuttkegel verschwenkte, ist noch offene Frage. Die tiefsten Schuttabsätze der obgenannten Bäche enthalten die größten Blöcke (von ein und mehreren Kubikmetern).

5. Noch im Finiglazial, im wesentlichen nach dem Ausapern des Defereggen, erzwangen neue Klimastürze ein neues markantes Vorstoßen der Gletscher aller Kare und Seitenhöchtäler sowie im innersten Defereggen (Affen- und Schwarzachtal). Diese Stadien entsprechen dem gewaltigen jungstadialen Vorstoß des Ötztalgletschers bis in das Engtal zwischen Sölden-Huben und den Südteil des Längenfelder Beckens. Moränen, die eine Schneegrenzdepression von nahezu 800 m unter 1950 erfordern (wie die Wälle W Oberried im Ötztal), gewissermaßen Gschnitz-Vorläufer eines nahezu oder ganz eisfrei gewordenen Deferegger Haupttales, fehlen dem nordwestlichen Defereggen, treten aber zwischen Gsiesertörl und Thalerbach auf. Die Schneegrenzsenkung unter den 1950er-Stand betrug an den tiefsten Moränen bzw. Gletschern kleiner Kare und Höchtäler etwa 500 m oder etwas mehr, an den größeren Talgletschern, die auf kurze Klimastöße langsamer reagieren, ca. 450 m. Viele Gletscher zeigen eine markante Abhängigkeit von Lee- oder Luvlage. Alle diese Eigentümlichkeiten stimmen vorzüglich mit den Daten des großen jungstadialen oder Gschnitzgletschers im Ötztal und mit den gleichalten Hochtal- und Kargletschern seiner Umgebung zusammen. Wie dort und wie im unteren Stubaier Langental liegt nunmehr das Daun, sich nur fallweise deutlich abhebend, in einer umfangreicheren Wallgruppe, die mit einem deutlichen Gschnitz-Endwall bedingt, aber meist mit einem nur niederen Egesenwall endet.

Unter den linksufrigen Moränenwällen des jungstadialen nordwestlichen Fleischbachgletschers liegen teilweise verfestigte Schotter mit unter 30° nach O einfallender Delta-

schichtung. Sie beweisen das Ausapern des innersten Deferegen vor dem jungstadialen Klimasturz und Gletschervorstoß. Unter den gleichalten Endwällen der Seebach- und Patscheralm sind derartige Schotter nicht vorhanden; auch weiter talaus konnten Äquivalente der obigen Schotter nicht ermittelt werden.

6. Der große Murenschuttkegel des Feistritzbaches bei St. Leonhard gilt im Volksmund als historisch. Aber seine etwa 0,5 m mächtige rötlich-gelbbraune Humusdecke verweist seine Anschüttung in das warme Postglazial. Vermutet wird ferner eine ehemalige Seeanstauung durch diesen Schuttkegel. Wenn dieser je bestand, so sind seine Sedimente noch unerschlossen in der Taltiefe. Die schattseitige, als Seeufer aufgefaßte Terrasse kommt als unmittelbares Seesediment nicht in Frage, da ihre Oberfläche von 1380 m Höhe bei St. Leonhard auf 1411 m bei Bad Grünmoos allmählich ansteigt. Auch die etwa gleichalten tiefsten Schuttkegel des Gritzerklamm- und Stemeringalpenbaches zwangen bei Feld und Schnall die Schwarzach zu einer 10 bis 15 m hohen Terrassenanschüttung mit ähnlicher Neigung (Seesedimente fehlen). Eine weitere Anstauung verursacht der heute noch mit ca. 20 m hohem Steilabfall an die Schwarzach herantretende Durbach; Hier enthält die Stauterrasse basal graue Sektone mit auflagernden feinen bis reschen Sanden (Gesamtdicke der Stausedimente ca. 2 bis 5 m). Auch hier zeigt die bis 0,4 m tief-gelbbraun oder braunrot verwitterte Oberfläche ein etwas bedeutenderes Alter an. Die hier verzeichneten Schuttkegel und Stauterrassen könnten jüngstenfalls dem feuchtkühlen Ende der Hallstattzeit (ca. 500 v. Chr.) entstammen. Besonders auffallend ist hier, daß der St. Leonharder Schuttkegel nicht annähernd so stark zurückgeschnitten (oder zurückgestaut?) wurde, wie die untersten grobblockigen Kegelreste an der Trojeralmbach- und Ragötzlbachmündung. Auch der Mehlbach N Hopfgarten stante eine Talaue an; die Sedimente hier sind noch zu untersuchen.

Der Senner der Gritzener Alm (S Mitteldorf, Virgental) machte mich auf armdicke Holzstücke in dem 2270 m hoch gelegenen Moor SW der Alm aufmerksam. Derzeit liegt die Nadelbaumgrenze in der Umgebung bei 2000 bis 2100 m, gelegentlich steigt sie bis 2150 m empor. Die Holzreste entstammen der ersten oder zweiten postglazialen Wärmezeit. Holzbestimmung und Altersuntersuchung stehen noch aus.

7. Eine der interessantesten Fragen ist die Eingliederung der 1942 veröffentlichten Endmoränenwälle von Virgen. Sind sie tatsächlich, wie sie heute vorliegen, unmittelbar der Talsohle aufgeschüttet, so müßten sie weit jünger als Schlernstadien (etwa tiefe Gschnitzvorläufer) sein. Dann wären die Virgener Stadien entweder unerklärlich in ihrer bedeutenden Größe isoliert oder die älteren Stadialmoränen des Deferegen müßten ebenfalls dem jüngeren Gschnitzvorläufer angehören; der zugehörige große Deferegger Stadialgletscher wäre aber damit größer als das zeitliche im Prägrater- und Virgnertal zu erwartende Äquivalent.

Möglicherweise sind die Virgner Endwälle den nach Würm- und Schlernstadium noch vorhandenen stationären und an Fernmoräne armen Toteis aufgelagert (Spätschlernstadium, vgl. „Auf dem Eck“, „1410“ am südlichen Burgsteinplateau im Ötztal oder den Endwall bei „1690“ im unteren Ragötzlbach hier usw.). Da W und O Virgen sowie SW Matri bis 1942 und 1955/56 mehrfach auch Stauabsätze ermittelt wurden, liegt diese letztere Deutung für die Endwälle von Virgen nahe, wird aber im Sommer 1958 noch überprüft werden.

Bericht 1957 über die geologische Aufnahme der Mosermannl-Gruppe in den Radstädter Tauern (Blatt Muhr, 156).

von A. TOLLMANN

Nach der Kartierung der Pleisling-Gruppe (1956) wurde im Sommer 1957 der westlich anschließende Gebirgsstock, die Mosermannl-Gruppe, aufgenommen. Über der aus Quarzphyllit, Phyllit, auch Diaphthorit und Grünschiefern bestehenden Unterlage, die an der Südseite des