

Geomorphologische Untersuchungen im Stubachtal in den Hohen Tauern*

Mit 7 Profilen und 4 Bildern

Von THERESE PIPPAN

I. Einleitung

Die vorliegenden Untersuchungen befassen sich vor allem mit dem Einfluß tektonisch-petrographischer Faktoren auf den fluviatil und glazial bestimmten Formenschatz des Gebirges, wobei dem Studium der glazialmorphologischen Probleme erhöhte Bedeutung zukam. Auch der mit der Stufenbildung zusammenhängende Fragenkreis wurde ausführlich behandelt. Aus Vergleichen mit den Verhältnissen im benachbarten Kaprunertal konnten wichtige Schlüsse für die morphologische Entwicklung der mittleren Hohen Tauern gezogen werden, denen eine allgemeinere Bedeutung zukommt. Da es aus Raummangel unmöglich ist, auf die Untersuchungsergebnisse im Kaprunertal ausführlich einzugehen, sei an dieser Stelle auf einschlägige Veröffentlichungen des Verf. aus den Jahren 1952 und 1953 [33, 34] hingewiesen.

II. Topographische Übersicht (Profil 7)

Das Stubachtal gehört zu den langen, mehrfach verzweigten nördlichen Tauerntälern. Die Ache sammelt ihre Quellen im reich vergletscherten Granatspitzgebiet, wo die Gipfel 3000 m, und in der Glocknergruppe, wo sie weit über 3000 m erreichen. Der westliche Hauptquellast ist der Ödbach, der seine Gerinne aus dem Landeck Kees bezieht und sich im Becken der Schneiderau (1000 m) mit dem Wurfbach zur Stubache vereinigt. Ein mittlerer Quellast ist der Weißenbach, der Ausfluß des Weißsees (2220 m), in den Bäche aus dem Sonnblick Kees und vom Gebiet des Kalser Tauern (2518 m) her münden. In zwei Stufen von 180 und 140 m Höhe geht der Bach zum Grünsee (1714 m) und von hier über eine 240 m hohe Stufe zum Enzinger Boden (1480 m), wo er sich mit dem östlichsten Quellfluß der Stubache, dem Tauernmoosbach vereinigt. Dieser entspringt im Ödenwinkel Kees und erhält im künstlichen Tauernmoos See (2003 m) Zuflüsse aus dem Riffl-, Kleineiser-, Schwarzkarl- und Wurfer Kees. Im Wiegenboden (1200 m) vereinigt sich der Tauernmoos-Bach mit dem Wurfbach. Unterhalb Fellern kommt von W der Guggern Bach zur Ache. Dieser sammelt seine Gewässer im W-Kamm des Stubachtales, der fast 2800 m Höhe erreicht. Weiter nördlich kommen nur noch kleinere Zuflüsse zur Stubache. Bei

* Die der Arbeit zugrundeliegenden Untersuchungen wurden in den Sommern 1940, 1941 und 1956 vorgenommen. Die Geländestudien des letzten Jahres waren durch die großzügige Förderung von seiten der Salzburger Landesregierung und des Österreichischen Alpenvereines möglich. Es ist mir eine angenehme Pflicht, an dieser Stelle Herrn Landeshauptmann Dr. J. KLAUS und den Herren der Landesregierung, vor allem Herrn Landeschulinspektor Prof. Dr. M. LAIREITER, sowie Herrn Univ.-Prof. Dr. H. KINZL, Vorstand des Geographischen Institutes der Universität Innsbruck und den Herren des Verwaltungsausschusses des Österreichischen Alpenvereines meinen aufrichtigen und geziemenden Dank auszusprechen.

der Scheiter Bachmündung öffnet sich der breite Mündungstrichter des Stubachtales in das Oberpinzgauer Längstal (780 m).

III. Geologisch-tektonische Übersicht

Über die geologischen Verhältnisse des Stubachtales liegen eine Reihe ausgezeichnete einschlägiger Arbeiten von H. P. CORNELIUS, E. CLAR, G. FRASL, H. HOLZER, H. FISCHER und W. HAMMER vor. Herr Doz. Dr. G. FRASL gestattete mir freundlicherweise Einblick in eine von ihm entworfene geologische Wandkarte der Hohen Tauern, wofür ich ihm zu herzlichem Dank verpflichtet bin. Über die oben angeführten Grundlagen hinaus wurden eine große Zahl eigener geologischer Beobachtungen gemacht.

Das Stubachtal führt uns in den Bereich einer Kulmination des Tauernhauptkammes, einer Queraufwölbung, wo der Untergrund der penninischen Decken, der Zentralgneis des Granatspitzkernes, auf weiten Räumen zum Vorschein kommt. Darüber legt sich nach außen die Untere Schieferhülle, die sich in die Granatspitzhülle und in die Riffl Decke gliedert, der als tektonisch höchstes Glied des Penninikums die Obere Schieferhülle aufrucht. Die penninischen Decken erstrecken sich bis zur großen Tauernnordrandstörung im Salzachtal. Nahe dem Talausgang ist in den Nordabschnitt der penninischen Zone von oben her die unterostalpine Schuppenzone eingefaltet.

1. Der Granatspitzkern. Seine sichtbare N-Grenze zieht vom Glanzgschirr (2571 m) am W-Kamm des Ödbachtales über den N-Abfall der Teufelsmühle (2508 m) zu den Wiegenköpfen (1736 m), von hier durch die Mitte des Enzinger Bodens zur Bocksperrklamm und an der E-Seite des Tauernmoos Sees entlang zum Totenkopf (3181 m) und Hohen Kasten (3189 m) am Tauernhauptkamm.

Das Gestein ist ein infolge starker Durchbewegung grob geschieferter, durch das Vorwiegen von Muskowit heller Zweiglimmer-Granitgneis, der bei sehr heftiger Schieferung Serizitschieferzonen aufweist. Der Zentralgneis ist in flach lagernde, steil bis saiger zerklüftete Platten gegliedert. Die Klufflächen sind oft sehr glatt und staffelförmig und parallel hintereinander ins Gehänge hineingebaut. Ihr häufigstes Streichen ist NE, NW, E und N. Da die Aplite demselben Streichen folgen, müssen diese Klufflächen tektonische Richtungen zum Ausdruck bringen. Die Zentralgneisintrusion erfolgte schon in einer frühen Phase der alpidischen Gebirgsbildung. Das Gestein durchbricht als flache, an den Rändern nach außen fallende Kuppel das Schieferhüllengewölbe.

2. Die Granatspitzhülle. Sie bildet die Basis der Unteren Schieferhülle, die noch relativ autochthon ist und umrahmt den Zentralgneis in wechselnder Breite. Ihre tektonische Grenze gegen die Riffl Decke verläuft im Hintergrund des Ödbachtales vom Graulahner Kogel (2476 m) über das Schwarztörl zum Ausgang des Ödbachtales, zieht nach SE über Wiegenwald und Rötenskogl (2164 m) zum Hochsedl Kopf (2772 m) am S-Ende des Tauernmoos Sees und mit Unterbrechungen vom Kl. Eiser (2897 m) zwischen Unterem und Oberem Riffl Kees gegen das Eiskögele (3434 m).

Die Granatspitzhülle besteht an ihrer Basis aus fein- bis gröber struierem, manchmal aplitisch injiziertem, dunkelgrünem Amphibolit, der am N-Abfall des Spreng Kg. auftritt. Darin eingelagert sind viele 100 m mächtige Serpentinlinsen, ein meist massiges, selten geschiefertes, feinkörniges Gestein, das an den Wiegenköpfen, am Rötenskogl und an der Straße Wiegen—Enzinger Boden

gut erschlossen ist. Über dem Amphibolit folgt dunkler Glimmerschiefer, der im Wiegenboden auftritt. Häufig ist auch Granatglimmerschiefer und biotitreicher Mischgneis vertreten.

3. Die Riffel Decke. Sie erstreckt sich im Guggernbachtal vom Schrottkopf (2774 m) bis zum Schieder Hörndl (2479 m), vom Schwarztörl bis zum Unterkopf (1875 m), quert mit ihrer N-Grenze das Stubachtal bei Fellern und baut dann dessen E-Seite, die Gipfel Richtzeitsedl (2498 m), Geral Kopf (2943 m), Scharkogel (2704 m), Torkopf (2877 m), Hohe Riffel (3338 m), Johannisberg (3460 m) und Eiskögele im SE auf.

Die Riffel Decke ist ein zerrissenes, petrographisch reich differenziertes Schuppenpaket, das mit der Granatspitzhülle und der Oberen Schieferhülle in engem tektonischem Verband steht. An ihrer Basis liegt feinkörniger Tonalitgneis, der zwischen Sedlgrat Köpfl (2531 m), Scharkogel und dem Schrabach eine wechselnd breite Zone bildet. W der Schneiderau tritt er am E-Abfall des Brettlkopfes (2300 m) auf. Ferner gibt es z. T. aplitischen oder biotitreichen Orthogneis, Scharkogelgneis zwischen Scharkogel-Wurfer Kar und Granitgneis am Brustinger Kgl. (2302 m) W von Fellern und am Schrottkopf. Das Hauptgestein ist aber ein meist grobschuppiger, dunkler, biotitreicher Zweiglimmerschiefer, der unter dem Einfluß des Zentralgneises lagenweise aplitisch injiziert ist. Ferner gibt es dunkle Phyllite, Kalkglimmerschiefer, Amphibolit und Serpentin. Ein geschlossener Zug grüner Gesteine — meist Prasinit und Chlorit-schiefer — verläuft an der W-Seite des Guggernbachtals vom Schrottkopf bis zum Schieder Hörndl.

4. Die Obere Schieferhülle. Die nächst höhere Decke, nach H. HOLZER [23] die Kalkglimmerschiefer-Grünschiefergruppe, greift von E her ins Stubachtal ein, quert es in 2 km Breite N von Fellern und verschwindet im Guggernbachtal. Ihre Nordgrenze zieht von hier quer über das Stubachtal und an den Wallersbach Almen vorbei zu Pt. 2212 N der Lerchwand (2388 m).

Über Quarziten an der Basis lagern Phyllite und Kalkglimmerschiefer, nach deren Sedimentation die Eruption der grünen Gesteine erfolgte.

Die tieferen Hangteile des Stubachtals bestehen im Bereiche dieser Decke hauptsächlich aus grünen Gesteinen, höher oben gegen die Gipfel zu aber tritt immer mehr der Kalkglimmerschiefer auf, der das Hauptgestein der Oberen Schieferhülle ist. Dieses blaugraue Gestein verwittert bräunlich. Es hat wechselnden Quarzgehalt und ist gut geschiefert, aber nicht feinblättrig und daher viel fester als Phyllit. Aus Kalkglimmerschiefer bestehen Kitzsteinhorn (3203 m), Maurerkogel (2995 m), Gr. Schmiedinger (2957 m), Königsstuhl (2408 m) und Lerchwand.

Das zweite weit verbreitete Material sind die grünen Gesteine, vor allem der Prasinit, der plattig, selten schieferig und meist feinkörnig ist. Mächtige Vorkommen gibt es am Kl. Schmiedinger (2521 m), stärker mit Kalkglimmerschiefer durchsetzt am Tristinger (2641 m) und Joggeser (2570 m). Der Prasinit ist dem Kalkglimmerschiefer als höhere Decke in mächtigen Zügen von oben eingefaltet (H. P. CORNELIUS [9]).

Die Obere Schieferhülle bildet eine steil N tauchende Decke, die in der tektonischen Vortiefe des Zentralgneises und der Unteren Schieferhülle aufgehäuft wurde. Sie liegt in einer großen Querdepression zwischen den Zentralgneiskernen der Granatspitz- und Rauriser Sonnblick-Kulmination. Die Anreicherung der grünen Gesteine in den obersten Zonen deutet klar auf diese synklinale Lagerung. Die tektonischen Achsen der Oberen Schieferhülle fallen W,

die vorherrschende Bewegungsrichtung, in der die Decke strömt und sich staut, ist S—N. Sie hat Gleitschuppenbau. An ihrem W-Ende quert nur ein schmaler Zug von Kalkglimmerschiefer den Guggernbach nahe der Holland Alm. Darüber folgt dunkler Phyllit. Im Guggernbachtal liegt die Obere Schieferhülle im Gegensatz zur östlichen Stubachtalseite nicht auf der Riffel Decke, sondern ist unter dem tektonischen Einfluß des Granatspitzkernes in diese eingewickelt und liegt nun darunter. Sie verschwindet in der Riffel Decke wie in einem Tunnel.

5. Der Nordabschnitt der penninischen Zone. An die Obere Schieferhülle schließt nördlich der Schieder Scharte im W und Pt. 2212 N der Lerchwand im E bis zum Salzachtal der Nordabschnitt der penninischen Zone, der hauptsächlich aus Phyllit, Graphitquarzit, phyllitischem Glimmerschiefer und grünen Gesteinen besteht. Seit H. HOLZER [25] das mesozoische Alter eines großen Teiles der dunklen Phyllite nachwies, ist die Abtrennung einer früher als paläozoisch angesehenen Nordrahmenzone nicht mehr gerechtfertigt.

Im Nordabschnitt der penninischen Zone herrscht lebhafter Gesteinswechsel. Der Innenbau ist durch intensive Verschuppung einer petrographisch reich differenzierten Serie gekennzeichnet. Das vor allem an der E-Talseite vorherrschende Hauptgestein ist ein graphitischer, dunkelgrauer, meist toniger, selten kalkiger Phyllit, der bei höherer Metamorphose oft Quarzschwielen aufweist. Er ist dünnblättrig und häufig stark verfältelt. Seine Mächtigkeit erreicht bis 1400 m. Bei der Verwitterung zerfällt er stengelig. Als wasserundurchlässiges Gestein bildet er einen Quellhorizont und neigt zu Hanggleitung und Murenbildung.

Das zweite wichtige Element ist ein dem Phyllit eingeschalteter Komplex grüner Gesteine, der besonders an der W-Talseite mächtig vertreten ist. Eine breite Zone von aplitisch geadertem, meist grobkörnigem, massigem Amphibolit mit Einschlüssen von Glimmerschiefern und Gneisen erstreckt sich vom Zwölferkogel ins Stubachtal zwischen Wiesen-Rein. Dann zieht der stark metamorphe Grüngesteinszug bei Wiedrechtshausen auf die E-Talseite und endet am N-Hang des Wallersbachtals in etwa 1500 m Höhe (G. FRASL [18]), indem er axial nach E fällt. Eine mächtige, von Porphyroiden und Gneisen begleitete Gabbroamphibolitmasse liegt am Sturmmannseck (1725 m). An anderen grünen Gesteinen treten noch schmälere Zonen von Chloritfleckenschiefer, Serizitschiefer, Prasinit und Serpentin auf, letzterer in mehreren Bändern N und S des Birkkogels (2176 m). Weitere Einschaltungen im Phyllit sind muskowitzische Schiefer, phyllitische Glimmerschiefer, Quarzphyllite und Graphitquarzite.

Das Schichtfallen im Nordabschnitt der penninischen Zone ist meist N, das Streichen dreht mit Annäherung an das Salzachtal immer mehr von NW über WNW nach W. Im Oberpinzgauer Längstal wird das Pennin durch die ostalpine Grauwackenzone überschoben. Hier ist eine junge, neu belebte alpine Überschiebungslinie ersten Ranges.

6. Die unterostalpine Schuppenzone. Nahe dem Ausgang des Stubachtals ist dem Penninikum von oben her die unterostalpine Schuppenzone (H. HOLZER [23]) eingefaltet. Sie grenzt mit scharfer, N fallender Überschiebung an den Nordabschnitt der penninischen Zone im S. Die Bewegungsrichtung ist S—N. Die Zone ist bis 1200 m mächtig und, wie die Kataklyse und Klüftung zeigt, tektonisch sehr beansprucht. Ihre Prägung erfolgte durch die

alpine Metamorphose. Das regionale Streichen ist W, das Fallen steil N bis saiger.

An der Basis der Serie lagern Quarzite, Serizit- und Chloritschiefer. Darauf folgen Kalk, Dolomit und Marmor. E von Pflugreit ist am Stubachtalhang ein mächtiger Zug von kristallinem Kalk und Dolomit erschlossen; aber auch Gips, Rauhwacke, Kieselkalk, Kalkglimmerschiefer und Breccien sind vertreten. Es handelt sich also vorwiegend um festere Gesteine als es der Phyllit ist. An der W-Talseite im Enzinger Wald tritt an den Felsabfällen etwas weiter talaus als rechts eine ähnliche Abfolge von quarz- und kalkreichen Gesteinen auf.

Zusammenfassend kann nun ein Überblick über die tektonische Entwicklung des Stubachgebietes gegeben werden, die auch für die Entstehung der Landschaftsformen von Bedeutung ist.

Während des alpidischen Geosynklijalstadiums wurde die Obere Schieferhülle in einem sinkenden penninischen Trog abgelagert. Nach ersten alpidischen Orogenesen im Lias und Neokom folgten die laramischen Bewegungen vermutlich als Hauptphase im Eozän. Ähnlich wie in den östlichen Hohen Tauern (CHR. EXNER [16]) haben sich wohl auch hier Nachphasen nach dem Ende der Hauptorogenese abgespielt, die unter geringerer Gesteinsbelastung vor sich gingen als die Hauptfaltung. Nach CHR. EXNER folgte ein spät- bis nachalpidisches destruktives Stadium. Die Tauern tauchten erst in junger Zeit aus dem Mantel der ostalpinen Decken auf. Die junge Hebung des Tauernkörpers war gewaltig und dauert heute noch an, wofür Gehängeknicke und die Zerrüttungszone am Tauernnordrand sprechen (CHR. EXNER [16]). Nach H. SPREITZER [37] erfolgte die Heraushebung mit wachsender Phase, d. h. sie griff vom Tauernhauptkamm immer weiter nach außen aus, wie die treppenförmige Anordnung der Gipfflur mit Höhenunterschieden von 200—300 m zeigt.

Die Hebung hängt unmittelbar mit der Gebirgsbildung zusammen. Nach CHR. EXNER [16] und E. CLAR [3] hat ein absteigender Massenstrom einen Sialtiefenwulst unter dem Gebirge erzeugt. Sein isostatisch und tektonisch bedingter Wiederaufstieg führte zur Erhebung der eingeengten Zone zum Gebirge, wobei sich die Hohen Tauern aus dem Ostalpin heraushoben und ihre Kuppelform sich verschärfte. Von der Aufwölbung wanderten die Decken durch Schweregleitung nach außen ab. Bei der Hebung kam es zu Magmenaufstieg und Wiedereinschmelzung im Sialwulst und zu Lösungsbewegungen. Bei diesen Vorgängen, die infolge der Belastung mit höheren Decken und der Durchbewegung mit hohem Druck verbunden waren, kam es zur Metamorphose der Gesteine, die vor allem geschiefert wurden. Kalk- und quarzhaltiges Material wurde widerständiger. Damit kommt der Gesteinsumwandlung große morphologische Bedeutung zu. Bei Abklingen der Lösungsbewegungen erstarrte der Tauernkörper und mußte bei weiteren orogenetischen Phasen stark zerbrechen, was besonders nahe der Nordrandstörung der Fall war.

Außer der Längsaufwölbung kam es auch zu Querbewegungen. H. P. CORNELIUS und E. CLAR [9] haben im Stubachtal N bis NNW streichende Faltenachsen über den Tauernhauptkamm hinweg beobachtet. Die Entstehung der Querstruktur ist an die Granatspitzkulmination im W- und die axiale Glockner Depression im E-Teil des Stubachtales gebunden. Weiter im N verschwinden die Querfaltungen und es herrscht wieder das regionale W-Streichen der Faltenachsen. Die Wirkung der Zentralgneisaufwölbung ist im äußeren Stubachtal nicht mehr spürbar.

IV. Die Abschnitte des Stubachtales

1. Das Becken des Weißsees (Bild 1, 2; Prof. 1). Im obersten Stubachtal liegt der Weißsee (2220 m) mitten in der Zentralgneislandschaft. Um die tiefe Einsattelung des Kalser Tauern (2518 m) erheben sich die glatten Gneispyramiden des Tauernkogels (2883 m) und Madelzkopfes (2760 m). Die Granatspitze (3086 m) und der Hohe Kasten (3189 m) liegen in stärker geschiefertem Gneis und haben daher wesentlich zackigere Umrisse.

Das relativ kleine Becken des Weißsees geht auf Glazialerosion zurück, deren Wirksamkeit durch Stau etwas behindert war. Der Sonnblickgletscher traf unter rechtem Winkel auf den Ödenwinkelgletscher. Da das Becken in einheitlichem Zentralgneis liegt, spielten petrographische Faktoren für seine Entstehung keine Rolle, wohl aber hat die steilstehende, verschieden gerichtete Klüftung die Glazialerosion begünstigt. An der W-Seite des Sees ist eine schöne Trogplatte in 2400 m entstanden, darunter am N- und S-Ende des Sees eine tiefer liegende Ebenheit um 2300 m.

2. Das Zentralgneisgebiet zwischen Weiß- und Grünsee. Zwischen Weiß- und Grünsee liegt eine typische Rundhöckerlandschaft, deren Bildung durch die flach lagernden, saiger geklüfteten, meist dickplattigen Gneise sehr begünstigt wurde. N des Sees erhebt sich der Schafbichl (2352 m), ein riesiger Rundhöcker, auf dessen Oberfläche viele glazial bearbeitete Blöcke liegen. Vor allem aber finden sich unzählige, in der Eisstromrichtung gestreckte, lange, flach schildförmige Buckel mit kleinen, oft wasser- oder moorerfüllten Wannern dazwischen. Ähnliche Formen gibt es auch an der E-Seite und im Tal des Weißenbaches. Bei dieser Rundbuckelung handelt es sich um ein rhythmisches Phänomen, das auf die Bewegung von Gletschereis zurückgeht und in der petrographisch einheitlichen Zentralgneislandschaft besonders typisch ausgeprägt ist.

Einige Felsstufen führen vom Weiß- zum Grünsee. Der rauhe N-Abfall des Mittleren Schafbichl (2282 m), der die flach ausstreichenden Gneisplatten schneidet, bildet die 180 m hohe Rückwand eines Kares, die mehrfach tektonischen Flächen folgt. Zur Karsohle in 2060—2080 m senkt sich eine riesige, durch nacheiszeitliche Verwitterung entstandene Blockhalde. Ähnliche Verhältnisse liegen beim Kar im N-Abfall des Vord. Schafbichl (2216 m) vor, wo eine 140 m hohe Wandstufe zu einem kleinen, ebenen Becken bei Pt. 1962 hinabführt. SW desselben haben sich viele Meter hohe, konvex vorgewölbte, glazial bearbeitete Felsflächen erhalten. Hier muß der Gletscher über die Stufe geflossen sein. Die glaziale Bearbeitung erfolgte an riesigen, saigeren, ungefähr W streichenden, parallel in die Wand hineingestaffelten Flächen. Es liegt an diesen N-Abfällen des Schafbichl eine Kartrepppe vor. Von hier bis zum Grünsee gibt es dann keine hohe, geschlossene Stufe mehr, sondern nur eine Reihe von kleineren Gefällsknicken. Im einheitlichen Zentralgneis konnten die Kerbenseitel von Eintiefungsfolgen frei zurückwandern.

Das Weißenbachtal ist beiderseits von vielfach gestuften Felswänden begleitet. Es dürfte sich hier um Eisrandleisten handeln, deren Bildung durch die flach lagernden, saiger geklüfteten Gesteinsplatten begünstigt wurde. Dieselbe Eigenschaft erleichterte den Zerfall zu riesigen, wollsackförmigen Blöcken und die Bildung großer Blockhalden, die z. T. auf Bergstürze zurückgehen.

An der W-Seite des Tales finden sich einige Reste von Hangverebnungen in 2600, 2300 und 2000 m.

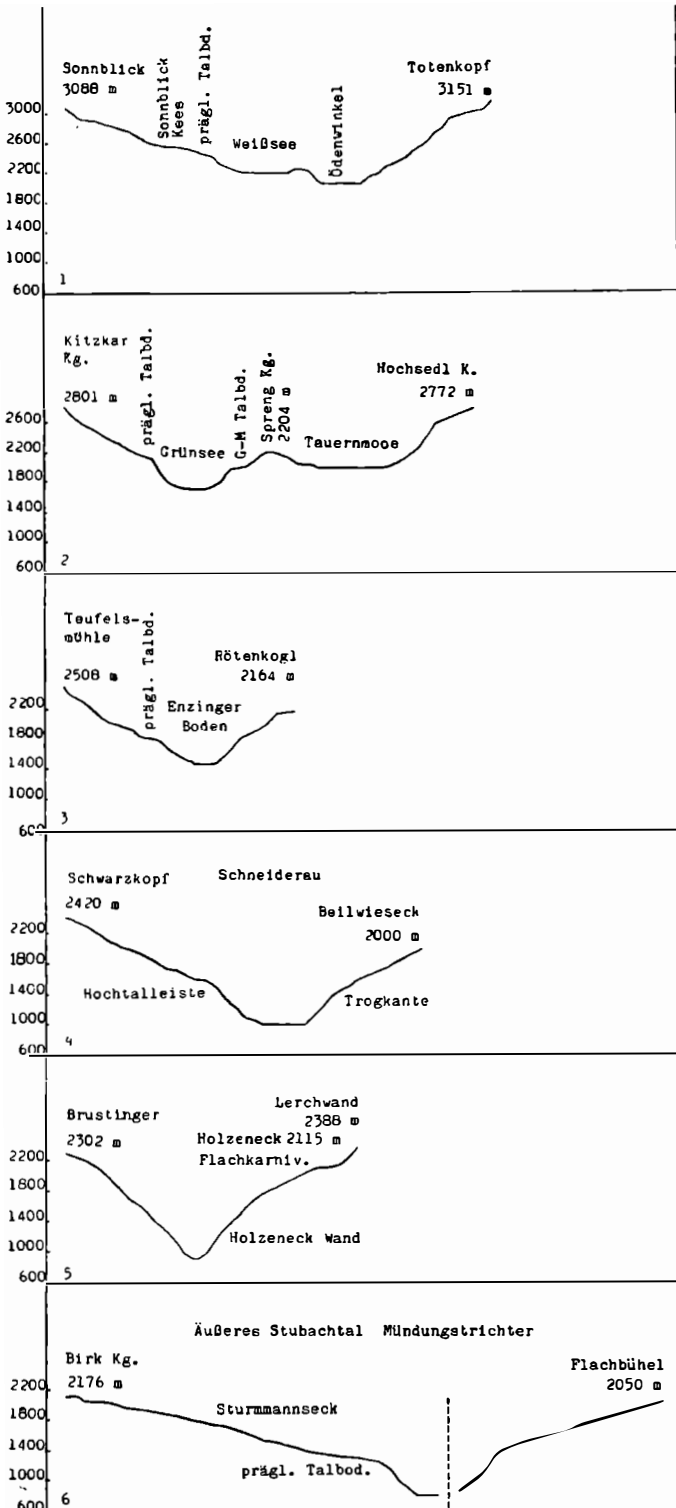
3. Das Ödenwinkeltal (Bild 3). Dieses breite und tiefe Tal beginnt mit einem hoch gelegenen Kar am W-Abfall des Johannisberges mit der Sohle zwischen 2940—3040 m. Die ungeheuren Steilwände und Gipfel im Hintergrund gehören in ihren oberen Regionen z. T. schon der Granatspitzhülle und der Riffeldecke an. Eiskögele, Totenkopf und Hohe Riffel haben in einer wechselnden Schichtfolge von Prasinit, Serpentin, Granatmuskowit- und aplitisch injiziertem Zweiglimmerschiefer, deren geringmächtige Lagen ungefähr den Isohypsen folgen und an den Graten ausspießen, kleinzackige Umrißlinien und vielfach gestufte Wandabfälle. Im Gegensatz dazu zeigt der aus Zentralgneis aufgebaute Riffelkar Kopf (2948 m) eine wesentlich glattere Linienführung.

Das Ödenwinkeltal hat zwischen 2720 und 2980 und von 2540—2660 m große Gefällsbrüche. Es liegt hier eine riesige Kartreppe vor, wobei die Rückwand des unteren Kares geöffnet ist, so daß es ein Durchgangskar bildet. Eine breite Stufenfläche in 2660 m tritt in eisfreiem Gebiet klar zutage und wird sich wohl auch unter den Gletscher fortsetzen, dessen Oberfläche hier sehr eben ist. Die Gefällsteilen sind in diesem Tal ungewöhnlich hoch hinaufgewandert. Die höchste zwischen 2800—2900 m wurde in einem Serpentinzug verheftet, der hier das Tal quert. Die Richtung des Ödenwinkeltales folgt z. T. NW streichenden, riesigen Klufflächen.

Es wird von einem mächtigen Gletscher erfüllt, dessen Stirn im Jahre 1935 bis 2100 m, 1956 aber nur bis 2300 m herabreichte. Die E-Seite des Tales begleitet eine gut geglättete Trogwand mit abgeschliffener Schulter in 2340 m im Zentralgneis, die sich talaus rasch auf 2300—2200 m senkt. An der W-Talseite ist eine deutliche Schulterfläche in 2240 m entwickelt. Das untere Karniveau entspricht dem Kopf des präglazialen Tales, das obere dem des pliozänen Hochtales, das hier in extrem hoher Lage entgegentritt.

4. Das Riffelkar. Zwischen Torkopf, Hoher Riffel und Totenkopf liegt in einem schön geformten, großen Kar das Obere Riffel Kees, dessen Umräumung im Kalkglimmerschiefer glatte, im aplitisch injizierten Biotit- und Zweiglimmerschiefer und phyllitischen Granatglimmerschiefer aber schartige Grate aufweist. Der Totenkopf bildet eine wilde Gipfelzacke im Serpentin, an die nach SW ein Sägegrat anschließt. Die Bänderung der Wände zwischen Hoher Riffel und Torkopf geht nicht nur auf den einmaligen Wechsel von Kalkglimmerschiefer und aplitisch injiziertem Biotit- und Zweiglimmerschiefer zurück, sondern es handelt sich z. T. um Eisrandleisten an der Rückwand des Kares, dessen Sohle zwischen 2900—3100 m liegt. Hier ist wieder ein extrem hoch gelegenes, glazial umgestaltetes Hochtalende. Darunter folgt der riesige Gletscherbruch über die 250 m hohe Felsstufe zum Unteren Riffel Kees, dessen flache Karsohle zwischen 2460—2480 m liegt. Dieses Niveau setzt sich als Trogplatte talaus gegen das Übelkar bei Pt. 2406 und SW davon gegen Pt. 2426 m fort. Es handelt sich um Reste des präglazialen Talbodens. Zwischen 2460 bis 2400 m folgt eine weitere Stufe, an der der Scheitel der unmittelbar präglazialen Kerbe verheftet ist.

5. Das Tauernmoos Becken (Prof. 2). Das Tauernmoos Becken liegt in der unmittelbaren Fortsetzung des Ödenwinkels. An seiner E-Seite ragen Kl. Eiser, Hochsedl Kopf, Hocheiser und Sedlgrat Köpfl auf, deren Abfälle unten aus Zentralgneis, in der Mitte aus Gesteinen der Granatspitzhülle und oben aus solchen der Riffeldecke bestehen, petrographisch also reich differenziert sind, was der Landschaft ihren reizvollen Formenreichtum verleiht. Ähnlich wie im oberen Ödenwinkel sind auch hier die Abfälle vielfach gestuft.



Profile 1—6. Ungefährer Maßstab 1 : 100.000.

Die Stufenflächen wurden glazial bearbeitet. Diese Formung zeigt sich besonders am W-Abfall von Sedlgrat Köpfl und Hocheiser, der eine prächtige Pyramide mit kleingezacktem Grat bildet. Die hohen Wände über dem See sind von vielen steilen Felsrinnen zerrissen. Wegen des lebhaften Gesteinswechsels ist hier die Trogform wenig ausgeprägt.

In den NW-Abfall des Hocheisers ist ein großes Kar mit dem Schwarzkar Kees eingesenkt, dessen steil geneigte Sohle zwischen 2600—3100 m liegt. Es handelt sich wieder um ein glazial umgestaltetes Hochtalende. Zwischen 2600 und 2170 m führt eine Stufe mit glazial gerundeter Kante zum Schwarzkar zwischen Scharkogel und Sedlgrat Köpfl hinunter. Seine breite, versumpfte Sohle liegt zwischen 2140—2170 m. Sie enthält einen kleinen See und einige schöne Rundhöcker. Das Kar entspricht einem glazial umgestalteten Ende des präglazialen Talbodens. Ein weiteres karförmiges Hochtalende liegt am NW-Abfall des Kl. Eisers mit der Sohle zwischen 2600—2800 m.

An der W-Seite des Tauernmoos Sees erhebt sich eine stark aufgelöste Wand, deren Höhe im Sattel zwischen Schafbichl und Sprengkogel nicht einmal 100 m und bei den genannten Gipfeln etwa 200 m über dem See aufragt. Die Trogform ist hier nur gelegentlich angedeutet.

Im N wird das Tauernmoos Becken durch eine mit Rundhöckern besetzte Schwelle abgedämmt, die das Niveau des Sees (2003 m) um 60—110 m überragt.

Das Becken des Tauernmooses ist viel größer und tiefer als das des Weißsees, weil es direkt in der Bewegungsrichtung des Ödenwinkelgletschers ausgeschürft wurde, der ein Sohlengefälle von $200\%_{00}$ hatte. Erst viel weiter nördlich des Gletschertales, wo sich die lebendige Kraft des Gefälles erschöpfte, entstand die Schwelle als Abschluß des Beckens. An der E-Seite des Sees erleichterte die Grenze zwischen Granatspitzkern und -hülle und die dadurch bedingte reichere Differenzierung in verschieden widerständige Gesteine die Glazialerosion. In ähnlichem Sinne wirkte eine parallel zur Beckenachse ungefähr NW verlaufende tektonische Richtung, die sich in riesigen, steil stehenden Bewegungsflächen am E-Abfall von Schafbichl und Sprengkogel äußert.

Beiderseits des künstlich aufgestauten Sees treten stellenweise Trogschulterflächen in 2100 m und Reste des Hochtalniveaus in 2600 m auf.

6. Das Becken des Grünsees Prof. 2). Der Grünsee liegt in einem kleinen Becken der Rundhöckerlandschaft im Zentralgneis zwischen Winkel- (2669 m) und Sprengkogel (2204 m) in einem Niveau von 1714 m. Der durch postglazialen Blockzerfall und Bergsturz aufgeraute, von Trümmerhalden bedeckte W-Abfall des Sprengkogels gegen den See ist durch Stufen und Felskulissen reich gegliedert, was auf die flach lagernde Plattung und steile Klüftung des Gneises zurückgeht. Zu einem gewissen Teil erklärt sich die Stufung aber auch aus der Wirkung von Eisrandlagen. An der W-Seite des Sees ist ebenfalls keine glatte Trogwand, sondern der Abfall ist vielfach durch schräg gegen das Becken vorspringende Felskulissen mit riesigen Blockhalden dazwischen gegliedert.

Die Erstreckung des Grünsee Beckens folgt der NW-Richtung von Bewegungsflächen an beiden Seiten. Es entstand durch die Erosion des Weibachgletschers, dessen Kraft durch das sehr bewegte Relief oberhalb des Sees zersplittert war, weshalb nur ein kleines Becken zustande kam.

Dieses ist gegen N durch den Riegel des Stierbichl (1772 m) abgeschlossen, der beiderseits von einer Furche begleitet wird. Verebnungen am Sametjoch E des Grünseeabflusses und der E-Furche zeigen drei fluviatile Erosionsphasen:

Über dem klammartigen, glazial nicht bearbeiteten, rezenten Profil mit der Sohle in 1700 m liegen R—W interglaziale Leisten in 1740 m, die auch am E-Abfall des Stierbichl ein Äquivalent haben. Der Kerbenseitel dieser Eintiefungsfolge wanderte bis zum Kar bei Pt. 1962 am N-Abfall des Vord. Schafbichl zurück. Die M—R Leiste liegt am Sametjoch in 1840 m, der dazugehörige Kerbenseitel bei 2100 m im Kar am N-Abfall des Mittl. Schafbichl. Weiter talaus ist diese Talgeneration als langgestreckte, breite Rampe in 2030 m am W-Abfall des Sprengkogels vertreten. Eine G—M Leiste liegt am Sametjoch in 1980 m und eine sehr klare Trogschulter an der W-Seite des Grünsees in 2100 m, die zu größeren Ebenheiten bei 2200 m hinaufführt. Dieses präglaziale Niveau steigt nach S gegen den Weißsee auf 2400 m an. Daraus ist die Rundhöckerlandschaft zwischen Weiß- und Grünsee mit den Kuppen von Schafbichl und Sprengkogel herausmodelliert. Die genannten Ebenheiten sind ein höhenkonstantes, von den kleinen, unregelmäßigen Denudationsleisten an den Hängen verschiedenes Element, das weiträumig vertreten ist. Es schneidet das flache N- bis NE-Fallen der Gneise unter spitzem Winkel. Die aufgestellte Chronologie stimmt mit jener an den Riegeln im Kaprunertal überein. Sie bildet auch die Grundlage für die Altersbestimmung der übrigen Talbodenreste im Stubachtal (TH. PIPPAN [33]). Am Winkelkogel ist eine hochgelegene Verflachung als kleiner Rest einer Hochtalgeneration vertreten.

7. Die Stufe vom Grünsee und Tauernmoos zum Enzinger Boden. In die 240 m hohe Stufe vom Becken des Grünsees zum Enzinger Boden hat der Grünseeabfluß die 40 m tiefe Daberlklamm eingeschnitten. Sie liegt in sehr dickplattigem Gneis. Deutliche präglaziale Talbodenreste, eine Schulterfläche in 1700—1720 m, die über Serpentin der Wiegenköpfe und Zentralgneis hinweggeht, setzen an der Stufe ab. Ein Knick in 1540 m verbindet sich mit ähnlich hohen Resten an der E-Seite des Enzinger Bodens. Es handelt sich hier um das M—R Talbodensystem.

Der Tauernmoosbach überwindet vielfach in hohen Wasserfällen eine 200 m hohe Stufe zum Talkopf der unmittelbar präglazialen Kerbe. Von der Trogplatte stürzt die gut geglättete Trogschlußwand ab. Der Bach folgt in seiner Richtung NW streichenden Bewegungsflächen im Gneis. Von der Bocksperrklamm an hält er sich an dessen Grenze gegen den Serpentin. In etwa 1600 m zeigt ein Gefällsknick den Scheitel der M—R-Eintiefungsfolge an. In 1525 m ist ein Rest des R—W interglazialen Talbodens vertreten, der ebenfalls an der Stufe absetzt.

8. Das Becken des Enzinger Bodens (Prof. 3). Den S-Teil des Enzinger Bodens baut Zentralgneis, den N-Teil Serpentin der Granatspitzhülle auf, aus dem über den Wiegenköpfen wieder der Zentralgneis auftaucht. An der E-Talseite folgt von 1800 m Höhe an die Riffeldecke vor allem mit mächtigem Scharkogelgneis und über 2600 m die Obere Schieferhülle. Der SW-Abfall des Maurerkogls hat die für den Kalkglimmerschiefer typische Hausdachform, ebenso der Gr. Schmiedinger, Hackbrettl und Königsstuhl. Am Planitzer und Joggeser bedingt der Prasinit scharfzackige Grate und wilde Felsabfälle.

Der Rötenskogel, der seinen Namen nach der Verwitterungsfarbe des Serpentin trägt, ist durch eine knotige Skyline und klotzige Felsformen charakteristisch. Im Zentralgneis SE der Bocksperrklamm sind die Formen viel glatter. Am W-Abfall des Rötenskogls treten N-, NW- und NE streichende steilstehende tektonische Flächen auf. Der Felshang zeigt bis vierfach gestaffelte, glazial

geglättete, konvex vorgewölbte Wandpartien. Durch viele muschelige Ausbruchs-nischen, aus denen sich Sturzblöcke herauslösten, ist aber ein großer Teil der Wand postglazial wieder aufgerauht. An den Wandfuß schließt eine riesige Blockhalde, die z. T. auf Bergsturz zurückgeht. Oft sehr große fluviatile Erosionskolke sind bis in 80 m Höhe über der Talsohle sichtbar. Am SW-Abfall der Wiegenköpfe an der W-Seite des Enzinger Bodens liegen ganz ähnliche petrographische und morphologische Verhältnisse vor.

Das flache Becken des Enzinger Bodens entstand durch Konfluenz des Tauernmoos- und Weißenbachgletschers, die sich unter spitzem Winkel vereinigen. N und E streichende Bewegungsflächen, deren Richtung der Beckenumriß folgt, weisen auch auf einen tektonischen Einfluß bei der Vorzeichnung des Beckens. Wo der Serpentin das Tal quert, verengt es sich sehr, doch fehlt ein ausgesprochener Riegel.

In bezug auf die Talbodenreste N des Zentralgneisgebietes ist hervorzuheben, daß die Ebenheiten über steil bis saiger stehendes und petrographisch reich differenziertes Gestein hinweggehen, weshalb es in diesem Talabschnitt viel leichter ist, sie von Denudationsleisten zu trennen.

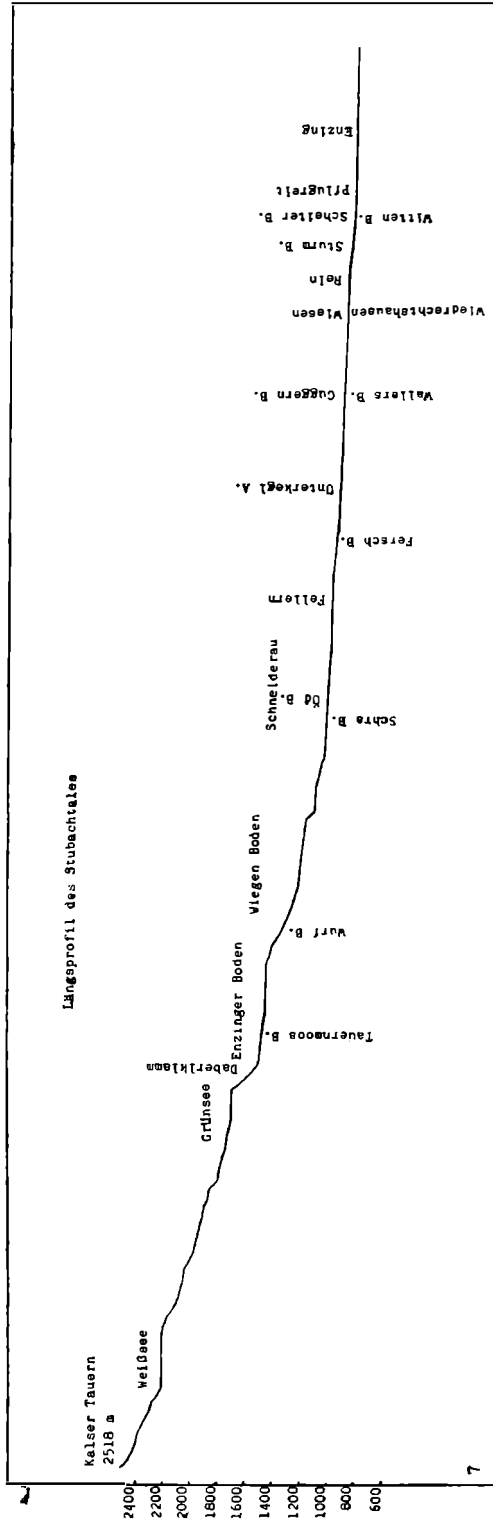
Im Bereich des Enzinger Bodens liegen außer den bereits erwähnten Resten des präglazialen Talbodens in 1770 m noch deutliche Hinweise auf eine G—M-Talgeneration in 1640 m und eine M—R-Eintiefungsfolge in 1540 m vor. An der W-Talseite ist unterhalb des Gipfels der Teufelsmühle der Rest eines Flachkarniveaus in 2380 m vertreten.

9. Die Stufe vom Enzinger- zum Wiegenboden. Die 240 m hohe Stufe liegt in stark zerbrochenem, massigem, reich mit Quarz injiziertem, zähem Serpentin bis Peridotit, der häufig von N bis NW streichenden, gestriemten Bewegungsflächen durchsetzt ist. Mehrere schöne Rundhöcker zeigen die glaziale Bearbeitung des Stufenabfalles, der aber keine breite, geschlossene Front entwickelt. Fluviatile Erosionskolke und Hohlkehlen in den Wänden W des Tauernmoosbaches zeigen dessen allmähliches Einschneiden. Zwischen 1340 bis 1360 m ist im Längsprofil des Baches eine längere Stufenfläche vorhanden, in die aber keine sichtbaren Talbodenreste hineinlaufen.

10. Das Becken des Wiegenbodens. An der W-Seite des Beckens sind basale Schiefer und grüne Gesteine der Granatspitzhülle und darüber Zentralgneis am E-Abfall der Teufelsmühle. An der E-Seite treten schmale, NW streichende Zonen von Schiefen und Phylliten der Granatspitzhülle, darüber Tonalite, Orthogneise und Schiefer der Riffl Decke und ab 2100 m die Obere Schieferhülle mit mächtigen Kalkglimmerschiefer- und Prasinitzügen am SW-Abfall des Königsstuhls auf. Der Grat von hier über den Joggeser zum Kl. Schmiedinger ist in diesen steil ausstreichenden Schichten kleinzackig, aber nicht wild zerrissen, da der Kalkglimmerschiefer vorherrscht.

Zwischen Hackbrett, Kl. Schmiedinger und Joggeser ist das geräumige Reichenberger Kar, ein Flach- und Großkar ausgebildet, dessen Sohle in 2300 bis 2400 m liegt und in das das Hochtalende des Schrabaches in 2100 m eingreift.

Das Becken des Wiegenbodens hat eine flache Sohle in 1200—1220 m, aus der sich einige Rundhöcker erheben. Gegen S ist kein typischer Trogschluß ausgebildet. Nach N wird es durch den rundhöckerartigen oben etwas abgeflachten Riegel des Birgels (1260 m) abgeschlossen. Er besteht aus Chloritphyllit mit Holzscheiterstruktur und aus Granatmuskowitschiefer, also wenig festem Gestein. Der Birgel ist ein richtiger Riegelberg mit einer Talfurche zu beiden Seiten.



Profil 7. Ungefährer Maßstab 1 : 113.000, 2fach überhöht.

Seine Schichtkopfseite blickt gegen das klammartig eingeschnittene Tal des Wurfbaches im SW, worin der Kerbenseitel einer Eintiefungsfolge liegt.

Der Wiegenboden ist ein Konfluenzbecken des Tauernmoos- und Wurfbachgletschers, die sich unter spitzem Winkel vereinigten. Die Glazialerosion konnte der Grenze zwischen Granatspitzhülle und Riffel Decke mit ihren NW streichenden Gesteinszonen folgen und wurde durch die ebenso gerichteten Bewegungsflächen parallel zur Beckenachse, als auch überhaupt durch die starke Zerbergung, die in verschiedenen Richtungen bei Vorherrschen der N-Komponente erfolgte, begünstigt. Nach Ausklingen der Kolk- und Konfluenzwirkung des Gletschers weiter talauswärts entwickelte sich ein Gegengefälle und damit der Riegelberg.

An beiden Talseiten ist der Gehängeknick der Trogschulterkante in 1400 m und bei der Grindschachen Alm eine breite Schulterfläche in 1420—1440 m ausgebildet. Am W-Talhang deutet eine Verebnung zwischen 1620—1680 m den Rest einer jungpliozänen Talgeneration und auf der Steinkarlhöh in 2036 m die Spur eines Flachkarniveaus an.

11. Die Stufe zwischen Wiegenboden-Schneiderau. Die 200 m hohe Stufe zwischen Wiegenboden-Schneiderau ist weniger als deutlicher Abfall, denn als enge, etwa 1 km lange Strecke größeren Gefälles entwickelt, die sich trotz wenig fester Gesteine in diesem Abschnitt erhalten hat. Das geht auf stärkere und andauernde Hebung im Stufenbereich zurück. Ein Hinweis darauf ist die Tatsache, daß das Flachkarniveau hier eine plötzliche Aufbiegung erfährt (siehe S. 217). Ähnliche Verhältnisse zeigt die Gipfflur, die sich vom Kl. Schmiedinger (2521 m) ganz abrupt zum Gr. Schmiedinger (2957 m) aufschwingt. Diese Hebungstendenz muß sich auch noch in jüngerer Zeit geäußert haben, da sich die Gefällssteile trotz dem wenig festen Gestein bis heute an dieser Stelle erhalten hat.

12. Das Becken der Schneiderau (Prof. 4). An der SW-Seite des Schneiderau-Beckens treten nahe der Ödbachmündung grüne Gesteine auf. Weiter talauswärts folgt dünnblättriger, verfältelter, glimmerreicher Phyllit der Riffel Decke, der NW streicht und 60° NE fällt. Am E-Talhang treten z. T. dickplattiger, E streichender Glimmerschiefer und blättriger Phyllit auf. Am N-Ende des Beckens ist beiderseits NW bis W streichender Tonalitgneis, im E auch Glimmermarmor erschlossen. Jenseits der N-Grenze der Riffel Decke bei Fellern quert die Obere Schieferhülle mit kalkigem Material und einem quarzreichen Grüngesteinszug von E her das Stubachtal, dessen Querprofil sich hier sehr verengt.

Das breitsohlige, ebene Becken der Schneiderau entstand durch Konfluenz des Stubach- mit dem Ödbachgletscher, der unter spitzem Winkel einmündete, wie die N verlaufende Bärensteigwand und die Rückenlinie der Steinkarlhöhe rechts des Ödbaches zeigen. Das Auftreten von Phyllit und Glimmerschiefer der Riffel Decke erleichterte die Erosion. Bei Fellern klang die Konfluenzwirkung aus und wurde die Glazialerosion durch die festen Gesteine der Oberen Schieferhülle erschwert.

Die Trogform ist nur dort ausgebildet, wo Felsabfälle sind. Die Trogwand ist fast stets rau. An der W-Talseite sind die Wände von Felsrinnen zerschnitten, aus denen sich steile, konvex vorgewölbte, meist bewachsene Schutthalde herabsenken. Wo der Schutt aus tiefer, steiler, kaminartiger Felsrinne kommt, liegt auf der Grasdecke eine gewisse Schutt- und Blockstreu. Die Schutthalde ist noch aktiv. Ist die Rinne breiter und seichter, ist der Schuttfächer

ganz verwachsen und sind Blöcke darauf kaum sichtbar. Er ist nicht mehr aktiv. Die Seitenbäche bauen von der Stubache etwas terrassierte Mündungsschwemmkegel ins Tal.

An der E-Talseite zeigt sich in 1300 m eine Trogschulterkante. Hoch darüber, am S-Abfall des Königsstuhles, liegt das Grubachkar mit der Sohle in 1920—1980 m als glazial umgestaltetes Hochtalende des Scheibenbaches. Das Steingäß N des erwähnten Gipfels ist ein schöner, trogförmiger Sattel in 2245 m, der von Eis durchflossen wurde. Eine ähnliche, aber viel breitere Senke liegt zwischen Am Unsinnigen (2173 m) und Beilwieseck (2000 m) bei der Stocker Hochalm in 2000 m, die auf der S-Seite Trogform zeigt. Zwischen der Stocker- und Ferschbach Hochalm liegt ein Flachkarrest mit der Sohle in 2000 m, der um gut 300 m tiefer liegt als das Reichenberger Kar. Das Flachkarniveau senkt sich auf dieser Strecke um 100 m stärker als die rezente Stubachtalsole. Das Gebiet beim Reichenberger Kar hat also eine intensivere und länger andauernde Heraushebung erfahren. Die Stufe zwischen Wiegenboden-Schneiderau, die in wenig festem Gestein liegt und daher nicht auf petrographische Faktoren zurückgeht, muß durch diese Hebung mitbedingt sein (siehe Seite 216). Ein weiterer weniger bedeutender Flachkarrest hat sich in Fortsetzung des Niveaus bei der Stocker Hochalm auf dem Holzneck Rücken W der Lerchwand zwischen 2000—2100 m erhalten.

13. Das Ödbachtal. Der Ödbach entspringt aus dem Landeck Kees, das in relativ kleinen Mulden liegt und großes Oberflächengefälle hat. Der Gletscher ist von hohen, steilen Gipfeln umgeben, die im Sonnblick 3088 m erreichen.

Vom Tauernhauptkamm bis zur Glanzscharte (2351 m), Pt. 1313 in der Talsole und dem Gipfel Teufelsmühle, herrscht der mehr oder weniger geschieferte Zentralgneis. Am W-Abfall des Magaiskopfes (2868 m) bei der Ht. Ödalpe ist er massig oder zeigt flach lagernde, dicke Platten. Weiter talaus folgt plattiger, etwas geflasierter Gneis. Am W-Abfall der Teufelsmühle tritt blätteriger, grob struierter Muskowitschiefergneis auf. Die Gipfel und Grate im Zentralgneis haben je nach der Intensität der Schieferung glatte bis stärker zackige Profillinien. Zwischen Winkelkogel und Teufelsmühle herrscht die letztgenannte Formung.

Weiter talaus vom Glanzkopf (2653 m) bis zum Schwarzkopf herrschen in plattigem Amphibolit der Granatpitzhülle unruhig zackige bis knotige Grate und Gipfel. Die 120 m hohe, in kleine Absätze gegliederte Talmündungsstufe, die von einem schluchtartigen Tal zerschnitten wird, ist durch das feste grüne Gestein und Konfluenzwirkung zu erklären.

Im Talhintergrund liegt ein Trogschluß mit schöner Trogplatte in 2140 m vor, deren Niveau sich bis zum Talausgang auf 1700 m senkt. Das Gefälle des Trograndes beträgt 100, das des rezenten Talbodens 80‰. Die Trogschlußwand ist als Folge der Gesteinsplattung und der Wirkung von Eisrandlagen unregelmäßig in kleine Stufen und Leisten gegliedert. Den Fuß der Wand verhüllt eine riesige Schutthalde. Der Talschluß ist das karartig gestaltete Ende der unmittelbar präglazialen Kerbe. Außer dem Niveau des durch die Trogplatte gekennzeichneten präglazialen Talbodens, der 450 m über der rezenten Talsole in 2140—2170 m liegt, sind noch Reste älterer Talgenerationen vertreten. Größere Ebenheiten liegen in 2320—2380 m und deuten ein Hochtalende an. Höhere Flächen in 2400 m entsprechen den spärlichen Resten eines Flachkarniveaus. Die zwei angeführten tiefer gelegenen Talgenerationen sind auch weiter talauswärts in Resten vertreten. Zwischen der Trogschlußwand, in deren Knicken

sich auch die Kerbenscheitel jüngerer Eintiefungsfolgen als der unmittelbar präglazialen Kerbe verheftet haben, und der Talmündungsstufe liegt keine klar ausgeprägte Talwegstufe. Sobald sich die Gefällsteilen von der aus grünen Gesteinen bestehenden Mündungsstufe gelöst hatten, konnten sie im Zentralgneis frei zurückwandern und das Talende erreichen, wo sie nun übereinander liegen. Die große Eintiefung von 450 m unter das Niveau des präglazialen Talbodens erklärt sich z. T. aus dem großen Gefälle des Ödbachgletschers vom Landeck Kees herab, z. T. aus jungen Hebungsvorgängen, die immer wieder die Tiefenerosion anregten. Sie ergibt sich aus dem Zusammenwirken fluviatiler und glazialer Erosion im Wechsel von Eiszeiten und Zwischeneiszeiten.

Die Glazialerosion hat dem Tal vor allem im Zentralgneis des oberen Abschnittes vielfach die Trogform verliehen. Die Trogwände sind aber später meist wieder aufgeraut worden. Nur die Trogkanten zeigen oft noch rundlichen Zuschliff. Im stärker geschieferten Gneis sind die Wände von tiefen Felsrinnen zerschnitten, aus denen riesige Blockkegel herauswachsen. Auch auf der Talsohle liegen zahlreiche erratische oder Sturzblöcke.

14. Die Talenge zwischen Fellern-Guggernbachmündung. Die Talenge wird zwischen Ferschbachgütl und Pt. 898 beiderseits von steil abfallenden Wänden begleitet, die fast bis zur Talsohle reichen. Der Ferschbach zersägt klammartig eine etwa 200 m hohe Mündungsstufe. Das schmale Querprofil des Stubachtales ist hier vor allem gesteinsbedingt. An der E-Talseite erstreckt sich die lange Holzeneckwand, die vorwiegend aus sehr festem, quarzreichem grünem Gestein besteht, dem Glimmerschiefer und Quarzserizitphylit zwischengeschaltet sind. Das Ansteigen des Flachkarniveaus von 2000 m beim Beilwieseck auf 2100 m beim Holzeneck Rücken spricht für eine Aufbiegung im Bereich der engen Talstrecke, so daß sie auch durch tektonische Kräfte mitbedingt sein wird. Die Trogwand ist glazial gut geglättet. Über einer Trogkante in 1300 m ist an einem Pfeiler eine stark abgeschrägte Trogschulter erhalten, von wo dann Steilhänge zur Lerchwand hinaufführen. Diese ist eine weit nach N vorgerückte, schroffe, pyramidenförmige Erhebung mit Doppelpipfel im Kalkglimmerschiefer. Doch ist die Formung nicht so extrem wie auf der W-Talseite, wo das grüne Gestein vorherrscht.

W der Stubache besteht der NE-Abfall des Brustinger Kogels mit der Geierwand ebenfalls aus quarzreichen, massigen, z. T. geschieferten grünen Gesteinen. Der hier erschlossene Schichtkopfgang ist nicht immer gut geglättet, die Trogschulter schlecht entwickelt und nur die steile Trogwand deutlich. Die Serie der grünen Gesteine erstreckt sich talauswärts bis zur Guggernbachmündung. An beiden Felswänden finden sich oft muschelige Ausbruchsnischen. Den Wandfuß verhüllen terrasierte Block- bis Schutthalde und Schwemmkegel. Bei der Unterkegel Alm liegt das engste Talstück mitten im grünen Gestein. Hier wurde der Kerbenscheitel einer Gefällssteile verheftet.

An der W-Talseite, NE des Brustinger Kogels, bildet eine vorspringende Schulterfläche in 2180 m ein Äquivalent zur Ebenheit am Holzeneck. E davon finden sich Hinweise auf die Hochtalgeneration mit einer verflachten Schulter in 1940 m und am Unterkopf N des Pt. 2181 bei 1860—1880 m, die mit einer Ebenheit E des Brandecks verbunden werden kann.

15. Das Guggernbachtal. Der Guggernbach sammelt seine Quellen im Hintergrund des Karsees (2088 m), der von kleinzackigen Gipfeln und Graten aus Gesteinen der Granatspitzhülle umgeben ist. Den wenig geglätteten Karhintergrund umsäumen riesige Schutthalde. Vom Schrottkopf bis zum Schieder

Hörndl weiter talauswärts erstrecken sich gezähnte Grate in Prasinit und Chloritschiefer der Riffel Decke (Bild 4). Die trogförmige Schiederscharte, die wohl von Eis überflossen wurde, knüpft an eine Phyllitzone, der auch der Grüneckbach folgt. N der Scharte zieht eine gezackte Schneide in grünem Gestein zum Brandeck (1903 m) nach E, von der steile Felswände und Wiesenhänge zum Guggernbach abfallen. Die E-Talseite zwischen Brettelkopf und Brustinger Kogel zeigt einen Wechsel von Granitgneis, Tonalitgneis und Serpentin.

An der 300 m hohen Mündungsstufe, die der Bach in tiefer Schlucht zerschneidet, treten in höheren Lagen Chloritschiefer, tiefer unten serizitische Phyllite auf. Der Guggernbach folgt auf seiner gegen E gerichteten Strecke ungefähr der Grenze zwischen grünen Gesteinen im S und einer Phyllitzone im N.

Sein Tal weist noch mehrere Stufen auf. Im Hintergrund liegt der Karsee auf einer obersten Stufenfläche. Der Talschluß ist das glazial umgestaltete Hochtalende, dessen Niveau sich links des Baches ein Stück talaus fortsetzt. Zwischen 2000—1900 m folgt der karartig gestaltete Scheitel der präglazialen Eintiefungsfolge und von 1700—1580 m ein Stufenabfall mit dem verhefteten Scheitel der unmittelbar präglazialen Kerbe, der nur wenig glazial modifiziert ist. Im Gegensatz zum Ödbachtal hat das Guggernbachtal zwei Talwegstufen. Durch den lebhafteren Wechsel von Tonalit und Granitgneis, Prasinit und Chloritschiefer mit eingeschalteten Phyllitonen in der Riffel Decke konnten die Scheitel der Eintiefungsfolgen nicht so ungehemmt zurückwandern wie im Ödbachtal, wo auf weiten Räumen der Zentralgneis vorherrscht.

Das Querprofil des Guggernbachtals ist meist sehr schmal, die Talsohle mit Schwemmkegeln und Schutthalden verbaut. Der riesige Mündungsschwemmkegel zeigt vier ineinander geschachtelte Aufschüttungsgenerationen.

Das Guggernbachtal hatte eine Eigenvergletscherung, wofür schon das schöne Talschlußkar spricht. An der Mündung des Gletschers ins Stubachtal entstand eine hohe Konfluenzstufe. Der Eiszustrom verstärkte die Erosionskraft des Stubachgletschers, so daß unterhalb der Guggernbachmündung trotz dem festen Amphibolitzug von Wiedrechtshausen das Haupttal eine Erweiterung seines Querschnittes erfuhr.

16. Das äußere Stubachtal (Bild 4, Prof. 6). An der W-Talseite folgen N der Guggernbachmündung am unteren Talhang Phyllite mit gelegentlichen Einschaltungen grüner Gesteinszonen besonders bei Wiedrechtshausen. Felsabfälle fehlen bis zum Enzinger Wald. Die Trogform ist hier wegen des zu raschen Gesteinswechsels und der Vorherrschaft der Phyllite nicht ausgeprägt. In größeren Höhen treten am Kamm zwischen Zwölfer- und Birkkogel mächtige Züge von Amphibolit, Serpentin und Chloritschiefer auf, die sich durch scharfe Grate und wilde Felsabfälle verraten. Die Gipfel haben schmale, steile, nach N blickende Dreiecksflächen, die an das meist saigere Einfallen und vorwiegende W-Streichen der Gesteine anknüpfen. Nur im Gebiet des Sturmmanneck treten in 1800 m glazial gerundete Formen auch im Grabbroamphibolit entgegen. Diese Gebiete liegen schon weit unter der Schlifffgrenze.

Die Gipfelhöhen sind an der W-Talseite um 50—400 m größer als im E. Ursache dieser Asymmetrie ist das Vorwiegen grüner Gesteine. An der E-Seite, wo die Obere Schieferhülle so mächtig ausgebildet ist, kommt die Vorherrschaft der gegenüber den grünen Gesteinen weniger festen Kalkglimmerschiefer in den geringeren Gipfelhöhen zum Ausdruck.

E des Birkkogels mündet der steile, tief eingerissene und weit offene Trichter des Sturmbaches unter Bildung eines stark gewölbten, zweigliedrigen Schwemmkegels ins Stubachtal. Die Verzweigungen des Quelltrichters sind bis in 1300 und 1500 m Höhe mit Stauschottern und Staumoränen verbaut. Der sichtbare Fuß der wohl spätglazialen Sedimente liegt bei etwa 1000 m. An die Oberkante des Trichters schließt eine ausgedehnte Ebenheit in 1500 m bei der Lambach Alm und in 1300—1400 m bei der Seiwald Alm.

Der weiter N gelegene Scheiterbach hat einen zweiteiligen Schwemmkegel. Der jüngere, flachere und niedrigere ist in den älteren, höheren eingeschaltet.

S des Baches liegen deutliche, gegen das Stubachtal gerichtete Hangerebnungen in 1200 m bei der Leidenheim Alm, in 1060—1080 m bei Leidenheim und in 980 m SW Blumberg. Die zwei letztgenannten sind Reste von interglazialen Eintiefungsfolgen unter dem Niveau des präglazialen Talbodens.

An der E-Talseite folgen N der Guggernbachmündung bis zum Wittenbach dunkle Phyllite besonders in tiefen Hanglagen, dann darüber Kalkglimmerschiefer, Prasinit und Amphibolit in buntem Wechsel. In den grünen Gesteinen bei Wiedrechtshausen treten an Trogpfelern Schulterreste zwischen 1100 und 1300 m auf. In diesem festen Gestein ist auch eine kleine Gefällssteile verheftet.

Im Hintergrund des Wallersbachtals öffnet sich ein sehr flacher, seicht radial zerschnittener Quelltrichter, dessen kaum glazial umgestaltete Form einem präglazialen Talkopf mit der Sohle in 1500 m entspricht. Es konnte sich hier eine fast nur fluvial geprägte Form erhalten, da der Trichter durch den weit vorspringenden Holzeneckrücken vor der wirksamen Erosion des Stubachgletschers geschützt war. Seine Oberkante setzt an größeren Rückenerebnungen zwischen Scheidegg-Flachbühel in 2000 m ab, die meist in Phyllit liegen. Hier herrschen rundliche Formen. Unterhalb der Quelltrichtersohle hat sich der Wallersbach eine tiefe Rinne eingeschnitten. Er mündet mit typischem Hängetal unter Bildung einer 300 m hohen Stufe, die zwischen 1020—1040 m einen deutlichen Knick hat, ins Stubachtal und baut hier einen riesigen, gewölbten Schwemmfächer auf, der die Haupttalsohle einengt. Drei Schwemmkegel sind hier ineinandergeschachtelt. Der älteste und höchste hat sich nur in Spuren an der Spitze der Aufschüttung erhalten. Die Stubache hat den Rand des Schwemmkegels terrassiert. Zwischen Wallersbach-Reinerbach springt ein SW-Ausläufer des Flachbühels vor, dessen Schulter prächtig glazial gerundet ist.

Der Rainerbach hat einen noch flacheren und sanfteren Trichter als der Wallersbach. Am S-Hang des Tales treten Phyllit, Glimmerschiefer und Quarzserizitphyllit auf. Der Bach hat ebenfalls einen großen Mündungsschwemmkegel.

Auch der Wittenbach mündet mit einem Hängetal, dessen Stufe er in tiefer Schlucht zerschneidet. Er baut einen dreigliedrigen Schwemmkegel ins Haupttal.

N des Baches streicht die ostalpine Schuppenzone quer zum Haupttal aus. Hier treten W streichende Bewegungsflächen auf. Die Gesteine sinken im Streichen nach W ab. In dem vorwiegend kalkig-dolomitischen Material entstanden steile Wandabfälle, die an einer Schulterkante in 1300 m enden und diesem Stubachtalabschnitt deutliche Trogformen verleihen.

Auch an der W-Seite ragen im Enzinger Wald an dem hauptsächlich aus Phyllit bestehenden N-Abfall des Birkkogels Felswände in der ostalpinen Schuppenzone auf. Es herrschen ganz ähnliche Verhältnisse wie an der östlichen Talseite. Die Schichtkopfwand schneidet die abwechselnd aus Quarziten, kalkigem und dolomitischen Material bestehenden Gesteinszüge, die im Streichen nach W absinken, wo die ganze Schuppenzone im Phyllit verschwindet. Sie bilden

mehrere vorspringende Felsrippen, die z. T. bis zur Isohypse 860 am Hang herabstreichen. Dazwischen senken sich mächtige Schutthalden zu Tal. Im Liegenden des ganzen Komplexes treten Phyllite auf, was zur Steilerhaltung der Wandabfälle beiträgt. Diese bilden eine raue Trogwand zwischen 980—1180 m. Darüber folgt eine flache, sehr breite Trogschulter, die in eine weite Hangverebnung zwischen 1200—1300 m bei der Ebenwald Alm übergeht. Darüber folgen weitere Ebenheiten in 1360—1400 m und am Sturmmannseck zwischen 1720—1800 m. Die beiden letztgenannten sind Reste pliozäner Talgenerationen. Das Gefälle der Trogkante, die die Höhenlage des präglazialen Talbodens andeutet, beträgt von den Wänden NE Wiedrechtshausen an, wo sie bei 1300 m liegt, bis zum Enzinger Wald $100\%_{00}$, während der Wert für die rezente Talsohle nur $30\%_{00}$ ist.

Das Stubachtal mündet gleichsohlig mit weit geöffnetem Trichter ins Salzachtal. Da die Einschaltung der ostalpinen Schuppenzone nicht geschlossen das Tal quert, sondern längs der Talachse etwas verstellt ist und im Liegenden besonders an der E-Seite Phyllit auftritt, weil ferner hier die Serie stark durch breite, phyllitische Zwischenschaltungen aufgelockert ist, war kein Anlaß zur Bildung einer Härtestufe an der Talmündung gegeben. Auch liegt die Schuppenzone fast 1 km von der Mündung taleinwärts, wo sich der Stau durch die rechtwinkelige Einmündung des Stubachgletschers in den Salzachgletscher nicht mehr so auswirkte. Die morphologische Bedeutung der kalkig-quarzitischen Einschaltung äußert sich daher hauptsächlich im Auftreten steiler Felswände in ihrem Bereich, die das schöne Trogprofil dieser Talstrecke bedingen (Prof. 6). Das große Sohlengefälle des Stubachgletschers ($23\%_{00}$) zwischen Sturmbach-Salzachtal hat die Glazialerosion begünstigt, die im weichen Phyllit N der Schuppenzone erfolgreich wirken und einen breiten Mündungstrichter ausräumen konnte.

V. Rückblick und Vergleich mit den Verhältnissen im Kaprunertal

Das Stubachtal ist ähnlich wie das benachbarte Kaprunertal durch seinen ausgesprochenen Stufenbau gekennzeichnet, weshalb auch hier eine große Kraftwerksgruppe errichtet wurde. Diese Stufung äußert sich sowohl im Längsprofil des Tales als auch in der Stockwerksgliederung der Gipfelflur.

An der E-Talseite steigen die Gipfel von 2050 m (Flachbühel) in den Vorbergen auf 2708 m (Hackbrettl) in Staffeln von annähernd 200 m an. Dann erfolgt ein plötzlicher Aufschwung von fast 300 m zum Maurerkogl (2995 m), worauf bis zum Kitzsteinhorn (3203 m) und vom Hocheiser (3206 m) bis zum Johannisberg (3460 m) und Eiskögele (3434 m) am Tauernhauptkamm die Staffeln wieder 200 m hoch sind. Ähnliche Verhältnisse liegen an der W-Talseite vor, nur dringen hier Höhen von 3000 m nicht so weit nach N vor. Die größeren Talwegstufen vom Grünsee talauswärts korrespondieren recht auffällig mit den Gefällsbrüchen der Gipfelflur, weshalb anzunehmen ist, daß bei ihrer Bildung auch die phasenhafte Heraushebung des Gebirgskörpers eine wichtige Rolle spielte; dies umsomehr, als die festen Gesteinszüge, in denen einige der Talwegstufen liegen, nicht immer bis in höhere tektonische Horizonte durchgreifen, sondern das widerständige Material erst im Zuge der Tiefenerosion entblößt wurde. Das gilt z. B. von der Stufe zwischen Enzinger-Wiegenboden, wo die Serpentinlinse auf die Granatspitzhülle beschränkt ist, und nicht in die Riffeldecke hineinreicht. Die Gefällsbrüche sind nun allerdings im Laufe der Zeit auch in festem Gestein ein Stück hinaufgewandert, so daß sie nicht mehr an der

Grenze dieses Materials gegen weicherer liegen, aber ein völliger Ausgleich der Gefällskurve wurde durch die Wirkung petrographischer Faktoren, durch die stufenbildende Kraft der Glazialerosion und durch Wiederbelebung der Hebung verhindert.

Diese mehrphasige Aufwölbung der Hohen Tauern griff immer weiter nach N aus und erfolgte gleichzeitig mit der Einwalmung des Salzachtales. Hinweise auf die wachsende Phase der Hebung sind die Tatsachen, daß die Höhe der Mündungsstufen der Seitentäler im allgemeinen talaus zunimmt, daß die Schwemmkegel von der Schneiderau N-wärts immer stärker gegliedert werden und der präglaziale Talboden und das Flachkarniveau im äußeren Stubachtal eine Aufbiegung aufweisen. Die Stubache mußte sich bei jeder Hebungsphase der veränderten Erosionsbasis anpassen, wodurch eine Reihe von ineinandergeschachtelten Eintiefungsfolgen entstanden, deren Scheitel aufwärts wanderten.

In den Seitentälern liegen unterschiedliche Verhältnisse vor. Im Ödbachtal sind die Stufen in einheitlichem Zentralgneis bis zum Talschluß aufwärts gewandert, im nahe beachbarten Guggernbachtal aber blieben sie in einer differenzierten Gesteinsfolge als Talwegstufen erhalten.

Die präglazialen Talbodenreste liegen im Stubachtal um etwa 100 m, das jungpliozäne Hochtalsystem um einige 100 m höher als im Kaprunertal. Folglich muß im Gebiet des Granatspitzkernes ein sehr intensives Hebungsgebiet vorliegen, was schon der Umstand zeigt, daß hier die beiden Schieferhüllen auf weiten Räumen abgetragen wurden und der Zentralgneis zum Vorschein kam. Je älter die Talgeneration, desto stärker der Aufbiegungsgrad. Das Flachkarniveau, das auf glazial umgestaltete Mulden der Raxlandschaft zurückgeht, die in ihrer Entstehung mindestens noch ins Altpliozen hineinreichen, ist im Kaprunertal auch in den obersten Bereichen noch gut vertreten, wurde jedoch im Stubachtal nahe dem Tauernhauptkamm so gut wie ganz aufgezehrt. Nur an der Hoch Fürleg (2943 m) hat sich vielleicht ein größerer Rest in 2900 m als Ebenheit erhalten. Durch die intensive, lang andauernde Hebung sind im Gebiet des Ödenwinkels, des Riffel- und Schwarzkarl Kees die Hochtalenden bis über 2900 m hinaufgewandert und haben das dort etwa vorhanden gewesene Flachkarniveau zerstört.

Ein wichtiger Faktor bei der Stufenbildung war aber auch die Glazialerosion. Wie das bewegte Eis im einheitlichen Zentralgneisgebiet das rhythmische Phänomen der Rundhöcker erzeugte, so entstand im Stubachtallängsprofil als Ausdrück der spezifischen Mechanik der Gletscherbewegung mit ihren konkaven Stromlinien eine ebenfalls rhythmische Abfolge von Becken und Schwellen (TH. PIPPAN, [33, 34]). Im Unterschied zum Kaprunertal fällt aber auf, daß hier nicht eine geringe Zahl großräumiger Becken vorliegt. Vielmehr gibt es eine Abfolge meist kleiner Konfluenzbecken, deren Schwelle nicht immer in festerem Gestein liegt als das Becken selbst (Wiegenboden). Da die einmündenden Seitengletscher meist nicht allzu mächtig waren, sind die Becken viel kleiner als im Kaprunertal. Im Zentralgneisgebiet, wo auf weiten Räumen sehr einheitliche petrographische Verhältnisse bestehen, tritt der die Glazialerosion differenzierende lithologische Unstetigkeitsfaktor, der die Entstehung hoher Schwellen vorzeichnen kann (Höhenburg im Kaprunertal), ganz zurück. In der Granatspitzhülle und Riffel Decke hingegen herrscht ein so lebhafter Wechsel verschieden fester Gesteine, daß großräumige Becken nicht entstehen konnten, sondern Talengen und Weitungen in kurzen Abständen wechseln. Mit dieser durch petrographische Faktoren differenzierten glazialen und fluviatilen Erosion interferieren in höchst komplizierter Weise die Impulse zur Stufenbildung, die von

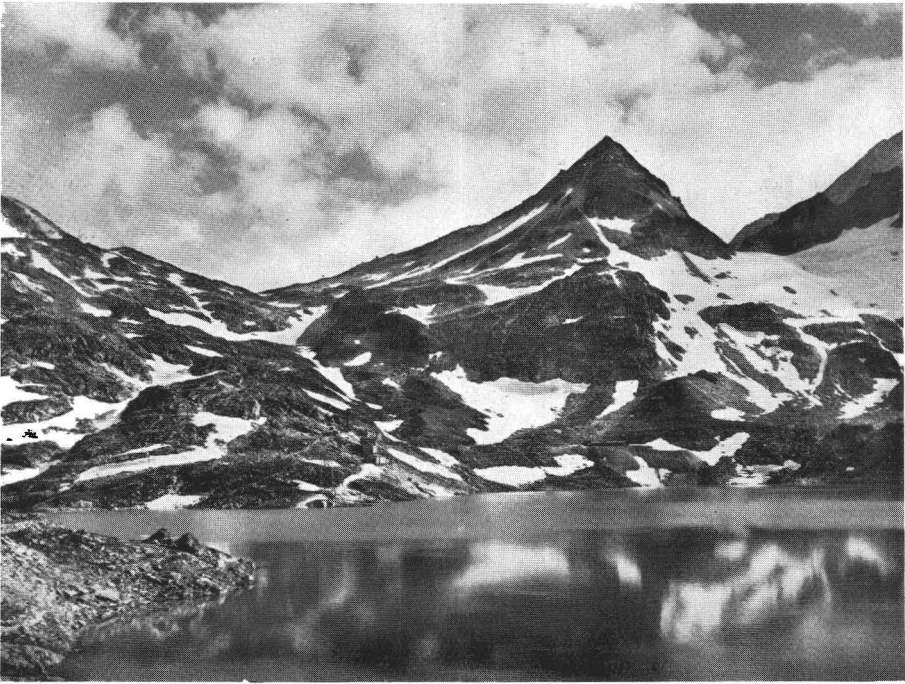


Bild 1. Das Becken des Weißsees in der glazial geschliffenen Zentralgneislandschaft. Am li Bildrand im Hintergr. der Madelskopf, re die breite Einsattelung des Kaiser Tauern (2518). Im mittl. Hintergr. die glatt geformte Gipfelpyramide des Tauernkogels. Re führt ein zackiger Grat im stärker geschieferten Zentralgneis über den Rotkogel gegen die Granatspitze. Am N-Abfall des Tauernkogels gegen den Weißsee ein gletschererfülltes Talende mit verflachter Vorderkante in 2400 m.



Bild 2. Blick von der Weißseebahn über das große Sonnblickkees zur Granatspitze im li und durch die flache Eisscheide der Granatscharte (2974) davon getrennt zum Sonnblick im re Hintergrund. Beide Gipfel haben gesägt Grate im stärker geschieferten Zentralgneis. Im Vordergrund fallen steile Trogwände von der präglazialen Fläche in 2200—2300 m zum Weissenbachtal ab. Li vorne der Zentralgneis im Stadium des Blockzerfalls.



Bild 3. Blick ins Ödwinkeltal. Vom Johannisberg im li Hintergrund führt ein zackiger Grat zur scharfen Pyramide des Eiskögele in der Riffel Decke und zum Hohen Kasten nahe dem re Bildrand in stärker geschiefertem Zentralgneis. Zum Ödwinkelgletscher senken sich vielfach gestufte Wände im aplitisch injizierten Zweiglimmerschiefer der Riffel Decke. Der Gletscher erfüllt das Hochtalende im Hintergrund und darunter das präglaziale Talende im Mittelgrund. Im Vordergrund ist der flache S-Abfall des Ht. Schafbichl mit reicher Blockbedeckung.



Bild 4. Mündungstrichter des äußeren Stubachtales. Re im Mittelgrund Trogwand in der ostalp. Schuppenzone des Enzingerwaldes. Zwischen diesem und dem Querkamm des Brandeck in den grünen Gesteinen sind die Ebenheiten in 1300 m bei der Seiwald Alm. Im Hintergrund der bes. schroffe W-Kamm des Guggernbachtals in grünen Gesteinen und der E-Kamm, wo auch Gneise auftreten. Die Hängetalmündungen von Scheiter-, Sturm- und Guggernbach sind deutlich sichtbar. Im Vordergrund die breite Senkenzone des Oberpinzgaus mit Uttendorf auf dem Schwemmkegel des gleichnamigen Baches.

der phasenhaften Gebirgshebung ausgehen, so daß sich eine kleinräumige Gliederung des Tallängsprofils ergibt. Es fehlen breite, geschlossene Zonen festen Gesteins, die im Anschluß an Areale wenig widerständigen Materials das Tal queren, wie dies im Kaprunertal der Fall ist, an die dort schon präglazial oder noch früher die Bildung von Gefällsteilen anknüpfen konnte. Auch vermißt man im Stubachtal anscheinend, wie die ziemlich gleichmäßige Staffelung der Gipflerflur zeigt, breite Zonen lang andauernder, quer zum Tal gerichteter Aufwölbung größten Stils wie im Kaprunertal an der Wasserfallstufe. Im Stubachtal lag der Bereich intensivster Heraushebung im Umkreis des Tauernhauptkammes. Auf dem Talweg entstand daher keine einzige so hohe und geschlossene Stufe wie im Kaprunertal. Die Unterschiede in der Formenentwicklung der beiden Täler zeigen uns, daß es nicht möglich ist, sie auf schematische Weise zu deuten, sondern daß für jedes Tauerntal Einzeluntersuchungen notwendig sind.

Literaturhinweise

1. BISTRITSCHAN K.: Die Geologie des Stollens Schneiderau—Wirtenbach im Stubachtal. Kober Festschr., Wien 1953.
2. BRAUMÜLLER E. u. PREY S.: Zur Tektonik der mittleren Hohen Tauern. Ber. d. Reichsamtes f. Bodforsch., Zweigst. Wien, 1943.
3. CLAR E.: Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. Verhdlg. Geol. Bundesanst. Wien, H. 1, 1953.
4. CORNELIUS H. P.: Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im Stubach- und Kaprunertal (Glocknergruppe). Verhdlg. Geol. Bundesanst. Wien, 1930.
5. — Zweiter Bericht über geologische Aufnahmen in der nördlichen Glocknergruppe. Verhdlg. Geol. Bundesanst. Wien, 1931.
6. — Dritter Bericht über geologische Aufnahmen im Glocknergebiet. Verhdlg. Geol. Bundesanst. Wien, 1932.
7. — u. CLAR E.: Vierter Vorbericht über geologische Aufnahmen in der Glocknergruppe. Verhdlg. Geol. Bundesanst. Wien, 1933.
8. — Bericht über Revisionen auf Blatt Kitzbühel-Zell am See sowie Anschlußbegehungen auf Blatt Großglockner. Verhdlg. Geol. Bundesanst. Wien, 1934.
9. — u. CLAR E.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Großglocknergebietes. Verhdlg. Geol. Bundesanst. Wien, 1935.
10. — Bericht über außerplanmäßige Aufnahmen auf Blatt Großglockner. Verhdlg. Geol. Bundesanst. Wien, 1935.
11. — Zur Geologie von Lützelstübach, Hohe Tauern (Vorläufige Mitteilung). Verhdlg. Geol. Bundesanst. Wien, 1935.
12. — Bericht über Aufnahmen (1938) auf Blatt Großglockner sowie auf den Nachbarblättern Zell am See, Kitzbühel und Hofgastein. Verhdlg. d. Reichst. f. Bodforsch., Zweigst. Wien, 1939.
13. — u. CLAR E.: Geologie des Großglocknergebietes. 1. T. Wien 1939.
14. — Grundzüge der allgemeinen Geologie. Wien 1953.
15. DEL NEGRO W.: Geologie von Salzburg. Innsbruck 1950.
16. EXNER CHR.: Geologische Probleme der Hohen Tauern. Verhdlg. d. Geol. Bundesanst. Wien, Sonderheft C, 1952.
17. FISCHER H.: Beitrag zur Geologie des Tauernnordrandes zwischen Stubach- und Habachtal. Diss. d. Geol. Inst. d. Univ. Wien, 1948.
18. FRASL G.: Geologische Aufnahmen 1955 auf Blatt Großglockner (153). Verhdlg. Geol. Bundesanst. Wien, 1956.
19. HAMMER W.: Aufnahmebericht über Blatt Kitzbühel-Zell am See. Verhdlg. Geol. Bundesanst. Wien, 1933.
20. — Aufnahmebericht über Blatt Kitzbühel-Zell am See. Verhdlg. Geol. Bundesanst. Wien, 1934.
21. — Bemerkungen zu Blatt Kitzbühel-Zell am See der geol. Spezialkarte 1:75.000. Verhdlg. Geol. Bundesanst. Wien, 1937.
22. — Beiträge zur Tektonik des Oberpinzgau und der Kitzbühler Alpen. Verhdlg. Geol. Bundesanst. Wien, 1938.
23. HOLZER H.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Stubach- und Dittelsbachtal. Mitt. d. Gesellsch. d. Geologie- und Bergbaustud. in Wien, 1949.
24. — Aufnahmen 1952 auf Blatt Großglockner (153). Verhdlg. Geol. Bundesanst. Wien, 1953.
25. — Über die phyllitischen Gesteine des Pinzgau. Verhdlg. Geol. Bundesanst. Wien, 1953.
26. KINZL H.: Formenkundliche Beobachtungen im Vorfeld der Alpengletscher. Veröff. Mus. Ferd. 26, Innsbruck, 1949.
27. KLEBELSBERG R. v.: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Wien 1948/49.
28. KÖLBL L.: Die Tektonik der Granatspitzgruppe in den Hohen Tauern. Sitzber. Ak. Wiss. Wien, 133, 1924.
29. — Zur Tektonik des mittleren Abschnittes der Hohen Tauern. Ztbl. f. Min., Geol. u. Pal., Stuttgart, 1924.
30. — Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Mittersill und Kaprun. Anzg. Ak. Wiss. 69, Wien, 1932.
31. PENCK A. u. BRÜCKNER E.: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909.
32. PIPPAN TH.: Morphologische Untersuchungen in den nördlichen Tauernältern. Mitt. Ges. f. Salzburger Landeskd., Salzburg, 1948/49.
33. — Das Kaprunertal. Morphologische Untersuchungen unter besonderer Berücksichtigung der Stufenbildung. Mitt. Ges. f. Salzburger Landeskd., Salzburg, 1952.
34. — Neue morphologische Untersuchungen im Kaprunertale, dem klassischen Beispiel der Becken- und Riegelbildung in den Tauernältern. Tirage à part des Actes du IV Congrès pour l'Étude du Quaternaire (Inqna), Rome-Pise 1953.
35. SEEFELDNER E.: Die alten Landoberflächen der Salzburger Alpen. Ztschr. f. Geom. VIII, 1933.
36. SÖLCH J.: Fluß- und Eiswerk in den Alpen zwischen Ötztal und St. Gotthard. Pet. Mitt. Erg. 219, Heidelberg, 1935.
37. SPREITZER H.: Die Piedmonttreppe in der regionalen Geomorphologie. Erdkde. Bd. V. Bonn, 1951.