© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien
49. Band, 1956

S. 257—314, mit 12 Karten- und Profiltafeln

Zur Glazialgeologie des Oetztales und seiner Umgebung

Von Walter Senarclens-Grancy, Graz.

(Mit 12 Karten- und Profiltafeln, meist im Maßstab 1:25.000.)

Inhalt:

I. Einleitung; technisch bemerkenswerte Zonen 257
II. Gegenwärtige Vergletscherung 260
III. Rezente Gletscher und Firnflecken und ihre Spuren 261
IV. Jüngere frührezente Stadien, Fernaustadien 263
V. Ältere frührezente Stadien, Hallstätter- und Larstigmoränen 264
VI. Schneegrenze der rezenten und frührezenten Gletschervorstöße 266
VII. Spuren der rezent-frührezenten Stadien und Interstadien in der Wald-, Moor- und Pollenforschung; die jüngere und ältere warme Postglazialzeit 267
VIII. Egesen-, Daun- und Gschnitz- oder jungstadiale Moränen der Stubaier Kare und Hochtäler 271
IX. Egesen-, Daun- und Gschnitz- oder jungstadiale Moränen des Geigenkammes sowie des Pitz- und Kaunsertales 278
X. Egesen-, Daun- und Gschnitz- oder jungstadiale Moränen des Venter-, Gurgler- und Ötztales 280
XI. Eck-, Schlern- (und Steinach-) oder Mittelstadien des mittleren und nördlichen Ötztales 284
XII. Bergsturz von Köfels und Spätglazial; ältere Ötztaler Schotter 290
XIII. Schneegrenzen der spätglazialen Stadien 297
XIV. Zur Frage: Spätglazial-Schlußvereisung; zu den Eisrandterrassen. 301
Spätglazial-Übersicht und Ötztal 305
Ergänzungen 308
Literatur 310

I. Einleitung.

Vorstoßende, haltende und schwindende Gletscher sind teils in klarer Weise von Klima und Gelände abhängig, teils sind sie aber auch öfter eigenartig „eigenwillig". Das System ihrer zwischen der Würmeiszeit und der Gegenwart gebildeten Spuren versuchte man in jahrzehntelanger Bemühung zu erstellen. Aber immer wieder fanden sich neue Spuren neuer Halte oder Vorstöße, wurden neue Namen geprägt und nahmen auch gegensätzliche Meinungen über die neuen Beispiele und ihre Deutung zu.

Das Ötztal besitzt in seinen Seitentälern und in seiner Nachbarschaft zahlreiche Spuren kleiner und mittelgroßer junger und älterer Gletscher unter den heutigen Gletschern; das Haupttal der Ötzache ist aber auch der

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

für große Talgletscher des Spätglazial am meisten begünstigte Raum der österreichischen Ostalpen. Konnte hier eine Gliederung der Gletscherspuren ermittelt werden, welche die mannigfachen Spuren der Klein- und Großvergletscherung umfaßte und erklärte? Dieser u. a. Fragen wegen wurden das Ötztal und einige seiner Seitentäler in dreimonatiger Geländeuntersuchung 1951—1954 glazialgeologisch aufgenommen. Die nun vorgelegten Arbeiten waren nur durch vielseitige Hilfe möglich. Mein aufrichtiger und tiefer Dank gilt daher:

dem ehemaligen Deutschen und Österreichischen Alpenverein, dessen Beihilfen mir 1930—1942 Vorstudien in den Osttiroler und Stubaier Alpen sowie in der Mieminger Kette und in den östlichen Tauern ermöglichten;

der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien, mit deren namhaften Subventionen die Geländestudien 1952—1954 durchgeführt wurden;

dem Österreichischen Ministerium für Verkehr und verstaatlichte Betriebe, Wien, das 1956 die bedeutenden Mittel für den Druck der 12 Tafeln zur Verfügung stellte;

dem Österreichischen Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Wien, für die Auswertungsmöglichkeit sehr zahlreicher Luftbilder;

Herrn Dipl.-Ing. Reg. Baumeister a. D. H. Link, Frankfurt, für die freundliche Mitteilung überaus interessanter Schurfergebnisse im Ötztal und am Riffelsee;

dem Hauptausschuß des Österr. Alpenvereines, Innsbruck, der mir für diese Studien Doppelserien der einschlägigen Karten zur Verfügung stellte;

der Kartographischen Anstalt Freytag-Berndt und Artaria, Wien, die mir vor dem Erscheinen des Bl. Kaunergrat-Geigenkamm die Isohypsenblätter übersandte;

Herrn Hofrat Univ.-Prof. Dr. Dipl.-Ing. J. Stini, Wien, und Herrn Dr. Dipl.-Ing. L. Müller, Salzburg, für die Einsichtermöglichung in die ungemein wertvollen und umfangreichen Schurfdaten der geplanten Sperren am Köfelser Bergsturz und S Huben;

Herrn Assistenten Dr. H. Heuberger, Innsbruck, für die freundliche Mitteilung sehr wertvoller Beobachtungen lichenometrischer Art aus seinem Arbeitsgebiet;

den Herren Univ.-Prof. Dr. R. v. Klebelsberg und Univ.-Prof. Dr. H. Gams, beide Innsbruck, ferner Herrn Univ.-Prof. Dr. O. Holtedahl, Oslo, für mannigfaltige Beratung;

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

den Herren Dr. O. Schmidegg und Dr. W. Heißel, beide Geolog. B. A. Wien, für die liebenswürdige Auskunft betr. Erratikum vom Vernagtferner bzw. für die Stellungnahme zum Bimsstein von Köfels;

Herrn Direktor Dipl.-Ing. Dr. G. Markt (Studiengesellschaft Westtirol), Innsbruck, für die Übersendung von Schurfdaten und sehr wertvoller die Wasserkräfte des Ötztales und ihren Ausbau betreffender Literatur;

der Akademischen Druck- und Verlagsanstalt sowie der Lichtpausanstalt Bauer, beide in Graz, für die äußerst entgegenkommende Behandlung der Druck- und Lichtpausarbeiten;

dem Geologisch-palaeontologischen, Botanischen und dem Geographischen Institut der Universität Graz sowie der Allgemeinen und der Akademischen Sektion des Österreichischen Alpenvereines und der Steirischen Landesbibliothek Graz für die langfristige Ausleihung wertvollsten Literatur- und Kartenmateriales;

Frau G. Bauer-Obersteiner, Graz, für Einblick in ihre ausgezeichnete unveröffentlichte Manuskriptstudie über den Kaunergrat;

Herrn Kollegen Prof. Dr. Karpf, Graz, für sehr wesentliche Literaturhinweise und, nicht zuletzt, der herzlichen Gastfreundschaft der Bergbauern des Ötztales und seiner Nachbarschaft.

Da das Untersuchungsgebiet weit über 1000 km² umfaßt, enthalten die Tafeln noch zahlreiche Lücken und Fehler. Auf einige von ihnen wird u. a. im folgenden hingewiesen; für die Übermittlung von Verbesserungen und Ergänzungen bin ich aufrichtig dankbar. — Das ca. 100 Seiten umfassende Manuskript mußte auf ca. 1/2 gekürzt werden. Auf Einzelbeschreibung zahlreicher Moränen ist verzichtet, besonders dort, wo die Tafeln wichtiges auch textlos darstellen können. Die sehr umfangreiche Literatur ist nur äußerst knapp gestreift; Eigenarbeiten des Verfassers sind kürzehalber meist nur mit Jahreszahlen vermerkt.

Umfassende kritische Würdigung der älteren Literatur bieten bereits: O. Reithofer 1932, R. v. Klebelsberg 1935, 1948/1949 a) 1951, O. Ampferer 1939 a) b) H. Ascher 1952; auch W. Heißels Studie 1954 enthält zahlreiche bis in das Ötztal geltende Hinweise. Vorzügliche Übersichten der zahlreichen Moränenvorkommen gaben W. Hammer 1929, J. Ladurner und W. Heißel 1932.

Die Umgrenzung des Gebietes ergibt sich aus den Übersichten Tafel 2 und Tafel 8. Kartengrundlagen: Die Alpenvereinskarten Bl. Sellrain, Hochstubai, Gurgl, Weißkugel-Wildspitze, Kaunergrat-Geigenkamm; einschlägige ältere und neuere Meßtischblätter bzw. Österreichische Karten — sämtliche i. M. 1:25.000. Die geologischen Karten sind der Literatur beigefügt.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Als in technischer Hinsicht bemerkenswerte Zonen sind hier kurz hervorzuheben:

1. Die mit senkrechten engen Schraffen markierten Flächen der rezenten Vergletscherung und Verfirnung. Hier liegen Gebiete vor, in welchen Gletscher möglicherweise in den nächsten Jahren oder Jahrzehnten wieder vorstoßen können. Die maximale Eisbewegung im Tag hat am Vernagtferner bis 12 m betragen (S Finsterwalder 1897, E. Richter 1888). Talwärts nicht von Moräne gerandete oder kleinere Schraffenflächen gelten der Ausbreitung der rezenten Verfirnung. Bei kommenden feuchtkühlen Klimaschwankungen ist hier mit ca. 5—20 m mächtigem übersommerndem Firn, mit mäßigen Drucken und Durchfeuchtung zu rechnen.

2. Die meist nahe talab vor 1. liegenden Zonen, deren Moränenwälle meist mit fr = frührezent umrissen sind: Zonen der jüngeren (fr_2) oder älteren (fr_1) frührezenten Vergletscherung. Hier sind Gefahrengebiete, die fast wie 1. zu werten sind, nur die Wahrscheinlichkeit des weiteren Vorstoßes — über 1. hinaus — ist etwas geringer. In Hochmulden ohne fr-Moräne, jedoch in gleicher Höhenlage mit benachbarten frührezenten Moränen, ist bei größeren Gletschervorstößen mit mächtiger übersommernder Verfirnung meist zu rechnen.

3. Am Gurglerferner und besonders am Vernagtferner pflegt der Gletschervorstoß meist Eisseen zu stauen; sie erzeugten im Venter- und Ötztal mehrfach Katastrophen. Über bisherige und vorgeschlagene vorbeugende Arbeiten siehe S. Finsterwalder 1897.

4. In den mit —..— und —.— bezeichneten Gebieten treten tektonische Störungszonen (mit Mylonit oder Ruscheln) und Absitzungen auf. — Die letzteren scheinen meist beruhigt, doch empfiehlt sich besonders in feuchten Jahren hier zu messen, ob sich erweiternde Klüfte weitere Absitzungen oder Abstürze u. ä. anzeigen.

II. Gegenwärtige Vergletscherung.

Für die nach G. MARKT 1950 noch rund 167 km² umspannende Vergletscherung sind charakteristisch: 1. Etwa 400 bis 460 kleine, mittlere und größere Gletscher; die maximalen Längen der größten Tal- oder Zungengletscher betragen am Hintereis-, Gurgler- und Gepatschferner noch 8—9 km (Horizontalangabe), die Eisdicken erreichen nach O. FÖRTSCH und H. VIDAL 1956 sowie nach R. FINSTERWALDER 1951 200—300 m. 2. Die nach den Methoden von E. RICHTER 1888, E. BRÜCKNER 1887, H. v. HÖFER 1879 geschätzte Schneegrenze der Jahre 1950—1956 (kurz 1950er-Schneegrenze) liegt am Nordrand der Stubaier und Ötztaler Alpen bei ca. 2900—2950 m, sie steigt gegen den Ötztaler Hauptkamm bis ca. 3200 m Höhe an

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

(vgl. auch: R. v. KLEBELSBERG 1939/46). 3. Diese Schneegrenze gilt für kleine und kleinste Gletscher; für die größeren Talgletscher gilt sie nur dann, wenn die Volumsverminderungen letzter Jahre miterfaßt werden. Werden nur die Flächenausmaße berücksichtigt, etwa mit der Methode N.: Z. = 3:1, dann liegt die 1950er-Schneegrenze bis 340 m tiefer. 4. Die Firngrenze erreichte 1947—1952 nach H. TOLLNER 1952 und R. v. KLEBELSBERG 1953 vorübergehend fast 3800 m Höhe.

III. Rezente Gletscher, Firnflecken und ihre Spuren.

Mit H. KINZL 1929 werden als rezent die Gletschervorstöße und Verfirnungen der Jahre 1920, 1890, 1850 und 1820 bezeichnet, ebenso die zugehörigen Moränen und die einheitlicheren Firnspuren. Beide sind u. a. durch einen gegenüber der Umgebung geringeren Pflanzenbewuchs gekennzeichnet; die an den älteren Moränen zunehmend reichlicher vorhandenen Pionierpflanzen haben bereits H. KINZL o. c., H. FRIEDEL 1939 und R. v. KLEBELSBERG 1949 a) beschrieben. Seit 1950 hat R. BESCHEL die meist gleichmäßig zunehmenden Wuchsgrößen der Flechten systematisch zur Altersdatierung der rezenten und nächstälteren Moränen herangezogen: Je nach der Höhenlage, Auslage, örtlichen Schneebedeckung, Trockenheit oder Durchfeuchtung, auch abhängig vom Gesteinsmaterial, sind hier Durchmesser meßbar, die von wenigen mm bis etwa 7 cm ansteigen, zugleich können bei 1850er-Moränenblöcken bis 50% der Fläche flechtenbedeckt sein. Im Rötenkarle S Nörderkogel (P. 3163) wurde auf den bis „2640—2620" herabreichenden 1850er-Moränen an der Landkartenflechte *(Rhizocarpon geographicum)* ein Durchmesser von 1—3 cm gemessen, in gutem Einklang mit gleich hohen von R. BESCHEL und H. HEUBERGER 1957 untersuchten anderen Moränen dieser und benachbarter Alpengruppen.

An sich wie auch als Vergleichsbasis mit den Gletschergrößen des Spätglazial von Interesse sind Vergleiche der (horizontalen) Längen um 1850 zu den entsprechenden Längen von 1950—1956. An dem um 1850 25.000 m langen Aletschgletscher ist dieses Verhältnis 1,04:1, an dem um 1850 15.000 m langen Unteraargletscher 1,07:1; die größten Tal- und Zungengletscher der Ötztaler und Stubaier Alpen besaßen um 1850 Längen von 10.200 bis 5570 m, die Längenverhältnisse sind hier 1,14:1 bis 1,42:1. Bei den kleineren Gletschern und Eisfeldern von ca. 4000 bis 200 m Länge (um 1850) verschieben sich diese Längenverhältnisse von 1,7:1 bis 2:1, 3:1 und 4:1, sofern die Eisreste nicht völlig ausaperten. Naturgemäß erfassen, wie schon R. v. KLEBELSBERG 1948 vermerkt, die Längen nur einen Teil des Eisschwundes, auch die Arealverminderung und der Volumsschwund sind wesentlich [vgl. S. MORAWETZ 1941 b), V. PASCHINGER 1948]. Doch sind im Kartenbild die Längenunterschiede auffallendst und

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

schnell erfaßbar. Die Begründung der obigen Größen- oder auch nur der Längenverhältnisse liegt darin, daß bei dünnen Kleingletschern schon ein geringes Niederschmelzen der Oberfläche ein starkes Rückweichen der Fläche und Länge erzwingen muß, während Groß- oder Talgletscher meist erst nach vieljährigem Schwund der Eisdicke ihrer Zunge mit dem schnellen Rückweichen der Fläche und Länge beginnen. Außerdem erzeugen große Gletscher nach V. PASCHINGER 1948 und H. TOLLNER 1952, 1954 ein örtliches besonderes den Gletscher erhaltendes Klima.

Der Vernagtferner war um 1850 etwa 7470—7610 m lang (der erste Betrag in der Horizontalen, der zweite gemäß der Talneigung gemessen), er zählte damals zu den größeren Gletschern (vgl. E. RICHTER 1888, S. FINSTERWALDER 1897, R. v. KLEBELSBERG 1935). Da dieser Gletscher heute nur mehr 3850—3900 m mißt, ist das Verhältnis etwa 2 : 1, somit etwa wie bei den Kleingletschern von 3000—1000 m Länge um 1850. Die besondere Länge oder Vorstoßweite der 1850er-Jahre ist durch die sammlungsgünstige Trichterform des Hochvernagtferners, durch die hochsohlige Einmündung des Guslarferners und durch die staubedingte Hebung weiter Gletscherflächen über die gesenkte 1850er-Schneegrenze verursacht (H. KINZL 1929; „Halbkargletscher"). Der um 1845—1848 gestaute Eissee war über 1200 m lang, etwa 260 m breit und bis 90 m tief; seine Wässer durchbrachen die hammerförmige Eiszunge mehrfach und zum Teil verheerend (S. FINSTERWALDER 1897).

Die 1820er-Moränen sind nach H. KINZL 1929 meist unzusammenhängend, nur 1—2 m mächtig, rasenbedeckt, die Grobblöcke tragen reichlich Moos und Flechten, doch ist an Feinmoränen wie an Blöcken der Bewuchs merklich geringer als im Vorgelände. Nach R. BESCHEL (1950—1957) kann die Blockfläche bis zu 80 % flechtenbedeckt sein, die Flechten können bis 21 cm Durchmesser haben, ihre Individuen können sich bereits berühren oder verzahnen. Der nach H. KINZL o. c. in den Westalpen meist maximale 1820er-Vorstoß war nach diesem Autor in den Ötztaler Alpen meist gleich lang oder kürzer als der 1850er-Vorstoß; jedoch unter dem Lisenser-, Fallendebach-, Schwarzenberg-, Sulztal-, Alpeiner-, Bergglas-, Daunkogel-, Grünau- und Sulzenauferner vermutet H. KINZL vor den 1850er-Moränen auch noch 1820er-Wälle, unter dem Taufkar-, Niederjoch-, Diem-, Spiegel-, Gurgler- und Gaisbergferner ist die Datierung 1820 oder älter noch offengelassen. Der Vernagtferner erreichte nach S. FINSTERWALDER 1897 das Rofental nur gerade noch mit schmaler Zunge.

Die mehr oder minder frischen Flächen der 1850er-Vergletscherung und Verfirnung wurden einheitlich mit senkrechten Schraffen zusammengefaßt. Die am Außen- und Unterrand der Schraffen gezeichneten Wall-Linien — meist mächtige Wälle, selten Doppelwälle — sind fast stets die Wälle

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

des 1850er-Vorstoßes, die etwas selteneren bergwärts folgenden Wälle kennzeichnen den 1890er-Halt oder -Vorstoß, die innersten gletschernahen häufigen Wälle (gelegentlich auch Doppelwälle) entstammen dem 1920er-Vorstoß. Die unmittelbar oder nahe vor den senkrechten Schraffen gezeichneten Wälle entstammen dem 1820er-Vorstoß oder sind bereits älter. Es wurde davon abgesehen, an allen Wällen die Jahreszahl des Vorstoßes zu vermerken, da nur selten von mir Flechtenmessungen durchgeführt werden konnten und da gerade diese Studien z. T. von R. BESCHEL vorgenommen wurden (1951, siehe darnach „1890" und „1920" am Vernagt- und Hintereisferner) oder noch von H. HEUBERGER besorgt werden.

Im Sinne H. KINZL's 1946/49 sind sicher die meisten Wälle weitaus eher Vorstoß- als Haltespuren. Weiters scheint es praktisch die Hauptwälle doch zugleich als Stadium zu bezeichnen, da auf den Vorstoß stets ein längeres oder kürzeres Verharren des Eisrandes auf enger Zone folgt. Anderseits empfiehlt es sich, die Bezeichnung Stadium auf die wesentlichsten und weitest verbreiteten Vorstöße und ihre Wälle zu beschränken. Die 1850er-Vorstöße und -Wälle sind in diesem Sinn als Stadium zu bezeichnen. Für die 1890er-Schwankung gilt dies weit weniger, hier scheint die Bezeichnung Unter- oder Substadium richtiger. Die 1920er-Schwankungen sind zwar markanter als die von 1890 (H. KINZL 1929), aber sie sind doch nicht so allgemein wie die von 1850. Nach R. v. KLEBELSBERG 1943, stießen um 1920 von 100% der gemessenen Gletscher nur 70—80% vor, fast 20% oder mehr zogen sich zurück oder verhielten; während der Roseggletscher in der Berninagruppe vorrückte, ging der benachbarte Morteratschgletscher gleichzeitig zurück. So sind die 1920er-Vorstöße eher Substadien als Stadien, wenn sie auch, wie H. HEUBERGER mir mitteilte, fallweise (am Weißseeferner) die 1890er-Moränen überfuhren. Die Gletschervorstöße der 1820er-Jahre dürften eher als Stadium zu bezeichnen sein, allerdings ohne gleichmäßige Allgemeinverbreitung. Auch die Gletschervorstöße des Spätglazial dürften teils Stadien, teils Substadien in diesem Sinn gewesen sein.

IV. Jüngere frührezente Stadien, Fernaustadien.

Unter dieser Bezeichnung hat H. KINZL 1929 vor allem die Vorstöße und Moränen der spätmittelalterlichen oder frühneuzeitlichen Klimaschwankungen der Jahre um 1772, 1680, 1644 und 1600 (—1595) zusammengefaßt. Beizuordnen sind hier die von S. FINSTERWALDER 1897 erwähnten feuchtkühlen Jahre 1625—1630, 1705—1715 (mit einem Stau eines Gurgler Eissees) und 1730—1745 (mit einem Anwachsen des Übeltalferners). Zumeist nach H. KINZL o. c. ist die Charakteristik dieser Moränen: An großen Talgletschern meist Feinschutt (wie bei den 1850er-Wällen), ge-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

legentlich gröbere Blöcke; unter den kleineren Kargletschern meist grobblockiger Bergsturzschutt (während die rezenten Wälle hier meist eher feinschuttig sind). An beiden Moränentypen ist der Bewuchs fast gleich der Umgebung. Jedoch R. BESCHEL's Flechtenmessung (1950—1957) erlaubt hier noch zu unterscheiden: In 2500—2700 m Höhe erreicht die Landkartenflechte an den 1770er-Moränen 4—5 cm, in 2260 m Höhe 7 cm, in 2000 m Höhe bis 10 cm Durchmesser; an den gleichhohen 1600er-Moränen erreicht dieselbe Flechte Durchmesser von etwa 10 bis maximal ca. 18,5 cm. Zwar ist die Flechtenbedeckung nun meist 100%ig, die Verzahnung der Individuen innig und die Grenze der Altersbestimmung ist hier schon nahezu erreicht — aber außerhalb der 1600er-Vorstöße können ältere Flechten bis 26 cm Durchmesser erreichen, damit heben sich die 1600er-Moränen klar von älteren Anschüttungen wie vom Vorgelände ab.

V. Ältere frührezente Stadien, Hallstätter- und Larstigmoränen.

Unter dieser Bezeichnung faßte H. KINZL 1929 die Egesenmoränen zusammen, die er als Rückzugsschwankungen des Daunstadiums bezeichnete. Er hat jedoch mit dieser Benamung o. c. S. 119 eine Annahme verknüpft: „Soviel sich heute übersehen läßt, schaltet sich zwischen Fernaumoräne und Daunstadium keine weitere Endmoräne ein." Diese Annahme ist heute nicht mehr aufrecht zu erhalten. Es schalten sich zwischen die Fernau- und Egesenstadien noch weitere Endmoränen ein, und es scheint zweckmäßig, die Bezeichnung älterfrührezent auf diese Moränen anzuwenden, soweit sie sicher oder einigermaßen begründbar älter als 1600 n. Chr. und jünger als die jüngsten Spätglazialmoränen sind.

So haben bereits 1953 E. ARNBERGER und E. WILTHUM gefolgert, daß die von H. KINZL 1929 als Egesen angesprochenen Blockwälle des Taubenkares (Dachsteingruppe) gemäß ihrer guten Erhaltung und Mehrphasigkeit eher jünger sein könnten als die warme Postglazialzeit. Für diese Ansicht der beiden Autoren spricht auch der nur 400—800 m betragende Horizontalabstand der Taubenkarwälle vor den 1850er-Moränen des Hallstätter Gletschers: Verglichen mit etwa gleichgroßen und gleichexponierten Gletschern der Zentralalpen müßte der Abstand Egesen-Rezentmoränen eher 2—5 km betragen. Sehr wahrscheinlich sehen E. ARNBERGER und E. WILTHUM mit Recht in der moor- und pollenkundlich nachgewiesenen feuchtkühlen Hallstattzeit die Ursache der Gletschervorstöße bis in das Taubenkar.

Nur mit Vorbehalt stufte V. PASCHINGER 1948 endnahe Uferwälle und Stauanschüttungen unter der Pasterze in das Egesenstadium ein; da aber an den Rand des zugehörigen Gletschers Moorbrocken des nach H. GAMS 1936 wärmezeitlichen Naßfeldmoores angelagert sind, kann es sich auch

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

hier nur um älterfrührezente Eisvorstöße nach dem Hauptteil des warmen Postglazial handeln.

Im Lisenser Längental liegen nach H. KINZL 1929 frührezente Moränen 400—550 m vor den 1850er-Wällen des Längentaler Ferners; der Autor bezeichnet sie o. c. als Fernaustände, damit als jüngerfrührezent, also von 1600 oder jünger. Nach Mitteilung H. HEUBERGER's, der hier die Flechten untersuchte, gilt dieses Alter aber nur für die inneren südlicheren Wälle, der nördlichste Hauptwall ist älter. 1954 hat H. HEUBERGER für derartige Moränen im Larstigtal die Bezeichnung Larstig-Vorstoß geprägt, auch er nimmt hierfür die Klimaschwankungen der Hallstattzeit als Ursache an — die Priorität älterer Benennung käme aber dem Hallstatt-Vorstoß E. ARNBERGER's und E. WILTHUM's zu. — Im Larstigtal selbst enden die oft eigenartig von den Talflanken her seitlich zur Talmitte hereindrängenden Larstigmoränen H. HEUBERGER's teils in 2500—2300 m, teils aber auch bei vorherrschender W- oder O-Auslage in 2200—2100 m Höhe. Für die höher gelegenen Larstigmoränen kommt man noch mit Schneegrenzsenkungen aus, die der 1850er-Schwankung nahe stehen; die tieferen Vorkommen fordern aber bereits Depressionen von 150—250 m unter die 1850er- oder 250—400 m unter die 1950er-Schneegrenze, damit kommen die Moränen aber dem spätglazialen Egesen und Daun recht nahe. Dasselbe gilt auch für die Wälle, die nach H. HEUBERGER und meinen Aufnahmen in den sonnseitigen Wurmes-, Mitter- und Gr.-Horlacher Steinkaren bis in etwa 2500—2300 m Höhe herabreichen.

Wie bei den jüngerfrührezenten Moränen, so herrscht auch bei den älterfrührezenten grobblockiger Bergsturzschutt vor; mehr noch als die jüngerfrührezenten Moränen sind die älterfrührezenten auf Kare beschränkt — die Blockmoränen von „2300" im Stubaier Längental und „2320" im Gleirschtal kann man wohl schon kleineren Tal- und Zungengletschern zuordnen, aber damit ist die Seltenheit solcher Vorkommen auch zugleich dargetan. Diese Eigenart des Auftretens und zugleich das seitliche Hereindrängen an manchen Vorkommen verweist teils auf vorangegangene Entgletscherung, teils auf sehr kurze feuchtkühle Klimaschwankungen (H. HEUBERGER 1954). Weiters ist den jünger- und älterfrührezenten Moränen eine auffallende Unregelmäßigkeit des Vorkommens gemeinsam, während die 1850er-Spuren allgemeinst sind. So sind zwar die Talgründe des Längen- und Gleirschtales mit diesen Aufschüttungen erfüllt, im benachbarten obersten Zwiselbachtal aber fehlen sie völlig; ebenso fehlen sie im Urfallgrübel (Langental S Ranalt), treten aber in den Karen des Kammes Mairspitze (P. 2781) — Urfallspitze (P. 2808) u. a. o. in der Nachbarschaft in ähnliche Höhe und Auslage ziemlich zahlreich auf. H. KINZL 1929 erklärt die Grobblockigkeit der frührezenten Moränen damit, daß die früh-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

rezenten Gletscher das in ihrem Vorgelände schon vorhandene Trümmerwerk zusammenschoben. Ebenso wahrscheinlich ist aber die Vorstellung, daß bei den frührezenten Klimaschwankungen weite Karflächen mit tief herabreichenden perennierendem Firn erfüllt wurden, daß die Firnmassen aber nur dort Eis wurden, wo sie Bergstürze überdeckten oder daß nur diejenigen kleinen Gletscher über das 1850er-Ausmaß vorstießen, die zufällig durch Bergstürze, Schuttgleitungen oder Lawinen mehr als ihre Nachbarn belastet waren.

Während an den 1600er-Moränen die Flechtenmessung noch Unterschiede gegenüber dem Vorgelände erkennen läßt, versagt sie, wie R. BESCHEL 1950 und 1957 betont, in gewisser Hinsicht an den älterfrührezenten Moränen, da diese genau so wie das Vorgelände flechtenverkrustet sind und da die viele Jahrhunderte alten Flechten derart miteinander verwachsen, daß sie sich in ihrem Wachstum überall hemmen und damit das Prinzip der Methode, der regelmäßig zunehmende Durchmesser, ausgeschaltet wird.

Aus den gleichen Gründen wie bei den rezenten Moränen konnte auch an den frührezenten Moränen die Unterscheidung in jünger- und älterfrührezent nicht einheitlich durchgeführt werden. Es wurde daher meist die Bezeichnung fr (= frührezent im allgemeinen) beigefügt; an einigen wenigen Vorkommen wurden die Jahresdaten nach R. BESCHEL (1950, 1957) oder nach H. HEUBERGER (1954 und spätere Mitteilungen) beigefügt oder es wurden mit fr_2 die jüngerfrührezenten oder Fernaumoränen, mit fr_1 die älterfrührezenten Moränen bezeichnet. Die von mir 1938 im S und SO der Ruderhofspitze (P. 3473) als frührezent (= Fernaustadien) bezeichneten, von R. BESCHEL 1957 als älter angesehenen Vorkommen sind nun demnach fr_1 = älterfrührezent (Hallstatt-Vorstöße, z. T. Larstig-Vorstöße).

Der sehr weiten Verbreitung wegen darf man die jünger- und älterfrührezenten Gletschervorstöße wohl eher als Stadien denn als Substadien bezeichnen. Allerdings weist eine gewisse Beschränkung auf die schuttreichsten Kare auf die besondere Kürze mindest der feuchtkühlen Hauptschwankungen hin.

VI. Schneegrenzen der rezenten und frührezenten Gletschervorstöße.

Zur Ermittlung wurden die Methoden von E. RICHTER 1888, H. v. HOFER 1879, E. BRÜCKNER und E. RICHTER 1888 und N. LICHTENECKER 1938 verwendet. Bei den Werten schattseitiger Gletscher wurden 100 m addiert, bei sonnseitigen Gletschern 100 m subtrahiert, um möglichst mittlere Werte zu erzielen. Die Methoden wurden meist kombiniert, jedoch bei Talgletschern die 3:Teilung, bei ungünstigen Kleingletschern E. RICHTER's Unterrand-Methode 1888, bei sehr schattigen Klein- oder Kar-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

gletschern H. v. HOFER's Methode (Mittelhöhe zwischen Umrahmung und Unterende) etwas bevorzugt.

Darnach lag die 1850er-Schneegrenze in den nördlichen Stubaier und Ötztaler Alpen bei 2600—2650 m, in den Bergen beiderseits des Längenfelder Beckens stieg sie bis 2700—2800 m, im Hochstubai bis 2750 m, stellenweise aber auch bis 3040 m, in den südlichen Ötztaler Alpen bis 2950—3050 m an. Ähnlich wie um 1950 schwanken auch um 1850 selbst bei Verwendung gleicher Methoden die Schneegrenzhöhen nahe benachbarter Hochflächen manchmal um Beträge bis zu 130 m und 230 m. Verursacht sind diese Unterschiede durch die langsame Veränderung der Flächen größerer Gletscher, das Fehlen der Erfassung des Windeinflusses und der Eismengen, durch das Anschmiegen der Schneegrenze an die Großwellen der Gipfel- und Karniveaus und bei der 3 : 1-Methode durch die Erhöhung der Eisoberfläche der vorstoßenden Zungen. Während N. LICHTENECKER 1938 eigenartig unsicher den Unterschied der damaligen und der 1850er-Schneegrenze teils mit 70—80 m, teils mit 200 m beziffert, sind derzeit, um und wenige Jahre vor wie nach 1950 die Unterschiede der 1850er- und 1950er-Schneegrenzen meist im Minimum mit 130—150 m, im Durchschnitt mit 150—200 m und im Maximum mit 250—300 m zu veranschlagen. S. MORAWETZ hat für die Stubaier Alpen bereits 1941 (a, b) als mittleren Unterschied der 1850er- und 1940er-Schneegrenzlagen 200 m ermittelt.

Die Schneegrenzsenkungen der frührezenten Vorstöße besaßen ein ähnliches Ausmaß oder sie waren fallweise noch etwas bedeutender aber kürzer.

VII. Spuren der rezent-frührezenten Stadien und Interstadien in der Wald-, Moor- und Pollenforschung, die jüngere und ältere warme Postglazialzeit.

Zwischen 1920 und 1890 hat die Schneegrenze zweifellos nicht die Hochlage der 1950er-Jahre erreicht, dasselbe gilt wohl auch für die etwas warmtrockene Klimaschwankung zwischen 1890 und 1850.

Auch die warmtrockene Schwankung zwischen 1850 und 1820 war anscheinend weit geringer als die von 1950, denn S. FINSTERWALDER teilt 1897 mit: „Noch hatte sich der (Vernagt-) Gletscher kaum bis zum Stand von 1817 zurückgezogen, als, 1840 der Rofenbauer ein Zunehmen des Guslarferners in den oberen Teilen konstatierte. Bald folgte der Hochvernagtferner..." (o. c. S. 9). Der Stand von 1817 aber ging nach der HAUSLAB'schen Karte vermutlich noch etwas tiefer herab als der von 1890. Allerdings konnten in der kurzen Zeit von etwa 10—20 Jahren nach dem 1820er-Vorstoß dünne kleine Eisfelder recht wohl verschwinden, während an der Vernagtgletscherzunge bedeutende Eismassen schmelzen mußten. Anderseits begann aber auch die Pasterze nach V. PASCHINGER (1948) bereits 1826 mit ihrem 1850er-Vorstoß.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Nach H. HANKE 1935 wurden die kleinen Gletscher N—NO der Thalleitspitze (P. 3408) erst zu Beginn des 19. Jahrhunderts gebildet, zuvor lagen im westlichen Teil der beiden Kare nur unbedeutende Firnlager — demnach könnte die Schneegrenze vor 1820 ähnlich hoch gelegen haben wie um 1900 oder sogar wie um 1950.

Zwischen dem 1720er-Vorstoß (mit dem Gurgler Eissee 1716—1724) und dem Vorstoß von 1677—1681 ist nach V. PASCHINGER 1948 eine kräftige Hebung der Schneegrenze in der Glocknergruppe sicher, da nach den Bergbaunachrichten die hochgelegenen und nach H. TOLLNER 1954 noch nicht ausgeaperten Pasterzengruben wieder in Betrieb waren. Es ist wahrscheinlich, daß diese Schneegrenzhebung das Ausmaß der 1950er-Jahre erreichte oder übertraf und daß diese Hebung auch in ähnlichem Maß in den Ötztaler und Stubaier Alpen stattfand. Nicht für alle Zeiträume zwischen jüngerfrührezenten oder Fernauvorstößen sind derartige Klimahinweise bekannt; doch weist die Seltenheit des Ausaperns der höchsten Bergwerke wie auch das Schwinden der höchsten Baum- und Waldbestände der Vorzeit eher darauf hin, daß nicht der 1950er-Hochstand, sondern nur etwa die Lagen von 1900 oder 1890 erreicht wurden. H. HANKE erwähnt 1935 (S. 201) den Bericht des Kuraten Trientl in der Gurgler Chronik 1860: „In früherer Zeit hat die Vegetation weiter hinaufgereicht als im Jahre 1858. Denn es wird von einem großen Zirbenwald berichtet, der auf der Großen Alpe (2200 m) stand und von dem man 1858 noch Reste fand.“ Da Stubben mehrere Jahrzehnte erhalten bleiben können, dürfte der volle Bestand dieses Zirbenwaldes vor oder spätest um 1600 n. Chr. anzusetzen sein.

Auch die Moor- und Pollenanalyse erlaubt keine genaue Einstufung der Fernauklimaschwankungen. Das schnelle pollenschützende Moorwachstum der hochgelegenen Moore endete nach R. v. SARNTHEIN (1936—1948) mit dem Ende der Tannen-Buchen-Zeit oder mit der frühesten Fichtenzeit (VIII a), etwa 500—400 v. Chr.; das folgende Klima der Fichtenzeit und des Föhrenanstieges (VIII a und VIII b) war den hochgelegenen Mooren ungünstig und setzte sie erosiver Zerstörung aus. Auch am tief (bei etwa 1200 m) gelegenen Krotenweiher und in den Sedimenten des Wild- und Achensees lassen sich nach R. v. SARNTHEIN 1940 nur die allgemeine Klimaveränderung moor- oder pollenkundlich ablesen, nicht aber einzelne feuchtkalte Schwankungen, die den jüngerfrührezenten Gletschervorstößen entsprechen könnten.

Etwa mit 1600 n. Chr. endet die „Zweite Wärmezeit“ (V. PASCHINGER 1948), „Mittelalterliche Wärmezeit“ (L. WEINBERGER 1948—1951) oder die „Jüngere Nachwärmezeit“ (H. GAMS 1937, F. FIRBAS 1949: Stufe X) in den Alpen. Wie H. KIENZL 1929, R. v. KLEBELSBERG 1935, 1949 a), V. PASCHINGER 1948 und L. WEINBERGER o. c. dargetan haben, lagen

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

nach den mittelalterlichen Bergwerkschroniken wie auch auf Grund von Funden von Baumstrünken, Kohleresten, abgestorbenen oder lebenden Vorposten von Almrosen die Pflanzengrenzen, die Arbeitsmöglichkeiten und damit auch die Schneegrenze um etwa 100—150 m höher als etwa um 1900, vielleicht lag sie gleich hoch wie um 1950 oder noch etwas höher (die Hochlage der 1950er-Jahre konnte sich ja zur Verschiebung der Pflanzengrenzen noch nicht auswirken). Im Gurglertal ist die Hochlage von Wald- und Schneegrenze durch Kurat TRIENTL's Zirbenwald in etwa 2200 m Höhe dargetan.

Vielleicht gab es auch in dieser Zeit und in diesem höher gehobenen Rahmen ähnliche Schwankungen wie zwischen 1600—1950: Die Jahresringchronologie der Bäume deutet nach H. FRIEDEL 1935 den bedeutenden Klimaumschwung um 1600 an, sie zeigt auch durch Minima der Jahresringdicken die „kleineren" Schwankungen vor 1600 n. Chr. auf. Die so ermittelten Jahresgruppen — nach V. PASCHINGER (1948) 1850—1855, 1815—1820, 1775—1780, 1740—1745, 1710—1715, 1675—1680, 1645—1650 und 1600—1605 — zeigen durchaus enge Zusammenhänge mit den Jahren größter Gletschervorstöße. Dies berechtigt zu einiger Hoffnung, mittels älteren und zahlreicheren Materiales derartige Schwankungen allenfalls auch in die Jüngere Nachwärmezeit zurückverfolgen zu können.

H. GAMS wies 1937 auch auf die durch Moorstudien in Nordeuropa gesicherte feuchtkalte Phase der Völkerwanderungszeit (etwa 350—550 n. Chr.). R. v. SARNTHEIN's Pollendiagramme (1936—1948) tieferer Seen und Moore machen diese Klimaschwankung noch nicht deutlich. Gewiß könnten Ötztaler und Stubaier Gletscher in dieser Zeit vorgestoßen sein, einige älterfrührezente Moränen könnten hierher gehören — aber sichere Hinweise fehlen.

R. v. SARNTHEIN 1936—1948, H. GAMS 1937 (und F. FIRBAS 1949) sehen im Ende des Wachstums hochgelegener Moore (hier Urfallgrübl, Rotmoos, Simmingmoos u. a.), im pollenanalytisch in tiefer gelegenen Mooren und Seen nachweisbaren Rückgang vieler Laubhölzer, in der Wiederausbreitung der Nadelhölzer (besonders Fichte, Föhre), in der Zerstörung von Pfahlbauten der Alpenrandseen durch Hochwasser und im Schwinden des blühenden Bergbaues der Hallstattzeit die eindringlichen Hinweise für eine katastrophale Wetterverschlechterung, die E. ARNBERGER und E. WILTHUM 1952—1953, ferner H. HEUBERGER 1954 wohl mit Recht auch als Ursache der hier als älterfrührezent bezeichneten Gletschervorstöße und Bergsturzmoränen heranziehen. In dem etwa 2390 m hoch gelegenen Urfallgrüblmoor leitet nach R. v. SARNTHEIN 1936 eine 7 m mächtige pollenarme hangende Sandschicht das Ende der Moorbildung und den Beginn der feuchtkühlen Klimaschwankung ein. Wahrscheinlich ist

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

dieses Moor angesichts der zahlreichen benachbarten gleich hoch gelegenen jünger- oder älterfrührezenten Blockmoränen in den schneereichsten Jahren der Hallstattzeit sowie auch nach 1600 n. Chr. mindest teilweise überfirnt gewesen und nur das Fehlen reicher Schuttzufuhr verhinderte hier Eis- und Blockwallbildung.

Auch bezüglich der vor der Hallstattzeit liegenden und bis zum Spätglazial (mit Egesen und D/ex-Stadien) sich erstreckenden Wärme- oder Postglazialzeit wird hier nur kurz auf die bahnbrechenden und umfangreichen Arbeiten F. FIRBAS' 1924—1949 und H. GAMS' 1932—1947 hingewiesen: Sie sichern u. a. auf Grund der Moor- und Pollenanalyse eine um 300—400 m höhere Lage der Wald- und Baumgrenzen im größten Teil der Zentral- und Nordalpen über der Lage der letzten Jahre und Jahrzehnte. In den Stubaier und Ötztaler Alpen wies R. v. SARNTHEIN (z. T. mit E. HOFMANN) 1936 nach, daß gemäß Resten von Ahornholz im Simmingmoor (2000 m) und Rotmoos (2260 m), ferner nach Stücken von Fichtenholz im Urfallgrüblmoor (2390 m, in der 1 m starken Liegendschicht unter den oberwähnten Sanden) die Waldgrenze etwa um 600 m höher lag als heute (damit etwa bei 2500 m, etwas tiefer am Gebirgsrand, etwas höher in den Hauptkämmen). Die gleichzeitige Schneegrenze konnte 700 m höher liegen, wenn sie nur der 1850er, 900 m höher, wenn sie der 1950er-Schneegrenze entsprach: Sie konnte demnach an den Gebirgsrändern 3150—3350 m, in den Hauptkämmen 3250—3450 m und etwas darüber erreicht haben. Die Wärme- oder Postglazialzeit (Subboreal, Atlantikum, Boreal) entspricht den Stufen VIII —IV (z. T.) nach F. FIRBAS 1949 oder VII—III (z. T.) nach R. v. SARNTHEIN 1940. Der Zeitraum umfaßt, vor allem nach der DE GEER'schen Warwenzählung etwa die Jahre 1000 bis 7000—7500 v. Chr.

Folge des teils warmtrockenen, teils warmfeuchten Klimas des Postglazial war eine 0,2—0,3 m oder noch etwas tiefer greifende gelbe bis braunrote Verwitterungsfärbung der meisten älteren Sand-, Schotter- und Moränenböden, stellenweise auch des Hangschuttes; ferner die Bildung rotbrauner Krusten und Brekzien von einigen Zentimeter oder Dezimeter Dicke, auch ein ausnahmsweise mehrere Meter mächtiger Brekzienblock des unteren Haimbaches (bereits von O. REITHOFER 1932 erwähnt) sowie die gelblichen Hangschuttbrekzien der Maurachschlucht (vergl. O. AMPFERER 1939 b). Die Verfärbungen sind meist auf Eisengehalt des Biotits zurückzuführen. Eine ähnliche Verwitterung tritt allerdings auch nach V. PASCHINGER 1948 gelegentlich an den frührezenten Moränen des Pasterzenvorfeldes auf, dort wie auch hier (mehrfach) geht der bunte Boden zu oberst in graubraune oder graue (podsolige) Erden über.

Wohl eine unmittelbare Folge der Druckentlastung beim Schwinden der spätglazialen Gletscher sind — ich folge hierbei einer Äußerung L. MÜLLER's

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

— die stellenweise zahlreichen und ausgedehnten Bergzerreißungen und Absitzungen. Sie folgen teils den Kluftsystemen, teils den Mylonit- und Ruschelzonen. Stützendes Toteis oder die von R. v. SARNTHEIN 1940, 1948 betonte Trockenheit der frühen Warmzeit dürfte die gelockerten Massen zum Halten gebracht haben.

VIII. Egesen-, Daun- und Gschnitz- oder jungstadiale Moränen der Stubaier Kare und Hochtäler.

(Hierzu: Tafel 1—6, Profile der Tafeln 7, 8 unten; Profile in Tafel 10 links.)

Von diesem Gebiet lagen bereits umfangreiche, doch kleinmaßstäbliche veröffentlichte Kartierungen von J. LADURNER 1932 und W. HEISSEL 1932 vor, ferner zahlreiche Einzelbeobachtungen von J. SOLCH 1924, H. KINZL 1929, O. REITHOFER 1932, R. v. KLEBELSBERG 1935, H. HANKE 1935, endlich letzte Aufnahmen von H. HEUBERGER 1954 u. a.

Ein Grundsatz bei der hier vorgelegten Aufnahme war: Wohl tunlichst alle schon kartierten oder erwähnten Vorkommen zu berücksichtigen, doch das System der Gliederung kritisch und allenfalls neu zu erstellen. Damit wurden die bisherigen Staffelungen mittels Schneegrenzsenkungen — 120 m unter heute = Egesen, 200 m u. h. = Tribulaun, 300 m u. h. = Daun, 450 m u. h. = Gschnitz, 600 m u. h. = Gschnitz I — nicht von vornherein als gegeben angesehen. Die Schneegrenzschätzungen wurden tunlichst an das Ende der Geländeaufnahme und Darstellung gesetzt.

Angesichts der statistisch klaren Unterschiede beim Rückzug und Neuvorstoß rezenter Klein- und Großgletscher wurde die Möglichkeit berücksichtigt, daß auch bei den Spätglazialgletschern ähnliche Verhältnisse auftreten könnten. Schon H. HANKE verwies 1935 (S. 194) darauf, daß die neuere, Gschnitz in Gschnitz II und Gschnitz I aufgliedernde Einteilung „nur für die alten Gletscherstände der Kare und kleineren Seitentäler anwendbar sein dürfte. Bei den großen Hauptgletschern werden sich Schneegrenzschwankungen um 100—200 m kaum in entscheidender Weise auswirken". Aber die Beobachtungen des Autors blieben noch lückenhaft und er zog nur teilweise die Folgerungen aus dem an den rezenten Gletschern klaren Zusammenhang. Es wurde versucht, zunächst gesonderte, voneinander unabhängige Gliederungen teils in kleinen Hochflächen, teils in großen Hochtälern zu erstellen und erst nach deren Ausarbeitung die Berührungsmöglichkeiten beider Systeme an mittelgroßen Kar- und Talräumen zu überprüfen.

Wie bei den Untersuchungen in Osttirol 1942 wurden auch hier für die Moränengliederung der Kleingletscher nicht möglichst schuttreiche Kare und Hochtäler als maßgeblich angesehen, da hier durch Bergstürze Zufalls- oder x-Stadien (Substadien) entstehen, die die Wallücken gleich-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

mäßigen Eisrückganges nicht erkennen lassen; es wurden vielmehr Hochflächen mit feinerer Moräne und niederen Wällen als Standardräume gewertet. Zu solchen Räumen zählen weite Teile der Stockacher Böden N Kühtai, ferner der Süd- und Ostabschnitt des Weiten Kares N der Gubener Hütte (Zwieselbachtal).

Die Stockacher Böden besitzen folgende Stadiengliederung: a) Frische Flächen der 1850er-Firnflecken bis zum Gossenköllesee, 2485 m. b) Weiter talab rechts über dem Schwarzmoos bei 2420—2380 m liegen zierliche innerste Wälle eines älteren Zyklus, die Wälle werden talab etwas deutlicher, enden aber bei „2330" mit niedrigen Stirnen. Provisorisch wird diese Wallgruppe mit D/d (in Anlehnung an das Daunstadium) bezeichnet, die innersten Wälle über der Schwarzmoos mit D/e (in Anlehnung an das Egesenstadium). Die untersten Wälle sind wohl durch Stauchung enggestaffelt, die ganze Gruppe gibt keinen Anlaß zu feinerer Unterteilung oder mehr Wälle zu zählen als die innersten und äußersten. 50—150 m weiter talab beginnt ein neuer Wallzyklus mit niedrigen, sichtlich ausklingenden, weit und fast regelmäßig auseinander gezogenen Wällen und Moränenabsätzen. Von „2330" bis „2220" herab sind 4 bis 6 Substadien gut unterscheidbar. Sie bestehen rechts aus gut gerollter kleinstückiger Moräne mit etwas stumpfen Formen (umgearbeitete ältere, vielleicht hochglaziale Moräne?), links herrscht mittelgrober Kant- und Blockschutt (Amphibolit der Irzwände) und teils die Mittelwälle, teils auch die Endwälle bei „2220" erreichen ähnlich scharfe Formen wie z. T. die höhere Wallgruppe von „2420" bis „2330". Die tiefere Wallgruppe von „2330" bis „2220" wird provisorisch mit D/g bezeichnet, in Anlehnung an das Gschnitzstadium.

Im südlichen tieferen Weiten Kar entsprechen der D/g-Gruppe der Stockacher Böden in vorzüglicher Weise vier niedrige Wälle feiner Moräne von „2400" bis „2260", ähnlich wie dort ist auch hier Feinmoräne gegen O hin mit etwas gröberem Schutt und deutlichsten Wallformen verbunden. Die D/d-Wallgruppe fehlt in der Karmitte, obzwar bewuchslose Flächen und Breiböden der 1850er- und jüngeren Verfirnung (Tote Böden der AV.-Karte) bis gegen 2600 m Höhe herabziehen und in geschützten Nischen der oberen Karumrahmung mehrfach mächtige frührezente bis jüngststadiale (= jüngstspätglaziale) D/e- oder D/ex-Moränen liegen. Während aber in dem etwas günstigeren Hochraum der Stockacher Böden der D/d-Gletscher bis „2330" herabreichte, fegte hier offenbar der Sturm, über die Finstertalerscharte (P. 2779) und ihre niedrigen Nachbarkämme eindringend, einen Großteil des Schnees hinweg. Im östlichen schuttreicheren und windgeschützten Karabschnitt ist auch das Äquivalent der Wallgruppe 2420—„2330" der Stockacher Böden aufgeschüttet: Deutliche, seitliche, von O nach W vordringende, das ältere D/g-Wallsystem querende Stirnwälle, die

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

von „25.102" nach N bis NNO emporziehen. Ein innerster niedriger rasiger D/e-Wall hebt sich hier etwas deutlicher ab als die D/e-Aufschüttungen der obersten Stockacher Böden.

Von diesen und anderen ähnlichen Karen und Hochtälern ausgehend wurden die weiteren kleineren und größeren Kare und Hochtäler und ihre spätglazialen Wallgruppen immer wieder mit den hier etwas genauer skizzierten Wallgruppen verglichen. Ähnliche Hochflächen, wie das Wannenkar (Tafel 1, 2, 3, 4), zeigten ähnliche Wallgruppen, fallweise war hier zum Beispiel durch Bergstürze (Bergsturzvorstoß und Moräne) der innerste D/g-Wall mächtig und grobblockig. Wie im oberen mittleren Weiten Kar rückten auch im offenen, windungeschützten Wurgertal u. a. o. die D/d- und D/e-Moränen auffallend nahe gegen die frührezenten und rezenten Moränen empor, anderseits liegen in windgeschützten nach N abfallenden Tälern die innersten D/e- und D/D-Wälle weit talab und tief (Mittertal, Finstertal), so daß hier schon vermutet werden kann, es möchten gerade gemäß dem Vergleich mit dem Rückzug rezenter Gletscher diese tieferen Wallgruppen bereits D/e, D/d und D/g umfassen. Die D/d-Endmoränen des Finstertales („1940—2000" bei Kühtai) müssen aber gleichalt sein wie die D/d-D/e-Gruppe" „2260—2280" der windungeschützten Hochfläche an den Plenderle Seen. Da hier wie bei Kühtai nahe D/g-Endmoränen fehlen, muß der dem D/g der Stockacher Böden und des unteren Weiten Kares entsprechende geländebegünstigte schattseitige Talgletscher bedeutende Ausmaße besessen haben. Lagen W und O Kühtai die D/d- und die D/g-Gletscherenden mindest einige km entfernt voneinander, so vermittelt hier die bedeutende jungstadiale Vergletscherung des meist nach S abfallenden Winnebachtales (N der Hütte und des gleichnamigen Sees), da hier die Eismächtigkeit der rechten Uferwälle des D/d bei „2380" und des D/g bei „2400—2450" etwas weniger verschieden war und damit die D/e-, D/d- und D/g-Gletscherzungen im unteren Winnebachtal näher beisammen liegen konnten; im maximalen D/g war der Winnebachgletscher, wie die Wälle bei Tajele („1745") zeigen, mit einem größeren Sulztalgletscher vereinigt.

Wie in den östlichen Hohen Tauern (Lit. unter 1939) und in Osttirol (1942) wurde auch im oberen Sulztal das Fehlen von benachbarten jungstadialen Wällen auf günstigen flachen Rundhöckern nahe vor den rezent-frührezenten Endmoränen nicht als Hinweis auf minimale, sondern eher auf maximale jungstadiale Vergletscherung gedeutet, zumal der normale Schuttreichtum des umrahmenden Hochgebirgs normale Oberflächenmoränen erwarten läßt. Die innersten, jüngsten ufernahen Mittelmoränen, Uferabsätze- und Moränen lassen einen jüngsten oder D/e-Gletscher von zirka 350 m Eisdicke abschätzen, der D/d- und D/g-Gletscher mußte — nach Vergleich mit dem Winnebach- und Finstertal u. a. natürlich noch mächtiger

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

gewesen sein. Zugehörige Uferwälle konnten vor allem linksseitig talab verfolgt werden, die Rekonstruktion der Gletscherenden ergab sich aus den Längen von Gletscherzungen, deren Dicke seismisch o. a. gemessen war (vgl. Pasterze nach H.MOTHES und B. BROCKAMP 1931), Hintereisferner nach H. HESS 1924 sowie nach O. FORTSCH und H. VIDAL 1956, Gepatschferner nach R. FINSTERWALDER 1951).

Im inneren oder Hochstubai wurde bereits 1938 versucht, vor allem die innersten Wälle nicht in erster Linie nach der zugehörigen Schneegrenze, sondern vor allem nach ihrer natürlichen und dem rezenten System vergleichbaren Lage zu erfassen. Neuaufnahme und neue Kartengrundlage gestatten eine Verbesserung der früheren Daten: Schafgrübl: Offene W-Auslage. Rezente Firnspuren, frührezente Blockmoränen umreißen einen 250—300 m langen Gletscher. Niedrige D/e-Wälle aus gut gerollter Feinmoräne nach 300—700 m Gletscherlänge bei „2500, 2470, 2340". Sie sind wahrscheinlichst gleichalt wie die innersten niedrigen Wälle der obersten Stockacher Böden und des östlichen Weiten Kares. Für weitere Wälle talaus ließ der mächtige D/e-Grünauferner keinen Platz. Jedoch in dem kleinen Hochkar der Schellegrüblalm war der D/e-Gletscher ähnlich groß wie hier, seine Moränen liegen ähnlich nahe vor Firnfleckenspuren und älterfrührezenten Moränen und hier schließen ähnlich wie in den Stockacher Böden talab zahlreiche D/d- und D/g-Wälle (ohne scharfe Grenze) an, sie sind nur mächtiger und grobblockiger. Großer Seeferner: SO-Auslage. Rezente Gletscherlänge 900 m, Länge des (nach H. HEUBERGER's Mitteilungen) älterfrührezenten oder D/ex-Gletschers bis 1,1 km. Talaus meist grobblockige D/e-Wälle nach 1,6—1,9 km Gletscherlänge, darunter Steilabfälle. Höllentalferner: SSO-Auslage. Rezente Gletscherlänge 1,6 km, davor ein niedriger, dem Mutterbergersee fehlender fr_1- oder D/ex- oder D/e-Blockwall, davor nach 2,1 km Gletscherlänge ein feiner bis mittelgrober D/e-Wall, der in vielfacher Hinsicht die Mitte hält zwischen dem innersten Grobwall unterm Großen Seeferner und den Feinmoränen des Schafgrübl. Glamergrube: O-Auslage. Rezenter Daunkopfferner 1,65 km lang. Davor die meist grobblockige Moräne eines 2,6 km langen Gletschers, bei „2350" Endwälle und Stirnhalde: H. KINZL's originale Egesenmoräne (1929). Flechtenbedeckung und Durchmesser an den Moränenblöcken gleichen der Umgebung. Grobblockigkeit und Längen erinnern sehr an die älterfrührezenten Blockmoränen des Lisenser Längentales wie auch des Gleirschtales, doch ist die Blockmasse nicht durch Stirnwälle und Absätze gegliedert (wie dies bei frührezenten Blockmoränen häufig ist), sondern sie zeigt nur eine Längsgliederung durch Mittelwälle und Blockzeilen, wohl ein Hinweis auf den langsamen Rückzug ausklingender spätglazialer Eismassen. Infolge des Steilabfalles bei „2350" und der gleichzeitigen Anlagerung eines großen

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Daunkogel-Mutterbergertal-Gletschers fehlen wie unterm D/e-Grünauferner und am Schafgrübl weitere Endwälle. Der vom Daunkogel durch das Mutterbergertal in NNO-O-Auslage hinabziehende, durch Uferwälle und Absätze umrissene D/e-Gletscher war ca. 6,5 km lang, er mündete W Mutterbergeralm in den D/e-Fernaugletscher. Länge der rezenten Gletscher dieses Raumes: Bis 3,1 km. Grüblferner-Langental: N-Auslage. Rezente (frührezente?) Gletscherlänge 2,45—3,70 km, je nach Messung vom Türl oder Wilden Freiger (P. 2840, 3418). Talaus kennzeichnen Uferwälle und ein Endwall einen 5,57—6,83 km langen D/e-Gletscher, an den sich unmittelbar eine D/d-D/g-Wallgruppe anschließt. Daunkogelferner (SO-Lappen), Schaufel-, Fernau-, Grünauferner, Fernau und Sulzenau: Meist N-Auslage. Rezente und frührezente Gletscherlängen 2,4—4,5 km. Die rezent-frührezent vergletscherten Gesamtflächen sind im Fernautal 1,45fach, in der Sulzenau 1,88fach so groß wie am Grüblferner; beide Täler sind günstige Eisstaubecken. Demnach können auch die gleichzeitigen D/e-Gletscher größer als im Langental gewesen sein. Wie im oberen Sulztal weist der Mangel von End- oder endnahen Ufermoränen auf den günstigen Rundhöckern nahe den rezent-frührezenten Gletscherenden auch hier sicher nicht auf eine geringe, sondern eher auf eine bedeutende D/e-, D/d- und D/g-Vergletscherung. Die Mächtigkeit der gemeinsamen Eisabflüsse der letztgenannten schattseitigen Täler zeichnet sich am besten an der Wallgruppe des äußeren Langentales und des Ebendl ab. Diese Wallgruppe umfaßt inmitten den originalen Daunwall der Alpen im Eiszeitalter, aber in den obersten Wällen des Ebendl wie in den talaus liegenden Uferabsätzen und Wällen sehe ich nun nicht mehr (wie 1938) ein maximales Daun, sondern Äquivalente des D/g der Stockacher Böden und des Weiten Kares.

Im oberen Gleirschtal liegen vor den meist groben rezent-frührezenten Moränen auf der Hochfläche S-SSO der Neuen Pforzheimer Hütte zahlreiche Mittelmoränen eines das ganze Hochtal füllenden Eisstromes (D/e-d-g). Er zog sich auf dieser Hochfläche pausenlos zurück, während er in der Haupttalfurche unter der Hinteren Gleirschalm niedere etwa dem D/d entsprechende Wälle sowie über dem südlichen linken Talhang eine niedrige aber deutliche D/e-Ufermoräne hinterließ (diese letztere allein oder D/e und D/d könnten auf der Hochfläche unter den mächtigen älter-frührezenten Blockmoränen des Grießkogelferners bei „2450" verschüttet sein. Man erhält hier den Eindruck, daß dem älteren großen D/g-Gletscher die entscheidende Rolle zufällt, daß die jüngeren D/d-e-Schwankungen und Vorstöße von Geländeform und Schuttzufuhr mehrfach sehr entscheidend beeinflußt wurden. Die sonnseitigen und E-exponierten Kare W-NW der Neuen Pforzheimer Hütte sind wallreicher, lassen allerdings infolge stärkerer

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Schuttzufuhr zwischen D/e-d-g nicht scharf trennen (ein guter Teil der Wallgruppen der Stockacher Böden und des Weiten Kares dürfte aber hier wiederkehren).

H. KINZL hat 1929 den Doppelwall N gegenüber der Lisenser Längentalalm als Egesen bezeichnet. Der zugehörige Gletscher war 6—6,5 km lang, er ähnelt damit dem D/e-Gletscher des Langentales S Ranalt (5,57—6,82 km), aber auch dem D/d-Gletscher des Zwiselbachtales (mit Bergsturzwällen nach 5,0 km Länge) und dem D/d-Gletscher des Finstertales (4,25 km Länge). Sicher müßte der D/e-Gletscher nahezu bis zur Längentalalm gereicht haben — aber die gesamte Wallgruppe kann doch wohl auch schon das D/d mitumfassen. Hierfür spricht der Uferwall der von „2260" gegen das Westfalenhaus zieht und sichtlich verbunden ist mit einer ungemein wallreichen Moränengruppe, die aus der Hohen Grube bis etwa 300 m vor das Schutzhaus herabreicht. Auch bei Annahme reichlicher Stauchung und Beeinflussung durch Bergstürze wäre diese S-exponiert bis „2480", O-exponiert bis ca. 2390 m Höhe herabreichende Wallgruppe für D/e wohl zu reich gegliedert. Die bei S und N Lisens teils durch H. KINZL 1929 und J. LADURNER 1932 bekannten, meist nach H. HEUBERGER 1954 dargestellten Wälle umfassen D/d und D/g ähnlich wie die Wallgruppe des unteren Langentales (S Ranalt) und des Ebendl.

Im Endabschnitt der D/e-D/d-Vergletscherung des Lisenser Längentales, auf der rechten Seite bei der Längentalalm, verzeichnet H. HEUBERGER 1954 einen von „1988" gegen „1900" ziehenden Wall, den er, wohl hauptsächlich der S-Krümmung wegen, nicht auf einen schattseitigen, sondern einen sonnseitigen sehr kleinen Gletscher bezieht und durch eine kurze doch sehr tiefe Schneegrenzsenkung erklärt („Lisenser oder Lisner Vorstoß"). An sich sind seitliche Anschoppungen von Blockmoränen gerade am Ende von einige Kilometer langen D/e-D/d-Gletschern im Zwiselbach-, Larstig-, Kaiserberg-, Rettenbach- und Falbesontal bekannt. Es erfolgten aber diese seitlichen Eis- und Schuttzuschübe meist aus den Schattseiten heraus, an denen mangels ständiger Eisbedeckung Temperaturwechsel die Schrofen lockerte, während die örtlichen Gletscherwinde (H. TOLLNER 1952, 1954) und der Windschutz tiefer Hochkar- und Hochtalnischen kleine Eisfelder förderte. Die Einzugsmulde dieses Gletscherchens, die sich O Schieche Needer befindet, ist S-exponiert, klein und ungünstig. Stammt das Blockmaterial aus dieser Mulde? Diese Frage wäre noch petrographisch zu klären. Es ist hier schwer vorstellbar, weshalb nicht aus dem schattseitigen Gamsgrübl SSW der Alm gleichzeitig ein mindest gleichgroßer Gletscher vorstieß und den kleineren sonnseitigen Gletscher zur Seite drängte. Andere Möglichkeiten hier sind: Ein Bergsturz von S her, dessen Schuttmassen auf die Talgegenseite aufbrandeten und rückstürzend nach S durchgekrümmt

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

wurden; Schuttauflagerung auf die unterste D/e-D/d-Eiszunge, die nicht streng W-O, sondern etwas gekrümmt verlief; endlich auch Erosionswirkungen des Fernaubaches, der durch Schuttkegel oder Lawinen vorübergehend nach S gedrängt worden sein konnte. Nicht zuletzt vermögen vieljährig in gleichem Bereich niedergehende Lawinen recht moränenähnliche Wälle anzuhäufen. Auch im Schöntal kartierte der Autor Wallmoränen des Lisenser Vorstoßes. Soweit sie bis „2033", 2040 und 1940 m Höhe herabreichen, sind auch sie als D/d-D/g-Moränenwälle denkbar, allerdings als die Moränen eines Gletschers, dessen linker nördlicher Abschnitt schuttarm war, während am rechten südlichen Abschnitt ein ähnlicher Schutt- und Eiszustrom erfolgte, wie in den unteren Zwiselbach-, Larstig- und anderen Tälern. Die tiefsten Blockmoränen dieser Art hier bei „1830" können mit oder bald nach dem Schwinden der Gletscher der D/d-D/g-Wallgruppe von Lisens gebildet worden sein, verursacht durch kurze energische feuchtkalte Klimaschwankungen zu Ende des Gschnitz oder zu Anfang des Daun. Nicht mit den obangeführten Momenten sind H. HEUBERGER's Lisenser Moränen S Praxmar und Kniepiß in 1650—1550 m Höhe erklärbar. Da das Einzugsgelände hier — Nischen unter P. 2226 und P. 2443 — ungünstig ist, veranschlagt H. HEUBERGER o. c. als Schneegrenzsenkung mindestens 700 m unter heute. Dieses Ausmaß tritt als seltene Ausnahme wieder bei Stadien im untersten Hauertal, W Oberried, auf. Dort handelt es sich um Vorstöße der frühen D/g-Zeit. Es könnten daher hier nur die untersten S-N-verlaufenden Wälle dem D/g zugehören, die höchstreichende Moräne bei 1900—1800 m nimmt der Verfasser wohl mit Recht als Schlern-Ufermoräne an, auch der zweithöchste Wall oder Absatz in ca. 1800—1700 m Höhe steht dem Schlern näher als dem Gschnitz. Der D/g-Gletscher müßte demnach bei 1600—1500 m oder wenig tiefer geendet haben. Sofern der Moränencharakter hier gesichert und Täuschungen durch Rutschungen und anderes ausgeschlossen sind, kommt den Lisenser Moränen bei Kniepiß-Praxmar höheres Alter, den Wällen SW Lisens und bei der Längentalalm aber wahrscheinlich geringeres Alter zu. Die letzteren ähneln mitsamt den tieferen Larstigwällen des Larstigtales den Formen seitlichen Eis- und Schuttzuschubes, wie sie an D/g- und D/d-Gletschern mehrfach auftreten. Fallweise kann hierbei der Haupttalgrund eisfrei sein, doch war dies sicher nicht überall der Fall (vgl. die Seiten- und Haupttalmoränen bei „2000" im Mittertal). Sicher hat aber H. HEUBERGER Recht, wenn er die meisten der hier erörterten Formen und Aufschüttungen auf sehr kurze und kräftige feuchtkühle Klimaschwankungen bezieht.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

IX. Egesen-, Daun- und Gschnitz- oder jungstadiale Moränen des Geigenkammes sowie des südlichen Pitz- und Kaunsertales.

(Hierzu die Tafeln 1, 3, 5, 9, 10.)

Gute Vergleichsmöglichkeit mit den Stockacher Böden und dem Weiten Kar bieten vor allem die niedrige D/e-D/d-Wallgruppe „2090—2030" im Innerberg und das unscheinbare D/d des Hauertales bei „1920" (D/e fehlt hier). D/g-Uferwälle sind zwar vorhanden, die Gletscherzungen hingen aber bereits in Steiltäler hinab. Gleichfalls niedrig und etwa gleichgroßen Gletschern zugehörig war die D/d-Endmoräne bei „2100" im Leierstal. Auch hier fehlt das D/e im Haupttal, rechtsseitig ist es durch niedrige Aufschüttung angedeutet, linksufrig liegen grobe und mächtige Bergsturz-, Zufalls- oder D/ex-Stadien, die allmählich zu frührezenten Blockmoränen überleiten. Die Wallformen sind hier sehr klar glazialen Ursprungs — aber ebenso eindeutig ist hier auch die bedeutende örtliche, von niedergebrochenen Graten abhängige und von den Talflanken her bedingte Eis- und Schuttzufuhr. Im oberen Fundustal könnte das D/d durch örtliche Granitgneis-Bergstürze bis „1850" vorgetrieben worden sein — O. REITHOFER hat hier 1932 ein Gschnitz II verzeichnet — oder das D/d beschränkt sich auf die D/e-D/d-Wallgruppe bei „2340—2260" WSW der Frischmann-Hütte und auf die Steilhänge N des Ploderferner. Die Analogie mit der Bergsturzfazies der inneren D/g-Wälle der Finstertalalm und des Wannenkares weist eindringlich auf das letztere: Wie dort dürften auch hier die im Weiten Kar und in den Stockacher Böden niedrigen innersten Wällchen teils infolge größerer D/g-Eisreste, besonders aber durch Bergsturz-Auflastung „vorgetrieben" und vergröbert worden sein.

Das Tumpental ist größtenteils Muster einer meist durch Bergsturzschutt verwischten Staffelung der D/e-, D/d- und D/g-Stadien. Zwischen den Wällen „1820—1845", doch auf der linken Talseite, liegt etwas Moräne mit Hangschutt auf ca. 1—2 m mächtigem bis 40° talaus geneigtem Sand. Dieser könnte D/g-Gletscherschwankungen entstammen oder subglazialen Gerinnen. Noch ältere Herkunft ist mangels festerer Bindung nicht wahrscheinlich. Die Moränenblöcke könnten von den Talflanken auf den Sand abgeglitten sein. Unter dem Wall „1760" (mit Wegkreuz) folgen abermals talab geschichtete, anscheinend feinstsandige gelbe Sedimente, die auf der linken Bachseite unter nur 3—5° nach NO einfallen. Das Gefälle des Tumpenbaches beträgt hier ca. 16° (Prof. 26—26', Tafel 2). Die geringe Schichtneigung würde eine etwa 600 m mächtige Verschüttung des Ötztales voraussetzen, wofür aber anderweitige Hinweise fehlen (vgl. allenfalls die Schotter und Sande des Tauferer Berges, siehe weiter unten). Das Vorkommen erinnert etwas an einen von O. AMPFERER 1943 veröffentlichten Grundmoränen-Aufschluß unter der Birgitzer Alpe, doch vermerkt der

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Autor dort Moränenblöcke und eine dem Felshang angeschmiegte Schichtneigung — beides fehlt hier. Interglazialsedimente sind nach der Höhenlage unwahrscheinlich, da solche nach O. AMPFERER 1915 am Walderbach nur bis 1400 m emporziehen und das isolierte Vorkommen von Schotter und Sand am Tauferer Berg durch fluviatile Ablagerung allein nicht erklärbar ist. Sollte eine sehr frühe Staubildung einer Zeit vorliegen, als der Ötztalgletscher bis etwa 1550—1600 m Höhe emporreichte? Das Material ist standfester als das Sandvorkommen NW der Vorderen Tumpenalm — eine nähere Untersuchung war noch nicht möglich.

Das heute gletscherarme Pollestal besaß um 1850 eine bedeutende Anzahl kleinerer Gletscher. Außerdem weisen die windgeschützte Lage der meisten Hochflächen, eine günstige Hochtalsohle, die über 6 km nicht unter 2000 m sinkt (vgl. S. MORAWETZ 1952), das Fehlen von D/e-D/d-Endmoränen an den meisten Karunterrändern, das Fehlen endnaher Uferwälle am Felsriegel OSO P. 2523 auf eine bedeutende Ausdehnung der D/e-D/d-Gletscher im Pollestalgrund. Der D/e-Wall liegt vermutlich unter einem der zahlreichen Schuttkegel, die innersten Wälle „1580—1430" mit einem Gletscherende bei 1350—1300 m sind äußerstes D/d oder schon D/g.

Unter den recht ähnlich geformten Bergler- und Marblkaren reichten die D/g-Gletscher meist in Steilhänge hinab. Die D/d-Gletscher hinterließen unter dem Marblkar recht zahlreiche Wälle bis etwa „2080 bis 1900", unter dem Berglerkar verhinderte trotz günstigen Talgrundes Wind oder Schuttmangel die Moränenbildung in der Haupttalzone völlig. Auf Mangel an Windschutz ist auch das Fehlen von Endmoränen auf der Großeben (zwischen Poll- und Pollestal) und in den weiten, nur von flacher Grundmoräne und Mittelwällen bedeckten Haimbacher Feldern zurückzuführen.

Der Riffelsee (Pitztal) wird von einer D/e-Moräne abgeschlossen, benachbarte D/d-Wälle deuten den älteren in das Taschachtal abströmenden Gletscher und Blockreihen bei der Kottbuser Hütte die hammerförmige Verschmelzung eines großen, den Muttekopf meist bedeckenden D/g-Gletschers mit dem D/g-Eisstrom des Pitztales an. Das SO-Ufer des Riffelsees wurde 1952 von der Studiengesellschaft Westtirol abgebohrt, da hier ein Staudamm geplant ist. Nach Mitteilung H. LINK's bestanden die obersten 10 m aus der örtlichen Moräne (D/e-D/d) des Riffeltales, darunter folgten bis zum Felsgrund etwa 100 m älterer, wohl hocheiszeitlicher Grundmoräne mit Erratikum aus dem Taschachtal (Profil Riffelbach — oberes Pitztal, Tafel 10). Im Pitztal sind O und SO Mittelberg die flachen Rundhöcker über den untersten Schroffen frei von Moräne, Wällen oder Absätzen, doch höher am Hang wird die Moräne mächtig und bildet bei „2260—2280" (vielleicht auch bei „2380") deutliche Uferabsätze.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Im Kaunsertal haben bereits S. FINSTERWALDER 1928, H. KINZL 1929, W. PILLEWIZER und R. FINSTERWALDER 1951 die rezenten Moränen beschrieben. H. KINZL erwähnte o. c. bereits die Ufermoränen der Riffelseite und verband sie mit Wällen der Nassereiner Alm. Deutlicher als im Pitztal läßt sich hier nachweisen, daß die jüngsten spätglazialen Eismassen des D/e rund 420 m Dicke besaßen, die D/d-D/g-Gletscher könnten noch etwas mächtiger gewesen sein. Auf der Riffelseite und im Wannet hinterließen diese Gletscher bis zu 10 schöne Wälle: Uferwälle, z. T. wohl auch ufernahe Mittelmoränen. Das letztere gilt besonders für die Wallgruppe der linken Seite des Krummgampentales. Sie senkt sich auffallend von 2600—2560 m gegen „2340" m Höhe herab, obzwar sich hier der Weißseeferner stauend angepreßt haben müßte. Nur Mittelwälle können derart den schwindenden Gletscher auf unebenem Talgrund mit gleichmäßigen Wällen abbilden (Profile Tafel 8, 10). Die größte Eisdicke der jungstadialen Vergletscherungen lag hier nicht im unmittelbaren Bereich der rezenten Gletschernährgebiete oder oberen Zungen, sondern an der untersten Zunge des Gepatschferners oder noch etwas weiter talaus. S der Nassereineralm sperrte der Haupttalggletscher mit seinem Uferwall das Kaiserbergtal — der Seitengletscher vermochte sich hier nicht (wie so oft anderorts) durchzusetzen.

X. Egesen-, Daun- und Gschnitz- oder jungstadiale Moränen des Venter-, Gurgler- und Ötztales.

(Hierzu Übersicht Tafel 8, Längsprofil Tafel 11, Querprofile 1—16 Tafel 8, 6, 4, 2.)

Die jungstadialen Uferwälle bei Vent sind in den A. i. E. als Daun, durch H. HANKE 1935 als Gschnitz bezeichnet worden. Die von letzterem Autor unterhalb Vent (und Gurgl) kartierten Daunstadien beruhen auf Irrtum, was bereits 1953 veröffentlicht wurde. Auch die weiteren Kartierungen im Rofen- und Niedertal bei Vent ergaben mit Sicherheit das Vorhandensein gewaltiger Talgletscher bis zur Zeit des völligen Schwindens der feuchtkalten D/d- und D/e-Klimaschwankungen, so daß hier an den Sonnseiten nirgends seitliche D/d- oder D/e-Gletscher in den Raum der niederschmelzenden großen Eismassen vordringen konnten (vergl. die „Sperrung" an Kaunsertal- und Kaiserbergtalgletscher). Nur unterm Großkar im Gurglertal ist ein seitliches Nachstoßen eines NW-exponierten Seitengletschers gegen den Gurglergletscher hin angedeutet.

Zwischen den Mittelwällen bei „2600" SW der Ramolalm und den prächtigen zwei- bis vierfachen Uferwällen „2583, 2600—2570" habe ich 1938 ein jungstadiales breites Einströmen des im Dg-D/d und vielleicht noch

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

im D/e mächtigen Spiegelferners vermutet. Es schien die verhältnismäßig enge Lücke des Ramolbachtales zwischen den südlichen Mittel- und den nördlichen Ufermoränen eine bis zum D/e andauernde Sperrung des Seitengletschers durch den Haupttalgletscher anzudeuten. Die Kartierung zwischen Langeben und Rotkarle erbrachte aber eine größere Wallzahl bei „2690—2790" als einem D/e-Stadium zukäme. Die Wallgruppen des Rotkarle und Spiegelferners weisen eher auf windverringerte D/d-Vergletscherung. Was am Spiegelferner vermutet wurde, trifft aber unterm Taufkarferner zu: Unter den rezenten und D/e-Moränen liegen an Stelle zu erwartender D/d-Wälle des Seitenkares die mächtigen Uferwälle und Absätze des großen Ventertalgletschers (Sömlen, „2520—2500"). Unter diesen Absätzen liegen Moränenblöcke eines porphyrischen Intrusivgesteins mit zonaren Feldspäten, nach einer Mitteilung von O. SCHMIDEGG entstammen sie der Umrahmung des Vernagtferners.

Am Weißkarbach zeigen die Endwälle teils die hammerförmige Verschmelzung mit dem großen Talgletscher, teils die zungenförmige Verselbständigung des jungstadialen Weißkargletschers. Die gegenüberliegenden NW-abfallenden Talflanken müssen im D/d—D/e fast völlig und bis zum großen Talgletscher herab vergletschert gewesen sein, so daß hier für Ufermoränen kein Platz blieb.

1932 hat O. REITHOFER das Ende des Ötztaler Daungletschers bei Zwieselstein vermutet; ich mußte 1953 die Frage noch offen lassen, ob die großen Talgletscher des Venter- und Gurglertales diesseits oder jenseits des Hohen Nachtberges (P. 1862) endeten. Die Geländeaufnahme 1953 erbrachte Wälle, die allmählich (wenn auch mit mächtigem Abschwung) an beiden Flanken des Ötztales aus 2000 m und 1750 m Höhe in das Söldener Becken herabziehen und mit Uferwällen großer D/g-Gletscher des Rettenbach- und Windachtales verbunden sind*). Da die hammerförmigen oder geknickten Wallbiegungen in 1745 m und 1600 m Höhe liegen, war der jungstadiale Gletscher hier etwa 300 m mächtig, sein Ende konnte nicht, wie bisher meist angenommen, am Nordende des Beckens, sondern eher in der Schlucht zwischen Sölden und Huben liegen. Es war hier anzunehmen, daß nach den Bewegungslinien (A. HESS 1904) schuttarmes Eis der schrofenarmen Hauptkämme hier überwiegen mußte, daß die Ufermoränen daher aussetzen könnten (wie dies am 1850er-Ufer des Aletschgletschers vorkommt), daß die gewaltigen Schmelzwässer keine Endwälle übriggelassen hätten.

*) Die Innerötztalmoräne führt an der Windachtal-Mündung ausnahmsweise Glimmermarmor, während sonst Silikatkristallin vorherrscht. — Der Glimmermarmor entstammt dem Schneebergerzug.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

O. REITHOFER hat bereits 1932 Grundmoränen und Schotter am untersten Haimbach beschrieben. Die Schotter, meist grobes Murenblockwerk haben etwa 13° Neigung gegen O, während der Bach mit ca. 21° fällt. Noch etwas flacher ist die Oberkante der Schotter bei P. 1603 — man gewinnt hier den Eindruck einer Schuttanstauung an dem oben skizzierten, das Söldener Becken füllenden Gletscher. Auch das unterste Wüthenbachtal besitzt derartige Stauschuttmassen und hoch über der Ötz in die Luft weisende Murenkegelflächen, ferner die Hochfläche bei Neßlach. Hier liegt die Oberkante der Aufschüttungen bei „1560—1545", darunter folgen Rundhöcker ohne Fluß- oder Murenschotter und mit nur spärlichen Moränenblöcken bis fast zur Ötzache hinab. Derartige nur mit gleichzeitigem Eisstau erklärbare Schuttabsätze, Kegelreste und -formen, aber auch einige Uferwälle konnten bis gegen die Einmündung des Pollestales verfolgt werden. Besonders eigenartig ist der Wechsel braunverwitternder Fernmoräne (Schiefergneis-Glimmerschiefer) und grünweißer örtlicher amphibolitischer Anschüttungen an der Mündung des Muerlachbaches (N Aschbach).

Zahlreiche und gleich scharf geformte Wälle wie an der Mündung des Rettenbach- und Windachtales liegen, z. T. mit Hammerformen, hoch über der Mündung des Pollestales, senken sich aber an der Ostseite des Riesenrundhöckers Auf dem Eck (P. 1620) von „1570" über „1435" („1360") gegen das Becken von Huben-Längenfeld-Neßlach (kurz Längenfelder Becken), bei Weiter Berg und Außer-Falser liegen in 1330—1250 m Höhe zugehörige Stauabsätze und wenige kurze Moränenwälle, aber auch an der Sulztalmündung, bei Kendla und endlich am Köfelser Bergsturz N Neßlach-Kapelle finden sich die äußersten Stauabsätze einer zugehörigen Eisoberfläche: „1245" und tiefer.

Wie das Längsprofil c—c' (Tafel 11) darstellt, überragen die Moränen bei „1570" merklich alle benachbarten Vorkommen. Vielleicht hat der maximale jungstadiale oder D/g-Gletscher kurzfristig die oberste, von der Oberen Ebene bis Auf dem Eck mit – – – skizzierte Oberfläche ohne Wallbildung erreicht; sein Gefälle wäre dann durch starke Eiszufuhr aus den Seitenkaren (Atterkar, Marblkar u. a.) sehr gering gewesen (70 m auf 7 km). Möglicherweise war das Gefälle der Gletscheroberfläche aber etwas größer, entsprechend den meisten Wällen und Stauabsätzen, und der mittleren mit – – bezeichneten Zone. In diesem Fall schoben die kleinen Seitentäler und -kare große örtliche Eiskegel, der Pollestalgletscher aber häufte eine mächtige hammerförmige Eismasse, auf den bis zum Bruggener Becken noch bedeutenden Ötztalgletscher. Die letztere Lösung ist wahrscheinlicher und spricht für reicheren Niederschlag oder tiefere Schneegrenze des D/g in den nördlicheren Tälern (im Verhältnis zu den südlichen Haupt-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

kämmen). Der Sperreprojekte wegen (s. G. MARKT 1950) wurde der S- und N-Rand dieses Beckens abgebohrt. Nach R. v. KLEBELSBERG 1951 und Mitteilungen von L. MÜLLER betrug die Verschüttungstiefe bei Bohrung 4 (Lochbrünnl S Urfall) bis 78 m, bei Bohrung 6 („Huben", W Lohwaldele oder Urfall) 109 m. Da das Becken an der Pollesbachmündung kaum viel seichter war, betrug die maximale jungstadiale Eisdicke hier ca. 450 m, somit mehr als im Söldener Becken, da der Eisquerschnitt hier nicht oder kaum geringer war als bei Sölden und dortselbst die Talverschüttung wahrscheinlich seicht blieb. Aus diesen Verhältnissen geht hervor, daß der Eiszustrom aus dem Pollestal bedeutender war als der des Windach- und Rettenbachtales. Gemäß der Eisdicke im Söldener Becken hätte der äußerste jungstadiale oder D/g-Gletscher des Ötztales wohl nur bis zur Enge zwischen Bruggener Becken und Huben gereicht (Länge des D/g-Gletschers ca. 40—40,5 km, im Profil ist hier in Hinblick auf die durch Zusammenstauung größere Länge „D/d?" verzeichnet; das theoretische D/e-Gletscherende könnte — wieder nach den tiefsten Moränen des Söldener Beckens — etwa bis nahe Achwald gereicht haben (Länge des D/e-Gletschers ca 35,5 km), etwa zwischen Kellerbichl und Scheibenkofl konnte der D/d-Gletscher mit ca. 38 km Länge geendet haben. Diese Ausmaße wurden den Schneegrenzermittlungen (s. weiter unten) zugrunde gelegt (in der Längengraphik Tafel 11 sind sie zu ergänzen).

Teils infolge der Sonderbedingungen der großen Talvergletscherung, teils durch die Komplikationen der stauenden und verlängernden äußeren Seitengletscher ist talab von Sölden eine schärfere Scheidung in D/e-, D/d-, D/g-Vergletscherung am Haupteisstrom des Ötztales nicht möglich. In den hoch darüber liegenden Seitenkaren und -tälern ist diese Gliederung meist, wie erwähnt, recht deutlich.

Auch von Huben bis zur Neßlach-Kapelle ist das an den Staubildungen ermittelbare Gefälle der äußersten D/g-Eisoberfläche sehr gering, etwa 170 m auf 8 km. Dieses Gefälle ist ungewöhnlich, wollte man den heutigen Talboden als Gletschersohle annehmen. Sicher ist jedoch die Verschüttung dieses Beckens erst nach dem Schwinden der maximalen D/g-Vergletscherung erfolgt. Die Art und Mächtigkeit der Verschüttung wurde erst nach den Studien C. VEDER's in O. AMPFERER's Darstellung 1939 a), b) gezeichnet, später wurde R. v. KLEBELSBERG's Profil 1951 in Tafel 12 im Maßstab der Tafel 11 angefügt. Darnach füllen geringe basale grobe Sedimente, vorherrschender feiner Schlamm und Feinsand eines ehemaligen Sees und hangendst gröbere Schotter und Sande der Ötzache und der Seitenbäche das Längenfelder Becken, dessen Tiefe bei Huben sicher 109 m, bei Astlen-Längenfeld nach der Seismik 190—200 m, bei Winklen—Neßlach-Kapelle sicher (abgebohrt) 135 m beträgt. Die D/g-Eisdicke konnte also in der

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Beckenmitte etwa 330—350 m erreichen. Diese Eismächtigkeit erklärt besser die große Ausdehnung der D/g-Vergletscherung. Bis in das Längenfelder Becken nahm übrigens O. REITHOFER 1932 ein Herabreichen des Gschnitzgletschers an, bis zum Nordrand des Beckens die A. i. E. Das geringe Gefälle gerade dieser untersten Zungenregion ist auch erklärbar durch Toteis älterer Stadien, auf welches die Gletscher des Ötz- und Pollestales, ferner bei stärksten Schneegrenzsenkungen der D/g-Zeit wohl auch alle Seitengletscher des Beckens aufglitten. Auch noch nach dem Schwinden der das Becken füllenden Eismasse stießen bei solchen starken kurzen feuchtkühlen Depressionen diese Seitengletscher nach und bei kurzer Wegstrecke vermochten sie den Eis- oder Talgrund zu erreichen (so im unteren Breitlehnertal und besonders deutlich im unteren Hauertal: Hier liegen in 1180—1200 m Höhe linksufrige Wälle W Oberried. Ihre Schneegrenze (s. unten) ähnelt den tiefsten Lisenser Moränen H. HEUBERGER's (1954) bei Kniepiß-Praxmar im Sellraintal. Der große Bergsturz von Köfels ist älter oder höchstens ungefähr gleichalt wie der hier umrissene maximale D/g-Talgletscher des Ötztales, da er, wie oben erwähnt, N der Neßlach-Kapelle eine auf diesen Eisstrom zu beziehende Treppe kleiner Stauabsätze trägt.

XI. Eck-, Schlern- (und Steinach-) oder Mittelstadien des mittleren und nördlichen Ötztales.

(Kartentafeln und Profile wie bei Abschnitt X.)

Über den deutlichen D/g-Moränen des Söldener Beckens liegen bei „1675" S der Rettenbachmündung, nur 15—30 m über den D/g-Moränen, noch deutliche doch stumpfere Moränenabsätze. Da von diesen Absätzen keine Fortsetzungen gegen Heisenstabl und Gstrein emporführen, hat der Hauptgletscher bei und S Zwieselstein das D/g-Ausmaß nicht überschritten, das Söldener Becken wurde meist vom Windachtal- und Rettenbachtalgletscher etwas stärker gefüllt.

Erst Auf dem Eck finden sich wieder Moränen nahe, doch über dem System der oben beschriebenen D/g-Wälle. N des groben D/g-Moränenblockwerks von „1570" wird die Kuppe des P. 1620 von auffallend feinerer Moräne bedeckt. N der Kuppe, bei „1580" setzt ein ebenfalls aus feinerem Material bestehender stumpfer aber doch deutlicher Wall an und zieht bis in ca. 1500 m Höhe hinab. Diese Moränen entstammen, wie auch die D/g-Stadien hier, entsprechend dem Zurücktreten der im benachbarten Ötztal häufigen Amphibolite, dem Pollestal. Der zu diesen älteren Moränen gehörende ältere Gletscher war um 60—70 m mächtiger als der örtliche D/g-Gletscher, was wieder auf reicheren Schneeniederschlag hinweist. Dieses ältere Stadium oder mangels weiterer regionaler Hinweise nur Substadium sei

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

hier „Eckstadium" bezeichnet; Abkürzung D/g-S, da ein zwischen D/g- und Schlern vermittelndes Stadium vorliegt oder besser D-S_1, wenn man die tiefen aber kurzfristigen Vorstöße wie die der Hauertalmoränen W Oberried als D/g-S_2 bezeichnet. Mit den D/g-S_1-Moränen bei Sölden und am Eck ist sehr wahrscheinlich ein mächtiger rasiger Stauabsatz „1410—1420" bei Unterburgstein zu verbinden; die zugehörige Eisoberfläche lag etwa 70—80 m höher als die höchste D/g-Eisoberfläche. Im Sulztal liegt 80 m über den D/g-Wällen der Schattseite des Grieser Beckens ein Doppelwall „1920—1880". Er könnte den Eckstadien des Ötztales entsprechen, doch ist er grobblockiger als die darunter liegenden D/g-Moränen. Nach dem Schwinden dieses Eisstromes konnten, mindest z. T., die zahlreichen Stauabsätze des äußeren Sulztales entstehen. Diese Absätze entstammen teilweise verspülter hochglazialer Grundmoräne (Erdpyramiden bei Unterlehn). Eine Stauabsatztreppe „1420—1300" liegt auch über der Fuchs- und Stadelrinne S Längenfeld. Die Absätze sind bald mehr durch schuttreiche alte Gerinne, bald mehr durch ruhige Winkel besonders unbeweglichen Eises veranlaßt. Die Stauformen- und Ablagerungen sind Marken eines fast gleichmäßig niederschmelzenden großen Gletschers. Dies gilt besonders für das Eis des Längenfelder Beckens; nur bei den Wallformen wie Auf dem Eck, am Roten Mührle und allenfalls bei den Absätzen SO Sölden kann dieses Stadium als Vorstoß aufgefaßt werden.

Die Spuren eines wesentlich älteren Gletschers als die Eck- oder D/g-S_1-Vergletscherung sind am ONO-Abfall des Geislacher Kogels (P. 3058) von der Kleblaralm und vom Brunnkogelhaus aus zu sehen. Streifenböden, Blockzeilen und Mittelwälle (vergl. H. KINZL 1946/49) ziehen von den mächtigen unteren D/g-Wallstirnen des Wasserkares und Grauen Maurach in NNW-Richtung etwa 1 km weit gegen das Schußgrubenbödele (P. 2204, „2240"). Die Formen sind in der Südhälfte dieser Zone etwas verwischt, in der Nordhälfte sehr deutlich. Die Blöcke sind teils kantig, teils gerundet. Die südwestlichen bergseitigen Blockstreifen bestehen meist aus dem braunen Schiefergneis und Glimmerschiefer des Wasserkares und des O-Abfalles des Geislacher Kogels. In der Mittelzone und den NO-lichen talseitigen Blockstreifen herrschen meist derbe, weiße, augige oder flaserige Muskowitgranitgneise, die nach O. SCHMIDEGG 1932 S und SW des Geislacher Kogels anstehen. Diese Moränen zeigen klar, daß kein örtlicher Schlerngletscher aus dem Kar SSW des Schußgrubenbödeles (und wohl auch keiner aus dem Wasserkar) nach NO abströmte, sondern daß das Eis diesen Mulde wie auch der Gletscher des Wasserkares nach NW abbiegen mußte; daß ferner das Söldener Becken von einem 850—950 m mächtigen Eisstrom erfüllt war, und daß endlich dieser Gletscher durch starken Zustrom aus dem Windachtal nach NW hin abgedrängt wurde. Dieses Strömungssystem

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

und die Art der Moränen als Mittelwälle, nicht als Uferbildungen, erklärt die tiefe Lage des SSO-Teiles dieser Zone. Auch ein geringes Abgleiten infolge Durchfeuchtung durch D/g-Schmelzwässer ist hier möglich. Auch über Falzen-Gigeritz streichen derartige ufernahe Mittelwälle („2250—2110"); die Formen sind auch hier deutlich, die Stücke aber meist klein und gut gerollt, braune Schiefergneise und Glimmerschiefer überwiegen hier. Die Wälle führen auf knapp 100 m Abstand an die D/g-Blockwälle des O-Abfalles des Geislacher Kogels heran; gleichwohl fehlt zu diesen jüngeren Aufschüttungen hin jede T- oder Hammer-förmige Verbindung. Weite wallfreie Rundhöcker trennen diese Zone auch von den D/g-D/d-Uferwällen bei Heisenstabl-Gstrein.

Ähnlich dimensioniert war der Gletscher des Pitztales, dessen Seitenarm im Plangeroßtal nach unveröffentlichten Aufnahmen von M. BAUER-OBERSTEINER 1934 bei „2605—2480" hoch an der Sonnseite Uferwälle hinterließ: Eisdicke im Pitztal darnach ca. 900 m. Im Berner Oberland fand ich 1952 hierzu ein Analogon in den blockigen Mittelmoränen des mittelstadialen Aletsch- und Rhonetalgletschers von Galvernbord: Eisdicke über dem Rhonetal bei Brig etwa 1300 m.

Ähnlich wie sich die Eisoberfläche des D/g-Gletschers nach jeder stauenden Verengung senkte — vgl. hierzu im Längsprofil Tafel II die Moränenabschwünge Schranklasegg, Hlg. Kreuz, Hoher Nachtberg und Auf dem Eck — so ist auch nach dem Engtal von Sölden bis Huben eine Senkung der Eisoberfläche des mittelstadialen Gletschers anzunehmen. Auch an seinen Eisoberfläche des mittelstadialen Gletschers anzunehmen. Auch an seinem Ufer und an seinen niederschmelzenden Rändern wurden Hangschutt und verschwemmte Moräne angeschüttet: „1680" u. a. auf Stabele (SW Hlg. Geist), „1610—1560" auf Gridasebene O über Burgstein, „1325, 1260" N Umhausen, „1305, 1285" W Umhausen (die Vorkommen N Umhausen, an der Renne- und Muhrbachmündung hatte O. REITHOFER 1932 als Schlernmoräne aufgefaßt), „1300, P. 1237" u. a. zwischen Habichen und Ötz, endlich „P. 1222" S ober Haderlehen. An allen diesen Vorkommen zeigen Anrisse, daß hier nicht eine dünne Schuttschicht auf einem vorspringenden Felssockel liegt, sondern daß der besonderen Stauform auch ein mächtiger Schuttabsatz entspricht. Auch Wallformen sind in dieser Zone vorhanden: „1630" auf Gridasebene, zu Hammerform ausbiegende Uferwälle des unteren Innerbergtales bei „1820", ein ähnlich zu wertender Wall des unteren Fundus- und Leierstales „1400—1280", endlich Uferwälle oder ufernahe Mittelmoränen bei Stuffreich-Amberg: „1250—1180".

Von den größeren Seitentälern des mittleren bis äußeren Ötztales weist das untere Sulztal eine große Anzahl von Stauabsätzen auf: die

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

obersten („1745") stehen der mittelstadialen Vergletscherung nahe, die tieferen den D/g-S_1- und D/g-Stadien. Senkt man die Schneegrenze von der 1950er-Lage (bei 2900—3000 m) nur um 900 m (Schlern-Schneegrenzsenkung), so erhält man mit einer Schneegrenze bei 2000—2100 m ein gewaltiges Einzugsgebiet, dessen Gletscherzunge an sich weit in das Längenfelder Becken vordringen oder mit dem oben skizzierten großen mittelstadialen Talgletscher verschmelzen mußte. Die Stauabsätze sind jünger als dieser Gletscher. Auch im Fundus- und Leierstal ergibt eine solche Rechnung eine Eiszunge, die weit in das Umhausener Becken herab gereicht haben könnte. Jedoch an der Stelle von Wall- und anderen Moränen, die einer solchen Eiszunge zugeordnet werden könnten, zieht von einem schmalen zerfallenden Blockgrat S des unteren Fundusbaches bei „1400" gegen „1285" ein nur wenige Meter hoher doch deutlicher Wall anderer Art herab. Der N-Abschnitt des Walles enthält Glimmerschiefer, Schiefergneise und Amphibolite des Leierstales, im S-Abschnitt herrschen helle Orthogneise des Fundustales vor. Der Wall ist daher eine Mittelmoräne, doch hat das Leierstaleis den größeren Talabschnitt beherrscht, sein Nährgebiet war ja auch ausgedehnter. Der Wall zieht nun nicht steil zum Ötztal hinab — wie dies für einen normalen örtlichen Seitengletscher zu erwarten wäre. Der genannte Wall streicht, fast vom untersten Fundustalgrund flach gegen O bis OSO, so daß sein Unterende weit höher über dem steilen Grund des vereinigten Fundus- und Leierstales liegt als sein Oberende. Dieser Wallverlauf ist nur dadurch erklärbar, daß das Eis beider Seitentäler in einen mächtigen Ötztalgletscher einmündete und daß es durch diesen zur T- oder Hammerform gestaut wurde. Daraus erhellt das Schlernalter des großen mittelstadialen Eisstromes im Ötztal.

Etwa 150 m OSO des unteren Wallendes „1285" liegt in gleicher Höhe oder bei 1280 m ein deutlicher, flach in das Ötztal ausstreichender Stauabsatz verspülter grober Moräne auf teils geschichteter, teils massiger schlammreicher, durch eine Runse gut aufgeschlossener hochglazialer Grundmoräne (Erdpyramiden). Staublockschutt und Grundmoräne sind je ca. 10—20 m mächtig. Die Stauform hat keine Eisüberarbeitung mehr erfahren, sie muß also nach oder mit dem Schwinden der oben umrissenen Schlerngletscher gebildet worden sein, wobei das Haupttaleis die dünneren Seitengletscher überdauerte. Die Lage der Grundmoräne am überschütteten Steilhang macht unwahrscheinlich, daß sie sich ohne anpressendes Eis lange gehalten hätte. Leichter vorstellbar ist, daß der steile und doch weit vorragende Moränenfleck vom Würm- und Altstadialeis gar nicht erst, oder mindest nicht für längere Zeit freigegeben wurde, um dann erst neuerlich von Schlerneismassen bedeckt zu werden, sondern daß diese Moräne vom langsam niederschmelzenden Würm- und Altstadialeis hier in einem „Toten

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Winkel" bedeckt und geschützt blieb, bis die seitlichen Schlerngletscher vorstießen.

Die Mündung des Tumpentales ist zu steil, als daß hier ähnliche Absätze oder Wälle wie am untersten Fundus- und Leierstal sich erhalten könnten. Wohl zeigt bei „1020" Bergsturzschutt (Granodioritgneis) nach N absinkende Wallformen und zwischen tieferen Blöcken liegt etwas Moräne. Ob der Bergsturz auf Späteis oder nur auf Moräne niederbrach, ist hier unklar.

Auch im Nedertal wurde, wie im Sulz- und Fundus-Leierstal, der theoretisch mögliche Schlerngletscher ermittelt. Auch hier ergibt eine Schneegrenze bei nur 2000 m Höhe ein bedeutendes Nährgebiet, aus dem, etwa bei der Teilung N:Z = 3:1, eine Gletscherzunge bis zum Ötztalgrund hätte vorstoßen können. Zugehörige Moränen fehlen. Auch die erwähnten Moränenwälle von Stuffreich-Amberg zeigen keine T- oder hammerförmige Krümmung zum Ende oder Rand dieses zu erwartenden Gletschers. Die Wälle von Stuffreich-Amberg sind daher entweder jünger als der Schlernvorstoß aus dem Nedertal oder sie sind — was noch wahrscheinlicher ist — randliche Mittelmoränen des großen Talgletschers und des weit kleineren Seitengletschers. Beide Lösungen veranlassen, die schlernzeitliche Eishöhe im Ötztal noch um 50—100 m oder maximal etwa 500 m höher anzunehmen, als dies im Längsprofil (das sich zunächst streng an die obersten Stauabsätze und Moränen hielt) mit _ _ s _ _ skizziert wurde. Der schlernstadiale Ötztalgletscher hatte bei Umhausen eine Eisdicke von zirka 350—450 m (von der heutigen Talsohle empor gemessen, die Schutttiefe ist hier unbekannt); in der breiten Ötztalmündung ist mit einer Eisdicke von mindest 500 m, eher 600—650 m zu rechnen. Die Talverschüttung scheint hier, vom Tschirgant-Bergsturz abgesehen, gering, da nach O. REITHOFER 1932 an der untersten Ötzache höchst wahrscheinlich interglaziale Schotter als Talgrund anstehen (s. unten). Diese bedeutende Eisdicke, nicht minder auch das Fehlen niedriger gelegener endnäherer Uferwälle auf den weiten und vielfach flachen Rundhöckern der Talmündung nötigt dazu, auch im Inntal eine gleichzeitig etwa gleichmächtige Eismasse anzunehmen, während die von den A. i. E., R. v. KLEBELSBERG 1949 c) und O. REITHOFER 1932 in und nahe dieser Mündung erwähnten Gschnitz- bzw. Schlernendmoränen und Sander anders (z. T. als jüngere Bildungen) gewertet werden müssen.

Im Horlachertal (Längsprofil g'—g''' Tafel 7, Querprofile 20—20', 19—19' Tafel 2) reichten die minimalen D/g-Gletscher bis etwa zur Gubener Hütte und an die Mündungen des Larstig- und Graßtalltales; sie entsprechen etwa den innersten D/g-Moränen der Stockacher Böden oder des Weiten

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Kares. Die den äußersten D/g-Moränen dieser Hochflächen entsprechenden maximalen D/g-Gletscherzungen hier, konnten aus dem Zwiselbachtal mindest bis zur Larstigtalmündung, aus dem Larstig- und Graßtalltal aber bis in die Nähe des Niederthaier Beckens reichen. Senkt man auch hier die Schneegrenze für einen theoretischen Schlerngletscher nur auf 2000 m Höhe ab, so entsteht ein günstiges Gletschernährgebiet, welches das Einzugsgebiet des nach W. HEISSEL 1932 und H. PASCHINGER 1952 bis Trins reichenden Schlerngletschers an Fläche noch etwas übertrifft. Erreichte der gesamte Schlerngletscher des Gschnitztales etwa 17 km Länge, so konnte dieselbe Depression hier einen mindest gleichlangen Gletscher erzeugen: Schon mit 12 km erreichte er hier das Niederthaier Becken, mit 17 km den Grund des Längenfelder oder Umhausener Beckens — oder aber er vereinigte sich mit dem großen mittelstadialen Ötztalgletscher, wie dies am Fundus- und Leierstal sowie am untersten Nedertal dargestellt wurde. Und ähnlich wie im unteren Sulztal entstanden auch hier mit und nach dem Schwinden dieser Eismassen besonders an der früh eisarmen oder von Lawinenkegeln freien Sonnseite zahlreiche Stauabsätze und -formen; die obersten liegen bei Tölder und Treienweg 200 m über der Bachsohle, die untersten und talaufwärts liegenden konnten erst mit oder nach dem Schwinden des D/g-Gletschers angeschüttet werden. Den in diesem Raum gelegenen, von der linken Seite der Horlachmündung in das Niederthaier Becken hineinragenden Schuttriegel des Ennebachegg, hat O. REITHOFER 1932 als Schlernstirnwall bezeichnet. Dagegen spricht aus den eben angeführten Gründen die Kürze des bis hierher reichenden Gletschers, ferner die Form des Ennebachegg: Es besitzt keine normale U- oder Zungenform, es biegt nicht nach NO in das Horlachtal ein, wie dies bei einer Ufermoräne sein müßte, es krümmt sich oben gegen WO bis OSO. So könnte dieser Schuttriegel bestenfalls die Mittelmoräne zwischen einem Horlachgletscher und einer das Niederthaier Becken füllenden Eismasse sein. Das Material hier erlaubt keinen sicheren Schluß. Die Rollung der Stücke ist dieselbe wie bei Muren oder wenig bearbeiteten Moränen; Kritzer wie Politur sind im Kristallin hier allgemein selten. Aus gleichem Material wie das Ennebachegg bestehen aber auch andere Anschüttungen im O und SO des Niederthaier Beckens und an ihnen treten, bei „1640" und „1620" an und N des Mausla Jöchl ebenfalls die flachen Oberflächen oder Kanten der Stauabsätze auf: Ennebachegg ist wohl nur ein Teil dieser Staubildungen und seine Form dürfte aus dem Wechselspiel von Aufschüttung, Eisstau und Abtragung durch den Horlachbach wie auch durch Gewässer der Ritzmarlehn-Rinne zu erklären sein. Die Formen des Ennebachegg sind durchaus vergleichbar den Staukegeln auf Kendla oder der Mündung des Wüthenbaches u. a. Die SW-Seite des Beckens wird durch den Steilabfall des Köfelser

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Bergsturzes begrenzt; da dieser nicht glazial überformt ist, entstand er erst nach dem Schlernstadium.

XII. Bergsturz von Köfels und Spätglazial; ältere Ötztaler Schotter. (Dazu: Karten Tafel 3 und 12; Profile 16—20 Tafel 2; 13—19 Tafel 12; Längsprofil, besonders d—d', Tafel 11; Horlacher Stollenprofil Tafel 10.)

Erst dem Bimsstein und Bergsturz von Köfels, dann einem Sperreprojekt für ein Längenfelder Staubecken (mit 600 Millionen m³ Inhalt) galten eine Reihe älterer Beobachtungen, dann die ungemein sorgfältigen Studien von O. REITHOFER 1932, O. AMPFERER 1939 a), b), und J. STINI 1939, ferner von R. v. KLEBELSBERG 1951 und H. ASCHER 1952; besonders die beiden letzten Autoren konnten die Ergebnisse der technischen Projektvorarbeiten ihren Veröffentlichungen einfügen. Nach diesen Untersuchungen und nach eigenen Beobachtungen (1954) sind bei Köfels, in der Maurachschlucht und am Tauferer Berg vor allem zu unterscheiden:

1. Halbfeste, eigenartig zerrüttete zweiglimmerige granitische Augen- und Flasergneise (Karo-Signatur in den Profilen und Tafel 3). 2. Diesen Massen sind im Ostteil Schotter, Sande, gelegentlich auch Moränen aufgelagert. 3. Den zerrütteten Orthogneisen sind Bergsturztrümmer vom gleichen Granitgneis wie 1., ferner von Schiefergneis und Amphibolit aufgelagert. Signaturen für 2. sind dicke Punkte in Tafel 3, Ringe in den Profilen; für 3. Dreieck- und Blockzeichen.

Von diesen drei Einheiten ist die letzte, der Bergsturzschutt 3. am wenigsten problematisch. Die Bergsturzmassen greifen über beide Seiten der Ötz- oder Maurachschlucht hinweg, so daß nach W. HAMMER 1924 diese Schlucht jünger sein sollte als die Überschüttung. N. LICHTENECKER 1929, O. REITHOFER 1932 und R. v. KLEBELSBERG 1935 halten die Schlucht für älter als den Bergsturz, da die Trümmer bis 60 m über den heutigen Talgrund herabreichen. O. AMPFERER hat 1939 das Blockwerk als mäßig mächtige Decke auf dem zertrümmerten Granitgneis dargestellt, was nach meinen Beobachtungen meist zutrifft. Mehrfach ist natürlich Bergsturzblockwerk abgeglitten und hat den zerrütteten Orthogneis (1.) verdeckt. Ausgelöst wurde der Bergsturz (3.) durch die Zerrüttung oder die Bimssteineruption oder diesen Phänomenen beigeordnete Vorgänge. Die Abrißnische S des Wenderkogel wurde mit —...— bezeichnet.

Vor der Erörterung der zweiten Einheit, der Schotter, Sande und Moränen, muß kurz auf die mannigfachen anderen schotter- und sandartigen Vorkommen des Ötztales verwiesen werden, die älter sind als die alluviale Talfüllung: a) Schotter und Sand im Kühloch (70—80 m S Kühbichl, P. 1592) NW Zwieselstein. Hier ist eine den Bärenriß durchlaufende, das Ötztal (Kühtreinschlucht) mit etwa

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

OW-lichem Streichen und 75° nach N steilem Fallen querende Ruschelzone glazial oder fluvioglazial etwas erweitert und mit den obgenannten Sedimenten gefüllt. Des örtlichen Sperreprojektes wegen (G. MARKT 1950) wurden Sedimente und Störung durch die Studiengesellschaft Nordtirol mittels eines Schachtes untersucht. Felsfurche und Sediment erreichten nach Mitteilung von H. LINK 15 m Tiefe. Ein Rest interglazialer Sedimente wäre hier möglich. Wahrscheinlich ist eine fluvio- oder subglaziale Füllung der Felsrinne bei vorübergehender Verstopfung der engen Kühtreinschlucht. b) Weitere Schotter und Sande sind, nach Mitteilung von H. LINK nahe dem Kühbichl bei einem Sondierstollen im linken Achenufer in 1446 m Höhe unter einer Bergsturzhalde angetroffen worden (siehe Profil 2"—2"', Tafel 8). Die wohl nur einige Meter mächtigen Sedimente könnten Interglazialreste sein, wahrscheinlicher sind sie die Staubildung einer Zeit, als noch etwas Toteis im Söldener Becken lag. c) An der Sulztalmündung bildet grober Blockschotter und mittlerer bis feiner gut gerollter Flußschotter die rechtsseitigen Absätze „1225—1320". Die Geröllgröße nimmt von der Bachnähe nach NW hin ab. Die Form flacher Kegelanschüttung ist an der obersten Kehre der Straße nach Gries bei etwa 1265 m Höhe deutlich. Unter dieser Anschüttung sind — wie bei Kendla u. a. O. — die tieferen Rundhöcker frei von Schottern. Form und Sediment entstammen hier sicher einer spätglazialen Phase, als an oder knapp unter den Schottern im Längenfelder Becken noch das stauende Spät- oder Toteis lag. Vielleicht liegt hier ein Sandersektor vor, der seinen Ursprung in einem D/g-Gletschervorstoß (oder Halt) bis zum Grantbichl, P. 1383, hatte. d) Ähnliche Schotter und Sande liegen auch in der Schlucht des unteren Nedertales, bei und oberhalb P. 1121. Doch die Oberkante dieser Sedimente bildet hier keine deutliche Fläche, sie ist vom Hangschutt völlig verwischt. e) Nur die von O. AMPFERER 1904 und O. REITHOFER 1932 an der untersten Ötzache festgestellten Schotter sind auf Grund der vorkommenden Protogingranitgerölle dem Ötztal fremd und, da nach W. HEISSEL 1954 auch bei Innsbruck Interglazialschotter unmittelbar unter nur wenige Meter dünnem Alluvium liegen, sehr wahrscheinlich auch interglazial. Sie gehören zu den nach W. HEISSEL o. c., unterhalb bei Imst mindest bis 900 m emporreichenden, nach O. AMPFERER 1915 im Walderbachtal bis 1400 m verfolgten, nach der Geolog. Karte Bl. Ötztal am Holzberg (P. 1443) W Sautens noch etwa 1200 m Höhe erreichenden, somit ehemals etwa 500 bis 700 m mächtigen Sedimentfolge der Riß-Würm-Zwischeneiszeit.

Es ist wenig wahrscheinlich, daß die von a) bis d) angeführten Schotter und Sande zu e), zu diesem mächtigen Interglazial nähere Beziehungen haben. Auch sonst ist das Ötztal, wenn man von den Vorkommen a) bis d) und den Stauabsätzen mit ihren nicht mehr glazial veränderten Stauformen

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

absieht, frei von wesentlichen älteren Sand- und Schottervorkommen. Lediglich ein äußerstes südlichstes Vorkommen, sehr wahrscheinlich interglazialen Alters, f), liegt auf dem eisgeschliffenen Felsvorsprung der Hl.-Geist-Kapelle, W von Längenfeld. Der Felsvorsprung wird nach W. HAMMER 1929 aus Amphibolit und Eklogit gebildet. Seine Sande zeigen an den seltenen Aufschlüssen keine deutliche Schichtung; die etwa 3—30 cm durchmessenden Gerölle sind gut geglättet und entstammen der bunten Ötztaler Gesteinswelt. Die Mächtigkeit ist 1 bis wenige Meter. Eine Stauform ist in 1200 m Höhe SW der Kapelle angedeutet, aber die Hauptmasse der Sande und Schotter bedeckt den Felsvorsprung bis etwa „1360", empor als formlose Kappe. Unterhalb sind in und auf den Sanden und Schottern Moränenblöcke selten, bei „1360" gehen die fluviatilen Sedimente in schmaler Zone allmählich in gerollte und kantige bis grobblockige Moräne über. Alle übrigen ähnlich hoch liegenden Rundhöcker des Längenfelder Beckens sind frei von derartigen Sand- und Schotterschichten. Der Felssporn von Hlg. Geist trägt unmittelbare Reste sehr wahrscheinlich interglazialer Sedimente oder das hochglaziale Eis preßte dieses Material aus dem tieferen Beckengrund über den Felssporn. Das gröbere Material, das mehrere Bohrungen [vergl. O. AMPFERER 1939 a), R. v. KLEBELSBERG 1951] unter der Schicht von Seeschlamm und feinstem Sand nachwiesen, könnte recht wohl z. T. die obigen Sande Schotter und Moränenblöcke beinhalten.

Nach O. REITHOFER 1932 treten Schotter und Sande — O. AMPFERER [1939 a), b)] kennt sie seit 1908 — in weiter Verstreuung am Tauferer Berg auf; sie liegen hier vielfach unter und zwischen Bergsturzblockwerk, aber mehrfach auch auf unzerstörtem Augengneis mit Eisschlifformen sowie auf zu Riesenblöcken zerrüttetem Augengneis. Der Autor beschreibt auch die zwischen Bergsturzblockwerk eingeklemmten Linsen von Schotter N Winklen (R. v. KLEBELSBERG erwähnt 1951 von diesem Vorkommen auch gekritzte Geschiebe). Die Sande und Schotter des Bergsturzgebietes und des Felssporns von Hlg. Geist sind einander völlig gleich. Auch im Bergsturzgebiet treten im Bereich der Schotter- und Sandvorkommen Moränenblöcke auf (der Autor betont nur die Sonderung von Flußsediment und Moräne). O. REITHOFER hält die Schotter und Sande für entweder Interglazial zwischen Riß-Würm oder zwischen Würm-Schlußvereisung; das erstere scheint mir wahrscheinlicher.

Die gleichen Schotter und Sande wie am Tauferer Berg und bei Hlg. Geist liegen aber auch am Südrand der Halde des Taststollens SO Umhausen (Horlach-Stollen). Wieder ist das Material, wie bei den anderen Vorkommen, Glimmerschiefer, Schiefer- und Granitgneis, Amphibolit und Eklogit des Ötztales; auch Stückgröße und Glättung sind gleichartig. Nach H. ASCHER 1952 und Mitteilungen H. LINK's wurde der

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Stollen meist in festem Kristallin vorgetrieben. Die ersten drei nach SSO abzweigenden Querschläge trafen Sand, Schotter, Grobgerölle. 200 m SO des dritten Querschlages wurde noch ein vierter 100 m langer Querschlag nach S vorgetrieben (er ist in Tafel 3 und 12 zu ergänzen), der in festem Kristallin verblieb. Stollen und Querschläge erweisen eine alte schotter- und sanderfüllte Horlachrinne, ihre unterirdischen Schichtlinien ergeben aber eine deutliche NO-Ausbuchtung des Ötztales gegen das Horlachtal: Den ähnlich wasserreichen Sulz- und Windachtälern fehlen derartige Ausbuchtungen völlig. Da, wie schon H. ASCHER 1952 bemerkt, an den nördlichen Neßlacher Wänden auch die Gletscherschliffe nach N bis NNO abbiegen, hat hier der hocheiszeitliche Gletscher (wohl der Riß- oder älterer Eiszeiten) eine fertige Vertiefung oder vermutlich eine tektonisch gelockerte Zone (s. unten) überformt, dann wurden die Schotter und Sande eingelagert, als letztes aber wurden, wie die Kombination der Stollendaten und der geologischen Oberflächenaufnahme erweist, über die Furche und die eingefüllten Schotter und Sande der Einheit (1.) des Beginns dieses Abschnittes, die zerrütteten Orthogneise, emporbewegt.

Die zerrütteten Massen (1.) kartierte W. HAMMER 1929 als zweiglimmerige granitische Augen- und Flasergneise. O. REITHOFER gab von ihnen 1932 die Übersicht der Lagerung (Schieferung) und der Streckachsen (übernommen in Tafel 12). H. ASCHER faßte 1952 die wichtigsten Entstehungstheorien zusammen: W. HAMMER (1923, 1937) und O. REITHOFER 1932 vermuten magmatische Hebung, verbunden mit der Bimssteineruption und mit teilweisem Rücksinken und Zertrümmerung der Gneise. Nach J. STINI 1939 seien durch sich hier kreuzende grabenbruchartige Störungssysteme (Graben- und Keilbrüche) Gleitungen, Zerrüttung und Bergstürze ausgelöst worden. O. AMPFERER knüpft 1939 an J. STINI's Meinung an, betont aber eine durch Grabenbrüche ausgelöste W-O-Gleitung; die zerrütteten Gleitmassen beluden beim Durchfahren des Ötztalgrundes die stirnseitige Oberfläche mit den Schottern und Sanden.

H. ASCHER sieht durch den Stollen die Meinungen W. HAMMER's und O. REITHOFER's widerlegt, die Ansicht O. AMPFERER's bestätigt. Aber diese letztere Ansicht erklärt nicht, weshalb die Schotter und Sande, wie O. AMPFERER bereits 1939 bemerkte, über 1 km vom NO-Rand der Gleitmasse nach SW hin verstreut sind. Daher liegt doch eine Hebung der zerrütteten Granitgneise mit den daraufliegenden Schottern, Sanden und Moränen vor, allerdings nicht in vertikaler, sondern in schräger Richtung, von W nach O oder von SW nach NO empor. Da die Sohle des nördlichen Längenfelder Beckens nach R. v. KLEBELSBERG 1951 bei Bohrung 1 d 1009,1 m erreicht, der gehobene Talgrund aber mit den Schottern usw. 1600—1700 m Höhe im Tauferer Berg, betrug die Hebung, wäre sie vertikal,

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

etwa 650 m (O. REITHOFER nahm o. c. mindest 500 m an), der Betrag der Schrägbewegung ist noch um einige 100 m größer.

Die enorme, von den meisten Forschern, besonders von O. REITHOFER o. c., beschriebene Zertrümmerung der Rundhöcker, ist eher durch vulkanische oder tektonische als durch Gleitvorgänge allein erklärbar. A. PICHLER fand [1863 a), b)] den Bimsstein mit der Oberfläche glazialer Rundhöcker verlötet, O. REITHOFER hält 1932 die derzeit sichtbaren glatten Flächen in der Gangnähe für Harnische, er ist aber vom vulkanischen Charakter des Ganges überzeugt. W. HEISSEL hält 1938 bimssteinartige Vorkommen bei Habichen für Brandfolgen oder praehistorische Schmelzstätten, er neigt aber (laut Mitteilung) bei Köfels zu O. REITHOFER's Ansicht. R. v. KLEBELSBERG nimmt 1951 an, daß Bimssteineruption und Zerrüttung gleichzeitig erfolgten. Auch mir scheint die letztere Auffassung für sehr wahrscheinlich; doch wäre es sehr wertvoll, den bekannten, aber derzeit verfallenen Gangausbiß doch noch einige Meter tiefer aufzuschließen und nach neuen Ausbissen mit vielleicht unzerstörtem Oberflächenkontakt zu suchen.

Während die Hauptmasse der zerrütteten Gneise nach O. REITHOFER 1932 im Grobbau ruhiger Lagerung wie im Feinbau der Streckachsen und Klüfte sich aus der kristallinen Umrahmung nicht unterschiedlich heraushebt — mit Ausnahme der tieferen Maurachschlucht, wo die Klüftung zunimmt (Totalzertrümmerung) — herrscht in der vom Autor kurz erwähnten Amphibolitzone SW—W Wiesle steile bis senkrechte Aufrichtung von Amphibolit und Gneis sowie enggescharte Faltung. Diese Tektonik spricht für Schub in NW—SO-Richtung. Die Front dieser Bewegung ist nahezu parallel dem SO-Rand der zerrütteten Gneise. Die SO-liche Gegenfront, der NW- bis W-Fuß der Neßlachwand, ist durch Harnische und Schleppstrukturen der Granitgneise gekennzeichnet, weiterhin liegen Ortho- und Paragneise meist merklich flacher oder ruhiger. Die Schleppstrukturen der Wand deuten auf Emporbewegung der Westscholle (nach deren Abtragung erst die Horlachfurche gefüllt und die zerrütteten Gneise emporgefrachtet wurden). Es treten aber die Wiesle-Amphibolite im Liegenden und Hangenden der hellen Orthogneise der Neßlachwand auf, so daß der Bewegungssinn dieser Zone erst bei weiterem Vortrieb des großen Stollens zu klären ist. Sind so in manchem die oberwähnten Profile noch unsicher, so schien es doch gerechtfertigt, die zerrütteten Gneise als bewegte Scholle darzustellen. Motor der Bewegung können tektonische wie vulkanische Kräfte zu nahezu gleichen Teilen sein. Auch die nach O. REITHOFER 1932 und O. AMPFERER 1939 b) gerade in der Maurachschlucht zahlreichen Diabase weisen auf ein frühes örtliches tiefes Kraftzentrum, welches letztlich spätglazial die Granitgneise zerrüttete, mehr oder weniger gleich-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

zeitig über die Schotter und Sande der alten Horlachfurche emporschob und die Wiesle-Amphibolite gegen die Neßlachwand preßte. Begleiterscheinungen dieser letzten Vorgänge sind die „Feinsedimente", die R. v. KLEBELSBERG 1951 in den Bohrungen II, III, IV im Hennental 2, 2a, 2b in der südlichen Maurachschlucht verzeichnet: Meist handelt es sich, nach diesem Autor, um feine Bergsturzzerreibsel oder Zusammenschwemmung feiner Auswaschungsprodukte in Hohlräumen. Doch auch vom Grund her aufgeschürfte Sande oder feine Grundmoräne wäre m. E. möglich. Die Dicke des durchbohrten Feinmateriales ist in Bohrung IV rund 41 m, in Bohrung 2b sogar 72 m. Da steile Ruschelzonen mit gleichartigen Zerreibungsmaterial oder große offene Hohlräume in den generell weit nach O—NO bewegten Massen schwer vorstellbar sind, wurde in Profil 18—18' (Tafel 12) die Bewegung der zerrütteten Felskerne ähnlich skizziert, wie der Emporschub der Granitgneise des Tauferer Berges über die Schotter der alten Horlachfurche. Die gelbliche Farbe, die R. v. KLEBELSBERG o. c. beim Feinmaterial der Bohrung IV erwähnt, gilt auch für die Schotter und Sande der Seitenstollen: Die oxydierenden Grundwässer vermochten der zerrütteten, klüftigen Massen wegen tief herab zu wirken. Eine weitere Begleiterscheinung ist die Heraushebung von Geländekanten NO Köfels, SW und NO der mittleren Maurachschlucht sowie W Wiesle; sie wurden in Tafel 3 und 12 mit Fallzeichen vermerkt.

Sehr knapp erwähnen die A. i. E. innere Gschnitzmoränen am Bergsturz. O. REITHOFER hält 1932 den Bergsturz für jünger als Schlern, älter als Gschnitz II. O. AMPFERER erwähnt 1939 b) Lokalmoränenwälle bei Wiesle, hat aber dabei Formen der zerrütteten Gneise und Amphibolite irrig gedeutet. H. GAMS deutet 1949/50 an, daß der Bergsturz auf spätglaziales Toteis herabgestürzt sein könnte.

Sicher ist die letzte Form des Tauferer Berges, besonders die Stirn am SW-Rand des Niederthaier Beckens, jünger als der oben ermittelte Schlerngletscher. Das Becken selbst, besonders sein SW-Abschnitt, ist nicht durch den Horlachbach, sondern durch kleine Gerinne des Tauferer Berges mit feinem Bergsturzsplitt versandet. Der NO-Abschnitt ist vom NW-Abfall des Hemerkogels (P. 2760) her gefüllt, jedoch meist mit feinem Sand, während die Steilrinnen hier derzeit Schotter bringen. Die vom Horlachbach her zu erwartende Einschotterung fehlt. Wahrscheinlich war das Becken noch nach dem Schlernstadium eiserfüllt, etwa bis zu den oben erwähnten Stauabsätzen. Diese Eisfüllung muß noch bestanden haben, als der Horlachbach sein heutiges Tal ausfurchte, vielleicht begann die Übersandung der kleinen Tomahaufen bei Tölderboden und SW Lehen noch, als diese unter Eis lagen; nach dem Schmelzen entstand wohl, wie all-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

gemein angenommen, ein See, der allmählich gefüllt und dessen Füllung letztlich etwa 30 m tief zertalt wurde.

Der ehemalige Horlachbach hinterließ SW Niederthei eine schmale rechtsufrige, etwa 20 m über dem Talgrund verlaufende Schotterterrasse; ca. 100 m NW Wirtshaus Stuibenfall streicht sie ohne ersichtliches Stau- oder Sedimentationsniveau frei in die Luft aus. Der eisüberschliffene, z. T. auch wassergekolkte Granitgneisriegel SW des Wirtshauses liegt meist, der von O. REITHOFER 1932 bemerkte „Wall" aus Bergsturzbrekzie, liegt gänzlich tiefer als diese Geröllterrasse. O. REITHOFER nahm o. c. an, daß der Horlachbach erst die Schlucht SO des Stuibenfalles ausräumte, dann seinen heutigen Lauf einschlug. Was sollte aber den Bach zum Berghang nach N hingezwungen haben, wenn er sich im S und W bereits ein tiefes Bett geschaffen hatte. Ein Hinundherpendeln wäre hier gewiß denkbar, wenn einst nahezu an Stelle der Schlucht der Bergsturz lag. Dann müßten aber auch Gerölle auf den Rundhöckern S des „Bergsturzwalles" liegen, wie dies W und N der Brekzie der Fall ist; eine solche Geröllzone fehlt aber. Vermutlich beeinflußten an- und hochgepreßte Eismassen die tiefe Furche SO des Stuibenfalles und das NW-Ausbiegen des Horlachbaches.

Tauferer Berg und Wolfseck brechen N und W Wiesle mit einem 50—100 m hohen Steilabfall nieder. Der Steilabfall ist wie die Hochfläche gegen N, NW und W mit granitischem Bergsturzblockwerk übersät. Am Fuß dieser Blockwand liegt die Zone der Wiesle-Amphibolite mit Ötztaler Schottern, Moräne und Trichterformen gleich einer geschützten Oase [N. LICHTENECKER's Moränenzone (1929)]. Äußerst wenig helle Bergsturzblöcke liegen hier. Die Aussparung dieser Zone aus den N, NW, W und SW gelegenen Blockmassen ist am besten durch eine deckende Eisscholle erklärbar; die Trichter sind dann durch zerrüttete Gneise und Amphibolite vorgezeichnete Toteislöcher. Ebenso kann die tiefe Furche zwischen Amphiboliten und Neßlachwand ein Gegenstück zur Schlucht SO des Stuibenfalles sein.

In der S-Fortsetzung dieser Schlucht wurde Bohrung 1d (Querprofil 17—17', b) abgeteuft. O. AMPFERER's Darstellung 1939 a) einer jäh abfallenden Front des östlichen Wurzberges (Bergsturzblöcke) und der unzerrütteten Neßlachwand schien auch hier einen mächtigen stauenden Eiskeil zwischen anbrandenden Trümmern und festem Grundgebirg zu erfordern. R. v. KLEBELSBERG wies aber 1951 auf andere Deutung des Bohrprofiles hin, da im Bohrbericht das tiefere Feinmaterial als Zerreibsel und die Blöcke nur fallweise als Schiefergneis vermerkt sind. Es wurden daher in Tafel 12 die Querprofile 13—18 und das Längsprofil nach dem letzteren Autor umgezeichnet. Darnach kann der Bergsturzschutt des Wurzberges die tiefe Furche in stärkerem Maß, als es nach O. AMPFERER

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

wahrscheinlich war, erfüllen. Anderseits hält R. v. KLEBELSBERG selbst o. c. dieses Profil für schwer beurteilbar; ein schwerwiegender Gegengrund gegen die übrigen hier gebrachten Beobachtungen und Auffassungen ergibt sich aus der verschiedenen Wertung der Bohrung 1 d nicht.

Ich glaube daher in dem etwa folgenden Maß H. GAMS beipflichten zu müssen:

a) Etwa im Eck- oder D/g-S_1-Stadium, als im Längenfelder Becken die Eisdicke noch ca. 350—450 m betrug, erfolgten Emporhebung der Granitgneisschollen (mit hangenden Schottern, Sanden, Moräne) über die Schotter der alten Horlachrinne, Zerrüttung der Granitgneiskerne, Faltung der Wiesle-Amphibolite, ? Bimssteineruption, O—NO-Schub auch von Eismassen, Bergstürze; ihre Blockmassen wie auch zerrüttete Gneiskerne konnten fallweise auf Toteis liegen bleiben, oder — die ersteren — konnten vom Eis abgleiten.

b) An dem noch 350—250 m dicken Eis des maximalen D/g (Toteis und Zuschübe vom Ötztal und den Seitentälern her) wurden allmählich, im Zug des Niederschmelzens, die Stauabsätze bis zur Neßlach-Kapelle herab angeschüttet. Im D/g erfolgte wohl auch die Aufschüttung der Wallmoräne der Äußeren Wurzbergalpe innerhalb des Bergsturzgebietes, oberhalb der Blockmassen, in ca. 1800—1900 m Höhe. Der Wall ist nach der Geolog. Karte Bl. Ötztal zu ergänzen. Der Wurzberg (P. 1236 alter Aufnahme, P. 1265 nach CHR. VEDER) dürfte nach Schwinden unterlagerndes Eises, etwa nach dem D/g-Stadium in die heutige Lage niedergesunken sein — anders sind die Neßlacher Stauabsätze (besonders die oberen) kaum erklärbar. Das Hennental wäre die Bewegungsfuge dieses Absinkens. Mit oder bald nach dem Eckstadium oder spätest mit oder kurz nach dem maximalen D/g begann der fluviatile Einschnitt (im vielleicht schon früher aufgebrochenen Maurach, die Terrassenbildung in der Schlucht und die Kegelaufschüttung bei Umhausen (vergl. O. REITHOFER 1932).

c) Mit dem Schwund des D/g-Eises im Längenfelder Becken entstand der allgemein angenommene Stausee, sein Spiegel war nie wesentlich höher als seine höchsten Feinsedimente; seine Ufer waren wohl bereits bewaldet [O. AMPFERER 1939 a), b): Holzreste in Bohrung B 1 a].

XIII. Schneegrenzen der spätglazialen Stadien.

Nach den gleichen Methoden und ähnlichen Gedankengängen, wie sie für die rezent-frührezenten Schneegrenzen in Abschnitt VI angewendet wurden, erhält man die folgenden Lagen für die Stadialphasen des jüngeren Spätglazial (Jungstadien):

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

	D/e	D/d	D/g	D/g-S_2
Nordrand der Ötztaler und Stubaier Alpen	2380—2550 m	2300—2500 m	2175—2370 m	
Hauertal	2420—2350 m	2390—2500 m	2250—2370 m	1900—1950 m auf Fels 2100—2150 m auf Eis
Zwiselbachtal	? Bergsturzmoränen	2570—2700 m	?	
Kleingletscher des Innerstubai	2460—2700 m			
Glamergrube	2650—2700 m			
Langental	2300—2350 m	auf Fels		
S Ranalt	2400—2450 m	auf Eis		
Wasserkar, Retten- und Windachtal			2400—2500 m auf Eis	
Gurglertal und nördliches Ventertal			2500—2550 m auf Eis	
Südliches Ventertal	2700—2750 m	zw. D/e—D/g	2650—2700 m auf Eis	

Die zugehörigen Schneegrenzsenkungen sind (am / im a: unter 1950, b: unter 1850)

	D/e	D/d	D/g	D/g-S_2
Nordrand der Ötztaler und Stubaier Alpen	a 250—500 m b 50—200 m	a 550 m b 250 m	a 700 m b 400 m	
Hauertal	a 380 m b 250—270 m	a 430 m b 280—300 m	a 600—700 m b 400—500 m	a 850—900 m b 700 m
Zwiselbachtal		a 200—300 m b 120—200 m		
Kleingletscher des Innerstubai	a 200—410 m b 50—200 m			
Glamergrube	a 200—300 m b 100—200 m			
Ötztalgletscher	a 400—550 m b 250—300 m	zw. D/e—D/g zw. D/e—D/g	a 450—600 m b 300—350 m	
Langental S Ranalt	a 470—630 m b 300—430 m			

Die Schneegrenzhöhen wie die Senkungsbeträge variieren sehr, je nach dem ob die Ermittlung an sehr geschützten, normalen oder durch Wind zu hochgelegenen Zwergformen verringerten Gletschern vorgenommen wurde. Beim D/e-Gletscher des Langentales ergeben sich merkliche Unterschiede, wenn einerseits die Senkung von der Schneegrenze des Grüblferners, anderseits von der allgemeineren Schneegrenze des inneren Stubai gerechnet wird. Meist entsprechen die tieferen Beträge, wenn nichts weiter beigefügt ist, der Ermittlung auf Felsgrund, die höheren Werte der Ermittlung auf Eis. Die D/d-Schneegrenzen im Hauer- und Zwiseltal weisen auf ein ähnliches Anschmiegen an die Großformen, wie fallweise die rezent-frührezenten Schneegrenzen (vergl. auch R. v. KLEBELSBERG 1939/46).

Unter Kombination der Größenstatistik (Längenstatistik u. a.) heutiger bzw. rezenter Gletscher (Abschnitt III) mit der Größenstatistik (Längengraphik, Tafel 11) der jungstadialen Gletscher sind Größen-,

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Schneegrenz- und Depressionsverhältnisse und ihre charakteristische Variation am ehesten erklärbar, wenn man die inneren und innersten Stadien nicht als vereinzelt zu wertende Vorstöße, sondern als Kurzvorstöße (oder markante Halte) im Verlauf des Schwundes einer kurz zuvor vorhandenen, größeren Talvergletscherung auffaßt, etwa ähnlich, wie sich der Rückgang nach den 1850er-Vorstößen mit den 1890er- und 1920er-Substadien abzeichnet. Alle wesentlichen Jüngststadien, die sich diesem Rahmen einordnen, werden daher mit D/e (= ähnlich Egesen) bezeichnet. H. KINZL's originales Egesen der Glamergrube liegt inmitten gleichalter, der Größe nach naturgemäß sehr verschiedener Stadien. Die Unterschiede der D/e-Schneegrenzen — und Depressionen sind nur scheinbare — wie auch die heute an Klein- und Großgletschern ermittelten Schneegrenzen nur scheinbar unterschieden sind, da die meisten üblichen, hier verwendeten Methoden in erster Linie Arealunterschiede als Grundlage nehmen. Beim Gurgler- und besonders beim Ventertalgletscher konnte gut N. LICHTENECKER's Methode oberer Uferwallenden verwendet werden. Die Ermittlung erfolgte unter Voraussetzung eines nur bis zum Brugger Becken S Huben reichenden D/g-Gletschers (s. oben). Die D/g-Schneegrenze bei 2650—2700 m (Ventertal) teilt den Ötztalergletscher im Verhältnis N:Z = 3,61:1; damit ergibt sich ein Überschuß: Ein Maß für die über das Bruggener Becken hinaus in das Längenfelder Becken gefrachteten Eismassen. Die Schneegrenzsenkung des maximalen D/g-Gletschers des Inner- bis Mittelötztales unter die 1950er-Schneegrenze ist mit 450—600 m gleich der Depression der Gschnitz II- — Gschnitz I-Stadien J. LADURNER's und W. HEISSEL's 1932; die Senkung unter die 1850er-Schneegrenze ist 300—350 m = dem Betrag der Daun-Depression der A. i. E. Nun sind die Schneegrenzen im Innerötztal meist auf Eis gerechnet, sie erklären den fertigen Gletscher. Es ist aber unwahrscheinlich, daß hier nur der Rest älterer Vergletscherungen fortdauerte, zumal nach dem aus der Wallfreiheit der Hochflächen von Heisenstabel-Falzen ersichtlichen pausenlosen Niederschmelzen ein neuer Vorstoß wahrscheinlich ist. So lag wohl zu Beginn des D/g-Stadiums die zu berücksichtigende Schneegrenze tiefer, auf Fels [vergl. S. MORAWETZ' Darlegungen 1949 b), 1952] und es dürften zu Beginn des D/g die Schneegrenzsenkungen 600—800 m betragen haben, etwa ähnlich wie dies am Hauertal bzw. von H. HEUBERGER bei Praxmar ermittelt wurde. In diesem Rahmen kann D/g auch als Gschnitzstadium bezeichnet werden; Die D/g-S_2-Vorstöße sind nicht älter als D/g; die Bezeichnung soll vor allem die fast schlernmäßige Depression andeuten — wahrscheinlich fanden die extrem reichen Niederschläge aber meist mit Beginn des D/g statt.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Das D/d-Stadium gehört bei großen Talgletschern — wie Innerötztal- oder Langentalgletscher — noch zur großen Talvergletscherung, es ist von den äußersten D/g-Wällen weder direkt noch durch Schneegrenzermittlung wesentlich abtrennbar. Bei kleineren oder ungünstigen Karen sondert es sich meist — nicht stets — durch die Wallgruppen wie durch die errechenbaren Schneegrenzen deutlicher vom D/g. Bergstürze können die Walllücken verwischen, Mangel an Bergstürzen kann gelegentlich Ausfall des D/d bedingen. Schneeverblasung konnte vermutlich die D/g- und die D/d-Gletscher vermindern.

Fallweise entsprechen Wälle genau den Depressionen von 100(120)—200—300—450—600 m unter „heute" — dann ist es sinnvoll, diese Wälle als Egesen-Tribulaun*)-Daun-Gschnitz II-Gschnitz I-Stadien zu bezeichnen. Wo die genaue Wallaufnahme zu ähnlichen Systemen und zu „elastischen" Schneegrenzen besonders großer Jüngststadien wie hier hinführt, wird die hier verwendete Gliederung D/e — D/d — D/g, mit fallweisen feineren Unterteilungen durch niedrige Wälle, mit x-, Zufalls- oder Bergsturzsubstadien und mit depressionsmäßigen Übergängen zu den Mittelstadien zweckmäßig sein.

Die Schneegrenze des mittelstadialen Eck- oder D/g-S_1-Stadiums ist mangels Endmoränen nur grob bei 2100—2200 m im Sulz- und Mittelötztal anzuschätzen. Die Depression unter 1950 ist ca. 750—850 m, unter 1850 ca. 600—700 m.

Die Schneegrenze des mittelstadialen Schlernstadiums ist gut am Trinser Schlernwall (W. HEISSEL 1932, H. PASCHINGER 1952) zu ermitteln. Der letztere Autor schätzte die Schlernschneegrenze im Gschnitztal bei 2040—2050 m Höhe an, die Senkung wäre 900 m unter 1950. Diese Schneegrenze teilt allerdings den Gschnitztaler Schlerngletscher im Verhältnis N:Z = 1,4:1. Nun nähern sich bei den Ermittlungen jüngerer wie älterer Schneegrenzen die Mittelwerte meist recht gut der 3:1-Teilung. Ihr entspräche die Isohypsenzone 1800—1850 m, auf Fels im äußeren und auf Eis im inneren Gschnitztal; auf allgemeine W—O-Auslage reduziert wäre 1850—1900 oder 1800—1900 m Höhe hier als Schlernschneegrenze geeignet; die Depression unter 1950 wäre 1100 m.

Talab von Trins, bei Steinach (Sonnwendalm, Salfaun) erwähnen F. KERNER v. MARILAUN 1890, R. v. KLEBELSBERG 1950 und H. PASCHINGER weitere deutliche Wälle. Denn schon veröffentlichten ist noch ein Wall anzufügen, der bei ca. 1250 m Höhe W. P. 1130 beginnt und 300—350 m weit nach NW herabführt, nach N umbiegt und etwa 175 m SSO P. 1170 endet. Die Schneegrenze dieses Steinachstadiums (oder Substadiums) müßte etwa bei 1750—1850 m Höhe anzusetzen sein;

*) Nach F. Frech 1903.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

als Depression kommen 1150—1200 m unter 1950 (hier bei ca. 2900 m) und 1000—1050 m unter 1850 (hier bei ca. 2700 m) in Betracht. Dazu paßt ein von H. HEUBERGER 1956 bekanntgemachter, in Tafel 8 (Übersicht) zu ergänzender Endwall im Zirkenbachtal (Stubai) in 1150 m Höhe, mit einer Schneegrenze bei ca. 1500—1700 m und einer Depression von 1100—1200 m unter „heute". Die hier genannten Schlern- und Steinachmoränen, ferner weitere von W. HEISSEL 1932 im Silltal kartierte und einige im Stubaier Profil (n^6—n^7, Tafel 8) skizzierte mittelstadiale Wälle sind räumlich eng mit den in den A. i. E. erwähnten, von H. BOBEK 1935 eingehendst untersuchten und auch von H. PASCHINGER erörterten Eisrandterrassenzonen des Sill- und Inntales verbunden. Die Schlern- und Steinachwälle sind gleichalt den Terrassen, in die sie sanderartig auslaufen. Vor allem H. BOBEK versuchte eindringlich, diese Terrassen als Randbildungen am spätglazialen Toteis zu erklären, seine Deutung scheint noch umstritten. Im äußeren Ötztal müßte dem Steinachstadium ein noch etwas höherer Eisstand entsprechen, als dies im Längsprofil mit $__^{s}__^{st}$ skizziert wurde. Die älteren und jüngeren Schlernstadien W. HEISSEL's 1954 im Inntal unterhalb Innsbruck dürften den Steinach- und Schlernstadien des Gschnitztales entsprechen, auch für O. AMPFERER's Schlußvereisungsmoränen (1943) in den Kalkkögeln und für H. J. SCHNEIDER's Schlernmoränen im Unter-Leutasch (1953) ist dies meist sehr wahrscheinlich. Tief unter die hohen Eisrandterrassen herabreichende Lokalmoränen — wie auf der Mieminger Hochfläche — könnten jünger sein (D/g-S_1 ?, D/g-S_2 ?).

XIV. Zur Frage: Spätglazial-Schlußvereisung; zu den Eisrandterrassen. Spätglazial-Übersicht und Ötztal.

Die von O. AMPFERER-R. v. KLEBELSBERG 1929 erörterte Frage, die spätglazialen Stadien als Rückzugsstadien (mit nur mäßiger Vorstoßweite) oder als Glieder einer betont selbständigen Schlußvereisung (nach weitestgehendem Eisschwund neue sehr weite Gletschervorstöße) aufzufassen, ist sehr weitgehend durch H. PASCHINGER beantwortet (1952, S. 54, 55): „In den schon eisfreien inneren Alpentälern konnten sich die Schlerngletscher ausbreiten, und dort bestehen schöne Endmoränen, wo der Schlerngletscher das Würmeis nicht mehr erreichte. Wo sich aber das Schlerneis auf das Würmeis daraufschob, ging die Moräne bei der weiteren Abschmelzung zu Grunde. Dies dürfte im Stubaital der Fall gewesen sein ..." Vgl. hierzu Prof. n^6-n^7 Tafel 8. Wie oben ausgeführt, traf dies auch im gletschergünstigen Ötztal zu. Es ist recht wahrscheinlich, daß diese Verhältnisse auch noch für andere schattseitige oder anderweitig gletschergünstige Täler gelten, während auch die Parallelen zum Gschnitztal häufig und in den Alpenteilen geringer Würmvergletscherung die Regel sein dürften.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Von diesem Gesichtspunkt aus sind auch die komplexen und von O. REITHOFER (1931—1934) und H. BOBEK (1933) sehr verschiedenartig beurteilten Schottervorkommen (im Ferwalltal S des Arlberg) zu überprüfen. Die weitgehende frühe Enteisung oder Eisverminderung im Gschnitztal und seinen südlichen Seitentälern ist wohl — dies deutet die Häufung der „Eisrandterrassen" an den Mündungen der großen Inntal-Seitentäler nach W. HEISSEL 1954 *an — mit einer spätglazialen Föhnwirkung verbunden* gewesen (vgl. H. v. FICKER 1905, 1910, J. HANN-K. KNOCH 1932).

W. HEISSEL hat 1954 den interglazialen Terrassensedimenten des Inntales eine feinst durchgearbeitete stratigraphische Studie gewidmet. Die „Eisrandterrassen" der A. i. E. H. BOBEK's (1935) und H. PASCHINGER's (1952) faßt er allerdings als reines Flußwerk auf (S. 318): „Die Form des heutigen Inntales ist durch die Erosion in der Schlußvereisungszeit seit Schlern bedingt." Die Entstehung der Eisrandterrassen (W. HEISSEL: Kleine Erosionsböschungen) ist samt den zahlreichen Trockentälern Hand in Hand mit der Erosion im Haupttal gedacht. Es besteht offenbar die Vorstellung, daß etwa zu Beginn der Schlernzeit auch der Inn selbst in der Höhe der obersten Terrassen dahinglitt, bei Innsbruck in 1000—900 m Höhe. Die schlernzeitliche Erosion hätte (unter Ausräumung interglazialer oder anderer Sedimente?) das Inntal um etwa 400 m eingetieft. H. BOBEK's Toteislöcher deutet W. HEISSEL o. c. u. a. o. s. Lit. in meist überzeugender Weise anders (Gipspingen, tektonische Höhlen).

Die „Eisrandterrassen" sind aber unabhängig von den „Toteislöchern" beurteilbar. Gegen W. HEISSEL's und für BOBEK's Auffassungen der Terrassenentstehung sprechen: 1. Würmmoräne reicht nach W. HEISSEL o. c. bis 800 und 680 m Höhe herab: Sie müßte mit präziser Genauigkeit vom Inn ihrer schlernzeitlichen Bedeckung entkleidet worden sein oder der Inn müßte hier Moräne von sehr bedeutender Mächtigkeit entfernt haben — für beides fehlen Beweise. 2. Die angenommene große schlern- und nachschlernzeitliche Erosion im Inntal müßte N des Alpenrandes einen erheblichen Schwemmkegel, teilweise groben Schuttes, ausgebreitet haben — aber K. TROLL's Karte 1923 verzeichnet beidseits des Inn im Alpenvorland nur feine Seesedimente und nur 10—15 m über den Inn emporreichende Schotterterrassen. 3. Zwischen der Talsohle und den höchsten Terrassen liegen zwischen Aldrans und dem Pöltental meist rein glaziale Landschaften des kristallinen Grundgebirgs und Würmmoränen in vielfach flachem Gelände; auch hier ist, selbst wenn man mehrfach Auskolkung in Betracht zieht, die saubere Freilegung glazialer Formen und Moränendecken ohne durchlaufende Terrassen, Schotter- und Sandflächen oder zumindest ohne zahlreiche Reste derselben in glazialen Mulden unwahrscheinlich, fast unmöglich. 4. Rezente Eisrandterrassen erwähnt H. KINZL 1946/49 am Grübl- und Alpeinerferner.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

R. FINSTERWALDER bildet 1936 im Rupaltal gestaffelte Eisrandterrassen mit scharfen Oberkanten- und Flächen und steilen Böschungen über Grundmoräne ab — sie ähneln außerordentlich den Stauabsätzen des Ötztales wie den „Eisrandterrassen" bei Innsbruck. Ausgedehnte derartige Formen und Anschüttungen beschrieb auch E. LICHTENBERGER 1953 a), b) vom Villacher Becken, Liesertal und Millstättersee; besonders an dem großen Seebecken kommt Flußarbeit nicht mehr in Frage, die randlichen höchsten Anschüttungen sind nur an stauenden Eismassen denkbar.

Bei den tiefsten Terrassen und Erosionsböschungen ist W. HEISSEL wohl im Recht, wenn er sie meist rein fluviatil erklärt.

Im folgenden wurde versucht, einige der wichtigsten Daten des alpinen Spätglazial, des Postglazial und der frührezent-rezenten Gletschervorstöße nach O. AMPFERER 1929—1943, H. BOBEK 1935, E. ARNBERGER—E. WILTHUM 1953, H. GAMS 1937, H. HEUBERGER 1954, H. KINZL 1929, R. v. KLEBELSBERG 1927—1949, H. PASCHINGER 1952, V. PASCHINGER 1948, R. v. SARNTHEIN 1936—1948, H. J. SCHNEIDER 1953, K. TROLL 1925 u. a. sowie nach der eigenen Aufnahme des Ötztales mit der Tabelle 7 F. FIRBAS 1949, S. 104—105, zu einer Übersicht zu vereinigen. Es wurden unmittelbar rechts neben die alpinen Stadien und Interstadien R. v. SARNTHEIN's Ergebnisse angefügt, da sie großenteils in der Nähe der Ötztaleralpen (und z. T. in diesen) gewonnen wurden. Unstimmigkeiten ergeben sich naturgemäß, da der Autor eine etwas andere Zeitskala als die F. FIRBAS' 1949 benützte, außerdem standen ihm die glazialgeologischen Daten der letzten Jahre nicht zur Verfügung. Trotzdem schien es richtig, S. v. SARNTHEIN's Tabelle bis zur Schlußvereisung möglichst originalgetreu anzufügen. Es liegt aber einstweilen nahe, die feuchtkühle Fichtenzeit VIII a) mehr auf die Hallstattzeit allein und nicht auch auf die Zeit nach 500 v. Chr. (bis 1000 n. Chr.) zu beziehen. Bei der Einzeitung der Schlußvereisung lag es nahe, die Finiglaziale Abschmelzzeit einigermaßen dem Niederschmelzen des 600 bis 650 m mächtigen D/e-Gletschers im Innerötztal gleichzusetzen, ferner die Gotiglaziale Abschmelzzeit dem anscheinend pausenlosen Eisschwund zwischen Ammersee- und Stephanskirchener Stadium und den Steinach- und Schlernvorstößen. Damit würden diese Mittelstadien des Spätglazial (Altstadien der Schlußvereisung) gut den älteren Eishalten der Moränenzone Salpausselka — Mittelschwedische Moränen — Raer entsprechen, zumal hier, nach freundlicher Mitteilung von O. HOLTEDAHL (Oslo) nicht nur Halte, sondern fallweise auch Vorstöße nachgewiesen sind. Auch H. GAMS nimmt 1950 für das Schlernstadium die Zeit nach dem Alleröd und damit etwa die Entsprechung zu Salpausselkä I oder — II an. Das Gschnitz- oder D/g-Stadium müßte aber auch noch einer der Hauptmoränenzüge von Salpausselkä II — oder III entsprechen, da die geringeren Depressionen

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

durch größere Dauer aufgewogen wurden und Bildung wie Niederschmelzen von Gletschern vom Ausmaß des Innerötztalgletschers bedeutende Zeit erforderten. Es liegt weiters nahe, die jüngeren Vorstöße oder Halte innerhalb D/g, ferner D/d-D/e mit den Rückbildungen NW, W und SW von Oslo zu vergleichen (siehe die Glacialgeologisk Kart over Norge von O. HOLTEDAHL und B. G. ANDERSEN 1953. Dieser Vergleich kann allerdings erst dann besser begründet werden, wenn die Rückzugshalte NW, W und SW Oslo bis nach Südwest-Norwegen durchverfolgt sind, wo zwischen der Raer-Moränenzone und den Fjeldgletschern am ehesten jungstadiale Gletscher von alpinen Ausmaßen gebildet werden konnten. Diese Parallelisierung ergibt, daß zur Gschnitz- oder D/g-Zeit Skandinavien größtenteils noch vom Inlandeis bedeckt war; auch zur Daun- oder D/g-Zeit lag — etwa nach der Darstellung E. H. de GEER's 1955 — Skandinavien NW Oslo und NW des Bottnischen Meerbusens noch unter Eis und von diesen Eisflächen konnten abströmende trockenkalte Luftmassen die wesentlichste Ursache für die Verblasung frischen Neuschnees der D/g- und D/d-Zeit auf ungeschützten Hochflächen sein.

Es wäre wünschenswert, die obige Einzeitung der alpinen Stadien noch mittels Warwen- und C_{14}-Messungen zu überprüfen.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Übersicht des alpinen, mittel- und nordeuropäischen Spät- und Postglazial.

Gletscher- u. Klimaschwankungen; Stadien — Interstadien Alpen; bes. Ostalpen, Ötztaler u. Stubaier Alpen, Ötz- und Inntal	Vegetationsgeschichte der Tiroler Alpen n. R. v. Sarnthein	Mitteleuropas n. F. Firbas	Nordeuropa Ostsee
1950 n. Chr.: Schneegrenzhochlage-Interstadial? Rezente Substadien: 1920er-Vorstoß 1890er-Vorstoß oder Halt **Rezente Stadien:** 1850er-Vorstoß 1820er-Vorstoß, bes. in den Westalpen	VIII b) Föhrenanstieg, Rückgang der Fichte	X Subatlantikum z. T., Jüngere Nachwärmezeit, Kultur- u. Halbkulturgesellschaften, stark genützte Wälder und Forste	Mya-Meer
Jüngerfrührezente Stadien (z. T. Substadien?) 1772 . . . Schneegrenzsenkung (Depression) 1730—1745 der rezent-frührezenten Stadien 1716—1724 150—200 bis maximal 300 m 1705—1715 unter dem 1950er-Stand. — 1680 . . . Zwischen 1820—1600 meist ge- 1644 . . . ringe Interstadiale; um 1700 1625—1630 Schneegrenzhochlage, = 1950 1595—1600 oder etwas höher 1600 (— ca. 450 n. Chr. oder ca. 400 v. Chr.): Zweite, mittelalterliche oder Nachwärmezeit (Ende).			
1000 n. Chr. Da die Waldgrenze um ca. 100—150 m höher lag als um ca. 1900, lag auch die Schneegrenze meist höher als um 1900; vielleicht war ihr Stand = 1950 oder etwas höher	VIII a) Fichtenzeit, ob. Fichtengipfel, Rückgang von Tanne u. Buche. Ende des Hochmoorwachstums, Rückgang der Wald- u. Vegetationsgrenzen, mineroge Sedimentation in den Kalkalpenseen		
450—350 n. Chr.: Gletschervorstöße? — Sie sind möglich gemäß Spuren feuchtkühler Klimaschwankungen in nordeuropäischen Moren Chr. Geb. Wald- und Schneegrenzen etwa wie zwischen 450—1600 n. Chr. Beginn des Interstadials der Zweiten Wärmezeit 400/500—1000 v. Chr.:		IX Subatlantikum z. T., Ältere Nachwärmezeit, Buchenzeit, Buchenwälder, B.-reiche Mischwäld.	Limnaea-Meer
Älterfrührezente Stadien, Hallstatt-Vorstöße, z. T. Larstig-Vorstöße			
1000 v. Chr.: Interstadial der Postglazialen Wärmezeit (Ende): Da die Waldgrenze um 300—400 m (in den Stubaier und Ötztaler Alpen bis 600 m) höher lag als 1900, lag die Schneegrenze ca. 200—300 m höher als um 1950 1500 v. Chr.:	VII Tannen-, Buchenzeit m. Fichtenvorherrschaft in Lagen über 1000 m. Beschleunigtes Hochmoorwachstum VI Fichtenzeit, Unterer Fichtengipfel, Zunahme v. Tanne u. Buche	VIII Subboreal, Späte Wärmezeit. Eichenmischwald - Buchenzeit Umwandlung der Eichenmischwälder u. Fichtenbergwäld. in Buchenwälder	Litorina-Meer
2500 v. Chr.: 3000 v. Chr.: 4000 v. Chr.:	V Hasel-Eichenmischwaldzeit. Fichte verdrängt Föhre. Beginn der Hochmoorbildung in Lagen über 1000 m	VII Atlantikum z. T. Mittl. Wärmezeit, jüng. Teil, Eichenmischwaldzeit Eichenmischwälder, in Gebirgen z. T. m. Fichten	

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

4000 v. Chr.:	V Hasel-Eichenmischwaldzeit	VI Atlantikum z. T. Mittlere Wärmezeit, älterer Teil	
5250 v. Chr.:			
5500 v. Chr.:	IV Föhrenzeit (Zirben) m. Birkengipfel. Fichte und wärmsliebende Laubhölzer vereinzelt	V Frühe Wärmezeit, Boreal, Haselzeit, Haselreiche Kiefern- u. Eichenmischwälder	Ancylus-See (Ende des Inlandeises)
6000 v. Chr.:	Warm, sehr trocken. Beginn der Wärmezeit		
6500 v. Chr.: Beginn des Interstadials 6839 v. Chr.: der Postglazialen Wärmezeit.			
7500 v. Chr. **Jungstadien** (Ende) D/ex-Bergsturzstd. **D/e (Egesen) - Stadien:** 1 oder wenige Wälle, Depressionen b. Kleingletschern 50—400 m unter 1950, bei Großtalgletschern (Ötztal, Langental) 400—630 m unt. 1950. Kleinste Kargletscher oder fehlend — Egesenstad. d. Glamergrube — Innerötztalgletscher 35—36 km lang. **D/d(Daun)-Stadien:** Meist 3—4 od. mehr Wälle, Depressionen bei Kleingletschern 200—550 m unter 1950, bei Großtalgletschern ca. ebenso. Innerötztalgletscher (ohne äuß. Seitengl.) ca. 38—39 km lang. Wälle von D/e und D/g nicht abtrennbar, bei Mittel- und Kleingl. meist gut gesondert. — Geringes Interstadial. **D/g(Gschnitz)-Stadien:** Meist 3—4 oder mehr Wälle, Depressionen, da markanter Vorstoß, vermutl. meist mit 600—800 m unter 1950 beginnend (gelegentl. unter kurzen Tälern zugehörige **D/g-S_2-Stadien,**	III Ausklingendes Spätglazial Schlußvereisung-Ende ↑ II Schlußvereisung ↓	IV Vorwärmezeit Präboreal Birken- u. Kiefernzeit	Bipartition des Inlandeises Finiglazial Yoldia-Meer Stadien NW, W und SW Oslo ? Salpausselkä Raer III - II
8000 v. Chr. z. T. = **Lisenser oder Lisner Stadien.** Im Höhepunkt Depress. von 450—600 m unter 1950 ausreichend. In Kleinkaren Kleingletscher, im Ötztal, ohne äuß. Seitengletscher, ca. 40—41 km, mit äuß. Seitengl., viell. mit Toteis, 48—49 km langer Großtalgletscher, bei Vent 700 m Eisdicke. Beginn der **Jungstadien** d. Schlußvereisung od. d. Spätglazial. Interstadial: Gleichmäßiges Niederschmelzen im Innerötztal; bei Sölden, deutlicher Auf dem Eck und im Längenfelder Becken, Wall und Staubabsätze des			Yoldia-Meer, z. T, Balt. Eissee Salpauss. II? Baltischer Eissee
8150 v. Chr. **Eck- oder D/g-S_1-Stadiums** (Substadium): Im Äußeren Ötztal Spät- od. Toteis; in, mit, z. T. auf Toteis erfolgte die Aufschiebung d. Granitgneis v. Köfels-Taufarer Berg; zugleich ? Bimssteineruption, Zerrüttung der Gneise. Viell. zugleich i. d. Kalkalpen Eisvorstöße (+ Bergstürze), die zu tieferen Toteisniveaus herabreichen		III Jüngere subarktische Zeit. Jüngere Dryas- oder Tundrenzeit	

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

	(soweit sie nicht zu D/g-S_2 gehören oder das Toteis schon geschwunden ist). Das Eck- oder D/g-S_1-Stadium vermittelt zwischen den Jungstadien und den Altstadien der Schlußvereisung oder den Altstadien des Spätglazial.			
8600 Chr.	Interstadial: Niederschmelzen des Eises im Längenfelder Becken um 300 bis 400 m, um ähnliche oder größere Beträge im mittl. Inntal. Dieses ist zu Ende dieses Interstadials bei Innsbruck mehr oder weniger eisfrei, zu Beginn dieses Interstad. ca. 300—400 m hoch toteisbedeckt. Während des Niederschmelzens Anschüttung der Eisrandterrassen.	(II Schlußvereisung, Beginn nach R. v. Sarnthein) (I Interstadial, Ende nach R. v. Sarnthein)	Zu III Jüngere subarkt. Zeit, Jüng. Dryas- oder Tundrenzeit Waldlose Gesellschaften u. lichte Birken- u. Kiefernwälder	Baltischer Eissee
8850 v. Chr. ?	**Altstadien der Schlußvereisung, Mittelstadien des Spätglazial: Schlernstadien-Abkürzg.:** S. Depression 1100 m unter 1950. Ein Wall oder wenige Wälle. Markante Vorstöße mit Zungenform auf eisfreiem Gelände (Trins i. Gschnitztal u. a. o., mit Hammerformen und Verwischung der Endmoränen auf Spät- oder Toteis (Ötztal N Huben und Längenfeld, Stubai, vermutl. ähnlich im Pitz- und Kaunertal u. a. o.). Im Innerötztal (S Sölden) nur geringe Senkung der Eisoberfläche unter Würm-Ausmaß. Eisdicke im Söldener Becken 900—1000 m (Rhônetal bei Brig 1300 m). Eisdicke bei Innsbruck ca. 400 m. Alpines Unterinntal im bühlstadialen Ausmaß vergletschert, ohne Endmoräne. Lokale Eisvorstöße (+ Bergstürze) in den Kalkalpen, anscheinend mit tektonischer Wiederbelebung von Ferneisresten od. Neubildung von Lokalvergletscherung m. Fernmoräne (Leutasch/Tirol, Buchau/Obersteiermark). Interstadial: Niederschmelzen des Eises bei Innsbruck—Unt. Gschnitztal um ca. 70—100 m, Eisdicke bei Innsbruck ca. 500 m, unteres-mittleres Gschnitztal apert aus. Eisrandterrassen, bes. in und an Föhngassen.			Salpausselkä II ?
8850 v. Chr.	**Steinach-Stadien** (od. Substadien): 1—2 Wälle. Depression ca. 1150—1200 m unter 1950. Gschnitztalgletscher schiebt sich m. Hammerform auf Eisrandterrasse u. Toteis des Silltales. Im Ötztal vermutl. höhere Eisoberfl., keine sicheren Spuren; Innerötztal fast unverändert. **Beginn der Altstadien d. Schlußvereisung = Mittelstadien des Spätglazial.**			Salpausellkä II - I

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

9000 v. Chr.	Interstadial (Ende): Niederschmelzen des Eises bei Innsbruck um ca. 1100—1000 m.	(I Interstadial Beginn nach R. v. Sarnthein)	II Mittlere subarkt. Zeit (Alleröd-Zeit) Kiefern- u. Birkenwälder	Gotiglazial
9500	v. Chr.			
10000	v. Chr.		I b Ältere subarkt. Zeit. Ältere Dryas- oder Tundrenzeit. Lichte Birken- und Kiefernwälder I a Älteste waldlose Zeit. Waldlose Gesellschaften	
13000 v. Chr.	Interstadial (Beginn): **Ende der Altstadien des Spätglazial: Ammersee- und Stephanskirchner-Stadien:** Wenige Wälle im Alpenvorland, ca. 25 bis 35 km innerhalb Würm. Interstadial: Etwa Beginn d. alpinen Spätglazial. **Schlierenstadium:** Wenige Wälle, wenige km innerhalb Würm. **Würm-Hochvereisung:** Der Inntalgletscher hinterläßt etwa 7 Wallzonen. Übergeordnete Gliederung: Würm III—II—I z. T. noch fraglich.			Daniglazial Nordrügensche-, Pommersche-, Frankfurterische u. Brandenburgische-Stadien der Weichsel-Eiszeit
Ende Würm ca. 16000	v. Chr.?			

Ergänzungen:

Zu I.: Die Gletschergunst des Innerötztales liegt außer seiner Umrahmung in der Hochlage seiner Talsohle: Im Ventertal liegen 14 km über 2000 m, 20,5 km über 1800 m und 27 km über 1500 m Höhe (vgl. hierzu S. MORAWETZ 1952).

Zu II.: In den Mitteilungen des Österreichischen Alpenvereines 1954 bis 1956 berichtet R. v. KLEBELSBERG nach dem lange dauernden Eisschwunde von neuen Gletschervorstößen: 1952 stieß der Hintere Ölgrubenferner um 2,5 m, 1954 der Schaufelferner um 6 m, 1955 der Karlesferner stellenweise um 2 m vor. Die Vorstöße betreffen nur kleinere Gletscher. Nach O. FÖRTSCH' und H. VIDAL's seismischen Messungen 1956 wurde das Profil des Hintereisferners gezeichnet, was in Tafel 11 nicht mehr eingefügt werden konnte.

Zu III.: Am Grünau- und Fernauferner ist nach H. KINZL 1946/49 Doppelwallbildung der 1920er-Substadien zu ergänzen; nach dem gleichen Autor liegen unter dem Sulzenauferner 1920er-Doppelwälle NW der Blauen Lacke. Die Doppelwälle unter dem SO-lichen Daunkogelferner sind nach Mitteilung von H. HEUBERGER 1920er-Wälle. Nach letzterem Autor (Mitteilungen) fehlen dem Zwiselbachferner deutliche 1920er- und 1890er-Wälle. Ursache könnte pausenloses Rückschmelzen nach 1850 sein, vielleicht hielt der 1920er-Gletscher noch nahe dem 1850er-Stand. Auch am Ploder- und Fallendebachferner (Geigen- und Glockturmkamm) könnte der Hauptrückzug nach 1920 erfolgt sein. Am Taschachferner scheint das 1850er-Stadium

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

als Doppelwall ausgebildet (wie auch stellenweise an der Pasterze, siehe V. PASCHINGER 1948). Am Schwarzenbergferner wurden die Moränen vor 1850 als jünger- und älterfrührezent bezeichnet. Nach H. KINZL 1929 ist hier die Reihe 1850—1820-jüngerfrührezent richtiger. SW der 1850er-Wälle des Fallendebachferners im Winnebachtal von mir als frührezent kartierte Blockwälle sollen nach H. KINZL o. c. noch zum 150er-Stand gehören — ein neuerlicher Vergleich war mir nicht mehr möglich.

Zu IV.: Am unteren Vernagtferner reiht S. FINSTERWALDER 1897 die Größen der Zunge wie folgt: 1680 (größte Ausdehnung), 1845/1850, 1775, 1600, 1820 (kleinstes Ausmaß). Vom 1680er-Stand erwähnt der Autor allerdings nur unsichere Moränenspuren talabwärts gegen die Rofenhöfe, ferner Schleifzonen verschiedenen Bewuchses und eine Seeterrasse bei 2270 m Höhe. Nach R. BESCHEL 1950 wäre aber eher das Ausmaß um 1774/1775 ein maximales gewesen. Zu ergänzende, wohl jüngerfrührezente kurze Wälle liegen nach H. KINZL 1929 am unteren Gurglerferner N der Karlsruher Hütte.

Zu XI.: Die tief herab reichenden jungstadialen Wälle des Äuß. Reichenkares (Taf. 4, SO Gries/Sulztal; Prof. f"—f"', Taf. 7) veranlassen, die Doppelwälle „1920—1880" vom Roten Mührle nicht als D/g-S_1, sondern eher als D/g-S_2-Stadien aufzufassen. Denn ein Vorstoß wie der des letzteren Stadiums im Hauertal — bis hinab nach Oberried — müßte die hier das Äuß. Reichenkar fast sperrenden Wälle zerstört haben. Erst mit oder nach dem Abklingen des D/g-S_2-Vorstoßes ist das Erhaltenbleiben der Wälle des Roten Mührle erklärbar.

Zu X.—XII.: Für die Rekonstruktion der äußersten D/g-Vergletscherung im Längenfelder Becken (Taf. 3, Längsprofil Taf. 11) bestehen infolge des Mangels der tieferen Berghänge an Wallmoränen noch weitere Möglichkeiten: a) Von den Wallmoränen und Stauabsätzen bei Huben (Auf dem Eck—Weiter Berg) konnte sich die D/g-Eisoberfläche allmählich so senken, daß sie bei Längenfeld etwa die heutige Taloberfläche erreichte. Diese Gletscherzunge beinhaltete anfangs vornehmlich das D/-S_2-Eis des Pollestales und seiner Nachbarschaft (später auch das nachrückende Ötztal-Eis. b) Der D/-S_2-Gletscher des unteren Sulztales, der bei Gries etwa 1800 m Höhe erreichte, konnte sich bis gegen Längenfeld auf 1300 m herabsenken, er konnte sich hier nach S hin mit dem Gletscher des Polles- und Ötztales verbinden, nach N—NW hin konnte auch seine Eisoberfläche sich der Lage der heutigen Talsohle nähern. c) Damit war bei Oberried das Gelände in 1180—1200 m Höhe vom Haupttal her eisfrei und Platz für eine selbständige D/g-S_2-Eiszunge aus dem Hauertal. — Damit rückt der jungstadiale Vorstoß stärkster Depression, das D/g-S_2 und wohl auch H. HEUBERGER's Wälle bei Kniepiß, an den Beginn der Jungstadiengruppe. d) Die Stauabsätzchen bei der

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Neßlacher Kapelle sind dann allerdings eher an spätem Schlern- oder D/g-S_1-Eis angeschüttet, nicht an D/g-Eis. Da solche (noch geringere, jüngere) Eisreste aber auch bei Huben zur Zeit des D/g-S_2 wahrscheinlich sind, ist der Zeitunterschied dieser und der in Abschnitt X. gebrachten Darstellung gering; die Länge des maximalen D/g-Gletschers wäre dann nicht 48,5 km, sondern nur 46—45 km, die Karten und Profile bedürfen entsprechender Korrekturen.

Zu XI.—XII. (Ende): Im Niederthaier Becken (Taf. 3, Profil 8'''—8'', Taf. 7) könnten von Bergsturzblöcken überdeckte Eismassen bis zum D/g-S_2-Gletschervorstoß aus dem Horlachtal gelegen haben. Die Erstreckung dieses Gletschers, von dem keine Endmoräne erhalten ist, wurde vorsichtshalber knapp gezeichnet; ein etwas weiteres Talabreichen, etwa bis in das noch von Schutt und Eis erfüllte Becken, entspräche besser dem Ausmaß des D/g-S_2-Gletschers des Hauertales. Die Stauabsätze von Treienweg („1760" und tiefer) sind dann jünger als der D/g-S_2-Gletscher oder höchstens gleich alt wie dieser.

Zu XIV. (Ende): Die Deutung der Fernmoränenwälle H. J. SCHNEIDER's (1953) im Leutasch und O. AMPFERER's (1935) in der obersteirischen Buchau als Aufschüttungen von Lokalgletschern ist durch H. HEUBERGER's Charakteristik (1956) der dem Steinach-Stadium parallelisierten Wälle des Zirkentales (Stubai) angeregt. Eine markante kurze Schneegrenzsenkung erklärt diese kalkalpinen Wälle doch wohl eher als tektonische Vorgänge (wenn auch letztere nicht unbedingt auszuschließen sind).

Literatur.

A. i. E.: Alpen im Eiszeitalter: siehe Penck.

Ampferer, O.: Beiträge zur Glazialgeologie des Inntales. — Jb. d. k. k. Geol. R.-A., Bd. 65, Wien 1915.

— Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Zirl—Nassereith. — Geol. B.-A., Wien 1924.

— und Klebelsberg, R. v.: „Rückzugsstadien" oder „Schlußeiszeit"? — Z. f. Gletscherk., Bd. XVII, 1929.

— Geologischer Führer für die Gesäuseberge. — Geol. B.-A., Wien 1935.

— Waren die Alpen zwischen Würmeiszeit und Schlußvereisung unvergletschert? — Sitz.-Ber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl. I, Bd. 145, 1936.

— Die geologischen Hypothesen über die Formung des Talraumes zwischen Umhausen und Längenfeld im Ötztale. — Sitz.-Ber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl. I, Bd. 148, 1939 (zit. unter 1939 a).

— Über die geologischen Deutungen und Bausondierungen des Maurach-Riegels im Ötztal. — Z. f. Geologie und Bauwesen 1939 (zit. unter 1939 b).

— Die Schlußvereisung der Kalkkögel bei Innsbruck. — Sitz.-Ber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl. I, Bd. 152, 1943.

Arnberger, E., und Wilthum, E.: Die Gletscher des Dachsteinstockes in Vergangenheit und Gegenwart, I. — Jahrb. d. Oberösterr. Musealvereines, Bd. 97, 1952. — Dasselbe, II. Ebendort: Bd. 98, 1953.

Ascher, H.: Neuer Sachbestand und neue Erkenntnisse über das Bergsturzgebiet von Köfels. — Z. f. Geologie und Bauwesen 1952.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Bauer (-Obersteiner), G.: Kleinmorphologische Untersuchungen im hohen Kaunergrat vom Wallfahrtsjöchl bis zum Ölgrubenjoch. — Graz 1934. Unveröffentlichtes Manuskript.

Beschel, R.: Flechten als Altersmaßstab rezenter Moränen. — Z. f. Gletscherk., Bd. 1, 1950.

— Lichenometrie im Gletschervorfeld. — Jahrb. d. Ver. z. Schutze d. Alpenpflanzen und Tiere, München 1957. (Mit Beiträgen von H. Heuberger.)

Bobek, H.: Die Deutung der Schottervorkommen im Ferwall- und Schönferwalltal. — Verh. d. Geol. B.-A., Wien 1933.

— Die jüngere Geschichte der Inntalterrasse und der Rückzug der letzten Vergletscherung im Inntal. — Jahrb. d. Geol. B.-A., Bd. 85, Wien 1935.

— und Heißel, W.: H. Bobek's Studien über die Terrassen des Inntales (Tirol). Z. f. Gletscherk., Bd. XXV, 1937.

Brückner, E.: Die Höhe der Schneelinie. — Met. Z. 1887.

Ficker, H. v.: Innsbrucker Föhnstudien, I. — Denkschr. d. Wiener Ak., Bd. 78, 1905.

— Innsbrucker Föhnstudien, II. — Denkschr. d. Wiener Ak., Bd. 85, 1910.

Finsterwalder, R.: Die Formen der Nanga-Parbat-Gruppe. — Z. d. Ges. f. Erdkunde, 9/10, Berlin 1936.

— Zur Geschichte der Gepatschferner-Vermessung. — Jahrb. d. Österr. Alpenver., Bd. 76, 1951 (zit. unter 1951).

— Die Gletscher der Bayerischen Alpen. — Jahrb. d. Österr. Alpenver., Bd. 76, 1951. (Betr. die Glazialgeol. Übersicht, Taf. 8.)

Finsterwalder, S.: Der Vernagtferner, seine Geschichte und seine Vermessung in den Jahren 1888 und 1889. — Z. d. D. u. Österr. Alpenver., Wissenschaftl. Erg.-H. I, Graz 1897.

— Begleitworte zur Karte des Gepatschferners. — Z. f. Gletscherk., Bd. XXVI, 1928.

Firbas, F.: Pollenanalytische Untersuchungen einiger Moore der Ostalpen. — Lotos, Bd. 71, Prag 1924.

— Über einige hochgelegene Moore Vorarlbergs und ihre Stellung in der regionalen Waldgeschichte. — Z. f. Botanik, Bd. 18, 1926.

— (Spät- und nacheiszeitliche) Waldgeschichte Mitteleuropas (nördlich der Alpen). Bd. I, Jena 1949.

Förtsch, O., und Vidal, H.: Glaziologische und glazialgeologische Ergebnisse seismischer Messungen auf Gletschern der Ötztaler Alpen 1953/54. — Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol., Bd. III, 1956.

Frech, F.: Über das Antlitz der Tiroler Zentralalpen. — Z. d. D. u. Österr. Alpenver., Bd. XXXIV, 1903.

Friedel, H.: Klima- und Gletscherschwankungen und ihre Wirkung auf die alten Tauernbergbaue. — Mitt. d. Ver. Naturkundl. Landesmuseum f. Kärnten, Carinthia II, Sonderheft 1935.

— Die Pflanzenbesiedlung im Vorfeld des Hintereisferners. — Z. f. Gletscherk., Bd. XXVI, 1939.

Gams, H.: Aus der Geschichte der Alpenwälder. — Z. d. D. u. Österr. Alpenver., Bd. 68, 1937.

— Die Fortschritte der alpinen Moorforschung von 1932 bis 1946. — Österr. Botan. Z. Bd. 94, 1947.

— Die Allerödschwankung im Spätglazial. — Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol., Bd. I (1949), 1950.

Geer, E. H. de: Planetary Geochronology. — Actes du V-e Congrés International de Chronometrie, Extrait 1954.

Geer, G. de: Om den definitiva förbindelsen mellan den svenska tidskalans senglaciala och postglaciala del. — Geolog. Föreningens Förh. 46, Stockholm 1924.

— On the solar curve as dating the Ice Age, the New York moraine, and Niagara Falls through the Swedish time scale. — Geog. Annaler 8, 1926.

Hammer, W.: Erläuterungen zur Geolog. Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötztal. — Geol. B.-A., Wien 1929.

— Zur Deutung des Bimssteinvorkommens bei Köfels im Ötztal. — Verh. d. Geol. B.-A., Wien 1930.

Hann, J., und Knoch, K.: Handbuch der Klimatologie, IV. Aufl., Bd. I, 1932.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Hanke, H.: Quartärgeologische Untersuchungen im inneren Ötztal. — Jahrb. d. Geol. B.-A., Bd. 85, Wien 1935.
Heißel, W.: Glazialgeologie des Silltales. — Jahrb. d. Geol. B.-A., Bd. 82, Wien 1932.
— H. Bobek's Studien über die Terrassen des Inntales (Tirol). — Z. f. Gletscherk., Bd. XXIV, 1936.
— Gesteinsaufschmelzungen bei Ötz im Ötztal. — Jahrb. d. Geol. B.-A., Bd. 88, Wien 1938.
— Zur Frage der Eisrandbildungen im Inntal. I. Toteislöcher. — Z. f. Gletscherk., Bd. XXVII, 1940.
— Beiträge zur Quartärgeologie des Inntales. — Jahrb. d. Geol. B.-A., Bd. XCVII, Wien 1954.
Heß, H.: Die Gletscher 1904.
Heuberger, H.: Gletschervorstöße zwischen Daun- und Fernau-Stadien in den nördlichen Stubaier Alpen. — Z. f. Gletscherk. und Glazialgeol., Bd. III, 1954.
— Ein Gletscherstand bei Mieders im Stubai (Tirol) — älter als das Schlern-Stadium? — Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol., Bd. III, 1956.
Höfer, H. v.: Gletscher- und Eiszeitstudien. — Sitz.-Ber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl. I, Bd. 79, 1897.
Holtedahl, O., und Andersen, B. G.: Glacialgeologisk Kart over Norge. — Oslo 1953.
Kinzl, H.: Beiträge zur Geschichte der Gletscher in den Ostalpen. — Z. f. Gletscherk., Bd. XVII, 1929.
— Die größten nacheiszeitlichen Gletschervorstöße in den Schweizer Alpen und der Montblanc-Gruppe. — Z. f. Gletscherk., Bd. XX, 1932.
— Formenkundliche Beobachtungen im Vorfeld der Alpengletscher. — Veröffentl. d. Museum Ferdinandeum, Bd. 26/29, Innsbruck 1946/49.
Klebelsberg, R. v.: Geologie von Tirol. — Berlin 1935.
— Das Schlern-Stadium der Alpengletscher. — Z. f. Glkde., Bd. XXVIII, 1942.
— Die Alpengletscher in den letzten 30 Jahren (1911—1941). — Petermann's Geograph. Mitt., Bd. 80, 1943.
— Die heutige Schneegrenze in den Ostalpen. — Ber. d. Naturwiss.-medizin. Ver. Innsbruck, Bd. 47, 1939/46.
— Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Wien. Bd. I, 1948; Bd. II, 1949 (zit. unter 1949 a).
— Das Ötztal; Natur und Bild. — Jahrb. d. Österr. Alpenver., Bd. 74, 1949 (zit. unter 1949 b).
— Von den Gletschern auf Blatt Gurgl und den Gletschermessungen des Alpenvereines. — Jahrb. d. Österr. Alpenver., Bd. 74, 1949 (zit. unter 1949 c).
— Das Silltal bei Matrei. — Schlernschriften 84, Innsbruck 1950.
— Das Becken von Längenfeld. — Schlernschriften 77, Innsbruck 1951.
— Das Pitztal. — Jahrb. d. Österr. Alpenver., Bd. 78, 1953.
Ladurner, J.: Quartärablagerungen des Sellrain. — Jahrb. d. Geol. B.-A., Bd. 82, Wien 1932.
Lichtenberger, E.: Der Rückzug des Würm-Draugletschers aus dem Villacher Becken und im aufwärts anschließenden Drautal. — Carinthia II, Bd. 143/63, Klagenfurt 1953.
— Glazialgeologische Beobachtungen im Bereich des Millstätter Sees. — Kober-Festschrift, Universität Wien 1953.
Lichtenecker, N.: Bergsturz und Bimssteingang von Köfels im Ötztal (Tirol). Geogr. Jahresber. aus Österreich, Bd. 14 und 15, Leipzig-Wien 1929.
— Zur Deutung des Bimssteinvorkommens von Köfels im Ötztal. — Verh. d. Geol. B.-A., Bd. 80, Wien 1930.
— Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. — Verh. d. III. INQUA-Konferenz 1936, Geol. B.-A., Wien 1938.
Markt, G.: Ausbauplan der Wasserkräfte des Ötztales. — Studienges. Westtirol, Innsbruck 1950.
Morawetz, S.: Eiszeitliche Vergletscherung und eiszeitliche Einzugsareale in den Tauern. — Z. f. Gletscherk., Bd. XX, 1932.
— Zur Frage der Schneegrenzverschiebungen. — Petermann's Geograph. Mitt., H. 6, 1941 (zit. unter 1949 a).

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

— Die Vergletscherung der Stubaier und Zillertaler Alpen, der Venediger-, Granatspitz- und Sonnblickgruppe. — Z. f. Gletscherk., Bd. 27, 1941 (zit. unter 1941 b).
— Das Kommen und Gehen der eiszeitlichen Gletscher. — Petermann's Geograph. Mitt., H. 1, 1952.
Paschinger, H.: Die spätglazialen Gletscher des Gschnitztales. — Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol., Bd. II, 1952.
Paschinger, V.: Pasterzenstudien. — Carinthia II, Klagenfurt 1948.
Pillewizer, W.: Photogrammetrische Gletscheruntersuchungen im Sommer 1938. Z. d. Ges. f. Erdk., Berlin 1938.
Penck, A., und Brückner, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. — Leipzig 1901—1908.
Reithofer, O.: Über den Nachweis von Interglazialablagerungen zwischen der Würmeiszeit und der Schlußvereisung im Ferwall- und Schönferwalltal. — Jahrb. d. Geol. B.-A., Bd. 81, Wien 1931.
— Neue Untersuchungen über das Gebiet von Köfels im Ötztal. — Jahrb. d. Geol. B.-A., Bd. 82, Wien 1932.
— Glazialgeologische Untersuchungen in der Umgebung südlich des Arlbergpasses. — Jahrb. d. Geol. B.-A., Bd. 83, Wien 1933.
Richter, E.: Die Gletscher der Ostalpen. — Stuttgart 1888.
Sarnthein, R. v.: Moor- und Seeablagerungen aus den Tiroler Alpen in ihrer waldgeschichtlichen Bedeutung. I.: Brennergegend und Eisacktal. — Beih. Bot. Zentralbl., Abt. B LV, 1936.
— Moor- und Seeablagerungen. II.: Seen der Nordtiroler Kalkalpen. — Beih. Bot. Zentralbl., Abt. B LX, 1940.
— Moor- und Seeablagerungen. III.: Kitzbühler Alpen und unteres Inntal. — Österr. Botan. Z., Bd. 95, Wien 1948.
Schneider, H. J.: Quartäre Seeabsätze und spätglaziale Gletscherstände im Unterleutsch-Tal (Nordtiroler Kalkalpen) und ihre Einfügung in die Quartärgeschichte. — Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol., Bd. II, 1953.
Senarclens-Grancy, W.: Die Gliederung der stadialen Moränen im Stubaital. — Jahrb. d. Geol. B.-A., Bd. 88, Wien 1938 (zit. unter 1938 a).
— Stadiale Moränen in der Miemingar Kette und im Wetterstein. — Ebendort (zit. unter 1938 b).
— Das Höchstausmaß der jungstadialen oder Daun-Vergletscherung im inneren Ötztal. — Ebendort (zit. unter 1938 c).
— Zur Gliederung eiszeitlicher und jüngerer Gletscherspuren in den Alpen zwischen Venediger, Glockner und Pustertal. — Mitt. d. Geol. Ges., Bd. 35, Wien 1942.
— Gletscherspuren des Venter und Gurgler Tales (Ötztaler Alpen, Nordtirol). — Z. d. Deutschen Quartärver., Bd. 3, Bonn 1953.
Stini, J.: Gedanken über das Maurach von Umhausen—Köfels—Längenfeld. — Zentralbl. f. Min., Abt. B, 1939.
Tollner, H.: Wetter und Klima im Gebiete des Großglockners. — Carinthia II, Sonderh. 14, Klagenfurt 1952.
— Die meteorologisch-klimatischen Ursachen der Gletscherschwankungen in den Ostalpen während der letzten zwei Jahrhunderte. — Mitt. d. Geogr. Ges., Bd. 96, Wien 1954.
Troll, K.: Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. — Mitt. d. Geogr. Ges., Bd. 18, München 1925.
Weinberger, L.: Die Eiszeit in den Alpen. (Gletscherkunde.) — Mitt. f. Erdk., Linz/D. 1949.

Geologische Spezialkarten 1:75.000 der Geologischen Bundesanstalt (bzw. früherer k. k. Geologischen Reichsanstalt) Wien:

Blatt Innsbruck—Achensee: Wien 1912, von Ampferer, O., u. Ohnesorge, Th.
Blatt Zirl—Nassereith: Wien 1912, von Ampferer, O., u. Ohnesorge, Th.
Blatt Ötztal: Wien 1929, von Hammer, W., Ohnesorge, Th., Sander, Br., Kerner-Marilaun, F., u. Ampferer, O.
Blatt Sölden—St. Leonhard: Wien 1932, von Schmidegg, O., Hammer, W.

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Tafel:

1. Glazialgeologische Karten und Profile des Ötztales und seiner Umgebung

Gez. von W. Senarclens (v.) Grancy, nach Veröffentlichungen u. Mitteilungen von O. Ampferer, M. Bauer-Obersteiner, R. Beschel, H. Bobek, S. u. R. Finsterwalder, H. Hanke, W. Heißel, H. Heuberger, H. Kinzl, R. v. Klebelsberg, J. Ladurner, H. Link, L. Müller, G. Markt, F. Machatschek, H. Paschinger, O. Reithofer, H. J. Schneider, Chr. Veder, einschlägigen geolog. Karten der Geol. Bundesanstalt Wien, Auswertung von Luftbildern des Bundesamtes f. Eich- u. Vermessungswesen Wien und eigenen Untersuchungen der Sommer 1935, 1951-1954.

Subventionen: Allgemeine, ältere u. Kartengrundlagen 1932-1942 D. u. Oe. u. D. AV., 1952-1954 Oe. Alpenverein; Geländeaufnahmen 1952-1954 Österr. Akademie der Wissenschaften; Druckkosten 1955/56 Österr. Bundesministerium f. Verkehr u. Verstaatl. Betriebe.

L e g e n d e :

Profile | Karten

Hang- u. Talschutt; Felsgrund i. v.; Hang- u. Talschutt u. Felsgrund im Längsprofil des Ötztales 1x)

Grat, Kamm
Umgrenzung größerer Felswände u. Schrofen (nach A.V.-Karten u. Meßtischbl., z.T. vereinfacht)
Bergfuß-Umriß des spätglazialen bis alluvialen Talgrundes, nur in den größten Tälern verzeichnet

Heutige Gletscher u. Firnflecken, Umrisse grossenteils 1951-1954 überprüft.
Fläche des Gletscherschwundes seit "1850"
" " Firnflecken- " " " , stellenweise noch mit kleinen Firnflecken

Rezente Moräne
Spätglaziale Moräne: In flachem Gelände
" " " steilem " , Stirnhalde
Hochglaziale " , vermutl. meist Würm, in hohen Aufschlüssen meist mit Erdpyramiden

"1920" "1890" "1850" Fr2 Fr1 — Frührezente - Rezente Stadien u. Substadien.
Moränenwälle der Vorstöße od. Halte von "1920"
" " " " " " "1890"
" " " " "1850"
" " " " 1800-1600 n. Chr.
" " " von ca 800-1000 v. Chr.
" " " von 1800 n. Chr. bis ca 1000 v. Chr.
noch nicht getrennt

Fr - D/ex Altersunsichere Moräne: Frührezent oder jüngstes Spätglazial

Profile | Karten

Jungstadien:
D/ex Jüngste spätglaziale Substadien, Bergsturz- u. a. Zufallsmoränen
D/e Egesen-Stadium, ≈ entspr. dem untersten Hauptwall der Glamer-Grube im Stubai; D/d-e: Zwischenstad., vermittelnd zw. D/e u. D/d
D/d Daun-Stadium, ≈ entspr. der inneren Wallgruppe des unteren Langentales im Stubai, mitsamt dem originalen Daun-Wall der Alpen im Eiszeitalter "; D/d-g: Zwischenstad., vermittelnd zw. D/d u. D/g
D/d-g Gschnitz-Stadium, nicht entspr. dem ehemalg. Gschnitz-Stad. von Trins, entspr. der äußeren Wallgruppe des unteren Langentales u. den tieferen Wällen des Gschnitztales innerhalb Gschnitz 3x) 3xx)
D/g

Mittelstadien:
D/g-S Zwischenstadium zw. Gschnitz u. Schlern, Größe ähnlich Gschnitz, Formerhaltung u. a. ähnlich Schlern, sehr typisch "Auf dem Eck" im Ötztal, viell. markant u. verbreitet i. d. Nördl. Kalkalpen.
S Schlern-Stadium, ≈ entspr. dem zentralalpinen Hauptvorkommen von Trins im Gschnitztal, gebildet in eisfreiem Talgrund im Gschnitztal, Virgental u. a. o., im Ötztal gebildet an ≈ spätglazialem Rest- od. Toteis; ebenso im Stubai u. wohl auch ao..
St Steinach-Stadium, entspr. der Wallgruppe von Steinach-Salfaun, gebildet im Sill- od. Wipptal an spätglazialem Rest- od. Toteis
S-St Altersunsichere Moränen, Stauabsätze u. a.: Schlern oder Steinach, bes. im Ötztal W-SW Sölden 3xxx)

Rekonstruierte Eisoberflächen- u. Eisränder

l. r.: linke, rechte Talseite

Altstadien: Ammersee- u. Schlierenstadien: Sie liegen bereits jenseits dieser Karten u. Profile, im Nördl. Alpenvorland usw..

Profile | Karten

2x) Stauabsätze, am spätglaz. Eis gebildet; Blockschutt, Murenschotter, Sand
Präglaziale u. glaziale Verebnungen, flache bis mäßig steile Rundhöcker, ohne - bezw. mit Moräne
Große Schutt- u. Schwemmkegel (Umhausen, Sautens, Wald)

Bergsturz-Schutt, spät-postglazial, auch rezent oder rezente, frührezente u. spätglaziale Moräne bildend "Bergsturz von Köfels", zertümmerte Schub- oder Gleitmasse, spätglazial (mittelstadial)

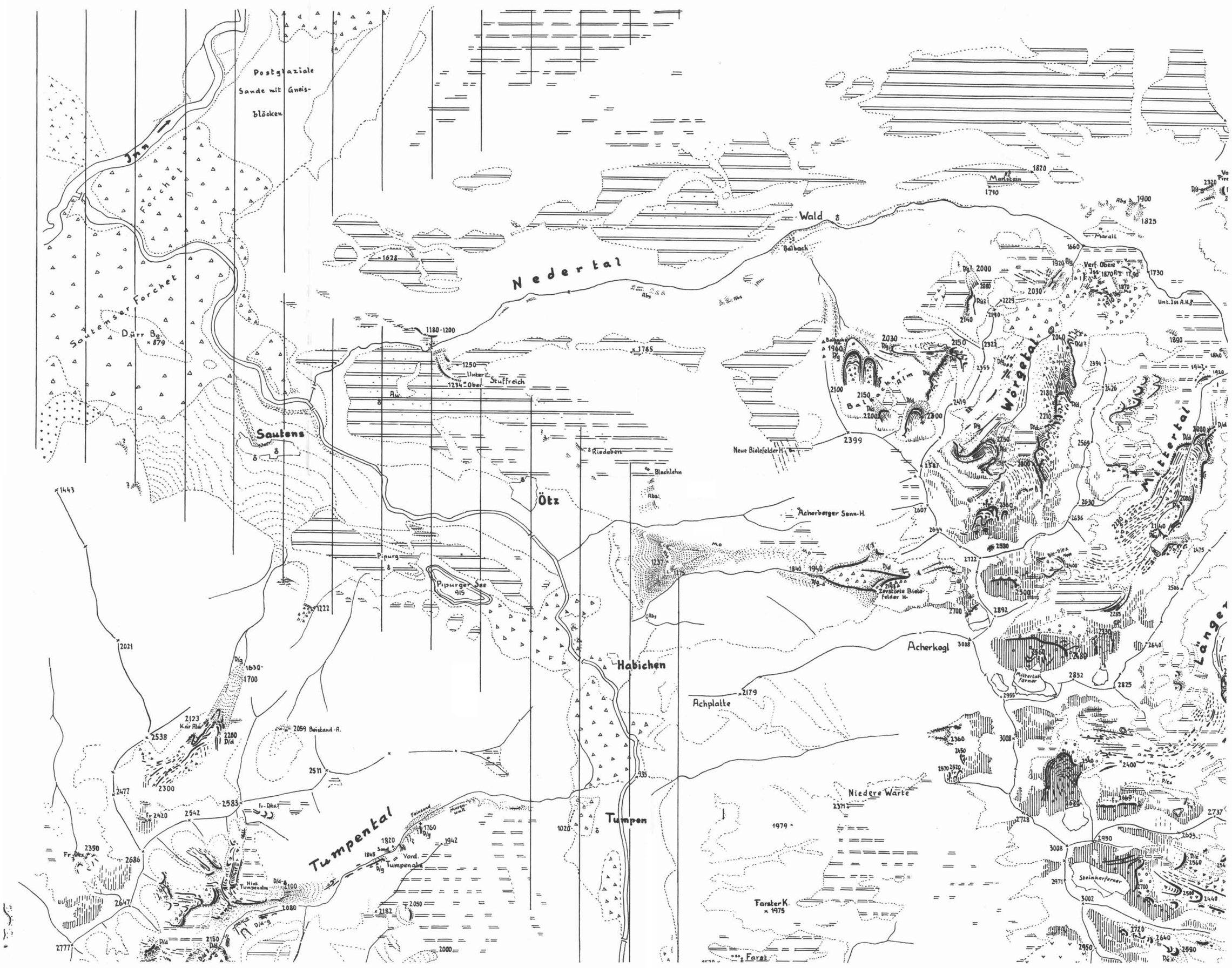
Absitzung, verbrochen aber ≈ in situ verblieben

4x) Schotter (mit gut gerundeten Geröllen) und Sand, im Inntal u. vermutl. am "Bergsturz von Köfels" W-R-interglazial (ebenso bei Hl. Geist westl. Längenfeld), a. d. Neder- u. Sulztalmündung u. NW Zwieselstein spätglazial. Interglaz. Schotter usw. m. deutl. ebener od. flacher Lagerung

Kluftgassen, Absitzungsklüfte
Tekton: Störungen, meist mit Mylonit od. Ruscheln
Unterfläche des "Bergsturzes von Köfels", Lage ≈ vermutet

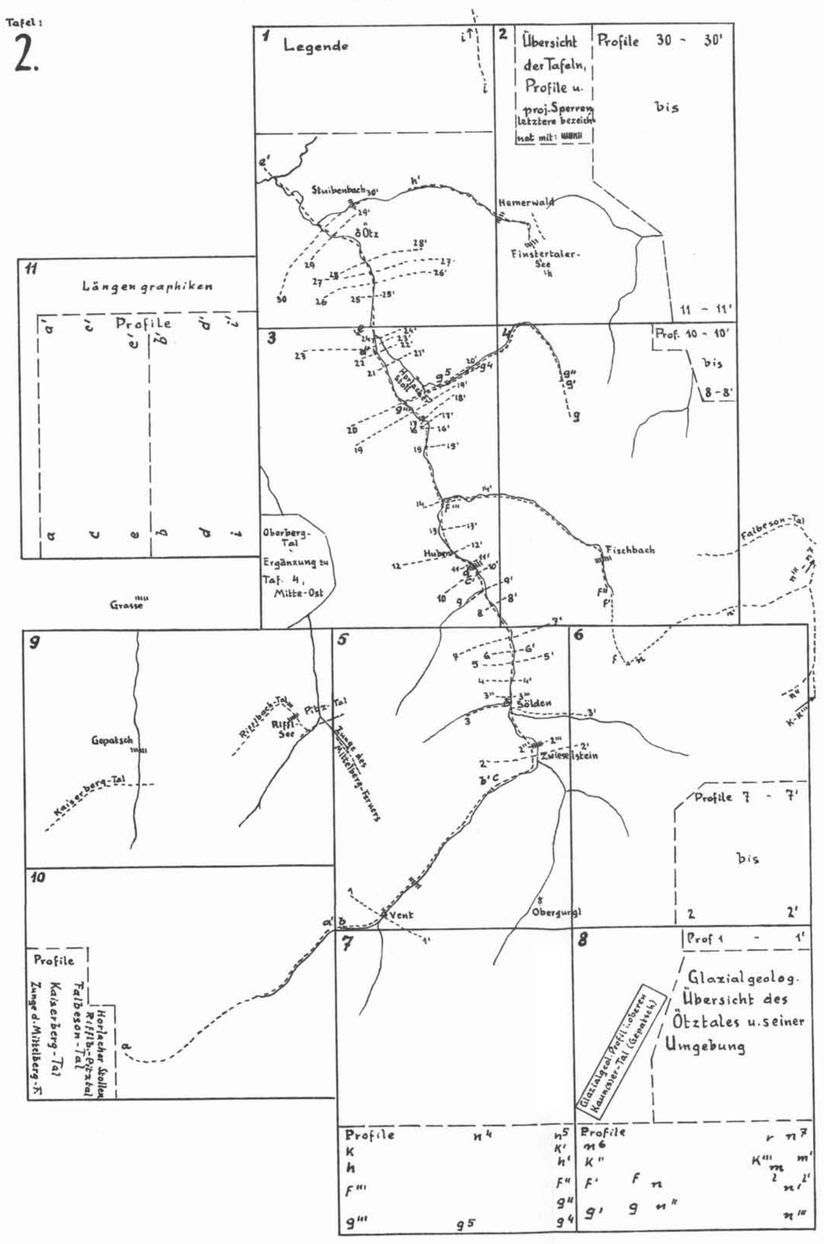
Unbezeichnet: Steilhang-Hang-Hangschutt-Kleine Schuttkegel meist alluv. Talschutt
Paragneis-Biotitschf.-Schiefergneis | Granit. Augengneis | Amphibolit

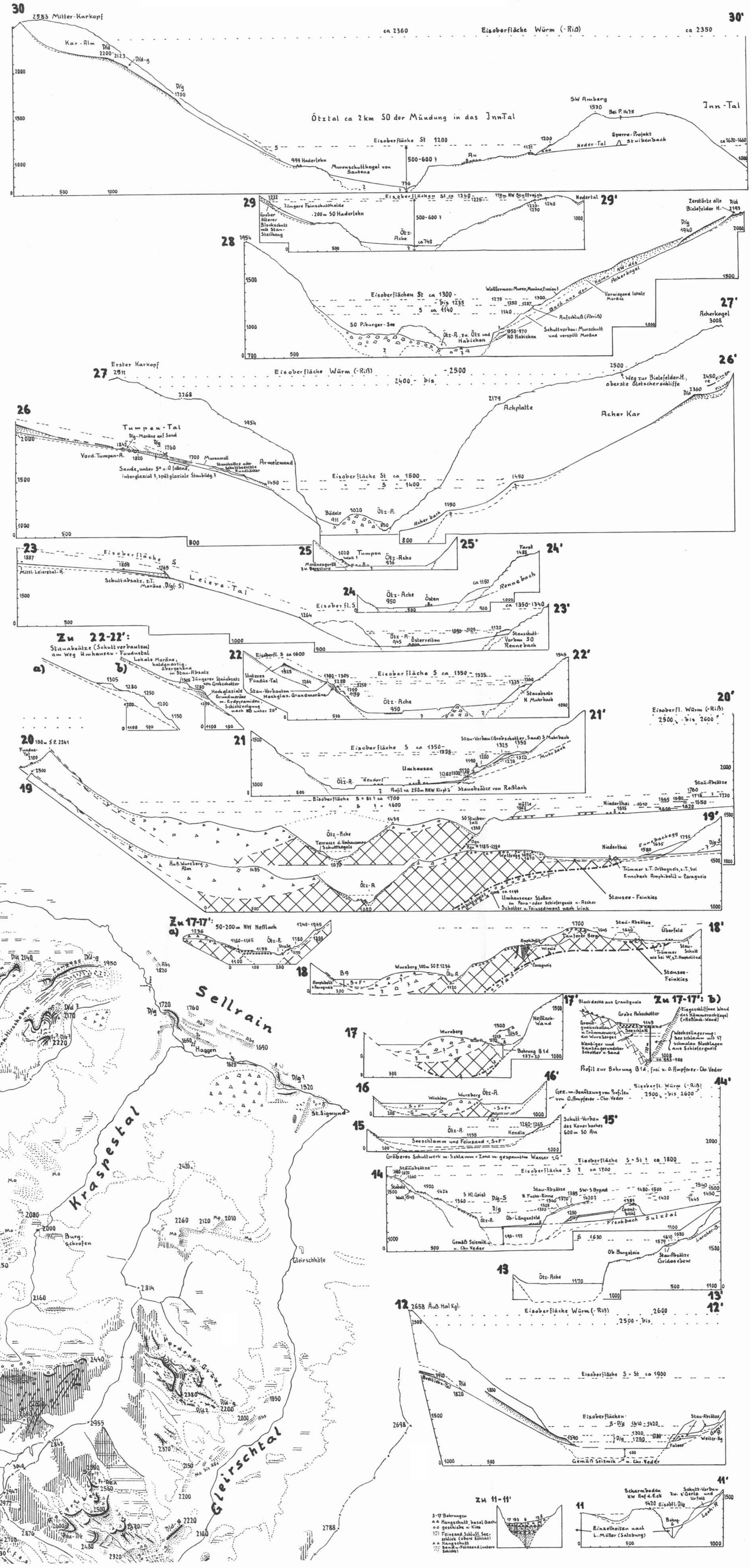
1x) Ziffern an der Profilbasis: km, vom Ursprung aus gemessen. Übrige Ziffern, soweit ohne besondere Bezeichnung, = Höhen in m über dem Meer. - 2x) Die Signatur feiner Punkte bezeichnet Moräne, wo immer sie mit den Linien der Moränenwälle verknüpft oder weit abseits der Talgründe angewandt ist. - Feine Punkte ohne Wall-Linien, in tieferen Bergflanken od. nahe dem Talgrund: Stauabsätze. - An einigen Stellen Unterscheidung durch Mo = Moräne, Abs = Stauabsatz. - 3x) Substadien wie D/ex innerhalb D/e sind stellenweise auch innerhalb D/d, D/g vorhanden: Sie, sowie vereinzelte u. schwer einzuordnende Wälle wurden als D/d-e, D/g-d u. D/g-S - Zwischenstadien bezeichnet. - 4x) Spätglazial sind auch die Terrassen bei Neßlach, ferner die Schotter u. Sande der Hangendpartien der abgebohrten Tal-Schuttfüllung des Ötztales. - 3xx) Wagrechte Schraffen in 15mm Abstand: Größte Gschnitz-Gletscherzungen. - 3xxx) Senkrechte Schraffen in 2cm Abstd.: Spätglaz. Tot- od. Rosteis z. Zeit d. St-S-Stadien. - Einige Daten sind Karten u. Profilen unmittelbar eingeschrieben.

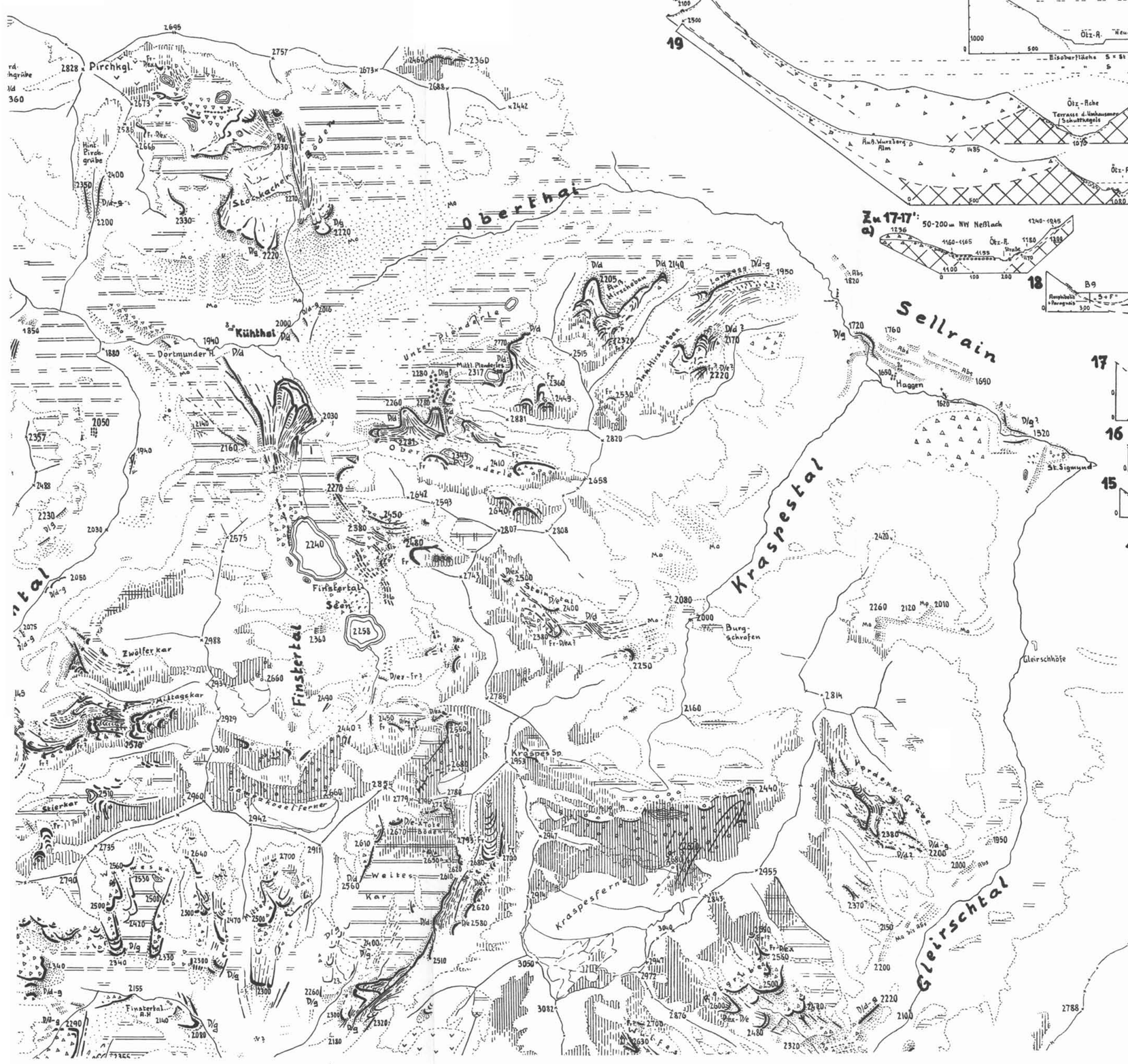


© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

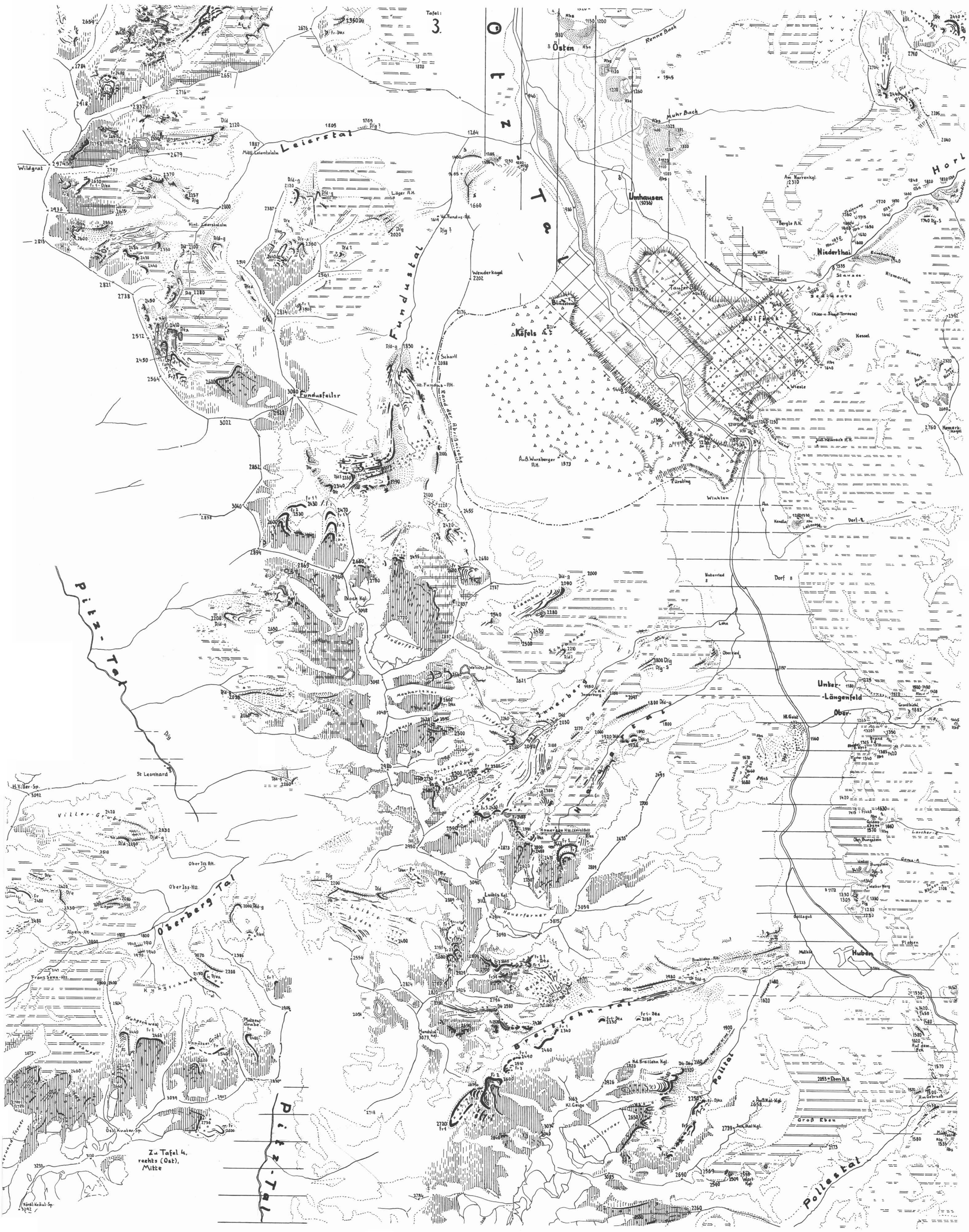
Tafel: 2.





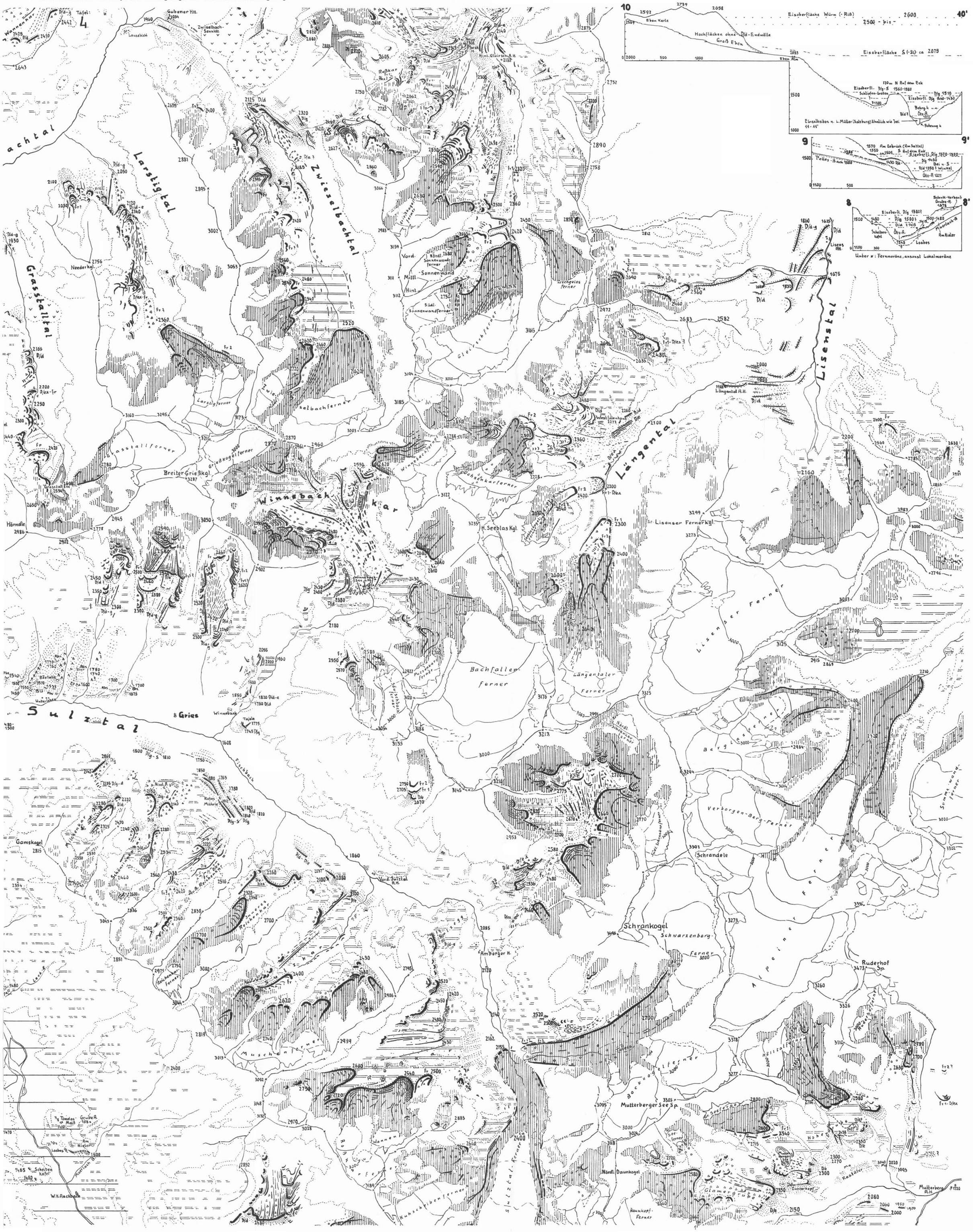


© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at



© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Tafel: 4

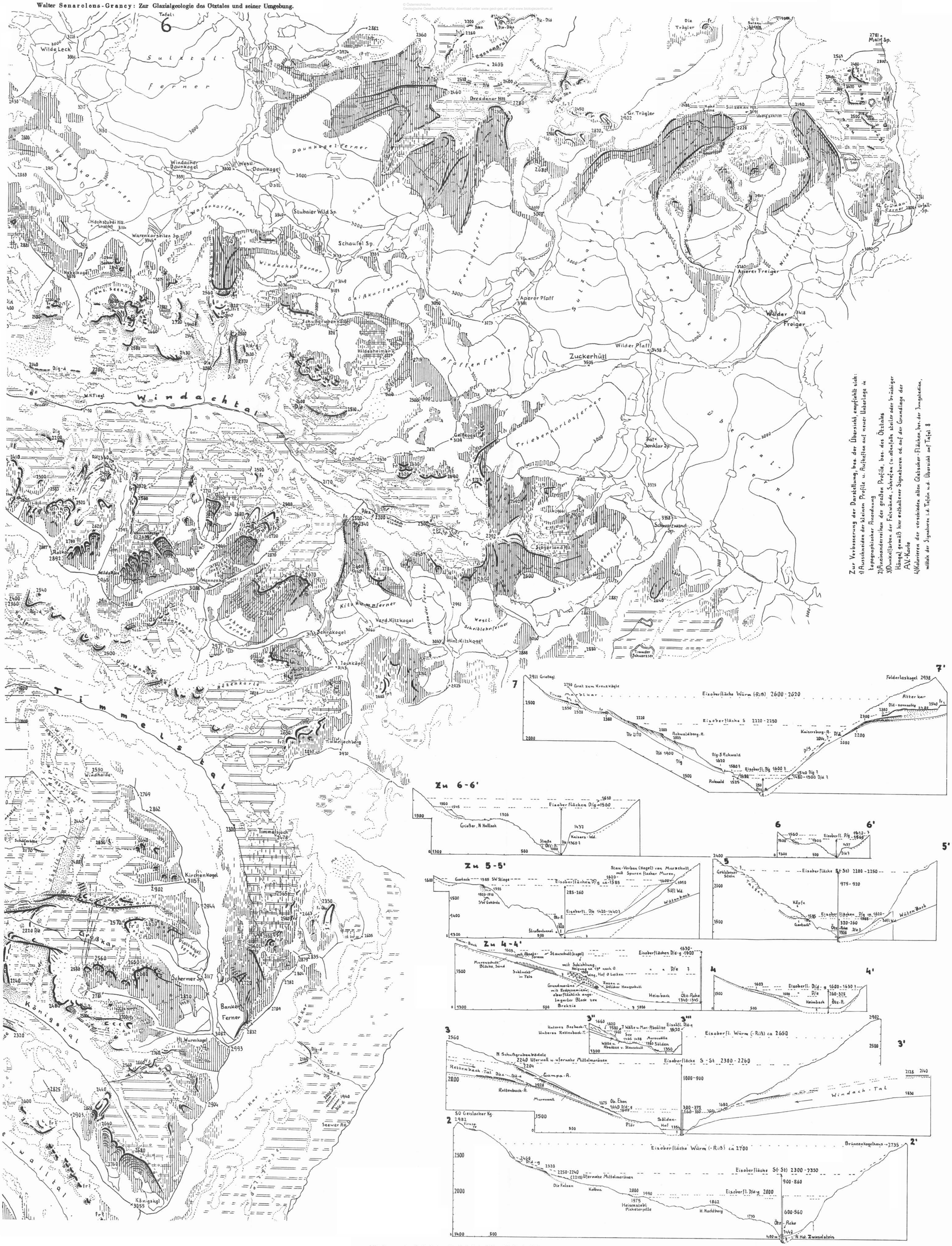


© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Tafel: 5.

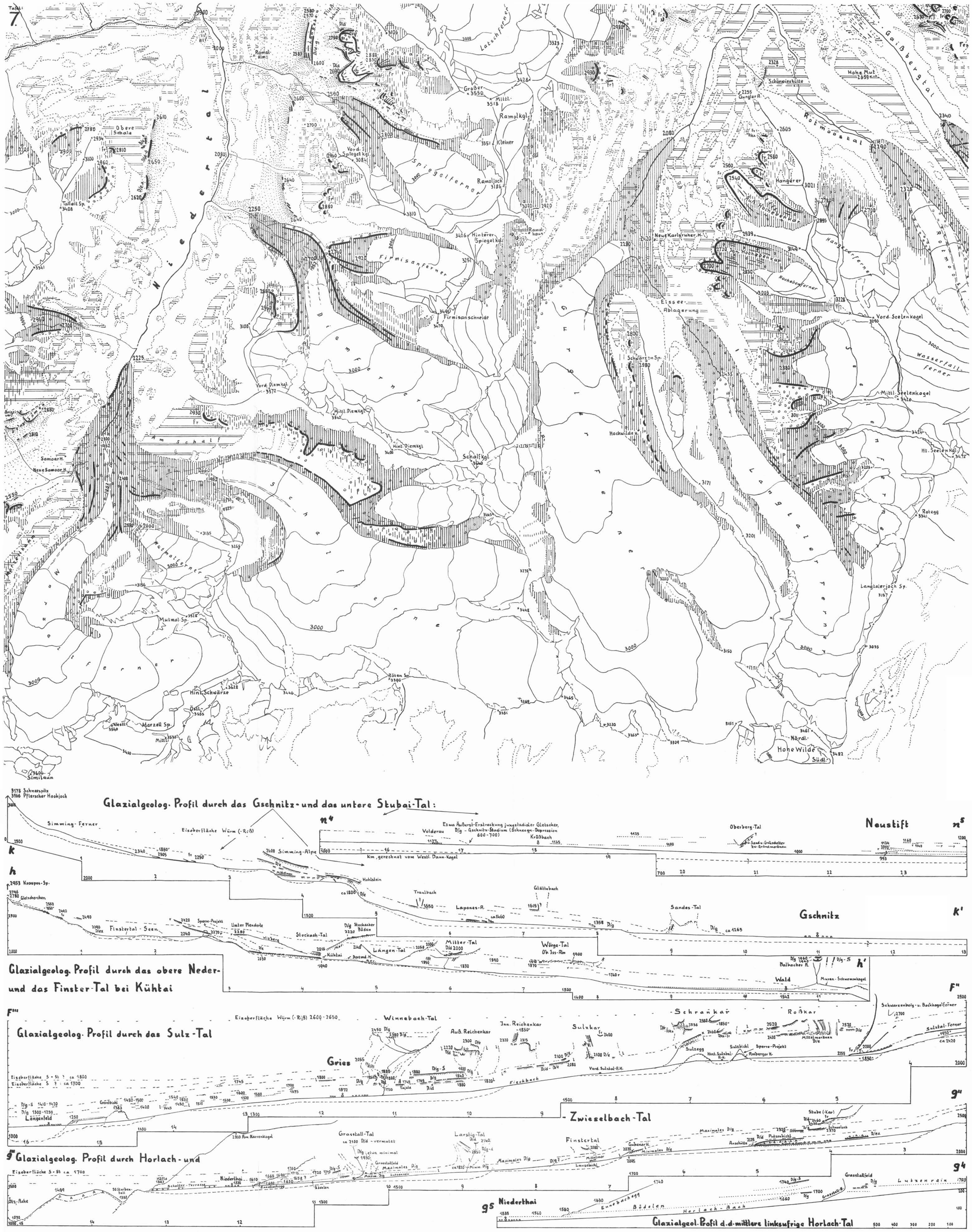
© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Tafel: 6



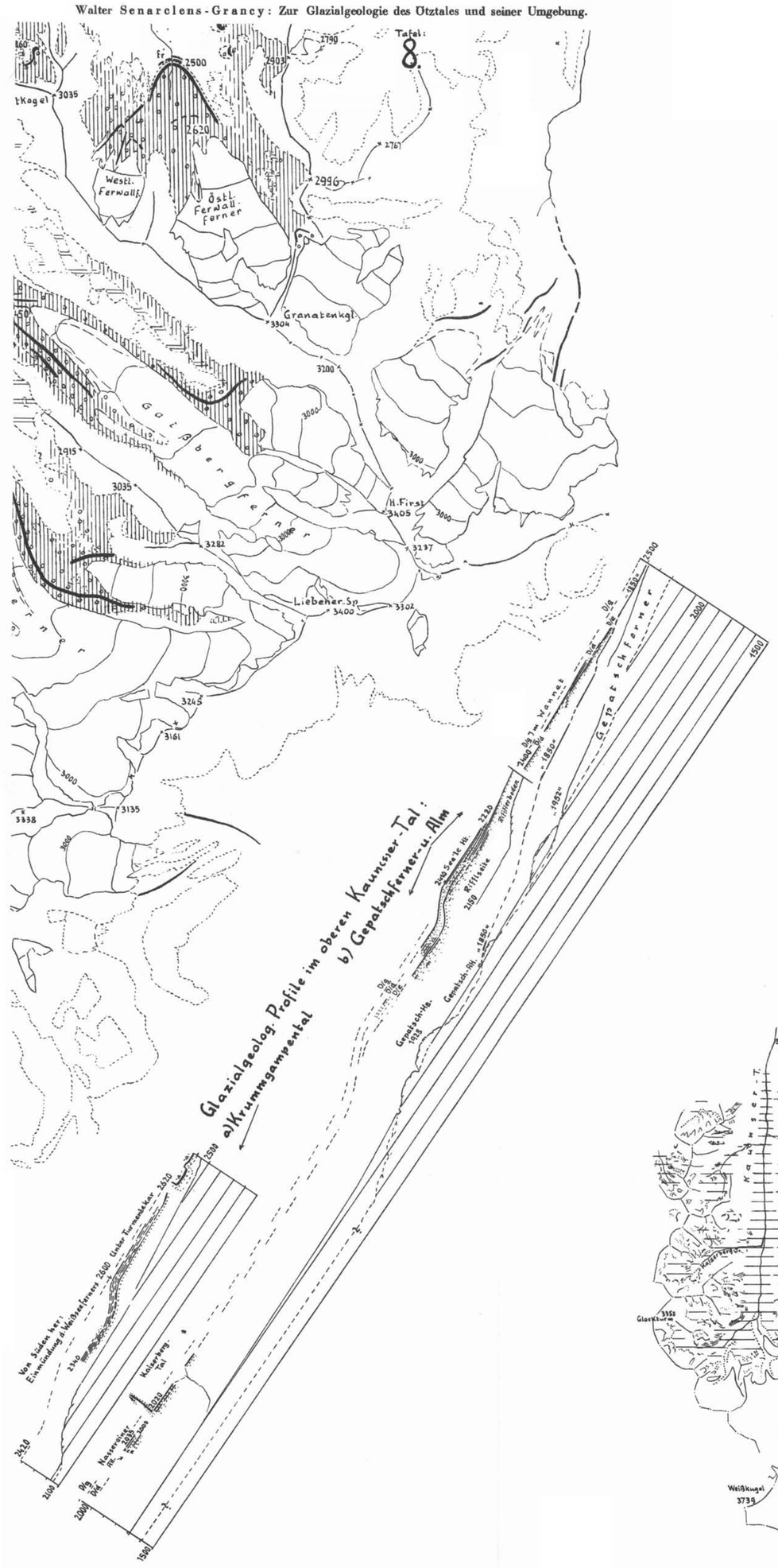
© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

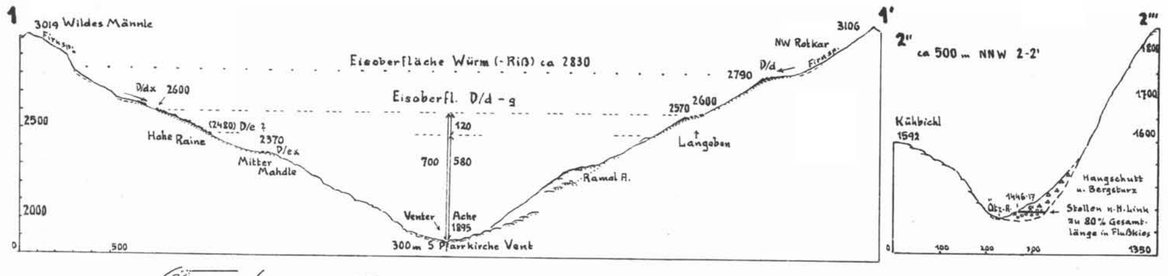
Tafel: 7.

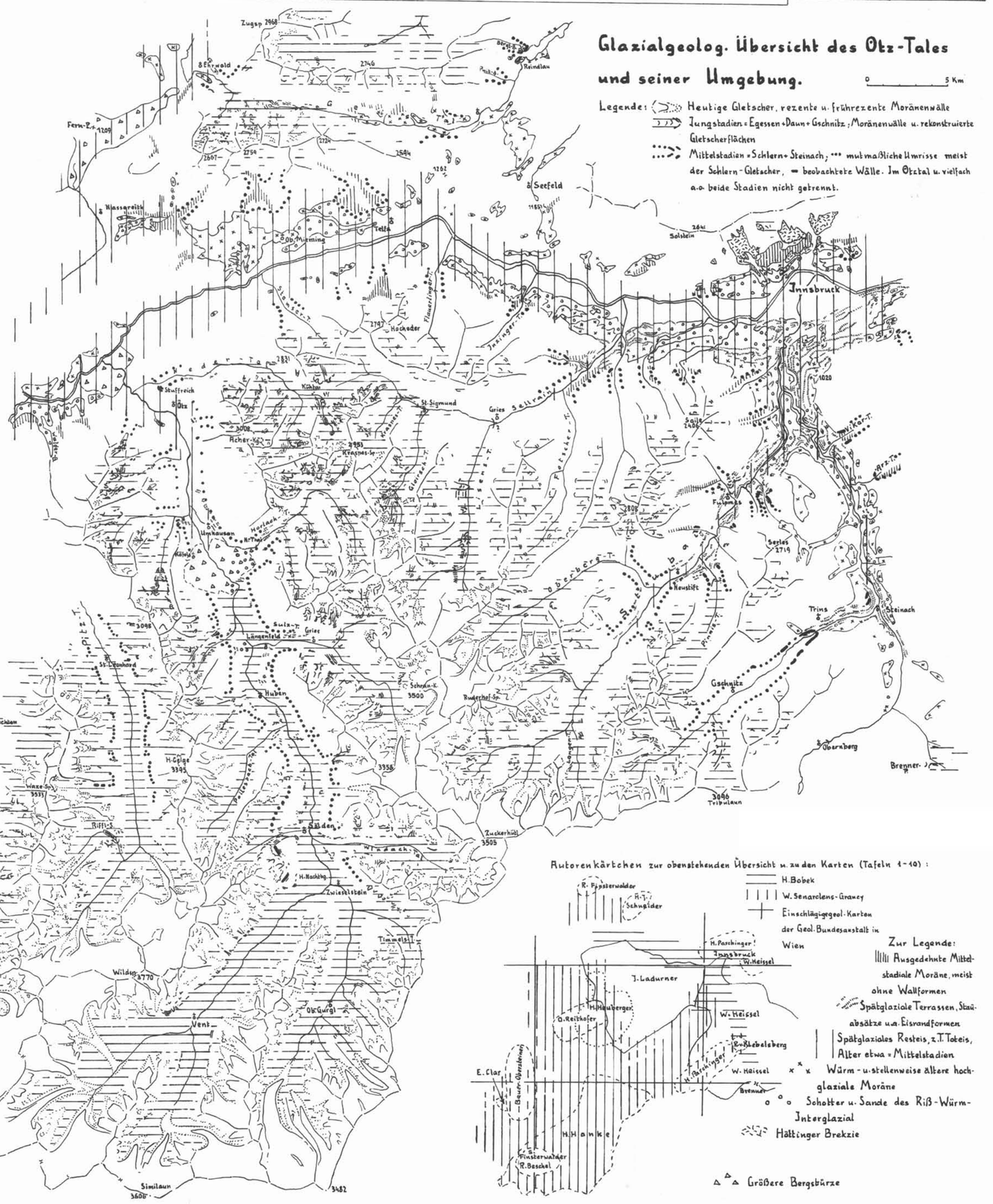


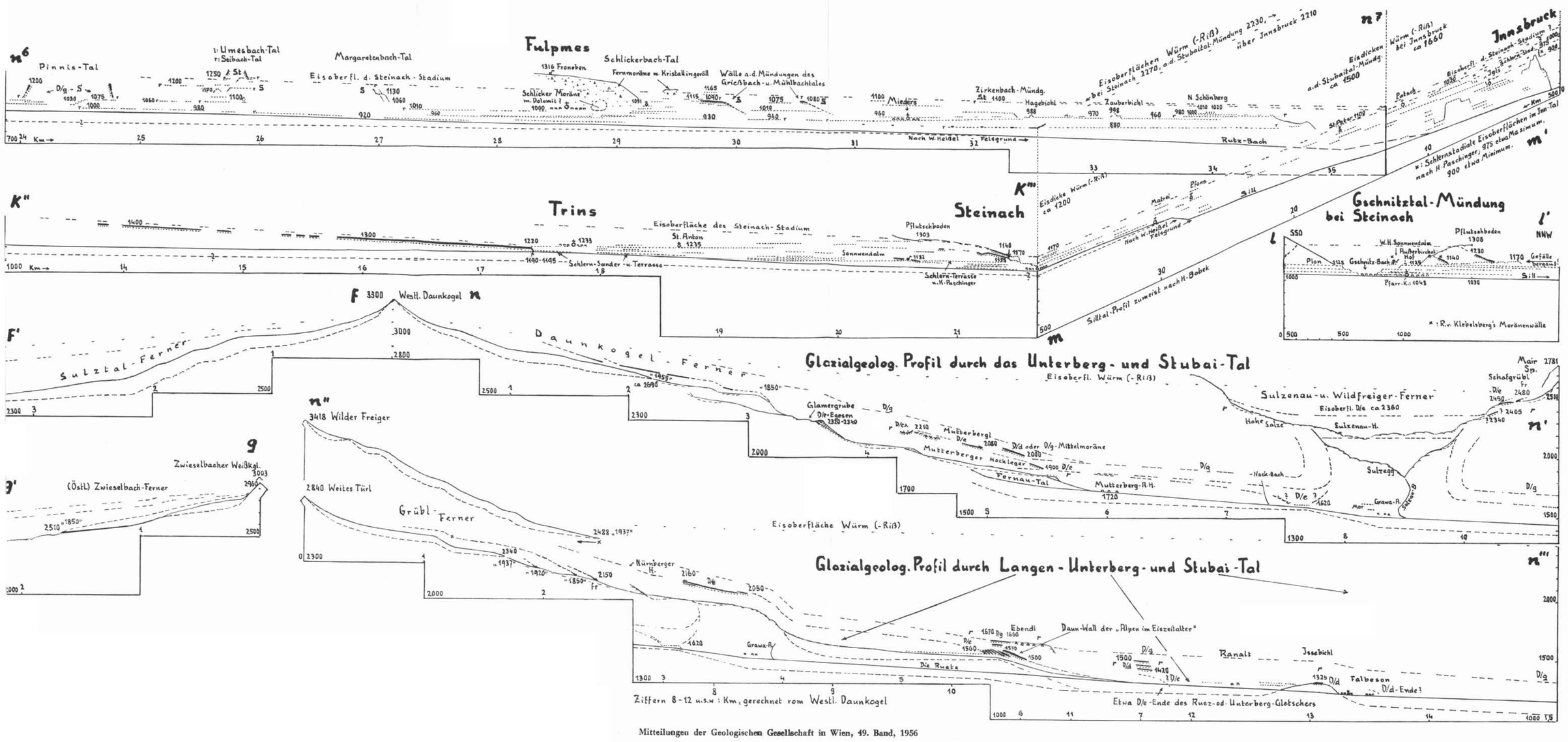
© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Tafel: 8.

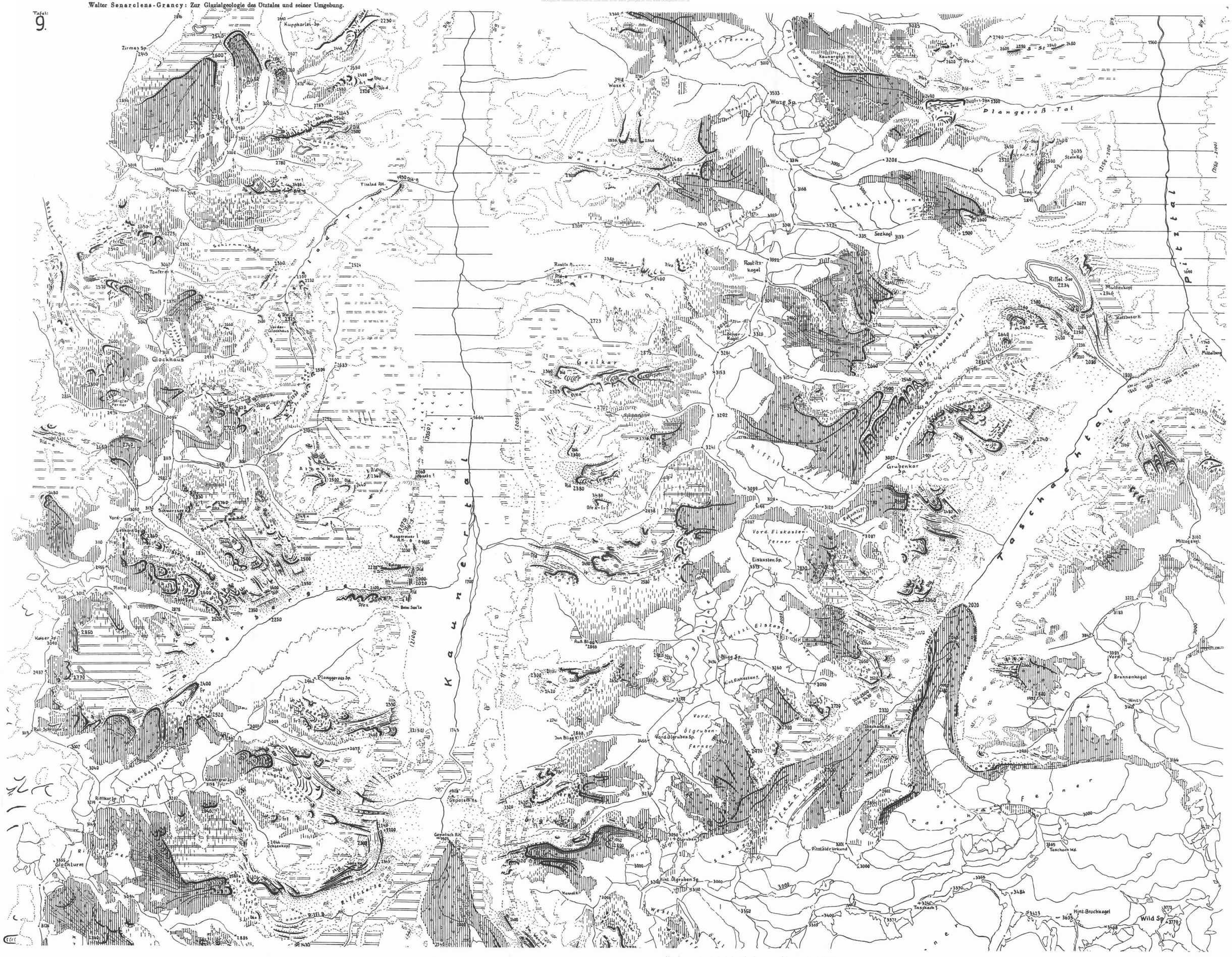


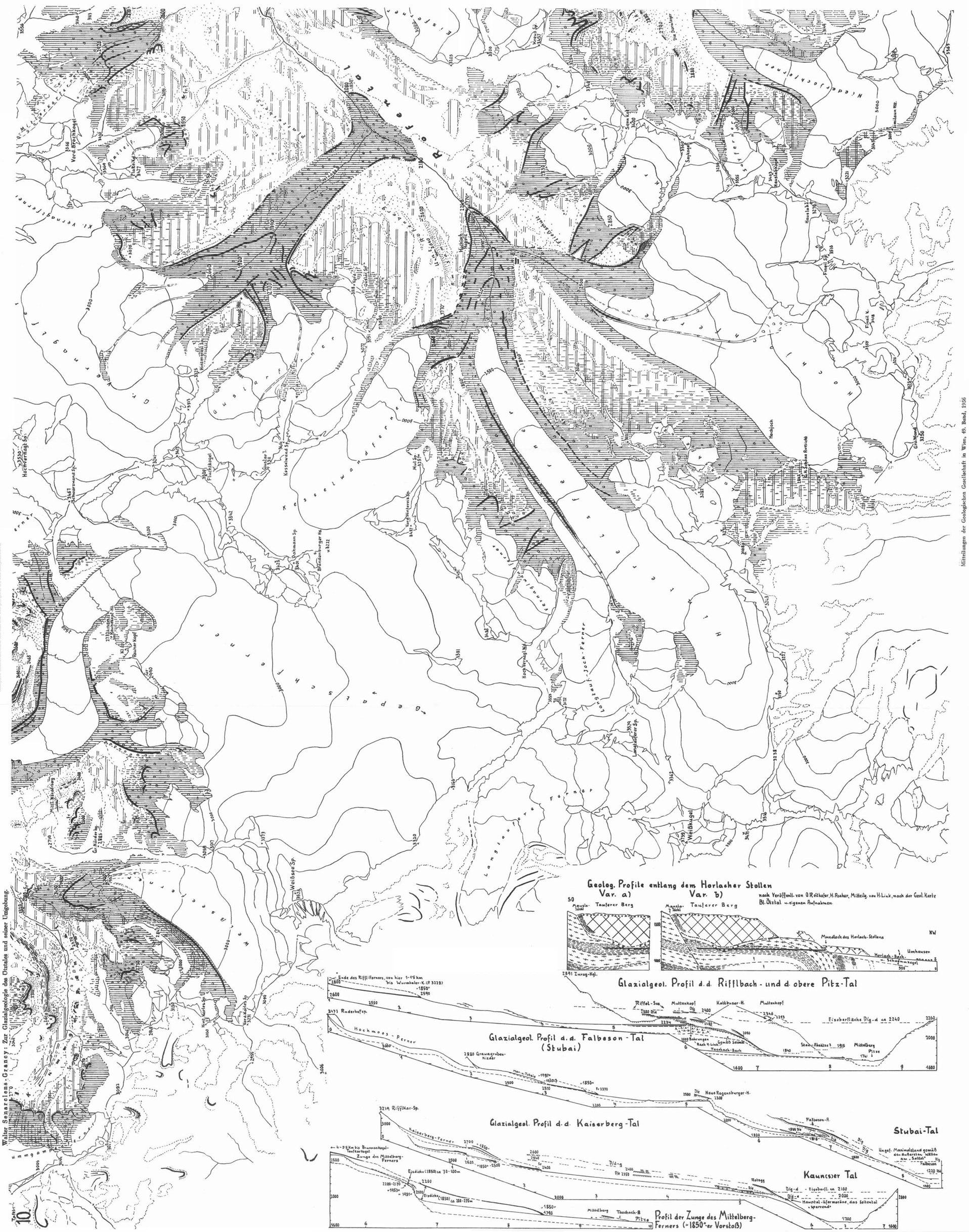






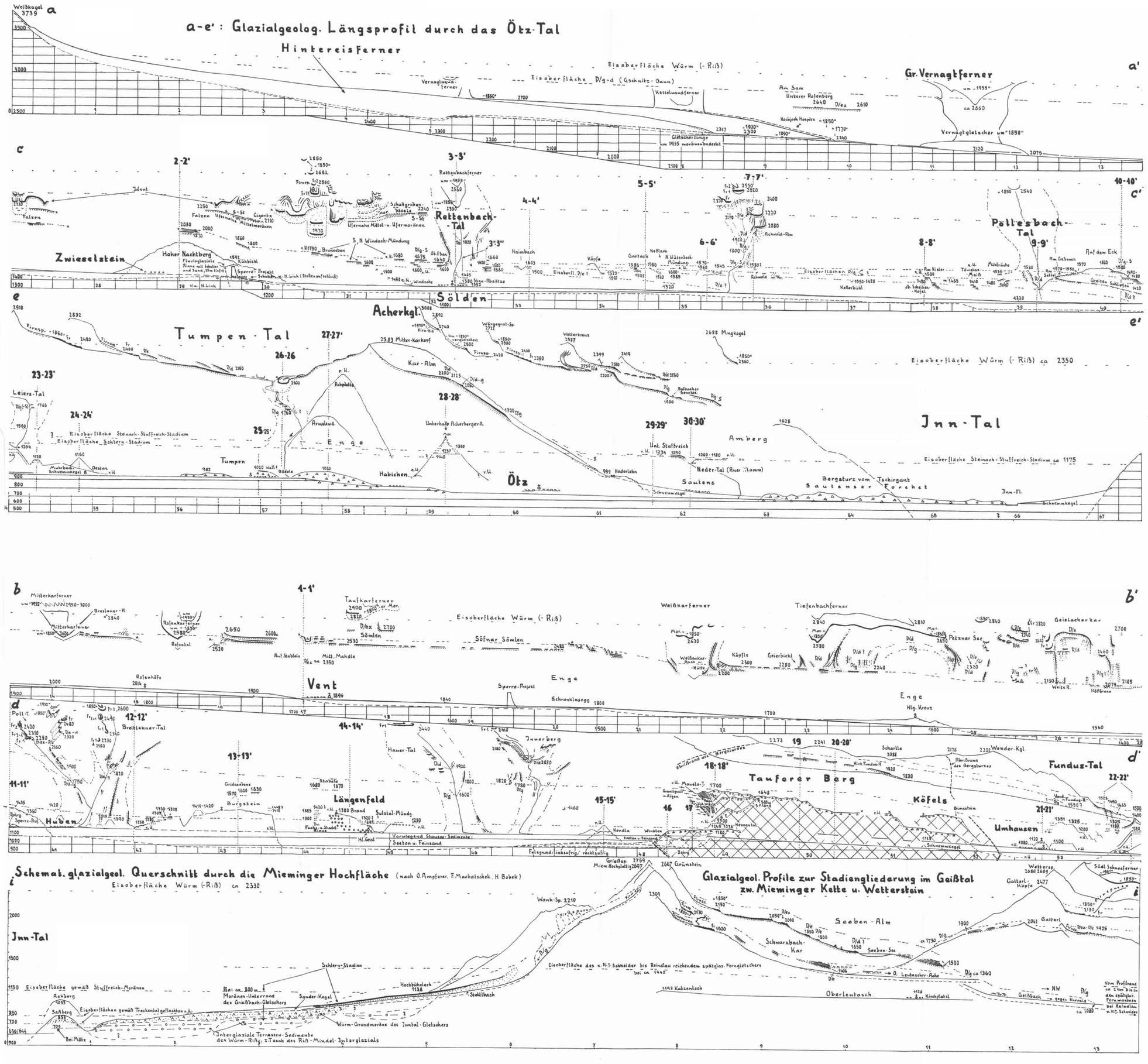
Tafel: 9.

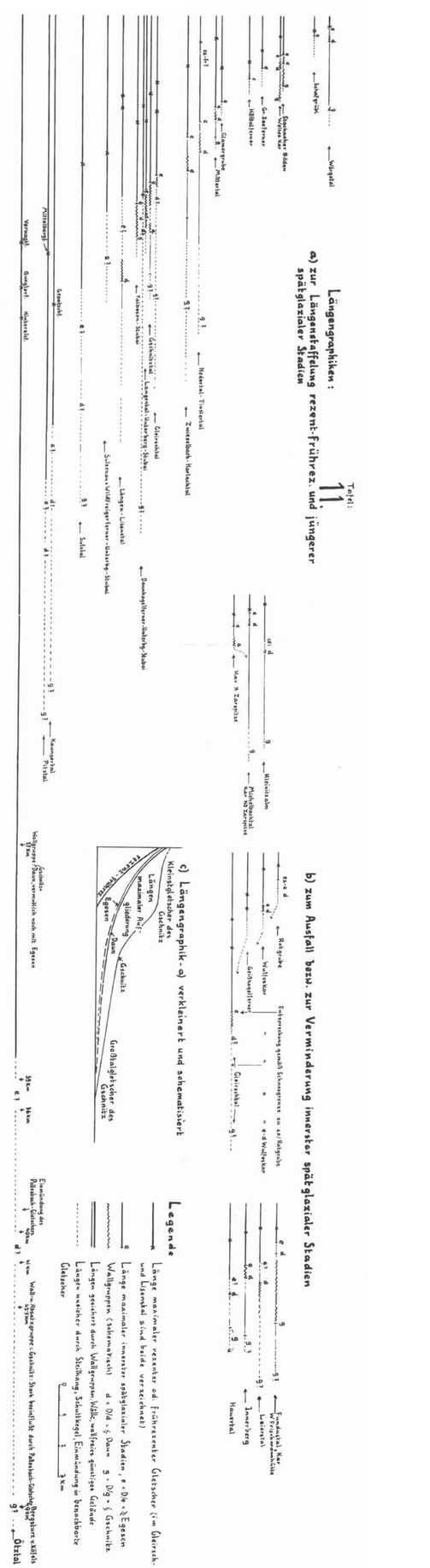

Kuppkarles-Sp.
Zirmes Sp.
Waze K.
Waze Sp.
Plangeroß-Tal
Sezkogl
Rostitzkogel
Riffel See 2234
Mutenkopf
Riffelbach-Tal
Glockhaus
Geilkar
Grubenkar Sp.
Vord. Eiskasten-ferner
Eiskasten Sp.
Mittl. Eiskasten-ferner
Bligg Sp.
Vord. Ölgruben-ferner
Vord. Ölgruben Sp.
Hint. Ölgruben Sp.
Brunnenkogel
Hint. Brochkogel
Wild Sp.
Kaiserberg-ferner
Riffler-ferner
Kaunertal
Pitztal
Taschach-ferner



© Österreichische Geologische Gesellschaft; download unter www.geol.geo.at und www.biologiezentrum.at

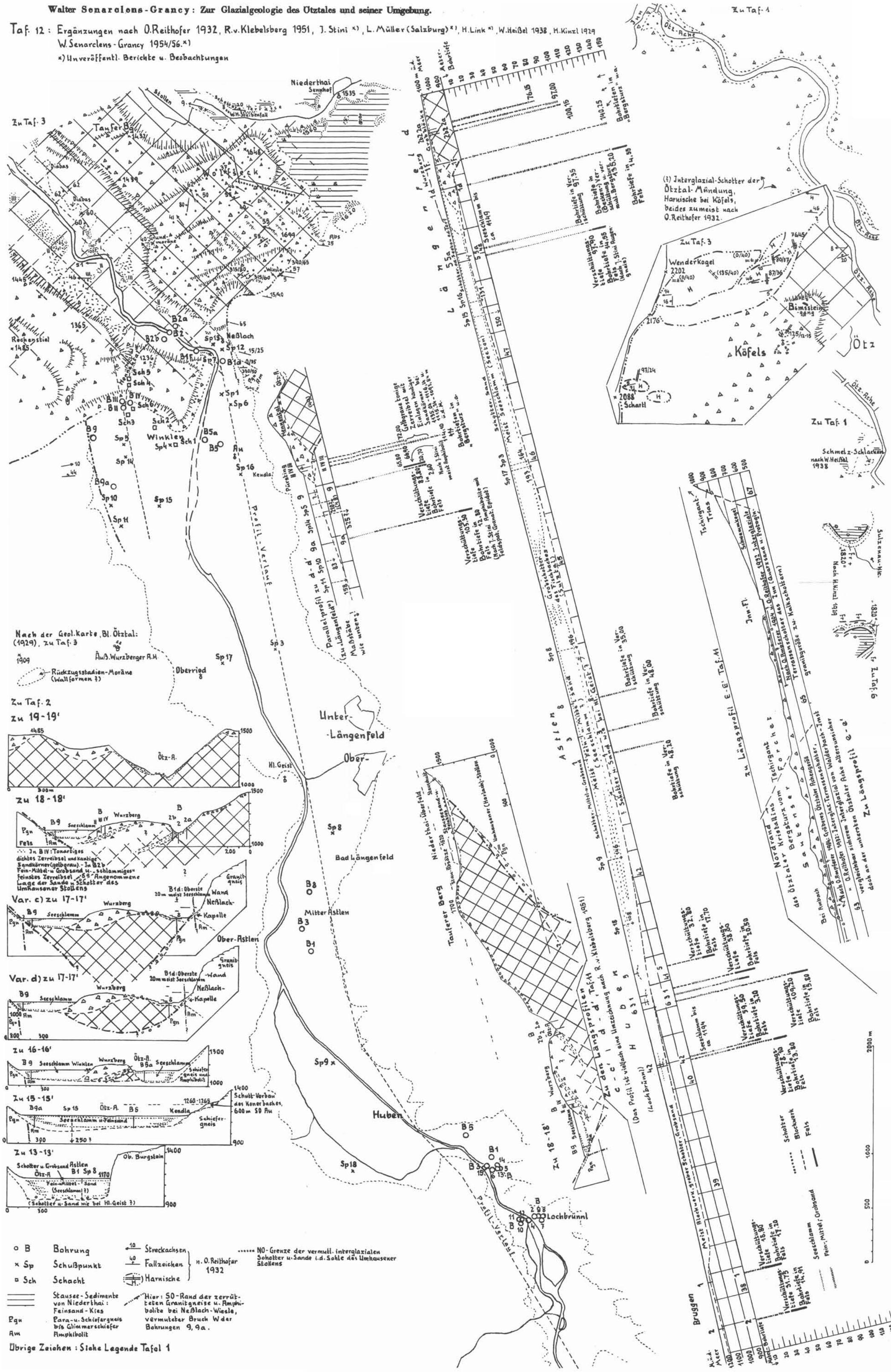
© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at und www.biologiezentrum.at





© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Taf. 12: Ergänzungen nach O. Reithofer 1932, R. v. Klebelsberg 1951, J. Stini x), L. Müller (Salzburg) x), H. Link x), W. Heißel 1938, H. Kinzl 1929
W. Senarclens-Grancy 1954/56. x)
x) Unveröffentl. Berichte u. Beobachtungen



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Austrian Journal of Earth Sciences

Jahr/Year: 1956

Band/Volume: 49

Autor(en)/Author(s): Senarclens-Grancy Walter

Artikel/Article: Zur Glazialgeologie des Oetztales und seiner Umgebung. 257-313