

Geomorphologie der südlichen Gebirgsumrahmung des Beckens von Windischgarsten (Warscheneck, Bosruck, westliche Haller Mauern)

Mit 3 Abbildungen im Text, 3 Bildern (Taf. V, VI) und 3 Karten (Taf. VII—IX)

Von FRANZ ZWITTKOVITS, Wien

I n h a l t s ü b e r s i c h t

Einleitung	40
Der innere Bau als Grundlage der Landformung	41
Die ältere Entwicklung der Oberflächengestaltung und die Grundzüge der Großformung	42
Die hochgelegenen Flächensysteme	43
Die talgebundenen Verebnungssysteme	47
Terrassen im Bereich des Pyhrnpasses	47
- Terrassen an der Nordabdachung der Gebirge	49
Entstehung und Alter der Flurentreppe	51
Der eiszeitliche Formenschatz	53
Vergletscherung der Gebirge	54
Talvergletscherung	59
Die Schneegrenze	61
Bergstürze	62
Formengebung im Schutt	62
Die Schuttzone	62
Der Schutt der Felswände	63
Entwicklung des Gewässernetzes und rezente Flußarbeit	64
Die Karsterscheinungen	65
Dolinen und andere Karsthohlformen	66
Karren	69
Das Polje in der Filzen	70
Buckelwiesen	71
Unterirdische Verkarstung	57
Die Höhengürtel der Landformung	72
Schriftenverzeichnis	72—74

Einleitung

Diese Arbeit, die 1961 in ähnlicher Form an der phil. Fakultät der Universität Wien als Dissertation eingereicht wurde, behandelt die Großformung, die pleistozäne und rezente Formengebung, sowie das Karstphänomen der nördlichen Kalkhochalpen zwischen Totem Gebirge und Gesäuse.

Die Grenze des Untersuchungsraumes liegt im Westen am Salzsteigjoch, führt über den Roßkogel ins Grimmingtal, über den Hochtausing und die Weißenbacher Mauern zum Pyhrnpaß, sodann entlang der Südhänge des Bosrucks und der Haller Mauern bis Kote 2079 m am Hauptgrat der Haller Mauern, wendet sich nach N über den Langsteingrat zum Hengstpaß und verläuft sodann über Dirngraben, Windischgarsten, Vd. und Ht. Stoder zur Steyr und entlang derselben zum Salzsteigjoch. Somit umfaßt das Gebiet 3 Gebirgsgruppen: das Warscheneck, den Bosruck, die Haller Mauern.

Steil steigen die Gebirge aus einem niedrigen Sandstein- und Schieferhügelland mit verschiedenen Kalken und Dolomiten an. Das Warscheneck, seinem geologischen Bau und seiner Form nach zu den Plateaubergen der Salzburger Kalkhochalpen zu rechnen, hat im zentralen Teil den Plateaucharakter noch gewahrt, aber nach allen Seiten hin zeigt sich Auflösung in Kämme und Grate. Während die N-Abdachung durch breite Kare und Trogtäler gut gegliedert erscheint, fällt der Kalkstock nach Süden geschlossen in den Weißenbacher Mauern zum Ennstal ab. Bosruck und Haller Mauern stellen den Typ der Kettengebirge dar, mit steilen Graten und stark zerklüfteten und gescharteten Wänden. Prächtige Kare und Trogtäler sind im Norden dieser Gebirgszüge entwickelt.

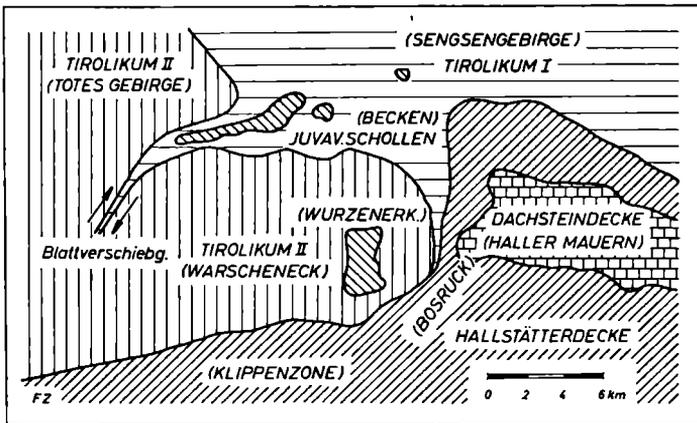


Abb. 1. Deckenbau

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Univ.-Prof. Dr. HANS SPREITZER, möchte ich an dieser Stelle für die Anregung zu dieser Untersuchung, für die oftmalige Unterstützung und die vielen Ratschläge während der Arbeit meinen ergebensten Dank aussprechen.

Der innere Bau als Grundlage der Landformung

Das untersuchte Gebiet stellt geologisch keine Einheit dar, sondern muß verschiedenen Deckengliedern zugerechnet werden (Abb. 1). Das Warscheneck bildet dabei das basale Grundgebirge, es ist die tirolische Totengebirgsdecke KOBERS, der weiter im Osten die Ötscherdecke entspricht. Gegenüber dem Toten Gebirge blieb es entlang einer Blattverschiebung am Salzsteigjoch weiter im Süden zurück. Es hat seinerseits die tirolische Decke des Sengsengebirges, die im Becken von Windischgarsten in tiefer Lage von mächtigen Gosauablagerungen bedeckt ist, überschoben. (Eine Unterteilung der tirolischen Decke ergab sich nicht nur auf Grund der Tektonik, sondern auch durch die verschiedenartige Fazies — ANIWANDTER 1953). Die im S anschließende Klippenzone, die von Mitterndorf bis zum Pyhrnpaß reicht, gehört zur Hallstätterdecke, die im E des Pyhrnpasses den Bosruck aufbaut, am Pyhrngatterl untertaucht und den Sockel der Haller Mauern bildet, deren Hallstätter Basis im S und N durchkommt. Reste der juvavischen Hallstätterdecke finden sich außerdem als Schubschollen im Becken von Windischgar-

sten, deren Kalke heute als Härtinge aufragen, sowie als Scholle am Wurzener Kampl im E des Warscheneckgebirges. Die geschlossene Hallstätterdecke wird schließlich in den Haller Mauern von der Dachsteindecke überlagert.

Abgesehen von MOJSISOVICS 1902, der an eine autochthone Ablagerung der Hallstätter Fazies glaubte, betrachten HAHN 1913, GEYER 1916 und SPENGLER 1918, die Juvaviden als vorgosauisch überschoben mit nachträglicher Einschuppung, während KOBER 1912 und 1955, KRUPARZ 1951 und ANIWANDTER 1953, an einer nachgosauischen Deckenüberschiebung festhalten. Da überall zwischen den einzelnen Deckengliedern die transgredierte Gosau eingeklemmt wurde, die jüngeren Schichten der tieferen Decken vielfach die älteren der höheren Decken durchziehend unterlagern, ist der Beweis für eine späte Überschiebung erbracht. Junge, tertiäre Bewegungen äußerten sich nur mehr in vertikalen Verstellungen und Verbiegungen, waren aber maßgeblich mitbestimmend für den stockwerkartigen Bau dieses Raumes.

Die Serie des Tirolikums II beginnt mit Werfener Schichten, die im Becken von Windischgarsten von den transgressiv über das Tirolikum I abgelagerten Gosauschichten verhüllt sind, während sie im S des Gebirges wahrscheinlich ausgequetscht wurden und zurückblieben. Dadurch fände auch die große Mächtigkeit dieser Schichten, die von Weißenbach bis Admont reichen, eine Erklärung. Sie wären demnach nicht ausschließlich als Basis der Hallstätterdecke anzusprechen. Der Wettersteinkalk und vornehmlich der Wettersteindolomit bauen den Westteil des Warschenecks auf, nur durch ein schmales Band von Lunzer- und Carditaschichten vom Hauptdolomit getrennt. Die Dolomite bedingen große Schuttlieferung und haben zur Zerstörung der Vorzeit- und Quartärformen beigetragen. Vereinzelt sind in den weichen karnischen Schichten Becken (Puchebnerreith) und Schichtterrassen (Lukas-Alm) ausgeprägt. Der größte Teil des Warschenecks wird vom Dachsteinkalk aufgebaut. Im Karn als Riffkalk ausgebildet, geht er nach oben zu in gebankten Dachsteinkalk von 3—5 m Mächtigkeit der einzelnen Bänke über. Er ist der Hauptträger des Karstphänomens. Die Jurakalke sind im E gipfelbildend, besondere Erwähnung verdienen die als Wandbildner in Erscheinung tretenden Plassenkalke (Stubwiesgipfel).

Die Werfener Sandsteine der Hallstätterdecke geben den leicht verwitternden Unterbau der Kalke ab und fungieren als Quellhorizont. Darüber folgt im Bosruck meist schon der Wettersteindolomit und der zu steilen Wänden verwitternde Wettersteinriffkalk, in der Klippenzone verschiedene Kalke und mächtige Gosauablagerungen. Die weicheren Gesteine haben in der Klippenzone zur stärkeren Abtragung der Kalke und zur Auflösung in Einzelberge geführt. Über den Haselgebirgsanhäufungen der Hallstätter Schubschollen, die morphologisch durch Trichter- und Erdfallbildungen in Erscheinung treten, folgen fast ausschließlich jurassische Gesteine mit weicheren und ausgeglicheneren Formen.

Charakteristisch für die Dachsteindecke ist der gut geschichtete, hellgraue Dachsteinkalk, der zusammen mit Liaskalken den Pyhrgas sowie die meisten Gipfel der Gesäuseberge aufbaut.

Die ältere Entwicklung der Oberflächengestaltung und die Grundzüge der Großformung

Viele Forscher haben sich mit diesem Gebiet auseinandergesetzt, so MACHATSCHKE 1922, WISSMANN 1927, BANNERT 1933 mit Arbeiten über das

Warscheneck, AMPFERER 1926 und WICHE 1951 mit Arbeiten über die Haller Mauern, und hinsichtlich der Großformung weitgehende Übereinstimmung erzielt. Die in verschiedener Höhenlage auftretenden Verebnungen wurden einem einheitlich entstandenen, einzyklischen System zugerechnet, das später eine Verbiegung oder Verstellung erfuhr. Bei den Terrassensystemen sind sich die Verfasser wohl hinsichtlich der Entstehung, nicht aber hinsichtlich der Zahl einig und unterscheiden 3—6 Systeme als jüngere Eintiefungsfolgen.

Bei der Neubearbeitung dieses Gebietes zeigte es sich frühzeitig, daß an der Altersgleichheit der verschiedenen Niveaus der Höhenlandschaften nicht mehr festgehalten werden kann. Auch die höchsten Landschaften sind ähnlich wie die tieferen, an das heutige Talnetz gebundenen Verebnungssysteme mehrgliedrig und können bei genauer Beobachtung in verschiedenen alte Höhensysteme unterteilt werden. Nicht nur fehlen alle Anzeichen von Brüchen oder Flexuren zwischen den verschiedenen Niveaus der Höhenlandschaften, sondern die letzteren verzahnen sich auch in rein erosive Art, so daß jeweils eine tiefere und jüngere, durch rückschreitende Erosion, Talverbreiterung und Flächenbildung, in die ältere, schon früher entstandene Höhenlandschaft zurückgreift. Durch Wiederholung dieser Vorgänge lassen sich 7 verschieden altrige Höhensysteme unterscheiden, denen in der weiteren Entwicklung talgebundene Ebenheiten folgen. Im gesamten können wir bis zum Eintritt des Eiszeitalters im Warscheneck und in den Haller Mauern 15 Systeme unterscheiden.

1. Die hochgelegenen Flächensysteme

Als höchstes System finden wir am Warscheneckhauptkamm drei Flächenreste erhalten. Es sind dies die 300×150 m große Verebnung am Pyhrnerkamp in 2200 m über 15° nach N fallendem, gebanktem Dolomit, die ähnlich große Verebnung über Dachsteinkalk am Mitterberg in 2200 m und der lange Zug des eigentlichen Warschenecks, der sich vom Roßarsch bis zum Abfall des Graseggkares 3 km lang erstreckt. Auch hier wird der flach nach N fallende Dachsteinkalk von der Verebnung gekappt. Die Ebenheiten treten als 100—150 m hohe Kuppen mit einer durchschnittlichen Neigung der Kuppenhänge von 10—12° in Erscheinung. Auffällig ist das Fehlen flacher Muldentäler, die einstmals die sanft geformten Kuppen getrennt haben müssen, sie sind durch die Verkarstung (Dolinen) versteilt worden. Ähnliche Formen kann man am Gr. Pyhrgas 2245 m und in tieferer Höhenlage auf den Angern in 2030—2110 m beobachten. Alle wurden infolge ihrer morphologischen Gleichartigkeit dem Niveau A_1 zugerechnet.

Nur einige Zehner von Metern bis maximal 150 m tiefer, in enger Verknüpfung mit dem höchsten System, hat sich die A_2 -Fläche ausgebildet. Dabei kann es sich keineswegs um eine Absenkung oder Verbiegung handeln, was man am Oberen Erbsenboden im N des Warschenecks, an der Trennungslinie der beiden A-Systeme, die zum Teil an einem E—W verlaufenden Bruch liegt, eindeutig erkennen kann. An den Schichtköpfen des gut aufgeschlossenen gebankten Dachsteinkalkes ersieht man, daß im E des Oberen Erbsenbodens die A_1 -Fläche weit über den Bruch hinweg nach N ausgreift, um dann zu einer noch tieferen Fläche abzufallen, während im W des Oberen Erbsenbodens, wo das tiefere System in das höhere eingreift, die A_2 -Fläche auch im S des großen Bruches vorhanden ist. Aber auch rein morphologisch unterscheidet sich die hier leicht gewellte Fläche, die im W des Warschenecks

am Grubstein und Hirscheck in 2000 m über steilgestellten Dachsteinkalken, am Almkogel in 2000—2040 m über 20° nach NW fallenden Hauptdolomitschichten, am Querlstein in 1990—2070 m über 10—15° E fallendem gebanktem Dachsteinkalk und im glazial stark überformten Warscheneckplateau bei den Mölbingböden 2050 m und beim Zwischenwändekar in 2000—2050 m ausgebildet ist, von den Kuppen des höheren Systems. Die gute, ungestört zu tage tretende Bankung der Schichten läßt eine Absenkung der tieferen Flächen unmöglich erscheinen.

Charakteristische Ausbildung erlangte das A_2 -Niveau noch in den Angern, wo man unmittelbar den Zusammenhang mit dem A_1 erkennen kann. Gleichsam buchtenförmig greift das tiefere System zwischen Hochangern 2113 m und Nazogl 2050 m mit breiter Verebnung, die sich trichterförmig nach E erweitert, ein. Dabei handelt es sich um ein ehemaliges breites Tal, das sich im Vorland ungehindert ausbreiten und erweitern konnte. Nicht immer tritt uns, durch spätere Zerschneidungsphasen hervorgerufen, der ehemalige Zusammenhang verschiedener Niveaus so deutlich vor Augen wie in den Angern.

Abgesehen von einem kleinen Flächenrest im W des Kl. Pyhrgas in 2029 m, kann man in den Haller Mauern in diesem Niveau keine Verebnung feststellen. Auffallend ist hingegen eine Gipfel- und Gratkonstanz in dieser Höhenlage. Weit dringen heute die Kare ins Innere des Gebirges ein und haben die Wände erniedrigt. Besonders die trennenden Seitenwände werden am Karschluß stark angegriffen und in Torsäulen umgestaltet. Da die Torsäulenbildung im Anfangsstadium begriffen ist, können die Grate noch nicht allzu stark erniedrigt worden sein und werden die ungefähre Höhe einer einstmals weit verbreiteten, zusammenhängenden Flachlandschaft vermitteln. Kulissenförmig liegen die Grate und Torsäulen hintereinander angeordnet: die NW Rippen des Gr. Pyhrgas in 2050 m, der Kl. Pyhrgas in 2000 m mit dem stark erniedrigten Kl. Pyhrgasgrat 1870 m, der Mannsberggrat 1950—2030 m, der Langsteingrat 2000 m und der Haller Mauern-Hauptgrat vom Gr. Pyhrgas bis zum Kl. Scheiblingstein und vom Hochturm bis zum Gr. Scheiblingstein, der eine Erniedrigung bis auf 1840 m erfahren hat. Bei den höher gelegenen Graten, die sich meist leicht ansteigend vom Hauptgrat zur „Torsäule“ ziehen, kann man trotz manchmal saiger gestellter Schichten keine große Zerschneidung bemerken, während die tieferen durch steile Einschnitte in Türme und Spitzen aufgelöst und zerlegt wurden. Letztere sind nicht etwa Reste eines tieferen Systems, sondern die große Aufgelöstheit läßt sich auf die stärkere Erniedrigung zurückführen.

Große Verbreitung erreicht das nächst tiefere B-System im Warscheneckplateau (Bild 1) und an der N-Abdachung des Warschenecks, während es in den Haller Mauern fast vollständig fehlt. Wie später zu zeigen sein wird, ergab sich eine Unterteilung in B_1 - und B_2 -Niveau.

Im Warscheneckplateau ragen in der Fortsetzung des Roßarschzuges zu den Angern 2 Restberge auf — das Eiserne Bergl 1950 m und die Kitzspitze 1970 m — die beide in rund 1900 m flache Verebnungen tragen. Es sind nicht abgesenkte Teile der ehemaligen „Raxlandschaft“ (BANNERT 1933), sondern Reste eines tieferen Niveaus, die als rundgebuckelte Vorlagen den Warscheneckhauptkamm im S etwa 8 km lang umgeben, die Angern an 3 Seiten begrenzen und fast den gesamten, dolomitischen Südwesten beherrschen. Gut kann man den Zusammenhang dieser tieferen Flächen bei den Angeralmen 1900 m studieren. So zieht die Verflachung der Kitzspitze in Leisten

zur Fläche der Angeralm und weiter bis zum Hochlug 1905 m im W des Nazogl. Die über rund 20° nach N fallenden, gebankten Dachsteinkalken ausgebildete Kappungsfläche der Angeralm ist nichts anderes als ein ehemaliges breites Tal zwischen Kitzspitze und Hochangern. Die Dachsteinkalke bestätigen den mehrzyklischen, denudativen Bildungsvorgang, indem sich die Kalke ungestört nach S zu den Angern, nach N zur Kitzspitze durchverfolgen lassen. Nirgends gibt es Brüche, noch erkennt man an den Schichten eine Abbeugung!

Halbkreisförmig ordnen sich die Verebnungen vom Kühfeld 1907 m, Angeralm 1900 m, Kitzspitze, Eisernes Bergl, östliche Warscheneckvorlage 1900—1950 m und den Rameschkarböden 1900—1950 m im östlichen Warscheneckplateau — und vom Hochlug 1905 m, Angeralm, westliche Warscheneckvorlage 1920—1950 m, Mölbingschuttkarboden 1900—1950 m, Mölbingskarboden 1920 m, Kirchefeld 1840—1860 m und Sumpereck 1910 m im westlichen Warscheneckplateau an, sodaß im ganzen gesehen der Eindruck zweier großer Quelltrichter entsteht. Im Westen am Roßkogel 1900 m, Scheiben 1847 m, Sumpereck 1910 m, Raidling 1905 m und Schafkogel 1927 m war die Auflösung durch weit zurückgreifende Täler so groß, daß von diesen Flächen nur mehr kleine Reste als Bergkuppen vorhanden sind, während im Plateau der weitgespannte Zusammenhang noch besteht.

Im Mölbingschuttkar und im Mölbingskar ist bereits ein Vorgang angezeigt, der dann an der N-Abdachung besondere Ausprägung erfuhr, nämlich die weit ins Gebirgsinnere vordringenden talförmigen Verebnungen der heutigen Karböden mit den dazugehörigen, weiter auswärts liegenden, seitlichen Verflachungen. So zählt zum Karboden des Rotkares 1810—1840 m die tiefere Fläche der Hutterer Böden 1840—1850 m, zum Karboden des Wetterlucknkares 1860—1920 m die Verebnung der Wildalpe 1903 m und des Unteren Erbsenbodens 1950 m, zum Karboden des Graseggkares 1860—1950 m der Untere Erbsenboden und die Speikwiese 1900 m. Die Karböden, wie in tieferer Lage die Talböden gehen primär auf vorzeitliche Einebnungsvorgänge zurück und stehen mit den Eckfluren in engster Verbindung. Zum Teil sind sie durch das Eis umgestaltet und tiefer gelegt worden. Wie SCHLUSCHE (mündliche Mitteilung) im Engadin nachweisen konnte, sind solche, sich trompetenförmig ins Nebental hineinziehende Verflachungen, durch Schwemmfächerverebnungen entstanden. Es ist klar, daß ein Nebenfluß beim Eintritt in die Ebene des Haupttales durch Gefällsverminderung Schwemmfächer aufschütten wird, wobei es bei länger andauernder Ruhe zur seitlichen Hangunterschneidung und Einebnung kommen muß. Die Schwemmfächerverebnungen gliedern sich der großen Haupttalverebnung buchtenförmig an. Bei Gebirgsbildung mit wachsender Phase wird der Hauptfluß abgedrängt und die Schwemmfächerbildung talauswärts (vom Nebental aus gesehen) verlegt. Die früheren Verebnungen bleiben, wie SCHLUSCHE mit verschiedenaltigen Schottern belegen konnte, als Talstufen und Eckfluren erhalten.

Das B-Niveau ist im N des Warschenecks stärker verbogen als im Plateau und in vielen kleinen Resten am ganzen Gebirgsstock zu beobachten. In den Haller Mauern hingegen findet man nur 2 kleine Verebnungen am Kl. Pyrgas in 1910 m über 20° NW fallendem Dachsteinkalk und an der Torsäule im Laglkar in 1900 m über 40° N fallenden Schichten in dieser Höhenlage ausgebildet, die vielleicht als Reste dieses Niveaus anzusprechen sind. In den stark aufgelösten Ketten der Haller Mauern und des Bosrucks

sind gerade die höchsten Verebnungen vielfach zerstört und aufgezehrt worden, so daß eine Zuordnung der Restebenen zu den im Warscheneck auftretenden Niveaus nur auf Grund der Höhenlage vorgenommen werden kann.

Eine Unterteilung des B-Systems ist notwendig und geht aus vielen Beobachtungen hervor. So fällt die leicht gewellte Fläche beim Hutterer Höß 1900—1950 m, die ihrerseits 300 m unter einem Grat des A-Niveaus mit steilem Knick über saiger gestellten Dachsteinkalken ansetzt, plötzlich mit Steilabfall in einer 50 m hohen Stufe zur 1850 m Fläche ab, auf der 2 flache, weitgespannte Täler entwickelt sind, die nach NW beziehungsweise nach NE ausmünden. Die tiefere Fläche ist deutlich in die höhere eingeschnitten. Dieselbe Beobachtung kann man am Kirchfeld machen, wo die höhere Fläche am Mölbingswestausläufer 1930 m rund 80 m zur breiten Verebnung des Kirchfeldes abfällt, das Äquivalente am Raidling, am Schafberg, beim Steinfeld und bei der Brunnalm im Osten — am Sumpereck, am Roßkogel und am Grubstein im Westen besitzt, sodaß an der SW Abdachung des Warscheneckgebietes das 1840—1860 m Niveau (B_2) zur beherrschenden Flachform wird.

Durch die starke Auflösung des SW-Teiles blieb das B_1 -Niveau oft nur mehr als kleine Kuppe erhalten, z. B. Sumpereck, Raidling, Schafberg, Roßkogel, Berg bei Kote 1952 m, die B_2 -Fläche oft nur als kleiner Verebnungsrest. Dies hat zur Entstehung einer in den Alpen häufig anzutreffenden Bergform geführt, indem über steilen Hängen in der Gipfelpartie eine Flachform von einer Kuppe überwölbt wird, wobei Kuppe und Flachform Reste zweier verschieden alter, eng beieinanderliegender Niveaus darstellen. Hier markiert diese Form immer das B_1 — B_2 -System, und läßt dadurch ebenfalls eine Zweiteilung der B-Fläche gerechtfertigt erscheinen.

Den beiden nächst tieferen Niveaus, C_1 in rund 1700 m und C_2 in 1640 m, entsprechen die meisten Karböden, sie krönen nur im östlichen Warscheneck, im Bereich der Filzen, einige Berge. Im Warscheneckplateau kommt mit der Ausbildung des 1700 m-Niveaus die denudative Gestaltung zum Abschluß, da bei weiterer Hebung die Täler verkarsteten. Reste erkennen wir beim Lärchkogel 1738 m, beim Eibl 1696 m und bei Kote 1709 m östlich des Hochangern sowie in den Eisgassen, die nach E zur Purgstallfläche 1640—1680 m und nach SW bzw. S zur Weißenbacher Scharte leiten. Dieses System erfuhr in den Eisgassen durch die Gletscher eine gewaltige Erniedrigung. In die Verebnung des Kirchfeldes haben sich 2 Täler in 1700 m eingetieft, die nach S zum Hochtör, Eisgasse zwischen Raidling und Schafberg, und nach W zum Gnanitztrogtal führen. Größere, an das heutige Tal gebundene Terrassen liegen in 1700 m am rechten Hang des Grimmingtales, während die 3×2 km große Ebenheit der Interhütten in 1680—1720 m als Hochfläche in Erscheinung tritt. Das C_1 -System in rund 1700 m bildet sowohl im Warscheneck als auch in den Haller Mauern die meisten Karböden, sodaß jedes Großkar der Nordabdachung einen Karboden in dieser Höhenlage besitzt, denen im Vorland noch Eckflurenreste entsprechen.

Besondere Erwähnung gebührt dem C_1 -Niveau noch im Ostteil des Warschenecks, wo es gemeinsam mit dem C_2 - und D-Niveau vorherrschend wird. Daß es sich nicht um eine Absenkung der höchsten Flächen handelt, erkennt man nicht nur am geologischen Bau, sondern auch dadurch, daß kleine Reste dieser tieferen Niveaus als Karstufen, T₁-Stufen und Eckfluren am gesamten

Stock des Warschenecks wie in den Karböden der Haller Mauern anzutreffen sind.

Zum C₁-Niveau gehört im Ostteil des Warschenecks die Gipfelkuppe des Halsberges 1686 m, die Kuppe des Mitterberges 1687 m. sowie schöne Verflachungen im E, S und N der Türkischen Muttergottes, die sowohl über Dachsteinkalk als auch über Jurakalk ausgebildet sind.

Das nächst tiefere System findet man am Stubwieswipfel in 1640 m flächig über Plassenkalk, am Hals in 1640 m über Dachsteinkalk und als kleinen Rest im E und W des Mitterberges über Plassenkalk entwickelt. Am besten ist diese Fläche bei Kote 1636 m östlich des Stofferkares zu sehen, wo sie einheitlich über Dachsteinkalk und Hierlatzkalk fast horizontal hinwegzieht.

Die Kuppen am Schwarzenbergplateau — Seestein 1562 m, Kote 1587 m, Kote 1586 m — markieren ein noch tieferes System, zu dem auch der breite Talboden im Süden des Mitterbergs in 1580 m gehört. Darin eingesenkt liegt ein verkarstetes Tal in 1500 m, das als T₁-System (Terrassensystem) bezeichnet wurde.

Da im Ostteil über dem T-System 3 ältere Niveaus z. T. gipfelbildend ausgeprägt sind, die große Ähnlichkeiten mit tieferen Verebnungen der anderen Gebiete aufweisen, kann man nicht von einer Absenkung einer „einzyklischen Raxlandschaft“ sprechen (BANNERT 1933). Außerdem müßten die höher gelegenen Landschaften zwischen Speikwiese und Schwarzenberg als Staffeln erhalten geblieben sein, oder man müßte eine Abbeugung im Schichtabbau erkennen. Dies trifft aber nirgends zu! Wohl weist das Schwarzenbergplateau morphologisch gewisse Ähnlichkeiten mit der Hochfläche am Warscheneck und den Angern auf, nur wurde hier die „hügelige“ Landschaft durch Ineinanderschachtelung des 1580 m-Niveaus und des 1500m-Systems erzielt. Ähnliche Formen erhält man immer, wenn 2 eng beieinanderliegende Systeme ineinandergreifen. Bei genauer Beobachtung zeigt sich auch, daß sich die Kuppen und vielfach langgezogenen Rücken des Schwarzenbergplateaus, die durch breite Täler voneinander getrennt werden, deutlich von den Kuppen der Hochflächen mit ihren V-förmigen Tälern unterscheiden.

2. Die talgebundenen Verebnungssysteme

Somit kämen wir zur Besprechung der T-Systeme. Diese liegen ausschließlich als Terrassen in den heutigen Tälern oder können eindeutig als Reste ehemaliger Talböden der heutigen Täler erkannt werden, sie sind somit talgebundene Verebnungssysteme. Wie ihre Anordnung in Talstufen, Eckfluren und Felsterrassen zeigt, stammen sie sowohl von den kurzen Abdachungsflüssen der Gebirge als auch von den großen Flüssen der Haupttäler, wobei die Nebenflüsse vornehmlich durch Schwemmkegelverebnungen die Terrassen schufen, während die weit größeren Ebenheiten durch seitliche Erosion der Hauptflüsse entstanden sind. Wenn man die Terrassen im Grimming-Gnanitztal in 1500 m, 1400 m und 1320 m außer acht läßt, kann man die T-Systeme zu 2 großen Gruppen zusammenfassen: in die Terrassen im Bereich des Pyhrnpasses und in die Terrassen an der Nordabdachung der Gebirge.

a) Terrassen im Bereich des Pyhrnpasses

Schwierig zu deuten wird dieses Gebiet durch das Auftreten verschiedenen widerstandsfähiger Gesteine. So fließt der Feuerbach an der Gesteins-

grenze zwischen Dachsteinkalk einerseits, Werfener Schichten, Gips und Gosau andererseits und hat den alten Bruch, der vom Lärchkogel bis zur Speikwiese zieht, herauspräpariert. Der Wandabfall des als Bruchlinienstufe in Erscheinung tretenden Dachsteinkalkes beträgt stellenweise 500 m. Nur im S reicht der Dachsteinkalk über Rabensteinkogel—Brunnsteinzug bis zum Pyhrnpaß, während sonst weichere Gesteine, zum Teil von Jurakalken überlagert, vorherrschen. Am Rabensteinkogel findet man in 1400 m und 1185 m — am Brunnstein in 1390 m und 1165 m — Terrassen über Dachsteinkalk ausgebildet. Äquivalente liegen über Jurakalk südlich des Wurzener Kampls in 1400 m bei Kote 1424 m und 1390 m und über Werfener Schichten bei den Gammeringalmen. Wie die Anlage der Terrassen erkennen läßt, stammen sie von einem aus N kommenden Fluß, der nach Ausbildung des 1160 m-Systems infolge der rascheren Tieferlegung der Erosionsbasis im Ennstal zur Tiefenerosion gezwungen war.

An der Teichl ist die höchst erhaltene Terrasse in 1500 m der Türkischen Muttergottes südöstlich vorgelagert, zieht dann nach N ins Filzmoostal und zum Stubwieswipfel, wo sie sich mit einer über Oberalmkalk entstandenen Denudationsterrasse verbindet. Diesem System entspricht ferner die leicht nach S geneigte Plateaufläche des Hohen Wipfels in 1500—1527 m und das schon früher beschriebene Schwarzenbergtal. Gut kann man ein in 1400 m gelegenes System im Teicheltal durchverfolgen, das sowohl über Jurakalk im S des Stubwieswipfels in 1415—1420 m, über Werfener Schichten im Filzen Polje in 1420 m und über Dachsteinkalk am Riegelberg des Filzenpoljes ausgebildet ist, mit Äquivalenten nördlich des Wurzener Kampls und am Schwarzenberg nordöstlich der Schmidalm. Tiefere Terrassensysteme finden sich in 1350 m und 1160 m, die alle eine S gerichtete Entwässerung erkennen lassen. Erst die in 1000 m erhaltenen Reste in der „Höll“ zeigen eine andere Entwässerungsrichtung an.

Am Fallbach erkennt man die gleiche Ausbildung der Terrassen, wo den Ebenheiten in 1414 m und 1400 m am Pyhrngas Gatterl die Verflachungen bei der Hieselalm in 1380 m und Pantlalm in 1361 m, die in der Gosau durch das Eis stärker erniedrigt wurden, entsprechen. Das System von 1160 m folgt als nächst tieferes und reicht vom Gatterl als Hangverflachung bis zur breiten Terrasse bei der Mausmaieralm 1160 m. Auch am Fallbach weist das System von 1000 m, bei der Bosruckhütte in 1020 m und nördlich der Mausmaieralm bei Reith im Moltersberg in 1010 m erhalten, auf eine nördliche Entwässerung hin.

Auf Grund der Flächen- und Terrassenanordnung im Bereich der Paßgend kann man auf die Entstehung des Pyhrnpasses schließen. Die ursprüngliche Wasserscheide zwischen Teichl und Pyhrnbach war weiter nördlich gelegen, im Becken von Windischgarsten. Von der Antiklinale, die vom Warscheneckhauptkamm zum Hauptgrat der Haller Mauern zieht, ging die Entwässerung konsequent nach Norden und Süden. Das Feuerbach-, Filzen-, Wurzen-, Schwarzenberg- und Fallbachtal bildeten einen Quelltrichter eines über den heutigen Pyhrnpaß nach S fließenden Flusses. Dieser konnte sich lange behaupten und in der Gosau der Paßgend mit der Tieferlegung der Erosionsbasis im Ennstal Schritt halten. Nach Ausbildung des Systems von 1160 m konnte ein in der Gosau des Beckens zurückschreitender Bach dem Pyhrnfluß das oberste Einzugsgebiet anzapfen. Die tieferen Terrassen weisen auf die andere Entwässerungsrichtung hin.

b) Terrassen an der Nordabdachung der Gebirge

Das Gebiet vom Salzsteigjoch bis zum Hengstpaß gab stets die Erosionsbasis für die aus S kommenden Gerinne ab. Von hier drangen kurze Abdachungsflüsse weit in das Gebirge ein und lösten dieses in breite Bastionen (Warscheneck) und langgezogene Rücken (Haller Mauern) auf. Durch die gute Erhaltung der ehemaligen Talbodenreste kann man die schrittweise Hebung des Alpenkörpers mit Stillstandsphasen erkennen. Die Flüsse waren steil in das Hintergehänge eingeschnitten und weiteten sich beim Austritt aus dem Gebirge aus. Ursprünglich waren die Verebnungen im Innern höher gelegen, wurden aber während der Eiszeit durch die in den Trogtälern abfließenden Gletscher erniedrigt. Durch das Auftreten verschieden widerstandsfähiger Gesteine im Becken von Windischgarsten erfuhren die Terrassen in der Eiszeit eine selektive Umgestaltung, wodurch die Rekonstruktion der ehemaligen Entwässerung erschwert wurde.

Das höchste System liegt im Windischgarstener Becken in 1500 m und beginnt im W am Weißenbach mit Verebnungen beiderseits des Flusses in 1450—1463 m und 1446—1458 m, zu denen die breite Eckflur über Dachsteinkalk und Hauptdolomit am Hutterer Höß in 1490—1520 m gehört. Am Weißenbach wurden die Terrassen im leicht zerstörbaren Ramsaudolomit durch das aus dem Toten Gebirge abfließende Eis tiefer gelegt. Der breite Talboden des Loigistales in 1478 m, die Talböden des Lack- und Stubwiestales in 1520—1450 m, sowie der unterste Karboden des Stofferkares in 1478 m im Warscheneck und ein kleiner Rest in 1520/1500 m östlich der Gowilalm in den Haller Mauern gehören diesem System an, dem Verflachungen am Toten Gebirge-Ostabfall (Hubneralpe 1520 m, Künlboden 1515 m etc.) und die Großgruben am Sengsengebirge in 1500 m entsprechen.

Hierauf folgen Ebenheiten in 1400 m. Das in der Paßegend herrschende System mit den Terrassen des Filzenbodens—Fallbaches und Brunnsternes ist hier nur in 2 kleinen Resten vorhanden: im W am Weißenbach mit der Kuppe des Bärnkogels in 1404 m über Wettersteinkalk und als Denudationsterrasse über Lunzer Sandstein in 1434 m bei der Bärnalm, im E in 1400 m bei der Gowilalm über Hauptdolomit und Dachsteinkalk. Zu dieser Zeit wurde das Einzugsgebiet im Norden zweigeteilt. Vom langen NW—SE streichenden Hauptdolomit Rücken des Tamberges 1513 m führte die Wasserscheide nach S zum Lagelsberg. Dadurch wurde die Entwässerung geteilt in das kleinere Einzugsgebiet der Steyr und das größere der Teichl. Reste des T₂-Systems finden sich beiderseits des Tamberges und am Toten Gebirge (Koralpe 1426 m, Schnablalpe 1420 m u. a.), während der höchste Rücken des Tamberges 1513—1503 m dem T₁-System zuzurechnen ist.

Tiefer entstand eine Terrassenreihe um 1300 m. So können hier die breiten Eckfluren der Hutterer Böden, im W bei der Schmalzalpe in 1350 m — im E bei der Schoiswohlalpe in 1365 m, einbezogen werden. Im Rottal liegt der dazugehörige Talboden in 1372 m, im Windhagtal bei 1320 m und im Graseggtal in 1340 m. In den Haller Mauern beginnt diese Reihe im Laglkar in 1340 m, zieht von der Verebnung nördlich des Mannsberges in 1320 m zur Kuppe des Damberges 1300 m und weiter zu der 700 × 350 m großen Fläche des Imitzberges in 1284—1263 m. Sie ist eine echte Schnittfläche und gleichmäßig über Werfener Schichten, Gutensteinerkalk, Dachsteinkalk und Hauptdolomit ausgebildet. In der Terrasse bei Kote 1321 und im Holzerboden 1320—1280 m kann man diese im Goseritztal erkennen.

Es schließt nun das T_4 -System in 1230—20 m an. In den Haller Mauern im Laglital in 1220—1200 m und südöstlich der Kerschbacherhütte in 1240—1210 m vertreten, erreicht es im Warscheneck große Verbreitung. Im Weißenbachtal liegt es westlich der Lukasalm in 1225 m und 1229 m und beim Schafferreith in 1203 m, im Rottrogital in 1235—1190 m und der Eckflur am Hutterer Boden in 1246 m, im Loigistalboden um 1240 m und der Eckflur bei der Wildalpe in 1191 m, am Hutberg in 1191—1175 m und steigt vom Präwaldberg 1236 m zur Thomeralpe auf 1252 m an.

Zur 1160 m-Verebnung muß man die Terrassen in 1130 m bei der Steineralm und 1140—1135 m am Hochstein im Weißenbachtal, 1167—1163 m bei der Fröstlalm am Hutterer Boden und 1121 m bzw. 1120 m im Windhagtal rechnen, sowie in den Haller Mauern Verebnungen am Kl. Mitterberg 1158—1131 m, Gr. Mitterberg 1170 m, bei der Inselfbacheralpe in 1121 m, bei der Kerschbacherhütte 1145 m, unterhalb der Gowilalm in 1170—1130 m und bei Goseritz in 1124 m.

Richtig eingeschnitten hat sich eine tiefere Terrassenreihe an der Teichl bzw. am Edlbach. Die Teichl war nicht nur imstande den Pyhrnbach anzuzapfen, sondern schuf auch eine breite Verebnung im Becken, die von Spital a. P. bis Windischgarsten, vom Schwarzenbergplateau bis zum Lugkogel—Imitzberg reichte. Gleichmäßig zieht die Verebnung über Werfener Schichten, Gutensteinerkalk, Dachsteinkalk und Gosau hinweg. Besonders im Osten ist diese Reihe gut erhalten und leitet von den schon früher beschriebenen Terrassen in der „Höll“ 1040—1000 m und Reith im Moltersberg 1001 m über Vorleithen 1039 m, Graslreith 1035 m, Meißl 1030—998 m, Goseritzreith 1027 m, Fahrenberger 980 m nach N. Im Laglital gehören die Terrassen Krieglerriegel 1020 m, Breitenberg 1050 m und die südlich des kleinen Warschenecks in 1020 m sowie im Warscheneck die Terrassen beim Windhagersee 1030 m, beim Hutberg und im Weißenbachtal diesem System an.

Infolge der Anzapfung des Pyhrnbaches und dadurch stärkeren Wasserführung der Teichl, konnte ein Teichl-Nebenbach erobernd gegen die Steyr vordringen und den Schafferfluß ableiten. Dies sieht man deutlich an der Anlage des Tales und der Verbreitung der Terrassen. Seit Ausbildung des 1400 m-Systems zog vom Tamberg über Hutberg die Talwasserscheide zum Ausläufer des Laglsberges. Im W dieser Linie sind die Kare und Täler nach NW zur Steyr orientiert, im Osten nach NE zum Pießlingbach. Erst nach Ausbildung des T_6 -Systems biegt das Loigistal nach NE um. Selbst der Schafferteich, der sich nach dem Rückzug des Würmgletschers im untersten Tal bildete, weist nach NE. Nach der Würmeiszeit trat der alte Zustand wieder ein, da sich der aus dem Schafferteich abfließende Fluß epigenetisch eintiefte. Er hat sein präglaziales Flußbett nicht mehr gefunden und wurde zur Steyr abgelenkt.

Das nächste Terrassensystem in 900 m hat sich gut im Osten der Teichl und am Pießlingbach erhalten. Wir erkennen es in den Terrassen oberhalb Pflieger in 880 m, Stegreiten 905 m, Bandl 910 m, Vorleithen 894 m, Hochbrandtner 863 m, Wuhrberg 850 m, Fliedermühle 860 m, Stanglmühle 840 m, Am Pichl 862 m, Prentstein 910 m, Gößwein 880 m, Windhag 900—880 m, Wuhrbauerkogel 860 m, Radlingberg 900 m und beim Gleinkersee 910 m. Am Pießlingbach liegt es beim Schwablberger 934 m, beiderseits des Schafferteiches 920 m, Brunstein 890 m, Klamberg 954 m, Wurzer 890 m und am Schweitzerberg und in der Vorderen Tambergau, am Weißenbach beim Zamseggerreith in 903 m. Dieses System weist große Höhenschwankungen auf,

die durch die verschieden starke glaziale Beanspruchung erklärt werden können. So haben sich auch, wie beim folgenden Präglazialen Niveau, auf der orographisch rechten Seite der Teichl, wo der nach NW ziehende Eisstrom nicht so stark wirkte, mehr Terrassen erhalten.

Das Präglaziale Niveau befindet sich im Windisch-Garstener Becken und an der Enns bei 850—800 m, die genaue Höhenlage läßt sich infolge der Eiserosion nicht genau feststellen. Es liegt im Westen an der Steyr bei Herzogreith 860—40 m, bei Bärnreith 840 m, Gaislitzkogel 808 m, Klinserkogel 791 m, Fröstlalm 815 m, Wartegg 805 m, Pappenberg 817 m; an der Strombodingschlucht in 860—790 m; im Talboden des Graseggtales 840—770 m; am Schweitzesberg und Pießlingdurchbruch zwischen 820—780 m; an der Teichl am Schützenkogel 808 m, Eiblreith 818—808 m, Tischler-Wachtergehöfte 790—750 m, Koglergütl 750 m, Gunstberg 770 m, und am Edlbach im Osten des Beckens östlich Spital a. P. 760 m, Grünau 820 m, Unterbrand 810 m, Stefansberg 840 m, Kerschbacher 811 m, Kollergütl 820 m, Mattersriegl 780 m, Edlbach 770 m und Knirsch 760 m; am Wuhrbergzug bei Egger 789 m, Pietschl 767 m und Eckersberg 765 m.

Das bei rund 800 m gelegene Präglaziale Niveau im Becken von Windischgarsten war die letzte zusammenhängende Verebnung, die vom Salzsteigjoch über Ht. und Vd. Stoder bis zum Hengstpaß nach Osten und Pyhrn- paß nach S reichte und ist zum Unterschied von tieferen glazialen Terrassen in sämtlichen Nebentälern ausgebildet. Die Glazialterrassen finden sich nur in den Haupttälern, wo der dirigierte Eisstrom durch Glazialerosion und durch Erosion subglazialer Bäche den Untergrund vertiefte, Wannsen, Kolke und Hügel schuf, die erst später durch interglaziale Bäche eine Einebnung erfuhren.

Als weiterer Beweis für eine Höhenlage des Präglazialen Niveaus von 800—850 m dient der Riegelberg des Klinserkogels 781 m am Zusammenfluß der Gletscher vom Steyrursprung und von der Polsterlucke, der im toten Winkel beider Eiströme gelegen, nur wenig aberodiert wurde.

Ferner kann der Pießlingursprung und das Tal des Pießlingflusses angeführt werden. Die Pießling, der größte Karstfluß Oberösterreichs, entspringt in 830 m am Fuße des Präwaldberges und fließt in einem jungen, unausgeglichenen Bett nach Norden. Der Fluß hätte sich bei einer tieferen Lage des Präglazialen Niveaus, abgesehen von der Niveaugebundenheit der Karstquelle, auf die tiefere Erosionsbasis eingestellt und sein Gefälle ausgeglichen.

Würde man das Präglaziale Niveau des Alpenvorlandes bei einem gleichmäßigen Gefälle von 3‰ ins Alpeninnere weiterverfolgen (PENCK-BRÜCKNER 1909), so käme man ebenfalls auf eine Talbodenhöhe von 850 m bei Windischgarsten.

3. Entstehung und Alter der Flurentreppe

Wie aus den vorherigen Ausführungen hervorgeht, stellt das untersuchte Gebiet eine Flurentreppe dar, mit nach abwärts zu jünger werdenden Verebnungen. Die tieferen Flächen gehen auf spätere denudative Abtragungsvorgänge zurück und sind nirgends verbogen oder abgesenkt worden. Für die Entstehung der Treppe war in erster Linie Wölbung mit Stillstandsphasen im Sinne von Prof. SPREITZER von Bedeutung.

Der erste Hebungsimpuls lag im Bereich der 2 Antiklinalen, deren eine

vom Mittelmölbing 2317 m zum Pyhrner Kampl 2230 m und über Mitterberg 2239 m, Warscheneck 2389 m, Gr. Pyhrgas 2245 m zum Gr. Scheiblingstein 2200 m führt und stärker gegenüber der anderen, die vom Hochangern 2113 m zum Bosruck 2009 m reicht, herausgewölbt wurde. Die endogenen Vorgänge leiteten die Zerstörung der hypothetischen Augensteinlandschaft ein, von der nur mehr die vielfach gemachten Augensteinfunde zeugen. Da die Augensteine auf primärer Lagerstätte nicht anzutreffen sind, gestatten sie keine konkreten Rückschlüsse auf die ehemalige Landschaftsgestalt. Gleichsam inselhaft ragten die 2 Antiklinalen aus einem weiten, wahrscheinlich sehr labilen Vorfeld heraus, das auf Gewichtsverlagerungen, wie sie durch die nun abtragenden Vorgänge einsetzen mußten, durch isostatische Bewegungen reagierte. Das Wölbungszentrum war im Bereich der Antiklinalen gelegen, so daß es durch Druckentlastung infolge der stärkeren Abtragung zu weiterem Höhersteigen dieser Gebiete kam. Erst nach Erreichen eines gewissen Gleichgewichtszustandes trat wieder relative Ruhe ein. In der Wiederholung dieser Vorgänge sieht Verfasser das mehrzyklische Höhersteigen des Gebirges, wobei aber dem übergeordneten Hebungsimpuls, der vielleicht anderen Ursachen zuzuschreiben wäre, größte Bedeutung zukommt.

Das Herauswölben des Gebirges hatte im Zusammenhang mit der wachsenden Phase zur Folge, daß der zwischen den 2 Antiklinalen gelegene Teil (Warscheneckplateau) bald eingeebnet wurde und infolge Raummangels „talgebundenen“ Charakter annahm, während an der Nordabdachung der Gebirgszüge die Wölbung ungehindert ausgreifen konnte. Das führte im zentralen Teil durch Zusammenwachsen der Antiklinalschenkel später zur en-bloc-Hebung, hingegen für die Randgebiete zu einer stärkeren Verbiegung. Es ist das eine vielfach zu beobachtende Erscheinung, daß die Plateaus gegenüber den tieferen Flächen eine en-bloc-Hebung vortäuschen, obwohl sie, durch Höhenlage und Lage zum Hebungszentrum bedingt, stärker verbogen sein müßten!

Mit der immer stärkeren Einengung der Vorlandsebene waren der denuativen Abtragung bestimmte, durch Tektonik und geologisch-petrographische Verschiedenheiten vorgezeichnete, Bahnen gewiesen. Die Raumeinengung wirkte sich besonders auf die tieferen Systeme aus und läßt diese kleiner und enger an das heutige Talnetz gebunden erscheinen. So ist der Unterschied zwischen den weitgespannten Höhensystemen und den enger an die Täler gebundenen jüngeren Niveaus allein schon durch diese Verhältnisse zu erklären. Hinzu kommt, daß die hochgelegenen Verebnungen sicher noch in die Zeiten eines wechselfeuchten Klimas mit einer Neigung zur Flächen-spülung fallen, während die talgebundenen Systeme in dem schon dem höheren Pliozän eigenen humideren Klima mit vorwiegend fluviatiler Bildung entstanden sind. Immerhin nehmen auch bei Raumeinengung die Höhensysteme „talgebundenen“ Charakter an, was man besonders am Beginn jeder Ebenheit klar erkennen kann.

Das phasenhafte Höhersteigen des Gebirgskörpers schließt Verstellungen nicht aus, jedoch konnten an der untersuchten Nordabdachung keine diesbezüglichen Beobachtungen gemacht werden. Hingegen können an der südlichen Warscheneckvorlage, in der Klippenzone und im Ennstal, Verbiegungen und Verstellungen durch Drucküberlastung (dies trifft generell für die inneralpiner Längstäler zu) vermutet und zum Teil nachgewiesen werden (WINKLER-HERMADEN 1957). Die Klippenzone dürfte entlang des Bruches, an den der Steilabfall der Weißenbacher Mauern gebunden ist, gegenüber

dem Warscheneckgebiet abgesunken, oder bei der Hebung zurückgeblieben sein.

Bei der Altersgliederung der Flurentreppe stößt man infolge Fehlens geeigneter Ablagerungen auf Schwierigkeiten, da außer den Augensteinen und dem Ennstalertiär, die beide keine befriedigenden Aussagen gestatten, keinerlei Anhaltspunkte für eine Altersgliederung vorliegen. Vergleiche mit Nachbargebieten führten in Anlehnung an die von WINKLER-HERMADEN 1957 erbrachte Flächengliederung für den Dachstein und die Gesäuseberge zu nachstehender Datierung:

A ₁	Fläche	in 2100—2000 m	= Mittleres Sarmat
A ₂	Fläche	in 1950—1900 m	= Oberes Sarmat
B ₁	Fläche	in 1860—1840 m	= Unterstpannon
B ₂	Fläche	in 1750—1700 m	= Unterstpannon
C ₁	Fläche	in 1640 m	= Älteres Unterpannon
C ₂	Fläche	in 1580—1570 m	= Älteres Unterpannon
D	Fläche	in 1500 m	= Mittleres Unterpannon
T ₁	Terrasse	in 1400 m	= Mittelpannon
T ₂	Terrasse	in 1320 m	= Oberpannon
T ₃	Terrasse	in 1230—1220 m	= Oberstpannon
T ₄	Terrasse	in 1160—1150 m	= Altdaz
T ₅	Terrasse	in 1050—1000 m	= Oberdaz
T ₆	Terrasse	in 950—900 m	= Oberdaz
T ₇	Terrasse	in 830—800 m	= Altlevantin
PN	Terrasse	in 2389—2200 m	= Präglazial.

Der eiszeitliche Formenschatz

In der Eiszeit wurden einerseits die großen Täler und Tiefenlinien ausgeschürft und die weichen Gosaugesteine im Becken von Windischgarsten entfernt, andererseits durch die Ausbildung der Kare die sanften Mittelgebirgsformen der Altlandschaften zerstört und scharfe Grate und Steilwände geschaffen. Die Glazialerosion verstärkte Talstufen und Gefällsteilen, schuf Rundhöckerlandschaften, Kare, Trogtäler und Zungenbecken. Der größte Teil des ausgeschürften Materials wurde ins Alpenvorland verfrachtet, findet sich aber auch in mächtigen Schotter- und Moränenablagerungen in den Tallandschaften und im Gebirgsinnern.

Die Gebirge waren in den Haupteiszeiten von gewaltigen Eismassen bedeckt und sandten riesige Gletscher in die Täler. Der Stand der Vergletscherung zu den einzelnen Eiszeiten läßt sich im Gebirgsinnern infolge Fehlens geeigneter Ablagerungen nicht festlegen, kann hingegen exakt für die Rückzugsstände bestimmt werden. Zu den Haupteiszeiten war das Becken von Windischgarsten bis hoch hinauf mit Lokaleis erfüllt und erhielt außerdem durch einen Seitenarm des Ennsgletschers großen Zufluß. Vom Becken aus reichte ein Talgletscher über Steyr- und Teichtal ins Vorland.

Die größte Ausdehnung erlangte die Vergletscherung im Reiß, da der Talgletscher damals bis Kremsmünster vordrang. Im Würm muß noch eine zusammenhängende Eismasse die Gebirgszüge umflossen haben, der Endstand des Beckengletschers im Norden des Haupttales ist jedoch unbekannt. Die von PENK-BRÜCKNER 1909 und BANNERT 1933 angegebenen Würmendmoränen an der Stromboding und im NW von Windischgarsten, können in Analogie zu den Untersuchungen von PREY 1956 im Almtal nur als Moränen einer

Vorstoßphase während des Rückzuges der Würmvereisung verstanden werden, sie lassen bereits eine getrennte Entwicklung der einzelnen Eisströme erkennen (siehe Karte 2, Wr. Moränen). Vom Würmrückzug finden sich gut erhaltene Moränen im gesamten Gebiet, sie sind immer als Endmoränen einer Vorstoßphase während des Rückzuges zu verstehen. Zur Schlernzeit kamen die Gletscher in den einzelnen Tälern kaum bis in eine Höhe von 1300 m herab und traten im Gschnitz überhaupt nur mehr als kleine Kar-gletscher in Erscheinung. Die Gschnitzgletscher konnten sich in die Rückwände der Großformen einsenken und kleine Gehängekare ausbilden, die zum Teil schöne Endmoränenwälle besitzen. Im Daun waren diese Gebirgszüge eisfrei.

Von großem Einfluß auf die glaziale Formengebung war das präglaziale Relief, indem es die Gletscher in vorgezeichnete Bahnen zwang und den Eisstrom dirigierte. So sehen wir im geschlossenen Innern und an der Südabdachung Plateaugletscher entwickelt, die von vornherein eine eigenständige Ausbildung unterbanden, hingegen an der Nordabdachung Kargletscher, die erst in tieferer Lage in das Hauptstromnetz einmündeten und durch den gerichteten Abfluß schöne Kare und Trogtäler entstehen ließen.

1. Vergletscherung der Gebirge

a) Das Warscheneck: Begünstigt durch seine Höhenlage trug das Warscheneckplateau zu den Haupteiszeiten stets eine mächtige Firnbedeckung. Das gesamte Gebiet vom Hauptkamm bis zu den Angern, vom Mölbingsüdkamm bis zu den Purgstallflächen war von einer Firnhaube überzogen. Von hier floß der Hauptteil des Eises nach S über die Weißenbacher Scharte zur Enns, nach O zur Purgstallfläche und stand über dem Steinfeldsattel mit dem Eis des Kirchfeldgebietes in Verbindung. Der Hauptkamm des Warschenecks trennte das Einzugsgebiet der Enns von dem der Steyr-Teichl. Nur bei der Wetterlucke 2018 m strömte Eis aus dem Plateau nach N, ohne aber die eigenständige Entwicklung im Loigiskar wesentlich zu beeinflussen. Durch die stete Eisbedeckung zu den Haupteiszeiten konnten sich Kare im Plateau, abgesehen vom Weid-, Frauen- und Widerlechnerkar im Süden des Roßarschzuges, die durch steile Wandfirnauflagerungen entstanden, erst während der Rückzugsstände bilden. Die in geschützter Lage verharrenden Firnflecke senkten sich ins Hintergehänge ein und schufen die kleineren Kare. Das Mölbingschuttkar in 2000 m mit schönem, 8 m hohem und 4—5 m breitem Endmoränenwall, die vier in 2000—1980 m Höhe ausmündenden Gehängekare der Mölbingsböden und das kleine Kar südlich des Pyhrner Kampls verdanken ihre Entstehung den Gschnitzgletschern und lassen auf eine Schneegrenze von 2050 m schließen. Das Eis hat im Plateau im Zuge der Hauptabflußrichtung breite Gassen im Bereich des talförmig ausgeprägten 1700 m-Niveaus herausgearbeitet. Mit hohen Trögen „hängen“ die Purgstalltäler und das Tal bei der Weißenbacher Scharte über der Gammerring bzw. über dem Ennstal. Die 2000 m- und 1900 m-Fläche im S des Hauptkammes wurden in eine Rundhöckerflur umgeformt, während die Steinfeldfläche 1820 m und die Fläche der Brunnalm 1780 m, beide an der Schwächezone des vom Mölbingsüdkamm zur Weißenbacher Scharte ziehenden Bruches angelegt, eine rund 80 m große Tieferlegung erfuhren. Die etwa 150—200 m lange, 20 m breite und durchschnittlich 10 m hohe Moräne bei der Brunnalm war, durch Lage und Form zu ersehen, die Seitenmoräne des schlernzeitlichen Plateaugletschers.

Fast unbeeinflusst davon entwickelte sich das Mölbinggebiet. Das vom 1900 m hoch gelegenen Mölbingkar stammende Eis hat nach S zur Langpolten und zum Ennstal abfließend die breite Eisgasse beim Hochtör erodiert und bei der Langpoltenalm eine mindestens 50 m mächtige Moränendecke abgelagert, die um den Hochtausing herumziehend nach E bis zur Burgstallalm reicht. Dabei handelt es sich um typische Grundmoräne mit viel Feinmaterial, in der aber Blöcke von 1—2 m Durchmesser nicht selten sind. Die Moräne stammt in den tieferen Lagen vorwiegend vom Würmhaupt- und Würmrückzugsgletscher, wechsellagert im westlichen Teil mit einer rund 10 m mächtigen, gut verfestigten Kalkbreccie, die ihrerseits wieder von der 30—50 m hohen und 300 m langen Schlernendmoräne überdeckt wird. Die Post-Würmbreccie ist leicht nach Süden geneigt und stammt vom Raidlinghang, dessen Schutthalde sie einst darstellte.

Die Hauptmasse des Mölbingeises floß nach W ab und hat am Kirchfeld durch Glazialerosion zwei weitgespannte, O—W verlaufende Mulden herausgearbeitet sowie das Trogtal des Niederhüttenbaches und den breiten Gnanitztrog geschaffen. Ein Teil des Eises stand mit dem Grimminggletscher in Verbindung, der durch Stauung beim Durchbruchstal in der „Schlurßen“ sein Tal bis hoch hinauf erfüllte und beiderseits des Sumperecks nach Süden und über den Bärnsattel 1780 m und der Einsattelung westlich des Scheiben 1750 m nach N ins Steyrtal abfloß. Schriffe am Bärensattel veranlaßten BANNERT 1933 zur Annahme eines Eisüberflusses aus dem Steyrtal. Gerade das Umgekehrte war der Fall! Das Steyrtal besitzt wohl das größere Einzugsgebiet, jedoch konnten sich seine Eismassen ungehindert ins Vorland ergießen und erreichten daher bei weitem nicht diese Höhe. Am Sumpereck und Hirscheck-Almkogel kann man bis etwa 1860 m eine Eisbearbeitung erkennen. Die Gletscher mündeten im W in das große Eisstromnetz, das, vom Toten Gebirge kommend, ins Ennstal reichte. Das „Ferneis“ aus dem Gamspitzkar hat die breite Fläche der Interhütten in eine Rundhöckerflur umgeformt. Erst im Schlern erlangte der Grimming-Gnanitz-Gletscher eine Eigenständigkeit. Das Ende des Eislappens liegt bei etwa 1300 m und wird durch Stauschotter von 15 m Mächtigkeit, die bis zum Zlemrücken bei Klachau reichen, angezeigt. Zu diesem Gletscherstand gehört die 150—200 m lange, 10—15 m breite und 8 m hohe Kamesterrasse am Raidlinghang südlich der Hochmölbinghütte. Sie besteht zum Teil aus aberodierter und zum Teil aus umgelagerter Moräne.

Das vom Warscheneckplateau nach E abfließende Eis schuf selektiv in den Werfener Schichten das Becken bei den Hintersteinalmen, gelangte zwischen Brunnstein und Rabensteinkogel nach S zur Enns, und über den breiten Sattel westlich der „Höll“ in 1180 m zur Teichl. Nur ein geringer Teil strömte in die Filzen, die vornehmlich mit Eis aus den Rameschkaren aufgefüllt wurde. Die beiden nach E exponierten Kare sind umgeformte Quelltrichter, die durch Regression der trennenden Wand die Torsäule des Ramesch entstehen ließen. Die hohe Lage der Rameschkare gegenüber den Nordkaren wäre nach BANNERT 1933 klimatisch bedingt. Die Böden der Rameschkare liegen in 1840 m um 140 m höher als der Boden des nördlich anschließenden Graseggkares. Dies geht aber nicht auf klimatische Verschiedenheiten während der Eiszeit, sondern auf das unterschiedliche präglaziale Relief zurück. Wie könnte auch sonst die starke Höhenschwankung der Karböden von etwa 400 m an der Nordabdachung erklärt werden, wo gerade das kleinste Kar die tiefste Lage aufweist?

Wie eine Seitenmoräne am Hang des Wurzener Kampls bezeugt, war die Filzen im Würm bis 1600 m hoch mit Eis erfüllt. Die Hauptmasse des Eises floß nach E zur Schmidalm und zur „Höll“, wo eine mächtige Grundmoränendecke abgelagert wurde. Die Gletscher erodierten auf der Schmidalm 50 m breite und 20 m tiefe, E—W gerichtete Täler heraus. Die über dem Jura-gebiet verstreuten Dachsteinkalkblöcke bestätigen ebenso wie eine Moräne im S der Alm den Eisüberfluß aus der Filzen. Die Würmrückzugsmoräne trifft man im N des Wurzener Kampls als deutliche Seitenmoräne in 1400—1420 m Höhe. Die Moräne erreicht beim Linzerhaus eine Mächtigkeit von 30—40 m und führt als Grundmoräne nach S ins Wurzentäl. Die im E des Brunnsteinsees erhaltene Endmoräne gehört dem Schlerngletscher, die im nördlichen Rameschar undeutlich ausgeprägte Endmoräne mit einer vorgebauten Schmelzwasserrinne dem Gschnitzgletscher an. Im Filzenboden erkennt man vielfach Reste einer 50 m mächtigen Breccie mit meist faustgroßem, kantengerundetem Material und eingebackenen, scharfkantigen Blöcken von 1 cbm Größe. Die Breccie stammt vermutlich aus dem Riß-Würm-Interglazial, da nach dem Eisfreiwerden im Riß die Filzen bis hoch hinauf mit Sedimenten aufgefüllt wurde. Der Würmgletscher war nicht imstande, das in der interglazialen Warmzeit stark verfestigte Material vollkommen zu entfernen.

Auch das Plateau des Schwarzenberges trug während der Eiszeit Firnbedeckung. Im Schwarzenbergtal floß ein kleiner Gletscher nach E ins Becken von Windischgarsten. Der Gletscher reichte zur Zeit des Würmrückzugstandes bis in eine Höhe von 900 m hinab, wo ein 5 m hoher, zum Teil von Bergsturztrümmern überdeckter Endmoränenwall sein Ende angibt. Er war nicht mehr in der Lage, bis zur Hauptmasse des Talgletschers vorzustoßen.

An der Nordabdachung im Weißenbachtal wurde im Ramsaudolomit, wie übrigens auch im Grimmingtal, sowohl das Kar als auch das Trogtal, das man undeutlich noch beim Puchebnerreith erkennen kann, zerstört. Grundmoränen finden sich auf der Bärnalm in 1640 m, auf den Hutterer Böden in 1520 m und beim Dietreith in 820 m. Die hohen Moränen können nur von einem Steyrgletscher stammen, der das Tal bis in diese Höhe erfüllte. Da der Würmgletscher eine geringe Ausdehnung hatte, kommt dafür nur der Rißgletscher in Betracht.

Im Rottal wurde der Quelltrichter zu einem schönen Kar umgeformt. Der gestufte Karboden weist eine Rundhöckerlandschaft mit einer Reliefenergie der Hügel von 10 m auf. 2 tiefer eingeschnittene, N—S verlaufende Furchen sind während des Eisrückzuges entstanden und werden heute von periodisch fließenden Gewässern benutzt. 4 junge Gehängekare haben sich nach dem Eisfreiwerden in die Karrückwand eingesenkt. Sie liegen in 1840 m Höhe und sind klimatisch bedingt. Die beiden westlichen Kare konnten schöne Moränenwälle ausbilden und sind im Gschnitz entstanden. Ohne Schwelle geht das Kar in einen 300 m hohen Trogschluß über. Das nach N führende Trogtal wird bei 1100 m V-förmig, um bei 900 m wieder breiter zu werden.

Die gemeinsame Endmoräne des Steyr- und Rottalgletschers während des Würmrückzuges muß im N der Stromboding vermutet werden, wo unmittelbar an das Moränenmaterial die Niederterrasse anschließt. Bis 30 m tief hat sich der Steyrfluß in die stark verfestigten Schotter eingeschnitten, ohne das Anstehende zu erreichen.

Am Hutterer Höß finden sich ausgedehnte Breccienvorkommen, die als

Kaltzeitbildungen angesehen werden können. Über der tieferen Fläche des Hutterer Höbes in 1840—50 m wurden vom Süden her mächtige Lockerschuttmassen gebreitet, die noch zum Teil den Abfall der höheren Fläche bedecken und vom Gehängeknick 200—400 m nach N reichen. Die Breccie ist entlang zweier E—W gerichteter Furchen auf 1 km Länge aufgeschlossen. Sie besitzt eine Mächtigkeit von mindestens 8 m an der Ausmündung der Furchen im W und E, und keilt im Innern aus. Das Material besteht aus faust- bis kopfgroßen, kantengerundeten Trümmern. Die Breccie stammt wahrscheinlich aus der Schlernzeit, als die Gletscher noch die Kare und teilweise die Trogtäler erfüllten, während die vorspringenden Bastionen keine Firnbedeckung trugen und dem Periglazialbereich angehörten.

Anschließend nach E folgt das Loigistal, dessen dazugehöriges Kar zweigeteilt wurde in Wetterlucken- und Loigiskar. Die Rückwand des ersteren erfuhr durch das aus dem Plateau kommende Eis eine Erniedrigung, in die sich im Gschnitz 3 kleine Kare in etwa 1900 m Höhe einsenkten. Der gestufte Karboden ist rundgebuckelt und führt ohne Karschwelle zur Loigistalm auf 1500 m. Während die tiefere Stufe des Loigiskares ebenfalls Rundbuckel aufweist, wurde die höhere durch Schutthalden vollkommen verdeckt. Am N-Ausläufer des Mitterbergs liegt ein Gehängekar in NW-Exposition, das einen kleinen Endmoränenwall (Gschnitz) in 1800 m besitzt. Von der mit Grundmoränen bedeckten Loigistalm bis zum Schafferteich reicht ein herrliches Trogtal. Das Tal ist ab 1100 m beiderseits von einer 30 m mächtigen Moräne verkleidet. Der Schafferteich war das Zungenbecken des Würmrückzugsgletschers und wird im N von 2 zirkusförmig angeordneten Wällen abgeschlossen. Der innere Wall setzt im Trogtal an und reicht rund 20 m hoch etwa 500 m nach N. Der äußere Wall führt in der Fortsetzung einer steilen Kalk-Gosauschneide im E des Sees bis zum Schoiswohl 1½ km lang nach N, wendet sich nach W und zieht bis zum Hoheneck, um schließlich nach S umbiegend an den austreichenden Hutberghang anzuschließen. Der äußere Moränenwall riegelt das Haupttal bis zum Tamberg im N ab und trennte dadurch das Becken von Stoder von dem von Windischgarsten. Im Rot- und Loigistal stehen Breccien von fast 30 m Mächtigkeit an, die von der Würmgrundmoräne überlagert werden. BANNERT 1933 stellt sie in Analogie zu den Untersuchungen von AMPFERER 1925/26 ins Riß-Würm-Interglazial.

Durch die breite Bastion des Laglberges getrennt, folgt im E das Windhagkar mit einem flachen, rundgebuckelten Karboden in 1700 m. Ein 7—8 m hoher Riegel schließt das Kar im N ab. Undeutlich ausgeprägt führt das Trogtal zum Windhagsee, der im N von der Würmrückzugsmoräne abgedämmt wurde und ehemals ein Zungenbecken war. Ältere Grundmoräne liegt nördlich des Sees und ist westlich des Windhagerreiths mit Bergsturstrümmern vermischt. Die Ausbruchsnische befindet sich südlich davon am Abhang des Lagelsberges in 1300 m und ist zu einem „Kar“ umgestaltet worden.

Die schmale Schneide der Kupferspitze trennt das Windhag- vom Graseggal. Letzteres besitzt ein schön ausgeformtes Trogtal, das besonders im unteren Teil von Grundmoräne ausgekleidet wurde. Wie das Moränenvorkommen bezeugt, floß zu den Hochständen das Eis, durch die Enge des Tales am Klammberg und Präwaldberg gestaut, nach NW über Graslreith und Brunnstein ab, obwohl der Hauptabfluß immer nach NE gerichtet war. Ohne Trogschluß führt das Tal nach S ins Graseggkar. Aus 2 Karen zusammengewachsen, in der Mitte die Torsäule des Glocknerrückens als Trennwand ausgebildet, hat das Graseggkar eine gemeinsame Schwelle in 1625 m, von

der es sanft nach S ansteigt. Im westlichen Teil konnten sich 2 gschneidzeitliche Kare in 1900 m eintiefen.

Das Gebiet von der Speikwiese bis zum Schwarzenberg war zu den Haupteiszeiten von einer zusammenhängenden Eismasse bedeckt, die mit dem Filzeneis in Verbindung stand. Nur die Gletscher der Hintergehänge im Stoff- und Lacktal konnten sich eigenständig entwickeln. Dabei schuf der Stoffergletscher im S ein kleines Kar und hat nach N abfließend die Vorlage bis zum Präwaldberg flächenhaft überströmt. Der Gletscher war nicht imstande ein eigenes Tal zu schaffen und wurde durch den Stau des Vorlandeises nach NE zum Gleinkertal und nach NW zum Graseggtal abgelenkt, was mächtige Grundmoränen auf dem Sattel des Thomerlbauern und bei der Traudlhütte bezeugen.

Das Lack- und Stubwiestal enden trogschlußartig im S, wobei letzterem durch den Eisüberfluß aus der Filzen die Rückwand stark erniedrigt wurde. Bei der Vereinigung beider Täler im N zum Gleinkertal kam es durch mächtigere Eisführung im Stubwiestal zur Ausbildung einer 50 m hohen Mündungsstufe. Die vereinigten Gletscher schufen am Ausgang des Tales den Gleinkersee. Zur Zeit des Würmrückzuges wurde der See von hohen Seitenmoränen des Talgletschers abgeriegelt und aufgestaut. Dem Gleinkergletscher war es damals unmöglich, die Seitenmoräne zu durchstoßen, er wurde nach NW in Richtung des Pießlingursprunges abgelenkt. Zwei rund $1\frac{1}{2}$ km entfernt liegende Endmoränenwälle beim Ligelsberg und beim Seebauernhof zeigen das Ende des Gleinkergletschers an.

b) Bosruck: Die steile Kalkschneide des Bosrucks bot fast keinen Ansatzpunkt für eine Vergletscherung, lediglich am N-Abfall konnte sich ein kleiner Firnfleck halten und ein Schlauchkar mit NE-Exposition eintiefen. Das Kar ist etwa 100 m breit und 500 m lang und besitzt in 1500 m einen flachen Boden, von dem es steil nach N zur Mausmaieralm auf 1160 m abfällt. Südlich der Alm liegt die 15 m hohe und 100 m lange Würmrückzugsmoräne des Kargletschers in herrlicher Ausbildung.

c) Haller Mauern: Ähnlich wie im Warscheneck hat der Hauptkamm der Haller Mauern die Eismassen der Nord- und Südabdachung voneinander getrennt. Wohl wurde der Kamm durch Regression aus den Karen stark erniedrigt, zu einem Überfließen des Eises ist es aber nirgends gekommen. So konnten sich an der Nordabdachung Großkare mit schönen Trogtälern selbständig entwickeln, während sich im Süden das Eis auf der breiten Plattform in 1750—1640 m zwischen Gr. Pyhrgas und Gr. Scheiblingstein sammelte und als ein mächtiger Eisstrom über die Mühlau zur Enns und über den Rohrauersattel zur Teichl zog. Über 30 m mächtig ist die Grundmoränendecke am Rohrauer Sattel. Sie reicht nach W bis zur Mausmaieralm und entlang des Fallbaches bis 200 m nördlich der Bosruckhütte. Der ganze Hang von der Brandtneralm bis zur Mausmaierkapelle, in der Geolog. Spezialkarte als Alluvium bezeichnet, ist Moräne, die durch Muren im obersten Teil umgelagert wurde. Ein kleiner, endmoränenartiger Wall bei der Brandtneralpe in 1250 m stammt vom Rückzug des Würmgletschers.

Im Süden des Hauptkammes zwischen Gr. Pyhrgas und Gr. Scheiblingstein konnten sich kleine Gehängekare eintiefen, die Moränen der Rückzugsgletscher besitzen. Das typischste von ihnen ist das Gatterlkar zwischen Gr. Pyhrgas und Rohrauerhütte. Die in 1750 m gelegene Plattform wurde in eine Rundbuckellandschaft umgeschliffen, mit einer Reliefenergie der Rundhöcker von 10—20 m.

Mächtige Eisströme drangen an der Nordabdachung der Haller Mauern aus dem Kleinen Eiskar, dem Goseritz-, Winkler- und Laglkar ins Becken von Windischgarsten und vereinigten sich mit dem Talgletscher zu einem ansehnlichen Eiskuchen. Die einzelnen Gletscher waren imstande, die drei großen Täler vollkommen umzuformen. So sehen wir heute die ehemaligen Quelltrichter zu Großkaren mit rundhöckerigem Karboden umgestaltet, die V-förmigen Täler zu breiten Trögen ausgeschliffen. Vielfach trifft man in den Karen und Hochtälern Reste von Grundmoränen, wiederholt auch typische Erdmoränen der Rückzugsgletscher. Bis zum Ausgang der Täler in rund 800 m reichten die Gletscher zur Zeit des Würmrückzuges herab, während sie zu den Haupteiszeiten weit ins Haupttal vorstießen und durch Vereinigung mit dem Talgletscher keine eigenständigen Endmoränen ausbilden konnten. Bei der Fliedermühle am Ausgang des Winklertales findet sich die gemeinsame Endmoräne vom Würmrückzug der beiden Gletscher aus dem Goseritz- und Winklertal auf einer Länge von 200 m in mehreren Wällen abgelagert. 20 m breit und 40 m tief hat der Winklerbach die Moräne aufgeschlossen. Das breite Laglital wird im N bei der Mündung des Ruhsgrabens ebenfalls von einer bis 1 km langen und breiten, rund 50 m mächtigen Endmoräne des Würmrückzugsgletschers abgeriegelt. Das Ende der Moräne, die von Dirngraben bis zum Pretschstein reicht, kann durch das Einsetzen der Niederterrasse erkannt werden. Vom Schöttlbauer bis zum Maurerwirt nördlich des Imitzberges führt die tischebene, 2 m hohe, rund 30—40 m breite Niederterrasse nach W. Die Schotter bestehen aus kopf- bis faustgroßem Korn und sind nur schwach verfestigt.

Endmoränen der Schlerngletscher liegen im Winkler- und Goseritztal bei 1300 m, solche der Gschnitzgletscher im Winkler- und Goseritzkar in etwa 1700 m. Lediglich das Laglkar besitzt zwei kleine gschnitzzeitliche Gehängekare in NE-Exposition.

Die Schrägflächen zwischen 1000—1200 m an der Nordabdachung der Haller Mauern, von der Hofalmhütte im W bis zur Kerschbacherhütte im E, sowie teilweise die Hänge südlich des Lugkogels, sind von einer 30—50 m mächtigen Breccie überdeckt. Soweit Aufschlüsse zeigen, weist die Breccie leichtes Einfallen nach N bzw. NW auf und ist undeutlich geschichtet. $\frac{3}{4}$ —1 m mächtiges, scharfkantiges Material von 3—5 cm Größe wird von grobem, kopfgroßem Blockwerk mit guter Kantenrundung unterlagert. Die Breccie wird von der Würmmoräne überdeckt und läßt, wie AMPFERER 1925/26 angibt, einen ehemaligen Zusammenhang wahrscheinlich erscheinen. Die großen Täler der Nordabdachung dürften sich erst nach Ablagerung und Verfestigung des Schuttes eingetieft haben. Die Breccie ist eindeutig älter als Würm, da Brecciematerial bereits verarbeitet in der Würmmoräne gefunden werden kann. Das genaue Alter war aber nicht zu eruieren. AMPFERER 1925/26 stellt die Breccie ins Riß-Würm-Interglazial.

2. Talvergletscherung

Das aus dem Gebirge abfließende Eis gelangte einerseits nach Süden zum Ennstal, andererseits nach Norden ins Windischgarstener Becken und erfüllte die Täler bis hoch hinauf. Beide Eismassen standen über den Pyhrn- paß hinweg in Verbindung. Auf Grund der vorhandenen Moränenvorkommen, der Gletscherschliffe und der teilweise ausgeprägten Schlifffrenze war es

aber unmöglich, eine genaue Höhenlage des Talgletschers zu den einzelnen Eiszeiten zu konstruieren.

Das Teichtal und das breite Gosaubecken von Windischgarsten wurden vornehmlich durch das „Ferneis“ aus dem Ennstal aufgefüllt. Über 300 m mächtig muß der über den Pyhrn fließende Ennsgletscher gewesen sein, da an der Brunnsteinwand nordwestlich des Passes bis hoch hinauf Schriffe und Schrammen festzustellen sind und außerdem zentralalpine Biotitgneise nordöstlich des Bosrucks unweit der Mausmaieralm in 1165 m als exotische Gerölle aufzufinden waren.

Durch den Ennsgletscher erhielten das Pyhrn- und Teichtal starke Umprägung. Der Gletscher hat südlich des Passes in den Werfener Schichten selektiv das Becken des versumpften Pyhrnermooses und das Becken von Bliem geschaffen sowie mächtige Grundmoränen im Tal abgelagert. Die Moräne ist NW von Falzl entblößt und mindestens 100 m mächtig, sie besteht hauptsächlich aus feinem, sandigem Material, wobei Blöcke von einigen cbm Größe nicht selten sind. Das Geschiebe setzt sich zum Großteil aus Kalk, daneben aber auch aus Gosau, Gneis, Phyllit und Grünschiefer zusammen. Nördlich des Passes konnte sich der Gletscher in der Gosau des Beckens rasch einsenken und die präglaziale Talverebnung erheblich tiefer legen. Bis 200 m und mehr beträgt die glaziale Erosionsleistung, die sowohl durch den Gletscherschurf als auch durch die Erosion subglazialer Gerinne vollbracht wurde. Der Wuhrberg nördlich der Ortschaft Spital a. P. fungierte als Eisteiler und schützte die nördlich gelegenen Teile. Mächtige Grundmoränen mit kristallinem Material finden sich bei Mühlau und Knirsch als Reste des Ennsgletschers, von dem, durch Stauung am Pyhrn bedingt, nur die obersten Schichten abfließen konnten, sodaß verhältnismäßig wenig Lockermaterial mit zentralalpinen Bestandteilen ins Becken von Windischgarsten gelangte.

Zur Zeit des Würmrückzuges, als die lokalen Gletscher, wie früher gezeigt wurde, bereits in den Abdachungstälern stecken blieben, sandte der Ennsgletscher einen ansehnlichen Seitenarm ins Teichtal, den wir auf Grund des guten Erhaltungszustandes seiner End- und Seitenmoränen einigermaßen exakt rekonstruieren können. Seitenmoränen des Ennsseitengletschers vom Würmrückzug mit viel kristallinem Material liegen bei der Trattenbachquelle in 900—950 m. Nach Höhenlage und Erhaltungszustand sind sie mit den Seitenmoränen beim Gleinkersee und der Endmoräne bei Radlingmayer in Einklang zu bringen. Zwei mächtige Seitenmoränen markieren beim Gleinkersee die Gletschergrenze. Der innere Wall setzt östlich des Sees in 800 m auf einem Gosaurücken an und zieht, 40 m hoch, rund 500 m nach W, während sich der äußere Wall vom Seespitz in 900 m bis 750 m nach NW zum Gütl im Feld erstreckt. Der heutige Abfluß des Gleinkersees paßt sich diesen gezeigten Verhältnissen an. Er durchbricht zuerst den inneren Wall und fließt dann entlang des äußeren Walles nach NW, biegt nach NE um und durchschneidet schließlich die gletschereinwärts befindliche Seitenmoräne. Im W kann man das Ende des Beckengletschers nicht erkennen, es muß aber nahe dem Gaisriegel gewesen sein, da sich der Loigistalgletscher westlich davon ungehindert ausbreiten und das ganze Tal abriegeln konnte. Im Nordwesten liegt überall Grundmoräne, die bis ins Pießlingdurchbruchstal eindringt und ohne Ausbildung einer Endmoräne die Niederterrasse ansetzen läßt. Die 4—5 m hohe Niederterrasse dieses Tales verzahnt sich talwärts mit der des Teichtales. Im Norden haben wir bei Radlingmayer die Endmoräne in 590 m erhalten, während wir im Osten und Nordosten die

Gletscherbegrenzung vor den lokalen Endmoränen zu suchen haben. Zwei rund 200 m voneinander entfernte, 7—8 m hohe Wälle zeigen das Gletscherende bei Radlingmayer an. Ohne scharfe Trennungslinie beginnt westlich davon die Niederterrasse. Die Teichl hat sich 15 m tief eingeschnitten, sodaß man ihr Einsetzen klar erkennen kann. Der Schotterkörper besteht aus nuß- bis faustgroßem, gut geroltem Korn und wurde zu einem harten Konglomerat verfestigt. Verschieden hoch gelegene Talbodenreste im Niederterrassenmaterial zeigen die schrittweise Tieferlegung der Teichl an.

Nach dem Abschmelzen des Würmeises bildete sich im Becken ein See, der erst nach und nach verlandete. Heute zeigen die Torfstechereien westlich von Windischgarsten und beim Stummerhof von der ehemaligen Existenz dieses Sees. Nach dem Rückzug und Abschmelzen des Würmeises war das Becken eisfrei.

Zwei quartäre Erosionsterrassenreihen wurden am Teichlbach und an der Steyr unterhalb des Präglazialen Niveaus ausgebildet. Ihre Entstehung kann auf zwei Vorgänge zurückgeführt werden, einerseits auf die Ausschürfung des Talbodens durch die Gletscher und subglazialen Gerinne, andererseits auf die Einebnung des von den Gletschern verlassenen, stark reliefierten Bettes durch interglaziale Bäche. Das höhere Terrassensystem an der Teichl liegt oberhalb von Spital a. P. in 725—710 m, bei Puchegger 720 m, beim Pairstöckl 720—710 m, beim Lehnergütl 680 m hoch und ist außerdem vielfach als Hangverflachung anzutreffen. Es ist am Seebach bei Grasl 740 m, bei Spitznagl 720 m, bei Rohrleithen 717 m, bei Nohlführer 660 m, bei Feld 706 m und westlich davon in 698 m erhalten. An der rechten Seite der Teichl kann man dieses System zwischen Wuhrberg und Garstnereck und am Edlbach südlich von Spital am Pyhrn vom Tanderreith bis zur Schafflmühle annehmen. Darunter ist dann noch auf der linken Seite der Teichl von Spital a. P. bis an die Mündung des Seebaches, 20—30 m über dem heutigen Fluß eine breite, schön erkennbare Terrassenfläche über Gosau anzutreffen.

Glazialterrassen im Steyrtal finden sich vornehmlich an der orographisch linken Seite des Flusses und sind undeutlich an der rechten Seite bei Ht. Stoder ausgeprägt.

3. Die Schneegrenze

Auf Grund der Moränenablagerungen und mit der hier einzig möglichen Methode von HÖFER wurde eine Schneegrenzbestimmung durchgeführt und in nachstehender Tabelle zusammengefaßt. Infolge Fehlens geeigneter Ablagerungen mußte die Bestimmung der Firngrenze für die Haupteiszeiten unterbleiben, sie konnte für die Nordabdachung erst vom Würmrückzug, für die Südabdachung erst vom Schlern an durchgeführt werden. Durch die geringe Höhenlage dieser Gebirgszüge scheidet eine Daunvergletscherung aus.

Schneegrenzbestimmungen:

	Würmrückzug	Schlern	Gschnitz
Warscheneck Nord:	1450 m		1980 m
Warscheneck Süd:		1750 m	2050 m
Haller Mauern Nord:	1380—1420 m	1630 m	1850 m
Haller Mauern Süd:		1700 m	1900 m

Bergstürze

Es soll im Zusammenhang mit der Beschreibung der eiszeitlichen Verhältnisse nicht unerwähnt bleiben, daß durch die glaziale Unterschneidung der Hänge gewaltige Felsmassen gelockert wurden, die durch die Gletscher gleichsam an die Wand gepreßt, nach dem Abschmelzen des Eises losbrachen und niederstürzten.

Ein Wandausbruch fand am steil unterschrittenen Stubwieswipfel statt. Das freiwerdende Lockermaterial ging nach dem Rückzug des Würmgletschers nieder und verbaute das oberste Schmidtal mit riesigen Bergsturzmassen.

Ebenfalls nach dem Abschmelzen des Würmeises erfolgte ein Bergsturz am Schwarzenberg. Die gut erhaltene Ausbruchsnische befindet sich östlich der Schmidalm. Die nach E schauenden Hänge des Schwarzenberges sind von Bergsturstrümmern übersät, welche bis ins Teichtal vordrangen und den Fluß nach E ablenkten. Südlich der Tomalandschaft wurde ein kleiner Teich (Pflegermoos) durch die Lockermassen aufgestaut.

Der größte Bergsturz fand an der Nordabdachung des Warschenecks zwischen Windhag- und Loigistal statt, wo am Hang des Lagelsberges in rund 1300 m zwei übereinander angeordnete Abrißnischen liegen, deren tiefere zu einem Kar umgestaltet wurde. Die Bergsturzmassen sind am Fuße der Wand mit Würmmoränenmaterial vermengt, was auf einen spätestens letzt-eiszeitlichen Ausbruch hinweist.

Formengebung im Schutt

Der Schutt gehört zu den jüngsten Ablagerungen in den Alpen und ist an bestimmte Zonen geknüpft, einerseits an die alpine Hochregion über der Vegetationsgrenze und andererseits an die steilen Felswände.

1. Die Schuttzone

Über 2000 m am Warscheneck und 1800—1850 m in den Haller Mauern wird die mechanische Verwitterung zur beherrschenden Kraft und schafft durch Frostsprengung riesige Massen von Lockermaterial, das später eine Umlagerung erfährt. Bei flacher Neigung der Hänge kann es zur Bildung von Rasenwülsten kommen, wie im Hauptdolomitgebiet des Kleinmölbings—Kirchfeldes in 1950 m, auf der Speikwiese in über 1900 m und beim Gr. Scheiblingstein in 2000 m. Die Rasenwülste weisen 10—12 cm hohe, rund 30 cm breite Rasenterrassen, mit 2—3° geneigten, gesteinsplitterübersäten Trittstufen und 70—90° steilgestellte Rasenstreifen auf. Auf Grund von Aufgrabungen ersieht man am Rendzina Bodenprofil, daß der Frost und die Abspülung bei ihrer Bildung maßgeblich beteiligt sind. So gelangen die Schuttsplitter des C-Horizonts durch Frosthubb an die Oberfläche oder aber, die Feinerde des A-Horizonts wird abgespült und in den darunterliegenden C-Horizont eingeschwemmt. Sowohl durch den Frostschiebung als auch durch die Wasserdurchtränkung wird ein nach abwärts gerichteter Druck auf die Rasenstreifen ausgeübt.

Während sich die Streifen bei Hangneigungen von 5—15° horizontal an das Gelände anschmiegen, vollführen sie bei einem Gefälle über 15° Wellenbewegungen und bilden Girlanden, die bei Neigungen über 25° aufplatzen und in steile Schutthänge übergehen. Kleine, oft nur wenige Meter lange Schuttzungen von einigen Dezimeter Mächtigkeit wandern durch creep-Bewegung abwärts und überfahren die Vegetation.

Bei einer Neigung von 30—35° kommt es in der Schuttzone zur Bildung von Schutthängen, die expositionsbedingt überwiegend an den Nordhängen des Warscheneckhauptkammes auftreten. Durch die Frostsprengung werden vorspringende Schichten und Gesteinspartien in Schutt zerlegt und eingeebnet, bis ein relativ gleichmäßiger, leicht konvexer Schutthang mit einer $\frac{1}{2}$ —1 m mächtigen, schützenden Schuttdecke entsteht. Die Schutthänge setzen an den Kammlinien an und reichen 50—80 m hangabwärts.

2. Der Schutt der Felswände

Der aus den Wänden losbrechende Schutt lagert sich am Wandfuß in Schutthalden und -kegeln ab. Die Schutthalden dieses Gebietes liegen fast ausschließlich an den glazial unterschrittenen Hängen und in den glazial gestalteten Hohlformen, sie sind daher vornehmlich in der Zone der Kare zwischen 1640—1900 m anzutreffen. In den tiefer gelegenen Regionen wurde der Schutt durch Wasserführung und durch die Schmelzwässer abtransportiert, wobei es gelegentlich an Steilstufen zur Aufschüttung von Schwemmkegeln kam.

An sämtlichen Schutthalden dieses Gebietes, im gesamten an 36 Vorkommen (die oft kilometerlangen Halden in den Großkaren wurden als ein Vorkommen gezählt), fanden Untersuchungen statt. Dabei zeigte es sich, daß in den Karen die Schuttlieferung noch anhält, während bei den anderen Wänden, die fast ausschließlich in tiefer Position liegen, die Schuttproduktion zum Abschluß gebracht wurde und die Halden sich mit Vegetation überziehen. Dies geschieht nicht einheitlich, sondern von der Haldenkronen und vom Haldenfuß stößt die Vegetation zungenförmig vor, was durch stärkere Durchfeuchtung infolge längerer Schneelage, an der Haldenspitze auch durch abrinrende Wasser an der Felswand, erklärt werden kann. Da nach FRIEDL 1935 eine Besiedlung der Halden mit Latschen rund 100 Jahre benötigt, muß die Schuttzufuhr bei den Grünhalden schon seit längerer Zeit erloschen sein, wahrscheinlich seit dem Fernau. Die Grünhalden unterliegen heute durch Muren vielfach einem Umformungsprozeß.

Der durchschnittliche Haldenwinkel beträgt bei den Grauhalden 30—40°, bei den Grünhalden hingegen um einiges mehr. Ebenfalls stärker geneigt sind die Rinnenhalden, die die Wände in schmalen Zungen durchziehen oder steil den Gehängekaren anlagern. Die Halde ist aber nicht gleichmäßig geböschet, sondern der Neigungswinkel wechselt, da das obere Drittel weniger steil und konvex und das untere flacher und konkav gestaltet ist. Die Höhe der Halden schwankt sehr stark und beträgt durchschnittlich 40—50 m.

Eine Schichtung des Schutthaldenmaterials infolge wechselnder Schuttzufuhr während eines feucht-kühlen und warm-trockenen Klimas konnte an keiner Halde beobachtet werden. Der Haupthaldenkörper wird nach dem letzten Eisfreiwerden der Kare und Wände abgelagert worden sein, indem das aufbereitete Material, das durch den Eiskörper festgehalten war, losbrach. Je nach Höhenlage und Exposition wird es zum Abklingen in der Schuttlieferung gekommen sein, was bei der überwiegenden Zahl der Halden Post-Schlern zutraf.

Bei den Schwemmkegeln bedarf es der Einwirkung von Wasser, sie finden sich daher in tieferer Lage, in einer Zone längerer Wasserführung. Bei den 15 Schwemmfächern des Untersuchungsraumes handelt es sich durchwegs um kleinere Vorkommen mit schöner, kissektorenförmiger Gestalt mit Vegetationsbedeckung. Sie weisen Neigungen zwischen 4—15° auf und schwan-

ken in der Größe zwischen 100 m Länge und 100 m Breite bis zu 1600 m Länge und 600 m Breite. Bei den Großformen besteht der Schwemmfächer aus verschiedenen Schuttkörpern, für deren Ablagerung klimatische Faktoren bestimmend waren, indem Zeiten starker Schüttung mit Zerschneidungsphasen wechselten. So besitzen der Feuerbach-, der Sauloch- und Steyrfächer drei ineinandergeschachtelte Schwemmkegel, deren ältester stets Vollvegetation trägt, deren mittlerer von Latschen bestanden wird, während deren jüngster und rezenter vollkommen unbesiedelt blieb. Nach Höhe und Lage der drei beschriebenen Schwemmfächer stammt der Hauptschuttkörper aus dem Post-Schlern, auf Grund der Vegetationsbedeckung der eingeschachtelte Latschensektor aus dem Fernau. Der Gschnitz- und Daunschutt werden den Hauptfächer überlagert haben, treten aber nirgends als eigener Schuttkörper in Erscheinung. An zwei Nebenflüssen des Rosenaubaches und am Saulochbach kam es außerdem durch Anschneidung und Verkürzung der Nebenbachläufänge zur Tiefenerosion, und Ausbildung einer sektorenförmigen Terrasse innerhalb des Schwemmkegels.

Entwicklung des Gewässernetzes und rezente Flußarbeit

Entscheidend für die Anlage des heutigen Flußnetzes war die Entstehungsgeschichte dieses Gebietes. Von den zu Anfang der tertiären Gebirgsbildung emporgewölbten 2 Antiklinalen flossen die Gerinne konsequent nach Norden und Süden ab, wobei an Schwächezonen, wie an der „Pyhrnlinie“ am Pyhrnpaß der südliche Zug durchbrochen, bzw. wie westlich der Angern bei der Weißenbacher Scharte, flächenhaft denudiert wurde. Bei der weiteren Hebung verkarstete ein Großteil der Flüsse im Kalk, besonders diejenigen aus dem Warscheneckplateau, und nur ein Teil konnte sich der Hebung entsprechend tieferlegen, was vornehmlich an Schwächelinien geschah, sodaß wir heute vielfach subsequente Flüsse ausgebildet haben, wie etwa den Gnanitzbach, die Steyr, die Teichl, den Feuertal-, Pyhrn- und Fallbach u. a. Abgesehen davon war es den kurzen Abdachungsflüssen der Nordseite möglich mit der Hebung Schritt zu halten und ihr Bett konsequent zu vertiefen. Es sind das die Flüsse aus den Großkaren des Weißen-, Rot-, Loigis-, Dam-, Winkler- und Goseritztales.

In den hochgelegenen Teilen der Gebirge fehlen heute dauerndfließende, obertägige Gerinne fast vollständig. Lediglich der Niederhüttenbach und die Teichl führen fast während des ganzen Sommers Wasser. Von der Menge der Niederschläge hängt es ab, ob der Niederhüttenbach von seinem Quellgebiet, dem Mölbingkarsee in 1830 m, bis zur Lieznerhütte in 1750 m oder Hochmölbinghütte in 1700 m kommt. Wiederholt verschwindet der Fluß in einem Ponor, um nach kurzem, unterirdischem Lauf, wieder an der Oberfläche zu erscheinen. So ist sein Bett eine Anreicherung von Ponoren und Speilöchern, die je nach der Menge der Wasserführung tätig sind. Die Teichl kann sich von ihrem Ursprung, dem Brunnsteinsee, bis zum Ausgang des Filzenbodens über Werfener Schichten halten, versiegt aber im Kalkgebiet in rund 1300 m, um dann wieder 200 m tiefer im Pichlriß als kleine Quelle an die Oberfläche zu kommen.

Karstquellen sind relativ selten und treten nur im westlichen Warscheneckplateau häufiger auf. Den kleinen Gerinnen aus den Klüften, die bald wieder im Kalk versiegen, ist fast keine Erosionswirkung zuzuschreiben.

Die Quellen der dauernd fließenden Bäche sind an Stauhoriizonte gebunden. In den Haller Mauern befindet sich der Quellhorizont über Werfener Schichten bei rund 1200 m, im Warscheneck über Gosau und z. T. Werfener Schichten bei 1000 m. Nur im Weißenbachtal gibt es höherliegende Quellhorizonte, wo die Carditaschichten am W-Abfall des Hutterer Hößes in 1700 m und im N des Almkogel—Hirscheneckzuges in 1600 m Höhe austreichen und als Wasserstauer fungieren.

Die rezenten Flüsse müssen vielfach ihren Lauf vertiefen, was sowohl durch Tieferlegung der Erosionsbasis infolge einer stärkeren Erosion im Haupttal, als auch durch die stärkere pleistozäne Glazialerosion in den Großtälern hervorgerufen wurde. In den Nebentälern trifft man daher nicht selten tiefe und steile Schluchten, während in den Haupttälern die Flüsse durch Seitenerosion und durch Ablagerung des Lockermaterials einen ebenen Talboden schaffen.

Die Karsterscheinungen

Die Kalke und Dolomite der Gebirgszüge unterlagen zum größten Teil der Verkarstung. Es handelt sich dabei um den Typ des alpinen Hochgebirgskarstes mit mannigfaltigem Formenschatz, da sowohl Karren, Dolinen, große Karsthohlformen als auch Höhlen auftreten.

Gut konnte die oberirdische Verkarstung untersucht werden, wobei als Ergänzung zur Geländearbeit die Luftbilder dieses Gebietes eine Auswertung erfuhren. Auf Grund einer eingehenden und kritischen Sichtung des Materials wurde die Karte der Verkarstung gezeichnet. Die Karte enthält zunächst in absoluter Darstellung die Dolinendichte, indem ein Punkt für eine Doline gesetzt wurde. Im Warscheneckplateau und im Kirchfeld wurde die Dichte, wie nicht anders zu erwarten, durch einen Punktraster schematisch dargestellt, während in allen anderen Gebieten die Signaturen in lagerichtiger Anordnung die Verbreitung der Dolinen wiedergeben. Die Größe und Form der Dolinen konnte nur bei etwa 200 großen Karsthohlformen berücksichtigt und maßstabsgetreu eingetragen werden. Die Karren und der Scherbenkarst hingegen waren graphisch nicht exakt zu fassen, sodaß die hierfür verwendeten Signaturen lediglich die relative Häufigkeit anzeigen. Trotzdem kann man die einzelnen Vorkommen ansehen und die großen Karrenfelder und die zonale Anordnung des Scherbenkarstes deutlich erkennen.

Wie aus der Karte hervorgeht, stellt das Warscheneckplateau den Hauptträger der Verkarstung dar. In rund 1700—2000 m gelegen, in der Kampfzone zwischen Vegetation und Fels, hat sich über dem leicht nach E fallenden, gebankten Dachsteinkalk eine Karstwildnis ausgebreitet, wie sie nur wenigen Kalkstöcken der Ostalpen eigen ist und in der fast sämtliche Typen und Formen des alpinen Hochgebirgskarstes vorkommen. Sowohl über als auch unter dieser Zone kann man Karsterscheinungen vorfinden, so Dolinen bis in die höchste Region des Warschenecks und der Haller Mauern in über 2200 m, Karren bis auf 1000 m hinab am Brunnstein und im Gleinkertal. Sie treten aber nirgends in großer Häufigkeit auf und sind in tiefer Lage eher Ausnahmerecheinungen.

Im Folgenden soll auf die Ausprägung und Entstehung der einzelnen Karsttypen sowie auf die gesetzmäßige Ausbildung des Karstformenschatzes näher eingegangen werden.

1. Dolinen und andere Karsthohlformen

Die Dolinen und großen Karsthohlformen erfuhren nach Höhe und Gesteinsbeschaffenheit eine Abwandlung. Die hier auftretenden Hohlformen weisen genetisch, größen- und altersmäßig große Verschiedenheiten auf, so daß typologisch zwischen den einzelnen, regional begrenzt auftretenden Formen eine Trennung vorgenommen werden muß.

Auf den Hochflächen der Angern und des Warschenecks und zum Teil am Gr. Pyrgas finden sich bei fast völliger Vegetationslosigkeit schöne Trichterdolinen in der Größenordnung zwischen 150—200 m im Durchmesser und rund 50 m Tiefe bei den Großformen und 20—30 m im Durchmesser und 8—10 m Tiefe bei den kleineren Vorkommen. An alten Strukturlinien und ehemaligen Tälern kann man eine förmliche Reihenanordnung dieser Hohlformen erkennen. Sie sind sicher präglazial und haben sich über die Eiszeit hin erhalten. Ihre schöne Trichterform bekamen sie durch den anfallenden Schutt, indem sich dieser am Fuße der einstmals steilwandigen, kesselförmigen Hohlform ablagerte. Deutlich kann man an größeren Dolinen diese Entwicklung feststellen, bei denen die Schuttauffüllung noch nicht vollständig zum Abschluß gebracht wurde, oder bei denen der unterirdische Abtransport überwiegt. Die Trichterdolinen treten vornehmlich in großer Höhe auf, in der Zone der mechanischen Verwitterung. In dieser Region kommen auch Nivationsdolinen vor. In den Längsfurchen der höheren Flächen bleibt Schnee auch über die Sommermonate erhalten, der an den Flanken und Unterseiten das Gestein durch das abtropfende Schmelzwasser korrosiv angreift. Dadurch entstehen langgezogene, bis 100 m lange und 20 m breite Hohlformen, deren Tiefe maximal 15—20 m beträgt. Kleinere Schneeflecken können, meist als Reste in W- bzw. WNW-Position in großen Trichtern abgelagert, durch ihre einseitige Wirkung auf den Untergrund zu einer asymmetrischen Umformung der Dolinen in dieser Höhenlage führen.

Andersgeartet sind die Dolinen in der Hauptkarstzone zwischen 1600—1950 m. Als besondere Form kennen wir die 135 Großgruben im Warscheneckplateau mit unregelmäßiger Gestalt und einem maximalen Durchmesser von 300 m und einer Tiefe von 40 m. Reihenförmig hintereinander liegen sie am Grunde der zu Eisgassen umgeformten, ehemaligen Täler des 1700m-Niveaus. Sie sind sicher präglazial und nach der Ausbildung des C₁-Systems entstanden. Durch Glazialerosion wurden teilweise die trennenden Stege der einzelnen Großhohlformen entfernt und Großgassen geschaffen. Nacheiszeitlich senkten sich kleinere unregelmäßige Dolinen, die in einer schier unübersehbaren Fülle das gesamte Plateau überziehen und daher eine Begehung äußerst erschweren, ein. Die Größenordnung dieser Dolinen schwankt zwischen 3—12 m ϕ und 2—8 m Tiefe. Sie finden sich einerseits in allen Rundhöckerlandschaften in den zwischen den Buckeln gelegenen Furchen, sind langgestreckt und durch größere Wasserzufuhr infolge „Tallage“ und länger andauernder Schneedecke entstanden, andererseits in der Plattenlandschaft zwischen Purgstallalm und Schafberg zwischen Schichtköpfen und Schichtflächen. Im Verein mit Kluftkreuzdolinen, die etwa 7—8 m Durchmesser und 2—3 m Tiefe aufweisen, trugen die unregelmäßigen Kleindolinen zu der starken Zerlegung der Plattenlandschaft bei. Die Kluftkreuzdolinen besitzen einen unregelmäßigen, polygonalen Grundriß und sind sowohl an Kluftkreuzen als auch an Schnittpunkten von Rillenkarren und Strukturlinien auf den Schichtflächen entstanden. Es ergibt sich dadurch die weitaus größte Dolinen-

dichte für die schematisch dargestellte Plattenlandschaft mit 7—8 Dolinen pro ha.

Dolinen unterhalb der Hauptkarstzone sind subkutan gebildet worden und

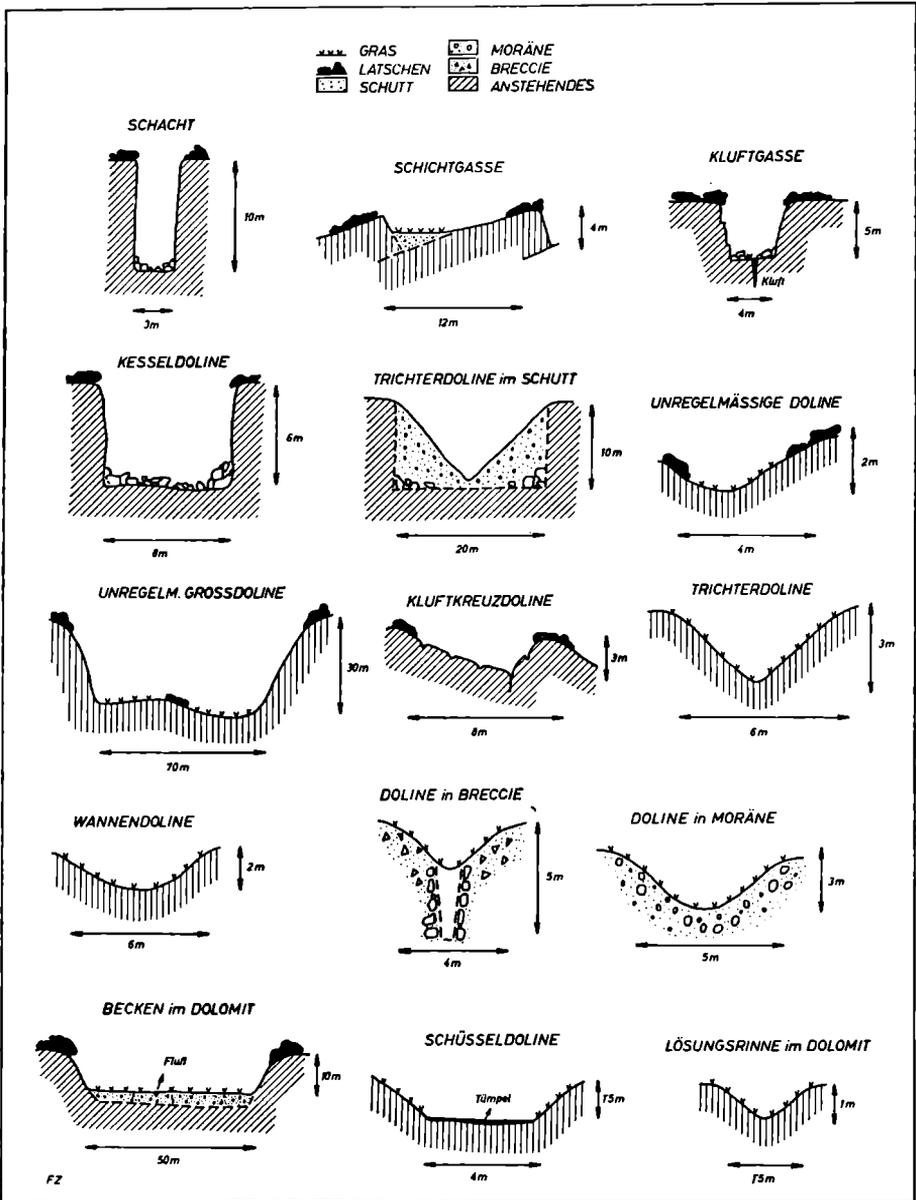


Abb. 2. Karsthohlformen

haben deshalb schöne, regelmäßige Form. Die Seitenwände fallen bei den Wannendolinen flacher zu einem leicht eingemuldeten Boden ab, bei den

Trichterdolinen steiler zu einem Ponor. Beide Dolinenarten waren bis 1200 m herab vertreten, ihre Größe betrug 2—15 m im Durchmesser und $\frac{1}{2}$ —8 m Tiefe.

Neben diesen hauptsächlich im Kalk anzutreffenden Dolinentypen gibt es noch spezielle Arten im Dolomit. Hierzu gehören die Dolinen am Kirchfeld. Sie sind unter Vegetation gebildet worden und fallen mit steilen Seitenwänden zu einem breiten, völlig ebenen Boden ab. Dieser flache Dolinenboden kann bei Großformen bis zu 50 m im Durchmesser erreichen, beträgt aber meist 2—7 m. Der Grundriß dieser Dolinen, wegen ihrer Form Schüsseldolinen genannt, ist meist kreisrund, seltener an Rinnen oval oder langgezogen. Durch leichtere Verklebung der Abflußwege im Dolomit kommt es durch Randkorrosion zur Versteilung der Seitenwände und Ausbildung des ebenen Dolinenbodens. Diese Dolinen finden sich im Wettersteindolomit am Almkogel und im Hauptdolomit am Sumpereck und Kirchfeld und sind häufig nach Regen oder Schneeschmelze mit Wasser erfüllt. Verbunden werden diese Dolinen durch V-förmige, bis zu 2 m tiefe Lösungsrinnen, bei denen neben der Lösung auch der Erosion eine wichtige Rolle bei der Entstehung zukommt. Andere Karsthohlformen im Dolomit sind kleine Becken bei den Interhütten und am Niederhüttenbach. In den durch die Glazialerosion entstandenen, 100—200 m großen und 20—50 m tiefen Hohlformen kommt es heute durch kleine, aus Karstquellen am Rand der Becken austretende Bächlein zur Aufschüttung eines flachen, sandig bis lehmigen Bodens. Die Korrosion bewirkt ein Einsacken und Tieferlegen des Untergrundes, was man überall durch steiles Absetzen der Hänge, 3—8 m über dem rezenten Boden, erkennen kann. Nicht selten tragen die Bächlein durch Randerosion, wie beispielsweise am Niederhüttenbach, zur Erweiterung der Hohlform bei. Vielfach sind die Becken von kleinen Seen erfüllt.

Nur selten konnten in diesem Gebiet Schächte und Schlotte im Kalk beobachtet werden, dabei überschritten diese nie eine Tiefe von 10 m und sind, wie die Dolinen, an tektonische Störungslinien geknüpft. Die von der Struktur des Kalkes und von der Gestaltung des Geländes abhängigen kleinen Karstgassen verdanken ihre Entstehung zum überwiegenden Teil der Glazialerosion. Durch Ausschürfen des Kalkes — Schwächezonen, Strukturlinien und Schichtfugen waren dafür gut geeignet — sind die Linien vorgezeichnet worden. Besonders wenn die Fließrichtung des Eises mit dem Schichtstreichen zusammenfällt, wie in den Eisgassen zwischen Angern und Steinfeldalm und Raidling und Schafberg, treten Karstgassen in großer Zahl auf. Grundsätzlich kann zwischen Schicht- und Kluffgassen unterschieden werden. Die Breite der Schichtgassen hängt vom Einfallen der Gesteinsschichten ab und wächst mit der Verringerung der Schichtneigung. Schichtgassen weisen zum Unterschied zu den steilwandigen und meist auch höheren Kluffgassen immer asymmetrischen Bau auf. Die Gassen können eine Länge von 600—700 m und mehr erreichen.

Im Zusammenhang mit der Beschreibung der Karsthohlformen soll das Augenmerk auch auf die Pseudoformen dieser Art gelenkt werden. Im Lockermaterial (Moränen, postglazialen Schutt, Breccien) und im Gips gibt es dolinenartige Hohlformen, die durch Sackung infolge Abtransport des Feinmaterials oder Auslaugung entstanden sind. So findet man in fast allen Moränengebieten Hohlformen von etwa 3—10 m Durchmesser und $\frac{1}{2}$ —7 m Tiefe. Im postglazialen Schutt bei der Holzeralm treten sie in solcher Häufigkeit auf, daß man im Sinne von RATHJENS 1939 von „Granatgepflügten

Feldern“ sprechen kann. Gut erkennt man die Ausschwemmung des Feinmaterials an den Hohlformen in der Breccie des Filzenbodens, wo ein etwa $\frac{1}{2}$ m breiter Schlauch, um den nur Grobblecke gelagert sind, vom Dolinenboden als Abzugsschacht 4—5 m in die Tiefe zieht. Zu den Pseudoformen rechnet man weiters die Erdfälle im Gips, die südlich der mittleren Gammerringalmen und nordöstlich der Mausmaieralm ausgebildet sind. Sie weisen einen Durchmesser von 5—6 m und eine Tiefe von 3 m auf. An frischen Nachsackungen kann man die Jugendlichkeit dieser Formen erkennen.

2. Karren

Eine zweite große Formengruppe der Verkarstung stellen die Karren dar. Sowohl in 2200 m am Warscheneck als auch in 1000 m am Brunnstein konnten Karren beobachtet werden, sie treten aber hauptsächlich im Warscheneckplateau zwischen 1700—1900 m auf, so daß man die anderen Gebiete fast außer Betracht lassen kann. Die oberste Grenze der Karrenvorkommen fällt mit der Grenze der mechanischen Verwitterung zusammen, da diese durch Frostsprengung die Karren zerstört und in Scherbenkarst zerlegt. So sehen wir in den höchsten Teilen über der Karrenzone einen Scherbenkarstgürtel von etwa 50 m Höhe ausgeprägt, der im Warscheneck zwischen 1950—2000 m, in den Angern über 1950 m, am Hutterer Höß und auf der Wildalpe zwischen 1800—1850 m und in den Haller Mauern über 1850 m liegt. Lediglich Spitzkarren und ganz selten Rundkarren konnten sich hier als Relikte halten. Das Hauptverbreitungsgebiet der Karren (siehe Karte) befindet sich in der Plattenlandschaft des Warscheneckplateaus, im Niederhüttental, am Raidling und beim Hochtor zwischen 1700—1900 m und bedeckt insgesamt eine Fläche von 16 km². Während LEHMANN 1927 als karrige Plattenlandschaft eine Zone ohne Vegetation in großer Höhenlage angibt und darunter die Karrendolinen- bzw. die Dolinenlandschaft folgen läßt, was auch von anderen Forschern wie BAUER 1952 und RATHJENS jun. 1954 bestätigt wurde, haben wir hier eine Vermischung beider Zonen, indem nämlich zwischen den karrigen Platten und auf den Schichtflächen Dolinen in solcher Häufigkeit auftreten, daß gerade die Plattenlandschaft die größte Dolinendichte aufweist. Karren unterhalb der Hauptkarstzone sind sehr spärlich und finden sich als Rundkarren und Primärrillenkarren in den vom Eis geschliffenen Trogtälern bis 1000 m herab ausgebildet. Die Karren stehen stets mit den Vereisungsgebieten in engem Zusammenhang!

Die Karren dieses Gebietes sind fast ausschließlich jungen Datums, da zur Schlernzeit die Eisbedeckung eine Karrenbildung verhinderte und auch noch zur Daunzeit durch Herabrückung der Scherbenkarstzone um 200—300 m (allgemein übliche Depression) eine Karrenbildung unmöglich war.

Die Hauptkarrentypen stellen die Rundkarren dar, die sowohl als Kluft- wie Rillenkarren die 10—30° geneigten Schichtflächen der gebankten Dachsteinkalke überziehen. Sie sind primär unter Vegetation gebildet worden und weisen einen Rillenabstand zwischen 20—50 cm auf, wobei die Rinnen zwischen 10—16 cm breit und 30 cm tief werden.

An den ausstreichenden Schichtköpfen finden sich bei einer Neigung von 60—70° Primärrillenkarren vertreten, mit Rillenabständen von 10 cm und einer Tiefe der Rillen von 3—5 cm. Als Sonderformen kommen hier Wand-, Mäander-, Schichtfugen-, Schichtkopf-, Grübchen-, Messerkarren und

Freie Karren vor, während man als Skulpturformen an den Oberkanten der Flächen Firstrillen beobachten kann.

Als besondere Karrentype in diesem Gebiet verdienen die Kluffkarren am Raidling Erwähnung. Verfasser sieht in ihnen Altformen, ähnlich den Spitzkarren auf den Angern und am eigentlichen Warscheneck und hat sie als Stockkarren bezeichnet. In einem äußerst kluffreichen Feld haben sich

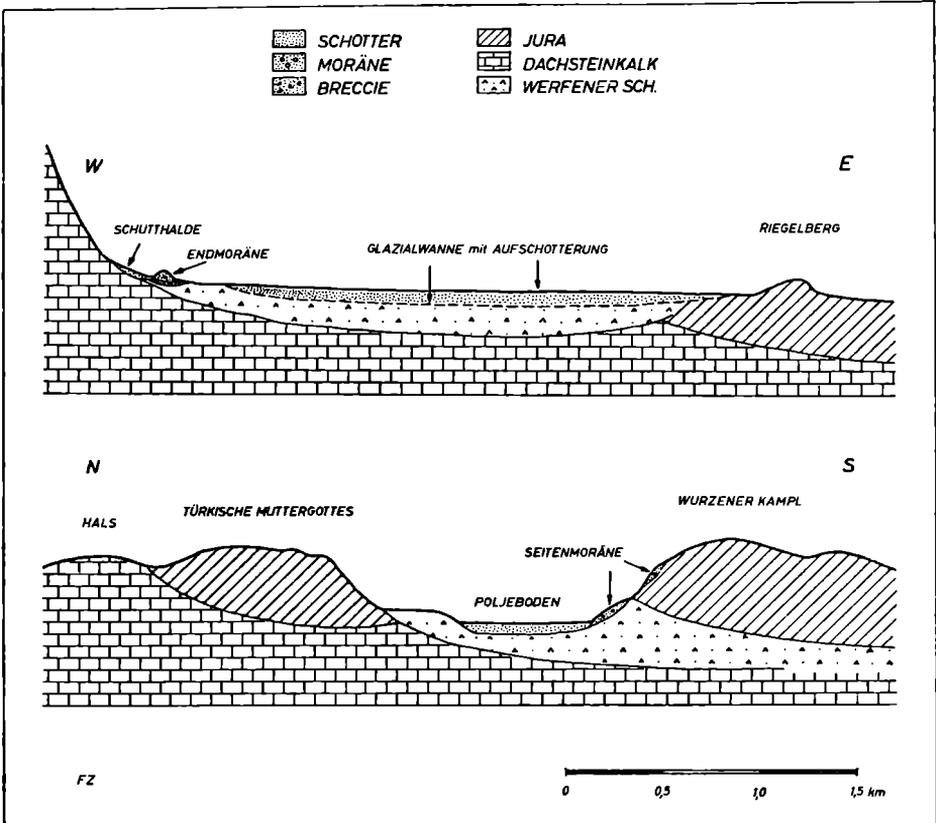


Abb. 3. Profile durch das Polje in der Filzen

unförmige, 2—3 m hohe Klötze zwischen breiten Gruben mit einigen Metern Längen- und Breitenausdehnung erhalten. So hohe Abtragungswerte in einem Karrenfeld können seit dem Daun nicht erzielt worden sein. Im Vergleich mit ähnlichen Karrenbildungen im Dinarischen Karst muß für ihre Entstehung ein wärmeres Klima, wie es etwa in den interglazialen Warmzeiten geherrscht hatte, angenommen werden.

3. Das Polje in der Filzen

In der Filzen im E des Warschenecks haben wir ein echtes Polje ausgebildet, das seine Entstehung dem geologischen Bau, der fluviatilen Erosion sowie der Glazialerosion verdankt. Der ebene, 2 km lange und 500—600 m breite Poljeboden wird auf drei Seiten von steilen Wänden umrahmt. Im N

ist es die lange Wandflucht der Türkischen Muttergottes aus Plassenkalk, im W der Dachsteinkalkabbruch, der vom Rameschkar bis zum Rabensteinkogel zieht, und im S sind es die steilen Jurakalkhänge des Wurzener Kampls. Es herrscht hier ein komplizierter geologischer Bau vor, da die Totengebirgsdecke des Warschenecks mit Dachsteinkalk (Ramesch) und Jura (Türkische Muttergottes) von den Werfener und Jurakalkablagerungen der Hallstätter Schub-scholle (Wurzener Kampl) überlagert wird.

Die in der Filzen austreichenden Werfener Schichten waren maßgeblich mitbestimmend für die Ausgestaltung des Poljes. Der Filzenboden war ein ehemaliges breites Tal, das nach der steten Gebirgshebung nach Ausbildung eines Talbodens um 1400 m verkarstete. Da das Polje über Werfener Schichten und Dachsteinkalk angelegt wurde, kam es erst am Ausgang der Filzen, im Bereich des Dachsteinkalkes zur vertikalen Entwässerung. Durch Verkleibung der Schluckstellen mit Werfener Schutt trat durch randliche Lösungs-unterschneidung eine Erweiterung des Talbodens ein. In der Eiszeit erfuhr das Polje besonders in den weicheren, untertriadischen Schichten durch Glazialerosion eine starke Tieferlegung. Der heute ganz eben ausgebildete Talboden ist nicht ausschließlich pleistozäner Entstehung, sondern auch postglazial, indem die Teichl und der Filzmoosbach durch rezente Aufschüttung viel dazu beitrugen.

Beim Polje des Filzenbodens handelt es sich weder um ein tektonisch begünstigtes Gebiet, noch um ein geschlossenes Senkungsfeld, das sekundär verkarstete, sondern im Sinne von H. LEHMANN (Tagung der Internationalen Karstunion in Wien, Oktober 1959) um ein fluviatiles Erosionsniveau, das bei der Hebung der Flußlandschaft verkarstete und vertikal entwässert wurde. Von Bedeutung war das Auftreten von verkarstungsfähigem und wasser-undurchlässigem Gestein.

4. Buckelwiesen

Eigenartige morphologische Formen trifft man im westlichen Teil des Warscheneckplateaus in einer karähnlichen, 150 m langen und 70—100 m breiten Mulde, deren Boden von einem rund 3—6 m mächtigem Schwemmkegelschuttkörper überdeckt wurde. Aus der ehemals einheitlichen, rund 3—5° geneigten Aufschüttungsfläche wurden langgezogene, 1—1½ m hohe Rücken herauspräpariert. Die dazwischenliegenden, dolinenartigen Vertiefungen stellen im Sinne von A. PENCK 1941 Karst- bzw. Sackungshohlformen dar und sind an Klüfte gebunden, die in großer Anzahl den Wanneboden durchziehen. Die Hohlformen besitzen jeweils schöne trichterförmige Gestalt, kreisrunden Umriß und weisen einen Durchmesser von 2—2½ m auf. Bei diesen Buckelwiesen, die glücklicher als Gruben- oder Löcherwiesen bezeichnet wären, handelt es sich weder um eine gewellte Ablagerungsform (KNAUER 1943), noch um Aufquellungen (EBERS 1939), sondern, wie Aufgrabungen und rezente Sackungserscheinungen zeigten, um einen Typ der Karsthohlformen, der durch Ausspülung des Feinmaterials und Kalklösung entstanden ist.

5. Unterirdische Verkarstung

Wenig Augenmerk wurde dem stark ausgeprägten, unterirdischen Karstformenschatz zugewandt. Es gibt in diesem Gebiet eine Menge von Höhlen, die aber nur sporadisch besucht werden konnten. Auffällig ist eine Häufung

von Horizontalhöhlen in einer Höhe von 1700—2000 m im Warscheneckplateau, in den Weißenbacher Mauern und beim Ramesch.

Die Höhengürtel der Landformung

Da die beschriebenen morphologischen Formen nach der Höhe eine Abwandlung erfahren, bzw. überhaupt nur in einer bestimmten Zone anzutreffen sind, soll zum Abschluß noch eine kurze Zusammenfassung der einzelnen Höhengürtel gebracht werden.

1. Die Zone der mechanischen Verwitterung von 1900—1950 bis 2389 m: In dieser Region wird die Frostsprengung zur rezent beherrschenden Kraft und bewirkt die Zerstörung der früheren Formenelemente und die Abtragung des Gebirges. Dabei muß in dieser Zone die Formengebung im schwach und steil geneigten Gelände unterschieden werden. Bei flacher Neigung der Hänge kommen als vorzeitliche Bildungen Dolinen und Karren vor. Hier erhalten die Dolinen durch den Schutt oder Schnee eine Umformung (Trichter- und Nivationsdolinen), während die Karren in Scherbenkarst zerlegt werden. Zum Teil konnten sich Spitzkarren als Relikte halten. Im Lockermaterial kann es zur Bildung von Rasenwülsten kommen. Bei einem Gefälle über 25° überdeckt der Schutt ganze Hänge und übt dadurch eine Schutzwirkung vor weiterem Zerfall aus. Typische Schutthänge finden sich aber erst bei Neigungen zwischen 30—35°.

2. Die Hauptverkarstungszone von 1600 bis 1900—1950 m: Rezent durch die lösende Wirkung des Wassers geformt, war diese Zone vormals das Hauptbetätigungsfeld der Gletscher und des Eises. Zu unterscheiden sind zwei Bereiche, im Norden das Gebiet der Kare — wo es durch die glaziale Übersteilung der Karhänge zur Ablagerung mächtiger Schutthalden kam, bei denen die Schuttproduktion auch heute noch anhält und der Gletscherschurf zur Ausbildung von rundhöckrigen Karböden mit rezent eingesenkten Dolinen führte — und im Süden das Plateau, wo es im Rundhöckergebiet und in der südlich anschließenden Plattenlandschaft zur Entstehung eines riesigen Karstformenschatzes kam, mit Dolinen, Schächten, Schloten, Karstgassen und einer Unzahl von Karren. Die Plattenlandschaft ist der Hauptträger der Verkarstung.

3. Die Zone des Flußwerkes von 550—1600 m: Vorzeitliche Bildungen sind Trogtäler, die vielen Moränenablagerungen, Quartärterrassen und ein Polje. Rezent arbeiten in den höchsten Teilen intermittierende Flüsse, ab etwa 1200 m dauerndfließende Bäche an der Zerschneidung der Stufen, an denen es wiederholt zur Aufschüttung von Schwemmkegeln kam. Vereinzelt treten Dolinen unter Vegetation bis 1300 m herab auf sowie Karren als Primärrillenkarren an den geschliffenen Trogtalflanken bis 1000 m und als subkutane Karren auf den Trogtalböden bis 1100 m.

Schriftenverzeichnis

1. AMPFERER, O.: Beiträge zur Geologie der Ennstaler Alpen. — Jb. d. geolog. B. A., 1935.
2. AMPFERER, O.: Über größere junge Formenänderungen in den nördl. Kalkalpen. Z. f. Geom. 1925/26.
3. ANIWANDTER, E.: Die Tektonik und Stratigraphie der östlichen Warscheneckgruppe und ihrer Umrahmung. — Diss. Wien, 1953.
4. BANNERT, B.: Morpholog. Untersuchungen in der Warscheneckgruppe. — Diss. Wien, 1933.

5. BAUER, FR.: Zur Verkarstung des Sengsengebirges in O.-Ö. — Mitt. d. Höhlenkomm. Wien, 1952.
6. BÖGL, A.: Kalklösung und Karrenbildung. — Z. f. Geom. Supplementband 2, 1960.
7. BÖHM, A.: Die alten Gletscher der Enns und Steyr. — Jv. d. geolog. R. A. 1885.
8. BÜDEL, J.: Die Flächenbildung in den feuchten Tropen und die Rolle fossiler solcher Flächen in anderen Klimazonen. — Tber. D. Geographentag, Würzburg 1958.
9. EBERS, E.: Zur Kultivierung der Buckelwiesen bei Mittenwald. Bl. F. Naturschutz, 22. Jg. München, 1939.
10. FRIEDEL, H.: Beobachtungen an Schutthalden der Karawanken. — Carinthia II, 1935.
11. FROMME, G.: Kalkalpine Schuttablagerungen, Veröff. d. Ferd. 1955.
12. GEYER, G.: Über den geolog. Bau der Warscheneckgruppe. — Verh. d. geolog. R. A. 1913.
13. GÖTZINGER, G.: Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östl. Kalkhochalpen. — Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 1913.
14. GRUND, A.: Der geogr. Zyklus im Karst. — Z. Ges. f. Erdk. — Berlin, 1914.
15. HAHN, F. F.: Grundzüge des Baus der nördl. Kalkalpen zwischen Inn und Enns. — Mitt. d. Geolog. Ges. Wien, 1913.
16. HERITSCH, F.: Geologie von Steiermark. Graz, 1921.
17. KNAUER, J.: Die Entstehung der Buckelwiesen. — Mitt. d. Geogr. Ges. München 34, 1943.
18. KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen, Wien, 1955.
19. KOBER, L.: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. — Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, 1912.
20. KRUPARZ, H.: Die Geologie der westlichen Haller Mauern. — Diss. Wien, 1951.
21. LECHNER, J.: Neue Formen des Hochgebirgskarstes im Toten Gebirge. — Mitt. d. Höhlenkom. Wien, 1952.
22. LEHMANN, H.: Das Karstphänomen in den verschiedenen Klimazonen. — Erd. 8, 1954.
23. LEHMANN, O.: Das Tote Gebirge als Hochkarst. — Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 1927.
24. LICHTENECKER, N.: Beiträge zur morpholog. Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. I. Teil: Die nordöstl. Alpen. — Geogr. Jber. aus Österreich. 1938.
25. LOUIS, H.: Rumpfflächenproblem, Erosionszyklus und Klimageomorphologie. — Geom. Studien, Gotha, 1957.
26. MACHATSCHEK, F.: Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkhochalpen. — Ostalpine Formenstudien I/4, 1922.
27. PENCK, A.: Die Buckelwiesen von Mittenwald am Karwendel. — Mitt. d. Geogr. Ges. München, 1941.
28. PENCK, A. u. BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. — Wien-Leipzig, 1909.
29. PREY, S.: Die eiszeitl. Gletscher im Traunstein-Zwillingskogel-Kamm und im Almtal bei Gmunden, Oberösterreich. — Z. f. Gletscherkunde III, 1956.
30. RATHJENS, C. jun.: Karsterscheinungen in der klimat.-morpholog. Vertikalgliederung des Gebirges. — Erdk. 1954.
31. SIEFELDNER, E.: Die Entwicklung der Salzburger Alpen im Jungtertiär. — Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 1952.
32. SÖLCH, J.: Die Landformung der Steiermark. — Graz, 1928.
33. SPENGLER, E.: Die nördl. Kalkalpen. — In: F. X. Schaffer, Geologie der Ostmark, Wien, 1943.
34. SPREITZER, H.: Die Entstehung der Großformen der Hohen Gurktaler Alpen. — Carinthia 14, Klagenfurt, 1951.
35. SPREITZER, H.: Die Piedmonttreppe in der regionalen Geomorphologie. — Erdk. 1951.
36. SPREITZER, H.: Hangformung und Asymmetrie der Bergrücken in den Alpen und im Taurus. — Z. f. Geom. 1960.
37. WICHE, K.: Zur Morphogenese der Gesäuseberge. — Geogr. Studien. Sölch-Festschrift, Wien, 1951.
38. WINKLER v. HERMADEN, A.: Geolog. Kräftespiel und Landformung, Wien, 1957.

39. WINKLER v. HERMADEN, A.: Tertiäre Ablagerungen und junge Landformung im Bereiche des Längstales der Enns. — Sber. Akad. Wiss. math.-nat. Kl. Wien, 1950.
40. WILTHUM, E.: Der morphotekton. Bauplan der zentralen u. westl. Dachsteingruppe. — Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 1954.
41. WISSMANN, H. v.: „Das Mitter Ennstal“. Forsch. z. dt. Landes- und Volkskunde, 1927.
42. WISSMANN, H. v.: Der Warscheneckstock. — Z. d. Alpenvereins, 1924.
43. WISSMANN, H. v.: Über seitliche Erosion. — Coloquium Geographicum, 1951.



Bild 1

Aufn. Zwittkovits, Juli 1960

Blick von W gegen das Warscheneckplateau. Deutlich kann man das kuppige A-System des eigentlichen Warschenecks (links im Bilde) und der Angern (rechts im Bilde) von dem tieferen B-System, das rundgebuckelt das Warscheneck umgrenzt und in zwei Restbergen (Bildmitte) erhalten ist, unterscheiden. Das B-System fällt steil zu dem talförmigen C-Niveau ab. Nirgends läßt sich an dem gebankten Dachsteinkalk eine Absenkung der tieferen Systeme erkennen.



Bild 2

Aufn. Zwittkovits, Sept. 1960

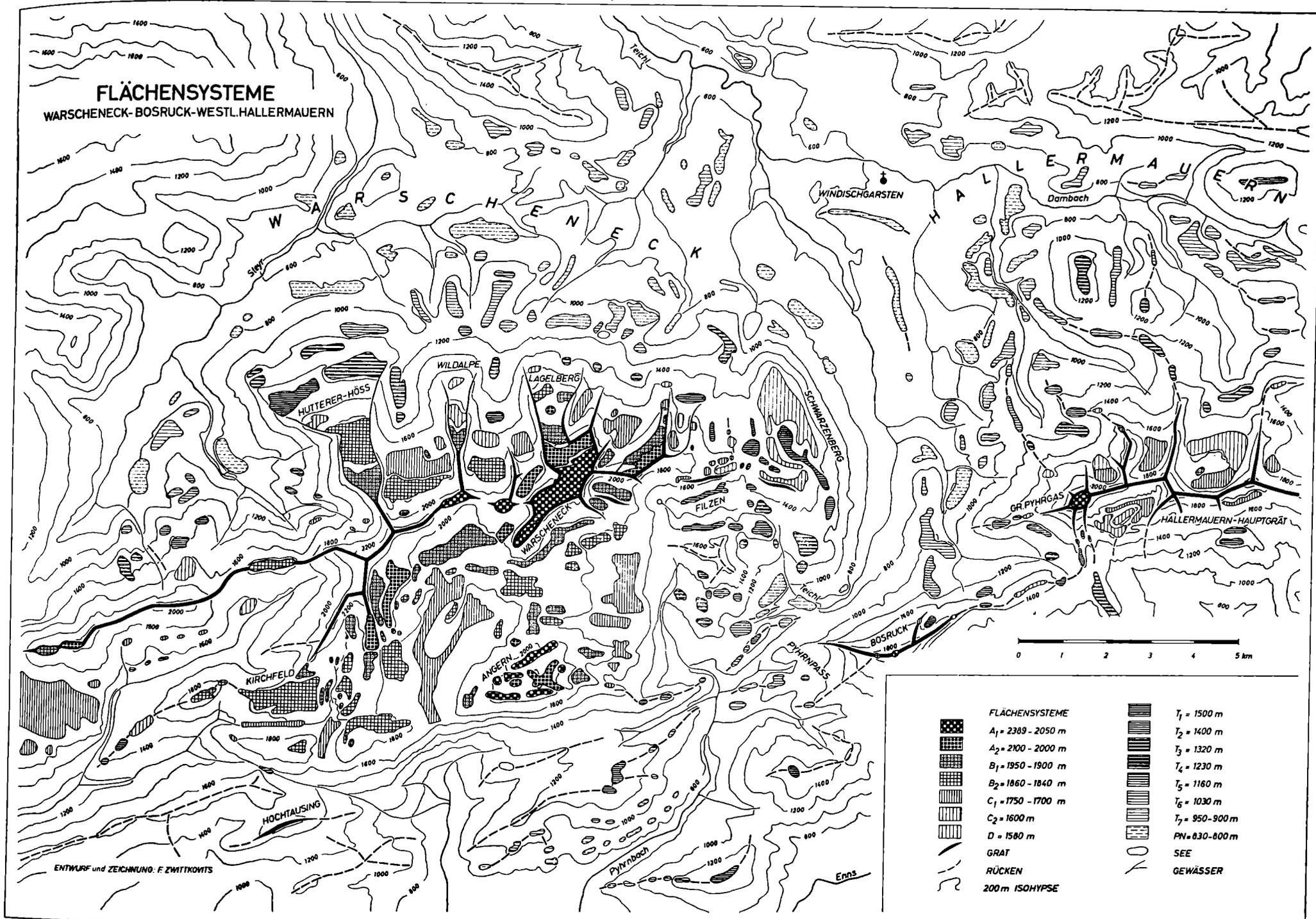
Endmoräne des Würmrückzuges am Ausgang des Lagltales



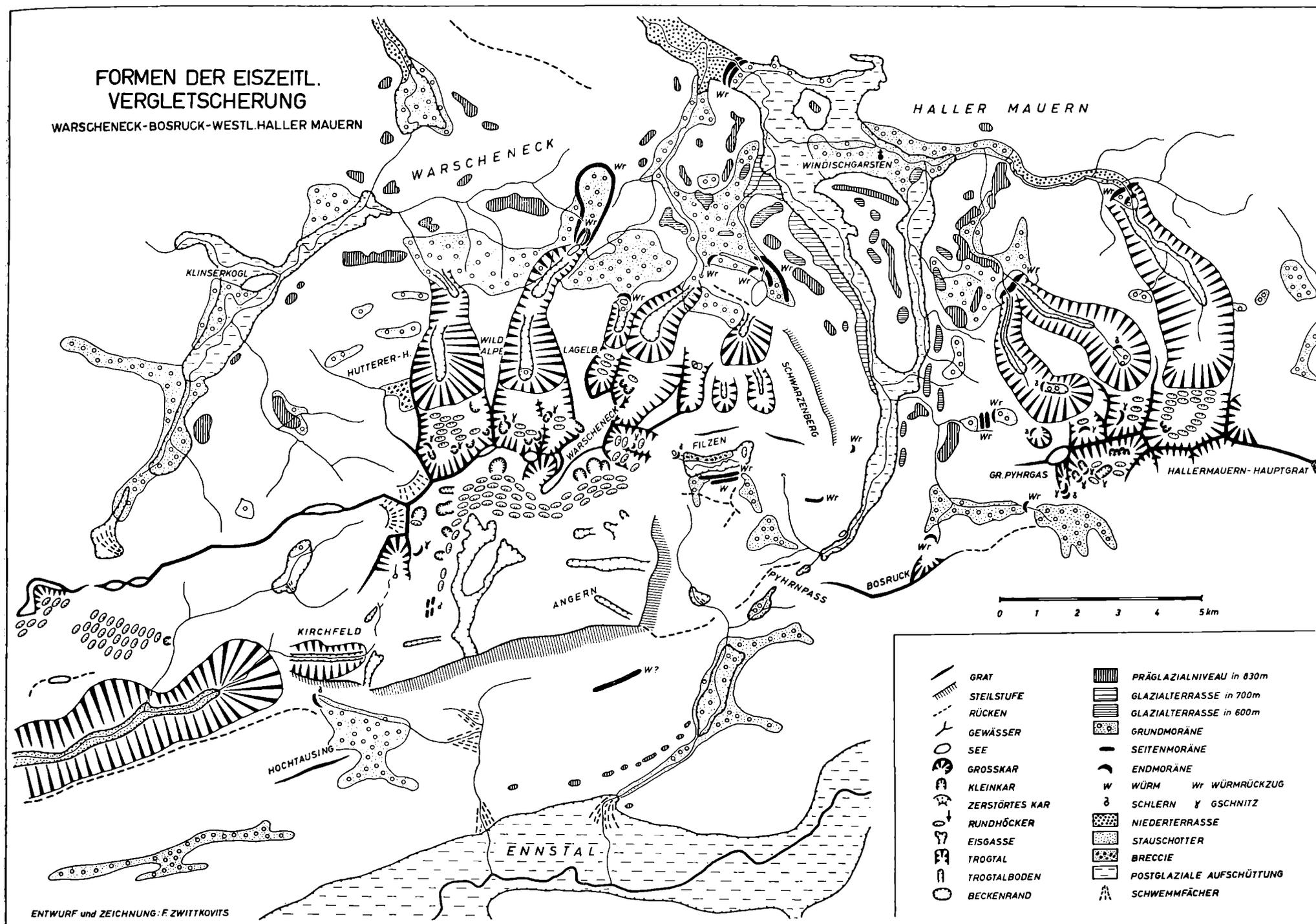
Bild 3.

Aufn. Zwittkovits, Juli 1960

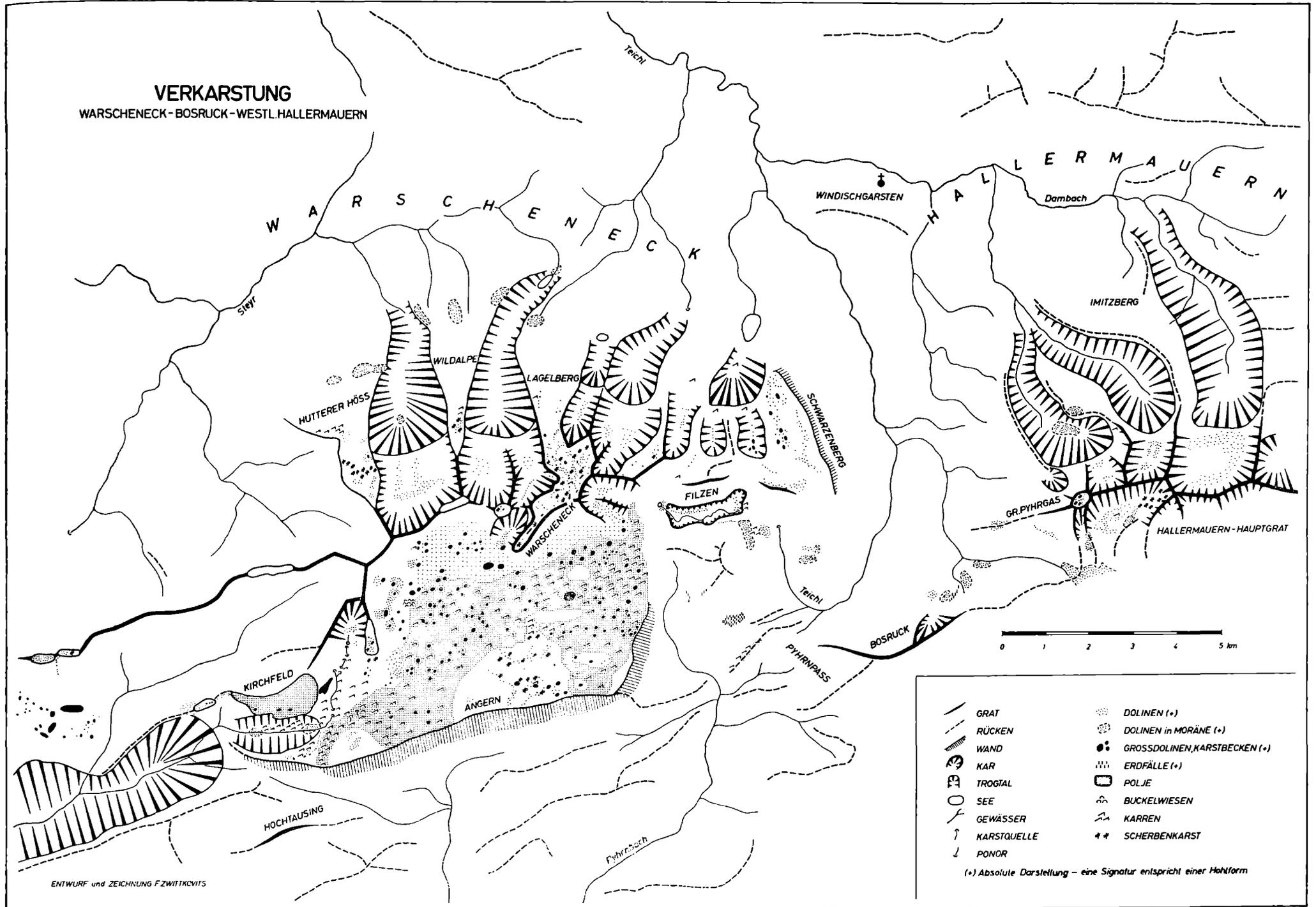
Leicht konvexer, rund 35° geneigter, schuttbedeckter Glatthang im Dolomitgebiet des Kleinmöblings. Am linken Hang ist die Bildung erst im Anfangsstadium begriffen. Die Frostsprengung zerlegt die vorspringenden Schichtköpfe in Schutt



Karte 1. Die Großformung der südlichen Gebirgsumrahmung des Beckens von Windischgarsten



Karte 2. Die pleistozäne Formengebung in der südlichen Gebirgsumrahmung des Beckens von Windischgarsten



Karte 3. Der Karstformenschatz in der südlichen Gebirgsumrahmung des Beckens von Windischgarsten