

# Die Großformen im Glocknergebiet

Von Heinz Späth (Würzburg)

I. Einführung und allgemeine Grundlagen . . .	S. 117
II. Geologischer Überblick . . . . .	S. 119
III. Strukturformenschatz . . . . .	S. 121
IV. Die Altflächengenerationen. . . . .	S. 124
1. Die hochgelegenen Altflächen. . . . .	S. 124
2. Das „Flachkarniveau“. . . . .	S. 130
V. Die Talgenerationen. . . . .	S. 132
1. Das Hochtalsystem . . . . .	S. 132
2. Die jüngeren Talgenerationen. . . . .	S. 135
VI. Der glaziale Formenschatz . . . . .	S. 138
VII. Nacheiszeitliche und rezente Formung. . . . .	S. 139
VIII. Großformen und Kulturlandschaft . . . . .	S. 141

## I. Einführung und allgemeine Grundlagen

Wer in schwieriger Seilschaft durch vereiste Wand oder als Bergwanderer auf gesichertem Steig einen Dreitausender der nördlichen Glocknergruppe<sup>1</sup> erreicht hat, wird nach verdienter Rast sicherlich Umschau halten.

Vielleicht fallen ihm zunächst die weitgespannten flachen Firnfelder auf, die nur wenig – allerdings meist mit steilen Flanken – in ihre kuppige Umrahmung eingesenkt sind. Erstaunlicherweise werden diese Kuppen oben von kleinen Verebnungen gekrönt, so beispielsweise die Bärenköpfe und der Johannesberg. Die Erkenntnis, daß alle diese Formen vom Eis geschaffen wurden und noch werden, drängt sich ihm direkt auf.

Sein Blick durchmißt dann den durchstiegenen Höhenunterschied, sucht den Einstieg – weit unter ihm – und verfolgt seinen Weg zurück, hinunter in eines der tief eingeschnittenen Tauerntäler. Dabei erkennt er die oft so beschwerlich zu überwindenden Stufen und Riegel und die dazwischenliegenden schotter- und schutterfüllten Becken, die sogenannten Böden. In diese sind wiederum steil geneigte, junge Schuttkegel hineingeschüttet.

Weit draußen quert das breite Salzachtal. Es trennt die Glocknergruppe von den wesentlich niedrigeren und auch ganz anders aussehenden Kitzbühler Alpen.

Die breite Zeller Furche zweigt vom Ober-Pinzgau nach N in die Kalkalpen, die er eben noch am Horizont erahnt, und deren vergleichsweise wilde Formen so ganz im Gegensatz zu den sanften Hügeln der Kitzbühler Alpen stehen.

Er bemerkt Verflachungen und Terrassen an den gewaltigen Talflanken der Tauerntäler in ganz verschiedenen Höhen und registriert sesselförmige, wie ein Kar aussehende Gebilde. Diese beherbergen jedoch weder Eis noch Firn.

Kleine Seitenbäche fallen über einzelne Stufen bis zum Haupttal, wo ihr Bett plötzlich aufhört und in die Luft ausstreicht.

Namentlich über der Mattenzone erkennt er mehrfach den nackten Fels und dessen Lagerung. Einzelne Bänke erscheinen wie scharf herausgemeißelt und stufen den Hang. Am Verlauf dieser Gesimse verfolgt er die geschwungenen Strukturflächen der Gesteine.

Schließlich glaubt er, wenig oberhalb der heutigen Waldgrenze, eine Linie zu erkennen,

<sup>1</sup> Wir hätten genausogut ein Beispiel aus der südlichen Glocknergruppe wählen können.

die lückenhaft talwärts zieht. Unterhalb dieser Grenze, die meist eine deutliche Hangverflachung nach oben abschließt, erscheinen ihm die Formen weicher, teilweise zugrundet, während darüber ein „rauhes“ Relief mit kantigen Vorsprüngen und wirt gezackten Schneiden hinauf zu den Kammlinien führt.

Als Bergsteiger und Kenner des Hochgebirges weiß er um die Eiszeit. Er erinnert sich, daß damals unsere Alpentäler von mächtigen Gletschern erfüllt waren. Weit draußen, im nördlichen Alpenvorland, fanden sie ihr Ende. Die zahlreich vorhandenen Moränen vor ihrer ehemaligen Stirn beweisen dies. Den Wirkungen dieser eiszeitlichen Gletscher weist er nun – folgerichtig – die überschliffenen Formen unten im Tal zu. Viele von diesen sind heute mit Wald bestanden oder vom Menschen als Siedlungsplätze oder Wirtschaftsfächen genutzt. Sie verschleiern dadurch ihr ursprüngliches Aussehen.

Somit ist unser Bergfreund nach unverbindlichem Spiel der Beobachtungen und Gedanken ungewollt zum modernen Geomorphologen geworden! Er hat zunächst den gesamten Formenschatz – das Relief – in Einzelformen zerlegt. Dabei erkannte er Formen gemeinsamer Wesenszüge, die es ihm erlaubten, nach Formtypen zu ordnen. Dann stellte er die Frage nach deren Entstehungsbedingungen.

Dabei wurde ihm bewußt, wie bescheiden sich das heutige morphologische Geschehen ausnimmt, verglichen mit der eiszeitlichen Ausgestaltung der Tauerntäler.

Diese Methode macht das Wesen der heutigen Geomorphologie aus: auf die Reliefanalyse folgt die Ordnung zu einzelnen Reliefgenerationen (J. BÜDEL, 1963), Formen, die gleichzeitig und unter gleichen Bedingungen entstanden sind. Die chronologische Anordnung der Reliefgenerationen, durchaus den verschiedenen Epochen der Historie vergleichbar, ergibt die Geschichte oder Genese des Reliefs.

Jede neue Reliefgeneration hinterließ ihre Zeugen. Diese wurden aber von der nächstfolgenden – jüngeren – mehr oder minder stark überformt, ja zum Teil ganz vernichtet. Umgekehrt konnten sich die neu entstehenden Formen keineswegs frei entfalten. Sie mußten sich mit dem bereits vorhandenen, ererbten Formenschatz, auseinandersetzen, das heißt sie wurden wesentlich von ihm beeinflußt.

Je älter nun die Formen sind, desto stärker sind sie überprägt oder gar zerstört. Um so schwieriger ist es dann, ihr ursprüngliches Aussehen zu rekonstruieren.

Im Laufe der langen Entwicklungsgeschichte der Glocknergruppe wechselten mehrfach Hebungsphasen mit Zeiten relativer Ruhe. Jede neue Hebung initiierte den Beginn einer neuen Reliefgeneration. Wie sich diese morphologisch äußert, ist aber von den außenbürtigen oder exogenen Kräften abhängig. Diese werden in erster Linie klimatisch bestimmt.

Somit sind alle Formen im komplizierten Zusammenspiel von innenbürtigen oder endogenen und außenbürtigen oder exogenen Kräften entstanden. Sofort mit der Hebung beginnt die Abtragung. Und gemäß den klimatisch gesteuerten Mechanismen dieser Abtragung werden auch bei gleichen endogenen Bedingungen verschiedene Formtypen gebildet.

Da sich das Klima seit dem mittleren Tertiär, wo die Tauern erstmals auftauchen, mehrmals grundlegend geändert hat, haben sich auch die Abtragungsbedingungen entsprechend gewandelt. Dies macht sich im Formenschatz deutlich bemerkbar. Und demzufolge sprechen wir von klimagenetischen Reliefgenerationen (J. BÜDEL, 1963).

So ist das Hauptziel dieses Beitrags, die Großformen im Gebiet der Glocknergruppe auszugliedern und sie zu Reliefgenerationen zu ordnen. Besonders aufmerksam wollen wir dabei prüfen, ob die jeweiligen Formen vorwiegend endogen oder klimatisch bestimmt sind. Die gesamten Befunde sollen es uns am Schluß gestatten, eine Reliefgeschichte der Glocknergruppe zu entwerfen.

Die jahrzehntelange Diskussion der verschiedenen geologischen und morphologischen Bearbeiter der Hohen Tauern würde allein Bände füllen. Auch ist in diesem Rahmen eine geschlossene und detaillierte Bearbeitung aller Formen des Großglocknergebietes nicht möglich. Vielmehr kommt es uns darauf an, unsere eigenen Geländebeobachtungen mit den Ergebnissen früherer Bearbeiter zu vergleichen. Wo nötig, wird der Stand der Diskussion summiert vorgetragen und auf weiterführende Literatur verwiesen.

Teilgebiete der Glocknergruppe wurden wiederholt bearbeitet. Unseres Wissens ist dies aber die erste Übersicht, die versucht, das Gesamtgebiet zu erfassen. Wir werden dabei exemplarisch vorgehen müssen. So werden wir an besonders ausgewählten, vor allem typischen Beispielen, unsere Ergebnisse belegen. Dabei wurde darauf geachtet, daß die genannten Typlokalitäten an leicht zugänglichen Stellen liegen.

## II. Geologischer Überblick

Wo großtektonische Einheiten, Strukturen oder das Gestein selbst den Formenschatz bestimmen, sprechen wir von Strukturformen, bzw. von gesteinsbedingten Formen.

Bevor wir das Relief der Glocknergruppe auf Strukturformen untersuchen, sei zum besseren Verständnis das geologisch-tektonische Inventar des Glocknergebietes vorgestellt. Wir können uns dabei kurz fassen, weil in diesem Band ein eigener Beitrag über die Geologie der Hohen Tauern von Fachhand beigetragen wurde (W. FRANK, 1969, S.95ff. in diesem Band). Auch liegt ausgezeichnete geologische Literatur über die Hohen Tauern vor, die dem interessierten Leser bestens empfohlen sei: die hervorragende Karte des Glocknergebietes von H. P. CORNELIUS und E. CLAR (1935), sowie deren Glocknermonographie (1939). G. FRASL (1958) verdanken wir die Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. Zusammen mit W. FRANK (FRASL und FRANK, 1966) hat er das Penninikum im Tauernfenster untersucht. Auf die bei allen oben angeführten Autoren reichlich zitierte geologische Literatur sei besonders hingewiesen. TH. PIPPAN (1964) studierte die Hangformen des Fuscher Tales und deren Abhängigkeit von tektonischen und petrographischen Einflüssen. In allen ihren morphologischen Beiträgen zum Glocknergebiet hat sie diesen Einflüssen große Aufmerksamkeit geschenkt. Auch E. SEEFELDNER (1961) macht in seiner Landeskunde von Salzburg immer wieder auf Anlehnungen der Morphologie an Gestein und Strukturen aufmerksam.

Bei der folgenden kurzen Einführung folgen wie hauptsächlich G. FRASL (1958), G. FRASL und W. FRANK (1966), W. FRANK (1969) und H. P. CORNELIUS und E. CLAR (1935, 1939).

Im langgestreckten Gewölbe der Hohen Tauern treten unter einer mehrere Kilometer dicken Deckenmasse vorwiegend vormesozoischen Ostalpins oft jüngere, mesozoische Gesteine an die Oberfläche. Wo die Deckenmassen abgetragen sind, sehen wir wie durch ein Fenster den Fensterinhalt.

Da das Mesozoikum im Fenster eine sedimentäre Fazies aufweist, die sich von den umgebenden tektonischen Großeinheiten der Ostalpen deutlich unterscheidet und ganz jener der sogenannten penninischen Einheiten der Westalpen entspricht, rechnen die Geologen den Fensterinhalt zum sogenannten Penninikum.

Der heutige tektonische Großbau der Glocknergruppe wird uns am besten verständlich, wenn wir uns die gewölbten, übereinanderliegenden Schalen einer Zwiebel vorstellen, in die an einer Stelle ein flaches Loch geschnitten ist, so daß die inneren Schalen sichtbar werden (Zwiebelschalenbau, G. FRASL, 1958).

Im Glocknergebiet wird der Zentralgneiskern der Granatspitzgruppe, der im W in unser Arbeitsgebiet hereinreicht, von einer älteren (G. FRASL, 1958) (früher nach H. P. CORNELIUS und E. CLAR, 1939, „unteren“) und einer jüngeren (früher „oberen“) Schieferhülle umgeben<sup>1</sup>. G. FRASL (1958) hat diese Schieferhüllen erstmals in sogenannte Serien gegliedert.

Der Granatspitzkern, als tektonisch tiefstes Glied des Tauernfensters, besteht aus hellem, bankigem Zweiglimmergranitgneis, der im Gebiet Tauernmoos- und Weißsee zu sogenanntem „Weißschiefer“ umgebildet ist. Darüber liegt die Granatspitzhülle; im Süden dünn, erreicht sie im Norden gut zwei Kilometer Mächtigkeit. Als tektonisch nächsthöhere Einheit folgen die Riffdecken. Ihr Gesteinsmaterial wird vorwiegend durch Biotitgneise und Glimmerschiefer bestimmt. Über dieser alten Schieferhülle liegt

<sup>1</sup> Vgl. hierzu Karte XXV bei G. FRASL (1958).

die mächtige Deckeneinheit der „oberen Schieferhülle“ (H. P. CORNELIUS und E. CLAR, 1939). Sie wird heute (G. FRASL, 1958) als junge Schieferhülle bezeichnet, weil ihre Gesteine, geringmächtige Trias an der Basis und die mächtigen Bündnerschiefer darüber, im wesentlichen nachtriadischen Alters sind, im Gegensatz zur vorwiegend paläozoischen alten Schieferhülle.

Die Bündnerschiefer lassen sich ihrerseits in verschiedene Fazies gliedern, wovon die der Glocknerfazies die bedeutendste ist. Dieses gewaltige Paket aus Kalkglimmerschiefer und Prasinit, daneben kleinere Vorkommen von Serpentin, Granatmuskowitschiefer und schwarzem Phyllit faßten H. P. CORNELIUS und E. CLAR (1939) als eigene Decke auf, ebenso die im Norden anschließende Fuscher Schieferhülle, die sie als „Nordrahmenzone“ bezeichneten. Sie enthält viel dunklen Phyllit und wurde von H. P. CORNELIUS und E. CLAR der unterostalpinen Matreier Zone im Süden des Tauernpenninikums gleichgestellt. Die Ergebnisse G. FRASLS scheinen gegen diese Zuordnung zu sprechen. So ist der eigentliche (ober-)ostalpine Fensterrahmen im Norden die Grauwackenzone jenseits des Salzachtales, im Süden unzweifelhaft das Altkristallin der Schobergruppe. Die schieferreiche Matreier Zone kann wohl als unterostalpin-penninische Mischzone gelten.

Alle Gesteine des Penninikums sind metamorph; die relativ geringsten Umwandlungen zeigt die Fuscher Schieferhülle.

In einem gewaltigen Transportakt wurden die mehrere Kilometer mächtigen ostalpinen Einheiten über das Penninikum geschoben. Auch die Bündnerschiefer wurden vom Südteil des penninischen Sedimentationstrogos nordwärts verfrachtet. Dagegen blieben die unteren Einheiten über dem Zentralgneiskern vorwiegend ortsfest.

Der zweite tektonische Akt war die Zeit der stärksten Überlastung und der Metamorphose der Tauerngesteine. Im Zusammenhang damit kam es zur sogenannten Querfaltung mit N-S gerichteten Achsen. Besonders die Schieferhüllen und hier insbesondere die obere wurden von ihr erfaßt. Größere Überschiebungen gab es dabei nicht mehr. Augenfälliges Produkt dieser Querfaltung ist die „Glocknerdepression“. Im Vergleich mit dem entblößten Granatspitzkern im Westen liegen in dieser Mulde die Gesteine viel tiefer, und so erklärt sich auch die hier vom Salzachtal bis zur Matreier Zone durchgehende mesozoische Schieferhülle. Das später folgende Abgleiten des Ostalpins nach Norden hinterließ im nördlichen Teil des Tauernfensters viele E-W gerichtete Strukturen. Diese sind also jünger als die N-S streichenden Querfalten.

Alle diese Vorgänge spielten sich in tiefer Versenkung ab. Sie führten im Tauernfenster zu folgenden Ergebnissen: die Anordnung der Decken, die Verfaltungen und die Metamorphose der Gesteine. Das Gesteinspaket des späteren „Gebirges“ war also „geologisch“ bereits weitestgehend fertig, obwohl es sich morphologisch überhaupt nicht bemerkbar machte!

Die Summe der Vorgänge in der Tiefe bezeichnen wir als Orogenese. Es hat sich aus morphologischer Sicht als notwendig und zweckmäßig erwiesen, diesen Begriff etwas straffer zu fassen und ihn wirklich nur auf die „geologische Gebirgsbildung“, das heißt die Gesteinsdurchknetung in der Tiefe zu verwenden (vgl. J. BÜDEL auf S. 23 dieses Bandes). Auf diese Orogenese folgt gesetzmäßig die Epirogenese, die Aufwölbung bzw. Hebung des betreffenden Krustenstückes. Orogenese und Epirogenese machen zusammen die Gesamtgebirgsbildung aus. Es muß hier aber ausdrücklich betont werden, daß diese beiden Großakte morphologisch scharf zu trennen sind.

In dem Augenblick, wo sich ein Krustenstück erstmals aus dem Meeresspiegel erhebt, beginnen sofort die exogenen Kräfte mit ihrem Zerstörungswerk. Genau hier setzt unser morphologisches Interesse ein.

Nach dem Stand der heutigen Forschung können folgende zeitliche Zuordnungen getroffen werden: Die großen Deckenüberschiebungen fanden in der Kreidezeit statt. Die Querfaltung wird ebenfalls noch in die (Ober-) Kreide gestellt; sie hält bis ins Alttertiär an. Der dritte Akt der alpidischen Orogenese, die Längsachsentelektonek (im nördlichen Teil des Tauernfensters), fällt ganz ins Alttertiär. Spätestens zu dieser Zeit beginnt auch die Hebung im Zentrum der Tauern. Bereits im Alttertiär setzen auch Entlastung

und Aufstieg des Tauernkörpers sowie die damit verbundene Abtragung der ostalpinen Überdeckung ein.

Die Hebung erreichte ihren Höhepunkt allerdings erst im Jungtertiär. Diese jungtertiäre Hebung erfolgte etappenweise. Der Wechsel von Hebungsphasen und Zeiten relativer Ruhe macht letztlich den Stockwerksbau der Glocknergruppe aus. Alle Autoren sind sich einig, daß die Hebung der Tauern im Pleistozän andauerte und auch heute noch nicht beendet ist. Die absolute Alterseinordnung dieser Entwicklungen bereitet im Glocknergebiet deshalb erhebliche Schwierigkeiten, weil in den Hohen Tauern keine datierbaren Ablagerungen vorliegen. So bleibt das Ennstaltertiär nach wie vor ein Markstein für die Datierungen. A. WINKLER (1928) hatte diese Ablagerungen zunächst ins Aquitan gestellt, sich dann später (1957) für unterhelvetes Alter ausgesprochen. Diese Sedimente enthalten noch keinerlei Material aus den penninischen Gesteinsmassen des Tauernfensters. Das heißt, daß die ostalpinen Decken das Tauernfenster noch überdeckten und noch nicht so weit abgetragen waren, daß das Pennin zutage treten konnte.

Diese Abtragung hat höchstwahrscheinlich flächenhaft gewirkt (Denudation). Die Abtragungsmassen wurden in einer Flachlandschaft nordwärts geführt. In den für ihre Erhaltung günstigen nördlichen Kalkalpen sind allerorten noch ansehnliche Reste zu finden: die sogenannten Augensteine. A. WINKLER-HERMADEN (1957) hat diese kleinen, vorwiegend aus Quarz bestehenden Augensteinschotter als unterhelvet datiert und ihre Zugehörigkeit zum Miozän des Ennstales festgestellt.

Gegen Ende des Jungtertiärs folgte dann eine kräftige Heraushebung. Mit zunehmender Hebung wird der Fensterinhalt freigelegt. Die sogenannte Nordstörung am Südrand des Salzachtales zeichnet sich wahrscheinlich bereits im Frühstadium der Hebungen ab (G. FRASL und W. FRANK, 1966). Entlang dieser Linie wurden die Tauern um mehrere hundert Meter stärker gehoben.

### III. Der „Strukturformenschatz“

Nach dieser Übersicht müssen wir uns die Frage stellen, ob und inwieweit Beziehungen zwischen tektonischen Einheiten bzw. Strukturen und dem heutigen Großformenschatz in der Glocknergruppe bestehen. Schon der erste Blick zeigt uns, daß die zum Teil sehr steil einfallenden Decken, bzw. Serien von einer gedachten Hüllfläche glatt gekappt werden. Das vermitteln auch sehr eindrucksvoll die Profile in Abb. 2 bei W. FRANK, s. S. 110.

Einerseits liegt der zur jungen Schieferhülle gehörende Großglockner (3798 m) als höchster Gipfel der Ostalpen in einer Depressionszone (Glocknerdepression der Quersfaltung), andererseits bleiben die Dreitausender (Sonnblick 3088 m, Granatspitz 3086 m) des Granatspitzkerns, des tektonisch tiefsten Teils im Tauernfenster, gegenüber der Umgebung des Großglockner höhenmäßig nur wenig zurück. Selbstverständlich sind dafür in erster Linie die tektonischen Großanordnungen während der Orogenese und die anschließenden verschieden starken Aufwölbungen verantwortlich. Diese Erklärungen allein reichen jedoch nicht aus. Es müssen auch Abtragungsbedingungen geherrscht haben, die auf Grund ihrer Wirkungsmechanismen fähig waren, kräftig und zugleich flächenhaft abzutragen.

Dies wird erst recht klar, wenn wir die ältesten erhaltenen Formen in der Glocknergruppe betrachten. Solche Flachformen sind heute hauptsächlich auf die höchsten und innersten Teile der mittleren Hohen Tauern beschränkt.

Die nördlichen Tauerntäler nehmen unabhängig vom geologischen Untergrund ihren Weg zur Salzach (H. SLUPETZKY, 1968). Sie durchqueren dabei mehrere Deckeneinheiten bzw. Serien, ohne größere Veränderungen zu zeigen. Dagegen gewinnt das Salzachtal als Erosionsbasis eine überragende Bedeutung für die morphologische Ausgestaltung des Großglocknergebietes.

Südlich des Zentralkammes ist nur das Dorfer Tal mit seinem gestreckten Verlauf den nördlichen Tauerntälern vergleichbar. Auch der Dorfer Bach quert unbeeindruckt,

aus dem Zentralgneiskern kommend, die ältere und jüngere Schieferhülle. In der Talweitung oberhalb von Kals wird das Tal schlagartig breiter (weiche Gesteine der Matreier Zone), bevor es sich in gleicher Richtung als Kalser Tal südwärts durch das oberostalpine Altkristallin fortsetzt.

Die Matreier Zone macht sich von den großtektonischen Einheiten morphologisch am stärksten bemerkbar. Dies ist jedoch in erster Linie auf ihre Gesteinszusammensetzung zurückzuführen, wie im Anschluß näher diskutiert werden soll. Der Hochgebirgscharakter geht in dieser schieferreichen Zone weitgehend verloren. Mehrere kleine Täler passen ihren Verlauf an sie an, so zum Beispiel das Ködnitztal, Burger Bach und das obere Iseltal in der südlichen Venedigergruppe. Aber auch hier sind Gegenbeispiele leicht aufzuzählen: Gößnitztal und Peischlachtal, südöstlich von Heiligenblut, setzen sich ohne Veränderung durch die Matreier Zone bis zum Mölltal fort. Das Mölltal im SE und das Iseltal im SW übernehmen hier die Funktion als lokale Erosionsbasis, allerdings weniger eindrucksvoll als die Salzachfurche im N der Glocknergruppe. Ein Profil vom Kitzsteinhorn (3203 m – obere Schieferhülle) – Grießkogel (3066 m – Riffdecke) – Hocheiser (3206 m – Zentralgneis) zum vorderen Bärenkopf (3249 m) und damit zur jüngeren Schieferhülle zurück, zeigt die gleichbleibende Höhe der Gipfelflur über alle Großeinheiten hinweg und unterstützt abschließend nochmals, wie gering der Einfluß der Decken und Serien auf die Großmorphologie der mittleren Hohen Tauern anzusetzen ist.

Viel entscheidender für das großmorphologische Inventar sind die Hebungsphasen der Tauern, die Bedeutung der verschiedenen, klimatisch gesteuerten Abtragungsbedingungen und die Lage der Erosionsbasen von Salzach, Möll und Isel sowie deren Zubringer.

Wo geringfügige Anpassungen vorhanden zu sein scheinen (z. B. im Ödenwinkel, Gebiet der Hohen Riffel), führt nähere Prüfung zu dem Ergebnis, daß diese Anlehnungen hauptsächlich der jungen fluviatilen und glazialen Erosion zuzuschreiben sind, oder aber auf petrographische Eigenheiten zurückgehen.

Wie werden nun die Großformen der Glocknergruppe von Schichtfallen und -streichen, Kluft- und Strukturflächen mitbestimmt? Hier wäre eine Fülle schöner Beispiele aufzuzeigen. Indessen zwingt uns der vorgesehene Raum zur Beschränkung. Dem näher Interessierten sei die ausgezeichnete Studie von TH. PIPPAN (1964) über das Fuscher Tal empfohlen, auch das inhaltsreiche Werk des großen Ostalpenkenners N. KREBS (1948) behandelt viele Beispiele aus der Glocknergruppe.

Ein bevorzugter Standort zum Studium dieser Probleme ist das obere Ende des Promenadenweges, bzw. der obere Burgstall mit der Oberwalder Hütte. Beim Blick nach S fallen die unter dem Glockner, Hofmannspitze, Teufelskamp und Romariswandkopf herauspräparierten Strukturformen schlagartig auf. Gesteigert wird dies dadurch, daß sich hier Kalkglimmerschiefer und der noch härtere, grüne Prasinit abwechseln.

Das Hochtal der Pasterze zeigt zwei ganz verschiedene Talflanken (vgl. H. PASCHINGER, 1965). Auf der linken, südwardtschauenden Talseite fallen die Schichten in südlicher Richtung ein und liefern demzufolge viel weniger Schutt als die eisbeflankten Steilhänge hinauf zum Glocknerkamm, wo uns meist die Schichtköpfe entgegenschauen. N. KREBS (1948) und H. SPREITZER (1960, 1961) haben betont, daß diese Asymmetrie nicht allein durch das Schichtfallen verursacht wird. Sie wird vielmehr durch die morphologischen Fakten stark mitbestimmt. Wir haben in der Einleitung bereits angedeutet, daß diese struktur- und gesteinsbedingten Gesimse oder Denudationsleisten vorwiegend oberhalb der geschlossenen Vegetationsdecke auftreten. Dort gleichen aber die Abtragungsbedingungen weitgehend jenen in der Frostschuttzone (J. BÜDEL, 1960, 1961) der Polargebiete. Sie zeichnen sich durch starken mechanischen, durch Frostwechsel verursachten Gesteinszerfall und durch ebenso leistungsfähige Abtragung aus.

Diese sogenannten „periglazialen“ Verhältnisse bestimmen also wesentlich Verwitterung und Abtragung in den höchsten Teilen der Glocknergruppe. Dabei spielt die Exposition eine stark modifizierende Rolle. So zeigt sich in der Glocknergruppe die Talasymmetrie dort besonders deutlich, wo zum entsprechenden Schichtfallen noch günstige

Expositionsverhältnisse kommen. Schneeanhäufung, Durchfeuchtung, Sonneneinstrahlung, Solifluktion usw. sind zwischen Sonn- und Schattang unterschiedlich und verstärken die Asymmetrie. (Nähere Details bei H. SPREITZER, 1960.)

Im oberen Mölltal und im Ködnitztal sind diese Voraussetzungen trefflich zu verfolgen. Veränderungen im Talquerprofil sind stellenweise an querstreichende Gesteinspakete geknüpft. Je nach Gesteinhärte kommt es zu Verengungen (meistens) oder Weitungen in den Tälern (s. TH. PIPPAN, 1957 und 1964).

Auch der Blick vom Kitzsteinhorn nach SO in Richtung Klocknerin zeigt gut, wie die Strukturen das Aussehen der besonders steilen oberen Hänge modifizieren. Noch deutlicher sind diese Tatbestände an der Ostabdachung des Kitzsteinhorns selbst ausgebildet. Ähnlich wie unter dem hohen Kamm westlich des Glockners ist es hier zu deutlichen Schichtterrassen gekommen, die sich aus allen Höhen zwischen der Mooserboden-Staumauer und dem Wiesbachhorn betrachten lassen.

Zwischen Hoher Riffel und Tauernmoosboden hat besonders das Eis die Strukturen und die verschiedenen Gesteine herauspräpariert. Bei späteren Untersuchungen wäre hier am Riffelkees, dessen Untergrund genau dem Schichtfallen angepaßt ist, eine hochinteressante Frage anzusetzen: hat nun das Eis die Anpassung geschaffen oder ältere, selektive, fluviatile Erosion. Wir können hier leider nicht ausführlicher darauf eingehen. Es scheint jedoch festzustehen, daß diese Strukturformen jung sind und im Jungtertiär keinswegs in diesem Maße wie heute spürbar waren.

Sehr wichtig für die Ausgestaltung und Erhaltung der Großformen ist die Petrovarianz (J. BÜDEL, 1963), also der Einfluß der verschiedenen harten Gesteine auf den Formenschatz.

Die Trogform ist am besten in Massengesteinen ausgebildet und erhalten, so im oberen Dorfer Tal und im Stubachtal, beide im Zentralgneis gelegen. Gerade dort, wo im oberen Stubachtal die schönste glaziale Rundhöckerlandschaft des Glocknergebietes ausgebildet ist, liegt der Gneis als sogenannter „Weißschiefer“ (Muskovitquarzschiefer) vor, der nach W. FRANK (1969, in diesem Band S. 100) diese Ausbildung besonders begünstigt. Außerdem gibt dort die bankige Absonderung des Gneises zu vielen Denudationsleisten Anlaß. Noch viel deutlicher zeigen sich diese an Marmor- und Dolomitbänken. Die Sidlwinkltrias in der Flachlandschaft zwischen Fuscher Törl und Hochtor liefert die besten Beispiele. Dort sind die flachlagernden Marmorrippen scharf herausgemeißelt und stufen treppenförmig den breiten Talschluß.

Die dunklen Fuscher oder Rauriser Phyllite im nördlichen Tauernfenster sind dünnblättrig und mürbe. Sie zerfallen sehr leicht und bedingen weiche Hang- und Gipfelformen. Damit sind sie für die Erhaltung von Altformen schlecht geeignet. Dagegen sind ihre Verwitterungsmassen sehr wasseraufnahmefähig und verursachen oft die gefürchtete Murenbildung.

Die Grüngesteine, besonders der reichlich auftretende Prasinit, treten häufig als Gipfelbildner hervor. Obwohl der Prasinit oft plattig absondert, ist er äußerst standhaft. Die Gipfel des Glockners sind aus Prasinit aufgebaut, desgleichen Heiligenbluter Freiwand, Luisengrat, die Blauen Köpfe und die Blaue Wand (südlich der Stüdlhütte). Das grüne Gestein verwittert bläulich und verursacht zackige Gipfelformen. Die Kühnheit dieser Gipfel und Kämme wird vom Serpentin noch übertroffen, der besonders im Stubachtal (Totenkopf) schroffe und rauhgeformte Felspartien liefert. Grundsätzlich läßt sich für die Gebiete mit starker Gesteinsmischung sagen, daß sie samt und sonders ein unruhiges Relief zeigen.

Eine besondere Würdigung verdient der Kalkglimmerschiefer, das meistvorkommende Gestein in der Glocknergruppe. Obwohl er nicht überall gleichförmig ausgebildet ist, zeigt er doch über weite Strecken homogenes Gefüge. Er verwittert braun, begünstigt glatte, zügie Kammlinien und Gipfel, die meist als Pyramiden scharf hervortreten: Kitzsteinhorn, Großes Wiesbachhorn, Fuscherkar- und Schwertkopf. Wo der Kalkglimmerschiefer sehr steil gestellt ist, finden wir die berühmten „Bretterwände“, große, glatte Schichtflächen, die überall im Glocknergebiet zu beobachten sind. Die besten Beispiele freilich finden sich südlich des Hauptkammes im Kalser Tal. Die namen-

gebenden Typlokalitäten, die Bretterwände im eigentlichen Sinn, liegen im unteren Teischnitztal und unterhalb der Bretterwandspitze westlich der Dabaklamm. In der Umgebung der Pfortscharte im Ködnitztal sind diese Phänomene nicht minder eindrucksvoll ausgeprägt.

Bedeutender als die Bretterwände sind die riesigen „Glatthänge“ des Kalkglimmerschiefers. Sie ziehen über Hunderte von Höhenmetern von den Tälern mit gestrecktem, ungliedertem Hang bis hinauf zu den Gipfeln. Sie sind durchschnittlich um 35° geneigt und treten in der Glocknergruppe nur in Kalkglimmerschiefern auf<sup>1</sup>, obwohl N. KREBS (1948) auch Beispiele aus dem Zentralgneis der Sonnblickgruppe anführt. Nach N. KREBS (1948), H. SPREITZER (1960, 1961) und unseren eigenen Beobachtungen müssen folgende Bedingungen erfüllt sein, damit es zur typischen Ausbildung dieser Glatthänge (Lokalnamen im Glocknergebiet: „Bratschen“) kommt: relativ einheitlicher, nicht zu grobkörnig verwitternder Kalkglimmerschiefer, Süd- oder Südwest-Exposition und eine Steilheit des Hanges, die größere Schuttanhäufungen nicht zuläßt. Damit sind wir bereits bei den Formungsmechanismen: Vornehmlich Lawinen und die Solifluktion sorgen für die denudative Abtragung auf diesen dachartigen, dreieckförmigen Hängen. Der Wind ist bisher zu wenig beachtet worden. Er bläst aber sehr viel Feinmaterial aus. Durch die günstige Südexposition und durch die dünne Verwitterungsdecke trocknen diese Hänge rasch aus und bieten dann dem Wind ein günstiges Angriffsfeld. Die fluviatile Erosion greift um diese isolierten Dreiecke herum, und die ausgeglichene Glätte dieser Hänge bietet keinen Ansatz zu Nivationsformen. Die Südabdachung vom Schwertkopf im Leitertal ist wohl das Paradebeispiel hierfür im ganzen Arbeitsgebiet. Weitere typische Lokalitäten: der Hang nördlich der Pfortscharte im Ködnitztal und die Abdachung der Freiwandspitze im Teischnitztal. In beiden Fällen sind Solifluktionsformen angedeutet. Die Verhältnisse an der Pfortscharte stehen im Widerspruch zu N. KREBS (1948), der für alle diese Hänge ein mehr oder minder hangparalleles Schichtfallen fordert, was allerdings auch in vielen Fällen gegeben ist. An der gleichgeformten Pfortscharte aber fallen die Schichten senkrecht zum Hang nach SE ein. Nördlich des Glocknerkammes sind folgende Beispiele anzuführen: Fuscherkarkopf, Sinewelleck, Hoher Tenn und die Sonnentbratschen westlich über dem Fuscher Tal. Die wenig standfesten Schiefer der Matreier Zone wurden oben bereits erwähnt. Hauptsächlich dunkle Phyllite, daneben Serizitschiefer, Quarzite, plattige Kalke und Dolomite treten auf. Die Gesteine dieser Zone verwittern meist sehr rasch und führen zu mächtigen Schuttanreicherungen. Vielfach kommt es zu Sackungen (W. FRANK, 1969, S. 104 in diesem Band), zum Beispiel im Ködnitztal und zwischen Kals und Matrei. Daher ist dort die Erhaltungsfähigkeit von Altreliefresten stark beeinträchtigt.

Abschließend sei hier bereits darauf hingewiesen, daß einige Stufen in den Tauernälern an härtere Gesteine gebunden sind, andere völlig unabhängig von den Gesteinsverhältnissen auftreten.

#### IV. Die Altflächengenerationen

##### 1. Die hochgelegenen Altflächen

Schon relativ früh sind den Geographen und Geologen Flachformen gerade in den höchsten Teilen der Ostalpen aufgefallen. Das Interesse konzentrierte sich verständlicherweise zunächst auf die weitverbreiteten flachwelligen Landschaften auf den Dächern der nördlichen Kalkalpen und am Alpenostrand.

A. AIGNER (1924) hat wohl als Erster auf derartige Formen in den hohen Ketten der Zentralalpen hingewiesen. Die Befunde überraschten stark: gerade in den höchsten und innersten Teilen der zentralalpiner Ketten tritt an die Stelle kühner Gipfel und wirrer Kämme ein ausgedehntes, flachkuppiges Relief.

<sup>1</sup> Dies hat uns bewogen, die „Glatthänge“ bei den Strukturformen mit aufzuführen.



Seitdem sind gut vier Jahrzehnte vergangen. Fast überall in den Ostalpen sind diese Altformen mittlerweile untersucht worden. Es kam dabei zu überaus lebhaften Diskussionen. Eine zentrale Bedeutung nahm dabei die Frage ein, ob sich diese Altformen noch weiter unterteilen lassen und aus mehreren Niveaus bestehen, die jeweils jüngere Reliefgenerationen repräsentieren würden, oder ob diese Flachformen genetisch einheitlich und gemeinsam entstanden sind und anschließend durch jüngere Tektonik mehr oder weniger verstellt wurden. Zu letzterem Ergebnis sind F. MACHATSCHEK (1922) und C. RATHJENS (1948) bei ihren morphologischen Untersuchungen in den Salzburger bzw. Berchtesgadener Kalkalpen gekommen. Demgegenüber konnte E. SEEFELDNER (1925/26, 1935) im gleichen Gebiet die Flachlandschaft in drei verschiedenen alte Niveaus gliedern: „Hochkönig-Niveau“ in etwa 2600 m heutiger Seehöhe und jeweils rund 400 m tiefer liegend: das „Tennenniveau“ und das „Gotzenniveau“. 1935 hat E. SEEFELDNER diese Niveaus durch die Schieferalpen bis in die Kämme der mittleren Hohen Tauern weiterverfolgt. Daß zumindestens sein oberes Niveau („Hochkönigniveau“) in den Schieferalpen überhaupt nicht vorhanden ist, hat ihn keineswegs von dieser an und für sich bestehenden Konzeption (H. SLUPETZKY, 1968) abgehalten. Das Fehlen des „Hochkönigniveaus“ in der Grauwackenzone hat er mit der dort in den weicheren Schieferrn besonders starken Abtragung erklärt. Zur Altersdatierung hat E. SEEFELDNER die Sedimente im Hausruckgebiet des Alpenvorlandes herangezogen. Die näheren Untersuchungen H. GRAULS (1937) im Hausruckgebiet haben sowohl die von E. SEEFELDNER angenommenen „Piedmonttreppen“ des Hausrucks vollständig verneint als auch die Beziehungen zwischen den Alpen und dem Alpenvorland, auf denen die Datierungen SEEFELDNERs beruhen, unhaltbar erscheinen lassen.

Seit N. LICHTENECKER (1926) die alten Flachformen in der Raxalpe untersucht hat, wird dieses Altrelief auch als „Raxlandschaft“ bzw. einfach Rax bezeichnet. Dieser Begriff hat sich mehr durchgesetzt als das „Firnfeldniveau“, eine Bezeichnung, die N. CREUTZBURG 1921 im Ankogelgebiet aufgestellt hat, weil in den hochgelegenen Zentralalpen die „Raxlandschaft“ größtenteils aus weitgespannten Firnfeldern besteht. Es zeigte sich, daß dieser Begriff zu weit gefaßt war, da er von den höchsten Kuppen bis herunter zu den Hochtälern alles einbezog, und man somit für das Firnfeldniveau teilweise eine Reliefenergie bis 1000 m annehmen mußte. E. SEEFELDNER bezeichnete die hochgelegene „Mittelgebirgslandschaft“ in den Tauern als „Kuppenlandschaft“, ein durchaus zutreffender Begriff. Die Schüler O. MAULLS, M. DROFENING (1934, nördliche Glocknergruppe), W. KLAKL (1935, südliche Glocknergruppe) sprachen neutral von Niveau I bis III. S. MORAWETZ (1930) gab den Firnmulden den Namen Großkar, und endlich schuf H. KLIMPT (1941) in der Sonnblickgruppe für die gleichen Formen den Ausdruck Flachkar. Die KLIMPTschen Flachkare zeichnen sich durch einen wenig geneigten, breiten Karboden aus und sind in die umgebenden Höhen und Gipfel nur wenige hundert Meter tief eingesenkt. Allerdings ist der Übergang vom flachen Karboden zu den Hängen scharf, bedingt durch die glaziale Erosion am Bergschrund. Die Hänge, die hinauf zur Umrahmung führen, sind meist sehr steil. Auch nach H. KLIMPT sind die Flachkare aus ehemaligen Mulden der Altlandschaft hervorgegangen. Ihre heutige Form verdanken sie der glazialen Überformung. Die meisten Flachkare sind im Glocknergebiet mit geringmächtigem Firn ausgefüllt. Wo heute – auf Grund der tiefen Lage – die Firnbedeckung fehlt, war sie auf alle Fälle während der pleistozänen Kaltzeit gegeben.

Ein heute firnleeres Flachkar schließt das obere Seidlwinkeltal ab. Die Glocknerstraße nutzt zwischen Fuscher Törl und Hochtor einige Reste dieses alten Flachkars, das von der Edelweiß-Spitze bestens einzusehen ist.

Nach dieser kursorischen Einführung, die am Schluß zum besseren Verständnis bereits ein Beispiel vorstellte, wollen wir uns nun dem Altformenschatz und seiner Verbreitung im Glocknergebiet zuwenden. Daß es sich auch hier um Altformen handelt, steht bei allen Bearbeitern außer Frage. Nach den Untersuchungen von N. KREBS (1948), H. P. CORNELIUS (1950) und E. SEEFELDNER (1952) können wir, etwas vergrößert ausgedrückt, in der Altlandschaft der Hohen Tauern ein Äquivalent zur Rax der Kalk-

alpen sehen. Besonders in der Glocknergruppe, noch mehr allerdings im Venedigergebiet, erreichen diese alten Flachformen ansehnliche Ausdehnung. Sie liegen vorwiegend, wie bereits erwähnt, in den höchsten und inneren Teilen der Glocknergruppe und verdanken ihre Erhaltung in erster Linie dem Umstand, daß sie von der jüngeren fluviatilen Erosion noch nicht erreicht worden sind. Dies begünstigen vor allem auch die mehrere hundert Meter hohen Stufen, welche die Untergrenze der alten Flachformen nach unten abschließen. Dort erfährt die von unten zurückgreifende fluviatile Erosion gewissermaßen einen Haltepunkt, „sie reißt ab“.

Unter den einwandfreien Resten der Altlandschaft ist der oberste Pasterzenboden an erster Stelle zu nennen. Die Untergrenze verläuft bei etwa 2900 m, dort, wo der riesige hufeisenförmige Abbruch zum oberen Pasterzenboden beginnt. Einzurechnen sind diesem Niveau auch Mittlerer und Großer Burgstall (2973 m). Im sogenannten Riffwinkel erreichen die Flachformen mehrere Quadratkilometer Ausdehnung, während der Anteil im Schneewinkel zurückbleibt. Die Umrahmung steigt nur wenig über die äußeren Teile dieser Firnmulden auf. Besonders bemerkenswert ist dabei, daß mehrere der umrahmenden Gipfel selbst wieder von flachen kleinen Plateaus gekrönt werden. So der Johannisberg (3463 m), die Hohe Riffel (3357 m), ganz besonders die Flächenreste zwischen Vorderem (3250) und Mittlerem Bärenkopf (3357) und dem Punkt 3300 nördlich vom Eiswandbichl. Auch das Plateau des Breitkopfes (3152) muß hier erwähnt werden.

Auf der Firnwanderung von der Oberwalderhütte nordwärts zum großen Wiesbachhorn sind folgende Altlandschaftsreste einzusehen: Oberer Wasserfallwinkel, das Bockkarkees und darüber der Flachgipfel des Großen Bärenkopfes (3406). Jenseits der Keilscharte beträchtliche Teile des westlichen und östlichen Bockkarkees oberhalb etwa 2850 m, das Bratschenkopfes zwischen Klocknerin (3422) und Bratschenkopf (3412) und nach der Bratschenkopfscharte das große Gebiet um die Wielingerscharte, südwestlich vom Großen Wiesbachhorn.

Vom Kammgebiet zwischen Kapruner und Stubachtal sind folgende Reste der Altlandschaft erhalten: Oberes Schmiedingerkees und Maurerkees mit Umrahmung. Diese Reste werden vom „Dreikanter“ des Kitzsteinhornes noch gut 200 m überragt. Nach S schließt die flachwellige Umgebung des Hocheisers (3206 m) an.

Südlich des Glocknerhauptkammes sind die Geländebefunde eindeutig: Vom Kastenees im W beginnend, zieht ein breiter und gut erhaltener Streifen über Laperwitz-, Fruschnitz-, Teischnitz- zum Ködnitzkees. Diese hochgelegenen Firnfelder schließen alle bei etwa 3000 m nach unten mit einer Steilstufe ab. Sie werden durch gestreckte Grate (Luisengrat, Romariswand) voneinander getrennt, die sich sehr steil aus dem Firn erheben, allerdings nur bis etwa 200 m über den Firn hinaufgehen. Eine kleine Verflachung ist auf dem Gramul (3271 m) erhalten. Diese Kuppe setzt sich nordwärts in Richtung Teufelskamp als scharfer Felsgrat fort, der bei etwa 3300 m in den Firn eintaucht. Seine Fortsetzung unter dem Firn muß schon ziemlich stark niedergeschliffen sein; denn sonst würde ihn der bedeckende Firn sicher schärfer nachzeichnen.

Dieses Beispiel verdient festgehalten zu werden! Unseres Erachtens liegt am Gramul ein eindeutiger Beweis vor, daß die meisten heutigen Grate höchstwahrscheinlich aus vormaligen Flachformen herausgeschnitten worden sind.

Schließlich sind in den vom Glockner nach SO bzw. NW ausgehenden Kammregionen ebenfalls einige Altlandschaftsreste erhalten: nördlich vom Schwerteck oberhalb 3100 m, am Glocknerleitl bei 3500 m und wahrscheinlich noch am Schneewinkelkopf ein schmaler Rücken bei 3450 m.

Im Osten, in der Hochtorumgebung und nördlich davon liegen die Altformen überraschend tief (z. B. der Kendlkopf 2590), um dann zum Sonnblick wieder bis 3000 m anzusteigen.

Dagegen findet sich in der Granatspitzgruppe die „Kuppenlandschaft“ E. SEEFELDNERs nur wenig niedriger als im Gebiet des Obersten Pasterzenbodens: besonders die flachwelligen Altflächenreste der Hoch Fürlegg (2947) sind hier aufzuführen. E. SEEFELDNER hat noch die hohen Firne, nahe an Sonnblick (3088) und Granatspitze (3086) mit eingezeichnet.

Fassen wir die gemeinsamen Kennzeichen aller aufgeführten Beispiele zusammen: über einem Niveau aus breiten, flachen Firnmulden, dem „Firnfeldniveau“ im eigentlichen Sinn, erheben sich flache, firnbedeckte Kuppen, die ihrerseits wieder von kleinen plateauartigen Verebnungen auf der Höhe gekrönt werden.

Alle Anzeichen sprechen dafür, daß die Altformen in der Glocknergruppe vom Gestein unabhängig sind, die Gesteine werden gekappt. Dies gilt sowohl für das Firnfeldniveau als auch für die „Kuppenverebnung“. Die Verebnungen des Vorderen und Mittleren Bärenkopfes (Kalkglimmerschiefer, Granatmuskowitschiefer und Prasinit werden geschnitten) und auf dem Großen Burgstall (Kalkglimmerschiefer mit Granatmuskowitschiefer) mögen als Beispiele genügen.

Das den Firnmulden aufgesetzte, kuppige Relief macht nach M. DROFENIG (1934) den Eindruck eines Mittelgebirges. Auch alle anderen Bearbeiter stimmten darin überein, daß das Glocknergebiet aus Mittelgebirgsformen hervorgegangen ist.

Schon A. AIGNER (1924) hatte für dieses Mittelgebirgsrelief Entstehungsbedingungen vermutet, die mit den heutigen nicht übereinstimmen können. J. SÖLCH (1925) hatte bereits hochmoderne Vorstellungen: warm-feuchtes Klima sorgte für starken chemischen Zersetz. Somit waren die Flüsse trotz geringen Gefälles zu hoher Abtragungsleistung befähigt. Durch ungezählte Funde von tertiären Bodenresten, Fossilien und charakteristischen Altformen wissen wir heute, daß in unseren Breiten bis ins Jungtertiär ein Klima herrschte, das dem heutigen randtropisch-wechselfeuchten (etwa des Sudan) entspricht.

Es ist das Verdienst von J. BÜDEL (1957a, 1957b, 1965), die Formbildung dieser Zone aufgeklärt zu haben. Wir können hier nur die allerwichtigsten Kennzeichen dieser „randtropischen Zone exzessiver Flächenbildung“ J. BÜDELS (1968) aufführen: kräftige chemische Verwitterung, ausgedehnte Rumpfflächen, die über die verschiedenen Gesteine und tektonischen Strukturen hinweggreifen; zuweilen erheben sich über diese Flächen markant aufgesetzte Inselberge. Der hier herrschende Mechanismus allgemeiner Abtragung blieb nicht auf die Flüsse beschränkt, sondern ergriff die Landoberfläche gleichmäßig in ihrer Gesamtheit. Diese Zone war im Tertiär mit einem solcherart wirkenden Mechanismus bis weit in die Mittelbreiten vorgeschoben und hat allerorten ihre morphologischen Zeugen hinterlassen.

Mit den grundlegenden Ergebnissen J. BÜDELS wurde auch dem Hochgebirgsmorphologen ein hervorragendes Rüstzeug an die Hand gegeben, das ihm gestattet, besonders den Altformenschatz unserer Hochgebirge neu zu beleuchten.

Für zwei Kernfragen zum zentralalpinen Altformenschatz steht immer noch eine befriedigende Antwort aus: 1. Welche Rolle muß der „Augensteinlandschaft“ als Ausgangsform für die nächst jüngeren Formen zuerkannt werden? Sind direkte morphologische Erben dieser imaginären Augensteinlandschaft im Glocknergebiet noch erhalten? 2. Wie haben wir uns die Morphogenese der „Mittelgebirgslandschaft“ („Kuppenlandschaft“ E. SEEFELDNERS) vorzustellen?

Die Diskussion dieser Probleme setzte naturgemäß in den nördlichen Kalkalpen ein, da dort an vielen Stellen die Abtragungsprodukte der Augensteinlandschaft noch erhalten sind: die berühmten Augensteine.

Die auf die „Augensteinlandschaft“ folgende Reliefgeneration ist die sogenannte „Raxlandschaft“ (N. LICHTENECKER, 1926). Besonders A. WINKLER-HERMADEN (1957) faßt die Raxlandschaft als ein Produkt eines neuen Erosionszyklus auf, der aus der Augensteinlandschaft das Raxrelief formte. H. RIEDL (1966) hat dagegen aus bodenkundlicher Sicht erhebliche Bedenken geäußert und nachgewiesen, daß es nicht länger zulässig ist, von einer erosiven Neugestaltung der Raxlandschaft in bezug auf die Augensteinlandschaft zu sprechen. Hauptargument H. RIEDLS sind Augensteinfunde auf den Kuppen der Rax. H. LOUIS hatte beim Kölner Geographentag 1961 bereits die Vermutung ausgesprochen, daß die Augensteinlandschaft noch heute in Resten existieren könne, nämlich unter einer Verschüttung mit Augensteinen.

Fest steht jedenfalls, daß es sich auf den ostalpinen Kalkstöcken um eine fossile, unter randtropischen Klimabedingungen gebildete Flachlandschaft handelt. Die sie

bedeckenden Augensteine sind die korrelaten Sedimente einer Abtragungsfläche der Zentralalpen.

H. P. CORNELIUS (1950), E. SEEFELDNER (1952) und andere haben in der Kuppenlandschaft der Zentralalpen das Äquivalent zur Raxlandschaft der nördlichen Kalkalpen gesehen. Diese Auffassung wird heute nirgends bestritten. Die mittleren Hohen Tauern waren seit ihrem erstmaligen Auftauchen im Alttertiär höchstwahrscheinlich immer Abtragungsgebiet. Klima und damit Morphodynamik entsprachen bis ins Jungtertiär (H. SPREITZER, 1966) den Bedingungen der Flächenbildung.

Nur mit Hilfe der flächenhaften Abtragung im Sinne der „doppelten Einbnungsfläche“ J. BÜDELS (1957a, 1957b, 1965) ist eine befriedigende Erklärung dafür möglich, daß die viele Kilometer mächtige ehemalige ostalpine Überdeckung des Tauernpennins flächenhaft abgeräumt wurde und daß die endogene großtektonische Anordnung im Glocknergebiet morphologisch so wenig relevant wird (s. Kap. III).

Die Charakteristika und die Verbreitung der Altformen im Glocknergebiet wurden eingehend vorgestellt. Der auffallendste Befund sind die „Fußballfelder“ auf den über das Firnfeldniveau im eigentlichen Sinn aufragenden Kuppen. Wir haben für diese Verebnungen Gesteinsunabhängigkeit und eine die tektonischen Großeinheiten übergreifende Ausdehnung nachgewiesen (vgl. auch H. P. CORNELIUS, 1950). Damit erfüllen sie unzweifelhaft die typischen Kennzeichen von Altflächen.

Welche Beziehungen haben nun diese Reste einer fossilen randtropischen Rumpffläche zur Augenstein- bzw. Raxlandschaft?

A. WINKLER-HERMADEN hat die Augensteine ins Unterhelvet gestellt. Sie enthalten, wie oben bereits erwähnt, noch kein Taurinmaterial. Die mittleren Hohen Tauern waren demnach noch von Ostalpin bedeckt. A. TOLLMANN (1968) hat hierzu jüngst Ergänzungen vorgetragen und oligozänes Alter für die Augensteine angenommen.

Wie dem auch sei, die ältesten Flächen der Hohen Tauern müssen jünger sein als diese Augensteine, die noch kein Penninmaterial enthalten. Nach J. STINY (1934) haben die ältesten Landformenreste der Glocknergruppe postortonisches Alter. E. SEEFELDNER (1961) stellt die Kuppenlandschaft ins Sarmat, H. P. CORNELIUS (1950) datiert sie als Jüngstmiozän oder jünger.

Alle Bearbeiter des Glocknergebietes sind sich einig, daß diese der Raxlandschaft entsprechenden Flachformen aus der Augensteinlandschaft hervorgegangen sein müssen. Nach welchen Prinzipien dies erfolgt sein soll, blieb ungewiß. Selbst A. WINKLER-HERMADEN (1957), der für die Ausgestaltung der Rax aus der Augensteinlandschaft einen getrennten Zyklus erosiver Neugestaltung postulierte, hat dafür wenig überzeugende Argumente gebracht, die durch H. RIEDL (1966) entkräftet wurden (s. oben). Auch für die Erklärung der Altflächenreste aus den Kuppen des Glocknergebietes bleibt A. WINKLER-HERMADENS These äußerst problematisch. Wie soll durch einen neuen Erosionszyklus aus einer alten Rumpffläche eine jüngere entstehen? Das ist nicht – wie früher angenommen – über einen Endrumpf möglich, sondern einzig und allein durch neue Hebungsimpulse, woraufhin dann, von der Peripherie aus, eine jüngere Rumpffläche vorgreift und die ältere aufzehrt, bzw. taschenförmig (sogenannte Dreiecksbuchten) in diese ältere eingreift. Letzteres ist im Glocknergebiet für die älteren Reste kaum möglich, da die Altflächenreste sich auf den höchsten Kuppen finden. Der erste Fall ist ebenfalls sehr unwahrscheinlich: einmal hätte dieses wesentlich tiefer ansetzende Niveau viel eher Penninmaterial in den korrelaten Tertiärsedimenten liefern müssen als ein kontinuierlich flächenhaftes Tiefschalten (Denudation) der Augensteinfläche, zum anderen bliebe rätselhaft, weshalb die kalkalpinen Augensteinsedimente von dieser Aufzehrung unberührt geblieben sind.

Nach Prüfung der morphologischen und tektonischen Gesichtspunkte bleibt als wahrscheinlichste Erklärung übrig: die Altflächenreste auf den höchsten Kuppen der Glocknergruppe sind die direkten morphologischen Erben der Augensteinfläche. Nach unseren Kartierungen rechnen wir dazu die Verebnungen auf dem Johannisberg, der Hohen Riffel und jene auf den Bärenköpfen, des Vorderen und des Hinteren Bratschenkopfes. Dazu die Flächenreste nördlich des Schwertock und der

Adlersruhe, den schmalen Riedel am Schneewinkelkopf, den Gramul südwestlich des Großglockners und das kleine Plateau des Hoch Fürlegg in der Granatspitzgruppe und andere mehr.

Die Bildung dieser Altflächen setzte im Alt- bis Mitteltertiär ein (Augensteinfläche) und reichte unter gleichbleibenden Abtragungsbedingungen zumindest bis ins Obermiozän. Hin- oder gar Beweise für eine entscheidende Unterbrechung dieser Flächenbildung sind uns hier im Abtragungsgebiet nicht bekannt geworden.

Diese Ergebnisse zeigen prinzipielle Übereinstimmung mit den Befunden H. RIEDLS (1966) im Gebiet der kalkalpinen Raxlandschaft. Im Umkreis des Großglockners läßt sich in rund 300 m unter den obigen ältesten Flächenresten eine jüngere Verebnung auskartieren. E. SEEFELDNER (1952, 1961, 1962) hat dieses tiefere Niveau nicht ausgegliedert und die „Kuppenlandschaft“ geschlossen seinem kalkalpinen „Hochkönigniveau“ gleichgestellt. Dies mag insofern überraschen, als dieser hervorragende Kenner der Salzburger Alpen in den Kalkhochalpen drei, jeweils etwa 300–400 m auseinanderliegende, getrennte Verebnungen ausscheiden konnte. Wir wollen keineswegs die SEEFELDNERsche Gleichsetzung der Kalk- und zentralalpiner Verebnungsniveaus noch mehr problematisieren. Immerhin zeigen die jüngeren Flächenreste, daß die Morphogenese der mittleren Hohen Tauern durchaus differenziertere und eigenständige Züge gegenüber dem Kalkalpin aufweisen kann (vgl. TH. PIPPAN, 1964).

M. DROFENIG (1934) und W. KLAHL (1935) haben unter den Kuppenverebnungen, die sie als Niveau I bezeichneten, die jüngere Fläche als eigentliches „Firnfeldniveau“ Niveau II ausgegliedert. Unsere Geländebeobachtungen decken sich teilweise mit den Kartierungen von M. DROFENIG und W. KLAHL. Freilich wurde deren Unterscheidung zu starr und formal vollzogen, und keinesfalls können wir den beiden Autoren folgen, wenn sie Steilhänge, wilde Gehängegletscher und zerrissene Grate ihrem N<sub>II</sub> einbeziehen.

Mit Sicherheit gehören zu dieser jüngeren Reliefgeneration: Schneewinkel (etwa 2900 bis 3100 m) und Rifflwinkel (2900–3160 m) des obersten Pasterzenbodens, Wasserfallwinkel und Bockkarkees (2900–3100 m), die oberen Teile von Bärenkopf- und Hochgruberkees (Osteil), das obere Schmiedingerkees unter dem Kitzsteinhorn, jenseits des Stubachtales die oberen Teile des Sonnblickkeeses um Granat- und Sonnblickscharte. Südlich des Glocknerhauptkammes ist dieses Niveau vorzüglich ausgebildet: Vorderes Kastenkees, Laperwitzerkees, Fruschnitzkees, Teischnitzkees und Ködnitzkees.

Westlich des Hohtors hat W. KLAHL (1935) das südliche Pfandlschartenkees und das Kar südlich des Brennkogels dazugerechnet.

Diese jüngere Fläche ist eng mit der älteren Flachform verzahnt; ebenfalls ein typisches Kennzeichen für Altflächen. Damit hat auch die vielerwähnte Mittelgebirgslandschaft eine befriedigende Erklärung gefunden; denn in allen untersuchten Mittelgebirgen Europas hat sich gezeigt, daß ein Mittelgebirge nicht als solches, gewissermaßen in einem Zuge, entstehen kann. Vielmehr sind unsere Mittelgebirge das Ergebnis verschiedener Reliefgenerationen. Meist werden sie in der Höhe von Altflächen verschiedenen Alters gekrönt, die zusammen eine sogenannte Rumpftreppe bilden. Im morphologisch scharfen Gegensatz wurden in diese die pleistozänen Talgenerationen eingeschritten.

Die SEEFELDNERsche „Kuppenlandschaft“ kann also eine wohlbegründete Gliederung in eine ältere (Kuppenverebnung) und jüngere („Firnfeldniveau“ im eigentlichen Sinne) Reliefgeneration erfahren. Die Verebnungsreste auf den Kuppen des Glocknergebietes sind fast alle mit einem dünnen Firn bedeckt. Wir fanden nirgends Anzeichen, daß dieser Firn für die Abtragung eine merkliche Rolle spielt (außer an den Rändern). Wie eine Glasur überdeckt er die flachen Hauben und schützt die Oberfläche darunter vor Zerstörung; denn zweifellos wären die Altflächenreste ohne Firnüberdeckung einer kräftigen Frostverwitterung ausgesetzt. Alleine der Wind würde dann wohl eine stärkere Abtragungsleistung vollbringen als der heutige Firnüberzug. Diese Beobachtungen stimmen ganz mit den Ergebnissen der Deutschen Stauerland Expedition in SE-Spitzbergen überein. A. WIRTHMANN (1964) hat dort auf der Edge-Insel nachgewiesen, daß sich selbst unter Inlandeisbedeckung tertiäre Rumpfflächen erhalten haben. Auch die

heute weitverbreiteten sogenannten „Eishautgletscher“ vollbringen auf solchen Rumpfflächenresten (wie sie besonders in Neu-Friesland und Teilen der Barents- und Edge-Insel in O-Spitzbergen verbreitet sind) keine nennenswerte Abtragung (J. BÜDEL, 1965). Voraussetzung dazu ist, daß der Untergrund 2–3° Neigung nicht überschreitet. Somit haben die Verebnungen auf den Kuppen höchstwahrscheinlich von allen älteren Großformen der Glocknergruppe die geringste nachträgliche Überarbeitung und Erniedrigung erfahren. Der gesamte darunter liegende Formenschatz unterlag dagegen einer deutlichen Überformung.

Das Firnfeldniveau im eigentlichen Sinn ist in seinem heutigen Erscheinungsbild das Ergebnis eines glazial überprägten Altreliefs. Das Ausmaß dieser glazialen Überformung ist immer noch unsicher. E. RICHTER (1900) hat es viel zu hoch angesetzt und den Firn bzw. das Eis für die Bildung ausgedehnter Karflächen verantwortlich gemacht. E. FELS (1929) hat die glaziale Ausformung für die Kare des Karwendels fast ganz ausgeschlossen. Ohne Zweifel erfährt der Untergrund auch in sehr flachen Karen und Firnmulden eine Überschleifung. Dies beweisen die eisfrei gewordenen Kare. Ebenso trägt die Eisarbeit am Bergschrund zu einer seitlichen Ausweitung der Kare bei und hält die Karwände steil; dabei hilft kräftige Hangverwitterung oberhalb der Schwarzweißgrenze mit.

Großglockner (3798 m), Großes Wiesbachhorn (3570 m) und Kitzsteinhorn (3202 m) überragen die Flachlandschaft um einige hundert Meter und „passen schlecht in sie hinein“ (N. KREBS, 1948).

Diese markanten Gipfelpyramiden wurden bisher – wenn überhaupt – als Härtlinge erklärt. Dies mag beim Großglockner, den harter Prasinit aufbaut, noch verständlich sein, ähnlich beim Brennkogel (vgl. H. KLIMPT, 1941). Großes Wiesbach- und Kitzsteinhorn bestehen dagegen aus den gleichen Gesteinen wie ihre darunterliegende Umgebung: Kalkglimmerschiefer. Auch der Einwand, daß dieses Gestein in seiner Härte variieren kann, gilt hier nicht. Der Aufstieg zum Kitzsteinhorn über den westschauenden Grat ist deshalb nicht ganz einfach, weil der Kalkglimmerschiefer „bratschig“ und mürbe verwittert, also keinerlei Anzeichen für besondere Härte zeigt.

Andererseits gibt es innerhalb des Flachreliefs viele Stellen, wo harte Gesteine anstehen ohne sich morphologisch zu äußern.

Es überrascht, daß allseits die Altflächen und auch ihre Entstehungsbedingungen anerkannt wurden, daß es aber nicht möglich war, diese steil aufragenden Gipfel in den Rahmen der Flachreliefgenese mit einzubeziehen.

Nach unseren eigenen Geländebeobachtungen bleibt nur eine Interpretation als die wahrscheinlichste übrig: Diese hohen Gipfelpyramiden sind fossile Inselberge bzw. Inselgebirge. Sie sind im Zuge der tertiären Flächenbildung entstanden, höchstwahrscheinlich schon zur Zeit der Augensteinlandschaft.

Im Gegensatz zum Flachrelief haben diese Inselberge seitdem eine starke morphologische Umformung erfahren, namentlich während des Pleistozän. Die Frostverwitterung und das Eis nagen auch heute noch an ihren steilen Flanken.

Besonders die Altflächen erfuhren nach ihrer Ausbildung beträchtliche Verbiegungen als Folge jüngerer Aufwölbung. Deren Zentrum lag entlang des Glockner-Hauptkammes und war dabei im Gebiet des Großglockners wiederum am stärksten. So liegen hier die Altflächenreste beispielsweise etwa 400 m höher als im Granatspitzgebiet und gar rund 800 m über den entsprechenden Altformen im Gebiet der Edelweißspitze.

## 2. Das Flachkarniveau

Durchschnittlich 300–400 m unter dem Firnfeldniveau im eigentlichen Sinn folgt als dritte Reliefgeneration ein in vielen Resten erhaltenes Niveau. Es ist das sogenannte „Flachkarniveau“ E. SEEFELDNERs bzw. TH. PIPPANs in den nördlichen Tauerntälern. Dort wird dieses Niveau vorwiegend von den sogenannten Flachkaren gebildet, eine Bezeichnung, die H. KLIMPT (1941) in der Sonnblickgruppe aufstellte (s. oben). Die

Typlokalität KLIMPTS ist das obere Seidlwinkeltal unterhalb des Hochtors. Nach H. KLIMPT sind die Flachkare breite, sanft geneigte, heute oft firnleere Kare. Wie bei den Altflächen kappen diese Verebnungen ebenfalls den geologischen Untergrund. Die Umrahmung der Flachkare ist steil. Das „Flachkarniveau“ wird vom „Firnfeldniveau“ durch ein meist gestuftes Steilrelief getrennt. Dieses Steilrelief läßt trotz glazialer Überformung auch heute noch seinen ehemaligen Charakter eines tropischen Gebirgsreliefs (J. BÜDEL, 1965) erkennen.

Das ‚Flachkarniveau‘ der Glocknergruppe deckt sich teilweise mit dem sogenannten N III von M. DREFENING (1934) und W. KLAKL (1935). I. SÖLCH (1933) hat es in der südlichen Glocknerabdachung mit F<sub>2</sub> gekennzeichnet. Da die Bezeichnung ‚Flachkarniveau‘ heute die gebräuchlichste ist, wollen wir sie ebenfalls übernehmen. Dabei muß aber ausdrücklich betont werden, daß dieses Niveau nicht immer nur von Flachkaren gebildet wird. Es treten Karplatten, Durchgangskare, flache Hangstücke und besonders im Süden auch Eckfluren hinzu. Auch die Flachkare selbst wurden nicht immer einheitlich angesprochen (vgl. Diskussion TH. PIPPAN, 1962, 1964 – E. SEEFELDNER, 1964a, 1964b). Dies mag darin liegen, daß sie H. KLIMPT (1941) nicht sorgfältig genug definierte, in der Meinung, daß sie jeder Hochgebirgsbesucher ohnehin kenne. Ein Hauptmerkmal der Flachkare ist noch das in sie eingesenkte Hochtal-System, bzw. seine Ausläufer. Dieser Sachverhalt ist bei der Fahrt vom Fuscher- zum Hochtorn im oberen Seidlwinkeltal gut zu beobachten. Die Flachkare haben sich zweifellos im Pleistozän durch die Arbeit am Bergschlund nach der Seite ausgedehnt (H. KLIMPT, 1941), nach N. KREBS (1948) ist sogar ihr Oberrand „bergwärts“ gewandert.

Zweifellos ist dieses System einer alten Landoberfläche glazial beträchtlich überprägt worden, besonders natürlich an seinen Rändern. Das „Bergwärtswandern“ der Flachkare (= Großkare S. MORAWETZ, 1930) zeigt sich so besonders in einem taschenartigen Hineingreifen in die älteren Flächen. Dies mag H. KLIMPT (1941) bestärkt haben, in den Flachkaren umgestaltete ehemalige Mulden der Raxlandschaft zu sehen, die mit den älteren Flächenresten eine genetische Einheit bilden. E. SEEFELDNER (1952) und N. KREBS (1948) haben dagegen – zu Recht – erhebliche Bedenken vorgebracht. Nach dem heutigen Forschungsstand müssen wir KLIMPTS Erklärung ablehnen. Überall – und er selbst hat dies deutlich hervorgehoben – schließt das Flachkarniveau nach oben mit einem Steilrelief ab, meist in Form einer mehreren hundert Meter hohen Stufe, die in sich durch harte Gesteinsbänke wieder getrept sein kann. Dieser Sachverhalt hat uns bewogen, den steilen Übergang vom ‚Flachkarniveau‘ zum ‚Firnfeldniveau‘ im eigentlichen Sinne als fossiles tropisches Gebirgsrelief, das an die Rumpfstufen zwischen zwei Verebnungsflächen gebunden ist, anzusprechen. Sehr steile und enge, gestufte Kerben sind für diesen Rumpfstufenbereich nach J. BÜDEL (1965) charakteristisch. Es ist möglich, daß bei der Anlage des folgenden Verebnungssystems der Flachkare dieses zuweilen an solchen Kerben bei seiner Ausdehnung ansetzt. Dies ist aber ein prinzipieller Unterschied zu H. KLIMPTS Interpretation.

Erwähnen wir abschließend einige typische Beispiele. In der Glocknergruppe liegen die Reste dieser drittältesten Reliefgeneration heute in Höhenlagen zwischen 2300 und 2600 m (im Inneren), in den weichen Gesteinen der Matreier Zone ist dieses Niveau etwas stärker denudiert. Markante morphologische Zeugen sind im Stubachtal unter anderem: die überschiffene Rundhöckerflur in den Kalser Tauern, der untere Boden des Sonnblickkees, die breiten Terrassen um den Schafferkogel (vgl. H. SLUPETZKY, 1968), die Verebnungen am Hohen Sand und das obere Reichenbergkar; im Kapruner Tal: der obere Karlingerboden, Eiser- und Grießkogelflachkar westlich oberhalb des Mooserbodens und das Flachrelief unterhalb des kleinen Schmiedingers; im Fuscher Tal sind nur wenig Reste erhalten: auf der westlichen Talseite konnten wir keinen einwandfreien Geländebeleg für das Flachkarniveau ausmachen (E. SEEFELDNER, 1961, beschreibt dagegen Reste im Untergrund der Gehängegletscher zwischen 2400 und 2800 m), östlich der Fuscher Ache sind die beiden Piffkare, das Piffküh- und das Piff-Galtvieh-Kar anzuführen. Den locus typicus im oberen Seidlwinkl haben wir bereits eingehend vorgestellt. Südlich des Hochtorns sind zu erwähnen: Granten und Viehbüel, Obere Träger-

alm. Im unteren Wasserfallwinkel (um Pt. 2654) könnte es sich ebenfalls um einen Rest dieses Niveaus handeln, der allerdings vom Hochtrog der Pasterze bereits weitgehend aufgezehrt wurde. Südlich des Glocknerhauptkammes seien erwähnt: das Gebiet zwischen Schwertboden, Salmhütte und Salmhöhe im Leitertal, die Umrahmung des Glatzbaches zwischen Glatzberg, Berger Törl, Hoher Bühel und Schinal; im Ködnitztal: das Flachkar der Tschadin Alm sowie der flache Riedel um Pohles Höhe und Grei Bühel nördlich des Ködnitzbaches; im Teischnitztal das große Kar um die Grauen Böden, die Kammflur der Tschengköpfe (Folledischnitz 2445 m), wahrscheinlich auch die Eckflur des Bretterboden. Im Dorfer Tal setzen sich die erwähnten Verebnungsreste unmittelbar aus dem Stubachtal über den Kalser Tauern fort: Malefußleiten am Sandriegel, beim Spinevitrol (2483 m) und andere mehr.

Allen Resten des Flachkarsystems ist eine vom Gestein unabhängige Verbreitung gemeinsam. Genauso das vereinzelt Hinweggreifen über die Wasserscheiden, ein wichtiges Erkennungsmerkmal für fossile Flächen unserer Breiten.

## V. Die Talgenerationen

### I. Das Hochtalsystem

Unter dem ‚Flachkarniveau‘ folgt als viertälteste und bedeutende Reliefgeneration das sogenannte Hochtalsystem (H. CREUTZBURG, 1921). Es ist in der Glocknergruppe 200–400 m in das ‚Flachkarniveau‘ eingesenkt. In seinem obersten Teil liegt es heute als mehr oder minder stark übertiefer Hochtrog vor. Das bekannteste Beispiel für einen solchen Hochtrog ist der Pasterzentrog (J. STINY, 1934; H. PASCHINGER, 1965). Nach unten schließt der Hochtrog mit dem Haupttrogschluß zum eigentlichen Taltrog ab. Talaustrwärts, am Haupttrogschluß ansetzend, lassen sich die Reste des Hochtalsystems als terrassenartige Verflachungen, Hangleisten usw. meist gut verfolgen. Sie sind glazial überformt und treten häufig als Trogschultern auf.

Die Hochtalkare sind nach H. KLIMPT (1941) aus seitlichen fluviatilen Ausläufern des Hochtals durch glaziale Umgestaltung entstanden. Sie sind schmaler und steiler als die Flachkare und greifen fingerförmig in das Flachkarniveau ein.

Ein ganz grober Anhaltspunkt zum Auffinden von Hochtalresten ist in der Glocknergruppe die Waldgrenze. Dies ist weniger in klimatischen oder vegetationsgeographischen Faktoren begründet, sondern hat in erster Linie agrargeographische Ursachen: dort, wo die steilen Trogwände von den sanft geneigten Hochtalresten bzw. Trogschultern abgelöst werden, sind vorzügliche Standorte für Almen. Die Waldgrenze ist also meist künstlich herabgedrückt (vgl. den Beitrag von H. BÖHM, 1969, S. 143ff. in diesem Band).

Gegenüber den älteren Reliefgenerationen ist das Hochtalsystem zur Gänze an die Tauerntäler gebunden. Nirgends greift es über Wasserscheiden hinweg. Dies hat auch uns bewogen, es zu den Talgenerationen zu stellen (zusammen mit N. CREUTZBURG, 1921; H. KLIMPT, 1941; TH. PIPPAN, 1962 u. a.), im Gegensatz zu E. SEEFELDNER (1961), der das Hochtalsystem der Salzburger Zentralalpen mit seinem kalkalpinen „Gotzenniveau“ verbindet und es noch zu den „Verebnungen“ rechnet.

Als Beispiele seien angeführt: Im Dorfer Tal (vgl. I. SÖLCH, 1933; W. KLAKL, 1935) der schutterfüllte Hochtrog nördlich des Dorfer Sees. Seine Trogwände sind durch das südwestliche Einfallen des Zentralgneises stark gegliedert. Talaustrwärts halten sich die Hochtalreste in Höhen zwischen rund 1950 und 2050 m und liegen in unmittelbarer Nähe der Waldgrenze. Über dem Kalser Tauernhaus zieht die Hochtalleiste in 2050 m talaustrwärts und verbindet sich gleichsohlig mit der Stufe des Stotzbaches, ähnlich am Laperwitzbach auf der gegenüberliegenden Talseite. Weitere Hochtalreste liegen oberhalb der Rumesoieben-Alm in 2000 m und sind über der Dabaklamm in 1950 m angedeutet.

Im Teischnitztal gehört zum Hochtalsystem der gewaltige Hochtaltrog der Teischnitzebene bis hinauf zum Grauen Kees, im Ködnitztal das stark verschüttete Hochtal



oberhalb des Lucknerhauses. Der Trogschluß ist hier stark gestuft. Ob die Stufe bei etwa 2500 m zum Haupttrogtrog gehört, wie es I. SÖLCH (1933) vermutete, ist fraglich, da im oberen Ködnitztale keine weiteren Hochtalreste erhalten sind. Erst bei den Grei Wiesen, oberhalb vom Groder, treten sie in 2100 m wieder auf. Alle Verflachungen im Raume Kals sind mit großer Vorsicht zu betrachten, da es in den morphologisch weicherer Gesteinen der Matreier Zone zu überdurchschnittlicher Erniedrigung gekommen ist, was leicht zu falschen Zuordnungen führen kann. Mit Vorbehalt können die schönen Riedelflächen rund um Kals einberechnet werden, sie liegen alle um 1950 m.

Sehr ausgeprägt findet sich das Hochtalsystem im oberen Mölltal und seinen Nebentälern. Das heute noch vom Gletscher erfüllte Hochtal der Pasterze wurde bereits erwähnt. Es ist von der Margaritze aus unschwer talauswärts weiter zu verfolgen, zum Beispiel am Kasereck und am Tauernberg (J. STINY, 1934). Aus den Nebentälern seien erwähnt: Naßfeld, Rauher Bichl und Glatzeben im Leitertal und der schmale Hochtrog des Guttal.

Im oberen Seidlwinkeltal können die Ergebnisse von H. KLIMPT (1941) vorbehaltlos übernommen werden. Schöne Reste des Hochtalsystems liegen bei der Tüchlalm. Am Labboden läßt sich sehr gut studieren, wie das Hochtalsystem in das Flachkarniveau eingreift.

Im Fuschertal treten Hochtalreste oberhalb von Ferleiten in 2000–2100 m als Trogschultern auf, die von der Glocknerstraße gut einzusehen sind. Am Talaustritt hat E. SEEFELDNER (1961) das Hochtalsystem bei 1800 m festgestellt. Aus dem Kapruner Tale liegen intensive Untersuchungen von TH. PIPPAN (1952) und E. SEEFELDNER (1961, 1964) vor. Trotz unterschiedlicher Auffassungen dieser Autoren liegen viele Übereinstimmungen vor. Weshalb TH. PIPPAN das Hochtalsystem nur vom Mooserbodenriegel talauswärts zu finden glaubt, ist uns rätselhaft. Gerade der Mooserboden ist ein schönes Beispiel für einen Hochtaltrog, der sich in seinem Formcharakter in keiner Weise von den bereits erwähnten unterscheidet. Natürlich ist er stark erniedrigt und übertieft. Zweifellos hat dabei die Konfluenzwirkung der ehemals vereinigten Gletscher der Mooserbodenumrahmung eine hervorragende Rolle gespielt. Allein als Konfluenzbecken kann der Mooserboden auf keinen Fall erklärt werden; denn die Wintergasse ist die unmittelbare Fortsetzung des Hochtaltroges. Sie greift, für das Hochtalsystem kennzeichnend, fingerförmig in das Flachkarniveau des Eiserkeeses und des Karlingerbodens ein und kann keinesfalls mit glazialer Konfluenz erklärt werden.

Das ehemalige Hochtal muß am Mooserboden auf jeden Fall höher als der heutige Riegel der Höhenburg (2112 m) gelegen haben. Ob der stark überprägte Hangknick westlich über dem Mooserboden in rund 2300 m Höhe das Hochtal repräsentiert (E. SEEFELDNER, 1964) bleibt unsicher. Zu Recht haben dagegen die obigen Autoren talauswärts das Bauernkarl-Hochkar und das Zeferet-Kar aufgeführt, zweifellos typische Vertreter des Hochtalsystems.

Starke Differenzen beim Einordnen des Hochtalsystems bestehen zwischen E. SEEFELDNER und TH. PIPPAN im Stubachtal. TH. PIPPAN setzt oberhalb des Enzinger-Bodens den Hochtalboden einige hundert Meter höher an als M. DROFENIG (1934), E. SEEFELDNER (1961, 1964) und H. SLUPETZKY (1968). Sie begründet dies mit einer stärkeren Aufwölbung des Zentralgneises der Granatspitzgruppe. Dafür konnten wir keinen stichhaltigen Beweis finden. Allein die Befunde im unmittelbar benachbarten Dorfer Tale reichen aus, die Vorstellungen PIPPANS zu erschüttern: Das obere Dorfer Tale liegt ebenfalls im Zentralgneis. Wir haben dort das Hochtalsystem einwandfrei als knicklos talausziehende Trogschulter verfolgen können und den übertieften Hochtalboden oberhalb des Dorfer Sees als typischen Hochtaltrog vorgestellt, der bis 2350 m hinaufzieht. Am Kalser Tauern berühren sich Dorfer und Stubachtal. Im oberen Stubachtal liegen die Hochtalreste TH. PIPPANS rund 600 m höher als unmittelbar südlich davon. Als einzige Erklärung blieben eine Bruchtektonik mit entsprechender Sprunghöhe oder eine gewaltige Verbiegung auf engstem Raum. Beide sind nicht vorhanden. Auch die Geländebefunde selbst sprechen im Stubachtal gegen ein Höherliegen. Übertieftes Hochtaltal sehen wir, zusammen mit E. SEEFELDNER und H. SLUPETZKY im Weißsee (Sohle in

etwa 2170 m) und im Tauernmoos. Von dort aus zieht der Hochtrog über den Eisboden unter die Ödenwinkelzunge. Nordwärts vom Tauernmoos setzt er sich über die Küh-tauern und Punkt 2109 talauswärts fort. M. DROFENIG (1934) wollte aus dem Ansteigen um gut 100 m am Küh-tauern gleich eine Verbiegung ableiten. Dies ist sowohl unnötig als auch falsch. Dieser sanfte Anstieg ist mit stärkerer Übertiefung im Tauernmoos begründet, außerdem dürfte die Tauernmoos-Anzapfung dieses geringe Gefälle noch nachträglich verstärkt haben. Gegenüber dem Weißsee ist das Tauernmoos als morphologisches Erbe des Hochtalsbodens rund 200 m stärker erniedrigt. Dies bewirkten nicht die immer noch gewaltigen Eismassen im Ödenwinkel allein, sondern höchstwahrscheinlich hat fluviatile Erosion dabei mitgeholfen.

Allen Resten des Hochtalsystems ist gemeinsam, daß sie ohne Knick und spürbare Verstellungen talauswärts ziehen. Etwaige Unregelmäßigkeiten in der Höhenlage lassen sich durch verschieden intensive glaziale Erniedrigung bzw. Denudation (Hochrelief-Influenz J. BÜDELS) erklären. Überall, wo ein Hochtrog erhalten ist, setzen sich die talauswärts folgenden Hochtalreste nicht unmittelbar, sondern etwas höher ansetzend, fort. Dies ist mit stärkerem glazialen Ausschurf zu erklären, der durch fluviatile Erosion vorbereitet wurde.

E. SEEFELDNER (1961) hat das Hochtalsystem als Altpannon datiert. Er verbindet das Hochtalsystem der Tauern mit seinem kalkalpinen „Gotzenniveau“. Auf die Fragwürdigkeit dieser Methode haben wir oben schon hingewiesen, wir können dieses Problem in diesem Rahmen nicht ausdiskutieren. Immerhin ist uns nicht bekannt geworden, daß E. SEEFELDNER die Ergebnisse H. GRAULS (1937), die doch so im Widerspruch zu seinem System stehen, ausführlich diskutiert hätte. TH. PIPPAN hat für das Hochtalsystem der Glocknergruppe pliozänes Alter angegeben. Eine detailliertere Zuordnung möchten auch wir nicht treffen, da direkte Beweise im Glocknergebiet nicht mehr zu finden sind. A. WINKLER-HERMADEN hat in der Diskussion zum Vortrag J. BÜDELS beim Würzburger Geographentag 1957 auf starke Zerschneidung in den Alpen während des Jungtertiärs und auf subtropisch-mediterranes Klima bis ans Quartär hingewiesen. Dies läßt auf eine Morphodynamik schließen, wie wir sie heute in der „subtropischen Zone gemischter Reliefbildung“ (J. BÜDEL, 1968) vorfinden. Soweit die erhaltenen Hochtalreste und deren Verbreitung eine Rekonstruktion des ursprünglichen Hochtalsystems und seiner typischen Merkmale zulassen, hat es weitgehend diesen Bedingungen entsprochen. Besonders in den Tälern der nördlichen Glocknergruppe nimmt die lichte Weite der Hochtalreste talauswärts zu, wie dies H. KLIMPT (1941) in der Sonnblickgruppe beschrieb. So ist talauswärts das Flachkarniveau mehr und mehr vom Hochtalsystem aufgezehrt worden. Dort erinnert das Hochtalsystem durchaus an die sogenannten „Dreiecksbuchten“ aktiver tropischer Rumpfflächen (J. BÜDEL, 1957, 1965). Der meist das Hochtalsystem zum Gebirgsinneren abschließende Hochtrog gehört jedoch dem Bereich der Rumpfflächenbildung nicht mehr an, allenfalls den schmalen Ausläufern, die sich an Dreiecksbuchten manchmal bergeinwärts anschließen. Die Hochtröge sind trotz starker glazialer Ausformung, vor allem Weitung, immer noch so eng (z. B. im Dorfertal, Teischnitzhochtrog usw.), daß für sie eine fluviatile Erstanlage angenommen werden muß. Dies trifft auch für die seitlichen Ausläufer des Hochtalsystems zu (heutige Hochtalkare). Könnte ihr unterer Teil an einstige kleine Ausstülpungen der „Hochtal-Fläche“ erinnern, so werden sie aufwärts sehr steil und gestuft und ziehen oft mehrere hundert Meter hangaufwärts. Auch diese steilen, gestuften Nebentäler sind sowohl im „tropischen Gebirgsrelief“ wie im heutigen Mediterrangebiet stark verbreitet und für das dortige Klima typisch. Es ist nicht auszuschließen, daß das Hochtalsystem an seinen Rändern im Oberpliozän (?) eine pedimentartige Überformung erfuhr. Beweise lassen sich in der Glocknergruppe dafür nicht erbringen. Sedimente sind längst abgetragen, die Restformen für eine morphologische Beweisführung zu stark überprägt, als daß man zwingend auf ihr ursprüngliches Aussehen schließen könnte.

## 2. Die jüngeren Talgenerationen

Unter dem Hochtalsystem lassen sich in den Tälern der Glocknergruppe noch mehrere jüngere Talgenerationen ausscheiden. Alle Tauerntäler setzen sich aus ineinandergeschachtelten Taltrögen zusammen. Dies zeichnet sich besonders im Längsprofil durch Stufen aus. Im Querprofil finden wir die einzelnen Talsysteme heute als übereinanderliegende Terrassen oder Hangleisten. Dabei zeigt heute jedes Tal – im Rahmen eines weitgehend einheitlichen Gesamtbauplanes aller Täler in der Glocknergruppe – deutlich „individuelle“ morphologische Züge.

Die meisten Parallelen finden wir zwischen Stubach- und Kapruner Tal, wo jeweils der Stufenbau musterhaft ausgeprägt ist und die natürlichen Voraussetzungen für die bedeutende Energiegewinnung bildet. Auch sind diese beiden Täler am besten erforscht. TH. PIPPAN (1952, 1957) hat ausführliche Monographien vorgelegt, und auch E. SEEFELDNER (1952, 1961, 1962, 1964) hat sich wiederholt mit diesen beiden Tälern beschäftigt. Im Rahmen ihrer morphologischen Untersuchungen haben M. DROFENIG (1934) in der nördlichen und W. KLAKL (1935) in der südlichen Glocknergruppe die Täler besonders berücksichtigt. Im Süden hat außerdem I. SÖLCH (1933) wertvolle morphologische Hinweise geliefert. Das Möllgebiet wurde von A. SCHMUCK (1932) und H. KLIMPT (1941) mit untersucht.

Obwohl alle Beiträge auf Geländebeobachtungen beruhen, sind die Ergebnisse zum Teil sehr unterschiedlich, auch dort, wo es sich um dasselbe Untersuchungsgebiet handelt. Dies ist ein Beweis für die Schwierigkeiten, die dem Morphologen in den Tauern-tälern entgegentreten.

Terrassen, Hangverflachungen und -leisten, Eckfluren und Riedel sind allerorten reichlich vorhanden. Alle haben eine deutliche Überformung erfahren. Dabei haben fluviatile, denudative und glaziale Prozesse zusammengewirkt, deren Wirkungsweise rekonstruiert werden muß und deren qualitative und quantitative Abtragungsleistungen abzuschätzen sind. Ein schwieriges Feld, wenn wir bedenken, daß die Verschiedenartigkeit der Gesteine, deren Lagerung und räumliche Verteilung auch eine verschiedene Erhaltung der Restformen bedingen. Schließlich muß jeweils auf eventuelle tektonische Verstellungen geachtet und ihre etwaigen Auswirkungen geprüft werden. Auch ist es dort, wo ein Moränen- oder Schuttschleier Niveaureste bedeckt, zuweilen sehr schwierig zu entscheiden, ob eine Erosions- (allein um diese geht es) oder Denudationsterrasse vorliegt. Außerdem müssen wir mit Gletscherrandterrassen und Schriffkehlen in verschiedener Höhenlage rechnen.

Ganz ähnliche Schwierigkeiten bereiten die Stufen und Riegel im Tallängsprofil. Sie können entstehen: aus den Endpunkten rückschreitender Erosion, durch glaziale Konfluenz (seltener durch glaziale Diffluenz), an harten Gesteinsbänken und durch Lokalktektonik.

So nimmt es nicht wunder, daß gerade bei der Rekonstruktion der einzelnen Talgenerationen die Ergebnisse der verschiedenen Forscher so stark divergieren. Während in unvergletscherten Gebieten datierbare Sedimente und typische morphologische Merkmale die Zusammengehörigkeit einzelner Terrassensysteme sicher ausweisen und dort das Kartieren relativ leicht machen, fehlen hier im Hochgebirge derartige Kriterien. E. SEEFELDNER (1961) gibt für seine verschiedenen Niveaus typische Merkmale an. Dies liest sich zwar sehr schön, trifft aber keinesfalls überall zu. Es ist richtig, daß seine älteren Systeme vorwiegend aus Eckfluren bzw. Riedeln bestehen. Aber namentlich die jüngeren Talsystem-Reste unterlagen einer derartig starken glazialen Überformung und waren vom Anfang an kleinräumig, so daß ihre heutige Form keineswegs einheitlich ist.

Nach unseren eigenen Geländestudien in der Glocknergruppe und ihrer Nachbarschaft wollen wir uns hier eine kurze kritische Betrachtung erlauben und einige neue Ergebnisse ergänzend vortragen. Es ist in diesem Rahmen unmöglich, alle Täler mit all ihren Niveaus auch nur annähernd vorzustellen. So müssen wir uns bei den Talgenerationen noch mehr als bisher auf wenige typische Beispiele beschränken.

Für die Genese der nördlichen Tauerntäler hat E. SEEFELDNER zweifellos eine beeindruckende Erklärung gegeben: Alle Tauerntäler zeigen ineinander- und hintereinander-

geschachtelte Talgenerationen. Jeweils mit neuer Aufwölbung schnitt sich eine neue Talgeneration zurück. In den „Stillstandsphasen“ erfolgte Seitenerosion. Dieser gesamte Vorgang wiederholt sich mehrmals, und dementsprechend finden wir heute die verschieden alten Niveaus. So kommt E. SEEFELDNER (1961, 1964) auf seine Niveaus I bis IV, im Kapruner Tal hat er zuletzt noch ein fünftes gefunden (E. SEEFELDNER, 1964). Die Stufen bzw. Riegel sind aus den Endpunkten der rückschreitenden Erosion hervorgegangen. Wo nicht jedes Talniveau mit einer eigenen Stufe abschließt, hat eine Stufe mehrere Talköpfe gesammelt. Beispiele: Wasserfallstufe Niveau II bis IV, Talschluß im Ferleital Niveau I bis III. Dann ist die Stufe auch besonders hoch. Das Alter von SEEFELDNERs Talniveaus reicht vom mittleren Pannon (Niveau I) bis Levantin (Niveau IV bzw. V). Ein pleistozänes Talniveau hat er in der Glocknergruppe nicht feststellen können.

Dagegen haben wir starke Bedenken. In ganz Mitteleuropa kam es im Pleistozän, vorwiegend in den Interglazialen, zu starker Erosion. Und dies war allein in den Klimaverhältnissen begründet. In den Tauern, wo die Hebung durch das gesamte Pleistozän höchstwahrscheinlich bis heute andauert (G. FRASL und W. FRANK, 1966), soll eine pleistozäne Talgeneration nach SEEFELDNER fehlen.

Demgegenüber hat schon TH. PIPPAN (1952, 1957) die drei jüngsten Talgenerationen den entsprechenden Interglazialen zugeordnet, was wir unterstützen möchten.

Überhaupt ist es das Verdienst TH. PIPPANs, daß sie versuchte, die pleistozäne Erosion in den Tauerntälern aufzuzeigen. Besonders an den Riegelbergen ist die interglaziale Erosion gut abzulesen. So ist nach TH. PIPPAN (1952) beiderseits der Höhenburg an der Mooserbodenstufe der Wechsel von glazialer und fluviatiler Erosion gut zu studieren, ähnlich beim Grünsee im Stubachtal (TH. PIPPAN, 1957). Ergänzend können wir noch das obere Mölltal unmittelbar unterhalb der Margaritze und die Dabaklamm im Dorfer Tale anführen, wo ganz entsprechende Formen vorliegen. Insgesamt kommt TH. PIPPAN im Stubach- und Kapruner Tal zu jeweils fünf Talgenerationen unterhalb vom Hochtalsystem: ein pliozänes, ein „präglaziales“ (gemeint ist wohl unmittelbar vor der ersten Kaltzeit) und drei interglaziale Talgenerationen. Die Ineinanderschachtelung der Talböden entspricht dem Wechsel von Glazial und Interglazial. In der Annahme einer „etappenweisen Hebung mit wachsender Phase“ (H. SPREITZER, 1951, 1966) stimmt TH. PIPPAN mit E. SEEFELDNER prinzipiell überein. Auch sieht sie den Stufenbau in zurückwandernden Gefällssteilen begründet. Ein wesentlicher Unterschied zu SEEFELDNER besteht darin, daß die Talböden TH. PIPPANs die Stufen nachzeichnen und die Längstreppe widerspiegeln, während die Niveaus E. SEEFELDNERs an den Stufen ansetzen und knicklos talauswärts ziehen. Der sogenannte präglaziale Talboden TH. PIPPANs war also bereits stark gestuft. In der ersten Kaltzeit wurden diese Stufen vom Gletscher verstärkt (s. unten), und nun wurden diese Stufen die Erosionsbasis für die dahinterliegenden ebenen Talstrecken. Von diesen Hauptstufen wurden die interglazialen Talgenerationen zurückgeschnitten. Dieser Vorstellung zu folgen, fällt uns schwer. Wie soll dieses gestufte Längsprofil entstanden sein? Dafür, daß die Stufen an harte, querende Gesteinsbänke gebunden sind oder durch lokale Hebung verursacht wurden, fehlen uns stichhaltige Beweise. Sollte die Stufung aber mit der etappenweisen Aufwölbung zusammenhängen, so wäre es nicht eine präglaziale Talgeneration, sondern mehrere, der nächst tiefer gelegene Abschnitt jeweils eine jüngere darstellend. Die Frage nach den dazugehörigen Terrassen hält nicht ganz stand; denn bei relativ rasch aufeinanderfolgenden Hebungen wäre kaum Zeit zur fluviatilen Seitenerosion gewesen. Vielmehr wäre die Ausweitung der einzelnen Kerbtalstrecken vorwiegend glazial erfolgt. Als dritte Möglichkeit hätten wir uns ein gestuftes präglaziales Tal vorzustellen, das noch unter randtropischen Bedingungen entstanden ist, und wo die Ausweitung der hintereinander liegenden Kerbtalstrecken durch intensive chemische Verwitterung erfolgt wäre, eine Möglichkeit, auf die J. P. BAKKER (1965) hinwies.

Diese kurze Diskussion sollte die ganze Problematik der Morphogenese der Täler in der Glocknergruppe demonstrieren. Allen näher interessierten Lesern sei die oben angeführte Literatur empfohlen, wo auch jeweils genügend Beispiele aufgeführt sind. Wir wollen uns hier abschließend mit einigen wenigen Vorkommen dieser Talbodenreste be-

gnügen, die vielfach höhere und tiefere Absätze jener Formengruppe darstellen, die man im großen Überblick als Trogschultern zusammenfaßt. Im Stubachtal ist das älteste flache Talsystem unterhalb des Hochtalsbodens besonders schön an den Wiegenköpfen zu sehen und zieht von dort aus, allmählich auf etwa 1650 m abfallend talauswärts, wo es mit seinen Resten an die entsprechenden Elemente des Salzachtales anschließt und in seinem Gefälle zunimmt (E. SEEFELDNER, 1962). Wie in den benachbarten Tälern der nördlichen Glocknergruppe sind unter diesem Talsystem reichlich Reste der jüngeren Talböden vorhanden, die deren Rekonstruktion gestatten. Auch das Kapruner Tal liefert zum Teil vorzügliche Beispiele. Wie ein solcher Boden unter einer Stufe ansetzt, ist musterhaft am Fuße der Mooserbodenstufe zu studieren: der Wielinger Kogel (1785 m) und die Ebmatten setzen sich dort scharf von der Mooserbodenstufe ab. Zu diesem Talniveau gehörte ursprünglich auch der Wasserfallboden. Dieser hat aber durch glaziale und interglaziale fluviale Erosion (TH. PIPPAN, 1952) eine wesentliche Erniedrigung erfahren. Die sehr hohe Wasserfallstufe ist deutlich gegliedert. Sie hat die Talköpfe dreier Talgenerationen „gesammelt“. Es sind dies bei E. SEEFELDNER die Niveaus II bis IV, bei TH. PIPPAN die drei interglazialen Talköpfe. Der jeweils jüngste setzt beim Kesselfall-Alpenhaus an. Im Fuscher Tal haben die dunklen Phyllite die verschiedenen Talböden schlecht erhalten. Außerdem gestatteten diese weichen Gesteine ein schnelles Zurückwandern der Gefällsteilen, so daß im Talschluß des Ferleitentales ebenfalls mehrere Talköpfe ansetzen. Das starre System E. SEEFELDNERs führte hier beispielsweise dazu, daß er für sein Niveau II im Käfertale (hinteres Fuscher Tal) ganze zwei und mehr als 14 km (!) talauswärts einen dritten Rest anführt, um dieses Niveau zu belegen. Damit ist den natürlichen Gegebenheiten jedoch Gewalt angetan. Im Mölltal setzt bei der Sattelalm in rund 1650 m ein Talniveau ab, das sich sehr schön talauswärts verfolgen läßt. Seine Reste liegen im oberen Mölltal zwischen 1500 und 1600 m und können beispielsweise vom Pt. 1927 am Palig, unmittelbar an der Glocknerstraße gelegen, verfolgt werden. Im Dorfer Tal sind so gut wie keine Reste der jüngeren Talgenerationen erhalten. Höchstwahrscheinlich setzt am Riegel des Dorfer Sees ein Talniveau an. Da dieser Riegel aber von einem gewaltigen Bergsturz überlagert wird, sind keine exakten Angaben möglich. Das Dorfer Tal ist stark mit Schutt verschüttet und außerdem relativ eng, so daß es keine sicheren Belege für Talniveaus mehr liefert. Eine schmale Leiste in 1820 m südlich des Lorenzer Baches reicht nicht aus für die Rekonstruktion eines Talbodens. Ähnlich wie im Stubach- und Kapruner Tal sind hier markante Stufenmündungen bzw. Hängetäler entwickelt. Diese sind höchstwahrscheinlich bereits beim Zurückschneiden der größeren Talböden entstanden, indem die Erosionskraft der kleinen Seitenbäche gegenüber den Hauptbächen zurückblieb. Ihr heutiges Aussehen gewannen sie freilich erst durch die gewaltige Vergletscherung in den pleistozänen Kaltzeiten. Daß auch im Dorfer Tal jüngere Talböden vorhanden waren, beweisen die Eintiefungsfolgen an der Dabaklamm. Schöne Reste finden sich an der Mahralm in 1760 m und unterhalb davon bei 1520 m. Während im Teischnitztal keine Belege für Talniveaus vorhanden sind, läßt sich im Ködnitztal ein Talboden unterhalb des Hochtalsystems auskartieren. Reste davon liegen bei der Rainer Alm in 1800 m. In der Umgebung von Kals sowie im Kalser Tal müssen fast alle aufgeführten Beispiele W. KLAKLS (1935) abgelehnt werden. Es handelt sich meist um Schutterrassen (z. B. bei Oberarnig), bei Pt. 1563 m gegenüber von Burg sogar um einen Bergsturz<sup>1</sup>. Erst am Ausgang des Kalser Tales treten bei Oberpeischlach und gegenüber am Speichersee schöne Eckfluren in 1000–1080 m auf und verbinden sich mit den Terrassen des Iseltales.

Zusammenfassend sei gesagt, daß wir keinem der bisherigen Bearbeiter vorbehaltlos folgen konnten. Nicht etwa, weil wir eine vermittelnde Kompromißlösung etablieren wollten, sondern weil die Geländebefunde und allgemein gültige morphologische Gesetze dies empfahlen. Die SEEFELDNERsche Konzeption ist im wesentlichen brauchbar. Seinen Datierungen konnten wir aber nicht beipflichten, da sie eine pleistozäne Erosion ausschließen bzw. als viel zu gering ansetzen. TH. PIPPAN hat demgegenüber ihre jüngsten

<sup>1</sup> Vgl. H. P. CORNELIUS (1938).

Talniveaus den Interglazialen zugewiesen, was wir unterstützen möchten. Dagegen halten wir die von ihr postulierten Hebungen zum Beispiel im Bereich der Stufen des Kapruner Tales für nicht erwiesen, zumindest konnten bis heute keine überzeugenden Beweise geliefert werden (s. E. SEEFELDNER, 1964a). Auch ist nicht sicher, daß alle Talbodenreste die Stufen widerspiegeln, wie sie dies an der Mooser- und Wasserfallstufe gefordert hat. Auch diese Beweisführung ist es wahrscheinlich, daß früher vorhandene Reste der Zerstörung anheim fielen und so ein unvollständiges Bild von den ursprünglichen Verhältnissen gegeben ist. Talaustrwärts von der Wasserfallstufe hat TH. PIPPAN selbst mehrere Reste angegeben. So bleibt einzig und allein die Frage, ob diese Reste zu dem hinter der Stufe liegenden Talboden gehören oder ob sie, wie TH. PIPPAN meint, älter sind und die Stufe nachzeichnen. Wir glauben es nicht, möchten aber ausdrücklich darauf hinweisen, daß eine unmittelbare Fortsetzung der heutigen Böden in gleicher Höhe talaustrwärts ohnehin nicht erwartet werden darf, da diese Böden meist viel stärker erniedrigt worden sind als etwa die dazugehörigen Hängeleiten (s. oben). M. DROFENIG und W. KLAKL haben ihre Gliederung zu starr vorgenommen, die Überformung nicht genügend berücksichtigt und sind somit viel zu schnell mit tektonischen Verstellungen bei der Hand. Insgesamt gesehen, muß jedoch betont werden, daß trotz der verschiedenen Auffassungen viele Gemeinsamkeiten bereits bestehen. Sicherlich werden die nächsten Jahre weitere Klärung bringen.

## VI. Der glaziale Formenschatz

Immer wieder haben wir bei der Behandlung der verschiedenen Reliefgenerationen auf die glaziale Umgestaltung hingewiesen. So soll hier nur noch eine kurze Zusammenfassung erfolgen. Der Formenschatz in der Glocknergruppe ist nur zu verstehen, wenn wir beides, den präglazialen Formenschatz und die glaziale Überformung im richtigen Verhältnis zueinander sehen.

Dabei fällt die glaziale Überformung der älteren Reliefelemente sowohl wegen ihrer völligen Andersartigkeit gegenüber dem gewohnten Talrelief der Mittelgebirge als auch wegen ihrer Jugendlichkeit besonders auf. Liegt doch das Ende der letzten Kaltzeit erst knapp 10000 Jahre zurück.

Im ganzen hat dabei der Gletscher vor allem die Täler geweitet und zugleich gestreckt. Die schon von A. PENCK mit Recht so sehr hervorgehobene Streckung der Trogtäler und ihre Verbreiterung im Sohlenbereich fällt auch auf der beigegebenen Karte im Dorfertal und im Fuschertal in musterhaften Beispielen ins Auge. Äußerst wichtig ist daneben die Tatsache, daß das Eis verschiedentlich auch hochgelegene Pässe überfloß und niederschloß. Wir werden auf Beispiele noch zu sprechen kommen. Vor allem die Trogtalformung, die Betonung der Trogschultern und die Paßgestaltung sind für die heutige alpine Kulturlandschaft von allergrößter Wichtigkeit.

Auf die Serie der kleinsten Glazialformen wurde bereits wiederholt aufmerksam gemacht. Die nach unserem Erachten schönsten Kare der Glocknergruppe sind Gamskar und Schwertkar im Leitertal. Schöne Rundbuckel sind im Zentralgneis im Gebiet des Weißsee und des Tauernmooses erhalten. Häufig sind gerade die Hochtalkare zu sogenannten Kartreppen gegliedert, zum Beispiel im Ödenwinkel.

Die auffälligsten Moränen im heute noch vergletscherten Zentralalpin sind die aus der Mitte des 19. Jahrhunderts. Überall im Glocknergebiet sind sie leicht auszumachen, sehr schön beispielsweise am unteren Wasserfallwinkel (oberhalb der Pasterze) und am Mooserboden, östlich der Drossensperre (Klocknerinkees). Auch ältere, spät- bzw. postglaziale Moränen sind in der Glocknergruppe ebenfalls reichlich vorhanden<sup>1</sup>. Da noch nicht alle einwandfrei datiert sind, wollen wir hier nicht näher darauf eingehen und lediglich einige Beispiele anführen: am Ausgang des Stubachtales liegt der Weiler Köhlbichl auf einer Moräne, die wahrscheinlich aus dem Schlernstadium stammt

<sup>1</sup> Vgl. G. PATZELT (1969), S. 171 ff. in diesem Band.

(E. SEEFELDNER, 1961). H. SLUPETZKY (1968) hat soeben das Daunstadium im Stubachtal rekonstruiert. Im Fuschertal ziehen oberhalb von Fusch Moränen schräg hangaufwärts, die E. SEEFELDNER (1961) dem Gschnitzstadium zugeordnet hat. Die sie unterlagernden Schotter möchten wir dagegen eher als Vorschüttenschotter ansprechen (vgl. dazu TH. PIPPAN, 1962).

Betrachten wir nochmals die Rolle der Vereisung für die Reliefgeschichte im ganzen. Wie wir zeigen konnten, bestanden bis auf die jüngsten Taleinschnitte und verbreiterten Talböden alle Reliefgenerationen bereits vor der ersten Vereisung. Diese voreiszeitlichen Reliefgenerationen erlitten jedoch eine mehr oder minder starke glaziale Überprägung. Während diese beispielsweise bei den höchsten Verebnungen auf den Kuppen im Innern der Glocknergruppe recht gering war, wurden andere Altformen nicht nur leicht überformt, sondern qualitativ verändert, so daß sie nicht ohne weiteres auf ihr ursprüngliches Aussehen schließen lassen. Dazu gehören die Flachkare und die Hochtalkare. Sie zeigen heute morphologische Merkmale, wie sie nur das Eis schaffen kann. Daß die heutigen Flachkare so geräumig sind, verdanken sie ihrer Vorform: den jungtertiären Verebnungsresten.

Die ehemalige Eishöhe läßt sich an verschiedenen Stellen in der Glocknergruppe sehr genau ermitteln, jedoch nur für die letzte Vereisung. Spuren der älteren Vereisungen sind weitgehend verwischt. Einige Beispiele für würmkaltzeitliche Eishöhen: So war der Kaiser Tauern noch einwandfrei unter dem Eis gelegen, auch aus dem Fuschertal ist Eis ins Seidlwinkeltal übergeflossen (L. DISTEL, 1912). B. v. RINALDINI (1923) hat die Eishöhe nördlich der Glocknergruppe in den Schieferalpen mit etwa 2200 m ermittelt. Südlich des Glocknerhauptkammes halten wir das Kals-Matreier Törl noch deutlich als vom Eis überflossen, auch Peischlach- und Berger Törl waren vom Eis bedeckt. Im Iseltal dürfte die Eisstromhöhe knapp über 2000 m gelegen haben. Alle Formen unter diesen angeführten Stellen wurden also vom Eis überfahren. Dabei wurden alle bereits vorhandenen Stufen verstärkt. Es ist das Verdienst von H. LOUIS (1952), den Mechanismus dieses Vorgangs aufgeklärt zu haben. Danach schleift der Gletscher die Stufenschwelle nur geringfügig nieder, jedoch kolkt er unmittelbar am Fuße der Stufe sehr stark aus. Somit wurden alle fluviatil angelegten Stufen im Längsprofil verstärkt, die Stufenhöhe nahm zu. Auch wurden die Mündungsstufen der Seitentälchen erhöht. Einmal war die Erosionskraft der kleinen Seitengletscher gegenüber dem Hauptgletscher viel geringer, zum anderen wurden die Mündungsstufen bei der glazialen Weitung der Haupttäler zurück und damit höher verlegt. Einige der vielen Mündungsstufen in der Glocknergruppe sind durch diesen Prozeß wohl erst geschaffen worden. Konfluenzstufen sind dort entstanden, wo sich zwei annähernd gleichrangige Gletscher unter spitzem Winkel vereinigten, so daß sich ihre Erosionskraft sprungartig erhöhte. TH. PIPPAN (1957) führte als Beispiel dafür das Becken der Schneiderau im Stubachtale an.

## VII. Nacheiszeitliche und rezente Formung

Die heutigen Formungsmechanismen entsprechen weitgehend denen des Spät- und Postglazials. Abtragung und Aufschüttung sind aber weit geringer als damals. Wo die Bäche über der Mattengrenze wurzeln, führen sie auch jetzt noch reichlich Schutt und Schotter. Sie schneiden an Gefällsteilen (Stufen und Riegel) kräftig ein (Klammern) und schütten in den Flachstrecken auf. Dort, wo sie noch aufschütten, wie in der Teischnitzebene, pendeln sie breit aus und erodieren zur Seite. Aber an vielen Stellen durchsägen sie bereits ihre vorher aufgeschütteten Schutt- und Schotterterrassen.

Genauso verhalten sich die größeren Flüsse. Sie sind heute vornehmlich bestrebt, das von der Eiszeit ererbte, gestufte Längsprofil auszugleichen. An allen Stufen und Riegeln ist diese junge Erosionsleistung oft auf den Meter genau abzulesen.

Auch die größeren Schwemmkegel werden heute zerschnitten. Mit dem Vordringen der Vegetation, nach Rückzug der Gletscher, wurde den Bächen immer weniger Schutt

zugeführt. Damit änderte sich ihr Belastungsverhältnis entscheidend. Die ursprüngliche Tendenz zur Aufschüttung schlug schließlich in die Neigung zu kräftiger Tiefenerosion um, so daß Bäche und Flüsse heute ihre eigenen Schwemmkegel zerschneiden. Vorzügliche Beispiele sind hierfür im Kalser und Dorfer Tal zu studieren. Besonders am Großdorfer Schwemmkegel, wo heute der Raseckbach eine 30 m tiefe Schlucht eingeschnitten hat. Nach Berichten älterer Großdorfer Bauern konnte noch zu Beginn dieses Jahrhunderts das Weidevieh bequem die Raseckschlucht auf darübergelegten Holzbohlen überqueren. Aber auch in allen anderen Tauerntälern (Stubachtal) sind derartige Beispiele zu finden. Sehr intensiv sind Verwitterung und Abtragung im ganzen Bereich oberhalb der geschlossenen Vegetation: in der Fels- und Frostschuttzone (J. BÜDEL, 1960). Der dort reichlich anfallende Frostverwitterungsschutt wird durch Schmelzwässer, Solifluktion, Lawinen und Wind relativ schnell talwärts geführt.

Was Eiserosion und subglaziale Schmelzwässer heute noch zu leisten vermögen, ist gut an der Pasterzenzunge ablesbar. Allein die Tatsache, daß sich unsere Techniker entschlossen haben, unmittelbar unter den Gletscherzungen künstliche Großspeicher (Margaritzenspeicher, Mooserboden und Tauernmoosboden, Weißsee usw.) anzulegen, mag auf den relativ geringen Schuttanfall hinweisen, verglichen mit den Verhältnissen der historischen Gletscherhochstände und denen des Spät- bzw. Postglazials.

Außerordentlich gefährlich sind im Hochgebirge Muren, Erdgletscher und Bergstürze. Besonders dort, wo die eiszeitlichen Gletscher Moränen in Hanglagen zurückgelassen haben und in Gebieten stark und schnell verwitternder Gesteine (Matreier Zone), ist die Gefahr von Murenbildung nach wie vor akut. Die beiden Katastrophenjahre 1965 und 1966 haben im südlichen Glocknergebiet eine traurige Bilanz hinterlassen. Besonders stark waren hier Kalser- und Iseltal betroffen. Nicht Starkregen, sondern die lange andauernden Niederschläge ließen langsam die Schutt- und Moränenmassen vollsaugen und dann abreißen.

Auch mit Bergstürzen muß immer gerechnet werden. Unsere Begehungen im Dorfer Tal haben eindrucksvoll bestätigt, daß der große Bergsturz am Ausgang des Dorfer Sees noch Nachklänge zeigt: am Nachmittag des 23. August 1968 ging auf der westlichen Seite ein ansehnlicher Bergsturz nieder.

Geomorphologen und Geologen finden hier noch ein weites und dankbares Feld, ihre Erkenntnisse zum direkten Nutzen der Hochgebirgsbewohner anzuwenden. So wie für viele Acker- und Weinbaugebiete Mitteleuropas die Gefahr der Bodenerosion aufgezeigt wurde, sollten bald im Hochgebirge die Zonen starker Gefährdung auskartiert werden. Die beiden Katastrophenjahre haben auch die Bedeutung des geschlossenen Waldes als Schutz gegen Starkabtrag gezeigt. Man muß hinfort noch sorgfältiger mit Waldrodungen verfahren. Auch bei der Neuanlage von Siedlungen sollte vorher das Hochrelief eingehend geprüft werden, nicht nur in bezug auf Lawinengefahr.

Damit sind wir beim Einfluß des Menschen auf die Reliefgestaltung: er spielt in der Glocknergruppe eine untergeordnete Rolle im Vergleich zu den intensiv genutzten Kulturlächen mitteleuropäischer Hügelländer. Auf die Bedeutung der Waldrodung wurde hingewiesen.

Vor allem entlang der Glockner-Hochalpenstraße und anderer Bauwerke halten Stützmauern, künstliche Befestigungen und Bepflanzungen, Begradigung und Regulierung der Entwässerung die Abspülung zurück oder lenken sie in bestimmte Bahnen. Zu erwähnen sind hier die aufwendigen Flußregulierungen im Kalser Tal, insbesondere die Schuttfangschleusen.

All dies hat auf die Großformen nur geringen Einfluß. Schon eher die künstlichen Stauseen. Im Kapruner-, Stubach-, oberen Möll- und unteren Kalser Tal wird fast die gesamte natürliche Abflußmenge aufgefangen und zur Gewinnung elektrischer Energie genutzt. Dieses in Stollen fließende Wasser fehlt den Flüssen, so daß ihre Erosionsleistung in diesen Talabschnitten stark reduziert ist.

Acker- und Weideterassen sind im Gebiet der Glocknergruppe weniger häufig als im Defereggental, südlich davon.



## VIII. Großformen und Kulturlandschaft

Auf vielfältige Weise hat der Mensch seit altersher die verschiedenen Großformen der Glocknergruppe für Siedlungen, Verkehrsanlagen, Wirtschaftsflächen usw. genutzt. Wesentliche Voraussetzungen dafür schufen die eiszeitlichen Gletscher. Ohne ihre Arbeit wären die Tauerntäler eng und schwer passierbar. Auch unterhalb der Schlifffgrenze fänden wir rauhgeformte Hänge und Terrassen. Niemals hätte es Platz für fruchtbare Schwemmkegel, breite Autostraßen und für die riesigen Speicher- und Kraftwerksanlagen in den Talgründen gegeben. Auch die gestreckte Form der Täler und ihrer Terrassenreste, vor allem aber die gute Durchgängigkeit und die niedergeschliffenen Pässe sind der Arbeit des Eises zu verdanken.

So sind die Schwemmkegel bevorzugte Siedlungsstellen. Kals und Großdorf sind dafür Paradebeispiele. Der einzige bedeutende Ackerbau der südlichen Glocknergruppe findet sich auf dem Großdorfer Schwemmkegel. Die schottererfüllten Flachstrecken der Täler tragen Siedlungen (Fuscher- und Stubachtal) oder Almen (Dorfer Tal), desgleichen die plio- und pleistozänen Leisten und Terrassen der Hänge (linke Talseite im oberen Mölltal). Ausgesprochen günstig erweisen sich für Hochweiden, Almhöfen und Heustadel die Reste der Hochtalböden bzw. die ehemaligen Trogschultern (Mölltal, Stubachtal). Die Eckfluren am Ausgang der Tauerntäler wurden als gute Siedlungsstandorte schon in den Anfängen der Tauernerschließung erkannt. Wo das Stubachtal in den Pinzgau mündet, wird eine Rückzugsmoräne vom Weiler Köhlabichl gekrönt.

Auch die Straßenführung bevorzugt die Flachstrecken der Täler, die Terrassenreste an den Hängen und die niedergeschliffenen Pässe. Hochtorn und Fuschertörl (Römerweg) und Kaiser Tauern (Steinaxtfund im Dorfer Tal) sind seit vorchristlicher Zeit als unbeschwerliche Tauernübergänge bekannt. Kaiser-, Matreier-, Peischlach- und Berger Törl im Süden des Hauptkammes, das Kapruner Törl nördlich davon, sind vielbegangene Pässe in der Glocknergruppe. Die Großglockner-Hochalpenstraße führt zwischen Fuscher Törl und Hochtorn mehrfach über Flachkar-Reste und hält sich auch südlich des Hochtorns wiederholt an alte Verebnungsreste (z. B. Senfteben, Kasereck).

Die Oberwalderhütte auf dem Großen Burgstall mag darauf hinweisen, daß eine Reihe unserer hochalpinen Schutzhütten auf den ältesten Formen der Glocknergruppe errichtet wurden. Das neuerschlossene, ganzjährige Skifahrergebiet am Kitzsteinhorn beruht letztlich auf dem Altlandschaftsrest unter dem oberen Schmiedingerkees.

Überschliffene, vom Eis noch verstärkte Stufen und Riegel und die glazial übertieften Wannan dazwischen haben das Kapruner und das Stubachtal für die Anlage von Großspeichern zur Gewinnung elektrischer Energie geradezu prädestiniert. Dazu sind freilich auch die umliegenden Gletscher als zuverlässige Wasserlieferanten notwendig. Die alten Flachformen in der Umgebung tragen wesentlich zur Vergrößerung des Einzugsgebietes bei.

Schließlich macht die Mannigfaltigkeit der Großformen, der Gegensatz steil – flach, geglättet und zackig, und die Anpassung der Vegetation und der Kulturlandschaft an diese morphologischen Gegebenheiten die Schönheit und den Reiz unserer Hochgebirge aus. Dies sind immer noch die Grundbedingungen für den Fremdenverkehr. Und ohne diesen wäre vielen Hochgebirgsbewohnern – gerade auch in der Glocknergruppe – die Existenzgrundlage genommen.