

Georg Fromme

**Kalkalpine Schuttablagerungen als Elemente nacheiszeitlicher  
Landschaftsformung im Karwendelgebirge (Tirol)**

(Mit 5 Textabbildungen)

Aus dem Geographischen Institut der Universität Innsbruck

## Inhaltsverzeichnis

|                                                                                                               | Seite |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| Schrifttum . . . . .                                                                                          | 6     |
| Einleitung. . . . .                                                                                           | 11    |
| <b>Die Schutthalden</b>                                                                                       |       |
| <b>I. Formenkunde</b>                                                                                         |       |
| a) Erscheinungsformen . . . . .                                                                               | 14    |
| b) Grundrißformen . . . . .                                                                                   | 20    |
| c) Neigungswinkel . . . . .                                                                                   | 20    |
| d) Pflanzenbesiedlung der Schutthalden . . . . .                                                              | 22    |
| <b>II. Entstehung der Schutthalden</b>                                                                        |       |
| a) Wand- und Schuttbildung durch Tektonik . . . . .                                                           | 24    |
| b) Wand- und Schuttbildung durch Erosion . . . . .                                                            | 30    |
| <b>III. Innerer Aufbau der Schutthalden</b>                                                                   |       |
| a) Basisfläche und Mächtigkeiten . . . . .                                                                    | 34    |
| b) Innerer Aufbau . . . . .                                                                                   | 39    |
| <b>IV. Das Problem der Schuttlieferung im Ablaufe der Postglazialzeit</b>                                     |       |
| a) Allgemeines . . . . .                                                                                      | 41    |
| b) Regional vergleichende Untersuchung des gegenwärtigen Oberflächen-<br>zustandes der Karwendel-Schutthalden |       |
| 1. Nordkarwendel . . . . .                                                                                    | 43    |
| 2. Innerkarwendel . . . . .                                                                                   | 71    |
| 3. Seefeldler Gruppe. . . . .                                                                                 | 77    |
| 4. Südkarwendel . . . . .                                                                                     | 88    |
| c) „Geochronologie der Schutthalden“ . . . . .                                                                | 91    |
| <b>V. Detailformen im Haldenschutt</b>                                                                        |       |
| a) „Streifenböden“ . . . . .                                                                                  | 104   |
| b) „Schuttdolinen“ . . . . .                                                                                  | 106   |
| c) „Schutthalden-Fußrinnen“ . . . . .                                                                         | 107   |
| <b>Die Schwemmkegel</b>                                                                                       |       |
| I. Allgemeines . . . . .                                                                                      | 107   |



|                                                                     |     |
|---------------------------------------------------------------------|-----|
| II. Schwemmkegel                                                    |     |
| a) Schwemmkegel im Inn tale . . . . .                               | 109 |
| b) Schwemmkegel im Innerkarwendel . . . . .                         | 119 |
| III. Murschuttkegel                                                 |     |
| a) Murschuttkegel im Inn tale . . . . .                             | 119 |
| b) Murschuttkegel im Innerkarwendel . . . . .                       | 121 |
| Die Talsohlenaufschüttungen                                         |     |
| I. Formenkunde, Bewuchs, Verbreitung . . . . .                      | 122 |
| II. Über den Entwicklungsgang der Talsohlenaufschüttungen . . . . . | 124 |
| Schlußwort . . . . .                                                | 126 |
| Tabellenanhang . . . . .                                            | 130 |

### Schrifttum

1. *Ampferer O.*, Über größere junge Formveränderungen in den Nördlichen Kalkalpen. Z. f. Geomorphologie, 1925/26, S. 276—291.
- 1a. Ders., Über einige Beziehungen zwischen Tektonik und Morphologie. Ebd., S. 83 bis 104.
2. Ders., Über Wandbildung im Karwendelgebirge. Verh. d. Geol. R.-A., Wien 1903, S. 198—204.
3. *Ampferer O.* und *Hammer W.*, Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. Jb. d. Geolog. R.-A., Wien 1898, S. 289—374.
4. Dies., Geologische Beschreibung des nördlichen Teiles des Karwendelgebirges. Jb. d. Geolog. R.-A., Wien 1903, S. 169—252.
5. *Ampferer O.*, Über Gehängebreccien der Nördlichen Kalkalpen. Jb. d. Geolog. R.-A., Wien 1907, S. 727—752.
6. Ders., Geologische Profile aus dem Gebiete des Kössener Beckens. Jb. d. Geolog. B.-A., Wien 1927, S. 123—148.
7. Ders., Über die Bohrung von Rum bei Hall/Tirol und die quartäre Verbiegung der Alpentäler. Jb. d. Geolog. B.-A., Wien 1921, S. 71—84.
8. *Bargmann A. F. J.*, Der jüngste Schutt der Nördlichen Kalkalpen. Anthropogeographische Beiträge zur Gebirgskunde. Hgg. v. F. Ratzel, Leipzig 1895, 103 S.
9. *Blöchliger G.*, Kleinlebewesen und Gesteinsverwitterung. Z. f. Geomorph. 1932/33, S. 273—284.
10. *Bobek H.*, Schlußzeit oder Rückzugsstadien? (Mit Erwiderung von O. Ampferer und Gegenerwiderung.) Pet. Mitt. 1930, S. 227—235.
11. Ders., Die jüngere Geschichte der Innalterrassen und der Rückzugsstadien der letzten Vergletscherung im Inn tale. Jb. d. Geolog. B.-A., Wien 1935, S. 135—189.
12. *Bowman I.*, The Andes of Southern Peru. H. Holt & Co., New York 1916. Besprechung von *E. Brückner* in Z. f. Glkde. XII, 1921/22, S. 57—70.
13. *Distel L.*, Besprechung der Arbeit von *E. Fels*: Wandel der Anschauung über die Entstehung der Kare in den Ostalpen. Mitt. d. Geogr. Ges., München 1929, S. 259 bis 261.
14. *Fels E.*, Gehängebreccien im Karwendelgebirge. Z. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1920, S. 307.
15. *Flückiger O.*, Schuttstrukturen am Kilimandscharo. Pet. Mitt. 1934, S. 321—324.
16. Ders., Glaziale Felsformen. Pet. Mitt. 1934, Erg.-Heft 218, 55 S. (Besprechung von *L. Distel*, Pet. Mitt. 1934, S. 143 und 181.)

17. *Frech F.*, Über Muren. Z. D. u. Ö. A.-V., 1898, S. 1—26.
18. *Friedel H.*, Beobachtungen an den Schutthalden der Karawanken. Carinthia II, 1935, S. 21—33.
19. *Fromme G.*, Die Quellen des südlichen Hanges der Innsbrucker Nordkette. Seminararbeit Geogr. Institut Innsbruck, 1948/49, 63 S.
20. *Gams H.*, Pflanzengesellschaften der Alpen. Jb. d. Ver. z. Schutze der Alpenpflanzen und -tiere, 14. Jg., 1942, S. 16—44.
21. Ders., Die nacheiszeitliche Geschichte der Alpenflora. Ebd., 10. Jg., 1938, S. 9—34.
22. Ders., Aus der Geschichte der Alpenwälder. Z. d. D. u. Ö. A.-V. 1937, S. 157—170.
23. *Gams H.* und *Nordhagen R.*, Postglaziale Klimaänderungen und Erdkrustenbewegungen in Mitteleuropa. Mitt. d. Geogr. Ges., München 1923, S. 13—336.
24. *Heim A.*, Bergsturz und Menschenleben. Fretz u. Wasmuth, Zürich 1932, 218 S.
25. *Kinzl H.*, Beobachtungen über Strukturböden in den Ostalpen. Pet. Mitt. 1928, S. 261—265.
26. *Kleblsberg R. v.*, Geologie von Tirol. Borntraeger, Berlin 1935, 872 S.
27. Ders., Die Gschnitzmoräne im Arzthal bei Innsbruck. Z. f. Gletscherkunde, XVII, 1929, S. 211—212.
28. Ders., Alte Gletscherstände im Vorland der Stubai Kalkkögel. Ebd., S. 211.
29. Klimakunde des Deutschen Reiches, Band II, Tabellen. D. Reimer, Berlin 1939, 560 S., bes. S. 219—234.
30. *Koegel L.*, Werden und Wandel der hochalpinen Formenwelt. Geogr. Anz. 1934, S. 230—233.
31. Ders., Der Schuttmantel unserer Berge. Z. d. D. u. Ö. A.-V. 1924, S. 1—23.
32. Ders., Beobachtungen an Schuttkegeln aus den Ammergauer Bergen. Mitt. d. Geogr. Ges. München 1920, S. 97—118.
33. Ders., Hochalpine Schuttlandschaften. Mitt. d. Geogr. Ges. München 1942/43, S. 221—250.
34. Ders., Vermurungsvorgänge im Berchtesgadener Land. Geogr. Anz. 1938, S. 97—108.
35. Ders., Zur Geschichte der Landschaft im südwestlichen Karwendel. Innsbrucker Nachr., 18. Mai 1925.
36. Ders., Die Pflanzendecke in ihren Beziehungen zu den Formen des alpinen Hochgebirges. Ostalpine Formenstudien, Abt. I, H. 5, I., Borntraeger, Berlin 1933, S. 1—126.
37. *Krebs N.*, Klimatisch bedingte Bodenformen in den Alpen. Geograph. Zeitschr. 1925, S. 98—108.
38. *Lechner A.*, Die Verkarstung im Karwendel. Diss. Geogr. Institut Innsbruck, 1948, 183 S.
39. *Lehmann O.*, Über die morphologischen Folgen der Wandverwitterung. Z. f. Geomorph. 1933, S. 93—99.
40. *Leidlmaier A.*, Beiträge zu einer Morphologie des Mitter-Pinzgau. Diss. Geogr. Institut Innsbruck, 1950, 310 S., Referat im Geogr. Jahresbericht aus Österreich, Bd. XXIV, 1952, S. 185—187.
41. *Maull O.*, Grundsätzliche Fragen der Alpeng geomorphologie. Geogr. Jahresbericht aus Österreich, XVI. Bd., 1933, S. 1—13.
42. *Mohaupt W.*, Beobachtungen über Bodenversetzung und Kammeisbildung aus dem Stubai- und dem Grödnertal. Christian, Hamburg 1932, 69 S.
43. *Morawetz S.*, Beobachtungen an Schutthalden, Schuttkegeln und Schuttflecken. Z. f. Geomorph. 1932/33, S. 25—43.
44. Ders., Schwemmkegelstudien. Pet. Mitt. 1942, S. 84—91.
45. *Mortensen H.*, Die Oberflächenformen der Winterregengebiete. Düsseldorfer geogr. Vorträge und Erörterungen. Vh. d. Geogr. Abt. der 89. Tagung d. Ges. deutscher

- Naturforscher und Ärzte in Düsseldorf. 1926. III. Teil: Morphologie der Klimazonen, S. 37—46, Diskussion S. 47—53.
46. *Paschinger H.*, Morphologische Ergebnisse einer Analyse der Höttinger Breccie bei Innsbruck. Schlern-Schriften, Bd. 75, Innsbruck, 1950, 86 S.
  47. *Penck A.* und *Brückner E.*, Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. 1, Chr. H. Tauchnitz, Leipzig, 1909, 393 S.
  48. *Penck A.*, Die Eiszeit in den Bayrischen Hochalpen. Sitzungsber. d. Preuß. Akad. d. Wiss., 1925, S. 349—371.
  49. Ders., Alte Breccien und junge Krustenbewegungen. Ebd., S. 330—348.
  50. Ders., Glazialgeologische Beobachtungen in den Bayrischen Hochalpen. Ebd., S. 301—329.
  51. *Penck W.*, Die morphologische Analyse. Engelhorn's Nachf., Stuttgart 1924, 283 S.
  52. *Poser H.*, Das Problem des Strukturbodens. Geol. Rundschau 1933/34, S. 105—121.
  53. *Reithofer O.*, Die Quartärablagerungen im Silbertal. Jb. d. Geolog. B.-A., Wien 1936, S. 177—196, bes. 195.
  54. *Richter M.*, Morphologie und junge Bewegungen beiderseits vom nördlichen Alpenrand. Z. f. Geomorph. 1932/33, S. 10—24.
  55. *Rothpletz A.*, Das Karwendelgebirge. Z. d. D. u. Ö. A.-V. 1888, S. 400—474.
  56. *Salomon W.*, Arktische Bodenformen in den Alpen. Sitzungsber. d. Heidelberger Akad. d. Wiss., Mathemat.-naturwiss. Klasse, 1929, 5. Abh., 31 S.
  57. *Schroeter C.*, Das Pflanzenleben der Alpen. 3. Aufl., A. Raustein, Zürich, 1926, S. 683 bis 739.
  58. *Schwinner R.*, Ungleichseitigkeit der Gebirgskämme in den Ostalpen. Z. f. Geomorph. 1932/33, S. 285—290.
  59. *Sölch J.*, Über die Schwemmkegel der Alpen. Geografiska Annaler 1949, S. 369 bis 383.
  60. Ders., Der Riegel von Karres bei Imst (Tirol). Anz. d. Österr. Akad. d. Wiss., Mathemat.-naturwiss. Klasse 1948, S. 53—62.
  61. *Stamm K.*, Schuttbewegungen. Geol. Rundschau 1911, S. 163—177.
  62. *Steinhauser F.*, Die Meteorologie des Sonnblick. J. Springer, Wien 1938, 180 S.
  63. *Stini J.*, Die Muren. Wagner, Innsbruck 1910, 139 S.
  64. Ders., Versuche über Schwemmkegelbildungen. Geol. Rundschau 1917, S. 189.
  65. Ders., Die Berausung und Bebuschung des Ödlandes im Gebirge. Graz 1908.
  66. Ders., Fortschritte des Tiefenschurfes in der Gegenwart. Geol. Rundschau 1912, S. 166—169.
  67. Ders., Unsere Täler wachsen zu. Geologie und Bauwesen 1941, H. 3, S. 71—79.
  68. *Strele G.*, Die Wildbäche und ihre Verbauung. Z. d. D. u. Ö. A.-V. 1899, S. 110 bis 132.
  69. *Tarnuzzer Chr.*, Die Schuttfacetten der Alpen und des hohen Nordens. Pet. Mitt. 1911, II, S. 262—264.
  70. *Troll C.*, Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. Geol. Rundschau 1943, S. 545—694.
  71. Ders., Die Frostwechselhäufigkeit in den Luft- und Bodenklimaten der Erde. Meteorol. Z. 1943, S. 161—171.
  72. *Wagner A.*, Klimaänderungen und Klimaschwankungen. Die Wissenschaft, Bd. 92, Braunschweig 1940, 221 S.
  73. *Wittmann O.*, Gibt es auch im Diluvium orogene Phasen? Geol. Rundschau 1941, S. 337—367.
  74. Zentralanstalt für Meteorologie, Jahrbücher der, 1923—1949.

75. *Zeuner F.*, Die Schotteranalyse. Geolog. Rundschau 1933, S. 65—104.
76. Karte des Karwendel-Gebirges 1:25.000, Westliches Blatt, Mittenwald-Zirl. Hg. v. Hauptausschuß des D. u. Ö. A.-V. 1933.
77. Karte des Karwendel-Gebirges 1:25.000, Mittleres Blatt, Hinterriß-Innsbruck. Hg. v. Hauptausschuß d. D. u. Ö. A.-V. 1935.
78. Karte des Karwendel-Gebirges 1:25.000, Östliches Blatt, Achensee-Schwaz. Hg. v. Hauptausschuß d. D. u. Ö. A.-V. 1936.
79. Geol. Spezialkarte 1:75.000, Zirl-Nassereith. Hg. d. d. K. k. Geolog. R.-A., aufgenommen von O. Ampferer und Th. Ohnesorge, 1903—1906.
80. Geologische Spezialkarte 1:75.000, Innsbruck-Achensee. Ebd.



## Einleitung

Zu den wesentlichen landschaftsformenden Kräften der festen Erdoberfläche zählen die Gebirgsbildung und das Klima. Wie durch die Gebirgsbildung im Ablauf der Erdgeschichte gleichsam der Rohbau unserer Erdenlandschaften geschaffen wird, so arbeiten die verschiedenen Klimate mit Hilfe mannigfacher Werkzeuge an ihrer Ausgestaltung. Zu den wichtigsten dieser Werkzeuge gehören in den gemäßigten Breiten das reichlich vorhandene Wasser, der Schnee und das Eis. Sie bewirken Verwitterung und Abtragung der festen Gesteine sowie Massenversetzung des gelockerten Gutes und damit eine immerwährende Veränderung des Landschaftsbildes. Vor allem im Hochgebirge laufen solche Umbildungsvorgänge verhältnismäßig rasch ab, so daß sie nicht nur in geologisch, sondern auch geschichtlich deutlich übersehbaren Zeiträumen oder selbst innerhalb von Menschengenerationen eindrucksvolle Spuren hinterlassen. Am stärksten treten hier wohl die Schuttablagerungen der Hochgebirge hervor und unter diesen ganz besonders die kalkalpinen, etwas geringer die kristallinen. Sie sind imstande, mit Hilfe des strömenden Wassers selbst in Tagesfrist gewaltige Umformungen etwa an einer Talandschaft im Hochgebirge zu verursachen.

*G. Strele* (68) berichtet beispielsweise vom Ausbruch eines Wildbaches im Tale des Vanoi (Cima d'Asta), welcher binnen weniger Stunden einen 90 bis 100 m mächtigen, seeaufstauenden Schuttkegel in das Tal baute.

Solche und ähnliche Ereignisse spielen sich überall im Gebirge in kleinerem oder größerem Maßstabe fortlaufend ab. Der Spaltenfrost sprengt allmählich Stein um Stein vom gewachsenen Fels ab, Gletschervorstöße lassen weite Talstrecken unter Eis verschwinden, Gletscherrückzüge geben Land in verändertem Zustande wieder frei, bar aller

Vegetation, mit frischen Felshängen, Auskolkungen und Glazialablagerungen versehen. Lawinen schürfen ihre Bahnen aus und drücken den Berghängen ein ganz besonderes Gepräge auf. Bergstürze, teils tektonisch, teils durch Unterwaschungen ausgelöst, reißen Lücken in eine Berggestalt und geben der darunter liegenden Tallandschaft einen völlig anderen Charakter<sup>1</sup>, Schutt- und Schwemmkegel werden aufgebaut oder wieder abgetragen, Flußaufstauungen, Laufverlegungen, Durchbrüche und Tiefenschurf wandeln das Landschaftsbild ohne Unterlaß. Deltabildungen schnüren Seen ab oder verlanden sie gänzlich, und zwar in so kurzer Zeit, daß z. B. die Planungsabteilungen der aus Gebirgsseen gespeisten Wasserkraftwerke besorgt die Schotter- und Schwebstoffführung von Zubringerflüssen unter Aufsicht halten. Weit in die Ebene hinaus schleppen die Gebirgsflüsse ihren Schutt.

Man denke nur an die gefährlichen Uferaufschüttungen des Po oder an die aufschüttungsbedingten enormen Landgewinne an der nördlichen Adriaküste in historischer Zeit. So hat sich das Mündungsgebiet der oberitalienischen Flüsse zwischen Isonzo und Brenta nachweislich rund um 10 km in den Golf von Venedig hinaus vorverlegt, die Po-Mündung sogar über 40 km in das Adriatische Meer (Kozenn-Atlas, 53. Aufl., S. 65).

Das Hauptelement aller angeführten und mit ihnen zusammenhängenden geomorphologischen Umwandlungsprozesse ist ohne Zweifel der rezente Gebirgsschutt. Sieht man von dem tektonisch verursachten Schuttanfall bei Krustenbewegungen der Erde ab, so sind einschließlich der spaltenfrostbedingten Haldenbildung unterhalb von Felswänden in den Alpen fast alle Entstehungsvorgänge, Bewegungen, Um- oder Ablagerungen von Gebirgsschutt vom Vorhandensein des Wassers abhängig. Die Menge des zur Verfügung stehenden Wassers oder die Bildung von Gletschern ist eine unmittelbare Funktion des Klimas.

Mit diesen Überlegungen und der Tatsache von Klimaschwankungen verbindet sich die Vorstellung, daß die besonders unser kalkalpines Landschaftsbild so wesentlich beeinflussenden rezenten Schuttablagerungen in ihrer Ausbildung stark dem Regime der verschiedenen Klimate im Ablauf der Nacheiszeit unterworfen waren. Denn erst nachdem die Gletscherströme des Eiszeitalters die Gebirgstäler nahezu vollständig von Lockermassen ausgeräumt und blankgefeigt hatten, konnte sich nach dem Eisrückgang neuer — rezenter — Schutt bilden. Der Zerfall der letzten quartären Eisströme und das Ende der „Rückzugsstadien“

<sup>1</sup> Siehe das Ablagerungsgebiet des Tschirgant-Bergsturzes in der Umgebung des Bahnhofes Ötztal, dessen Landschaft und Vegetation sich scharf von der des übrigen Oberinntales abhebt.

bedeutete demnach das Jahr Null in der Entwicklung der alpinen Schuttkörper. Mit der Abhängigkeit vom Klima ist die Geschichte des rezenten Schuttes und damit zum guten Teil der alpinen Landschaftsformung enge verbunden mit der Klima- und der Vegetationsgeschichte der Alpen im Postglazial.

Das Ziel der vorliegenden Untersuchung soll nun sein, den rezenten Schutt als einen wichtigen Bestandteil der festen Erdoberfläche in das Licht genauer geomorphologischer und vor allem geochronologischer Forschung zu rücken. Unter solchen Gesichtspunkten wurden die Schuttablagerungen bis jetzt noch kaum betrachtet. Die Arbeit konnte zum größten Teil nur hinsichtlich der formenkundlichen Fragen auf einiger Literatur aufgebaut werden. In den Fragen der Schuttbildung und vor allem des Entwicklungsganges der Schuttkörper fußt sie nur auf den Forschungen von *H. Friedel* (18) und *H. Gams* (21, 22 und 23), sonst jedoch ausschließlich auf Überlegungen, die sich aus dem Beobachtungsmaterial des Arbeitsgebietes ableiten. Dieses erstreckt sich auf den Bereich der vier Karwendel-Hauptketten zwischen Inntal und bayrischer Grenze und der Seefelder Senke und dem Achensee.

Der Hauptteil der Arbeit ist den Schutthalden gewidmet, denn sie sind es, die den flächenmäßig größten Teil aller Schuttmassen eines Hochgebirges ausmachen und überhaupt den Inbegriff des alpinen Schuttes verkörpern. Formenkunde, Schutthaldenbildung, innerer Aufbau und die Frage der Mächtigkeiten sollen studiert werden, der gegenwärtige Oberflächenzustand der Halden uns beschäftigen und uns schließlich hinüberleiten auf das große Problem des Entwicklungsganges der Schutthalden seit der Eiszeit.

Bei den Schwemmkegeln wurden besonders die verschiedenen bedeutungsvollen Zerschneidungs- und Einschachtelungsformen behandelt, die auf einen vielfachen Wechsel im Ablauf des Sedimentationsvorganges der Schuttablagerungen hinweisen.

Auch die Aufschüttungen der Gebirgstalsohlen wollen wir unter solchen Gesichtspunkten betrachten. Sie bedecken zwar weit weniger Fläche als die Schutthalden und Schwemmkegel, bergen aber in der geomorphologischen Behandlung nicht geringere Vielfältigkeiten. Sie haben vor allem als Bindeglied zu den großen Schwemmkegeln am Gebirgsrande Bedeutung.

Im großen und ganzen möge diese Arbeit als erster Versuch gewertet werden, jene Probleme um den Gebirgsschutt zu klären, die bis heute noch im Dunklen liegen. Man bedenke auch, daß jenes Abwitterungs- und Zerstörungsprodukt der Gebirgsauftragungen eigentlich unseren



Lebensraum darstellt. Es ist in der Tat so, daß wir uns die meiste Zeit unseres Lebens auf Schutt bewegen, wir arbeiten und bauen darauf, er bietet uns die besten Anbauflächen und — er bedroht auch mitunter durch Murbrüche, Felsstürze und andere Katastrophen Kultur- und Weideflächen. Die Erforschung des rezenten Schuttes soll dazu beitragen, die Kenntnis über unsere Hochgebirge zu erweitern und darüber hinaus der Wirtschaft und besonders der Wildbachverbauung einige Fingerzeige zu geben.

Die vorliegende Arbeit wurde dem Verfasser im Frühjahr 1949 als Dissertationsthema von Herrn Professor Dr. Hans Kinzl gestellt, am Geographischen Institut der Universität Innsbruck im Ablaufe von zwei Jahren durchgeführt und demselben im Jänner 1951 als geographische Dissertation „Der rezent Schutt im Karwendelgebirge“ eingereicht.

Besonderer Dank für wertvolle Beratung, bereitwillige Auskunft und Zurverfügungstellung von Schrifttum gebührt dem Geographischen, Geologischen, Mineralogischen, Botanischen, Hygienischen und dem Institut für Meteorologie und Geodynamik der Universität Innsbruck sowie der Wildbach- und Lawinenverbauung Innsbruck und der Saline Hall in Tirol.

## Die Schutthalden

### I. Formenkunde

Im Hochkarwendel wird das Landschaftsbild von drei Formtypen beherrscht. Erstens von den Felswänden, die steil zur Gipfelregion emporführen, zweitens von den Schutthalden am Fuße der Wände und drittens von dem meist flachen, begrünten oder mit Moränenhaufwerk erfüllten Vorgelände der Schutthalden. Die Schutthalden stellen zweifellos die eindrucksvollste Form der Gebirgsablagerungen dar und nehmen auch, wie die Flächenberechnung zeigt, mit 74,48 km<sup>2</sup>, das sind 57,2 Prozent, den größten Teil unter allen rezenten Schuttvorkommen ein, die zusammen 129,92 km<sup>2</sup> Fläche bedecken.

#### a) Erscheinungsformen

Bei einer morphologischen Betrachtung der Schutthalden stellt sich alsbald heraus, daß uns dieser Ablagerungstyp in mehreren Erscheinungs- oder Ausbildungsformen entgegentritt, die untereinander große Unterschiedlichkeit aufweisen. Es gibt in den kalkalpinen Räumen fünf Gruppen von haldenartigen Sedimentationskörpern:



1. Sturzhalden,
2. Murhalden,
3. Rinnenhalden und Schuttrinnen,
4. Berg- und Felsstürze,
5. alte Hangschuttfüße.

Der Ausdruck „Sturzhalden“ drängt sich infolge ihres eigentümlichen Entstehungsvorganges auf, nämlich der Ansammlung von aus Felswänden stürzender Trümmer. In dieser Art stehen die Schutthalden in dem System der Sedimentgesteine einzigartig da: Sie gehören dem Stoff nach zu den terrigenen Absatzgesteinen, dem Medium der Bildung nach findet man jedoch keine klare Definition. Die meisten Schutttypen sind fluviatile Sedimente. Bei den Schutthalden scheidet jedoch das fließende Wasser als Bildungsmedium aus. Die Trümmer stürzen meist in einem vielfach durch Aufschlagen unterbrochenen freien Fall aus den Wänden auf die Halden herab. Niemand wird es aber einfallen, die Schutthalden deshalb als äolisches Sediment anzusprechen, obwohl die Luft das eigentliche Medium der Sedimentation darstellt. Da das eigentümliche bei der Haldensedimentation der Sturz ist, könnte man die Schutthalden dementsprechend als „Sturzsedimente“ der Nomenklatur zuweisen.

Die wenigsten steinschlagliefernden Felswände zeigen sich uns als glatte, ungegliederte Mauerfluchten. Entsprechend treten auch die Sturzhalden zu ihren Füßen nicht als einfache, leistenartig verlaufende, homogene Körper auf. Vielmehr sind es die Fußpunkte kleinerer oder größerer Felsrinnen, die das Aufbaumaterial der Halden auswerfen und an welchen sich einzelne Kegel aufbauen. Deshalb erscheinen die Halden als langgestreckte Kegelreihen, von denen jeder Sturzkegel eine Felsrinne als Einzugsgebiet hat.

Typisch bei der Entwicklung der Sturzkegel ist, daß sie bei anhaltender Schuttlieferung in ein Stadium gelangen, in dem sich der Neuschutt nicht mehr gleichmäßig über den ganzen Mantel des Halbkegels verteilt. Er weicht dann dem bauchig gewordenen Kegelscheitel aus und lagert sich seitlich zwischen Kegelscheitel und Haldenrückwand ab. Scheinbar wird der Scheitel infolge seiner Lage direkt am Ausgange von Felsrinnen oder Kaminen so stark mit Schutt beliefert, daß er zu weit von dem Fußpunkt der Rinne wegwächst, um noch neuen Schutt aufnehmen zu können. Dieser wird dann eben durch den Scheitelwulst seitlich abgelenkt und bildet dort „parasitäre“ Neuschuttkegel. Diese Erscheinung bestätigt auch *H. Friedel* (18) aus den Karawanken.

Vielfach erscheint der Haldenfuß bereits fluvial beeinflusst und zeigt Formen, die der echten Haldenform nicht mehr entsprechen. Die durchschnittlich 30gradige Neigung der Oberfläche sinkt auf unter 10 Grad (immer Altgrad!) herab, die Trümmer auf ihr befinden sich, anders als auf den Schutthalden, in stabiler Lage. Die ganze Halde ist murendurchfurcht und eigentlich fast ein Schwemm- oder Murschuttkegel geworden. Kennzeichnend für die Oberflächenform sind netzartige, meist parallel zur Hangneigung verlaufende Wülste, die oft Begrünung tragen. Trotzdem hängt diese Partie noch so enge mit der wirklichen Halde zusammen und der Übergang von dieser in jene erfolgt so unmerklich, daß man Halden mit solchen Murausstrichen als Murhalden bezeichnen könnte. Wir finden sie vorwiegend im Raume der Seefelder Gruppe. Die Ursache zur Bildung von Murhalden scheint der Wegfall der Karrücktiefung zu sein bzw. die Anzapfung von Karen durch Täler im Wege der rückschreitenden Erosion. Während in den meisten Fällen die Haldenfüße in vorgelagerten Mulden oder sonstigem rückläufigem Gelände oder vor einer hindernisreichen Rundbuckellandschaft enden, dringen sie hier tief in die Täler hinab und bringen in ihrem Gefolge gewaltige Vermurungen mit sich. Die beiden Haupt-haldentypen, die Sturz- und Murhalden, nehmen zusammen den größten Flächenanteil, nicht nur von den Schutthalden, sondern auch von der Gesamtschuttfläche im Beobachtungsraum in Anspruch. Sie bedecken mit 58,65 km<sup>2</sup>, 45,1 Prozent von letzterer.

Eine weitere Abweichung von der normalen Haldenform stellen jene Schutthalden dar, deren Auflagerungsfläche so steil ist, daß sich kein Schutt mehr ständig auf ihnen halten kann. In solchen Fällen kommt es zu rinnenartigen Ausläufen der Halde. Oft setzt sich der ganze Haldenkörper nur aus zungenartigen Schuttzügen zusammen. Deshalb wäre der Ausdruck Rinnenhalde angebracht.

Typische Vertreter sind in der Seefelder Gruppe das Rauhkar südlich der Ursprungstürme oder die Halden im Höllkar südlich der Erlspitze. In der Höttinger Mulde finden wir Schuttrinnen, die mitunter haldenartige Verbreiterungen aufweisen; unterhalb der „Kemach“ sind es ausgesprochene Rinnenhalden. Schließlich ist das ganze Südgehänge der Innsbrucker Nordkette zwischen Arzler Scharte und Haller Törl mit den langen, steilen und zerfurchten Zungen der Rinnenhalden besetzt (Arzler Reise, Alblehner, Milchrinner, Kesselreise, Schutt unterhalb des Wildangers).

Der Unterschied zwischen Rinnenhalden und eigentlichen Schuttrinnen ist von untergeordneter Bedeutung. Bei ersteren handelt es sich um einen flächigen Komplex von schuttdurchfahrenen Rinnen, bei den anderen meist um große isolierte Schuttbahnen, welche das Material oft über weite Hangstrecken verfrachten. Beide Typen gehen

dauernd ineinander über und sind kaum auseinanderzuhalten. Notwendig ist nur der Unterschied zwischen rinnenartigen Schuttvorkommen im allgemeinen und den echten Schutthalden, die auf weiten Flächen vorkommen und relativ stabil gelagert sind. In der Lagerung besteht ja die Hauptgegensätzlichkeit. Die echten Halden lagern immer einem schlichten Relief auf, die Rinnen und Rinnenhalden werden durch eine unruhige, steile und zerrissene Basisfläche bedingt. Die einen sind zu meist der Erosion des Haupttalflusses entrückt, die anderen in ihren Einflußbereich gezogen.

Morphologisch äußert sich dies natürlich in steilen, zergliederten Formen der Ablagerung. So kann man z. B. im obgenannten Rauhkar oder in den Ablagerungen des westlichen Turnkamps (Eppzirl) bis zu 45 Grad Neigung der Schuttauflage messen, obwohl die maximalen Neigungswinkel stabiler Halden weit unter 40 Grad bleiben. Eine größere Steilheit als 45 Grad ist außer an jungen Anrissen und Aufschlüssen an keinem der Rinnenhaldenschuttvorkommen festzustellen. Immerhin überschreiten 45 Grad bei weitem den natürlichen Böschungswinkel des Kalkalpenschuttes. Die Folge davon ist eine höchst labile Lage der einzelnen Gesteinstrümmer, ein dauerndes Rutschen und Fließen und eine reiche Schuttlieferung in die Täler und zu den Schwemmkegeln.

Überall zu beobachten ist, daß Schuttrinnen und Rinnenhalden von den Tallawinen als Laufstrecke benutzt werden. Dies bewirkt einerseits Verschärfung der schon tief eingesägten Gesteinsbahnen, andererseits erzeugen die Lawinen typische Formen im Schutt derselben.

Es werden durch die Lawinengänge meist 10 bis 20 m breite, etwa 1 bis 2 m tiefe Gassen in den Rinnenschutt gerissen, an deren Rande Schuttwälle von ca. auch 1 bis 2 m Höhe zum Absatz gelangen. Verursacht wird dies durch das Nachlassen der Transportkraft der Lawine in ihren randlichen Teilen.

Die Schuttmächtigkeiten der Rinnen und Rinnensysteme sind gering. Immer erreichen etwaige Wasserrisse den Felsboden. Mehr als ein bis fünf Meter dicke Schuttlagen kommen kaum in Frage. Die Mächtigkeiten der Rinnenhalden hingegen weisen größere Werte auf.

Im Beobachtungsraum nimmt der Typus der rinnenartigen Gehängeschuttvorkommen insgesamt 14,99 km<sup>2</sup> Fläche ein, das sind 11,5 Prozent der gesamten Schuttfläche. Kennzeichnend sind ihre Bewuchsverhältnisse, weil sie die wenigsten Waldflächen tragen, dagegen aber den höchsten Prozentsatz völlig nackter Schuttflächen aufweisen. Den 1,3 Prozent Waldflächen, 7,7 Prozent Krummholzbeständen und 11,0 Prozent niederwüchsigen Pflanzen stehen 80 Prozent Vegetationslosigkeit gegenüber.



Die Bergstürze stellen eine den haldenartigen Schuttvorkommen verwandte Erscheinung dar. Wirkliche Bergstürze, die sogar an den Gegenhang hinaufprallen, sind im Karwendel selten. Insgesamt nehmen sie nur 0,6 Prozent der Schuttflächen ein (0,84 km<sup>2</sup>).

Im Halltal scheint Bergsturzdistribution vorzuliegen, die sich in Form von Berg-rissen anzeigt. Solche vermutet man beim Haller Zunterkopf im Gange und bei der Hohen Wand als bereits erfolgt. U. a. befindet sich ein deutlich erkennbares Bergsturzelände am Halleranger im sogenannten Knottach. Östlich von Punkt 2248 m der A.-V.-Karte zeichnet sich die konkave Abrißstelle in der Nordwand der Speckkar-spitze ab. Am Fuße der darunter liegenden Schutthalde östlich der Schnitl-Wand liegt ein Haufwerk zerbrochener Wandplatten von schätzungsweise 4 bis 5 m<sup>3</sup> Ausmaß der einzelnen Trümmer. Die Trümmerzone verschwindet unter der alluvialen Tal-sohlenaufschüttung des Sambodens und kommt jenseits, wo der Hang gegen die Hallerangerspitze wieder ansteigt, erneut zum Vorschein. Auch im Karwendeltale liegen mehrere Bergstürze, die an den Gegenhang geprallt sind und infolge von See-aufstauungen morphologische Bedeutung erlangten.

Bei allen Bergstürzen finden Krummholz und Bäume in dem Spalten-gewirr der unverrückbar gelagerten Bergsturzböcke besten Halt und Schutz vor Sturm, Lawinen, Wild- und Viehverbiß, so daß sich die Bergsturzablagerungen direkt als Wehrburgen des Waldwuchses ent-wickeln. Der Schutz, welchen die Bäume in den Felsblöcken genießen und die stets tiefe Lage der Bergsturzablagerungen führt dazu, daß diese die einzige Schuttform im Karwendel-Gebirge darstellen, von welcher man 100prozentigen, wenn auch nicht dichten Bewuchs be-haupten kann. Ca. 50 Prozent Waldbäume und 50 Prozent Krummholz-bestände sind dabei vertreten.

Felsstürze sind fast auf jeder größeren Halde anzutreffen. Sie nehmen gegenüber den Bergstürzen nur bescheidene Ausmaße an Kubatur an und bleiben in der Regel auf der Haldenoberfläche unterhalb des Abrisses liegen, stürzen also nicht auf den Talgrund oder werfen sich gar an die Gegenhänge.

Über das Alter der Bergstürze im Karwendelgebirge gibt deren nicht eisbearbeitete Oberfläche und ihre Höhenlage Auskunft. Die Bergstürze im Halleranger-Gebiet liegen im Bereich daunzeitlicher Gletscherstände, jene im Karwendeltal im Bereich der Gschnitz-Gletscher. Da sie keine Spuren einer Eisüberfahung wie gerundete Kanten etc. zeigen, können sie erst nach diesen Eisvorstößen abgelagert worden sein. Ebenso wäre das Alter der Seeaufstauung bei der Anger-Alm (1304 m) im Karwendeltal anzusetzen.

Eine den Halden schon sehr entfernt verwandte Erscheinungsform sind „alte Hangschuttfüße“, welche keinen unmittelbaren Zu-sammenhang mit schuttliefernden Wänden mehr aufweisen oder ein



Werk der langsamen, zum Teil unsichtbaren Bodenversetzung, des „Gekriech“ darstellen. Desgleichen möchte ich hangfußverkleidende Überreste von alten abgestorbenen Muren in diese Gruppe setzen, da solche Ablagerungen den wandentrückten haldenartigen Schuttfüßen völlig gleichen und zum Teil auch identisch mit diesen sind. Wo nämlich eine Wand so weit abgewittert ist, daß aus ihr kein Stein mehr die Halde im freien Fall erreichen kann, wird sich ganz von selbst die murartig-rutschende Trümmerversetzung einschalten.

Dieser Schuttyp ist im Karwendel allerorts vertreten. Er nimmt 5,7 Prozent von der gesamten Schuttfläche in Anspruch. Die alten Hangschuttfüße sind als sozusagen abgestorbene Schutthalden in hohem Maße von Vegetation überkleidet. Nur 3 Prozent ihrer insgesamt 7,37 km<sup>2</sup> großen Fläche sind als vegetationslos zu bezeichnen.

Außerdem unterscheiden sie sich kaum von dem Profil der umgebenden Abhänge. Nur genaue geologische Feldarbeit könnte den Boden der alten Hangschuttfüße von der umliegenden Verwitterungskurve des Anstehenden trennen. So muß man sich darauf beschränken, die von der alten Geologischen Spezialkarte 1:75.000 angezeigten derartigen Ablagerungen im wesentlichen zu übernehmen. Wahrscheinlich könnte man in Wirklichkeit noch mehr alte Schuttfüße eintragen, da man solche auch auf manchen Flächen vermuten muß, welche die Geologische Spezialkarte mit „Ablagerungen der Rückzugsstadien“ versah. So z. B. im unteren Teil der Höttinger Mulde bei der Umbrüggler Alpe und im Gehänge der Hungerburg.

Beispiele für alte Hangschuttfüße findet man bei Leithen und Reith unterhalb des Durschkopfes (1642 m), südlich des Hechenberges unterhalb der Mittenwaldbahn, sodann auch im Weiherburggraben unterhalb der zum großen Teil verfallenen Stufe der Höttinger Breccie. Dort treten aus solchen abgestorbenen Halden vier typische Schuttquellen aus (19, Quellen Nr. 97, 98, 99, 101). Am Gnadenwald können die Schuttflächen des Judenwaldes, der Grubach und des Täublingsbodens, alle östlich St. Michael, als alte Schuttfüße angesehen werden.

Westlich des Hohen Gleiersch (2491 m) gegen das Gleierschtal zeigt die Geologische Spezialkarte drei große isolierte Schuttflächen am Feuerberg an, die man als Überreste ehemals aktiver Gehängeschuttbildungen ansehen kann. Westlich des Klein-Kristentales, südlich des Samertales (Schattenbrand und Needer), nördlich der Zunterköpfe (um St. Magdalena im Halltal), südlich des Lafatscher Joches (gegen das IBtal), in der „Vorderen Hocharbeit“, beim Jagdhaus Hubertus (Hinteraul), auf den Kälberböden bei der Anger-Alpe, bei der „Kirchschattseite“, am Stachlneder (alle drei im Karwendeltale), auf der sogenannten „Lutei“ (Eng-Alpe) und im Grubach-Graben nördlich der Stallen-Alpe finden wir die übrigen wichtigsten Vorkommen des Begehungsbereiches.

Eine Moränenüberlagerung durch Inntalgletscher konnte nur bei Leithen, sodann im Gehänge nördlich der Hungerburg und westlich des Hohen Gleiersch spurenweise festgestellt werden. Leider war

in keinem der Fälle eine wirklich einwandfreie Beobachtung möglich, da es sich nur um kleine Fetzen von Inntal-Moränenmaterial handelt. Immerhin müssen wir damit rechnen, daß wir es bei den alten Hangschuttfüßen mit den ältesten Schuttbildungen des Karwendel-Gebirges überhaupt zu tun haben. Die dazugehörigen schuttliefernden Wände müssen schon seit Beginn der großen alluvialen Schuttproduktion in der frühen Endeiszeit stark erniedrigt gewesen sein.

#### b) Grundrißformen

Wie der Grundriß der verschiedenen Schutthalden beschaffen ist, hängt von der Großform der Rückwände ab. In sehr vielen Fällen ist es eine Karumfassung, welche die bekannte Zirkusform der Haldenfläche erzeugt. Liegen keine Kare vor, so treten an ihre Stelle vorwiegend konkave Wandeinheiten, unter denen sich in entsprechender Form der Schutt ablagert. Zu den konkaven Haldenformen gehört der Typus der Riesenhalden im Norden der Gleierschkeite und im Norden des östlichen Teiles der Karwendel-Hauptkette, wo das Gebirge seine größten Höhen erreicht. Betrachten wir im Kartenbild das Weite Tal, die Hinteröd- und Grubachreisen oder die großen Halden der Ladizer oder Laliderer Reisen sowie jene im Engen Grund, so vermissen wir wohl den Namen „Kar“, erkennen aber, daß wir es offenbar auch hier mit der glazialen Hohlform der Kare zu tun haben. Im Falle der großen Karwendelhalden nagte mit Sicherheit einst die Bergschrundverwitterung am Fels, wie uns Moränenreste beweisen. Folglich ist die glaziale Aushöhlung dort verständlich.

Wir dürfen demnach annehmen, daß auch die flachbögigen Rückwände großer Halden wie der erwähnten glazial geformt sind. Es mag, um auch *E. Fels* (13) gerecht zu werden, welcher in den Karen nur ehemalige Quellmulden des miozänen Talsystems sehen will, irgendwo im Hintergrund z. B. der präglazialen Ladizer Wände eine Quellmulde gelegen haben, in der die Gletschererosion zuerst ansetzte. Irgendwelche Diskontinuitätsstellen geben ja jeder Erosion die ersten Anhaltspunkte.

#### c) Neigungswinkel

Das Längsprofil der Schutthalden zeigt die größten Neigungen, die wir bei den Schuttablagerungen kennen. Nur der Gefällswinkel mancher Schuttrinnen mag stellenweise die Neigungen der echten Schutthalden übertreffen.

*A. F. J. Bargmann* (8) stellte im Karwendelgebirge eine maximale Haldenneigung von 45 Grad fest. Er muß diesen Wert bei der Messung von obersten Partien oder von Schuttrinnen erhalten haben. Die kaum 2 m hoch werdenden, höchst labil aufgebauten, aus frischem Schutt bestehenden und dicht an die Rückwand gelehnten Aufsatzkegelchen an der Ausmündung von Felsrinnen erreichen diese Steilheit mitunter, aber von einer maximalen Neigung der großen Schutthalden von 45 Grad zu sprechen, ist übertrieben. *A. Piwouar* (33/221) hat im fest gelagerten Granitschutt Neigungswinkel von 43 Grad gemessen, was jedoch *J. Stini* bezweifelt. Nach *K. Stamm* (61/163—177) beträgt der maximale Böschungswinkel für Schutt 35 Grad.

Ich selbst stellte im Bereiche der Vikarspitzen in den Tuxer Voralpen, und zwar in den die Quarzphyllonite inselartig überlagernden Gneisvorkommen, welche jenen der Ötztaler Masse gleichen, lokale Felsstürze oder besser gesagt Felszusammenbrüche fest, die bei kaum haldenmäßiger Ausdehnung 43 bis 45 Grad Neigungswinkel erreichten. Dabei wiesen die Blöcke eine mittlere Kantenlänge von 0,5 m auf.

Im Karwendel-Gebirge konnte ich, abgesehen von den erwähnten Aufsatzkegelchen unmittelbar am Fuße der Wände und von den scharf angeschnittenen, steilen rinnenartigen Ablagerungen bei genauesten und wiederholten Messungen keine größere Haldenneigung als nicht ganz 40 Grad messen. Diese maximale Steilheit tritt unterhalb der Nordwände der Freiongstürme (bei 2300 m Höhe) auf. Aber auch dieser Winkel ist nur auf obersten Haldenpartien meßbar. Südlich der Eppzirler Scharte erlangen die zur Scharte hinaufreichenden Schuttlüge 38 Grad Neigungswinkel. Auch sonst fielen mir in den Seefelder Bergen im allgemeinen steilere Schutthalden auf als im übrigen Karwendel-Gebirge. Wir müssen den mittleren Haldenwinkel im Raume der Seefelder Hauptdolomitberge mindestens mit 34 Grad ansetzen, das heißt, wenn man von den flachen Murausstrichen der unteren Haldenpartien absieht. Die Trümmer sind im allgemeinen gleich groß, 5 bis 8 cm Kantenlänge ist das übliche Ausmaß. Auffällig ist der relativ hohe Gehalt an feinerem Zerreibsel. Besonders wo der Spaltenfrost als Hauptverwitterungsagens tätig ist, und das ist ja in unserem Haldenbereiche der Fall, zerfällt der an sich schon morsche, oft endogen brecciöse Hauptdolomit in einen feinen polygonalen Grus. Dieser Umstand sowie auch die stärkere Verunreinigung durch tonige Accessorien fördert ganz besonders die vegetative Besiedlung und damit die schnellere Befestigung der Halden. Sie dürften daher, bevor die Abtragungskräfte den Haldenwinkel weiter verebnen können, durch den Pflanzenanflug befestigt, steiler stehen bleiben als dies bei dem anderen großen Haldenbildner, dem Wettersteinkalk, möglich ist.



Einige Messungen maximaler Haldenneigungen im Wettersteinkalk mögen folgender Übersicht entnommen werden:

| Örtlichkeit                                 | Neigungswinkel<br>(Altgrad) |
|---------------------------------------------|-----------------------------|
| Nördlich der Rumer Spitze (Pfeis) . . . . . | 35—37                       |
| Südlich der Sattelspitzen                   | 35—36                       |
| Oberstes Steinkar                           |                             |
| Frau-Hitt-Kar                               |                             |
| Westliches Tunigskar                        |                             |
| Knotach (nördlich Gleierschtaler Brandjoch) | 35                          |
| Ostteil obere Arzeler Reise (Rumer Spitze)  |                             |
| Enger Grund                                 |                             |
| Seegrubenkar                                | 32—34                       |
| Bergwerkshalden am Wildangerstollen         |                             |
| Stempelreise                                |                             |
| Hinterödreise                               | 34                          |
| Stachlkopf-Halden (Karwendeltal)            |                             |

Die große Neigung der Stachlkopf-Halde ist besonders dadurch interessant, weil sie schon sehr alt erscheint und sich dennoch mit einem solchen Böschungswinkel erhalten konnte. Hier wird die tiefe Lage zu einer schnelleren vegetativen Besiedlung und damit zur Erhaltung der jugendlichen Neigung beigetragen haben.

Die mittleren Neigungen auf Wettersteinkalkhalden spielen um 30 Grad und sinken zuweilen sogar auf 28, ja auf 25 Grad ab.

Bei der Besprechung der Haldenneigungen möge gleichzeitig vorgegriffen und das Problem Haldenneigung und Alter der Ablagerung angeschnitten sein. Es ist ja zu erwarten, daß morphologisch jüngere Schutthalden einen größeren Neigungswinkel aufweisen werden als morphologisch ältere. Jedoch ist in der Praxis daraus keine Regelmäßigkeit ableitbar. Und zwar aus dem Grunde, weil der Haldenwinkel oft durch verschieden starke Wasserdurchdringung des Schuttes Veränderungen erfährt, die unabhängig vom Alter der Ablagerung sind.

#### d) Pflanzenbesiedlung der Schutthalden

Die Ursache der minderen Steilheit der Wettersteinkalkhalden liegt, wie schon erwähnt, offenbar auch in dem pflanzenfeindlichen Verhalten des Gesteines. Äußerste Armut an Alumen macht den Wettersteinkalk so steril, daß sich die Trümmerhalden oft bis in tiefe Lagen herab nicht mit Vegetation zu bekleiden vermögen, diese daher auch nichts zur Befestigung und zum Schutze der Halden vor der Abtragung beitragen kann.

Da das Gestein bedeutend härter und fester ist als der Hauptdolomit, zerbricht es beim Sturz aus den Wänden schon nicht gleich in so kleine Stücke. Die Trümmer sind meist 10 bis 15 cm lang, sehr häufig vertreten sind jedoch auch große Blöcke. Ausmaße bis zu einem Kubikmeter sind keine Seltenheit. Weiterhin setzen sie beim Rutschen über

die Halde der Zerkleinerung größten Widerstand entgegen. Sie stumpfen sich nur an den Kanten ab. Dies trägt wieder zu einer größeren Beweglichkeit der Schuttoberfläche bei, welche gleichfalls das Aufkommen von Pflanzen erschwert. Mit der Pflanzenfeindlichkeit des Wettersteinkalkes ist auch das völlige Fehlen von Dauersiedlungen im Karwendel-Gebirge erklärbar.

Betrachten wir den Anteil der Haldenoberfläche (Sturzhalden und Murhalden) im Beobachtungsraum, der von Pflanzen bedeckt ist, so ergibt sich für das Krummholz 19,2 Prozent (11,17 km<sup>2</sup>), für den Niederwuchs 15,4 Prozent (9,1 km<sup>2</sup>). Nur 3,8 Prozent Waldfläche (2,24 km<sup>2</sup>) ist auf den Halden festzustellen, dagegen sind 61,6 Prozent (36,14 km<sup>2</sup>) völlig vegetationslos. Nur die rinnenartigen Schuttvorkommen weisen noch mehr nackte Flächen auf als die echten Halden.

*L. Koegel* (36) stellte fest, daß bei gleichbleibenden Kampfbedingungen der Endsieg den Pflanzen gewiß sei. Nur eine Klimaverschlechterung könne die Lebensenergie der Pflanze so herabsetzen, daß sie dem anbrandenden Schutt nicht mehr standzuhalten vermag.

Über die Rückwirkung der Begrünung des Ödlandes auf den Boden und die Wasserabflußverhältnisse schrieb *J. Stini* (65). Demnach seien der Begrünung enorme bodenbindende Kräfte beizumessen. Die Pflanzendecke festige das Lockermaterial nicht nur aktiv durch die Wurzeln, sie dämpfe auch die Wärmeschwankungen im Boden und schwäche die Heftigkeit der Fröste ab. Weiters hielten die Pflanzen das Niederschlagswasser zurück und verdampften es, wodurch dessen Erosionskraft vermindert wurde. Schließlich bremsen die Blätter und Zweige auch die dynamische Kraft des Regens oder Hagels. Heftige Wolkenbrüche oder gar Hagelschlag seien oft allein durch den Anprall der Tropfen oder Schloßen an einem Murbruch schuld gewesen. Gerade auf den lockeren Schutthalden müsse sich die Kraft des aufprallenden Niederschlages besonders verschärft auszuwirken imstande sein. Allerdings halte ich hiebei die dynamische Kraft des Regens für etwas überschätzt. Wenn es nach lokalen, aber sehr heftigen Wolkenbrüchen zu Murgängen kam, wird mehr die plötzliche intensive und konzentrierte Durchfeuchtung der bereitstehenden Murschuttmassen daran schuld gewesen sein als der Aufprall der Regentropfen, welcher, wie ich oft selbst beobachtete, kaum ein 1 bis 2 cm großes, an der Oberfläche liegendes Geröllstück zu bewegen vermag.

*O. Lehmann* bestätigt (*Z. f. Geomorph.* VI/1931, 233—248), daß die Regentropfen infolge des Luftwiderstandes keine großen Endgeschwindigkeiten erreichen. Große Tropfen, die beim Fall eine besondere Beschleunigung erfahren, werden zerrissen und treffen den Erdboden fast ohne jede Aufprallwirkung.

Anders dürfte es mit dem Hagelschlag stehen. Ein schweres Hagelwetter soll nach vorangegangener Abholzung seinerzeit Schuld an dem Ausbruch der Schesatobel-Mure (Vorarlberg) getragen haben, welche sich daraufhin bis heute nicht mehr beruhigte. Die gewaltigen Murbrüche im Raum von Eppzirl sollen sich nach Aussagen der Hirten ausschließlich im Zusammenhang mit „Schauern“ (= Hagelschläge), und zwar in den Zwanzigerjahren abgespielt haben.

Wenn die Vegetation den schon abgesetzten Schutt durch Befestigung sicher zu beeinflussen vermag, so darf ihre Wirkung allerdings auch nicht überschätzt werden. Besonders wo infolge noch junger, unausgeglicherener, also übersteilter Großformen der Anfall von neugebildeten

Schuttmassen andauert, muß alles aufkeimende Leben weichen. Aus diesem Grunde werden wir den Pflanzenwuchs auf den Halden auch als sicheren Anzeiger der Aktivität der Schuttlieferung aus den Wänden gut brauchen können.

Ich möchte die Aufzählung der im Karwendel-Gebirge aufgefundenen und im Botanischen Institut Innsbruck bestimmten Typen in einer Untersuchung über rezenten Schutt, der doch so stark mit der Vegetation in Verbindung steht, nicht hinweglassen und an dieser Stelle einschalten.

In tieferen Lagen, etwa unter 1700 bis 1800 m Höhe, trifft man auf den meisten Schutthalden vorwiegend folgende Vertreter der Felsschuttflora:

Niedere Salixarten (Weiden), *Rumex scutatus* (Schildblättriger Ampfer), *Adenostyles alpina* (Alpiner Drüsengriffel), *Sesleria varia* (Blaugräser), *Linaria alpina* (Alpenleinkraut) und *Campunula cochlearifolia* (Löffelkrautblättrige Glockenblume), die hier das typische Initialstadium verkörpern. Weiteste Verbreitung haben viele Arten von Schuttgräsern, welche sich teilweise bereits zu einer dichten Narbe zusammenschließen. Allgemein bekannt sind die Legföhren (*Pinus montana*), Alpenrosen (hier vielfach noch *Rhododendron ferrugineum*), Schneeheide (*Erica carnea*), Heidekraut (*Calluna vulgaris*) und schließlich Bergahorne (*Acer pseudoplatanus*), Birken (*Betula verrucosa*), Vogelbeerbäume (*Sorbus aucuparia*), hochwachsende Strauchweiden (*Salices*) und die zähen Alpenerlen (*Alnus viridis*), krummholzartig, mit birkenartigem Habitus, die Vorläufer der Forstkultur im Hochgebirge und „Leitfossilien“ des Schuttbodens (nach *L. Koegel*, 36).

Höhersteigend treffen wir im Karwendel-Gebirge dann mehr niedrig wachsende, sich dem Boden anschmiegende Arten, echte Pionierpflanzen, welche dem extremen Wechselklima des Hochgebirges entsprechen, eine lange dauernde Schneebedeckung, Sturm und regere Schuttbewegung vertragen. Die aufgefundenen Hauptvertreter sind: *Globularia cordifolia* (Herzblättrige Kugelblume), *Linaria alpina* (Alpenleinkraut), *Saxifraga aizoon* (Immergrüner Steinbrech), *Saxifraga moschata* (Duftender Steinbrech), *Saxifraga aizoides* (Fetthennenartiger Steinbrech), *Silene acaulis* (Stengelloses Leimkraut). Unter den hochständigeren Pflanzen kommen wieder die Legföhre und Alpenrose in Betracht, in den höheren Lagen jedoch herrscht *Rhododendron hirsutum* (Behaarte Alpenrose) vor, die *Ferrugineum*-Art (Rostrote Alpenrose) tritt hier gänzlich zurück.

Bis in die allerhöchsten Lagen, so z. B. auch bis in die Hochkare weit über 2000 m, drängen vor: *Arabis alpina* (Alpengänsekresse), *Carex firma* (Polstersegge, hartes Zwerggras), *Dryas octopetala* (Silberwurz), *Hutschinsia alpina* (Alpen-Gemskresse), *Sedum adratum* (Schwärzliche Fetthenne), *Silene acaulis* (Stengelloses Leimkraut), *Thlaspi rotundifolium* (Rundblättriges Täschelkraut) und feingliederige Gräser wie *Poa alpina* (Alpen-Rispengras), *Trisetum distichophyllum* (Zweizeiliges Hafergras) und verschiedene Seslerien (Blaugräser).

## II. Entstehung der Schutthalden

Schutthalden finden wir überall dort abgelagert, wo sich große Felsaufragungen erheben. Ihre Entstehung hängt demnach von der Wandbildung ab. Dieser müssen wir nun zuerst nachspüren, um die Schuttbildung näher zu verstehen. Was sind die Ursachen der Wandbildung? Es kommen zweierlei in Betracht: Die Tektonik und die Erosion.



### a) Wand- und Schuttbildung durch Tektonik

Die ursprüngliche Anlage der meisten Versteilungen und Wände haben wir sicherlich der Tektonik zu verdanken. Schon bei der Verschiebung der Sedimentplatte der Nordtiroler Kalkalpen aus ihrem fremden Bildungsraum im Süden mußte es zu zahlreichen Brüchen und dergleichen Störungen gekommen sein, die uns heute als Felswände erscheinen.

Vielfach haben solche Versteilungen im Gelände für die Schuttlieferung heute aber nur mehr wenig Bedeutung, da sie von jüngeren akroorogenetischen Bewegungen übertroffen wurden.

Es sind die bekannten Hebungsakte des Tertiärs, die sich bestimmend für das heutige Bild der Gebirgslandschaft auswirken. Die den Landhebungen vorangegangene Abtragung schuf ein mehr oder weniger schlichtes Relief, welches nach den Emporschaltungen in höhere Niveaus zu liegen kam und dessen Ränder mit steilen Abbrüchen zum zurückgebliebenen Ausgangsniveau abfielen.

Die ansehnlichsten Zeugen solcher Bewegungen sind in den Ostalpen in Form der Kalkhochplateaus gegeben. *O. Ampferer* (1/276—291) hat an den Haller Mauern Untersuchungen darüber durchgeführt und festgestellt, wie die Heraushebung einer Altfläche aus ihrer Umgebung eine tektonische Neubauzone schafft, die als Wandabbruch durch Verwitterung einerseits die gehobene Altfläche (das ist die jetzige Gipfel- fläche) zerstört, andererseits ihren Fuß und den in der Tiefe gebliebenen Altflächenteil verschüttet.

Im Karwendelgebirge haben wir zwar nun keine Beispiele von Kalkhochplateaus im Sinne des Hochkönigs, Dachsteins, Toten Gebirges usw., wohl aber deutliche Reste einer einstigen, jetzt höher gestellten Erosionsoberfläche.

Solche Talrumpfe sind im Südwesten z. B. der Ursprungsattel in der Seefelder Gruppe. Im Süden gehören hierher der Lange Sattel, das Gleierschjöchl, das Niederbrandjoch, die Arzler Scharte, die Pfeis u. a. in der Nordkette. Ebenfalls fehlt es im Innerkarwendel an alten Talböden nicht. Die bekanntesten sind das Lafatscher Joch, die weite Fläche des Repts, das Überschalljoch und sicher auch die weiten, flachen Vorfelder im Norden der Gleierschkette (Raum der Lafatscher Hochalpe bis Hinterödalpe). Im Norden sind das Bäralpl mit seinen staffelförmig angeordneten Dislokationswänden und der Hochalpsattel die schönsten Beispiele für alte Talsohlenreste. Das Bäralpl bricht nach Norden in einer typischen Verwerfungsstufe ab.

Auch die meisten hochgelegenen Karböden fallen in das Niveau der alten Landoberflächen. Visiert man z. B. vom Goethe-Weg (östlich der Hafelekar-Bergstation) nach Norden über die breite Fläche des Niederbrandjoches hinweg, so gelangt man geradewegs in die Sohle der schönen Karwannen in der Südseite der Gleierschkette. Das Niederbrandjoch weist fast die gleiche Höhe auf, wie die genannten Karböden

(um 2100 m). Die 100 m hoch aufragende Stufe der Höferschaltung begleitet dort auffälligst die ganze Länge des Samertales. Unter ihr baut sich ein alter, völlig verwachsener Haldenfuß auf.

Am Rande dieser Landoberflächen ist nur mehr wenig rezente Schuttlieferung erhalten. Der Böschungswinkel ihrer zugehörigen Neubauzonen ist schon so weit verflacht und verwachsen, daß die Schuttlieferung weitgehend eingestellt wurde, während aller Schutt, der nach der Heraushebung des alten Talreliefs im Mitteltertiär zur Ablagerung kam, der eiszeitlichen Ausräumung anheimfiel. Manche aber wieder verfügen über noch sehr aktive Steilseiten, an welchen, den Formen entsprechend, nicht die Abtragung vertikal nach der Höhe, sondern horizontal nach der Seite hin herrscht.

Der Zweck unserer Ausführungen über die alten Landoberflächen aus dem Miozän und deren Reste im Karwendel, wobei diese freilich nur aufgezählt und grob beschrieben werden konnten, war aufzuzeigen, daß wir auch im Karwendel-Gebirge zahlreiche sichere Zeugen der alten Landhebung vorfinden und daß von den Landoberflächenresten bisweilen doch ganz ansehnliche Wände abbrechen, deren durchschnittliche Höhe immerhin auf 235 m kommt. Was für uns wichtig wird, ist hierbei, daß die Wandbildung auch den Anfall von nicht unbedeutenden Schuttmassen ausgelöst hat.

Bevor wir zur Besprechung der Steilflächen und Riesenwände unterhalb der Gipfelkämme fortschreiten, welchen die Hauptschuttlieferung entstammt, sei noch auf folgendes hingewiesen: Eine nicht zu unterschätzende schuttliefernde Wirkung üben im Karwendel-Gebirge auch Querverwerfungen aus. Schon A. Rothpletz (35/400 bis 474) machte auf solche aufmerksam, z. B. auf die zwischen Stachlkopf und Pleisenspitze im westlichen Teil der Karwendel-Hauptkette. Diese Brüche stünden demnach im engen Zusammenhange mit der Faltung. Von späteren Hebungen oder Senkungen wären sie unabhängig.

Für uns ist wichtig, daß sie starker Verwitterung unterliegen und dadurch Haldenschutt bilden. Augenfällig erscheinen sie uns in den tiefen Scharten, welche die Karwendelschneiden zergliedern. Solche primäre Dislokationslinien sind im Karwendel-Gebirge sehr zahlreich verbreitet.

Das Gleierschjöchl und der südöstlich davon liegende Abhang, Schusterberg genannt, ist stark von quer zur Kammrichtung verlaufenden tektonischen Störungslinien gezeichnet. Die Hauptverwerfung zieht von der Schusterreise (Mühlauer Klamme) über das Gleierschjöchl bis zur Mösl-Alpe im Gleierschtal. Am Fußweg vom Hafelekar gegen die Pfeis treten in der Gegend östlich des Gleierschjöchls des öfteren ca. 1 m breite, steil gestellte, von Südost nach Nordwest streichende Schichten endogener Breccie



auf, die man beinahe als Mylonit ansprechen kann. Typische Zeugen einer Verwerfung sind hier außerdem Glättungen der Schichtflächen und dunkelrötliche, zum Teil auch schmutzig-grünliche Harnischbildungen auf diesen.

Aus der beschriebenen Störungszone ziehen zahlreiche kleine, stets frisches, zum Teil grusartiges Material führende Schuttrinnen abwärts, wo sie im Mittelten Rinner und in der Schusterreise größere Dimensionen annehmen. Aus ihnen wird massenhaft Schutt in die Mühlauer Klamm geliefert. Auch nordwestlich des Gleirschjochs wirkt sich die Verwerfung in diesem Sinne aus. Obwohl dort keine maßgebliche Versteilung besteht, ist der Hang dauernd von lockeren Schuttmassen bedeckt. Auch die Arzler Scharte ist durch starke Verwerfungen quer zur Kammrichtung gezeichnet. Die dortigen Halden werden im Westen von durch Verwerfungen zergliederten Flanken der Roßzähne (2362 m) genährt, im Osten aus dem Absturz der Kämpe (Rumer Spitze). Meterbreite, steil stehende Mylonitstreifen ziehen hier in die Wand hinein. Sie wittern stark aus und liefern bauchige Halden mit frisch (weißlich) bestreuten Oberflächen gegen die tiefere Arzler Reise. An einer Stelle dieser Wand hat sich eine Kammquelle einen Mylonitstreifen als Weg gesucht. Am Fuße der Kämpen-Wand tritt sie hervor und räumt das brecciöse Material aus der Mylonitzone aus. Auf diese Weise wurde dort bereits eine 5 m tiefe, 1,5 bis 2 m breite Höhle geschaffen, die sich bergwärts noch weiter als tiefe Spalte fortsetzt. Dafür, daß die Halden hier große Aktivität aufweisen, zeugen auch die zahlreichen aufgesetzten jungen Kegelspitzen am oberen Haldenrande. Die Arzler Reise nimmt nun allen Schutt von oben her auf, in ihr bewegt er sich stromartig abwärts und wird größtenteils auch durch die Tallawinen verfrachtet.

Der Doppelabriß der Rumer Mure dürfte nichts anderes darstellen, als die Erweiterung einer außerordentlich breiten Querverwerfung. Eine solche hat hier wohl die erste Anlage zum Gehängeeinbruch und Murabriß geschaffen. Leicht verwitternde Gesteine wie Buntsandstein (vor allem im östlichen Abriß), aber auch Reichenhaller- und Raibler Schichten sowie Breccien haben diese Anlage verstärkt. Nachträgliche Geschehnisse wie Erdbeben, Schwächung der Lebenskraft der umliegenden Vegetation durch klimatische und anthropogene Einwirkung lösten daraufhin den Ausbruch der Mure aus. Als Beweis für tektonische Anlage kann der versteilte Buntsandsteinhorizont im Südgehänge der Rumer Spitze gelten. Zwischen dem Klammbachursprung-Buntsandstein und dem der Findl-Alpe liegen 450 m Höhenunterschied, wir haben also eine Verwerfung mit ganz großer Sprunghöhe vor uns. Weitere unmittelbare Beweise sind schillernde Harnischflächen in der Roten Riepe. Aufrechtstehend ziehen sie senkrecht zum Streichen des Kammes in das Gebirge hinein, aus ihnen stammt viel Lockermaterial.

Unter anderem sind auch die Scharten unterhalb der Seegruben-Halden, weiters jene zwischen den Sattelspitzen und der Frau-Hitt-Sattel selbst durch Querverwerfungen zustande gekommen. Die Gondel der Nordkettenbahn schwebt kurz vor der Hafelekar-Bergstation wenige Meter über Felsfurchen mit endogen brecciöser, stark auswitternder Gesteinsausfüllung.

Auch Längsstörungen kommen vor. Solche bestimmen in weitem Maße den Kamm der Bettelwurf-Gruppe. Sie fallen dort in die Fluchten der Nordwände. Der Blick vom Grat in die Nordflanken zeigt sehr schön die beiden, den Bettelwurf aufbauenden, aneinander verschobenen Längsschollen, die ganz verschiedene Schichtlagerung aufweisen. In der Gesteinszerstörung findet die Verwerfung ihren Ausdruck in der fast 500 m langen Schuttrinne westlich des Bockkarls.

Mit der Beobachtung der für die Schutthaldenbildung äußerst bedeutsamen Querbrüche sind wir bereits in die Steiflächen zwischen den bisher besprochenen, tiefer liegenden Landoberflächen und dem



ältesten, nächsthöheren morphologischen Stockwerk, der Gipfelflur aufgerückt, welche ja sicher auch nichts anderes darstellt, als den Rest einer ebenfalls im Tertiär gehobenen Landoberfläche. Diesen Steilflächen entstammt schlechthin die Hauptschuttlieferung. Die sie durchsetzenden eben besprochenen Querspalten gehören zu den wichtigsten Agentien der Wandzerstörung. Sie sind es vorwiegend, welche die Wände in diese Unzahl von Felsrinnen zergliedern und aus den Felsrinnen heraus sind die Wände der stärksten Auflösung unterworfen. Mithin ist die Tektonik schon in dieser Weise eine maßgebliche Ursache der Schutthaldenbildung geworden.

Das darf insoferne nicht mißverstanden werden, daß viele Wandrinnen natürlich auch fluviatil entstanden sind. Insbesondere hat das spülende Wasser die oft saiger aufgestellten Schichtfugen ausgehöhlt, so daß die vielfach auffallende Engständigkeit der Felsrinnen auch daraus erklärbar ist. Solchermaßen gebildete Wandfurchen unterscheiden sich meist wesentlich von den Verwerfungsklüften, weil sie keine bedeutenden Mengen von Neuschutt zu liefern imstande sind, ja die davor abgesetzten Schuttkegel aus solchen Furchen heraus sogar der Zerschneidung unterliegen.

Es muß bezweifelt werden, daß die zur Gipfelflur emporführenden Wände ausschließlich ein Werk der Tektonik sind; und zwar deshalb, weil wir sehen werden, daß viele Wandfluchten auch durch Erosion geschaffen worden sind. Es ist hier nicht unsere Aufgabe, tektonisch-genetische Zusammenhänge zwischen den großen Karwendelwänden und der Gipfelflur zu ergründen. Wir stellen nur fest, daß unterhalb der Gipfelflur die größten Wände und damit die größten Schutthalden existieren.

Zum Teil kann man aber gewisse Versteilungen, und zwar jene, die am Rande der Schubdecken liegen, sicher rein tektonisch entstanden erklären. Für uns kommt vor allem der Nordrand der Inntaldecke in Frage. An diesem vermutet *H. Paschinger* (46) tektonische Bewegungen als Ursache des großen Schuttabfalles zur Zeil der Breccienbildung im Karwendel-Gebirge. Solche Bewegungen wurden auch von *A. Penck* (49/330—348), *O. Wittmann* (73/337—367) und *M. Richter* (54/10—24) angenommen. Sie hätten sich besonders im Mindel-Riß oder im Riß-Würm-Interglazial abgespielt.

In unserem Gebiete ist es die Grenze zwischen der liegenden Lechtaldecke und der hangenden, tektonisch selbständigen Inntaldecke, welcher nach *Paschinger* eine wichtige schuttbildende Rolle zukam. Tatsächlich treffen wir sehr große Schutthalden und alte Breccienreste entlang

dieser Deckengrenze an. Besonders im Norden entlang einer Linie vom Hochalpsattel an über Kleinen Ahornboden, Spielflößjoch, Hohljoch, Lamsenjoch bis zur Stallen-Alpe ist dies der Fall.

Im Süden ist die Haldenbildung weniger stark ausgeprägt. Daran ist nicht geringere Schuttlieferung aus der dort verlaufenden Deckengrenze schuld, als der Mangel an genügend großen Auflagerungsflächen.

Im ganzen bedecken jedoch die rezenten Schuttflächen, welche am Rande der Deckengrenze liegen, nur rund  $19 \text{ km}^2$  Fläche.

Es wurden dabei sämtliche Schuttflächen entlang der nördlichen Deckengrenze berechnet, ferner die Flächen im Süden des Bettelwurfzuges einschließlich der Gnadenwald-Muren, des Halltales bis zum Haller Törl und die des rezenten Schuttes, welche der Überschiebung an der Nordkette zukommen. Wenn die Zahl auch unter gewissen Unmeßbarkeiten leidet, so gibt sie doch eine Größenordnung sicher an.

Jedenfalls stehen gegenüber den  $19 \text{ km}^2$  Schuttflächen an der Deckengrenze  $82 \text{ km}^2$  Fläche, die man schon erhält, wenn man bloß die gesamten Schuttvorkommen im Beobachtungsbereich zusammenrechnet, welche unmittelbar den Wänden entstammen, also die bereits fluviatil verlagerten ausschließt. Demnach käme der Deckengrenze keine allzusehr bedeutende Rolle, zumindest in der rezenten Schuttbildung zu.

Weiterhin muß man sagen, daß es auch im Inneren des Karwendel-Gebirges, also ferne der Deckengrenze, Reste alter Breccien gibt. *E. Fels* (14/307) beschreibt Wettersteinkalkbreccien im Moserkargraben, dem Quellgebiet der Isar, in der Nachbarschaft der Kühkarln südlich der Sonnenspitze und eine Gipfelbreccie auf der Westlichen Moserkarspitze (2529 m). Auch bei *O. Ampferer* (5/727—752) finden wir diese an den Deckenrand ungebundenen Breccienvorkommen erwähnt.

Desgleichen findet man im Samertal einen ansehnlichen Breccienrest. Auch am Abhange des Gießenbacher Needers (Unteres Gießenbachtal, Seefelder Gruppe) ragt aus lehmigem Mischmoränenmaterial (zentral- und kalkalpin) eine Breccienruine heraus, welche besonders deshalb bemerkenswert ist, weil sie aus Hauptdolomit besteht. Hauptdolomitreccien sind sehr selten und waren im Karwendel-Bereich bisher unbekannt.

Die Schwesterstücke der rezenten Riesenhalden im Raume von Ladiz, der Laliders-Alpe, des Engen Grundes und der Stallen-Alpe, die alle am Deckenrande liegen, finden wir im Inneren der Inntaldecke unter den Nordwänden der Gleirsch-Kette. Wer die Grubach- und Sonntagskarreisen, die Hinterödreisen und die mächtigen Halden im Weiten Tal gesehen hat, wird zugeben, daß es auch ohne Deckengrenzen zur Wandbildung und zum Abwurf gewaltiger Schuttmengen

kommen kann. In unserem Falle tragen die Querbrüche entscheidend zur Ausbildung großer Halden bei. Gerade auch die mächtigste Wand im ganzen Karwendel-Gebirge, die weit über 1000 m hohe Bettelwurf-Nordwand, liegt im Inneren der Inntaldecke. Daß sich unter ihr keine größeren Halden entwickeln konnten, bewirkt nur der vorbeifließende Vomper Bach, der mit rund 120 Liter Wasserführung pro Sekunde (gemessen am 25. September und 6. August 1949 bei der Triefenden Wand) schon erheblich gesteinstransportierend wirkt.

#### b) Wand- und Schuttbildung durch Erosion

Daß es unbedingt notwendig ist, auch die vielfältige Wirkung der Erosion als wandbildenden Faktor mit zu berücksichtigen, geht aus einer einfachen Folgerung hervor:

Gesetzt den Fall, unsere Felswände wären ein ausschließliches Produkt der Tektonik, was ja von vorneherein sicher nicht zutrifft, so hätten die jüngsten orogenen Phasen im vorletzten oder letzten Interglazial stattgefunden. Die dadurch gebildeten Wände mußten dann aber noch die Reiß- und Würmeiszeit oder mindestens letztere, weiterhin die Rückzugsstadien und das ganze Postglazial über sich ergehen lassen. Somit kann ihr heutiges Bild nichts mehr gemeinsam haben mit einer ehemals tektonischen Anlage. Sie müssen heftige Deformierungen durch Gletscher, fließendes Wasser, Lawinen und Atmosphärien aufweisen. Unsere heutige Form der Felswände kann man schon demnach zum großen Teil als Produkt der Abtragung bezeichnen, und damit auch die rezenten Schutthalden.

Daß die Abtragung die Profile einstmals vorwiegend tektonisch angelegter Versteilungen nicht nur verwischt, sondern die Versteilungen auch selbst geschaffen haben kann, hat O. Ampferer (2/198—204) schon 1903 ausgedrückt. Er erkennt unter den beiden Wandbildungsfunktionen Tektonik und Erosion der letzteren sogar die überwiegende Auswirkung zu. Die heutigen Wände werden oft von völlig saiger aufgerichteten Wettersteinkalkschichten gebildet. Diese wären sozusagen aus sie ehemals umlagernden Schichten herausgeschält worden, so daß plötzlich Kalkwände von mehreren 100 m Höhe aufragten. Wir finden im Vorfeld solcher großer Karwendelwände diese leichter abtragbaren Gesteine.

Unterhalb der Nordflanke der Inntal-Solstein-Kette und im Norden der ganzen Gleiersch-Halltal-Kette liegen solche Verhältnisse vor: Schroffe Wettersteinkalkwände mit Ruinen von Raibler Schichten und Hauptdolomit im Vorfeld. Diese sind immer



von heftiger Abtragung ergriffen, während die Wettersteinkalkwände im Hintergrunde prall und unnahbar erscheinen. Überall kommt die fortschreitende Abtragung in Murbrüchen zum Ausdruck. So bedrohen die gewaltigen, zur Lafatscher Hochalpe (Hochleger) herabhängenden Wettersteinkalkhalden den Alpboden kaum. Die auf der Karte unwesentlich erscheinenden Murtobel vom Knottach und vom Hachl (1840 m) hingegen geben mit ihren vorgeschalteten Schuttkegeln den Alpbewohnern Anlaß zu steter Klage.

Die Halden nördlich der Speckarspitze (2621 m) branden an eine gerundete Schwelle, die aus Raibler Rauhwacken besteht und schon völlig von Vegetation (Grasnarbe und Legföhren) überwuchert ist. Die ehemaligen Umhüllungen der hohen Wände verschwinden auf diese Weise allmählich gänzlich in der Verebnung, so daß die Wände alsbald völlig isoliert aufragen müssen.

Die „Poppen“ (2050 m) südostwärts des Überschalljoches lassen noch sehr deutlich die einstige Zusammengehörigkeit mit der zum Gratpunkt 2505 m empor führenden Kante erkennen. Dasselbe war schon ganz eindeutig bei den Gschnierköpfen und verschiedenen Gratpunkten zwischen Bachofenspitze und Großem und Kleinem Lafatscher der Fall.

Diese und die Poppen stellen überhaupt die Schlüsselstellen dar, an welchen die Wandbildung durch Erosion einwandfrei nachweisbar ist.

Die 600 m hohen Südwände der Brantlspitze und Hochkanzel (2626 und 2575) sowie der ganze Hallerangerspitz-Zug befinden sich noch in einem jungen Stadium der Ausschälung, da die Wände noch bis hoch hinauf in einer Umhüllung von Raibler Schichten stecken. Sollte diese Erscheinung durch verschiedene Abtragungsverhältnisse in der Nord- und Südexposition zustande gekommen sein, indem nämlich die Südseiten von der Erosion mehr verschont bleiben?

Wir müssen die Ursache des höhenmäßigen Überwiegens der Nord- über die Südwände zu klären versuchen, da dieses möglicherweise auch mit der Erosion zusammenhängt. Daß ein solches besteht, lehrt schon der erste Blick auf die Karte. Mit der größeren Mächtigkeit der Nordwände wachsen auch die Schutthalden in Nordexposition größer an.

Um einen einigermaßen exakten Vergleich zwischen den Haldenausmaßen der verschiedenen Expositionen zu erhalten, muß man die Flächen der entsprechenden Schutthalden ermitteln. Freilich leidet ein solcher Vergleich unter manchen Schwierigkeiten bzw. Unmeßbarkeiten. Erstens besitzen viele Haldenkörper mehrere Auslagen zugleich, manche sogar gegensätzliche. Man muß daher immer eine Hauptexposition annehmen. Andererseits vermittelt uns das Grundrißbild mancher Halden bei weitem nicht mehr die richtige Anschauung über die tatsächlich auf ihnen abgesetzten Schuttmengen. Dies muß z. B. bei den Halden mit steiler Auflagerungsfläche eintreten, die das von den Wänden gelieferte Trümmerwerk nicht aufspeichern können, sondern es in die Tiefe abrollen lassen.

Die überwiegend vorkommenden Expositionsmöglichkeiten im Karwendel-Gebirge sind infolge des Kettencharakters nur zwei, Süd und Nord. Die West- und Ostexposition taucht nur untergeordnet auf.

Das Ergebnis dieses Vergleiches zeigt, daß von den 58,65 km<sup>2</sup> Haldenfläche im Raume der vier Karwendel-Ketten 51,3 Prozent der Nordexposition, 37,5 Prozent der Süd-, 6,4 Prozent der West- und 4,8 Prozent der Ostexposition zufallen. Diese Zahlen geben gleichzeitig eine Anschauung über die Verteilung der schuttliefernden Hangseiten bzw. Wandflächen. Auch eine Messung aller größeren Karwendel-Wände soll hier gebracht werden und Vergleichswerte liefern, die das Ausmaß des dimensional Überwiegens der Nordwände genauer erkennen lassen. Die mittlere Höhe der Nordwände kann man mit 870 m errechnen. Allerdings haben wir im Karwendel-Gebirge zahlreiche Wände auch in den Südflanken der Kämme, deren mittlere Höhe man mit 580 m angeben kann. Die Nordwände sind also um ein Drittel höher als die Südwände. Außerdem finden wir in den Südflanken selten so einheitliche, pralle Wände wie auf der Gegenseite. Sie zeigen ein mehr schrofiges Gesicht, so daß man bisweilen in Versuchung gerät, sie nicht mehr als Wände zu bezeichnen.

Können wir nun dieses Überwiegen als ein Werk der Erosion betrachten? Es wäre anzunehmen, da die Abwitterung in den Nordflanken sicher heftiger wirkt, daß sich deshalb dort die größeren Abbrüche entwickelten. Wir können z. B. am Kleinen Ahornboden und an der Spritzkar- und Eiskarlspitze beobachten, daß die Schattenlage die Verwitterungskräfte belebt. Dasselbe ist ja aus allen Nordwänden der Alpen bekannt. Der Grund hiefür ist vor allem die längere Lebensdauer von Schneeflecken oder Eiskuchen am Fuße solcher Wände oder auf Leisten oder Runsen in den Wänden selbst. Es scheint also schon, daß die Expositionsauswirkung von nicht zu unterschätzender Bedeutung sein muß (siehe auch 47/285). Auch bei der Ausschälung harter Wandkerne aus ihrer weicheren Umhüllung erkannten wir solche. Wir fanden diese Wandbildungsart ja nicht nur in der Nordexposition vertreten, auch an den Südflanken kommt sie vor. So am Halleranger-spitz-Hochkanzelkamm oder unterhalb des Wildangerkammes.

Aber in keinem Falle erreichte die Erosionsleistung an den Südhängen jene der Nordwände. Wir sehen uns mit diesen Beobachtungen und Feststellungen der Frage der überwiegenden Wandhöhen und damit der überwiegenden Schuttmassen in der Nordauslage bedeutend näher gerückt. Die Erosion dürfte tatsächlich stark an der Schaffung unserer heutigen Großwände beteiligt sein, wenn auch letzten Endes die erste

Anlage tektonisch erfolgt sein wird. Denken wir nur an die Großwände in anderen Teilen der Alpen, welche ausgesprochene Südexposition besitzen, wie z. B. die mächtige Dachstein-Südwand.

Setzen wir überhaupt die Erosion als Wandbildungsfaktor ein, so wird man alsbald einsehen, daß man bei der Erklärung zur Entstehung der verstärkten Nordabbrüche mit den Dauerschneeflecken und den heute wirksamen atmosphärischen Verwitterungskräften allein nicht ganz auskommt. Bei den geomorphologischen Fragen um den Schutt stießen wir immer wieder in unseren Überlegungen auf die Glazialerosion. Auch in diesem Problem müssen wir ihr eine gewisse formgebende Rolle zusprechen. Wohl haben wir in der Nord- wie in der Südauslage flächenmäßig gleich große Kare, die tieferen Karformen, wo auch der meiste Schutt abfällt, sind aber immer im Norden der Ketten gelegen.

Besonders die Endphasen der Eiszeit mußten das Gleichgewicht der Verwitterung in Nord- und Südauslage erheblich gestört haben, als nämlich die Südseiten schon lange der Gletschererosion entrückt und die Nordabfälle allein noch der glazialen Formunter-schneidung ausgesetzt waren. Wie die Schneeflecken und Firnreste nach jedem Winter heute noch lange in den Sommer hinein in den Nordflanken nagen, so werden sich auch die Reste der eiszeitlichen Gletscher noch lange in den Schattseiten gehalten haben, wo sie gesteinszerstörend wirkten.

Wir untersuchten die Entstehung der Schutthalden und gingen dabei von der Überlegung aus, daß der massenweise Abfall von Schutt, der zur Haldenbildung führt, durch wandartige Versteilungen bedingt sein muß. Der Bildungsweise solcher galt es nun nachzuspüren.

Wir dachten zuerst an die tektonische Wandbildung und trafen im Karwendel-Gebirge fast durchwegs Versteilungen an, die sich auf die akroorogenetischen Bewegungen der tertiären Landhebung zurückführen ließen. Diese „Neubauräume“ hatten erheblichen Anteil an der Ausbildung der großen Karwendelhalden wie auch an der Schuttlieferung in tieferen Niveaus.

Viele Wandfluchten rührten auch von jüngsten Krustenbewegungen her, die sich während der diluvialen Vereisung bzw. in gewissen Zwischen-eiszeiten abgespielt haben müssen. Aus diesen ist ehemals viel Schutt durch selbständige Bewegungen der Inntaldecke abgesetzt worden. Heute sind jedenfalls die damals angelegten Wände noch vorhanden. An einen fortgesetzten Schuttabwurf durch noch aktive Tektonik kann man jedoch nicht mehr glauben.



Ansonst beschränkte sich in der Schuttlieferung die Tektonik auf die Zerstörung der Wände aus alten Querbrüchen heraus, zum kleineren Teil auch aus Längsbrüchen in den Ketten.

Genetisch mußten wir zur Erklärung der Wand- und Schutthaldenbildung auch die Erosion heranziehen. Flüsse, Gletscher und Atmosphärien zusammen gruben die harten Wettersteinkalkwände aus ihrer weniger widerständigen Gesteinsumhüllung heraus und wirkten also auch positiv wandbildend. Sofort aber begannen sie ihr Zerstörungswerk und machten sich teils immer noch wandbildend geltend, jetzt aber nur mehr im negativen Sinne durch Verschärfung der Steilheiten und Zergliederung der Wandfluchten. Ihr Endziel ist jedoch die Ein-ebnung.

Parallel mit der Frage der Wand- und Schutthaldenbildung verfolgten wir die Frage der höheren Nordwände. Einerseits waren diese wohl primär durch geologische Lagerungsverhältnisse bedingt. Andererseits aber erkannten wir, daß die bei der Wandbildung mitbeteiligte Erosion in ihrer Wirkungsweise unbedingt von den verschiedenen meteorologischen Faktoren der Nord- und Südexposition abhängig sein muß. Diese beiden Expositionen sind ja durch eine krasse lokalklimatische Gegensätzlichkeit ausgezeichnet. Dem ungleichen Verhältnis der Verwitterungskräfte in den beiden Hauptflanken entspringt ihr ungleiches Profil und damit die einseitige Verlagerung der Verwitterungsprodukte, der Schutthalden, unter die Nordseiten.

### III. Innerer Aufbau der Schutthalden

#### a) Basisfläche und Mächtigkeiten

Mußten wir in der Behandlung der Entstehung von Schutthalden schon viel mit der Tektonik und großräumigen Betrachtungen arbeiten, so stehen wir bei der Erschließung ihres inneren Aufbaues und ihrer Mächtigkeit meist erst recht vor kaum unmittelbar lösbaren Fragen. Deshalb, weil es uns an genügend tiefen Aufschlüssen fehlt. Die vereinzelt Wasserrisse, welche unterhalb von Felsrinnen vorkommen, gewähren oft nur in die oberen Partien der Halde Einblick.

S. Morawetz (43/25—43) stellt fest, daß das Dreieck zwischen der Felswand und der flach geneigten Haldengrundfläche schwerlich ganz von Schutt ausgefüllt sein kann. Daraus würden sich für die Haldendicke Hunderte von Metern ergeben. Wasserrisse zeigten aber an, daß

die meisten Halden nur einige Meter mächtig sein können. Gegenüber benachbarten Schrofenhängen zeigt der Neigungswinkel der Schutthänge tatsächlich kein wesentlich anderes, etwa konvex herausfallendes Profil.

*O. Lehmann* (39/93—99) nimmt unter den Schutthalden einen konvexen Felskern an. Dieser wäre dadurch entstanden, daß die Schuttverkleidung die unteren Wandpartien vor weiterer Verwitterung schützte, während die darüberliegenden, noch unbedeckten Wände weiter zurückwitterten. Für die Form des Felskernes errechnet *Lehmann* eine Kurve höherer logarithmischer Ordnung. Er selbst jedoch beschränkt die Gültigkeit dieser Theorie, da die meisten Wände nicht gleichförmig, sondern aus Felsrinnen heraus zurückwittern. Ein unregelmäßig geformter Haldenkern wäre aber dennoch vorhanden.

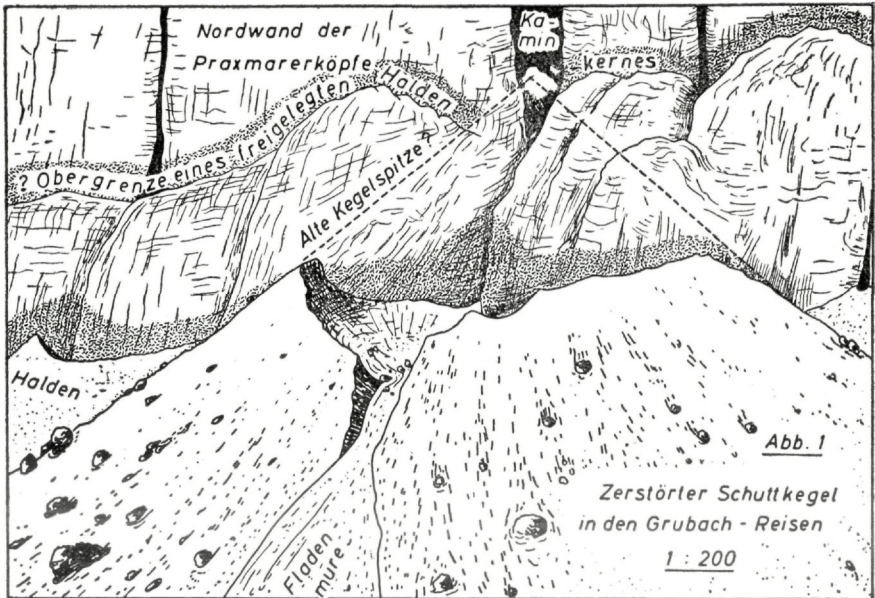
*L. Koegel* (35), der sich sehr intensiv mit den Fragen des Schuttes befaßt hat, ist der Ansicht, daß sich unter den Halden Karformen befänden, was naheliegend erscheint, wenn man annimmt, daß der Hauptschuttanfall nach dem Weichen der Eiszeitgletscher oder Rückzugsstadien aus den Talschlüssen stattgefunden hat.

Ich selbst mußte im Karwendel-Gebirge feststellen, daß sich unter den obersten Schutthaldenteilen unverkennbar Anklänge eines konvexen Felskernes nachweisen lassen, unter dem Hauptkörper der Halde jedoch ein solcher nicht zu vermuten ist.

Vielleicht der beste Haldenrückwand-Aufschluß befindet sich in den Grubach-reisen nördlich der rund 2500 m hohen, zerfurchten Praxmarerkarköpfe (Gleiersch-Kette). Aus der 400 m hohen Nordwand wird an zahlreichen Stellen bei Niederschlag Rinnenwasser herabgeleitet. Dadurch unterliegt die Halde einer ziemlichen Zerschneidung und Abtragung. Unterhalb des Gratpunktes 2495 m kommt es am Ausgange einer Felsrinne zur völligen Zerstörung der dort einstmals aufgeworfenen Schuttkegel-spitze. Eine Skizze vermittelt den Eindruck dieses Schuttkegels besser, als die Beschreibung (Abb. 1). Der Halbkegel ist fast kraterförmig eingerissen. Nach vorne ergießt sich das Abtragungsmaterial als Fladenmure bis zum Haldenfuß. Die rekonstruierbare Spitze des Schuttkegels liegt ca. 15 m höher und weist auf eine Stelle, unterhalb welcher sich der Kamin der Kegelrückwand abwärts zu plötzlich verjüngt und durch einige Felsblöcke verriegelt wird.

Wichtig ist weiterhin die in der Zeichnung dargestellte Felsausbauchung. Da sie sich leistenartig fast ununterbrochen am ganzen Wandfuß entlang verfolgen läßt und sich die Halden im ganzen in einem ausgesprochenen Abtragungsstadium zu befinden scheinen, liegt der Schluß nahe, daß es sich um den oberen Teil eines freigelegten konvexen Haldenkernes nach *O. Lehmann* handeln könne. Die Felsköpfe des Kernes sind über den Halden bis zu 18 m hoch und derart auffällig deutlich gegen die darüber emporziehende Wandflucht abgesetzt, daß man meinen könnte, es handle sich bloß um eine hervorspringende Schichtstufe. Untersucht man jedoch unter Zuhilfenahme eines Fernglases die ganze Wand, so wird man in ihr schwerlich eine gleichartige Leiste aus solchen Felsbäuchen feststellen können. Wäre unser Felskern bloß eine Schichtstufe, so müßten sich solche oberhalb des Wandfußes wiederholen.

Die Deutlichkeit, mit der die Vorsprünge erscheinen, kommt, wie ich später auch an anderen Beispielen feststellen konnte, dadurch zustande, daß die vorstehenden Felsköpfe dauernd vom Steinschlag bearbeitet werden. Sie machen bei näherer Betrachtung den Eindruck, als wären sie mit einem Meißel bearbeitet und sind ganz hellfarbig.



Festgehalten muß hier noch werden, daß die Felskerne schon in den freigelegten, also obersten Teilen ein ausgeprägt konvexes Profil besitzen. Dies bringt auch die Skizze zum Ausdruck. Die maximale Krümmung liegt in unserem Falle ungefähr in der halben sichtbaren Höhe des Felsbauches. Unterhalb streicht die Wand wieder ziemlich steil unter die Halden hinein.

Weitere positive Beobachtungen über vorhandene *Lehmansche* Felskerne seien in nachstehender Übersicht mit Angabe von Haldenaufschlüssen, wo die Haldenmächtigkeit zu messen ist, zusammengestellt. Es muß aber betont werden, daß den Fällen mit vorhandenen Haldenkernen auch viele gegenüberstehen, wo der Kern fehlt.

| Örtlichkeit                             | Kern                                                            | Haldenmächtigkeit |
|-----------------------------------------|-----------------------------------------------------------------|-------------------|
| Pfeis, südl. Stempeljochspitze (2529 m) | „Apert“ in ca. 100 m Länge<br>8 m hoch aus dem Schutt<br>heraus | ?                 |
| Bettelwurfreife, Weißenbach             | nicht aufgeschlossen                                            | 12—15 m           |
| Stempelreisen                           | nicht aufgeschlossen                                            | 10—? 20 m         |
| Höllkar, Schönangerle (Erlspitze)       | nicht aufgeschlossen                                            | bis zu 20 m       |
| Östliches Höllkar                       | 180—200 m langer,<br>5—7 m hoher Kern                           | 14 m              |



## Aufbau der Schutthalden

37

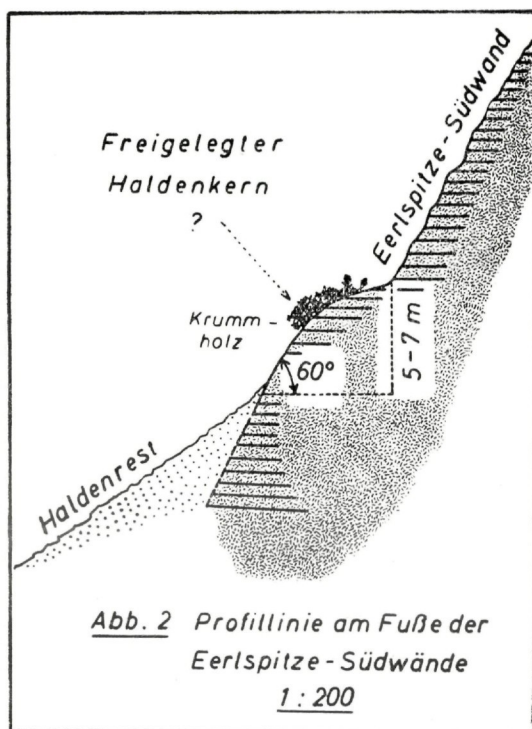
| Örtlichkeit                                  | Kern                                  | Haldenmächtigkeit |
|----------------------------------------------|---------------------------------------|-------------------|
| Oberbachtal (westl. der Solenalpe)           | nicht aufgeschlossen                  | 9 m               |
| Jöchlwaldhalden (Erlspitze)                  | nicht aufgeschlossen                  | 8—10 m            |
| Südöstl. Eppzirler Scharte                   | nicht aufgeschlossen                  | 1—5 m u. 5—12 m   |
| Schafangerle (Eppzirler Scharte)             | Kern fehlt                            | 5—8 m             |
| Tunigskar (Hafelekar)                        | Kern fehlt                            | 1—2 m             |
| Kemach (Seegrube)                            | 6—10 m hoher Kern<br>(? Schichtstufe) | ?                 |
| Südl. Sattelspitzen                          | 6—10 m hoher Kern<br>(? Schichtstufe) | ?                 |
| Seegrube („Toate Köpfen“ und<br>„Eisenarzt“) | Kern sichtbar                         | 2 m               |
| Südöstl. Gleierschtaler Brandjoch            | in Freilegung                         | ?                 |
| Knotach (Pfeis)                              | Kern fehlt                            | ?                 |
| Jochreisen                                   | 5—10 m hoch                           | ?                 |
| Speckkar (Halltal) bei d. Stein. Knappen     | Kern fehlt                            | Halde abgetragen  |
| Überschalljoch, östl. der „Poppen“           | 4—10 m hoch                           | ?                 |
| „Unter den Wänden“ (Karwendeltal)            | Kern sichtbar                         | ?                 |
| Westl. Wasserfall „Die Spritz“ (Karwt.)      | Kern fehlt                            | ?                 |
| Östl. Gärberschlag (Karwendeltal)            | Kern sichtbar                         | 3—4 m             |
| Ladizer Wände                                | Kern sichtbar<br>(? Schichtstufe)     | 15—25 m           |
| Stallenboden (nördl. Roßbruggen)             | Kern fehlt                            | 8—9 m             |

Die Beobachtung der Felskerne führte uns im großen und ganzen zu einem befriedigenden Ergebnis. Haldenkerne dürften tatsächlich bestehen. Jedoch muß abgelehnt werden, daß die ganze Haldenbasis konvex aussehen soll. In jedem Fall des Vorkommens stellten wir eine starke Krümmung schon im obersten Teil des freigelegten Haldenkernes fest (Abb. 2). Unter dieser Krümmung verschwand die Ausbauchung meist mit einer steilen Fläche unter den Schutt hinein. Dies schließt eine konvexe Form der ganzen Haldenbasis aus. Unterhalb des konvexen Kopfes dürften die Haldenunterlagen der glazialen Hohlform entsprechen.

Daraus ergeben sich wieder genetische Folgerungen: Die Schutthalden müssen in ihrer Hauptmächtigkeit innerhalb relativ kurzer Zeit nach dem Schwinden des diluvialen bzw. späglazialen Eises abgelagert worden sein. Die Gletscher hinterließen konkave Formen unterhalb der Wände. Diese wurden nach ihrem Weichen vom nun massenhaft abfallenden Gehängeschutt eingedeckt. Erst der langsam, aber stetig die primäre, schnell gebildete Haldenoberfläche überdeckende Steinschlag der folgenden Perioden erlaubte daraufhin die Ausbildung eines konvexen Haldenkernes im Sinne *O. Lehmanns*.

In den relativ schuttarmen Tuxer Voralpen sind karartige Formen noch fast ohne Schuttverhüllung erhalten geblieben. Erwähnt seien nur die Karwannen zwischen Glungezer und Gamslahnerspitze (2688 m und 2675 m) oder beiderseits des Rosenjoches (2798 m). Außer dem durch die Gratzusammenbrüche in Verbindung mit den

überall und in allen Stadien beobachtbaren Doppelgratbildungen an gewissen Stellen angefallenen Schutt sind die ehemaligen Firnfelder eiszeitlicher Gletscher völlig frei von richtigem Haldenschutt geblieben. Überall liegt hier die glaziale Hohlform, welche im Karwendel-Gebirge unter den Schutthalden begraben ist, zutage.



Zu dem stellenweise beobachteten Ausfallen des Kernes wäre abschließend noch zu sagen: Von 18 Beobachtungsstellen ist der Kern an 12 Stellen vorhanden, an 6 Stellen fehlt er.

Es war dies der Fall am Stallenboden, im Karwendeltal (Wasserfall), im Halltal, im Pfeiser Knotach, bei den Grubreisen (Tunigskar) und am Schafangerle bei der Eppzirler Scharte. Am Stallenboden, im Karwendeltal und am Schafangerle konnte Zerstörung des Felskernes durch fließendes Wasser angenommen werden. Für die drei anderen Stellen fehlt allerdings eine Erklärungsmöglichkeit zu ihrem Ausfallen.

Für die Schutthaldenmächtigkeiten wurden schon vielfach Zahlen genannt. Als allergrößter sicherer Schutthaldenaufschluß im Karwendel-Gebirge kann jener am Schönangerle im Süden der Eerlspitze mit 20 m Höhe und als nächstgrößter, wenn auch nicht an einer hochalpinen Ablagerung, jener an dem alten Hangschuttfuß an der Zirler Straße unterhalb der Harterwände (Hechenberg) gelten. Dort liegt ca.

einen halben Kilometer östlich des Meilbrunnens ein 15 bis 18 m hoher künstlicher Aufschluß. Die Schottergrube dürfte die mächtigste Stelle angeschnitten haben, gegen oben hin scheint die Schuttiefe abzunehmen. Der Aufschluß zeigt als Anzeichen von Murmitwirkung eine leichte Bankung.

Mittlere, durch natürliche Aufschließung beobachtete Haldentiefen erreichten 8 bis 14 m.

Bei den Riesenhalden im Norden der Gleiersch- und Karwendel-Hauptkette, sowie auch bei den Stempelreisen möchte ich aber eine mindest doppelt so große Schuttiefe schätzen, weil schon die Erhabenheiten der Kegelwölbungen auf eine solche hindeuten. An Mächtigkeiten über 30 bis 40 m zu glauben halte ich indes für unbegründet. Man wird nicht sehr fehlgehen, für das Karwendel-Gebirge eine durchschnittliche Haldenmächtigkeit von etwa 15 m anzunehmen.

Bei einer flächenmäßigen Ausbreitung der Schutthalden von 73,64 km<sup>2</sup> (einschließlich der rinnenartigen Vorkommen) könnte man daraus für diese Schuttypen eine Gesamtkubatur von 0,88368 km<sup>3</sup> berechnen.

#### b) Innerer Aufbau

Bei der Frage nach dem inneren Aufbau von Haldenschutt-ablagerungen müssen wir wieder von den Aufschlüssen ausgehen.

Schon kleine Zerstörungsformen zeigen an, daß die Halden keineswegs durch und durch aus dem locker gelagerten, trockenen Schutt bestehen, der ihre Oberfläche so sehr kennzeichnet. Der trockene Rutschschutt liegt nur als eine bis ein Viertel Meter mächtige Decke über dem eigentlichen Haldenkörper. Stellenweise wird der bewegliche Mantel auch noch etwas dicker, wo nämlich lokal besonders starke Schutt-ergüsse aus den Wänden niedergingen. Im allgemeinen liegt die Dicke unter 25 cm. Auffällig ist die scharfe Abgrenzung der oberen Rutschschuttschichte von seiner Auflagefläche. In keinem Falle wird man irgendwelche Übergänge feststellen können.

Die Korngröße des Oberflächenschuttes wurde schon besprochen. Sie wechselt sehr stark und unregelmäßig. Eine durchschnittliche Korngröße nach Kantenlänge könnte man mit 10 bis 15 cm angeben.

Der tiefere Haldenkörper selbst besteht jedoch größtenteils aus viel kleineren Trümmern, welche in einer fast erdigen, grusigen, feuchten und festen Masse stecken. Diese gibt die Voraussetzung für



die pflanzliche Besiedlung der Schutthalden. Die einzelnen Stücke werden kaum größer als 2 cm und sind demnach als Grusschutt zu bezeichnen.

Der Zerkleinerungsvorgang muß derselbe sein wie beim Verwitterungsboden des Anstehenden. Allerdings nimmt die Korngröße der Gesteinsstücke nach unten hin nicht zu wie bei einer echten Verwitterungskruste. Die Schutthalden sind im Inneren völlig wie ein Schwamm von Feuchtigkeit durchsetzt. Daher hat die Verwitterung die ganze Haldenmächtigkeit erfaßt. So weit die Aufschlüsse zeigen, schalten sich wohl einmal feinere, dann wieder gröbere Lagen ein, aber im allgemeinen ist das Schuttmaterial völlig durcheinander gemischt.

Trotz dem Reichtum an Feinerde fallen zahlreiche Grobblöcke auf, die im feinen Sediment des inneren Haldenkörpers eingebacken sind. Wenn man auch im oberen Rutschschutt ab und zu abgesprengte Plattenstücke und anderes Grobmaterial findet, so muß man sagen, daß deren Zahl die Grobblockvorkommen im Haldeninneren in keiner Weise erreicht. Für den Ablauf des Entwicklungsganges der Schutthalden werden wir diese Beobachtung nochmals heranzuziehen haben.

Bemerkenswerterweise gibt es die oben erwähnte tiefgründige Verwitterung mehr bei echten Sturzhalden, deren Material aus der Wand fällt und darunter in Karwannen und ähnlichen Schuttreservoirn ruhig liegen bleibt. Die Murhaldenaufschlüsse lassen die Gliederung in grobe Lockerschuttauflage und verwitterte feine Schuttmasse in der Tiefe bereits vermissen. Die ursprünglich angefallenen Schutthaldenbestandteile wurden dort nach und nach fluviatil erfaßt und weitergerollt. Das die Feuchtigkeit festhaltende Feinmaterial wurde weitgehend ausgewaschen. Damit ging aber jener Stoff zum großen Teil verloren, der zur Gesteinszersetzung unbedingt notwendig ist, eben die Feuchtigkeit. In den nicht fluviatil erfaßten Sturzhalden reicherte sich das wasseraufsaugende Feinmaterial hingegen immer mehr an, wodurch in der Tiefe des ganzen Haldenkörpers eine an Bodenbildung grenzende Verwitterung und Gesteinszerstörung und -zersetzung dauernd im Gange ist.

Wenn die zur richtigen Erdebildung notwendige Bodenfauna auch nur spärlich vertreten ist, kann man doch, sogar in höchsten Lagen, bei kleinen Grabungen oder beim Aufheben der Steine einige Arten wie Asseln, Tausendfüßler, Käfer, Würmer und milbenartige Tiere feststellen. Desgleichen werden auch die so wichtigen Bodenbakterien nicht fehlen.

#### IV. Das Problem der Schuttlieferung im Ablaufe der Postglazialzeit

##### a) Allgemeines

Der gegenwärtige Zustand der Haldenoberflächen ist nicht nur für den geographischen Gesichtspunkt wichtig. Wir können aus den verschiedenen Formen vor allem auch ablesen, ob sich die Halden im Zustande des Aufbaues oder Abtrages, beziehungsweise der Zerschneidung, Umlagerung oder Befestigung befinden. Aus solchen Beobachtungen ergeben sich bedeutungsvolle Schlüsse auf die Schuttlieferung. Damit sind wir auch beim Kernproblem dieser Arbeit angelangt. Es ist anzunehmen, daß sich auf den Halden als den primären Lagerstätten des Schuttes gewisse Schwankungen der Schuttlieferung als Ausdruck der Wandverwitterung zuerst abbilden, das heißt, bevor sie sich in den „sekundären Lagerstätten“, auf den Talsohlenaufschüttungen und Schwemmkegeln bemerkbar machen.

Doch nicht nur der Grad der Abwitterung, der Schüttung aus den Felsflächen, spiegelt sich auf den Sturzhalden wieder, sondern es sind vor allem die Zerstörung und Umlagerung des bereits in den Halden abgesetzten Schuttes, welche ihr Bild stark beeinflussen. Gerade diese Vorgänge müssen heute ins Blickfeld des praktischen Interesses gerückt werden, denn es scheint, als würde sich vor unseren Augen ein Wechsel im Regime der Kräfte abspielen, welche das Schuttsediment des alpinen Hochgebirges bilden, und zwar dahingehend, daß man in der Zukunft wohl mit einer allgemeinen Abnahme der Neuschuttlieferung aus den großen Wänden rechnen kann, dafür aber einer erheblichen Verschüttung der Talregionen im Wege von Umlagerung alter Halden und anderer Schuttkörper, oder aber auch verstärkter Abwitterung aus leicht zerstörbaren Gesteinen, wie Reichenhaller Schichten, Raibler Schichten und Hauptdolomit oder aus tektonischen Störungslinien entgegen sehen muß.

Freilich darf man nicht vergessen, daß es auch in den festen Hochkarwendelwänden hin und wieder zu plötzlichen Abrissen zermürbter Gesteinspartien kommen kann. Die Verwitterung kann ja nie völlig stille stehen, der Grad ihrer Heftigkeit kann nur abnehmen. Jedenfalls fehlt zur Annahme einer wirklichen, allgemein verbreiteten Aktivität, bewirkt durch intensivierte Wandverwitterung, jeder Anhaltspunkt. *L. Koegel* (34/97—108) berichtet, daß von Sachkundigen trotzdem vielfach die Ansicht geäußert wurde, das bayrische Hochgebirge befinde sich im Zustande wachsender Verschüttung und Vermurung,

was der Wirtschaft abträglich wäre. Dieser Ansicht kann nach den Verhältnissen im Karwendel beige-steuert werden, doch mit dem Zusatz, daß es sich bei den Vermurungen nur um Umlagerungen schon sedimentierten Schuttes handelt, also um sekundäre Bewegungen.

Es ist klar, daß in erster Linie aktiver Aufbau den Halden Bewegungstendenz verleihen muß. Das übermäßig anfallende Verwitterungsprodukt aus den Wänden wird sich nur an manchen Stellen auf den immer steiler werdenden und höher anwachsenden Kegeln halten können, so z. B. in Karen mit glazialer Rücktiefung. Hört nun der Aufbau aus irgendeinem Grunde auf, das heißt es tritt Schüttungsruhe ein, so könnte man eine gleichzeitige Beruhigung der Haldenoberflächen annehmen. Dies trifft nun aber nicht zu. Die heute herrschende verminderte Wandverwitterung geht erst recht mit Bewegungen auf den Halden einher. Die überböschten Auftragsformen müssen ausgeglichen werden. Erst wenn sie so weit erniedrigt und verflacht sind, daß sie den formverändernden Kräften keine Angriffsmöglichkeit mehr bieten, wird relative Ruhe auf den Haldenoberflächen eintreten.

Wie die Beobachtungen im Karwendel-Gebirge zeigten, dürften sich die Karwendelhalden, offenbar besonders unter dem Einfluß einer verstärkten ozeanischen Klimakomponente, noch weitgehend im Stadium eines solchen Ausgleiches befinden. Man könnte ihre Oberfläche demnach als „passiv-aktiv“ bezeichnen.

Da dem heutigen Oberflächenzustand der Schutthalden als den „primären Lagerstätten“ jenes für die Tal- und Kulturgebiete so wichtigen, aber vor allem auch so gefährlichen Gesteines größte Bedeutung zukommt, scheint es geboten, ein gültiges Urteil erst nach einer regional weit umfassenden und vergleichenden Untersuchung zu geben. Im folgenden konnten allerdings nur die wichtigsten Beobachtungen wiedergegeben werden, alle Schlüsse sind aber durch ein umfangreiches Beobachtungs- und Beweismaterial hinreichend fundiert (Dissertation „Der rezente Schutt im Karwendel-Gebirge“, Geographisches Institut der Universität Innsbruck). Unsere Aufgabe verfolgt den Zweck, Gesetzmäßigkeiten in jenen Vorgängen zu erkennen, welche die Schutthalden und damit die Schuttkörper überhaupt bilden.

Was herrscht nun vor? Der Aufbau, die Wandschüttung als Ausdruck verstärkter Gebirgszerstörung oder aber der Abtrag, die Zerschneidung und Zerstörung der Schuttkörper als Ausdruck zunehmender fluviatiler Einwirkung und verminderten Schuttabwurfes von den Felsflächen des Gebirges. Wovon hängt der eine oder andere Vorgang im einzelnen und allgemeinen ab und wie wirkt er sich praktisch aus?



## b) Regional vergleichende Untersuchung des gegenwärtigen Oberflächenzustandes der Karwendel-Schutthalden

### 1. Nordkarwendel

Die Karwendeltalstraße führt uns gleich nach Überwinden der 150 m hohen Talstufe, welche vom Karwendelbach in einer Klamm durchquert wird, an den charakteristischen Schuttfuß „Unter den Wänden“ heran. Es handelt sich hierbei im wesentlichen um die Verschüttung des Südostfußes des Brunnstein-Rotwandspitz-Grates (2193 m), des westlichen Ausläufers der Vorderen Karwendelkette. Die Verschüttung beginnt oberhalb Scharnitz bei der Pürzlkapelle (1120 m), wo vom „Platt“ die ersten Schuttlagen herabreichen und begleitet uns dann auf fast gleicher Höhe als geschlossener Haldenkomplex über 3 km taleinwärts bis zum Katzenkopfrinner.

Die Halden besitzen alle um 30 Grad Neigung und setzen sich zu einem großen Teil aus Felssturzböcken zusammen, eine Erscheinung, die uns auf heftigen Grobblockanfall, wahrscheinlich im Spätglazial, hinweist. Sie setzen bei etwa 1250 bis 1300 m Höhe unterhalb der 50 Grad steilen, mit derselben Neigung südostwärts einfallenden Wettersteinkalkplattenschüsse an und ziehen in der ganzen Länge der angegebenen Talstrecke bis auf 1050 bis 1100 m Höhe herab. Im Bereich der „Schiechen Klamm“ brechen die Schutthaldenfüße in diese hinein ab.

Das erste, was uns an der Oberfläche der Halden auffällt ist, daß sie in tieferen Partien (etwa bis zur halben Höhe) völlig von hochstämmigen Buchen-Fichten-Mischwald bestanden sind. Am Talausgang (bei der Pürzlkapelle) reicht dieser sogar bis in die Felswände hinauf. Dort sind zwar die Buchen aus dem Holzbestand gewichen und auch die Fichten nehmen schon mehr die abholzigen<sup>1</sup> Wuchsformen des Hochgebirges an, aber es handelt sich unverkennbar um alten Wald.

Dieser wird nun an verschiedenen Stellen von Schutt durchfahren. Der Wald befindet sich nach dem ersten Augenschein in einem Stadium des Rückzuges vor den vorstoßenden Schuttlagen. Bald erkennt man aber, daß der Schutt seiner dunkelgrauen Oberfläche nach nicht mehr ganz frisch sein kann. Auch schieben sich vor den spindelförmigen Waldrestinseln des Gehänges die typischen Waldpioniere der Alpen, junge Legföhren und vor diesen verschiedene Sträucher, verholzte Stauden und schließlich auch die übrigen niedrig wachsenden Vertreter der Schuttflora aufwärts, so daß eine Neuschuttlieferung in jüngster Zeit aus der Gratflanke ausgeschlossen erscheint. Die oben in den Wald eingebrochenen, heute schon grau angewitterten Reisen erreichen auch nirgends den alten hochstämmigen Mischwald der tieferen Haldenpartien. Nur oben, in unmittelbarer Nähe der Felsflächen konnten sie Zerstörungen in dem einst geschlossenen Waldbestand anrichten.

Wo dann unterhalb des Brunnsteinkopfes mächtigere von ca. 1200 m bis 1600 m Höhe aufragende Felswände an das Tal herantreten, wird der Wald durch die Latschen abgelöst. Auch sie sind sehr alt, was an den mehr als armdicken, weit ausladenden, viele Meter hohen Ästen und an einem weit verzweigten sehr mächtigen Wurzelnetz am Boden erkenntlich ist. Jahresringzählungen ergaben 40 bis 60, ja vereinzelt sogar über 80 Ringe. In dem Latschendickicht finden sich zahlreiche, fast 1 m Durchmesser erreichende alte Baumstrünke und ein Niederwuchs von Rhododendron und anderen Zwergsträuchern (Vaccinien). Nur ganz unten, am Rande der Klamm, behaupten sich noch vereinzelt Buchen und Fichten (im Schützenwald). Die alten Latschen verhalten sich ähnlich wie vorhin der gegen den Schutt vom „Platt“ ankämpfende Wald.

<sup>1</sup> abholzig = in der Forstmannssprache ein Stamm, der wohl hoch aufschießt, sich aber nach oben hin sehr schnell verjüngt. Daher als Bauholz schlecht verwendbar.

Sie erscheinen zunächst von oben her noch ziemlich vom Schutt eingeschlossen. Auch hier durchfährt der graufarbige Haldenschutt die alten Latschenbestände und löst sie mitunter in einzelne spindelförmige Flächen auf. Jedoch bleibt er bald in dem Dickicht stecken und erreicht niemals die Fußpartie der Halden. Vor den Latschen finden wir zum Teil die schon vorhin erwähnte niederwüchsige Pioniervegetation und auch einen schütterten Anflug von Schuttgräsern, wodurch die Gerölle grau-grün erscheinen.

Steigen wir die Haldenfläche weiter hinan, so kommen wir in eine Zone, wo in dem alten, grauen Schutt nur mehr Spuren von Pflanzen festzustellen sind. Nähern wir uns jedoch den Kegelspitzen, so setzt alsbald wieder starker Graswuchs ein und desgleichen treten wieder kleinere Bestände von *Pinus montana* auf. Diese unterscheiden sich in ihrem Aussehen völlig von den unteren: Es sind niedere, nur einen halben Meter hohe Büsche mit einem dünnen engständigen Astwerk — mit einem Wort, es sind durchwegs junge Latschen, welche hier, zusammen mit einer relativ dichten Rasendecke die obersten Teile der Schutthalde besiedeln und deren Kegel bereits überkleiden. Ein Querschnitt durch die Stämme dieser Latschen ergab, daß sie nicht älter als 10 bis 24 Jahre sein können. Ein Unterholz aus Zwergsträuchern, wie bei den alten Latschen fehlt. Deutlich ist die Tendenz der oberen und unteren Vegetationsfelder wahrzunehmen, die mittleren, noch nackten Haldenteile zu überspannen und sich zu vereinigen.

Der erste Eindruck, den wir von den Halden „Unter den Wänden“ gewinnen, ist der, daß die Schuttlieferung aus den rund 300 m hohen, 50 Grad südfallenden und allerdings sehr prallen Felsplatten eingeschlagen sein muß. Dafür zeugt auch die Durchfurchung der Wandflächen durch parallele, 10 cm tiefe Rinnenkarren. Bei intensiver Abwitterung wäre die Ausbildung solcher unmöglich. Völlig undenkbar wären aber die geschilderten Bilder vegetationsüberzogener Halden, vor allem aber von schön begrünten Kegelspitzen, wenn ein verstärkter Steinschlag heute weiter andauern würde.

Wandern wir weiter talaufwärts, so gelangen wir an eine Stelle, wo plötzlich sowohl die jungen Legföhren oben, als auch die alten unten ausfallen. Wir sind an der Hohen Reise, einem seitlichen Mureinbruch in das Karwendeltal, angelangt. Schon aus den Isohypsen der A.-V.-Karte wird deutlich, daß die Hohe Reise einen Murschuttkegel darstellt. Dieser geht durch Abtragung aus den Schutthalden „Unter den Wänden“ hervor. Seine Natur spiegelt sich in der um mehr als auf die Hälfte reduzierten Neigung von 14 Grad wider. Der Kegel gliedert sich in mehrere Sektoren: In der Mitte finden wir einen etwa 25 m breiten, stark wasserdurchfurchten Sektor ganz frischen, fast weißen Gesteins. Dieser überlagert seine Umgebung leicht, das heißt der weiße Schutt muß ziemlich aktiv sein. Die Umgebung der weißen Schuttbahn wird durch zwei Sektoren gebildet, die eine grau-grüne Oberfläche besitzen, ähnlich wie die vorhin beschriebenen mittleren Partien der Schutthalden. Sie ist zwar hier noch sehr schütter von Niederwuchs, Gräsern usw. angeflogen, aber bereits durch die Atmosphärien stark angewittert — grau — alt. Ganz außen, am seitlichen Rande des Kegelmantels wird das Bild durch zwei grüne Sektoren geschlossen, welchen der grau-grüne Schutt wieder auflagert. Wir finden hier wieder die alten Latschen, wie sie vorhin die tieferen Haldenpartien kennzeichneten.

Die Spitze des Murschuttkegels ist in die oberen Haldenpartien eingefressen, sie ragt also in die Wunde, welche das Wasser aus darüberliegenden Felsrinnen in die Halde geschlagen hat, hinein. Somit entnimmt die Hohe Reise der Halde durch



meterhohe Aufschlüsse laufend Material, woraus die starke Murtätigkeit der Hohen Reise verständlich wird. Sie verschüttet ja fast alljährlich die Karwendelalstraße am Nesselleger.

In diesem Zusammenhange sei auf eine nicht unwichtig erscheinende Tatsache hingewiesen: Während heute die Hohe Reise auf breiter Front über die Straße hinweg bis an den Karwendelbach heranbrandet, zeigt die Aufnahme des Alpenvereins aus dem Jahre 1933 (76) die äußersten Nachtschuttzungen noch fast 100 m von der Straße entfernt. Bei der anerkannten Genauigkeit und Verlässlichkeit der A.-V.-Karte ist kaum ein Aufnahmefehler zu erwarten, noch dazu, wo es sich bei der Hohen Reise um eine tal- und kulturnahe Gegend handelt. Die Karte zeigt im Vorfelde der Schuttzungen aber deutlich die Zeichen für Krummholz, obwohl dort heute ein wilder Murgang liegt. Wir können nichts anderes annehmen, als daß die Reise erst in den letzten 17 bzw., wenn man für die Aufnahme eines Blattes zwei Jahre rechnet, 19 Jahren so stark vorstieß, daß heute Straße und Bach an dieser Stelle durch die junge Vermurung erreicht werden.

Man erkennt also bereits auf diesem kurzen Stück Weges zwei Vorgänge, welche für den gegenwärtigen Oberflächenzustand der Schutthalden kennzeichnend zu sein scheinen. Einerseits Nachlassen der Schüttung aus den Felswänden und fortschreitende Haldenbegrünung und andererseits Zerstörung, Zerschneidung und Umlagerung der Halden, die in heftigen Murausbrüchen gegen die Talgebiete hin ihren Ausdruck findet.

Weiterhin kann man feststellen, daß nach einer Zeit der Hauptablagerung unseres Haldenkörpers dessen Oberfläche sich lebhaft begrünt haben muß. Gleichzeitig mit der allgemeinen Begrünung ist ein Nachlassen der Schüttung aus den Felswänden wahrscheinlich. An zu Murbrüchen disponierten Stellen, wo also Wasser durch Felsrinnen zur Halde herabgeleitet wurde, mögen schuttarme Murgänge das Einsetzen von Zerschneidungsvorgängen bedingt haben. Die Halden unterlagen dort der Zerstörung und Ausräumung. Auf die ruhig gewordene, grüne Haldenoberfläche muß sodann neuerlicher Schuttanfall aus den Wänden herabgeschlagen und die Begrünung zurückgedrängt haben. In die Zerschneidungsfurchen strömten wieder neue Schuttmassen ein und füllten sie, wie im Falle der Hohen Reise, gänzlich auf. Sowohl das vom Schuttanfall herrührende Material auf den Halden, als auch die in den Zerschneidungsfurchen eingeschachtelten Massen blieben aber schließlich offenbar unter dem Einfluß wieder einsetzender nachlassender Schuttlieferung von oben her liegen und wurden grau bis grün.

In der jüngsten Zeit erlangte wieder die Haldenzerstörung neue, ganz frische Impulse. Davon zeugt der weiße, innerste Sektor des Murschuttkegels an der Hohen Reise. Von der Kegelspitze her erfolgt neue



Ausräumung und erzeugt, wie schon ausgedrückt, junge Vermurungen am Kegelfuße.

Im mittleren Karwendeltal fällt uns die Landschaft um den Katzenkopf (1471 m) und die gewaltige Scharte im Südwestgrat der 2567 m hohen Pleisenspitze auf. Es ist sicher, daß hier eine tektonische Störungslinie gewaltigen Ausmaßes quer durch das Tal streicht und umfangreiche Gehängeeinbrüche bedingt, die noch aktiven, starken Schuttanfall hervorzurufen imstande sein müßten.

Tatsächlich finden wir in den an die Rückwände angrenzenden Partien des Katzenkopfrinners, dieser 750 m langen, bei 100 m breiten, muldenförmig eingesenkten Schuttreise, in etwa 1400 m Höhe einige frisch, weißlich-grau überstreute Kegel und einzelne ebenso hellfarbene unscharf umgrenzte Schuttlagen, welche von frisch abgerissenen Trümmern herrühren.

Allerdings muß man berücksichtigen, daß wir oberhalb des Katzenkopfrinners ein Schuttreservoir haben, das durch Felsrinnen von unten her aufgeschlossen ist: Das von rund 200 m hohen Wettersteinkalkwänden umgebene Brunnsteinkarl. Die Felsrinnen werden jedes Frühjahr von Lawinen durchfahren oder von Schmelzwässern durchflossen und diese bringen aus dem Brunnsteinkarl in direktem Wege über die glatten, 300 m hohen, an 40 Grad steilen und ebenso steil nach Süden einfallenden Felsflächen und schließlich über die 100 m hohe Steilwand im Hintergrunde des Katzenkopfrinners jenes frisch aussehende Schuttmaterial, welches uns auf den Kegelspitzen auffiel. Wir hätten hier also den Fall einer rein mechanisch ausgelösten Schuttlieferung vor uns und können daher eine verstärkte Abwitterung infolge der tektonischen Störungen nicht behaupten.

Dasselbe gilt für das große, stark von unten her angeschnittene Kar „Im Kirchl“. Während wir sonst vor den meisten Hochkaren — das Kirchlkar reicht wie das vorhin genannte Brunnsteinkarl bis weit über 2000 m Höhe hinauf — eine Schwelle finden, welche die von den Karwänden anfallenden Schuttmassen zurückdämmt, laufen die Halden unserer beiden Kare nach unten hin in Rinnen aus, die Karrücktiefung fehlt. „Im Kirchl“ wirkt außerdem der Kirchlbach infolge rückwärtsschreitender Erosion stark aufschließend, auch ist aus den im Kirchl anstehenden Reichenhaller Schichten ein vermehrter Trümmerabfall wahrscheinlich.

Das Resultat der zusammengefaßten gesteinszerstörenden und die Schuttlagerung begünstigenden Faktoren, wie Tektonik, leicht verwitterndes Gestein, Zerstörung der Karschwelle, rückwärtsschreitende Bacherosion und nicht zuletzt auch die gewaltige Reliefenergie von 1150 m auf 2 km ist die große Kirchlbachmure bei der Wildfütterung. Als primäre Ursache all dieser Erscheinungen kommen wir aber immer wieder auf die Tektonik zurück, deren Spuren sich ja in Form von tiefen Klüften mit starker Schuttlieferung auch auf der bayrischen Seite des Kammes in den Furchen der Lindlahn und Sulzliklamm und im Südosten des Karwendeltales in der Pleisenreise und in der tiefen Scharte, welche den Pleisengrat gegen das Vorderkar (Hinterautal) hin durchsetzt, verfolgen lassen.

Nun aber vor allem einen Blick auf die aus dem Brunnsteinkarl und dem Kirchl abgesetzten Schuttkörper selbst: Wir erwähnten auf den Halden des Katzenkopfrinners hellfarbige Flächen frischer Schüttung. Diese erlangen jedoch keine größere Ausdehnung, so daß nur die oberste Haldenzone von ihnen erfaßt wird, und das nur strichweise, wo Lawinenbahnen aus den Felsen ausmünden. Unterhalb der jungen Schuttstreifen überwiegt jedoch eindeutig der grau-grüne alte Schutt, also das Bild sich beruhigender Halden. Die Mulde, die den Katzenkopfrinner der Länge nach durchzieht, ist bereits stark von Rasen begrünt. Der tiefere Teil der Schuttbahn, welcher als flacher Schuttfächer erscheint, ist völlig in Vegetation untergetaucht. Alte Latschen, Fichten und vielerlei Strauchwerk erfreuen sich dort eines uneingeschränkten Wachstums. Lawinen dürften hier kaum noch viel Schaden stiften.

Das heißt, trotz der tektonischen Disposition und anderer Komponenten, welche sich auf eine Beruhigung der Hangseiten mechanisch sehr ungünstig auswirken müßten und schließlich auch trotz der Tatsache, daß der Katzenkopfrinner in seinem Einzugsbereiche Felswände klimatisch bereits sehr extremer Höhenlage besitzt, aus denen aktiver Neuschuttanfall nicht zu verwundern wäre, ist die Schuttlieferung hier als geringfügig zu bezeichnen.

Der Kirchlbach fördert aus dem vorhin beschriebenen Kar „Im Kirchl“ einen 40 m breiten, wilden Murgang. Der Außenrand des Murganges wird von zwei alten, dicht berasten und mit Hochstammfichten bestandenen Aufschüttungsstreifen gebildet. Diese müssen aus einer weit zurückliegenden Schuttlieferungsperiode stammen, auf die eine ebenfalls schon verstrichene Zeit der Begünstigung des Pflanzenwuchses folgte.

In die damals gebildete Pflanzendecke brachen dann aber erneut Schuttmassen in 40 m breiter Front ein. Im Kirchl-Kar waren die Halden wieder lebendig geworden und gaben große Schuttmengen frei. Bis heute hat sich diese Schuttlieferung noch nicht wesentlich beruhigt, denn der gegenwärtige Kirchlbach-Murgang ist noch durchwegs vegetationslos, wenn auch nicht mehr in der ganzen Breite von 40 m voll aktiv. Jüngste Bewegungen spielen sich nämlich scheinbar nur mehr auf einem 20 bis 25 m breiten, von hellfärbigem Schutt erfüllten Streifen in der Mitte der Schuttbahn ab, welcher auch 0,5 bis 1 m tief eingeschnitten ist. Diese Einschneidung erscheint freilich zu gering, um daraus auf eine bedeutungsvolle Abnahme der Schuttlieferung zu schließen. Eine solche wäre, da sich die Kirchlbachmure durch die überaus heftige Anschneidung der Kirchl-Halden ernährt, auch gar nicht zu erwarten.

Immerhin zeugt die Differenzierung des Murganges in einen inneren, hellfärbigen, frischen, 20 bis 25 m breiten, leicht eingetieften Streifen und in zwei randliche, wenn auch noch nackte, so aber doch schon leicht angegraute Schuttbänder für ein gewisses stufenweises Nachlassen der Neuschuttlieferung von oben her. Der innerste hellfärbige Murstrom ist wieder nur der Ausschlag einer offenbar klimatisch verursachten Umlagerungstendenz der Gegenwart.

Dem Kirchl gegenüber liegt der gewaltige Schuttkegel der Pleisenreise. Seinem Aufbau nach zerfällt er, wie die Hohe Reise, in drei Sektoren. Die ganze südwestliche (dem Talausgang zugelegene) Hälfte ist von alten Krummholzbeständen eingenommen und völlig verfestigt. Aus den Latschen ragen vereinzelte Lärchen. Als Anzeichen eines ehemals noch besseren Bewuchses finden wir im Latschendickicht außerdem Überreste alter Waldbäume.

Fast auf der ganzen übrigen nordöstlichen Hälfte des Kegelmantels herrscht Nacktschutt vor, der aber wieder bereits alt (grau) und von einzelnen jüngeren Latschenbüscheln (8 bis 18 Jahresringe), sowie einem schütterten Rasenwuchs besetzt ist. Dieser ist nach oben hin im Vorrücken begriffen. Man kann also für diese Schuttfläche wieder die schon anfangs geprägte Bezeichnung grau-grün anwenden. Bezeichnend für den grau-grünen Sektor ist, daß er die mit Latschendickicht überzogene ältere, grüne Fläche auch in oberen Partien um 2 bis 3 m überlagert, also einer einstigen, heftigen Neuschuttführung entspricht.

Ganz am nordöstlichen Rande der Pleisenreise ziehen in 20 bis 50 m Breite frische, weiße Schuttströme hernieder. Auf den ersten Blick ist deren Natur erkenntlich.



Sie leiten sich nicht aus der Felsrinne her, welche von ca. 1400 m Höhe bis zur 2300 m hohen Pleisengratscharte emporführt, haben ihren Ursprung also nicht etwa in einer Neuschuttlieferung aus dem Anstehenden, sondern kommen aus Furchen im Schutt der Kegelspitze. Die Ursache der frischen Schüttungen ist Haldenzerschneidung und Umlagerung. Oben wird abgetragen, unten akkumuliert.

In der Folge kann daher die Pleisenreise zu einem nicht ungefährlichen Geschiebeherd werden. Der Kegelfuß wird ohnedies schon in 8 m hohen abbruchbereiten Aufschlüssen durch den Karwendelbach angeschnitten. Bei fortschreitender stärkerer Durchfeuchtung der Schuttmasse und gleichzeitiger Entfernung des Widerlagers (Kegelfuß) wäre ein katastrophaler Schuttmasseneinbruch, welcher das Karwendeltal abstaun und später durch Seeausbrüche überschwemmen würde, durchaus denkbar. Der 25 bis 30 Grad steile, 300 m hohe Schuttkegel hängt geradezu drohend in das Tal herein, noch dazu an einer ziemlich engen, tief eingeschnittenen Stelle.

Im Falle einer Talabspernung infolge von Murausbrüchen aus der Pleisenreise und nachfolgender Stauseebildung mit Seeausbrüchen ist weniger für das an sich wirtschaftlich wertlose untere Karwendeltal Schaden zu befürchten, als für die Ortschaft Scharnitz-Eissack mit der dort befindlichen Endstelle der Isar-Holztrift.

Blicken wir zurück auf die durch tektonische Störungen großen Stils beeinflusste Landschaft um die Pleisenreise und „Im Kirchl“ so müssen wir zugeben, daß, trotzdem deren schuttliefernde Felsflächen in die höchsten Lagen reichen, wir auch hier keine wesentlich anderen Schuttverhältnisse finden konnten, als in den zuvor behandelten Halden, nämlich jenen „Unter den Wänden“. Nachlassender Schüttung aus den Felsflächen steht aktive Zerschneidung und Umlagerung bereits abgesetzter Schuttsedimente gegenüber, freilich mit einem für die wildbachbedrohten Talregionen keineswegs beruhigenden Ausblick in die Zukunft.

Äußerst kennzeichnend für verschiedentlich im Karwendeltal zu beobachtende Umlagerungsprozesse auf Halden ist, daß im Falle von Mureinbrüchen in Wald die betroffenen Bäume erst ganz jung eingemurt worden sein müssen. Sie tragen zum Teil noch verdorrtes Nadellaub oder sind noch halb grün, also noch am Leben.

Besonders an Schuttkörpern, die infolge ihrer tiefen Lage noch nicht ganz über die klimatischen Höhengrenzwerte geschlossener hochwachsender Vegetation fallen, kann man die Schutteinbrüche durch Zerschneidung und Umlagerung bereits befestigter Schuttsedimente ohne jeden Zweifel durch die eben geschilderten Beobachtungen als sehr jung sicherstellen.

Ein Musterbeispiel absterbender Schuttlieferung stellt der große Murschuttkegel aus dem Larchetkar auf der orographisch linken Talseite oberhalb der Larchet-Alpe (1174 m) dar. Der rund 100 m hohe und 750 m Basisbogenlänge besitzende Kegel baut sich aus Material auf, welches, allerdings indirekt, aus Felsflächen von im Karwendelgebirge fast größtmöglichen Höhenstufen stammt. 400 bis 600 m hohe, aus schwebenden bis leicht nordfallenden Schichten aufgebaute Wettersteinkalkwände von der außerordentlichen Steilheit von 70 bis 72 Grad, Bildner der Gipfel der 2567 m



hohen Pleisen- und der 2541 m hohen Larchetkarspitze, formen einen wilden, unzugänglichen Kessel, das Larchetkar. Darin sammelt sich vorerst der von den Wänden fallende Schutt an. Infolge der Enge des Kares wandert er aber alsbald durch den 40 bis 50 m breiten, 400 m langen, klammartigen Hals zum Haupttal hinaus, wo er den besprochenen Kegel aufbaut.

Dessen Oberfläche erscheint jedoch vollkommen grün. Bis in den Hals hinein wuchert junger, hellgrüner Bewuchs, vorzüglich aus Schuttgräsern, wie *Poa alpina*, *Seslerien*, *Trisetum distichophyllum* und anderen Schuttbesiedlern bestehend. Diese Vegetation nimmt ihren Ausgang von alten Latschenbeständen, die einstmals die ganze Kegelfläche überzogen haben müssen, später aber durch neue Schuttschübe aus dem Larchetkar bis an den Kegelfuß zurückgedrängt worden waren. Heute jedoch ist diese Schuttlieferung zu Ende. Zumindest reicht sie nicht mehr aus, sich vom Larchetkar, dessen unmittelbares Einzugsgebiet ja Wände sind, in denen die Schuttlieferung bestimmt noch nicht schläft, bis heraus auf den Kegel auszuwirken. Denn dort hat den ehemals aktiven Schutt jene junge, unten schon dichte, oben noch zart grüne Rasendecke erfaßt.

Gegenüber dem Larchetkarschuttkegel finden wir die zum Teil schon vorhin beschriebene Fortsetzung des großen Haldenkörpers vom Brennten Kopf, die Halden nordwestlich des Kleinen Schafstallbodens. Auch hier beherrscht alte Vegetation, alte Latschen sowie Fichten- und Lärchenbestände, die Schuttfläche. Nur in der Mitte stört eine jüngere Blockstreuung, welche beiderseits von ebensolchen Feinschutträndern umgeben ist, das Bild. Dieser Felsabriß stammt aus Hohlformen in Reichenhaller Schichten in etwa 1500 m Höhe.

Wo solche besonders leicht abwitternde Gesteine vorkommen, ist natürlich, ähnlich wie bei Verwerfungen, mit einer Abweichung von der ansonst herrschenden Schüttungsruhe zu rechnen.

Die ostwärts anschließende Karwaldreise, welche man als Erdgeschoß des in drei Etagen gegliederten Großkares bezeichnen könnte, ist völlig mit Krummholz und Kampfwald befestigt, so daß die einstmals aus dem Unteren Großkar vordringenden, heute grauen Schuttmassen in der Karwaldreise schon in den obersten Teilen absorbiert wurden.

Aufsteigend über eine 50 bis 80 m hohe Felsstufe, die in der Mitte von Lawinen durchschlagen ist, gelangt man in das Untere Großkar. Dieses erstreckt sich als steil abfallender Karkessel von ca. 1400 bis 1600 m Höhe und wird nach oben erneut von einer 300 bis 400 m hohen, abgerundeten Felsschwelle abgeriegelt. Der Schutt, welcher im Unteren Großkar lagert, stammt hauptsächlich von den Ostflanken der Schönbergspitze (2302 m) und Westflanken des Hochkarspitz-Südgrates (2202 m) und nur zum kleinsten Teil aus umgelagerten Halden des Oberen Großkares. Die alten Latschenfelder sind hier auf schmale Inseln zusammengedrängt worden und befinden sich offenbar noch im Abwehrkampf gegen anbrandenden Neuschutt, der sie verschüttet, durchfurcht und an vielen Stellen bis zu dem Felsabsturz gegen die Karwaldreise hin vordringt.

Waren wir bisher gewohnt, oberhalb der alten Latschenfelder tiefgrau bis grau-grüne, sicher nicht mehr aktive Haldenteile anzutreffen, so zeigt das Untere Großkar in dieser Beziehung ein anderes Gesicht. Der Schutt erscheint schon aus der Entfernung mehr hell- oder mittelgrau. Auch die vor den Latschen herwachsenden Pionierpflanzen kommen seltener vor, so daß hier von einer Schuttruhe nicht ohne weiteres die Rede sein kann.

Allerdings muß bei der Beurteilung des Aktivitätsgrades einer Halde nach der Oberflächenfarbe (dunkel-, mittel-, hellgrau und weiß) auch ein anderer Umstand berücksichtigt werden, der die Gesteinsfarbe sicher entscheidend beeinflusst. Es ist dies die Einwirkung von Mikroorganismen, Gesteinsalgen, Pilze, Strahlenpilze und Bakterien.

Darüber verdanken wir G. Blöchliger (9/273—284) genauere Kunde. Demnach dringen diese niederst organisierten Keime myzelartig bis zu 5 cm tief in Haarspalten des Gesteins ein, das durch deren Zersetzungsprodukte (saure Stoffwechselprodukte, CO<sub>2</sub>, organische Säuren, wie Essig- und Buttersäure, aber auch Salpeter- und Schwefelsäure, welche letzteren besonders lösend auf Kalkgesteine wirken) korrodiert wird. Offenbar finden die Gesteinsmikroben in den klimatisch weniger extremen Tiefenlagen bessere Lebensbedingungen und setzen sich daher lieber auf den dort befindlichen Halden fest. Dazu kommt wohl noch, daß sie zum Leben organische Substanz brauchen, die sie unten in Form von Humus reichlicher antreffen, als in den öden Hochkaren.

Immerhin müssen wir sicher dennoch auch damit rechnen, daß hellere Farbtöne in der Oberfläche von Sturzhalden infolge größerer Schüttigkeit der Felswände zustande kommen. Die Ursache dieses scheinbar noch, wenn auch nur schwach anhaltenden Schuttabwurfes dürfte die hohe Lage der Felsflächen sein, aus welchen hier der Schutt herab kommt. Somit haben wir bereits einen ersten Hinweis, daß man mit dem Höherrücken in klimatisch extremere Regionen doch mit etwas anderen Verwitterungsverhältnissen rechnen muß, als wir sie bisher in Wänden mittlerer Höhen feststellen konnten. Aber erst eine große Reihe von vergleichenden Beobachtungen wird diese Annahme beweisen können.

Wir hatten ja schon im Larchetkar Felsflächen, die weit über 2000 m Höhe aufragten. Doch konnte sich die wahrscheinlich auch dort noch nicht abgestorbene Schüttung nicht bis heraus auf den Schuttkegel bemerkbar machen.

Auch die Pleisenreise wird aus solchen Felswänden beliefert. Da dieser Schuttkegel aber durch junge Zerschneidungen an der Spitze tief zerfurcht wird, fällt offenbar aller Neuschutt in diese Furchen und läßt sich daher von den dort befindlichen umgelagerten, weißen Schuttmassen nicht unterscheiden. Daß die Zerschneidungsgräben die sicher noch bestehende Schüttung von oben her leicht aufzunehmen vermögen, ist jedoch ein Zeichen von nur geringfügiger Wandabwitterung.

Wollen wir, bevor wir uns im Karwendeltal weiter aufwärts bewegen, in das Obere Großkar steigen, um weitere objektive Einblicke in die Schuttlieferungsverhältnisse höherer Zonen zu gewinnen. Der über 1 km<sup>2</sup> große Karkessel wird von 300 bis 400 m hohen, über 70 Grad steilen Wettersteinkalkwänden eingefäßt, welche die 2400 bis 2500 m hohen Gipfel der Schönberg-, Großkar-, Hochkarspitze und des Hohen Wörners tragen. Die Schichten fallen dachziegelartig steil nach Süden.



Der Großteil des Kares ist von Schutt leergefegt. Nur an den Wandfüßen lehnen steile Halden. Diese lassen nur in den tieferen Kartteilen, gegen den Ausgang hin, zeilenförmig angeordnete Vegetationspolster (Schuttrasen) erkennen. Die Halden im Karhintergrund (bei 2100 m Höhe) sind bereits völlig nackt.

Wir müssen nun zuerst die Beschaffenheit der Vegetationspolster zu erkennen versuchen. Offenbar befinden sie sich zum größten Teil in einem Stadium des Rückzuges. Es handelt sich nämlich um alte, fest verfilzte Restinseln einer ehemals geschlossenen Rasendecke. 5 bis 10 cm hoch ragen diese Flecken aus dem sie umfahrenden Schutt heraus, so daß am Rande der Inseln die Wurzeln der Gräser zum Vorschein kommen.

Können wir aber nun den scheinbaren Rückzug als noch im Gange bezeichnen? Diese Frage wäre angesichts bloß der beschriebenen Restinseln positiv zu beantworten, wenn der Schutt, der die Rasenreste umlagert und durchfährt, nicht doch schon weitgehend angegraut wäre und sich nicht an vielen Stellen um die polsterartigen alten Rasenbüscheln herum junger, hellgrüner, wenn auch bescheidener Pionieranflug, das Initialstadium der vegetativen Schuttbesiedlung, ausbreiten würde.

Die Farbe des Schuttes ist zwar nicht das tiefe Grau verschiedener wirklich abgestorbener, talnaher Schuttflächen, sie ist aber auch wesentlich verschieden von dem hellen Ton frisch umgelagerter oder einwandfrei frisch bestreuter Halden, den wir einfach als weiß bezeichnen. Solche Partien finden sich hier nur lokal beschränkt auf den Kegelspitzen, und zwar zungenförmige diffuse Streuungen. Hinzu tritt noch eine Erscheinung, welche uns auf Hochkarhalden noch vielfach beschäftigen wird. Es sind dies Blößen im Mantel des oberflächlich auf den Kegeln lagernden Rutschschuttes. Sie sollen an einer anderen Stelle, wo sie deutlicher zu sehen sind, beschrieben werden.

Wir müssen uns vorläufig damit zufrieden geben, festzustellen, daß eine erhebliche Schüttung aus den Felsflächen der Hochregion mindestens noch bis vor kurzer Zeit, vielleicht bis vor einigen Jahrzehnten, wohl tätig war. In allerneuester Zeit hingegen kann eine Komponente verminderter Abwitterung auch aus diesen Flächen nicht übersehen werden. Dies würde mit der bisher beobachteten, eindeutigen Abnahme der Schuttlieferung aus den talnahen Halden im Einklang stehen. Nur demzufolge, daß die Hochkarhalden bereits über den klimatischen Höhengrenzwert der meisten Pflanzen hinausragen, erfolgt deren Wiederbegrünung und vegetative Besiedlung bescheidener und zögernder, als in den tiefen Lagen. Dementsprechend schreitet



scheinbar auch das Grauwerden der Oberflächengerölle langsamer fort.

Ebenfalls von Bedeutung für die Beurteilung der heutigen Schuttlieferungsverhältnisse sind die Zerschneidungsformen, welche auch hier überall unterhalb von Wandrinnen auftreten und — allerdings im Wege von Umlagerung — weißen Schutt über die Haldenoberfläche bringen.

Das Unterscheidungsmerkmal für einerseits weiße Haldenpartien infolge frischer Streuung von oben und andererseits solcher infolge von Zerschneidung und Umlagerung alter Halden ist ein einfaches: Einmal geben sich umgelagerte weiße Schuttlagen schon dadurch zu erkennen, daß sie aus Wasserrissen heraus entstehen. Ist beispielsweise aber die obere Haldenpartie, in welcher die Wasserrisse häufig anzutreffen sind, durch Schneereste verdeckt, so lassen sich weiße Schuttstreifen infolge Umlagerung dennoch leicht an der scharfen Umrandung als solche feststellen. Sie treten immer in Formen auf, die man als „Fladenmuren“ bezeichnen möchte, weil sich der Schutt aus dem Einriß in der Halde wie ein flacher, länglicher Fladen ergießt. Bei *Bargmann* führen solche Schuttlagen den Namen „Blattmuren“ (8).

Die Spuren frischer Streuung aus den Wandfelsen, also die Folgen aktiver Abwitterung, lassen sich hingegen daran erkennen, daß die betreffende weiße Haldenpartie undeutlich und unscharf umrissen erscheint, so daß man solche oft nur durch Betrachtung aus der Ferne von der übrigen Schuttmasse, die meist mittelgrau ist, zu unterscheiden vermag. Wie schon erwähnt, tritt frische Schuttlieferung aus den Wänden immer als eine diffuse, weißliche Bestreuung oberster Haldenteile und Kegelspitzen auf. Das Vorkommen von Zerschneidungen der Halden im Oberen Großkar gibt weiterhin auch einen Hinweis, daß die festgestellte frische Schuttlieferung zu gering ist, um die Wasserrisse aufzufüllen.

Bezugnehmend auf die notwendige Unterscheidung zwischen „alter“ und „neuer“ Vegetation auf den Halden kann folgender Grundsatz angeführt werden: Bei der sogenannten „alten“ Vegetation handelt es sich um dicht verfilzte Bestandteile einer geschlossenen Decke, während die „neue“ Vegetation aus einem typischen Anflug, also aus lauter einzelnen, isolierten jungen Pflänzchen besteht. Alter und neuer Rasen wurzeln außerdem in ganz verschiedenen Bodenhorizonten. Bei ersterem ist der Horizont eine mehrere Zentimeter dicke Humusschicht, die durch die Pflanzenwurzeln zusammengehalten wird und in die Schuttoberfläche eingreift. Der junge Rasen wurzelt

hingegen direkt im Schutt, also um die ganze Dicke der Humusschichte tiefer. Daraus dürfte ein erheblicher Altersunterschied hinreichend bewiesen sein, vor allem aber auch die Tatsache, daß zwischen jener vegetationsfreundlichen Periode, in welcher sich der alte Rasen weit über die Schuttflächen der Alpen ausbreiten konnte und der scheinbar gegenwärtig eingeleiteten neuen Aktivierung der pflanzlichen Lebenskräfte eine Zeitspanne des Absterbens bzw. des Rückzuges der alpinen Schuttflora und damit ein Schuttvorstoß geherrscht haben muß. Erwähnenswert sind hierzu die schön erhaltenen Rasenstreifen aus einer früheren Haldenbesiedlungsperiode in der Gegend des Bäralpls (rund 1800 m hoch).

Auf den Halden des Neunerkares tritt neben den bisher beobachteten noch eine andere Erscheinung der Abtragung besonders deutlich auf, welche schon vorhin im Oberen Großkar Erwähnung fand und der gleichen im Oberen Tiefkar und am Bäralpl vorkam: Es sind dies etwa 100 bis 200 m<sup>2</sup> große längliche Blößen im oberflächlichen Haldenschutt, Stellen, an denen der sonst geschlossene Mantel der trockenen, beweglichen Rutschschuttauflage dünn geworden ist und die feste, in der Masse kleinstückige, feuchte und erdige Unterlage durch Fenster an das Tageslicht blickt. Man könnte diese Löcher im groben Oberflächenschutt nach dem Eindruck, den sie aus einiger Entfernung auf den Beschauer machen „Erdflecken“ nennen.

Diese Erdflecken haben sich nun nahezu schon auf allen Hochkarwendelschutthaldden eingenistet. Sie zeigen nicht nur an, daß die Belieferung der Haldenoberfläche mit Neuschutt nachläßt, sondern sie wirken sich vor allem in Lagen, welche das Aufkommen von Vegetation gerade noch gestatten, so z. B. eben am Ausgange der Hochkarhalden, auch für diese geradezu entscheidend aus. Die Schwierigkeiten mit welchen die Schuttbesiedler ansonst zu kämpfen haben, die stete Gefahr der Verletzung des Pflanzenkörpers im kantigen Rutschschutt, fallen hier aus. Kein Wunder, daß die Erdflecken alsbald von intensiver Begrünung ergriffen werden. Sie entwickeln sich als grüne Inseln im lebensfeindlichen, bleich starrenden Schutt. In tieferen Lagen sind Erdflecken auf den Halden nicht zu beobachten, obwohl wir gerade hier die Abtragung als allein herrschende Kraft erkannten. Hier ist es jedoch die Vegetation, welche auftretende Erdflecken sofort überwuchert bzw. solche infolge Befestigung des Oberflächenschuttes gar nicht aufkommen läßt.

Ein ausgesprochenes Hochkar ist das Kleine Bockkarl. Oberhalb zweier Felsstufen setzt es bei etwa 2000 m Höhe mit der kreisrunden Karrücktiefungswanne an

und zieht dann in völliger Schuttbedeckung bis 2240 m hoch bis zu den Felswänden der Bockkarlspitze hinauf (2436 m). Unten ist der Schutt noch leicht grün-grau, mit alten, punktförmig verteilten Rasenresten und junger, vorrückender Pionierflora versehen, nach oben hin geht er in vegetationsloses Mittelgrau über. Weißer Schutt kommt nur in Spuren an den Wandfüßen vor. Zerschneidungsfurchen und 40 bis 50 m<sup>2</sup> große Erdflecken treten als Zeichen der Abtragung auf.

Große Hochkarhalden liegen auch im Marxenkar und Schlauchkar. Das Marxenkar besitzt, ähnlich wie das Neunerkar keine sehr hoch aufragenden Wände. An den seitlichen Umfassungen sind sie nur 100 bis 160 m hoch, im Hintergrund des Kares streichen die Schutthalden aber oft fast ganz bis an die 2500 bis 2600 m hohen Kämme hinan. Schwache Neuschuttlieferung aus den Wänden, angegrautes Haldenmaterial und bis zu 200 m<sup>2</sup> große Erdflecken sind die Folgen dieser rein morphologischen Gegebenheiten. Das Bild der gealterten Haldenoberflächen wird nur unterhalb von Schmelz- und Niederschlagswasser führenden Felsrinnen durch Zerschneidungen gestört. Auch Dauerschneeflecken am Wandfuße wirken sich durch Schmelzwasserabgabe haldenzerschneidend aus.

All dies sind wieder Hinweise auf Abnahme der Wandverwitterung und Zunahme fluviatiler Erosionswirkung, und zwar in allerjüngster Zeit, weil die Zerschneidungen nirgends tief gehen und die Menge des umgelagerten Materials in jedem Falle als geringfügig zu bezeichnen ist.

Im westlichen Teil des Marxenkares liegt in 2040 m Höhe ein etwa 300 m langer, sichelförmig gebogener Endmoränenwall aus der letzten spätglazialen Gletscherphase<sup>1</sup>. Der distale Rand lagert eisüberschliffenem anstehendem Fels und Moränenblockwerk auf, hingegen stützt sich in der Hohlseite des Walles der Fuß einer alten verflachten Halde. Die Moräne ist durch einen dichten Rasenfilz begrünt. Derselbe Rasen greift mit einigen durch Grauschutt aufgelösten Streifen auf den Schutthaldenfuß über. Die Schuttfüllung hinter dem Wall müßte demnach zur Hauptsache aus postdaunzeitlichem Schutt bestehen, der nach seiner Ablagerung von Begrünung ergriffen, nachher aber durch einen jüngeren Schuttvorstoß übergossen wurde, wobei die Begrünung (alter Rasen) der Zerstörung bzw. Auflösung in Restzwickel verfiel.

Wichtig wird auch eine Endmoräne im anschließenden Schlauchkar in 1780 m Höhe, die an der Außenseite von einer alten Rasendecke überkleidet ist, welche auch das tiefer liegende Gelände besiedelt. Wieder handelt es sich um das Daunstadium. In ihr fangen sich die grauen, vegetationslosen Schuttmassen des Haldenfußes. Da die Grenze zwischen begrüntem Moränenwall und von oben her anbrandendem Grauschutt wieder scharf abgesetzt erscheint, dürfte der Schutt nach der Bildung der Rasendecke, der tiefere Hauptkörper der Halde selbst aber beim Rückgang des Daungletschers abgelagert worden sein.

<sup>1</sup> Im Karwendelgebirge: Daun-Zeit.



Man kann sagen, daß ein erster Rückblick und eine Zusammenfassung der Begehungsergebnisse aus dem bekanntesten Tal des Karwendel-Gebirges ein abgerundetes Bild und schon ein klares Urteil über den jetzigen, aber auch über den vergangenen Zustand der Schuttkörper unseres Gebirges gestattet:

Wir kamen im allgemeinen zu der Überzeugung, daß auf den Karwendel-Halden Schuttruhe herrscht, in dem Sinne, daß in der Gegenwart kein besonders verstärkter Trümmerabwurf aus den Felswänden bemerkbar ist. Dies spiegelt sich einwandfrei in wenig, meist überhaupt nicht bestreuten Kegelspitzen wider. In tieferen Lagen waren auf den oberen Haldenpartien überall die Initialstadien einer lebenskräftigen pflanzlichen Schuttbesiedlung vertreten. Die nackten Teile der Halden zeigten an der Oberfläche außerdem einen dunkelgrauen Farbton, welcher durch längere Einwirkung von Atmosphärien oder Kleinlebewesen hervorgerufen worden sein muß. Unterhalb der nackten oder nur leicht begrünzten Haldenpartien waren die Haldenoberflächen weithin von alter Vegetation, entweder Wald, Latschen mit Zwergstrauchunterholz oder Baumstrunkresten oder, in höheren Lagen, von einem dichten Rasenfilz bedeckt.

Die Übergänge von der einen in die andere Vegetationsart erfolgten entsprechend den Höhenstufen vorwiegend diffus und gleitend, das heißt, daß keine unnatürlichen Grenzen vorliegen, die immer durch scharfe, infolge äußerer Gewalteinwirkung entstandene Linien gekennzeichnet sind. Diese Beobachtung soll besonders festgehalten werden, denn wir müssen jede scharfe Grenze auf unseren Schuttkörpern als eine Abstufung in ihrem Entwicklungsgang auffassen.

Nun zurück zu dem Überblick über die Beobachtungen aus dem Karwendeltal. Höher, gegen die 2000-m-Grenze hin ansteigend verschwand der grünliche Anflug junger Schuttpioniere und auch der dunkle Farbton der nackten Haldenteile wechselte mehr in einen mittelgrauen, nirgends aber nahmen die weißen diffusen Zungen der Neuschuttzufuhr aus den Wänden flächenmäßig so bedeutende Dimensionen an, daß man von einer noch stark aktiven Schüttung sprechen könnte. Dasselbe gilt für Halden, die wohl unter 2000 m Höhe liegen, aber aus weit darüber hinaus aufragenden Felsflächen mit Schutt beliefert werden.

Die oft erwähnte alte Vegetationsdecke — sie stammt offenbar aus der der Eiszeit folgenden Wärmezeit („Postglaziale Wärmezeit“) — muß ehemals fast die gesamten Schuttflächen der Alpen begrünt und

überspannt haben<sup>1</sup>. Später wurde sie durch jüngere Schuttschübe aus den Wänden an den Haldenfuß zurückgedrängt. Diese Schübe erscheinen uns heute als Nacktschutt. Der auf exponierten Standorten auf den Halden stockende Wald ging ein und die Pflanzendecke wurde durch frischen Schutt überlagert, zerfurcht oder ganz zerstört. Die zerstörenden Schuttvorstöße können mutmaßlich in die Zeit der Gletscherneubildung um 1500 oder 1600 n. Chr., wir wollen sie kurz die Fernau-Zeit benennen, datiert werden.

Die Schuttmassen, in der diese postglazial-wärmezeitliche Vegetation wurzelt, dürften beim Rückzug der Daungletscher abgelagert worden sein. Diese Erkenntnis gewannen wir vor allem aus der Beobachtung von daunstadialen Endlagen, hinter welchen die Füße der großen Schutthalden abgestaut liegen. Somit gewannen wir aus der Beobachtung der Schuttkörper des Karwendeltales gleich auch gewisse Einblicke in die Vergangenheit der Haldenentwicklung.

Vergegenwärtigen wir uns die Haldenentwicklung in der Gegenwart, so sehen wir junge Abtragungerscheinungen, die das Bild der Halden prägen. Sie äußern sich in Zerschneidungen, Umlagerungen, Erdflecken oder gar Abräumung ganzer Haldenteile. Wir gedachten schon anfänglich der Zusammenhänge mit einem Umschlagen unseres Klimas in ein mehr ozeanisches, was höhere Niederschlagsmengen und dadurch verstärkte fluviatile Erosionswirkung, sicher aber auch die auffallende intensive Pionierbegrünung des Schuttes bedingt. Jedenfalls sind die Abtragungerscheinungen im gesamten Beobachtungsraume sehr jung, das heißt kaum einige Jahrzehnte alt. Infolge ihrer fortschreitenden Tendenz bringen sie immer stärkere Vermurungsgefahr für die nutzbringenden Talböden des Gebirges mit sich, ein Umstand, der die Wildbachverbauung in zunehmendem Maße in Anspruch nehmen dürfte.

Mit der breiten Talaue der Anger-Alpe (1304 m) findet das Karwendel-Tal seinen Abschluß. Wenn wir nun gegen Osten über den steilen Kaserwald hinauf zum 1791 m hohen Hochalpsattel gestiegen

<sup>1</sup> Postglaziale Wärmezeit nach *H. Gams* (21) von 8000 v. Chr. bis 900 v. Chr., also bis zum Anbruch des kühleren, die „Nachwärmezeit“ einleitenden Subatlantikums (900 v. Chr. bis 700 n. Chr.). Die Zeitspanne von 700 n. Chr. bis herauf in das Endmittelalter ist wieder durch eine auffällige Wärmeperiode gekennzeichnet, die bis zum Klimasturz zur Zeit der Fernau-Gletschervorstöße („Fernau-Moränen“ im Stubai) im 16. bis 17. Jahrhundert andauerte. Das Subatlantikum mit der Dauer von rund 1600 Jahren könnte auch bloß als eine Unterbrechung der 7100 Jahre währenden Postglazialen Wärmezeit angesehen werden, die in der mittelalterlichen Wärmezeit (900 Jahre Dauer) ihre Fortsetzung und ihren Ausklang fand.

sind, befinden wir uns wieder auf einem Talboden, welcher sich in der gleichen Richtung, wie das Karwendel-Tal nach Osten hin fortsetzt. Es ist einer der bekannten, typischen Landoberflächenreste aus dem Tertiär.

Für uns aber wird der Hochalpsattel aus einem anderen Grunde bedeutungsvoll. Wir stoßen hier auf die Reste einer längst verklungenen stärksten Schuttlieferung. Es ist die schon von *O. Ampferer* (5/743) und *A. Penck* (49/330—348) beschriebene Hochalpbreccie. Die Breccie fällt flach nach Norden ein, sie stellt daher den Rest einer alten, mächtigen Schutthalde vom Karwendel-Hauptkamm dar. Wenn sie auch direkt am Hochalpsattel nicht ansteht, sondern durch rezenten Schutt und Lokal- oder Würmmoräne überkleidet wird, so scheint sie doch die Nordwände der Hochalpkreuz-Schlauchkarkopf-Kette (2135 und 2502 m) der ganzen Länge nach zu begleiten, da sie ganz im Westen der Landoberfläche in der Erosionsfurche dicht neben der Hochalpe bei etwa 1680 m Höhe freigelegt ist und ebenso im Osten im Unterfilztal erscheint.

Die Entstehungszeit der Breccie wurde von *Ampferer* zuerst in das Riß-Würm-Interglazial verlegt, später aber durch *R. v. Klebelsberg* (26/506) und auch *H. Gams* (23/13) in die Mindel-Riß-Zwischeneiszeit datiert, welche länger dauerte als das ganze Postglazial.

Wir wissen nun aber schon, daß wir mit Erreichen der alten Landoberfläche der Hochalpe in den Bereich des Nordrandes der Inntaldecke gelangt sind, wo wir Wandfluchten und Steilhänge antreffen, die nach *H. Paschinger* (46) in der Mindel-Riß-Zwischeneiszeit angelegt wurden und Anlaß zur Schuttlieferung gaben. Die Ursache dazu dürften Krustenbewegungen im betreffenden Interglazial gewesen sein, wie im Kapitel über Wand- und Schuttbildung erörtert worden ist. Die interglazialen Schutthalden verfestigten sich zu einer Breccie, wurden jedoch durch die nachfolgenden Vereisungen der Riß- und Würmzeit bis auf Restvorkommen wegerodiert.

Daß nun die Neubildung von Schutthalden im Postglazial immer noch unter dem Zeichen von Krustenbewegungen an der tektonischen Deckengrenze stehen soll, bezweifelten wir schon aus dem Grunde, weil wir auch im Innerkarwendel, also ferne vom Deckenrand, ebenso große Halden fanden wie an diesem selbst. Gerade deshalb wollen wir bei der Beobachtung der rezenten Halden am Hochalpsattel bzw. überhaupt an der ganzen Deckengrenze entlang, unsere Aufmerksamkeit besonders auf die Schuttlieferung richten. Daß Gebirgsbewegungen im Diluvium hier die Ausbildung von Wandfluchten bei gleich-



zeitigem Schuttmassenabwurf verursacht haben, dürfte sicher sein, ob sich aber der rezente Schutt gleichfalls durch die Tektonik oder nur durch normale Abwitterung aus den ehemals geschaffenen Steilformen gebildet hat, müssen wir jetzt zu klären versuchen.

Die Deckengrenze setzt am Hochalpsattel mit einem kleinen Vorkommen von Aptychenschiefen beim Karwendelhaus ein. Die darüber aufstrebenden, 40 Grad geneigten Steilflächen sind unterhalb des Hochalpkreuzes (2153 m) schon über 200 m hoch. Es stehen die Schichtköpfe flach nach Süden einfallender Wettersteinkalkbänke an. Nach Osten zu werden die Wände unterhalb des Schlauchkarkopfes (2502 m) immer höher (600 bis 700 m). Die Schichten liegen dort wieder fast schwebend oder leicht nach Norden einfallend. Jedenfalls sind entlang der ganzen Wandflucht südlich des Hochalpsattels die Schichtköpfe der Verwitterung ausgesetzt.

Die Halden in der Nähe des Karwendelhauses sind noch völlig grün oder von altem, wenn auch infolge der Höhenlage nicht mehr sehr üppig stehendem Krummholz bewachsen. Wo Nachtschutt sichtbar, ist er mittelgrau und ohne frische, weißliche Überstreuung. Aus einigen seichten Wassereinschnitten wird nur wenig frisches Material losgerissen.

Nach Osten, wo die Felswände höher werden, wachsen immer größere Haldenkegel empor. Die Latschenbestände weichen dort allmählich zurück, während sich der Schuttrasenbestand in Polstern, Streifen oder Flecken noch hält. Er gehört wieder, wie die vorhin genannten Latschen, der postglazial-wärmezeitlichen Vegetationsdecke an, die seit der Fernauzeit im Rückzuge begriffen zu sein scheint. Von den alten Rasenresten aus breiten sich in tieferen Partien wieder junge Pionierpflanzen über den Nachtschutt. Deren Vordringen verhält sich zwar durchwegs in bescheidenen Grenzen. Daß die Halden aber fast bis zu den Kegelspitzen hinauf ganz grau (Mittelton) erscheinen, darf als sicheres Zeichen einer weitgehenden Schüttungsruhe gewertet werden. Die beinahe unmerklich auftretenden diffus weißen Striche auf einigen obersten Haldenpartien vermögen das Bild zur Ruhe gekommener Schutthaldebildung nicht zu stören, überhaupt angesichts der mächtigen Wände, aus denen hin und wieder doch etwas Trümmerwerk abfallen muß.

Ostwärts des Graßlegerbichls (östlich des Hochalpsattels) fällt uns gegenüber Punkt 1664 m in der Reihe der bisher geschilderten inaktiven, kleineren Flankenhalden eine mächtige, alle benachbarten Schuttkegel überragende vegetationslose Aufbauform von 160 m Höhe auf. Der Kegel ragt mit der Spitze in eine Wandfurche hinein, welche die ganze Flucht in südwest-nordöstlicher Richtung vom Gratpunkt 2502 m bis herab zum Wandfuß bei 1850 m Höhe durchsetzt und eine Stelle auffallend deutlicher Gehängeverwitterung mit frischen, gelbrötlichen Abrissen auf der ganzen Länge der Furchen darstellt. Aus der ganzen Anlage, der größeren Breite und Tiefe sowie aus den rötlichen Abrißstellen dieser Felsrinne schließen wir auf eine starke Querverwerfung.

Nach Osten von der Landoberfläche der Hochalpe absteigend treffen wir bis zum Kaltwasserkarl keine wesentlich anderen Bilder als vor dem Graßlegerbichl-Kegel. Erwähnenswert wäre eine daunzeitliche Endlage unterhalb des großen Haldenkegels östlich des Schlauchkarkopfes in 1640 m Höhe. Vor dem Wall und auf ihm selbst hat

die wärmezeitliche Vegetation (Rasen und Latschen) Platz gegriffen. Hinter ihm werden die nackten Grauschuttmassen des dort 150 m hohen Kegels aufgefangen.

Fassen wir kurz zusammen, so lautet der Befund des Oberflächenzustandes der Schutthalden unterhalb des von dem tektonischen Deckenrand betroffenen Hochalpkreuz-Schlauchkarkopf-Zuges folgendermaßen:

Restbestände einer alten Pflanzendecke, von Nacktschutt aus den Wänden angegriffen, der aber selbst angegraut, das heißt nicht mehr aktiv ist. Der graue Schutt bildet die Hauptmasse und ist stellenweise fluvial zerschnitten. Weißer Schutt als Ausdruck der Wandverwitterung erscheint nur in undeutlichen, verschwindenden Streifen am Fuße der Wände. Eine Ausnahme besteht nur bei einer tektonisch angelegten Rinne, wo der darunter liegende Schuttkegel noch deutlich im Aufbau begriffen ist (Graßlegerbichl). Initialstadien vegetativer Haldenbesiedlung sind in tiefen Lagen auf dem Grauschutt vertreten, oben ist er jedoch vegetationslos. Alles in allem können wir keine anderen Schuttverhältnisse feststellen als zuvor im Karwendel-Tal.

Der Kleine Ahornboden am Schlusse des Johannestales bildet für uns einen der interessantesten Orte des Karwendel-Gebirges. Wir finden dort nämlich in der Tiefe der Nordostflanken der Birkkarspitz-Kaltwasserkarspitz-Gruppe (Gipfelgruppe der Karwendel-Hauptkette, 2749 und 2733 m hoch) noch rezente Gletscher am Werke. Es handelt sich um die Reste einer größeren, lawinengenährten Eisansammlung, im Kaltwasserkarl und besonders seinem östlichen kleinen, auf der A.-V.-Karte namenlosen Nachbarkar nördlich der Rauhkarlspitze (2619 m), die wahrscheinlich in das 17. Jahrhundert (Fernaufvorstöße der Zentralalpengletscher) zu datieren ist.

Wenn diese Eisansammlung auch auf kleine, im Schoß der Kare liegende Gletscherkuchen zusammengeschmolzen ist, so ist deren ehemals stark tiefenerosive und damit formunterscheidende Tätigkeit unverkennbar und auch noch bis in die Jetztzeit wirksam.

Das Eis lagert unterhalb der Rauhkarlspitze anstehendem Gestein auf. Der etwa 20 m mächtige Gletscherkuchen liegt zwischen 1580 und 1760 m in der zentralen Ausgangsnische des Kares, also im Bereich der Karhalden. Daß er dennoch dem Gestein aufliegt, zeigt, daß er allen ehemals subglazial befindlichen Schutt ausgeräumt hat. Oberhalb des Gletscherchens lagert Karschutt dessen Fuß sich auf die Eisansammlung stützt.

Im Sommer 1949 war die Eismasse von einem 4 bis 5 m hohen Tunnel unterhöhlt, dessen Wände von Schmelzwasser triefen. Das

Schmelzwasser sammelte sich auf der Tunnelsohle zu einem Bach, der bereits in den dort anstehenden dünnschichtig-blättrigen Muschelkalk kräftig einschnitt. Die dadurch entstandene spindelförmig nach oben ausspitzen Furche bildet sich sogar auf der A.-V.-Karte ab und setzt sich nach unten in die Gegend des „Loches“ als breiter Murgraben fort. Bei der an sich schon gewaltigen Reliefenergie, welche hier nördlich der höchsten Karwendelberge herrscht, sie beträgt im Kaltwasserkarl vom Kamm bis zum „Loch“ über 1300 m auf eine Entfernung von knapp 2 km, in dem eben betrachteten Kar maximal 1219 m auf 1300 m Entfernung, kann man sich denken, welche verheerende Wirkung bezüglich der Schuttlieferung eine solche in die Tiefe nagende Furche auf das Schutthintergehänge und indirekt durch Wegräumen des schützenden Schuttfußes auch auf die Wandfelsen ausübt.

Im Kaltwasserkarl selbst liegen die Eisreste direkt unter dem Wandfuß der Birkkar- und Kaltwasserkarspitze, wirken dort also weniger schutthaldenunterschneidend, als daß sie direkt die Felsen angreifen. Auch aus diesem Kar führt ein Murgraben durch die Pforte des Kaltwasserkares zum „Loch“ herab.

Aus den über 700 m hohen, 60 Grad steilen, aus schwebenden bis (in tieferen Partien) leicht nach Norden einfallenden Wettersteinkalk- und Muschelkalkschichten bestehenden Wänden wird auch noch aktiv Schutt abgesetzt. Die Halden der Kaltwasserkare bieten mit völliger Pflanzenlosigkeit, durchwegs hellgrauer, fast weißer Oberfläche und einer stellenweise 40 Grad erreichenden Steile, was außerordentliche Labilität des Materials bedingt, ein morphologisch sehr junges Bild, wie wir es bisher im Karwendel-Gebirge noch nirgends in solcher Ausdehnung (über 32 Hektar) antrafen. Zerschneidungen sind wohl vorhanden, können aber infolge des dauernd aus den Gletscherkuchen fließenden Schmelzwassers hier nicht als Abtragungserscheinung, die durch mangelnden Neuschuttanfall entsteht, gewertet werden.

Schon im Kapitel Wand- und Schuttbildung durch Erosion wurde auf die, die Schuttlieferung aktivierende Wirkung von Firnresten und Sommerschneeflecken, die sich in den tiefen Schattenlagen von Nordwänden das ganze Jahr halten, hingewiesen. In den Karen des Kleinen Ahornbodens finden wir dies deutlich bestätigt.

So aktiv die Oberfläche der Kaltwasserkarl-Halden erscheint, um so mehr fällt die Ruhe auf, in der sich die gleich dicht daneben liegende Halde westlich des Saußköpfls (1936 m) befindet. Die schuttliefernden Wände erreichen dort immer noch an 600 m Höhe, sind mit rund 65 Grad Neigung sogar noch steiler, als jene der Kalt-



wasserkare und in ihnen stehen gleichfalls Schichtköpfe an (leicht nordwärts einfallende Wettersteinkalkbänke), es fehlen aber rezente Gletscherbestände. In der Folge nehmen die Halden — es ist eigentlich ein einziger riesiger 400 bis 500 m langer Schuttkegel — sofort das bisher gewohnte Bild grauer, in der unteren Hälfte grün-grau gewordener Schuttoberflächen an, die nur ganz oben frische Streuspuren aufweisen. Der größtenteils von Moränenblockwerk gebildete Fuß des Kegels steckt in einer dichten postglazial-wärmezeitlichen Pflanzenumhüllung, die vom grau-grünen Schutt von oben her stellenweise um- bzw. überlagert wird. Er fährt dort als flacher Überguß in einzelnen Zungen von 50 bis 100 m Breite über sie hinweg, erreicht aber nur an einer Stelle (östlich vom „Loch“) den Talgrund des Kleinen Ahornbodens. Typisch ist, daß aus diesen Zungen an Stellen, wo der Untergrund leichte Buckeln aufwies, der Grauschutt also nur sehr dünn liegt, die alte Pflanzendecke wieder durchwuchert. Hauptsächlich sind es Inseln von Rhododendron, wie er auch die vom Grauschutt verschonten Flächen weithin bekleidet. Die als Waldzeugen geltenden Alpenrosenbestände (21 und 22) deuten darauf hin, daß der Schuttkegel einst bis hoch hinauf Wald getragen haben muß. Die höchstgelegene, aus dem Grauschutt ragende Rhododendroninsel liegt zwischen 1700 und 1800 m Höhe.

Der Kegelfuß ist neben Alpenrosen auch von altem Legföhrendickicht bestanden, das mehrere alte Baumstrünke in sich birgt. Solche kommen in dieser Höhe ja überall auch in den Krummholzbeständen am anstehenden Boden vor. Am Filzboden nördlich des Kleinen Ahornbodens finden sie sich sogar bis auf fast 1900 m (bei den Filzpleisen). Theoretisch könnte demnach der Waldwuchs auf den im gleichen Raum befindlichen Schutthalden in der postglazialen Wärmezeit ebenso hoch hinauf gereicht haben, sofern die Halden nur über genügend Oberflächenruhe verfügt hätten. Der Filzboden ist zwar südexponiert, während die besprochenen Schutthalden nach Nordosten schauen. Der Expositionsunterschied wirkt sich aber nach eingehenden Studien *L. Koegels* in den Ammergauer Bergen nicht merklich auf die Waldgrenze aus. Nur bis rund 50 m Höhenunterschied mache der Expositionskontrast Nord-Süd aus (36/6).

Wir trafen somit unter den Nordwänden des Kleinen Ahornbodens eine wesentliche Abwandlung der bisher beobachteten Schuttlieferungsverhältnisse an. Es herrschen hier, verursacht durch noch lebende Gletscherreste, Formwandlungsprozesse, die eine verstärkte Schüttung im Gefolge haben. Die Haldenoberflächen zeigten die noch aktiven Kräfte deutlich an. Wo die Gletscherkuchen mit ihrer durch Glazial-

und Schmelzwassererosion bedingten Kerbeinwirkung fehlten, änderten sich die Schuttverhältnisse sofort radikal und die Oberflächen nahmen wieder die alt-graue Färbung sowie die übrigen Zeichen von vorherrschender Schuttruhe an. Dies war beim Saußköpfl besonders stark der Fall.

Das Saußköpfl besteht zum größten Teil aus den jurassischen Aptychen-Schichten der Lechtaldecke. Die tektonische Deckengrenze, welche durch die gesamten Wände des Kleinen Ahornbodens streicht, kommt hier also besonders gut zum Vorschein. Um so eher könnte man hier rezenten Schuttabfall begründet finden. Daß dies jedoch nicht zutrifft, muß als sicherer Nachweis dafür angesehen werden, daß der Deckengrenze heute keine tätigen reliefverjüngenden Kräfte mehr zukommen.

Südöstlich des Kleinen Ahornbodens erstreckt sich über 2 km Länge eine Schuttgroßlandschaft gewaltigen Ausmaßes, die Ladizer Reisen. Fast einen halben Tausender von Metern hoch bauen sich die öden, grauen, massigen Schuttkegel dieser Riesenhalden auf und erzeugen, zusammen mit den zum Gipfelgrat (Moserkarspitze 2534 m, Nördliche Sonnenspitze 2651 m, Laliderer Spitze 2583 m) mehr als noch einmal so hoch aufragenden Wettersteinkalkwandfluchten im einsamen Bergwanderer ein erdrückendes Gefühl vor der Erhabenheit der Natur. Ein feines unbeschreibliches Rauschen und Singen dringt aus der Weite dieser Wand, die in ihrer durch die Nordauslage bedingten Dürsterheit wie die Innenhälfte eines gigantischen gotischen Domes wirkt. Man möchte fast meinen, das Tönen käme von den Sonnenstrahlen, welche vom Süden her schräg über den Grat hinwegfluten und Wände sowie Schutthalden in ein sanft-graublaues Schattendreieck tauchen. In Wirklichkeit geben die im flachen Bogen aufgestellten, wenig gegliederten Mauern nur gesammelt das mannigfache Geräusch, welches von den Alpböden und windzerzausten Wäldern von Ladiz ausgeht, wieder, oder das seltene Rascheln und Klatschen aus der Wand fallender Steine.

Diese mehr beschauliche Kennzeichnung der Landschaft sollte nur zum Ausdruck bringen, daß wir es bei den Ladizer Reisen mit dem größten, in sich geschlossenen Haldenvorkommen (über 1,5 km<sup>2</sup> Nacktschuttflächen) im Karwendelgebirge zu tun haben. Die 500 bis 700 m hohen Wände setzen sich in der Hauptsache aus Wettersteinkalk, in untersten Partien aus Muschelkalk zusammen. Der zum Teil im Schutt begrabene, konvexe Wandfuß wird aus Aptychen-Schichten gebildet. Wieder kommt hier die tektonische Deckengrenze positiv zum Vorschein. Die Wandschichten fallen vom Saußköpfl (ausschließlich) ab flach nach Süden, es stehen demnach wieder Schichtköpfe in der Wand an. Die Wandfluchten besitzen eine durchschnittliche Neigung von 60 Grad.

Die Halden unterhalb dieser Wände sind wohl sehr mächtig entwickelt, zeigen aber durch ihren jetzigen Oberflächenzustand wieder offenbare Schuttruhe an, soweit dies im Vorfelde solcher Steiflanken überhaupt möglich erscheint.

Die Kegel stellen durchaus Aufbauformen mit unzergliederten, homogenen Mantelflächen dar. Der Neigungswinkel beträgt 30 bis 32 Grad. Zerschneidungen kommen nur an den Kegelspitzen vor und nehmen meist von Schneeflecken am Wandfuße ihren Ausgang. Infolge der ungeheuren Schuttmassen, die im Ladizer Grund lagern, werden alle zerschneidenden Elemente schnell ausgeschaltet, da jegliches Felsrinnen- oder Schmelzwasser kurz über lang versickert. Die Fladenmuren aus solchen fluviatilen Einkerbungen erreichen nur einige Zehner Meter Länge (maximal 40 bis 50 m).



Am wichtigsten erscheint wieder der dunkel- bis mittelgraue Farbton, den die Hauptmasse des Schuttes besitzt. Weißen Schutt kann man tatsächlich nur im Bereich der Zerschneidungen, sonst höchstens ganz undeutlich einige Meter (8 bis 12 m) im Umkreis unmittelbar unterhalb der Wandbasis feststellen. Vereinzelte hellfarbene Grobblöcke, die aus gelb-rötlichen Abrißstellen stammen, sind weiterhin über die graue Haldenfläche gestreut, erlangen aber flächenmäßig keine Bedeutung.

Die Vegetation scheint sich von den alten Latschen- und dichten Rasenbeständen aus, die als Überrest der Postglazialen Wärmezeit die Haldenfüße und den Ladizer Grund (die „Sauß“) bedecken, stark im Vordringen nach oben hin zu befinden. Auf der Höhe des Spielfloches tritt die alte Vegetationsdecke in Form streifig zergliederter Schuttgrasfelder auf. Überall vor diesen Restfluren der vergangenen Wärmezeit fällt, besonders im Bereich der Kegelfüße nach längeren, ausgiebigen Regenfällen, ein grünlicher, diffuser Pflanzenanflug schon aus der Entfernung ins Auge.

Wir stellten auf den Ladizer Reisen trotz großer Wandhöhen und steiler Felsflächen wieder keine abnorm starke Schuttlieferung fest, sondern eine solche, die nur einem natürlichen Abtrag entspricht. In keiner Weise ist irgend eine den Schuttabwurf besonders aktivierende Kraft zu bemerken.

Vermurungen aus den Ladizer Reisen, die ja einen ungeheuren Geschiebeherd darstellen könnten, gibt es keine. Dazu ist deren Vorfeld, die sogenannte „Sauß“ zu flach und wohl auch zu stark mit spätglazialen Blockwerk erfüllt, das jeden Murschub schnell zerteilen und zum Stehen bringen würde.

Die Laliderer Reisen sind eigentlich nur die durch das Spielfloch getrennte Fortsetzung der mächtigen Haldenreihe von Ladiz. Die Halden erreichen hier jedoch mit 300 m Höhe nicht mehr dieselben Mächtigkeiten und unterscheiden sich von den vorigen durch eine mit viele Meter hohen Felssturzböcken besäte Oberfläche. Einige dieser Abrisse müssen ganz jung erfolgt sein, da die Abbruchstellen in der Wand noch ganz frisch gelblich erscheinen. A. Lechner brachte in Erfahrung, daß im Jahre 1934 letztmalig ein größerer Plattenabsturz aus den Laliderer Wänden erfolgt sei (38). Die Ablösung von größeren Gesteinsmengen aus dem Verband der Wettersteinkalkschichten dieser Wand hält also noch bis in die Gegenwart an.

Die Ursache ist sicher die außerordentliche Steilheit der als Prüfstein bei den extremen Kletterern geschätzten Laliderer Wand. Auf eine waagrechte Entfernung von bloß 125 m steigt sie um 680 m bis zum Gipfelgrat empor. Dies entspricht einer Durchschnittsneigung von 80 Grad. Der Wandaufbau ist derselbe, wie bei den Wänden von Ladiz: Leicht südfallend liegen Aptychen-Schichten, Muschelkalk und in der Hauptmasse Wettersteinkalk übereinander. Fragen wir nach dem Grund der übergroßen Steilheit, so kann man wohl an deren ursprüngliche Anlage während diluvialer Krustenbewegungen an der Deckengrenze denken, die hier zutage tritt. Vor allem wird es aber die glaziale Formunterscheidung gewesen sein, welche diese unheimlichen Wandfluchten schuf. Während von der Südseite des Laliderer Grates (Bockkar, im Roßloch-Bereich) keine jüngeren Gletscherspuren bekannt sind, fallen uns zu beiden Seiten der Laliderer Reisen in ca. 1600 bis 1700 m Höhe die schön erhaltenen daunstadialen Moränenwälle auf, die uns darauf hinwiesen, daß hier in den tiefen Schattentälern der Laliderer Nordwände noch lange nach der Eiszeit starke Kräfte am Werk waren, welche die Formen verschärft und damit die Schuttlieferung aktiviert haben müssen.



Der Schuttanfall aus den Wänden erfolgt jetzt offenbar nur mehr ruckhaft — quantenweise. Das heißt, nach jedem Felssturz oder ähnlichem steht der Haldenoberfläche genügend Zeit zur Verfügung, sich wieder zu beruhigen oder zu begrünen. Deshalb bringen uns die Laliderer Reisen bezüglich Oberflächenzustandes und Streuung aus den Felsen nichts neues. Die Schuttoberfläche erscheint tatsächlich völlig grau, wenn man von nur 10 bis 15 m Radius messenden, undeutlich diffusen hellen Sektoren auf einigen Kegelspitzen absieht.

Höchst bemerkenswert für uns wird ein ca. 100 m breiter, völlig begrünter Streifen unterhalb des Gratpunktes 2531 m, welcher von dem mit alter Vegetation befestigten Haldenfuß ausgeht und fast bis an den 1900 m hoch gelegenen Wandsockel heranreicht. Der Haldenfuß stützt sich dort auf einen mächtigen Querwall aus schneetransportiertem Grobmaterial, was offenbar die Bewegungstendenzen im Schutt bis hoch hinauf hemmt. Hinzu tritt noch der das Rutschen und Rieseln der Trümmer ebenfalls behindernde Umstand, daß in der Haldenoberfläche viele, mehrere kubikmetergroße Felssturzböcke eingebaut sind, Jedenfalls konnten auf dieser Partie Schuttpioniere eines für diese Höhe bereits fortgeschritteneren Stadiums, wie *Adenostyles alpina* (Alpiner Drüsengriffel, bletschenartig), *Salix*-Sträucher (Weiden, 1 m hoch, 5 bis 8 Jahresringe), Alpenrosen (*Rhododendron hirsutum*) und andere Zwergsträucher, und zwar mit einem Deckungsgrad von 80 bis 90 Prozent Fuß fassen. Die restlichen 10 bis 20 Prozent Kahlflächen werden zum größten Teil von den großen Steinen der Felsstürze eingenommen, die über die begrünte Haldenoberfläche hinausragen. Nur 10 bis 12 m vor dem Wandfuß läßt die Begrünung etwas nach. Es ist die Zone, in der bis in den Hochsommer hinein der angehäuften Lawinenfirn aushält und erst im Spätsommer oder Herbst verschwindet, also eine Schneeblöße. Auch noch an anderen Stellen greifen grüne Flächen bis hoch auf die obersten Haldenteile hinauf. Sie alle sind jung, überziehen den grauen Nacktschutt und haben mit der alten postglazial-wärmezeitlichen Vegetation nichts zu tun. Diese liegt ja als dicht geschlossene, scharf umgrenzte, an den Rändern vom Nacktschutt vielfach angerissene oder überschüttete Fläche tief unten im basalen Bereich der Schutthalde.

Wir konnten auf den Laliderer Reisen den Nachweis führen, daß der auf allen Halden so stark vorherrschende Grauschutt tatsächlich ein ziemliches Alter besitzen muß. Es wäre sonst ausgeschlossen, daß er sich so weit begrünen könnte wie hier: Gewisse, besonders talnahe Schuttflächen, die sich in flacher Lage befinden und sich vielleicht auch aus sehr viel feinem Schwemm-Material zusammensetzen, werden ja oft rasch von der Felsschuttflora besiedelt. Auf immerhin maximal 31 Grad steilen Halden, wie den Laliderer Reisen, ist eine vegetative Besiedlung von 80 bis 90 Prozent bis in 1900 m Höhe aber nur unter der Voraussetzung denkbar, daß der Schuttabwurf aus den Felsflächen weitestgehend eingeschlafen ist.

H. Friedel gibt die Zeit, in welcher aus einer „weißen Halde“ eine „graue“ wird mit fünf Jahren an. Weitere fünf Jahre müßte die Haldenoberfläche sodann in Ruhe verharren, bis das Pionierstadium pflanzlicher Besiedlung Fuß fassen könnte und erst nach zwanzig Jahren ist mit dem Aufkommen von Kriech- und Zwergsträuchern zu rechnen (18/33). So lange hätte auf großen Teilen der Laliderer Reisen demnach die Schüttigkeit der Wandflächen keine sichtbaren

Fortschritte mehr erzielt, denn weiße Haldenteile sind ja nur in ganz verschwindendem Ausmaße hier und da undeutlich am Wandfuß bemerkbar.

Diese, sowie die Reihe der vorangegangenen Beobachtungen lassen uns wohl schon mit großer Sicherheit auf eine sich anbahnende, regional weitgreifende, säkulare Periode der Schüttungsruhe, das heißt auf eine Periode der Schwächung der Verwitterungskräfte schließen.

Gleichzeitig mit der Feststellung abnehmender Steinstreuer können wir auf den Laliderer Reisen heftige Abtragungerscheinungen verzeichnen. Sie zeigen sich in Form von Wasserrissen und ca. 50 m<sup>2</sup> großen Erdflecken. Erstere wirken sich für die den Schutthalden vorgelagerten Weideflächen der Laliders-Alpe (1522 m) sehr nachteilig aus. Neben mehreren kleinen Muren, welche den unteren Schutthaldenrand nicht erreichen, erlangt jene Bedeutung, die bei Punkt 1698 m des Steiges zwischen Spieliß- und Hohljoch die ganze Haldenlänge durchschneidet und im „Grieß“ als fast 500 m langer und 150 m breiter Murfächer über den Haldenfuß hinausschießt und den Alpboden verschüttet. Periodisch tritt dort auch ein Wasserlauf, der Kösbach, an das Tageslicht und verstärkt die Schadenswirkung. In der Wand oberhalb des Wasserrisses sieht man auch bei lange andauerndem trockenem Wetter feuchte Stellen, die von Wandquellen herrühren. Mitte September 1949 waren in zwei Drittel Wandhöhe fünf große Quellspalten sichtbar. Die große Erosionsfurche der Laliderer Reisen ist also offenbar zur Hauptsache durch permanent fließendes Wasser angelegt, wenn dieses auch den Sommer über nur als Grundwasser in den Schutthalden und vorgelagerten Blockmoränen abwärts sickert.

Blicken wir von der Laliderer Reisen abwärts zum Schuttfächer des Grieß, so können wir eine deutliche Generationsfolge im Verschüttungsgang der Alpfächen feststellen:

Ganz links außen (Norden) liegt eine alte Aufschüttung, deren Oberfläche tiefgrau ist und zwischen deren fließwulstartigen Wellen bescheidene Begrünung angesetzt hat. Rechts (südlich) davon, ungefähr in der Mitte der gesamten Murfläche, liegt ein jüngerer, mittelgrauer Schub, der noch keine Vegetation aufweist und durch einen zum Teil schon von noch jüngerem Material verschütteten, seichten Graben durchsetzt wird. Schließlich sehen wir ganz rechts im Süden den jüngsten, letzten Schub, aus ganz weißem Schutt, der am weitesten gegen die Alpwiesen vordringt und sich selbst wieder in mehrere Murgänge gliedert. Sie alle stoßen aus der 3 bis 5 m tiefen Kerbe des Kösbaches im Schutthaldenfuß vor und legen sich zum Teil übereinander oder schachteln



sich in die seichten Furchen ein, die das Überschußwasser jedes vorhergegangenen Murschubes hinterläßt. Ihre fortschreitende Tendenz ist unverkennbar.

Eine ganz alte Aufmurung noch weiter südlich ist schon völlig verwachsen und scheint auch nicht aus dem Wasserriß in der Halde bei Punkt 1698 m abgelagert worden zu sein, sondern aus einem anderen, heute nicht mehr bestehenden Graben. Dieser muß aus der Richtung einer tiefen Felsrinne in der Wand nördlich der Dreizinkenspitze über die Halde herabgeführt und bei der Laliders-Alpe einen eigenen kleinen Schwemmkegel ausgeworfen haben, eben jene älteste Aufmurung, das „Saubödele“ genannt. Die Achse des Schwemmkegels weist eine deutliche Divergenz zu jener des Kösbach-Schwemmfächers auf, weshalb auf eine andere Ablagerungs- bzw. Einzugsrichtung geschlossen werden muß.

Die untere Altersgrenze des ältesten sichtbaren Schubes im Norden kann nach dem geringen Bewuchsgrad nicht weiter als einige Dezennien zurückgehen. Die jüngeren Vorstöße sind nach Aussagen der Alpbewohner innerhalb der letzten zwei Jahre, also von 1947 an, erfolgt. Nebenbei bemerkt sei, daß sich die Zahl „zwei Jahre“ merkwürdigerweise auch in den Angaben der Hirten vom Großen Ahornboden, der Bins-Alpe, der Lafatscher Hochalpe und Weingertal-Alpe wiederfindet. Auch Einheimischenaussagen über den letzten Vorstoß der Rumer Mure beim „Anger“ weisen auf diese Zeit hin.

Jedenfalls müssen wir eine deutliche Parallele zwischen überhaupt allen bisher beobachteten Zerschneidungs- und Umlagerungsvorgängen feststellen, dahingehend, daß sie alle an Intensität zunehmen, eine Erscheinung, die aber erst seit ein paar Jahrzehnten, zum Teil recht unangenehm, ins Gewicht fällt.

Schließlich müssen wir auch noch einen Blick auf die schon zuvor erwähnten Daunmoränen beiderseits der Laliderer Reisen werfen: Sie erscheinen in der A.-V.-Karte als „Knottach“ bezeichnet und liegen von der Masse des vegetationslosen Grauschuttes weit ab inmitten wärmezeitlicher Latschen oder von der alten Rasendecke begrenzt bzw. überzogen. Es ist demnach anzunehmen, daß sie postdaunzeitlichen Schutt in sich einschließen, zumal sie außen deutlich dem Anstehenden oder altem Moränenblockwerk auflagern.

Die Haupthalden im Bereich des Großen Ahornbodens liegen in dessen, landschaftlich eine Perle des Karwendel-Gebirges darstellenden Talschlusse, dem Engen Grund. Eingefaßt von dem Zirkus der 800 bis über 1100 m hohen, im Mittel 70 Grad geneigten Steilfluchten der Dreizinken-, Grubenkar-, Platten-, Spritzkar- und Eiskarlspitze (alle rund zwischen 2500 und 2700 m hoch) lagern hier eine Reihe von Halden in verschiedenerlei Erscheinungsform. Die Wände des ganzen Engen Grundes



bestehen hauptsächlich aus leicht südfallenden Wettersteinkalkschichten; der Sockel aus konkordant liegendem Muschelkalk und Aptychen-Schiefern.

Vom Hohljoch (1795 m) südwärts setzen die steilen Halden des Reislahners an. Graue Oberflächen, darauf eine diffuse Initialbegrünung und vom Schutthaldenfuß eine bis hoch hinauf, in 30 bis 50 m breiten Streifen sogar bis an die Felswände reichende, streifig zerschnittene alte Grasnarbe, sowie rege fluviatile Erosionswirkung sind die wichtigsten Kriterien des Oberflächenzustandes. Weiße Schüttungsspuren auf obersten Haldenteilen fallen nur verschwindend auf. Das gleiche Bild herrscht auf den Halden der anschließenden Lahnstreife. Nur unterhalb der 980 m hohen Nordostwand der Grubenkarsspitze setzt die junge Begrünung aus. Dort mündet eine breite Felsrinne, die massenhaft Lawinenschnee zu Tal bringt, welcher die aufsteigende Vegetationsgrenze lokal tiefer drückt.

Daneben greifen Wasserrisse, teilweise durch Schmelzwasser aus Sommerschneeflecken, teilweise durch Wandquellen bedingt, die alten Vegetationsbestände einschließlich des alten grauen bis grau-grünen Schuttes an. Besonders in der Gegend, wo die A.-V.-Karte die Aufschrift „Enger Grund“ trägt, ist die Haldenoberfläche sehr stark von Murgärten zerkerbt. Oberhalb treten in der Wand in großer Breite Quellen aus, deren Gesicker die Felsen bis zum Wandfuß herab deutlich überrieselt, wogegen das Wasser von vielen anderen Wandquellen oft wieder in den Felsen versickert oder verdunstet, ehe es noch die Schutthalden erreicht hat. Hier müssen aber so ansehnliche Wassermengen herabströmen, so daß sie in der Wand nicht vertrocknen, mit Erreichen der Schutthalden wohl in diese hinein verschwinden, bei größerem Niederschlag oder sonstiger Durchfeuchtung aber alsbald in tieferen Partien der Halden als Murgänge wieder zutage drängen. Bei der erwähnten Aufschrift der A.-V.-Karte sind auch drei solche Gräben angedeutet. Die heftigen Erosionserscheinungen in basalen Partien der Enger-Grund-Halden wirken sich bereits auch durch Rückwärtseinschneiden der Murgärten stark haldenzerstörend aus. Die Folge ist eine Überböschung der Reislahner-Halden, welche mit einem Neigungswinkel von 35 Grad aus der Reihe normal abfallender (um 30 Grad) Wettersteinkalkhalden deutlich herausfallen.

Die über 1000 m mächtigen, 60 bis 70 Grad steilen Nordwände und Abfälle der Platten- und Spritzkarspitze setzen, trotz der in basalen Lagen offen durchziehenden Schubdeckengrenze nur kleine, geringmächtige Rinnenhalden ab. Die Auflagerungsflächen sind dort mit stellenweise mehr als 40gradiger Neigung zu stark geneigt, als sich darauf größere Halden entwickeln könnten. Die Steilhänge lassen allen Schutt in die Tiefe abrollen, wo er vom Enger-Grund-Bach erfaßt und als Murmaterial auf den Großen Ahornboden hinausgeschleust wird. Trotzdem interessieren uns die wenigen, rinnenartigen Haldenflächen und auch die anstehenden Felsbuckeln aus Aptychenkalk. Müssen sie doch auf alle Fälle von fallenden Trümmern aus den Wänden bestrichen werden.

Die Rinnenhalden sind, wie es ihrer Natur entspricht, fast 100prozentig vegetationslos und in einem morphologisch jugendlichen Zustand. Dicht daneben auf den Felsbuckeln unterhalb der Wände gedeiht aber eine dichte Rasendecke. Am Grünbichel und bei den „Gerstauden“

klettern sogar vereinzelt Fichten bis hart an den Wandfuß heran, ohne daß sie irgendwelche Spuren von Verletzungen durch Steinschlag aufweisen. Die Lawinen benutzen ihre regelmäßigen Bahnen, meist die Rinnenhalden, die natürlich von jeder höheren Vegetation ausgeputzt werden. Der unberechenbare Steinschlag aus der Wand scheint jedoch so geringfügig zu sein, daß Waldbäume an derart gefährdeten Standorten, wie am Wandfuß hochkommen können. Kurzum, die Anzeichen von Schüttungsruhe treten auch hier recht deutlich hervor.

Ein lokal eng umgrenztes Gebiet noch stark aktiver Verwitterungskräfte finden wir in den Nord- und Ostflanken der Eiskarlspitze (2613 m). Es ist der zweite jener beachtungswürdigen Punkte im Karwendel-Gebirge, an denen sich noch rezente Gletscherreste halten. Zwei von diesen liegen im Hintergrunde der Eiskarlen und einer im westlichen Winkel des Hochglückkares, in Höhen von 2120 bis 2360 m.

Im Spätsommer, wenn aller Winterschnee auch in den schattigsten Lagen der Nordwände weggeschmolzen ist, leuchten die blanken Eiskuchen in ihrem eigentümlichen Stahlgrau von den hohen Horsten herab, wodurch sie sich von Schneeflecken deutlich unterscheiden. Wenn unsere fernau-zeitlichen Relikte auch kaum mehr den Namen Gletscher verdienen, so üben sie dennoch eine erhebliche Schurfwirkung auf das felsige Hintergehänge und lösen im Wege glazialer sowie glazifluvialer Erosion eine starke Abtragung der unter-, bzw. vorgelagerten Karschuttmassen aus. Dies spiegelt sich in großer Deutlichkeit in der hellgrauen, stark von weißen, diffusen Streifen durchsetzten Oberflächen der Schutthalden wider. Selbstverständlich bleiben auch Zerschneidungserscheinungen nicht aus. Pflanzliche Besiedlung fehlt in den Eiskarlen vollkommen, im Westlichen Hochglückkar beschränkt sie sich auf zerfurchte wärmezeitliche Grasnarbenreste bis 2100 m Höhe. Ein weiterer Anzeiger aktiver Schuttlieferung aus den Wänden ist das Hochklettern von Schuttausfüllungen in den Wandrunsen unterhalb der Eiskarlspitze bis fast zum Gipfel. In einer derart labilen Lage, in der sich dieser Runsenschutt befindet, können sich keine Schuttmengen lange halten, müssen also durch reichlichen Nachschub immer wieder neu ersetzt werden. Schließlich sind die Gletscherchen selbst mit Steinen so übersät, daß sie bald Blockgletschern gleichen. Nur die Steilheit der Eisflächen (38 bis 40 Grad) läßt es nicht zu, daß sie vollkommen von Trümmern eingedeckt werden, sondern fast alles Material abgleiten lassen. An den unteren Gletscherrändern kommt



dann dieser frisch abgefallene Schutt in Form der schon öfters geschilderten diffus-weißlichen Zungen zur Ablagerung. Dadurch erhält die Halde jenes Gepräge eines jugendlichen Entwicklungsstadiums.

Zwischen den Schutthalten, in deren Einzugsbereich noch lebendes Eis nagt und benachbart, von der Eiserosion verschont, besteht ein scharfer Kontrast. Dies konnten wir schon im Kleinen Ahornboden beobachten. Dort lagen im Bereich des Eiskuchens unterhalb der Rauhkarspitze Halden mit frischer und dicht daneben, westlich des Saußköpfls, wo das Eis fehlte, solche mit morphologisch alter Oberfläche.

Hier kommt der Kontrast in dem gletscherbeeinflussten West- und dem gletscherfreien Ostteil des Hochglückkares zum Ausdruck. Der Ostteil der Hochglückkarhalden erfreut sich infolge der Höhenlage (2100–2300 m) zwar auch nur einer äußerst spärlichen Schuttbegrünung, die zu 95 Prozent aus den an den Haldenfuß zurückgedrängten Resten einer alten Rasendecke besteht, die Farbtönung der Schuttoberfläche, welche im Westteil viel heller ist, verrät aber die sich hier anbahnende relative Ruhe der Wandschüttigkeit. Die schuttliefernden Wände sind dabei allerdings — was ja unbedingt beachtet werden muß — morphologisch nicht ganz gleichartig beschaffen, denn die Felsauftragungen im östlichen Hochglückkar sind um etwa 150 m niedriger. Trotzdem wurde aber die fortwährend anhaltende Ablagerung frischer Gesteinsmassen bei dem Gletscherchen des westlichen Hochglückkares einwandfrei sichergestellt und muß als Verstärkung der Abwitterung durch die Glazialerosion angesehen werden.

Überschreiten wir nun das Lamsenjoch in Richtung zur Stallen-Alpe, so gelangen wir zu einer gewaltigen Schutthaldenreihe unter den langen Nordwandfluchten der Hochnißl-Kette, der sogenannten Marzan. Wir befinden uns wieder im reinen Wettersteinkalkbereich.

Die Ostwand der Lamsenspitze (2501 m), wo der Marzan-Haldenkomplex ansetzt, ist 300 bis 400 m hoch, 66 bis 70 Grad steil und baut sich aus herrlich übereinander gebanktem Wettersteinkalk auf (Schichtkopfverwitterung). Der aus ihr abgesetzte Schutt lagert als eine 30 Grad steile Grobblockhalde zwischen 2100 bis 2200 m Höhe dem Landoberflächenrest des Lamsenjoches auf. Vor ihr, bis zur Lamsenjoch-Hütte, erstreckt sich ein hügeliges Fels- und Bergsturzgelände. Dieses muß mindestens prädaunstadial abgelagert worden sein, denn rezente Schutthalde und Bergsturz trennen zwei schöne sichelförmige Moränen in etwa 1950 m Höhe.

Der Abriß ist aber nicht in der Lamsenwand, sondern in der Gegend des zerklüfteten Grates bei der 2217 m hohen Lamsenscharte zu suchen. Die Bergsturzurichtung war infolgedessen nordwestlich, die Trümmer legten sich also von der Seite her in die Gegend des Fußes der heutigen Lamsenwandschutthalde. Die blockigen Tomahügel überzieht alte Vegetation (dicht verfilzte Grasnarbe), die sich in Form von 30 bis 40 m langen, 10 bis 20 m breiten ovalen Flecken und kleinen Polstern im Nacktschutt unterhalb der Lamsenwand wiederfindet, also auch ihn einst überzogen haben muß. Der Nackt-



schutt selbst weist der Höhe entsprechend nur geringfügige Pionierbegrünung auf (am unteren Haldenrande), er ist aber wie in den Hochkaren mittelgrau. Weiße diffuse Schüttungsstriche trifft man unterhalb zweier Wandrunsen, die auch durch frische Schlagspuren gekennzeichnet sind. Da diese Neuschüttung aber nur unbedeutende Ausmaße annimmt (4 bis 7 m im Umkreise der Mündungen jener Runsen), kann aktive Schüttigkeit der Lamsenwand nicht behauptet werden. Hingegen fallen Abtragungsercheinungen in der Halde auf: einerseits 2 bis 3 m tiefe Wasserrisse unterhalb von Wandrinnen, andererseits 120 bis 160 m<sup>2</sup> große, schon lebhaft begrünte (Initialstadium) Erdflecke, besonders im südlichen Haldenteil, wo die Hauptwandmächtigkeit um mehr als die Hälfte scharf absinkt.

Einen Kilometer nach Osten, etwa unterhalb der Rotwandl- und Steinkarlspitze, wachsen bereits 400 bis 500 m hoch die Nordwandfluchten der Hochnißl-Kette empor. Sie wirken um so wilder, als sich hier die bisher verfolgte mehr oder minder flache Schichtlage in ein steiles Südfallen wendet, was für die ganze Hochnißl-Gruppe so bleibt.

Mit zunehmender Wandhöhe wachsen aber immer mächtigere, bauchigere Schuttkegel an. Beachtenswert sind die besonders stark entwickelten Schneeschuttwälle am Fuße der Marzan, die ihrer Form und Dimension nach ohne weiteres auch als daunstadiale Endlagen von lawinengespeisten Gletschern angesehen werden könnten.

Auch das Hervorkommen des Muschelkalkes in basalen Wandzonen, und zwar als hervorspringende Sockelpartie, muß bemerkt werden, da es uns anzeigt, daß mit der schnellen Eintiefung des Marzan-Stallen-Tales nach Osten die unteren Schichtglieder der Trias und damit die Grenze zwischen Inntal- und Lechtaldecke wieder in die Nähe rückt.

Unterhalb der Hochnißlspitze (2546 m) erreichen die Wandhöhen 800 m bei 58 bis 60gradiger Steilheit. Trotzdem nimmt das Dunkel im Grauton der Schutthaldenoberflächen zu. Der Nacktschutt lagert dort nur mehr in Höhen zwischen 1600 und 1750 m. Dementsprechend greifen auch die Zwickel der wärmezeitlichen Grasnarbe, Krummholz- und schließlich auch der Walddecke immer weiter über die Kegelmäntel hinauf. Gleichzeitig nimmt die Lebenskraft der Erstbesiedler im Grauschutt deutlich zu.

Zwischen Hochnißl und Mittagspitze sind die Halden von tiefen Wasserrissen zerfurcht. Überall wo die Kegel Furchen aufweisen, macht sich unten am Haldenfuß starke Vermurung der alten Vegetationsdecke bemerkbar. Die überaus auffällige Abtragung in diesem Bereich ist morphologisch durch das Vorhandensein großer Wandrinnen bedingt, welche das in den Steilfluchten ablaufende Niederschlagswasser gesammelt abwärts leiten. Viele dieser Rinnen durchsetzen die ganze Wandmächtigkeit, so z. B. die sogenannte Schmuckrinne am Hochnißl und ähnliche Kerben im Norden der Niedernißltürme. Im Bereich der Mittagspitz-Nordwand bilden die Felsen einen riesigen, oben gut 250 m weiten Halbtrichter, welcher besonders viel Wasser zu sammeln scheint, da unterhalb eine geradezu verheerende Haldenzerstörung herrscht. Sie wirkt sich um so unangenehmer aus, als das aus den Wasserrissen ausgeräumte Material in zunehmendem Maße die am Haldenfuß stockenden alten Waldbestände verwüstet. Die Murbrüche reißen breite und tiefe Wunden in die Bannwaldflächen. Sie verursachen jüngste Schuttschübe, die bis zum Stallenboden vordringen und schließlich auch die Gchiebeführung des bei Stans ins Unterinntal mündenden Stallenbaches beeinflussen.

Der Ostpfiler des Hochnißl-Kammes, das 1800 m hohe Bärenköpfl, besteht aus Hauptdolomit. Gegen Nordwesten ziehen von diesem aus tiefen Gehängeeinbrüchen heraus mächtige Dolomithalden zur Stallen-Alpe (1320 m) herab. Sie sind wie die benachbarten Wettersteinkalkschuttmassen stark bewaldet. Bis drei Viertel der

Haldenhöhe, stellenweise sogar bis zum Wandfuß hinauf, haben sich die alten Fichtenbestände behauptet. Durch die hier gleichfalls aktive Haldenzerschneidung wird diese Vegetationsdecke jedoch aus den sie durchfahrenden Murgräben heraus aufgerollt bzw. in tieferen Teilen verschüttet.

Typisch ist der Verlauf der Wasserfurchen auf dem Hauptkegel des Haldenkomplexes am Bärenköpfl. Hier klettert der alte Bewuchs bis zur Spitze hinauf. Beiderseits des Kegelscheitels fährt je eine Mure aus 5 bis 8 m tiefen Einrissen herab. Die Bahnen dieser Muren wurden also, ähnlich wie die Schüttung auf großen, bauchigen Kegeln seitlich abgelenkt. Dadurch werden die Kegelscheitel zu festen Stützpunkten der Waldbestockung, welche das Landschaftsbild der Schutthalde in den tiefen Lagen entscheidend beeinflussen.

Noch einen Blick auf die Verhältnisse des Nacktschuttes, der die obere Haldenpartie zwischen etwa 1500 bis 1580 m Höhe bildet und aus dem die Hauptmasse des neu anfallenden Murschuttes hervorgeht. Er ist tiefgrau bis grün-grau. Helle Steinstreuspuren fehlen so gut wie vollständig. Die Pionierbegrünung erreicht felderweise Deckungsgrade von gut 50 Prozent. Aus den Hauptdolomitwänden im Osten der Hochnißl-Gruppe wird also kaum mehr viel Schutt abgeworfen.

## 2. Innerkarwendel

Im unteren Hintertal drängen nördlich und nordwestlich des Hohen Gleiersch (2491 m) zahllose konvexe Murschuttfächer gegen die Isar vor, wo sie an den Stirnseiten von dem Fluß 4 bis 15 m hoch angeschnitten und abgetragen werden. Schon die A.-V.-Karte (76) zeigt an, wie schwer die Isar gegen die Murschuttmassen ankämpft und ihr Wasserfaden immer wieder in ausweichenden Bögen nach Norden abgedrängt wird.

Besonders beim Karnberg, weiters bei Punkt 1075 m der Hintertalstraße und nördlich unterhalb des „Wasserfalles“ aus dem Wasserkarl schieben die Muren der Isar mächtige Schuttfächer in ihren Weg. Hier kommt die Stauwirkung solcher seitlicher Einbrüche voll zur Geltung. Zeitweise bei besonders starken Murgängen werden hier auch kleine Seen gebildet. Einen durch Schutt abgeschnürten Rest einer solchen Seeaufstauung stellt der kleine Kartwaldsee, nahe oberhalb des kritischen Punktes 1075 m, dar. Es ist klar, daß eine solche Kampfzone zwischen Wasser und Schutt gleichzeitig eine Zone stärksten Materialnachsches in das Bett des Vorfluters hinein darstellt. An solchen Stellen wird die Geschiebeführung eines Gebirgsflusses immer entscheidend verstärkt. Dieser setzt dann bei der erstbesten Gelegenheit den übermäßig aufgenommenen Schutt in Form breiter Aufmurungen ab, meist nicht, ohne Schaden an nutzbaren Fluren anzurichten.

Wenden wir uns dem Einzugsgebiet dieser gewaltigen Murschuttkegel zu, so kommen in erster Linie die stark zergliederten und wild zerrissenen Gleierschwände in Betracht. Es ist wieder eine der typischen Erosionslandschaften im Hauptdolomit, die hier das Hintertal auf über drei Kilometer Länge begleitet. Die Gleierschwände bilden einen 200 bis 300 m hohen Stufenabsatz im Nordgehänge des Hohen Gleiersch, oberhalb dessen die Gipfelpartien aus Wettersteinkalk noch 600 bis 800 m hoch aufragen.



Während die massiven Nordwände des Gipfelaufbaues aus flach nach Südwesten einfallenden Wettersteinkalkbänken bestehen, bauen sich die darunter liegenden „Gleierschwände“ aus steil aufgestellten (südfallenden) Hauptdolomitkuppen auf. Die Wettersteinkalkwände stehen in 56 bis 60gradiger -Steilheit an, die Hauptdolomitstufe nur mit 45 bis 48 Grad. Wir haben hier demnach eine Bergflanke, die sich in unteren Partien aus einer wenig steilen, mäßig hohen und sich in den niederen Höhenlagen von etwa 1200 bis 1600 m befindlichen Hauptdolomitwand und einer rund dreimal so mächtigen, sehr steilen und bis in Gipfelhöhen aufragenden Wettersteinkalkwand kombiniert.

Allen morphologischen und höhenklimatischen Voraussetzungen nach müßte die Schuttlieferung der Gipfelwände jene der Stufe der „Gleierschwände“ weit überwiegen. Dies ist jedoch nicht der Fall. Die Analyse der Murschotter ergibt eine fast 90prozentige Beteiligung von Hauptdolomitgeröllen an ihrem Aufbau. Die Hauptschuttlieferung stammt daher aus den scharfen Zerstörungsformen im Hauptdolomit der Gleierschwände. Ihre Art ist so auffällig, daß auf den A.-V.-Karten des Karwendel-Gebirges für „Erosionsformen im Hauptdolomit“ eigene Zeichen eingeführt worden sind (siehe Zeichenerklärung auf den Karten).

Aus der Gegenüberstellung der beiden Wandpartien in den Nordflanken des Hohen Gleiersch ergibt sich deutlich die Verschiedenheit der Schüttungsverhältnisse in Hauptdolomit- und Wettersteinkalkwänden. Der Abwitterung aus der Steilstufe des Hauptdolomites gebührt demnach unverkennbar der Vorrang. Die starke Gesteinszerstörung in den Gleierschwänden läßt sich allerdings durch ihren Neigungswinkel von rund 45 Grad erklären, bei dem das abrinnende Wasser die größte Schurfwirkung auszuüben scheint. Dennoch zeugt neben der petrographischen Zusammensetzung der Gleierschwand-Muren (ca. 90 Prozent Hauptdolomit, 10 Prozent Wettersteinkalk) auch eine andere Erscheinung für die große Stabilität und damit für den geringen Schuttabwurf aus den Wettersteinkalkwänden, nämlich der dichte Legföhrenwuchs bis an den Wandfuß hinauf. Die baumförmig nach oben hin verzweigten Tobel der Hauptdolomitstufe greifen von unten her so nahe an diesen Wandfuß heran, daß sich dort keine Schutthalde bilden konnten, weil aller, von oben herabfallender Schutt von diesen Tobeln aufgenommen und ins Tal herab verbracht wird. Stärkerer Steinfall aus den Gipfelwänden würde aber jedenfalls auch die Latschenbestände, die am Wandfuß auf Anstehendem („Auf den Gleierschwänden“) wuchern, heftig angreifen, verletzen und verschütten.

Die Oberfläche der Gleierschwand-Muren selbst zeigt wieder eine deutliche Altersabstufung in ihrem Entwicklungsgange, die keine wesentliche Abweichung von allem bisher Beobachteten bringt: In einer Schuttablagerungsepoche müssen am Anfang, das heißt am Beginn des Postglazials die breiten Schilde der Murschuttkegel gebildet worden sein. Ihre flach konvexen Mantelflächen waren jedenfalls schon vorhanden, als die wärmezeitliche Hochvegetation sich darüber breitete. Von ihr zeugen die Reste (Strünke) von drei Viertel bis einen Meter dicken Hochstammfichten, die heute noch in einem Dickicht aus Latschen, weniger mächtigen bis krüppeligen Fichten und Polstern von Alpenheidekraut (*Erica carnea*) und anderen Zwergsträuchern erhalten sind.

Die einheitlichen und dicht verwachsenen Kegeloberflächen weisen Zerschneidungsfurchen von 5 bis 15 m Tiefe und ca. 25 bis 75 m



Breite auf. Die Ränder der Furchen sind meist 35 bis 40 Grad steil, leicht verfestigt, so daß man leidlich über sie hinweg klettern kann, und zum Teil schon mit jungem Pflanzenanflug (1 m hohen Weidensträuchern und 0,5 m hohen Kiefern) versehen, wurden in jüngster Zeit demnach nicht mehr von Murgängen angerissen.

Den Zerschneidungsfurchen sind jüngere Schuttströme vom grau-grünen Typus eingelagert. Die Gerölle an deren Oberfläche weisen dunkelgraue Verwitterungsfarben auf, zwischen ihnen wuchern junge Legföhren, Strauchweiden und 2 bis 3 m hohe Fichten, sowie Niederwuchs (Gräser, Zwergsträucher usw.). Die Schuttströme breiten sich nach Durchqueren der Kegel an deren Fuß fächerförmig aus, bilden also Einschachtelungen in die Hauptablagerung.

In diese Aufschüttungen hinein haben sich erneut Murgänge eingefressen oder sie haben in tieferen Kegelpartien die grau-grüne Fläche der Schuttströme überfahren. Sie sind von weißlicher Farbe und demnach jüngsten Datums. Teilweise sind die alten Zerschneidungsgräben schon völlig von weißem Material erfüllt, so daß dieses überquillt und in die postglazial-wärmezeitliche Vegetationsdecke eindringt. Dies ist besonders am Kegelfuß bei der großen (in unserem Bereich die größte) Mure westlich des Wasserkarls der Fall, die bei Punkt 1075 m in die Isar mündet und den schon erwähnten Kartwaldsee abstaut.

Wir erkennen auf den Muren der Gleierschwände demnach drei Schuttlieferungsperioden. Eine erste, die unmittelbar der Eiszeit bzw. den spätglazialen Vergletscherungen gefolgt sein muß und die hypertrophen, massigen Kegelschilde dieser Schuttlandschaft schuf. Auf ihnen siedelte die wärmezeitliche Vegetation. Gleichfalls in der Postglazialen Wärmezeit erfolgte mit der Abnahme der Schuttlieferung eine erste Zerschneidung und Ausräumung, was breite, tiefe Einrisse in den Kegelmänteln hinterließ. Daraufhin schaltete sich erneut eine Schuttlieferung ein, die zwar die Ausmaße der endeiszeitlichen Verschüttung nicht annähernd erreichte, jedoch eine Einschachtelung von Murschuttmassen in die zerschnittenen Schuttkegel zustande brachte. Wir können annehmen, daß die Neuschuttlieferung mit dem Umschlagen des warm-trockenen Klimas des Mittelalters in das feuchtkalte der Fernau-Zeit (17. Jahrhundert, Vorstöße der Zentralalpengletscher) zusammenhängt, wie wir ja auch auf den Schutthalden eine neue Haldenbildungsphase für diese Zeit wahrscheinlich hielten. Es scheint nun, als wären die Gleierschwand-Muren dieser Zeit sehr wasserreich gewesen und hätten nicht nur große Schuttmassen

gebracht, sondern auch weiter eingeschnitten. Wir können also mit dem Klimasturz nach 1600 n. Chr. ein Ineinanderspiel weiterer Zerkerbung der hypertrophen Schuttablagerungen mit der Ablagerung des neu angefallenen Abwitterungsmaterials annehmen. Während in der vorangegangenen Wärmezeit entschieden die Tiefenerosion schuttarmer Gerinne überwogen haben wird, mag die murenreiche Fernau-Zeit die Gräben mehr nach der Seite hin erweitert haben. Dafür sprechen die heute weit auseinander stehenden Grabenufer und deren erst jugendlicher Verfestigungsgrad sowie schwacher Bewuchs.

Aber auch die Fernau-Periode klang aus. Die Oberfläche ihrer Aufschüttungen erscheint heute grau-grün. Diese grau-grünen Einschachtelungen müßten demnach vielleicht noch bis vor einigen Jahrzehnten aktiv gewesen sein, in der Gegenwart jedoch sind sie eindeutig zur Ruhe gekommen.

Nun setzt in der Gegenwart offenbar durch wasserreiche Murausbrüche heftige Zerschneidung bei allerdings gleichzeitig zunehmender pflanzlicher Besiedlung ein. Jedenfalls wird die grau-grüne Einschachtelung innerhalb der postglazial-wärmezeitlichen Gräben von oben her durch jüngste Murrisse von 1 bis 2 m Tiefe und 4 bis 10 m Breite zerkerbt, während sich der ausgeräumte Schutt unten über die Einschachtelung darüber legt. Zum Teil steigt er sogar bis über den Rand der postglazial-wärmezeitlichen Gräben an.

Ein völliges Absterben der Abtragung aus den Gleierschwänden darf indes aber nicht angenommen werden, obwohl diese Muren augenscheinlich nur durch Zerschneidung der grau-grünen Schuttmassen entstehen. Dies zeigen die Ränder der in die Hauptdolomitwand eingefressenen Tobel, welche sich in noch erheblicher Zerstörung befinden und zusehends immer weiter nach rückwärts verlegt werden. Auf den Muren der Gleierschwände sind also die eigentümlichen, auf Sturzhalden wie auf Schwemmschuttablagerungen immer wiederkehrenden Entwicklungsphasen des alpinen Schuttsedimentes sehr deutlich zu differenzieren.

Von stärkster Beachtung für uns werden die Bergwerkshalden beim „Silbernen Hansel“, da dort die durch Klimaschwankungen ausgelösten Schuttvorstöße bzw. Beruhigungs- und Begrünungsphasen sozusagen künstlich nachgeahmt wurden.

Wir finden beim Silbernen Hansel nämlich Stollenauswürfe aus dem späten Mittelalter, also Schuttablagerungen, die ungefähr in die Zeit der angenommenen fernauzeitlichen Schuttvorstöße fallen und

gleich jenen eine grau-grüne Oberfläche aufweisen. Über diesen alten Bergwerkshalden lagert weißes Auswurfmaterial, das von den Schürfarbeiten während des Zweiten Weltkrieges herrührt, zeitlich also den jungen Zerschneidungen und den daraus entspringenden Muren, die überall die heutigen Haldenoberflächen kennzeichnen, entspricht. Ähnliche Stollenauswürfe befinden sich auch jenseits des Reps-Rückens im Roßloch. Ihnen allen soll noch in einem eigenen Kapitel, die „Chronologie der Schutthalden“, eine genaue Untersuchung gewidmet sein.

Eine reizvolle Schutt-Kleinlandschaft bietet sich in dem halbkreisförmigen, etwa 120 m hohen Geländeeinbruch beim sogenannten Seele, beim Kasten-Hochleger (1730 m) dar. Aus dem Hauptdolomit des „Seele Gschragg“ wird ein chronologisch dreieggliederter Murschutt- bzw. Schwemmkegel gegen das Seele vorgebaut:

Alte Latschenfelder und Rasenflächen werden von bereits stark begrüntem Grauschutt durchfahren. Aus diesem brechen wieder junge Muren — offenbar durch Zerschneidung — aus. Die Schuttlieferung durch Zerschneidungsmuren dürfte durch eine anhaltende starke Abwitterung im Gschragg, einem immer weiter nach rückwärts schreitenden Riesentobel, verstärkt werden.

Der Westteil des Seeles muß in einer früheren Zeit einer heftigen Verlandung ausgesetzt gewesen sein. Er erscheint heute als ein sumpfiger, völlig ebener Wiesenboden, der aber bezeichnenderweise am Rande Anschluß an die grau-grünen Murschuttflächen aus dem Gschragg findet. Die Verlandung des Westteiles des Sees kann daher altersmäßig mit dem nachwärmezeitlichen Schuttvorstoß der „Fernaue-Zeit“ in Zusammenhang gebracht werden. Neuerdings verlandet der Restsee wieder stärker. Und zwar durch die erwähnten frisch ausbrechenden Muren, die vom Südufer her in die Wasserfläche eindringen.

Größeren Schuttansammlungen im Bereiche des Hinterautales begegnen wir noch in den südseitigen Hochkaren der Karwendel-Hauptkette. Sie sind allerdings nur auf den Fuß der Felsumrahmungen dieser Kare beschränkt. Sie erreichen auch, z. B. im Vergleich zu den Südkaren der Gleierschkeite keine besonderen Schuttmächtigkeiten. Überall ragen die Felsköpfe des Untergrundes durch den Schutt hervor und nur unmittelbar dort, wo sich die Halden an ihre Rückwand lehnen, bauen sie sich höher auf. Ihre Oberflächen stehen durchaus im Zeichen der Abtragung. Die Hauptkörper der Hochkarhalden liegen bereits in Höhen von 2100 bis fast 2500 m. Dieser Umstand allein schließt infolge Mangels größerer Felsüberragungen einen wesentlichen Schuttanfall aus. Heute aber dürfte die Neuschuttlieferung trotz der großen Höhenlage überhaupt stark eingeschlafen sein. Wo die Haldenoberfläche von dem üblichen mittleren Grauton in einen helleren umschwenkt, sind es regelmäßig Wasserrisse,



welche den Wechsel der Farbe bewirken. Neuschutt aus den Wänden fällt nur schwach in wenigen diffus-weißen Zungen auf, die durchschnittlich 20 m Länge vom Wandfußweg erreichen.

Die Hochkarhalden zeigen die größten Erdflecke. Sie erfassen oft einen ganzen Kegelmantel und erreichen Ausdehnungen von über 200 m Länge und 80 bis 100 m Breite. Die jungen Zerschneidungen erlangen große Bedeutung. Besonders der westliche Kessel des Großen Ödkares besitzt Schutzzüge, die bis an den Kamm reichen und äußerst engständig und scharf, 5 bis 6 m tief zerschnitten sind.

Die Hochkare erfreuen sich nur einer spurenhafte Begrünung. Größere geschlossene Vegetationsbestände (Legföhren) setzen z. B. in den Birkkaren erst unterhalb 1900 bis 2000 m Höhe, im Großen Ödkar unterhalb 1800 bis 1900 m und im Breitgrießkar unterhalb der 2000er-Linie ein. Darüber hinaus erscheint aller Schutt kahl und öde. Die hauswurzartige *Saxifraga aizoon*, *Carex firma*, das harte Zwerggras und *Dryas octopetala*, die Silberwurz, waren die wenigen, welche bis in die höheren Lagen vordrangen. Es dürfte dort oben vor allem die überaus starke Insolation des Hochsommers sein, welche die Pflanzenarmut bedingt. Die flach geneigten Hochkarböden gleichen nach einigen Sonnenscheintagen wahren Bratpfannen. Die oft nur einige dm mächtige Schuttdecke vermag nicht so viel Feuchtigkeit zu halten, als dies in den schuttreicheren tiefer gelegenen Karen der Fall ist. Die Trockenheit setzt sich stellenweise bis in fast einen halben Meter Tiefe hinein fort. So tief reicht keine Pfahlwurzel eines noch so tüchtigen Schuttpioniers.

Die eben erwähnte Beobachtung machte ich in den heißen Augusttagen des Jahres 1949 durch Aufgrabungen im Breitgrießkar etwa 150 m unterhalb der Großen Seekarspitze (2679 m) in Südwestexposition. Als Aufgrabungspunkt nahm ich zuerst einen Erdfleck, wo ich auf die erste Feuchtigkeit in ca. 40 cm Tiefe stieß. Bei einer von Rutschschutt überlagerten Stelle in der Umgebung erreichte ich hingegen die erste Feuchtigkeit schon in ca. 15 cm Tiefe. Hier wirkte also die Bewegtschuttüberlagerung als Isolation gegen die Verdunstung aus tieferen Haldenschichten.

Zusammenfassend wäre über den Oberflächenzustand der Hochkarhalden auszusagen, daß die Abtragung eindeutig überwiegt. Sie drückt sich in Zerschneidung durch Rinnenwasser und in großen Erdflecken aus. Wie auch in den Hochkaren der Nordseite erlangen die wenigen Neuschuttstreifen an den Wandfüßen flächenmäßig keine Bedeutung.

Geochronologisch von Bedeutung sind die von den Vorstößen der letzten größeren Kargletscher verbliebenen Endmoränen im Breitgrießkar in ca. 2100 m Höhe. Wie einige der schon geschilderten Daunmoränen lagern auch diese anstehendem, rundgebuckeltem Fels auf. Proximal schließen sie den großen Haldenkomplex des Kares ab, welcher dadurch in der Hauptsache nachdaunzeitlichen Alters sein müßte. Die Vegetation hat sich bis hier herauf nicht erhalten. Daher kann ein nachwärmezeitlicher Haldenüberguß, der sonst meist zerstörend in die alte, auf daunzeitlichem Schutt fußende Vegetation eingriff, nicht unmittelbar nachgewiesen werden. Sehr wahrscheinlich wird er jedoch durch den oberflächlichen, grauen, lockeren Rutschschutt dargestellt, der bis herab zu den Moränenwällen vorgedrungen ist.

### 3. Seefelder Gruppe

Eine an Schutthalden und Muren in vielfältigen Entwicklungsstadien „gesegnete“ Gegend ist die Seefelder Gruppe und insbesondere die Hauptdolomitlandschaft im Umkreise der Eppzirler Alpe (1455 m). Wichtige Erkenntnisse sind hier unterhalb der Südwände der Erlspitze zu sammeln; so z. B. an einer Rinnenhalde südlich des Schönangerles (1945 m). Heftiger Ausmurung ausgesetzt, ist sie eine der Hauptgeschiebequellen im Bereich des Höllkares, die eine Verbauung mittels einer Retentionssperre bei Punkt 1598 m erforderlich machen. Der Aufschluß, aus dem dieser Schuttkörper Material abgibt, ist an 20 m hoch. Die Abtragung hat dort auch schon die nur 30 bis 31 Grad steile Haldenoberfläche erfaßt, die jeglicher Vegetation entblößt, abgespült und durch Wasserrinnen zergliedert erscheint. Die starke Abtragungswirkung kommt durch rückschreitende Erosion zustande. Besonders bemerkenswert werden für unsere Untersuchungen zwei deutliche Horizonte der Verfestigung mit feinstückigerem, erdigem und dicht gelagertem Material. Der eine zieht in 2 bis 3 m Tiefe fast horizontal durch die Ablagerung, der zweite in 8 bis 10 m Tiefe, wobei beide Horizonte 0,5 bis 1 m mächtig sind.

Der Graben, durch den die Mure der Schönangerle-Halde unterhalb von Punkt 1639 m zum Haupttal heraus kommt, muß früher auch von größeren Schuttmassen aufgefüllt gewesen sein, da deren Reste beiderseits des 8 m tiefen Einschnittes erhalten sind. Im Einschnitt sind einundzwanzig 0,25 bis 0,5 m mächtige Murenschichten zählbar. Über dem Grabenrand liegt die auf die Postglaziale Wärmezeit zurückgehende Vegetationsdecke, alte Latschen mit Baumstrünken.

Auch eine Einschachtelung innerhalb des Grabens ist vorhanden. Sie muß jedoch ganz rezenten Alters sein, da sie noch völlig vegetationslos und frisch abgelagert erscheint. In diese Einschachtelung hinein haben sich weiterhin noch jüngere Muren zum Teil eingegraben oder haben aufgeschüttet, weshalb sie schwer differenzierbar sind. Sie stammen sicher aber alle erst aus den letzten Jahren.

Schließlich kommen wir zu der Haupthalde des Höllkares unterhalb der 400 m hohen und 45 bis 50 Grad geneigten Südwand der Erlspitze (2404 m). Es stehen hier sehr brüchige, meist senkrecht aufgerichtete, aber oft auch von Flexuren durchsetzte, mäßig dicke Hauptdolomitschichten in west-östlichem Streichen an. Da die Wand genau genommen südwestexponiert ist, liegen die Schichtköpfe in ihr frei. Die Abwitterung muß hier sehr aktiv am Werke sein. Dies zeigt die obere Partie des

Hauptkegels (genau südsüdwestlich des Gipfelpunktes der Erlspitze), welche deutlich im Auftrag befindlich ist. Ganz oben sitzt ein spitzer, freistehender Kegel aus frischem, weißlichem und ganz locker gelagertem Feinmaterial auf. Die schön gleichmäßig junge Bestreuung reicht auf der insgesamt 500 m langen und ca. 260 m hohen Halde etwa 130 bis 150 m tief in einzelnen Zungen herab und bedeckt rund 1 ha Fläche. Dort fehlen jegliche Vegetationsspuren.

Doch so stark die Wandschüttigkeit oben der Halde ihren Stempel aufdrückt, um so anders sieht es auf den mittleren und unteren Haldenteilen aus. Unterhalb der frischen Schuttzungen befindet sich zuerst noch eine schmale, horizontale Zone (etwa 50 bis 60 m breit), wo Grauschutt in großer Dichte lagert. Aber schon in diese Zone greifen von unten her Erdflecken ein, die sich gegen das untere Drittel fast über die gesamte unbewachsene Kegelmantelfläche ausbreiten und von jungem Grün fortschreitend besiedelt werden. Daneben zerkerben zahlreiche, sich unten im spitzen Winkel vereinigende Wasserfurchen die Haldenbasis.

Dort tauchen schon die ersten Legföhrenzwickel auf, welche vor sich her spindelförmig nach oben hin eine dichte, auffällig großflächig verbreitete Rasen- bzw. Niederwuchsdecke schieben, die leicht von aufliegenden Geröllen durchsetzt ist und hauptsächlich aus Alpenrosen, Silberwurzpolstern und alpiner Wiesenflora (Schuttgräser) besteht. Einem jüngsten Pionierstadium, wie wir es oft im alten Grauschutt der Wettersteinkalkhalden antrafen ist diese Niederwuchsdecke nicht gleichzusetzen; ihre Dichte und die typische Umlagerung durch den anbrandenden Grauschutt schließt das aus. Aber auch eine Gleichaltrigkeit mit den unterhalb stehenden Latschen ist unwahrscheinlich, dazu sind Niederwuchs und Legföhren zu scharf abgegrenzt. Im Wettersteinkalk löste sich der Niederwuchs vom darunterliegenden Latschendickicht nur langsam und mit zahllosen Verzahnungen und Übergangszonen (siehe Seite 55), hier aber bilden beide Pflanzengemeinschaften in sich homogene und gegeneinander ziemlich klar abgestufte Felder. Die natürliche Obergrenze jeder Vegetation wird niemals das Vorkommen einer Pflanze oder Pflanzenassoziation plötzlich nach oben hin abschneiden, sondern einzelne widerständigere Exemplare werden sich über den dominierenden Verbreitungshorizont hinauf vorkämpfen. Somit wird das eine Florenelement allmählich nach oben hin ausklingen um jenem der nächsthöheren klimatischen Stufe Platz zu machen. Wo aber scharfe Grenzen auftreten, wird der Beobachter stets an irgendwelche generativen Intervalle der betreffenden



Vegetationsdecke oder ihres Untergrundes gemahnt. Deshalb dürfte eine Gleichaltrigkeit des besprochenen dichten und weitflächig verbreiteten Niederwuchsbestandes an der Erlspitze mit den darunter befindlichen wärmezeitlichen Latschenresten ausscheiden.

Der Bereich der jetzigen Niederwuchszone oberhalb der Latschen müßte demnach noch vor dem vielfach vermuteten Schuttvorstoß der Fernau-Zeit verschüttet worden sein. Eine schuttaktive Periode in die Postglaziale Wärmezeit zu setzen wäre nach all dem bisher Beobachteten unlogisch. Die reiche pflanzliche Besiedlung der großen, nach der Eiszeit erstakkumulierten Postdaun-Schuttkörper (alter Wald, alte Legföhren, Alpenrosen- und Rasenbestände mit tiefgründig entwickelter Bodenkrume) schließt dies aus. Auch das warme Mittelalter muß in dieser Hinsicht gewissermaßen als kleine Nachfolge-Wärmezeit und Schuttruhephase gerechnet werden. Nur das die Wärmezeit engeren Sinnes abbrechende Subatlantikum erscheint als eine deutliche negative Abweichung von den günstigen Klimabedingungen von 8000 bis 900 v. Chr.

Aus historischen Überlieferungen läßt sich eine tatsächliche Wärmezeit im Mittelalter mit Sicherheit erkennen: Blüte der hochgelegenen Bergbaue, z. B. Goldbergbau in den Hohen Tauern, dessen Stolleneinfahrten im 17. Jahrhundert von den vorstoßenden Fernau-Gletschern überfahren wurden, ferner das Vorhandensein alter Wasserleitungen und Bewässerungsanlagen im heutigen Gletscherbereich, dann zahlreiche Hinweise auf regen Bergbau im Innerkarwendel in heute infolge von Verschüttungen unzugänglichem Gelände. Bedeutsam sind auch die Funde von mittelalterlichen Ochsenhufeisen und Wagenresten am Futschölpaß (Silvretta), der nachher vereiste und heute erst wieder über einen schmalen Fußpfad, nahe an den Gletschern vorbeiführend, gefahrlos zu überschreiten ist (*W. Flaig*, Silvretta-Buch, Gesellschaft Alpiner Bücherfreunde, München 1940, S. 43). Endlich kann man auch nicht ganz an den alpenländischen Volkssagen vorbeigehen, die wie im Falle der „Übergossenen Alm“ am Hochkönig auf einen tiefgreifenden Umschwung von einer milden und freundlichen auf eine kalte, dem Menschen Schaden bringende Zeit schließen lassen. Beweise für die Stichhaltigkeit solcher Sagen sind die vorwiegend im 12. und 13. Jahrhundert entstandenen „Schwaighöfe“ in den Ostalpen, die im Mittelalter als Dauersiedlung gegründet und gegen das 16., 17. Jahrhundert hin aufgelassen oder nur mehr als Almen benutzt wurden.

Nur im Mittelalter könnte also etwa nach einer angenommenen Prä-Fernau-Verschüttung noch genügend Zeit zu einer neuerlichen,

wenn auch nicht mehr so intensiven Begrünung und Beruhigung gegeben gewesen sein, nach welcher dann die weitere Schuttlieferung in der Fernau-Zeit erfolgte. Es liegt sehr nahe, eine präfernauezeitliche Schuttvorstoß- und Pflanzenrückzugsperiode in das schon erwähnte kühle Subatlantikum zu versetzen.

Setzen wir uns weiter mit der fraglichen, an der Erlspitze auftretenden Niederwuchszone oberhalb der wärmezeitlichen Legföhrenbestände auseinander und blicken wir hierbei auf den bisher behandelten Wettersteinkalkbereich zurück, so müssen wir sagen, daß uns dort die altersflächenmäßige Gliederung einheitlicher erschien, und zwar, wie wir uns erinnern, dreiteilig. Die Haldenoberflächen gliederten sich in verschwindende weiße, junge Schüttungsspuren an den Kegelspitzen oder ebenfalls weiße, im Fortschritt begriffene Zerschneidungsmuren; weiters in eine vorwiegend graue Haldenzone darunter, auf welchen oft Initialstadien der pflanzlichen Schuttbesiedlung Fuß gefaßt hatten, wodurch die Halden grau-grün erschienen und schließlich in die alten Legföhrenfelder oder Waldflächen, die vom Grauschutt meist hart umlagert erschienen und als grüne Haldenanteile bezeichnet wurden. Nur spurenweise gab es vor den grünen Haldenpartien Rasenpolster, die nicht dem Initialstadium angehörten, sondern einer älteren Rasendecke, also ähnlich jener Niederwuchszone, die uns unter der Erlspitze so auffällig entgegentritt.

Im Hauptdolomit der Erlspitze schaltet sich nun zwischen die alten Latschen (grüne Haldenteile) und die grauen Schuttmassen ein grünes Vorfeld aus zwar niederwüchsigen, aber eindeutig alten Pflanzen. Als „alt“ sind vor allem die Zwergsträucher (*Rhododendron* und verschiedene *Vaccinien*) anzusehen, die als Zeugen eines früheren Waldwuchses gelten und als Unterholz auch in den Legföhren darunter vorkommen. Solche Florenelemente waren in den an sich schon seltener vorkommenden Niederwuchsresten im Wettersteinkalkschutt nirgends nennenswert erhalten. Nach den Ergebnissen der Klimaforschung *H. Gams'* (21, 22 und 23) erlitt die Postglaziale Wärmezeit schon um 900 v. Chr. (frühe Hallstattzeit) eine Unterbrechung, die sich nicht nur in einem kühlfeuchten Klima, sondern auch in einem Sinken der Vegetationsgrenzen, mithin in einer Neuaktivierung der Schuttproduktion äußerte. Dieser erste Klimasturz des Postglazials ist uns bereits als das Subatlantikum bekannt und dürfte seinen Ausfluß auch in den großen Völkerwanderungen während seiner letzten, besonders kühlen Phase (200 bis 700 n. Chr.) gefunden haben. Wichtiger ist, daß auch für einen Gletschervorstoß im Subatlantikum nach neueren For-

sungen Anhaltspunkte vorliegen (*H. Heuberger*, Gletschervorstöße zwischen Daun- und Fernaustadium in den Nördlichen Stubai Alpen, *Tirol. Zeitschr. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Band III, Heft 1/1954). Die Vegetation und der Schutt könnten dementsprechend auch reagiert haben.

Unsere „alte, grüne Vorfeldzone“ zwischen alten Latschen und grauem Schutt müßte demnach mit dem Subatlantikum in Zusammenhang stehen. Die wärmezeitliche Wald- bzw. Krummholzdecke war ja über die größten Teile der Schutthalden ausgebreitet. Ein Schuttvorstoß im Subatlantikum müßte demnach in den üppigen Pflanzenwuchs erstmalig zerstörend eingedrungen sein, die Grenzen der alten Wald- oder Latschenbestände wurden tiefer gedrückt, hart umschüttet und zum Teil in spindelförmige Flecken aufgelöst. Um 700 n. Chr., also gegen das Mittelalter zu, stiegen die Klimawerte wieder an, es wurde wieder wärmer. In der Folge verringerte sich dann der Schuttabwurf und die Aktivität des Höhenwachstumes der Schuttpflanzen nahm zu. Wie wir heute vor vielen Legföhrenzwickeln im Wettersteinkalkschutt eine junge, zunehmende Begrünung feststellen können, muß sich auch im Mittelalter eine solche vor den Latschen im Nachtschutt aufwärts gekämpft und schließlich im Ablaufe von 800 bis 900 Jahren (von 700 n. Chr. bis zur Zeit der fernauzeitlichen Gletschervorstöße um 1600 n. Chr.) zu einer dichten Rasen- bzw. Niederwuchsdecke entwickelt haben.

Erst jetzt kam der Fernau-Schutt, durch den Klimasturz bedingt, aus den Felsflächen herab. Die Vegetationsgrenzen sanken, unsere im Mittelalter gebildete Haldenbegrünung bildete sich zurück oder wurde von Geröll überstreut. Es blieben jene spindelförmigen, niederwüchsigen, alten Vorfeldzonen zwischen der heutigen Latschenobergrenze und dem einst in der Fernau-Zeit anrückenden Grauschutt.

Auf diese Weise könnte der Bestand der grünen Vorfeldzonen, die wir auf allen Schutthalden im Seefelder Hauptdolomit mit so großer Deutlichkeit wiederfinden, genetisch durch eine Unterbrechung der Postglazialen Wärmezeit durch das Subatlantikum, auf das eine neue kleine Wärmezeit im Mittelalter folgte, erklärt werden. Natürlich hieße das nicht, daß eine Neubegrünung nach dem subatlantischen Klimasturz nur auf Hauptdolomithalden aufkam. Eine solche wäre hier infolge der relativen Pflanzenfreundlichkeit des Gesteins nur besser erhalten als im Wettersteinkalk.

Aber auch eine andere Deutung der grünen Vorläuferzone muß im Auge behalten werden: Der Hauptdolomit ist tonreicher und zeichnet



sich gegenüber dem Wettersteinkalk durch außerordentliche Brüchigkeit und leichten Zerfall aus, wodurch er der Bodenbildung weitaus leichter anheimfällt und daher auch den Pflanzen günstigere Lebensbedingungen schafft. Stellen wir uns nun einen Schuttvorstoß infolge verstärkter Wandverwitterung vor, wie ihn jener der Fernau-Zeit darstellte: Allmählich wird der heftiger wirkende Spaltenfrost zu einem vermehrten Steinschlag geführt haben. Sicher nur sehr langsam und keinesfalls vergleichbar etwa mit den murbedingten Schuttvorstößen der Gegenwart, die jede Vegetation meist total vernichten, legte sich die Steinstreue über die oberen Haldenflächen. Ebenso langsam werden die Schuttpflanzen der Postglazialen Wärmezeit (Krummholz und Wald), die wir uns jetzt wieder ohne besondere Unterbrechung (Subatlantikum) denken mögen, zurückgewichen sein. Die Vegetation war jedoch infolge des Klimasturzes zum klaren Rückzug verurteilt.

Überhaupt im sterilen Wettersteinkalk wird sie sich gegen die vordringenden Schuttmassen nicht viel wehren haben können. Langsam aber sicher drängte sie der heutige Grauschutt abwärts. Er umlagert die Obergrenze des Latschenwuchses, wenn man von den wenigen und nur punktförmig in Erscheinung tretenden alten Rasenpolsterinseln vor den Latschen absieht, noch in der Gegenwart sehr scharf. Anders mag sich der Vegetationsrückzug im eugeogenen Hauptdolomit abgespielt haben: Schutt und Pflanzen werden abwechselnd Erfolge zu erzielen imstande gewesen sein. Die hochwachsende und daher steinschlagempfindliche *Pinus montana* mag wohl unter der Einwirkung des andrängenden Schuttes ihre obersten Standorte bald aufgegeben haben. Hingegen konnten die niederwüchsigen, zähen Schuttpioniere im leicht zerfallenden, alumenhaltigen Dolomitgrus dem Schuttvorstoß einen erheblichen Widerstand entgegensetzen. Immer wieder durchdrangen oder überkrochen sie unermüdlich die neu angelagerten Gerölle. Dieses Wechselspiel zwischen Schutt und Pflanzen im Ablauf der Fernau-Zeit könnte das Bild der heutigen „alten, grünen Vorfeldzonen“ zwischen Latschen und Grauschutt wohl geprägt haben und so eine Auswirkung des Subatlantikums auf die Schuttlieferung als *conditio sine qua non* zur Entstehung der Vorfeldzonen ausschalten. Ihre scharfen Grenzlinien gegen die Latschen hingegen und ihr immerhin spurenweises Auftreten auch im Wettersteinkalkschutt spricht allerdings gegen ein solches lokal-lithologisches Bedingtsein und für einen Zwischenschuttvorstoß im Subatlantikum mit anschließender Begrünung im Mittelalter. An anderen Beispielen soll uns noch Gelegenheit geboten werden, die Frage des Subatlantikums

in Verbindung mit einer Periode verstärkter Abwitterung und Schuttlieferung zu untersuchen.

Nördlich der Eppzirler Scharte fallen uns die weithin mit Vegetation bedeckten Schutthaldden der Kotzenreisen, des Gamsgartens und des Kuhloches auf. Vielfach bis an die Haldenoberränder greift der Bewuchs hinauf. Die Haldenfüße lagern in kleinen Rücktiefungen, welche stellenweise vom Eppzirler Talgrund her aufgeschlossen sind. Besonders gilt dies für die Gamsgarten-Halden, die gegen das Wibmortal hin ausbrechen und gewaltige Murmassen liefern. Aber auch die beiden anderen Haldenkomplexe, die Kotzenreisen und jene im Kuhloch, besitzen an ihrer Basis murartige Ausstriche.

Der Kranz der Felswände, der die genannten Halden umschließt, erscheint äußerst stark zergliedert und zerhackt, wodurch das landschaftlich ganz besonders reizvolle Bild des Talzirkusses von Eppzirl entsteht. Der Schutt zieht zu den verschiedenen Scharten und engen Sätteln in einzelnen hohen, schmalen Reisen empor und reicht oft bis an den Kamm.

Erwähnt wurde schon die weitflächige Begrünung. Teilweise sind ganze Kegelmäntel von ihr erfaßt, anderenteils besiedeln sie spindelförmige Flächen von bis zu einem halben Kilometer Länge (fast die gesamte Haldenlänge) und 50 bis 100 m Breite. Sie setzt sich in untersten Teilen aus dichten, alten Legföhrenbeständen zusammen, die nach oben hin von der schon im Höllkar geschilderten alten, niederwüchsigen „Vorfeldzone“ abgelöst werden. Hier zeigt sich diese Fläche leicht steinüberstreut, kommt im großen und ganzen aber völlig den als subatlantisch verschüttet vermuteten Vegetationsflächen der Postglazialen Wärmezeit gleich.

Zwischen diesen befestigten Haldenpartien bzw. oberhalb von ihnen erlangt der Grauschutt fast keine Bedeutung oder ist, vor allem in oberen Teilen, von vielen hundert Quadratmeter großen Erdflecken durchsetzt, wird also heftig abgetragen. Stellenweise erscheint er auch durch jungen Splitschutt übergossen, der aus den zerklüfteten Felspartien immer noch abfällt. Nur im Bereich der bei 500 m hohen Erlspitzwand und im obersten Kuhloch treten größere Grauschuttkegel auf und beweisen die Tätigkeit der Schuttlieferung während der Fernau-Zeit auch hier. Wo sonst Nacktschutt auf den Haldenoberflächen auftritt, ist er größtenteils frisch und hellfärbig und ergießt sich in Form von breiten, wasserdurchfurchten Fladenmuren bis zum Haldenfuß herab. Das junge Material überschüttet einerseits die grauen Schuttflächen, aus welchen es oben durch junge Zerschneidung ausgemurt wird andererseits dringt es gegen die alten Vegetationsflächen nach unten hin immer mehr und mehr vor, so daß hier von einem ausgesprochenen Rückzug der Schuttflora gesprochen werden muß. So bodenfreundlich der Hauptdolomit auch sein mag, plötzlichen Masseneinbrüchen, wie sie die erwähnten Muren darstellen, können die Pflanzen jedoch nicht standhalten.

Das Bild der Schutthaldden in Eppzirl wird hauptsächlich durch zwei Faktoren bestimmt: Erstens durch die Felder der wärmezeitlichen Nachfolgevegetation (dies sind spindelförmige Wald- und vor allem Legföhrenrelikte am Haldenfuß) und einem niederwüchsigen Vorfeld darüber, und zweitens durch hellen, frischen Schutt, der oben aus jungen Einkerbungen im Grauschutt von selten größerer Länge als 100 m und Tiefen von 2 bis 4 m hervorgeht und die nur mehr wenig sichtbaren fernauzeitlichen Grauschuttzonen am tiefer liegenden Haldenkörper verdeckt, ja bereits die Latschen am Haldenfuße erreicht und einmurt.



Diese jungen weißen, in langen Lappen und Zungen herabziehenden Fladenmuren erzeugen z. B. besonders im westlichen Gamsgarten ein eigenartiges Bild, das an überkochenden und über den Topfrand hinausfließenden Grießbrei erinnert. So primitiv der Vergleich erscheinen mag, so treffend wird ihn der Beschauer dieser Landschaft finden.

Das „Überlaufen“ oder besser das Auslaufen der großen Schutthalden, das jedenfalls eine Erscheinung der jüngsten Zeit ist, kennzeichnet auch viele andere Schuttkörper im Hauptdolomit. Die Ursache der stärkeren Ausmuring in unserem Bereich mag mit dem größeren Tongehalt des Gesteins und der damit verbundenen Fähigkeit, mehr Wasser anzusaugen, im Zusammenhang stehen. Jedenfalls fällt es auf, daß die Dolomithalden viel stärker fluvial zerschnitten werden, als solche im Wettersteinkalk, wo die Fladenmuren immer in bescheidenen Grenzen auf den oberen Haldenpartien verblieben.

Vom Kamm zwischen Seefelder Spitze und der sogenannten Liederstube führt bei Punkt 2119 m eine weitere, breite Mure gegen das Wibmortal herab. Unterhalb einer großen, trichterförmigen Erosionsform im steilen Felsgehänge der „Liederstube“ liegt ein stumpfer Schuttkegel, aus grauem Material aufgebaut und mit einzelnen Weiden (8 bis 10 Jahresringe) besetzt. Der Schuttkegel ist seinerzeit dem dicht mit Wald und Krummholz befestigten, flachen Schuttfuß des Schrofenhanges aufgelagert worden.

Da die Überlagerung des postglazial-wärmezeitlich begrüntem Schuttfußes durch Grauschutt an dieser Stelle besonders deutlich feststellbar ist, können wir sie als einen der Schlüsselpunkte dafür ansehen, daß der nachwärmezeitliche Schuttvorstoß tatsächlich infolge verstärkter Abwitterung zustande gekommen sein muß, und nicht etwa durch Ausmuring alter Schuttkörper, wie es heute geschieht. Oberhalb des Kegels gibt es nämlich keinerlei Schuttablagerungen. Er ist demnach das klare Produkt der Wandschüttigkeit, welche, wie durch sein einwandfreies Aufsitzen auf wärmezeitlichen Waldreliktflächen hervorgeht, in der Zeit des Fernau-Klimasturzes eine besondere Aktivität besessen haben muß.

Wie bei vielen Schuttkegeln hat sich auch in diesen eine Kerbe eingetieft, die sichtbar infolge Rinnwassers aus dem Felstrichter entstanden ist, und in der frisches, weißes Murmaterial ausgeräumt wird, das jedoch kaum den Kegelfuß erreicht, also jüngsten Umlagerungsvorgängen entspricht.

Damit ist der Dreiklang der Schuttlieferungsphasen des Postglazials wieder geschlossen: Erste Hauptablagerung am Ende der Eiszeit, dann Schuttlieferungsruhe und üppige Bewaldung in der Wärmezeit, neuer Schuttvorstoß nach dem Ende der Wärmezeit während des Fernau-Klimasturzes und schließlich verstärkte Murtätigkeit durch Zerschneidung von Schuttkörpern in der Gegenwart.

Bemerkenswert ist eine Ablagerung im Samstagskar. Das Kar spitzt nach unten hin rinnenförmig aus. Unterhalb der rinnenartigen Verengung hat sich aus dem Kar heraus ein schöner, 22 Grad geneigter und völlig von alten Latschen überkleideter



Schuttkegel abgesetzt. Wenn die Karte auch eine leichte Furche darstellt, die den Kegelscheitel zerteilt, so ist heute jedoch dort alles von Legföhren und Niederwuchs überwuchert. Nur an der Kegelspitze ist eine leichte junge Zerschneidung feststellbar, die aber noch nicht genügend Material ausräumt, daß es in merklichen Mengen über den Kegel herab käme. Sie stellt indes den Auftakt zu einer größeren Ausmürung des Kegels dar. Im Samstagskar wirken auf der Schutthaldenoberfläche zwei gegensätzliche Kräfte. In der unteren Hälfte finden wir alte Latschenzwickel und davor Rhododendron- und Dryasfelder, die eindeutig im Vordringen nach oben hin begriffen sind, denn die Pflanzen erscheinen nicht um- oder überschüttet. Der an sie grenzende Schutt ist leicht grau und wird vom Pflanzenwachstum übersponnen. Aber nicht weit ins Kar hinauf hält dieses Vordringen der Schuttflora von den Rhododendron- und Dryasfeldern aus an. Betrachten wir die Niederwuchsfelder in der oberen Karhälfte, so erkennen wir, daß sie sich dort im Rückzuge befinden. Und zwar vor weißen, in breiten Flächen vordringenden Neuschuttmassen. Grauer Schutt fehlt so gut wie vollkommen.

Die Beobachtung von Zerschneidungen und auch Erdflecken am oberen Haldenrande, aber auch von Schuttreisen, die bis zuhächst hinauf in die Felsscharten ziehen, sowie auf Felsvorsprüngen im Wandbereich liegender frischer Splitschutt lassen den Schluß zu, daß die Neuschuttlieferung infolge von junger Haldenzerschneidung plus noch aktiver Abwitterung im ruinösen Hauptdolomit zustande kommen muß. Hinzugefügt mag noch werden, daß im gesamten Gehänge östlich der Eppzirler Alpe Schichtköpfe anstehen, die ja besondere Angriffspunkte für die Verwitterung darstellen.

Wir finden hier also die Bestätigung der schon auf den Eppzirler Haupthalden angetroffenen Verhältnisse, wo auch der helle Schutt dominierte und neben den grünen Latschen- und Vorfeldzonen fast allein das Bild der Haldenoberflächen prägte, wogegen der Grauschutt, außer unter großen Wänden, nur nebensächliche Bedeutung erlangte.

In den Rhododendron- und Dryasfeldern des Samstagskares, die wohl mit der „alten, grünen Vorfeldzone“ der großen Schutthalden im Eppzirler Talschluß und im Höllkar identisch sind, stecken die Reste eines offenbar früher weiter ausgebreiteten Legföhrenbestandes, totes Wurzel- und Strunkwerk. Wieder erhebt sich die Frage, ob diese Latschen nicht vielleicht schon einem Schuttvorstoß im Subatlantikum zum Opfer gefallen sein könnten, worauf sich im wieder wärmeren Mittelalter die Rhododendron- und Dryasfelder („Vorfeldzonen“) entwickelten, welche wieder später, nämlich in der Fernau-Zeit, erneut von frischem Schutt umlagert und auf die heute vorhandenen zwickelartigen Inseln reduziert worden sind. Aber auch die andere, auf Seite 82 behandelte Möglichkeit zur Bildung der Vorfelder, nämlich die des lithologisch bedingten, sehr langsamen Vegetationsrückzuges im Hauptdolomit während der Fernau-Zeit (unter Ausschaltung des Subatlantikums als Schuttlieferungsperiode) muß im Auge behalten werden.

Wir stellten schon im Eppzirler Talschluß nur wenige Grauschuttflächen fest. Bedeutung erlangten sie nur in den obersten Karwinkeln.

Weiter unten beherrschte neben den ehemals wärmezeitlichen Krummholzbeständen und ihrer „grünen Vorfeldzone“ nur der junge, weiße Schutt das Oberflächenbild. Noch krasser trafen wir die Verhältnisse im Samstagkar an, wo der Grauschutt praktisch im gesamten Haldenbereiche fehlte.

Dies legt uns nun nahe, in der Tat anzunehmen, daß die alten, grünen Vorfeldzonen im Hauptdolomit die Rolle der grauen oder grau-grünen Halden der Wettersteinkalkgebiete übernommen haben. Nur in höheren Lagen, wo die Vegetation mit ungünstigeren klimatischen Verhältnissen zu kämpfen hat, konnte sich das Pflanzenwachstum nicht gegen den Neuschuttanfall behaupten und die Halden wurden dort oben auch im Hauptdolomit grau (siehe Kuhloch, Höllkar usw.).

Die alten, grünen Niederwuchsfelder oberhalb der Legföhrenbestände würden somit nichts anderes darstellen, als die Flächen der fernauzeitlichen Haldenbestreuung, die nur infolge der Pflanzenfreundlichkeit des Hauptdolomites noch während der Aufschüttungsphase von Pflanzen durchsetzt worden sind. Damit würden wir uns hier für die Theorie der lithologisch bedingten Bildungsweise der „Vorfelder“ entscheiden, was eine Einwirkung des Subatlantikums ausschliesse.

Diese Feststellung ist von größter Wichtigkeit, da wir durch sie die auf den Wettersteinkalkhalden aufgefundene Gesetzmäßigkeit der Altersgliederung in den meisten Fällen auch auf die Hauptdolomitgebiete anwenden dürfen, höchstens mit dem einen Zusatz, daß die jugendliche Haldenerschneidung und „Weißschuttlieferung“ im Hauptdolomit durch eine noch aktive Schüttung aus den Felsflächen verstärkt wird, was im Wettersteinkalk nicht der Fall ist.

Geologisch gehören auch die Berge entlang des Großen und Kleinen Kristentales zur Seefelder Gruppe. Es sind alles mehr sanfte Waldberge mit krummholz- oder alpmattenbekleideten Kuppen und Kämmen. Nur gegen die genannten Täler hin besitzen sie steilere, schrofige Abfälle, unter welchen sich alte, grüne, mit einer Wald- oder Latschendecke versehene Schutthalden befinden. Diese wurden nun mannigfach zerschnitten, was Anlaß zur Murschuttlieferung gegen die Talsenken hin gab. Besonders in der Gegenwart erscheint diese wieder sehr aktiv. In der Regel findet man die normale Dreigliederung der Ablagerungen: Außen ehemals wärmezeitliche Wald- und Krummholzsektoren, die entweder leicht eingeschnittene oder meist aufgeschüttete grau-grüne Sedimente einschließen, in die sich zuinnerst die jüngsten, weißen Murschübe eingefressen haben. Manchmal ist der rezente, weiße Murgang auch direkt in die postglazial-wärmezeitlichen Flächen eingeschnitten oder der Fall liegt so, daß die jungen Muren erst mit ihren vordersten Spitzen in den Wald oder in Krummholzbestände eingreifen. Dabei kommt es vielfach zu der eigenartigen Erscheinung, daß sich die Murbahn in Form von zwei etwa 0,5 bis 1,5 m hohen, parallel nebeneinander in einigen Metern Entfernung (4 bis 5 m) verlaufenden steilen Wällen



abbildet, zwischen denen das Murwasser wieder den bewachsenen, oft fast noch unversehrten Boden (Grasnarbe) freigelegt hat.

Im Ablagerungsgebiet der Mure aus dem Trögl-Graben (Großes Kristental) ist wieder eine Feststellung zu treffen, aus welcher auf eine Verschüttungsphase zwischen Postglazialer Wärmezeit und Fernau-Zeit geschlossen werden könnte, was natürlich auch eine eingeschaltete Periode der Schuttruhe und vegetativen Besiedlung anzunehmen erforderlich macht:

Am unteren Ausgange des Trögl-Grabens hat sich ein etwa 250 m langer und ebenso viel Basisbogenlänge messender Murschuttkegel in den Wald hinein abgesetzt. Seine Mantelfläche wird von 30 bis 45 Jahresringe aufweisenden Latschen bedeckt. Zwischen diesen sind vereinzelt graue Geschiebe sichtbar, die ein Unterholz von Vaccinien u. dgl. überwuchert. In diese Fläche hinein ist ein 3 bis 4 m tiefer, ca. 15 m breiter Graben eingensagt, in dem sich weißer, jüngster Murschutt abwärts bewegt.

Der Grabenrand erschließt nun eine in 2 bis 2,5 m über der Grabensohle und parallel mit der Mantelfläche verlaufende Schicht von altem, totem Legföhrenwurzel- und Strunkwerk. Unterhalb dieses einstigen Vegetationshorizontes sind die Geschiebe feiner, ober ihm gröber. Vor allem ist die Ablagerung unterhalb der toten Krummholzschichte stärker verwittert und damit als wesentlich älter anzusehen.

Wie konnte es im Ablaufe der Entwicklung des Trögl-Graben-Murschuttkegels zur Herausbildung des aufgefundenen, verschütteten Latschenhorizontes kommen, über dem sich ein zweiter, heute die Kegelmantelfläche bekleidender ausgebreitet hat. Der Latschenbewuchs auf der Kegelmantelfläche ist nach unseren bisherigen Erfahrungen ein wärmezeitlicher Waldflächenrelikt. Aus welcher vegetationsfreundlichen Zeit stammt nun aber der verschüttete ältere Legföhrenbewuchs?

Da es nach den heutigen Ergebnissen der Klimaforschung in den Alpen vor der Postglazialen Wärmezeit keine vegetationsfreundliche Periode gegeben hat, die sich hier oben besonders auswirken hätte können, müssen wir den älteren Latschenhorizont wohl oder übel in diese erste Wärmezeit nach den spätglazialen Eisvorstößen selbst setzen. Damit, daß er jedoch einer ausgiebigen Verschüttung anheimgefallen ist, kommen wir wieder der Annahme näher, daß eine solche im Subatlantikum (900 v. Chr. bis 700 n. Chr.) erfolgt sein dürfte. Die wieder einsetzende Begrünungs- und damit verbundene Schuttruheperiode, von welcher offenbar der lebende Krummholzbewuchs auf der Kegelmantelfläche herrührt, wäre demnach nur im



Mittelalter denkbar, für das ein warmtrockenes Klima nachgewiesen ist. Nach dem Fernau-Klimasturz im 17. Jahrhundert müßten sodann wasserreiche Muren diese Latschenvegetation leicht überschüttet haben (davon rührt ihr schütterer Wuchs und die eingestreuten, oben erwähnten grauen Geschiebe her), bzw. sie strömten in einen wahrscheinlich schon in der Wärmezeit gebildeten Graben ein, in dem sich heute auch die jungen, weißen Muren bewegen.

Leider konnte ich im ganzen Karwendel-Gebirge keinen ähnlichen Fall antreffen. Deswegen können die Verhältnisse am Trögl-Graben nicht eine allgemein gültige Gesetzmäßigkeit fundieren. Verschiedentlich sichtbare erdig, braune Schichten, die in manchen Haldenaufschlüssen vorkommen und als „Erdhorizonte“ zu bezeichnen wären, sind zu ungenau und zu unregelmäßig zu verfolgen, als daß sie als Parallele zum Trögl-Graben-Horizont angesehen werden könnten. Somit ist die Entscheidung für einen tatsächlichen bedeutenden Schuttvorstoß im Subatlantikum nach dem Stande der bisherigen Untersuchungen trotz mancher schwerwiegender, für eine solche Lösung maßgeblicher Anzeichen nicht zu treffen.

#### 4. Südkarwendel

Beginnen wir diesmal unsere Wanderung von oben herab und untersuchen zuerst die Pfeis. Die Pfeis stellt einen riesigen, aus zwei großen Karen zusammengesetzten, hochgelegenen Talschluß dar. In diesem Großkar lagern Halden, die im wesentlichen zum Typus der Hochkarhalden zu rechnen sind, welche wir im Verlande des Hinteraltales genauer besprechen.

Nahe der Schutzhütte (1920 m) erheben sich die über 500 m hohen, 45 bis 50 Grad steilen Süd- und Westabfälle der Stempeljochspitze (2529 m). Dieser gewaltige Felspfeiler aus Wettersteinkalk (Schichten flach südfallend) ist von einem etwa 100 m hohen Schutthaldenkranz umgeben. Wie am Ausgange mancher Hochkare siedeln auf den Fußpartien Legföhren in aufgelösten Zwickeln. Sie gehen von Krummholzbeständen auf anstehendem Gestein aus, das sich in einzelnen Buckeln aus dem Haldenfuß heraus hebt. Es ist wieder typisch für die Verhältnisse im Wettersteinkalkschutt, daß die grauen Haldenteile flächenmäßig überwiegen. Weißer Schutt kommt nur in den hier zahlreich vorkommenden jungen Ausmurungen und den sich daraus ergebenden Fladenmuren zum Vorschein. Diese erreichen nur an einer schmalen Stelle den Haldenfuß. Es ist also keine Neuschüttung aus den Felsflächen feststellbar.

Für eine schon ausgedehnte Schüttungsruhe sprechen auch intensiv begrünte Zwickel vor einigen Latscheninseln im Schutt. Besonders fallen drei solcher Krummholzreste unmittelbar neben der Pfeishütte auf, die vor sich her eine Initialbegrünung hohen Deckungsgrades schieben.

Um noch einige der markantesten Schuttvorkommen anzuführen, seien die riesigen Grauschuttmassen am Ostrande der Pfeis unterhalb Pfeiser- und Thaurer-Jochspitze (2345 m und 2308 m) genannt. Rund 150 m hohe Schuttkegel ruhen hier in einer glazialen Erosionswanne und erscheinen besonders deshalb so mächtig, weil ihre Scheitel im Vergleich zu anderen Schutthalden ungewöhnliche Wölbungen aufweisen. Auch der Umstand, daß die pflanzliche Besiedlung außer einigen streifigen

Rasenrestbeständen am Haldenrand vollkommen fehlt, verstärkt den Eindruck der Weite und Öde dieser Schuttlandschaft.

Jedenfalls muß der späteiszeitliche Hauptschuttabfall sowie auch der nachwärmezeitliche Schuttvorstoß hier große Aktivität entwickelt haben. Die grauen Schuttkegel steigen stellenweise hoch hinauf fast bis zu den Gipfeln der Gruppe, so daß deren Nordwestflanken richtig im Schutt ersticken. Der grobe, trockene Lockerschutt bedeckt lückenlos die bauchigen Kegeloberflächen. Hellfärbiger diffus verteilter Neuschutt kommt dagegen nur in geringer Verbreitung am oberen Haldenrande vor.

Auch wenn man die hohe Lage der Felsflächen berücksichtigt, findet man keine Erklärung für diese Schüttungsstärke, welche ehemals eine ganz enorme gewesen sein muß. Dabei ragen die Felspartien hier heute nur mehr bei 100 m hoch über den Oberand der Halden empor.

Die Nähe des Haller Salzberges macht uns auf mögliche Salztektonik aufmerksam, die hier im Spiele sein könnte. Im Sommer 1949 wurden in der Pfeis geoelektrische Messungen durchgeführt, die erkunden sollten, ob sich das Haller Salzlager auch noch weiter nach Westen fortsetzt. Bis in 500 m Tiefe wurde demnach zwar kein Salz gefunden, die Möglichkeit einer Fortsetzung des Haller Salzes in größeren, bergbautechnisch allerdings nicht mehr abbauwürdigen Tiefen unter die Pfeis hinein aber von den Fachleuten der Saline nicht geleugnet (Ing. Agerer und Oberbergmeister Markscheider Kieninger).

Eine gewaltige Schuttlandschaft befindet sich ostwärts des Stempeljoches in den Stempelreisen der Halltaler Pfeis. Sie findet weiter nach Osten in der Steinbergreise oberhalb der Herrenhäuser ihre Fortsetzung. Der Kamm zwischen Lattenspitze (2340 m) und Wildanger Spitze (2153 m) ist im Norden bis hoch hinauf von bis über 400 m hohen Nachtschuttkegeln eingehüllt. Für die Wand zwischen Kamm und Haldenoberrand bleiben stellenweise kaum mehr 100 m Höhe. Außerdem ist sie durch tiefe Gehängeeinbrüche und Scharten zergliedert und zerklüftet, so daß sie aus einer Flucht von wilden, steil aufgetürmten Zinnen besteht (Nadelgrat). Das Schichtfallen in der Wand ist steil Nord.

Die Stempelreisen bestehen zum allergrößten Teil aus Grauschuttmassen. Besonders in inneren Teilen (gegen das Stempeljoch) fehlt jede Vegetation. Von den Kegelfüßen bis zu den Spitzen sind sie nackt und öde. Hellfärbige Neuschuttflächen unter den Wänden sind aber auch hier wieder nur minimal entwickelt. Sie tauchen nur sporadisch als etwa 10 bis 15 m lange und 3 bis 5 m breite, gewölbte Zungen unterhalb von offensichtlich heftig auswitternden Klüften in der Wand auf. Auch an fluviatilen Zerschneidungen ist die Oberfläche der Stempelreisen arm.

Hingegen erreicht die Abtragung in Form von Erdflecken ganz große Ausmaße. Schon in der Scharte nordwestlich des Stempeljoches, durch welche uns der Steig abwärts führt, fallen uns große Blöcke im oberflächlichen Rutschschutt auf. Der hier zu Tage tretende Unter-

grund der Halde läßt wie überall feinstückiges, erdiges Material erkennen, in dem stellenweise eingebacken große Felsblöcke erscheinen. Diese Erdflecken werden z. T. bereits leicht begrünt. Von oben her (aus der Scharte) ist aller lockerer Oberflächenschutt abgeräumt, so daß die Vegetation ohne Rückschläge aufkommen kann. Der aus den steilen Scharteneinfassungen noch abwitternde Schutt ist nicht mehr imstande, die aufgerissenen Löcher im Oberflächenschutt wieder zu schließen.

Außerhalb des Bereiches der Scharte sind die Erdflecken allerdings wieder vollkommen vegetationslos und offenbar erst in jüngster Zeit aufgerissen. Dort konnte ich auch das Wandern der Erdflecken nachweisen. So lange dieses noch aktiv ist, erscheint freilich eine vegetative Haldenbesiedlung auf unseren sonst pflanzenfreundlichen Blöbflächen im Schutt äußerst schwierig. Das Wandern kommt dadurch zustande, daß der Lockerschutt von oberen Haldenpartien eine bereits gebildete Blöße überfährt und wieder verdeckt, worauf die Lockerschuttdecke in der Regel ein Stück weiter oben aufreißt. Bei nicht genügendem Schuttnachschub aus den Wänden verlagern sich die Erdflecken langsam nach oben, bis sie den Wandfuß erreicht haben. Von dort breiten sie sich bei weiterer Schuttabnahme wieder nach unten aus. In dieser Richtung erfolgt dann sehr oft auch die pflanzliche Erstbesiedlung der Halden.

Das Wandern der Erdflecken konnte ich richtungs- und streckenmäßig durch Abstecken von Erdfleckumrissen bestimmen. Vom 25. Juli bis 17. September 1949, also innerhalb von 54 Hochsommertagen, war ein geschlossener Erdfleck im Ausmaße von etwa 150 m Länge und 60 m Breite ca. um 28 m aufwärts gerückt, wobei er sich in zahlreiche kleine, durch Schuttzungen getrennte Flecken aufgelöst hatte. Der Gedanke, daß die Erdflecken hier in steter Verlagerung begriffen sein müssen, kam mir, als mir auffiel, daß diese Lecks in der Lockerschuttdecke stets feucht waren. Diese Beobachtung leitete mich zu dem Schluß, daß sie eben erst von dem isolierenden oberflächlichen Rutschschutt frei geworden sein müssen. Sonst wären ja die Oberflächen der Blößen auch bereits der Austrocknung unterlegen, wie dies bei den bereits fixierten Erdflecken stärker in Abtragung befindlicher Schutthalden der Fall ist.

Die östliche Partie der Stempelreisen bietet wieder das bekannte Bild von Schutthalden mit Legföhrendickicht auf der unteren Hälfte, in das von oben her Grauschutt eingedrungen ist. Bemerkenswert ist auch hier wieder die jugendliche Begrünung des Grauschuttes ober-



halb der Latschen, welche z. B. nordöstlich der Wildangerspitze in 1700 bis 1800 m Höhe über der Latschengrenze einen 20 bis 30 m breiten, diffus begrünten Gürtel bildet.

Da die Stempelreisen trotz allem im allgemeinen einen morphologisch noch jungen Eindruck machen, wobei ein stärkerer Schuttabwurf z. B. durch große Wandmächtigkeiten nicht erklärbar wird, könnte man wieder das aufquellende Salz in der Tiefe des Wildangers als Ursache der reicheren, wenn auch gegenwärtig nicht lebenden Schuttlieferung annehmen.

Im Zustande weitgehendster Ausgeglichenheit befinden sich die Schuttablagerungen im Norden der Solstein-Gruppe. Trotz größter Wandhöhen (über 950 m) und tiefer durch die ganze Wand ziehender Felsrinnen liegt hier nur eine stark abgetragene, fast völlig von Wald und Krummholz eingenommene, bereits stark schwemmkegelartige, zerschnittene Murhalde. Sie streicht gegen die Talsohle der Zirler Kristen-Alpe hin flach aus. Ein großer Flächenanteil der Ablagerung besteht aus grauen, alten Schuttmassen, welche verstreuten Bewuchs durch junge Latschen, Weiden und niederwüchsige Schuttpioniere tragen. Beiderseits dieses noch schwach bewachsenen, wahrscheinlich in jüngeren Zeiträumen (Ferna-Zeit) abgelagerten Geländes, das vorwiegend die medialen Teile einnimmt, breiten sich dichte Legföhrenfelder, im Osten und Norden sogar Hochwald aus (Jagerwaldl). Auch jüngster, weißer Murschutt ist vorhanden, hält sich jedoch zur Hauptsache innerhalb der Gräben, welche die Aufschüttung durchziehen. Nur am unteren Kegelrande tritt er mit lappenartigen Zungen aus ihnen heraus, fängt sich dort aber bald wieder in einem mächtigen Graben.

Wieder kommen wir zu dem Ergebnis, daß es nicht die primäre, sondern nur die Schuttlieferung infolge von Umlagerung alter Massen ist, welche die Dynamik der heutigen Schuttoberflächen beherrscht. Die Ruhe, in welcher sich die Solstein-Nordwand befindet, drückt sich besonders auch darin aus, daß Latschen und Wetterfichten bis dicht an den Wandfuß vorgedrungen sind. O. Ampterer (2/198—204) erklärt den Bestand der hohen und so steilen, zum Teil senkrechten Solstein-Nordwand durch flach gelagerte Gipfelschichten, welche die Wand wie ein Dach vor der Abtragung schützen.

### c) „Geochronologie“ der Schutthalden

Dieses Kapitel soll dazu dienen, uns eine Übersicht und Zusammenfassung aller Erkenntnisse zu bieten, die wir aus den Einzelbeobachtungen über den gegenwärtigen Oberflächenzustand der Schutthalden gewonnen haben. Darüber hinaus wollen wir uns auf Grund der Beobachtungen eingehend mit der Entwicklung des rezenten Schuttes im Ablaufe des Postglazials auseinandersetzen.

Das heutige Bild der Wettersteinkalkschutthalden wird vornehmlich von groben Geröllen geprägt, welche mit rund ein Viertelmeter Mächtigkeit die darunter befindliche Hauptmasse des Schuttes bedecken. An vielerlei Stellen, wo der Grobschuttmantel aufreißt („Erdflecken“), tritt die Oberfläche dieser Hauptmasse zu Tage und läßt ihre Zusammensetzung erkennen. Sie besteht in erster Linie aus fein zerkleinertem

Material, aus Grus von maximal kaum 2 cm Kantenlänge. Oft sinkt die Größe der Gesteinsstücke noch unter diesen Wert, so daß die Ablagerung schon bald als „Sandhalde“ anstatt als Schutthalde angesprochen werden möchte. In dem Feinschuttkörper trafen wir dann weiters Grobblöcke von fast 1 m<sup>3</sup> Volumen an, welche in großer Dichte im Grus eingebaut sind.

Aufschlüsse, meist Wasserrisse, zeigen an, daß diese feinstückige Masse unter der oberflächlichen Grobschuttdecke tatsächlich den gesamten Haldenkörper aufbaut. Auch wo die fluviatilen Kerben im Haldenschutt bis auf den Felsgrund erodieren, ist keine Veränderung in der Zusammensetzung des Sedimentes feststellbar.

Daraus folgern wir, daß der Haldenkörper in seiner Hauptmächtigkeit während einer chronologisch einheitlichen Periode aktivster Schuttproduktion entstanden sein muß. Die Voraussetzung für eine solche wird vor allem das Klima geboten haben, da größere Krustenbewegungen für den zur ersten Schuttbildung in Frage kommenden Zeitraum, die späte Eiszeit, keine anzunehmen sind.

Wir finden nun an vielen Stellen im Karwendel-Gebirge vor den großen Schutthalden Moränenwälle. Die niedrigst gelegenen waren jene im Bereich der Lalliederer Reisen (1600–1700 m), die höchsten jene im Breitgrießkar und im Norden der Innsbrucker Nordkette (2000 bis 2100 m). Es handelt sich um daunstadiale Endlagen. Da sie die dahinter liegenden Schutthaldenfüße abstauen, sind die Schutthalden offenbar spät- oder postdaunzeitlich abgelagert worden. Die Ablagerung dürfte in einem Zuge innerhalb des relativ kurzen Zeitraumes zwischen dem Ende der Daunphase und dem Klimaoptimum der folgenden Postglazialen Wärmezeit erfolgt sein. Wenn wir annehmen, daß der Beginn des steten Eisrückzuges vom Daunstadium schon um 10.000 v. Chr., also lange vor der Bipartition des skandinavischen Inlandeises begonnen hat, wären bis zum Einsetzen der Postglazialen Wärmezeit (Boreal, 8000 v. Chr.) immerhin 2000 Jahre verstrichen, die zur Ablagerung zur Verfügung gestanden sind (21, 22).

Soweit in ihrer Reichweite gelegen, dürften die Daungletscher alles postgschnitzzeitlich abgewitterte Material ausgeräumt haben. In den Aufschlüssen war nirgends eine Gliederung des Hauptschuttkörpers, die auf gschnitzzeitliche Schuttreste in der Tiefe der Halden schließen läßt, wahrzunehmen. Trotzdem müssen wir aber mit der Möglichkeit rechnen, daß sich am Grunde des Dauneises an geeigneten Stellen doch noch ältere Schuttmassen erhalten haben, denn die Daungletscher traten ja nur mehr in Form einer Karvergletscherung auf, welche den



angetroffenen Schutt manchmal bloß überfährt und ihre Riefen hinterläßt, wie das z. B. am Zugspitzplatt der Fall ist.

Jedenfalls können wir zu dem Schlusse gelangen, daß sich alle Schutthalten im Hochkarwendel — und dort befinden sich ja die allergrößten Ablagerungen — in der Hauptmasse aus spät- bis postdaunzeitlichem Material mit Resten im Liegenden aus der Spät- oder Postschnitzzeit zusammensetzen. Auch der Reichtum des Haldenkörpers an großen Blöcken wird dadurch verständlich, denn nach jedem Eisrückzug werden die ehemaligen Gletschereinfassungen naturgemäß von akuter Berg- und Felssturzdiasposition beherrscht.

Mit dem Einsetzen der Postglazialen Wärmezeit (nach *R. v. Klebelsberg* um 6900 v. Chr., nach *H. Gams* um 8000 v. Chr.) wird die große Haldenbildungsepoche ihrem Ende entgegen gegangen sein. Die Klimawerte stiegen an, die Frostwechselhäufigkeit sank, und damit verringerte sich auch die Schuttproduktion. Augenfällig äußerte sich dies in einem Ansteigen der Vegetationsgrenzen.

Schon vor dem Rückzug des Eises von den jüngeren Spätglazialmoränen hatte sich nach *H. Gams* (22) ein spätglazialer Waldwuchs entwickelt (Präboreale Föhrenzeit). In der Wärmezeit breiteten sich dann die Wälder jedoch sprunghaft in das Alpeninnere hinein aus. In den Hochalpen, einer Fläche auflagert, welche aus feinstückigem, bzw. erdig-sandigem alpen wird dem Wald ein Krummholz vorangegangen sein. Im Subboreal, dem bereits absteigenden Teil der Wärmezeit, war die Waldgrenze so hoch gestiegen, daß sie die heute von Legföhren besetzte Zone erreicht hatte.

Wir finden heute in den großen Legföhrenfeldern, die bis rund 2000 m Höhe gleichermaßen die Fels- wie auch viele Schuttgehänge bedecken, Alpenrosen, die bekanntlich als Waldzeugen gelten. Sie bevölkern das Latschendickicht gewissermaßen als Zwergstrauch-Unterholz, und zwar in solcher Dichte, daß wir tatsächlich sicher gehen können, für die Wärmezeit überall dort Wald anzunehmen, wo heute Krummholz herrscht.

Wenn wir bis 2000 m Höhe ehemalige Waldbestockung annehmen, so erscheint es fast ausgeschlossen, daß die über 2000 m liegenden Fels- und Schutthänge nicht auch von der Vegetation erfaßt worden wären. Besonders in den Hauptdolomitgebieten finden sich ja auch heute noch ausgedehnte Vegetationsflächen, die über 2000 m Höhe hinaufreichen (z. B. im Reither Kar). Es sind die sogenannten „alten, grünen, niederwüchsigen Vorfeldzonen“ des Legföhrenwuchses. Auch in den Wettersteinkalkgebieten treten in Höhen über 2000 m



anstatt der Latschen Restbestände einer alten, filzigen Rasendecke auf. Wenn sie auch oft auf zeilenförmig angeordnete oder gar nur mehr vereinzelt auftretende punktförmige Grasbüschel zusammengeschmolzen ist, so zeugt ihre Anwesenheit doch für eine einstmals geschlossene Vegetation. Daß eine solche fast bis in Gipfelhöhen vorzudringen imstande war, ist ein deutliches Zeichen einer einstigen starken Beruhigung der Schuttoberflächen.

Wie wir sahen, haben sich die Nachfolger der postglazial-wärmezeitlichen Vegetation aber nur an wenigen Stellen in geschlossenen Verbänden erhalten können. Dort wo größere Felsauftragungen drohten, verstärkte sich der Steinschlag in einer auf die Wärmezeit folgenden Neuschuttlieferungsperiode derart, daß die oberen Haldenteile vom Schutt zurückerobert wurden. So wie wir die abnehmende Schuttlieferung in der Postglazialen Wärmezeit nur durch eine Klimaverbesserung erklären konnten, wird eine neuerliche Aktivierung der Schüttung aus den Felswänden nur mit einem Klimasturz verständlich.

Wollen wir schon nicht gleich glauben, daß der nachwärmezeitliche Klimasturz einen Schuttvorstoß auszulösen vermochte, so müssen wir doch zugeben, daß die Vegetation darunter erheblichen Schaden litt. Nirgends finden wir heute Wald auf Höhen, wo er in der Wärmezeit nachweisbar gestanden hat. An seine Stelle sind die höhenkampftüchtigeren Legföhren getreten, und selbst diese konnten sich nur in teilweise sehr bescheidenen spindelförmigen, von Schutt umflossenen Inseln oder in zwickelartigen Feldern, die am Haldenfuß Anschluß an die geschlossenen Krummholzverbände finden, behaupten. Gleichermaßen vertreten heute die Restinseln einer ehemals geschlossenen Rasendecke sowie die „niederwüchsigen Vorfeldzonen“ eine in der Wärmezeit dort wachsende höhere Vegetation.

Es muß aber nicht nur die Ungunst des postwärmezeitlichen Klimas gewesen sein, welche die Pflanzenbestände auf den Schutthalen zurückdrängte. Wir fänden sonst nicht oberhalb der zurückgegangenen Latschen- oder Rasendecke große Massen eines beweglichen, groben und trockenen, eines feinstückigen Bindemittels entbehrenden Nacktschuttes. Bis zu ein Viertelmeter Mächtigkeit erreicht er und hat die alten Latschen, jene Relikte oder Nachfolger des wärmezeitlichen Hochwaldes erstickt, zerstört, in höheren Lagen von den Haldenoberflächen völlig vertrieben oder doch umschüttet und ihre Bestände zerstückelt und aufgelöst. Diese Erscheinung deutet auf gewaltsame, mechanische Einwirkung hin, womit ein tatsächlicher Schutt-

vorstoß, bewirkt durch Trümmerabwurf aus der Wandregion hinreichend bewiesen ist.

Wir bemerkten schon eingangs dieses Kapitels, daß der oberflächliche Grobschutt, der die besagten Vegetationszerstörungen verursacht hat, einer Fläche aufgelagert, welche aus feinstückigem, bzw. erdig-sandigem und fest gelagertem Material besteht. Diese bildet den Nährboden für die heutige Pioniervegetation und sicher auch für die alten Latschen und Rasenreste. Besonders bei den Pionieren und den Rasenflecken ist es leicht nachzuweisen, daß sie darin wurzeln. Es wird damit ganz klar, daß dieser „Erdhorizont“, der ja auch in den Erdflecken oft aus dem Oberflächenschutt auftaucht, auf die Postglaziale Wärmezeit zurückgeht. In dieser Zeit der Schuttruhe hatten sich die Halden beruhigt, das Material setzte und das Schuttsediment verfestigte sich. Gleichzeitig unterlag es unter dem Einflusse einer aktiveren Organismenwelt der Bodenbildung.

Wir müssen nun aber auch versuchen, eine absolute obere Altersgrenze der wärmezeitlichen Schuttruhe- und Verfestigungsperiode sowie eine absolute untere Altersgrenze für den Schuttvorstoß zu finden, welcher die wärmezeitlichen Haldenflächen überstreute und in die Pflanzenbestände einbrach. Die eigentliche Postglaziale Wärmezeit endigte ja bereits um 900 v. Chr., worauf das kühl-feuchte Subatlantikum einsetzte. *H. Gams* (21) weist schon für diese Zeit, welche bis 700 n. Chr. angedauert haben soll, ein Sinken der Vegetationsgrenzen nach. Ob nun auch die Schuttlieferung reagiert hat, konnten wir trotz einiger Andeutungen in der Seefelder Gruppe, die dafür sprechen, nicht entscheiden. Jedenfalls dürften sich nach dem Ende des Subatlantikums die gelichteten Hochwaldbestände wieder erholt haben, wenn auch die Waldgrenze nicht mehr den Stand zur Zeit des wärmezeitlichen Klimaoptimums erreichen konnte. Die Zeugen dieses nochmaligen Anstieges sind heute noch in Form von Waldbaumstrünken überall in dem vom Grobschutt umlagerten Latschendickicht erhalten.

Nach *H. Gams* stammen die meisten Baumstrünke, die heute über der Waldgrenze anzutreffen sind, aus dem Mittelalter (22). Es wäre auch unwahrscheinlich, daß sich aus der eigentlichen Postglazialen Wärmezeit, die ja schon 2850 Jahre zurückliegt, größere Holzreste erhalten hätten. Für die warme Zeit nach 700 n. Chr., die bis zum Klimasturz um 1600 n. Chr. anhielt, also in das Mittelalter fiel, ist dies eher möglich.

Auf den Schuttflächen reicht der Legföhrenwuchs heute zu wenig hoch hinauf, um aus den dort befindlichen Baumstrunkvorkommen die Höhe des Anstieges der

Waldgrenze im Mittelalter ermitteln zu können. Am anstehenden Boden konnte ich den höchsten Baumstrunkfund in fast 1900 m Höhe im Latschendickicht bei den Filzpleisen im Bereiche des Kleinen Ahornbodens machen. In ca. 1850 m Höhe sind alte Baumstrünke auch am Brunstkopf nördlich der Eppzirler-Alpe erhalten. Da die Gipfelpartie des Brunstkopfes (Karlgrat) bis 1920 m Höhe aufragt und die dort wuchernden Latschen keine Baumreste mehr unter sich bergen, dürfte diese im Mittelalter vom Waldwuchs nicht mehr erreicht worden sein. Auch in den Legföhrenfeldern des Bockkares (Roßloch), durch das sich der Steig vom „Hinteren Boden“ gegen die vom Schutt leergefegten Felswannen südlich der Laliderer Spitze emporwindet, kann man noch in 1800 bis 1900 m Höhe vereinzelt alte Strunkreste beobachten, die vom Flechtwerk der Krummholzwurzeln überwachsen sind. Eine gleichsinnige Beobachtung kann man in dem Südgehänge des Lafatscher Joches, welches auch von riesigen Legföhrenfeldern bedeckt ist, machen.

Naturgemäß fällt die Suche nach alten Baumstrünken im Urwald des Krummholzes sehr schwer. Aber schon die genannten Beispiele dürften genügen, um die ungefähre Höhe des mittelalterlichen Baumwuchses anzudeuten. Wenn nun die Baum- oder Waldgrenze des Mittelalters auf anstehendem Boden in einer Höhe von 1800 bis 1900 m verlaufen ist, so werden auch die Schutthalden bis in ähnliche Höhen vom Baumwuchs eingenommen gewesen sein.

Wir erwähnten schon, daß dies nicht unmittelbar nachweisbar ist, weil die die Baumstrünke bergenden Latschenfelder dieser Höhen auf den Halden heute von jüngeren, groben Geröllmassen überschüttet erscheinen. Es könnte nun der Einspruch erhoben werden, daß sich der Grobschutt vielleicht schon seit jeher an seinem heutigen Platze befindet und die heutigen Nacktschuttflächen überhaupt nie von Vegetation überzogen waren. Wo heute vegetationslose Schuttmassen lagern, existieren im Hintergehänge in der Regel so mächtige Wandfluchten, daß man unter Umständen der Ansicht sein könnte, die Schuttproduktion habe an solchen Stellen zu keiner Zeit ausgesetzt. Das unleugbare Ansteigen der Vegetationsgrenzen während der Wärmezeit und auch während ihres Nachzüglers, dem Mittelalter, hätte eben bei Erreichen dieser Schüttungszonen Halt gemacht, die Vegetationsgrenzen im Bereiche von schuttliefernden Wänden hätten also Depressionen erlitten. Auch das zwickelartige Auftreten von Latschenfeldern gibt uns keinen unmittelbaren Beweis, daß die heutigen Nacktschuttflächen ehemals von einer einheitlichen Pflanzendecke überzogen waren, wenn wir auch stark dazu neigen, dies anzunehmen.

Leider nur an wenigen Stellen, aber in unzweifelbarer Deutlichkeit ist es nun gelungen, auch im Nacktschutt Holzreste aufzufinden, und damit die Ungewißheit einer geschlossenen vegetativen Haldenbesiedlung zu beseitigen.



Es ist dies erstens am Hinterödjöchl, nördlich des Hinterödkopfes (2450 m): Wo ca. 15 m oberhalb des Steiges, der vom Hinterödjöchl nach Westen herabführend unseren Schutthaldenrand in 1810 m Höhe trifft, steckt in der feinstückigen Erdfleckenoberfläche der gebleichte Rest eines alten, hohlen Wurzelstockes.

Der dazugehörige Baum muß über 50 cm Durchmesser besessen haben. Schalenförmige, ebenso gebleichte und zersplitterte Teile von Stämmen liegen überall am Schutthaldenrand umher und werden zum Teil von jungen Schuttströmen überlagert.

Selbstverständlich finden sich auch in dem Latschen- und Wetterfichtendickicht des Hinterödjöchls und der darunter liegenden Knottach (größtenteils anstehender Boden) mehrere alte Baumstrünke und moderne Stammteile. Für uns erlangen jedoch nur die Funde am Schutthaldenrandstreifen Interesse, insbesondere der dort wurzelnde Strunk, denn die Stammteile könnten eventuell bloß auf den Schutt daraufgestürzt sein. Dieser Strunk jedoch zeigt uns an, daß der seinerzeitige (sicher mittelalterliche) Waldwuchs mindestens bis auf 1825 m Höhe hinaufgereicht, und vor allem auf die Flächen der Schutthalden übergreifen haben muß.

Ein ähnlicher Nachweis gelang mitten im Schutt der Brantl-Rinne östlich des Überschalljoches.

Dort ragen zwischen 1700 und 1800 m Höhe zwei anstehende, krummholzverwachsene Felsinseln 4 bis 6 m erhaben aus dem Schuttstrom heraus. Sozusagen im Schuttstromschatten der größeren, westlichen spindelförmigen Insel setzt der grobe Lockerschutt etwas aus. Dort blickt auf einer mehrere m<sup>2</sup> großen Stelle der erdige Schutthaldengrund ans Tageslicht. In 2,5 m von der unteren Inselspitze „apern“ nun in 1660 m Höhe zwei Baumstrünke aus dem abgleitenden Schutt heraus. Beide sind stark beschädigt, man kann aber Durchmesser von 65 und 48 cm genau rekonstruieren. Sie wurzeln unverkennbar im feinstückigen Untergrund des Oberflächenrutschschuttes. Die Durchsuchung der Inseln aus anstehendem Gestein im Brantlrinnenschutt ergab weitere Funde von Waldbaumresten. Gleichermäßen liegen solche sehr zahlreich im Latschendickicht neben der Brantlrinne. Die heutige Waldgrenze verläuft in dieser Gegend etwa 100 m tiefer.

Eine dritte gleichsinnige Beobachtung ist ostwärts des Saußköpfls am Nordrande der Ladizer Reisen in 1700 m Höhe zu machen.

Dort ragen aus dem dünnen, allerdings schon sehr begrünten Lockerschutt mehrere 30 bis 40 cm starke Baumstrünke heraus, darunter sogar ein noch 2 m hoch aufrecht stehender. Der Haldenschutt besteht dort aus Aptychenschichten, weshalb er schon weitgehende Begrünung trägt. Gräbt man auf, so ist immerhin eine etwa 15 cm dicke Lockerschuttschicht von dem darunter liegenden Feinschutthorizont zu unterscheiden. Die Wurzeln der abgestorbenen Bäume greifen in diese ein. Richtiger Wald ist erst 200 m tiefer in der „Sauß“ zu finden.

Das Hinterödjöchl, die Brantl-Rinne und der Fuß des Saußköpfls können somit als Schlüsselstellen des Nachweises einer ausgiebigen vegetativen Haldenbesiedlung im Mittelalter gelten. Was wir von den mittelalterlichen Waldbäumen feststellten, daß sie nämlich auf die Schutthalden übergreifen, ist noch mehr von dem Wald der eigentlichen Wärmezeit anzunehmen. Damit fällt der Einwand, daß die vorrückende Vegetation der Wärmezeiten an Stellen immer drohenden Schuttabwurfes Halt gemacht haben könnte.

Als weiterer Nachweis, daß es aller Wahrscheinlichkeit nach letztmalig im Mittelalter zu einer lebhaften Haldenbegrünung gekommen ist, sind die streifigen und büschel-

förmigen Rasenbestände anzusehen. Diese sind ja so weit über heute vorwiegend öde erscheinende Haldenanteile verbreitet, daß an ihrer einstigen Geschlossenheit kein Zweifel zu hegen ist. Nur wenige, besonders ausgesetzte Haldenpartien werden nackt geblieben sein.

Der neuerliche Schuttvorstoß konnte nun wohl die Hauptkörper der befestigten Halden überfahren und mit frischem Lockerschutt bedecken, die seitlichen Partien der Halden erreichte er aber nicht mehr in allen Fällen. Dort blieb die Rasendecke des Mittelalters wohl vorerst frei. Sie unterlag jedoch allmählich auch der Zerstörung, indem sie durch in einzelnen schmalen Strömen kommenden Neuschutt in längliche Streifen zerschnitten wurde.

Wenn wir nun die obere Altersgrenze der großen Schuttruheperiode in die Zeit des warm-trockenen Mittelalters setzen konnten, so bleibt wohl nichts anderes übrig, als für den auf diese Periode folgenden Schuttvorstoß die Zeit des Fernau-Klimasturzes (1600 n. Chr.) anzunehmen, wie wir dies schon auf Grund der Betrachtungen im regional vergleichenden Teil dieser Arbeit vermuteten.

Einen historischen Hinweis, daß letztmalig im späten Mittelalter, bzw. in der jungen Neuzeit auf den Schutthalden weitgehende Ruhe geherrscht haben muß, liefern uns die alten Straßen zum Haller Salzbergwerk über das Haller Törl und das Stempeljoch.

Wir wissen schon, daß die Waldgrenze im Mittelalter nach der subatlantischen Klimaverschlechterung noch einmal einen Anstieg erfahren hat. Damals war das heute völlig von Krummholzdickicht verwachsene Samertal ein Waldgebiet. Zahlreiche Strünke in den Latschen sind die Reste dieser einstigen Bestockung.

Dieser Wald lieferte im Mittelalter den Haller Bergleuten das erforderliche Grubenholz, die „Stempel“. Kein Mensch wird annehmen, daß die Knappen die Baumstämme über die Pfeis, das Stempeljoch, die Stempelreisen und das IBjöchl zum Haller Salzberg etwa getragen oder geschleift haben. Es ist ein regelrechter Fuhrwerksbetrieb über diese Strecke unterhalten worden. Die auf der A.-V.-Karte verzeichnete „Holzlege“ am Stempeljoch ist ein Überrest davon. Es wurden die Baumstämme zuerst vom Samertal herauf bis zum Stempeljoch gebracht und dort auf der Holzlege gestapelt. Dann schleifte man sie offenbar das kurze Stück durch den schmalen, steilen Einschnitt im Nordosten des Stempeljoches auf die Stempelreise herab, um sie von dort wieder mit Wagen die restlichen zwei Kilometer über die Stempelreisen zum IBjöchl und zum Salzberg weiter zu befördern.

Ein derartiger Fuhrwerksbetrieb erforderte einigermassen befahrbare Wege. Die Anlage solcher erscheint aber gerade quer über die Stempelreisen in ihrem heutigen Zustande unmöglich, noch dazu mit den damaligen unvollkommenen technischen Mitteln. Daß Fahrwege



und zwar keine schlechten bestanden haben, ist bekannt. Deren Reste sind noch spurenweise erhalten, besonders Steinmauern auf der damals ebenfalls befahrenen Strecke über die Steinbergreise zum Haller Törl.

Wer heute z. B. quer über die Stempelreise wandert, wird den schmalen Fußsteig im kantigen Rutschschutt als ausgesprochen unangenehmen Weg empfinden. Der Unbefangene wird sich kaum einreden lassen, daß dort einst schwere Baumstämme transportiert worden sind. So müssen Stempel- und Steinbergreise im Mittelalter ein völlig anderes Gesicht gehabt haben. Mit ihnen sämtliche Karwendelhalden.

Genauerer über die Art und Weise des fernauzeitlichen Schuttvorstößes vermögen wir nicht auszusagen. Die rund ein Viertelmeter mächtige Neuschuttschichte über den Erd- und Vegetationshorizonten der Postglazialen Wärmezeit (samt der ihr nachfolgenden Wärmeperiode des Mittelalters) erscheint als eine undifferenzierte, grobstückige und bewegliche Masse. Jedenfalls wird es der mit der Klimaverschlechterung einhergehende verstärkte Spaltenfrost gewesen sein, welcher den Steinschlag vermehrte und die heutigen öden Haldenoberflächen verschuldete.

Wir wissen, daß der Neubildung der Zentralalpengletscher, bzw. ihren großen Vorstößen im 17. Jahrhundert noch weitere Vorstöße im 18. und 19. Jahrhundert gefolgt sind, die im ganzen und großen auch als fernauzeitlich gelten können. Die große neuzeitliche Schuttproduktion mag sich demnach vielleicht parallel mit jenen einzelnen Klimaminima innerhalb der ganzen, 300 Jahre anhaltenden fernauzeitlichen Klimadepression abgespielt haben.

Unsere Aufgabe war es nun auch, klarzustellen, welche Kräfte in der Gegenwart die Fels-Schutt-Region beherrschen. Die Fragestellung lautete vor allem, ob der Fernau-Schuttvorstoß noch weiter anhält und was mit dem schon abgelagerten Schutt heute vor sich geht.

Mit der Folge der im regionalen Teil gebrachten Beobachtungen wurde schon hinreichend sichergestellt, daß die heutigen Nacktschuttflächen bereits längere Zeit in Ruhe liegen und eines bedeutenderen Nachschubes aus den Wandflächen entbehren. Besonders auf den talnahen Schutthalden, deren unmittelbares Einzugsbereich meist 1800 m nicht überschreitet, erschienen die Nacktschuttanteile grau bis dunkelgrau. Sehr oft stellten wir sogar eine geschlossene junge Rasendecke und jugendliche Legföhren auf den Kegelspitzen fest. Der Grauschutt erschien, manchmal sogar bis in höchste Haldenteile hinauf, durch die Initialstadien einer kampfkraftigen Pioniervegetation „diffus grün angefliegen“.



Auf den hoch gelegenen Halden unterhalb der Gipfelwände des Karwendel-Gebirges ließ die lebhafte Begrünung freilich nach. Die Schüttungsruhe zeigte sich hier nicht mehr in so großer Deutlichkeit. Jedoch ließ der graue Farbton, wenn auch in helleren Nuancen auftretend als im Tal, deutlich das Nachlassen der steinschlagbedingten Schuttlieferung auch hier erkennen.

Im Gegensatz zu diesen als „mittelgrau“ zu bezeichnenden Haldenanteilen unterschieden wir auch weiße Schuttflächen. Die weißen Schuttflächen gliederten sich wieder in „Fladenmuren“ und in wirkliche, jüngste Steinstreuzonen. Den letzteren galt unsere besondere Aufmerksamkeit, denn durch ihr nur sporadisches und flächenmäßig unbedeutendes Auftreten — schätzungsweise nehmen sie nur einige wenige Prozent der Schutthaldenoberflächen ein — verraten sie das Einschlafen der Wandverwitterung in der Gegenwart. Lediglich in brecciösen Partien der Hauptdolomitwände herrscht noch aktive Abwitterung.

Die Fladenmuren lenkten unsere Aufmerksamkeit auf eine andere Erscheinung, nämlich auf eine allerjüngste Zerschneidungs- und Haldenabtragungstendenz. Die Zerschneidungen betreffen nicht mehr bloß den Oberflächenschutt, sondern bereits auch den inneren Haldenkörper, was verheerende Murbrüche bedingt. Überall, wo Schuttreservoirs von den Gebirgstälern her durch Rinnen usw. aufgeschlossen sind, strömen gewaltige Murmassen abwärts und bedrohen wertvolles Weideland.

Nun zurück zu den grauen Schutthalden, welche so sehr die heutige Gebirgslandschaft beherrschen. Wir stellten fest, daß sie eine allgemeine Schuttruhe ausdrücken.

Wie schon erwähnt, hat *H. Friedel* (18/33) eine hauptsächlich auf botanischer Grundlage basierende Altersklassifikation der weißen, grauen sowie jener Halden mit Pionierbewuchs, Kriech- und Zwergsträuchern und Latschen geschaffen. Demnach dauert es fünf Jahre, bis aus einer weißen eine graue Schutthalde wird. Fünf weitere Jahre müßte die Schuttruhe anhalten, bis es zur Entwicklung des Pionierstadiums käme.

Wir müssen nun aber berücksichtigen, daß es auf den Hochgebirgsschutthalden nie zu einer vollkommenen Schuttruhe kommen kann. Dauernd drängt weißer Neuschutt von oben her an. Wenn die Schüttung auch stark zurückgeht, wie es offenbar in der Gegenwart der Fall ist und während der Postglazialen Wärmezeit besonders kraß gegeben war, so wird sie unterhalb der viele Hundert Meter hoch aufragenden, steilen Karwendelwände doch nie ganz aufhören. Dadurch muß die Entwicklung von weißen zu grauen Schutthalden gestört und verlangsamt werden. Theoretisch kann diese Verzögerung so weit führen, daß eine Schutthalde überhaupt nie grün wird und immer grau bleibt. Wenn nämlich immer so viel Schutt von oben her anfällt, daß er zwar nicht genügt, die ganze Haldenoberfläche weiß zu bestreuen, aber dennoch einem Aufkommen des Initialstadiums der pflanzlichen Besiedlung im Wege steht.

Jedenfalls müssen wir damit rechnen, daß die Schutthalden schon länger als bloß zehn Jahre grau sind. Dies wird wohl auch jeder ältere Bergwanderer bestätigen.

Immerhin können wir aber auf viele Halden hinweisen, deren Alter über das Pionierstadium hinaus schon junge Grade von Legföhrenbewuchs erreicht hat, dies sogar in Lagen bis über 2000 m Höhe (z. B. Halden an der Jägerkarspitze). Eine derartige Begrünung ist nur mit einem absoluten Nachlassen des Steinschlages denkbar. Wenn es solche Haldenanteile gibt, so ist wohl auch für die weiten grauen Schuttflächen anzunehmen, daß sie erst in jüngeren Zeiträumen grau geworden sind, daß also eine Schüttungsabnahme eine junge und fortschreitende Erscheinung der Gegenwart, bzw. jüngeren Vergangenheit ist.

Vielfach bemerkt man an der Grenze von Latschen und darüberliegendem Grauschutt, daß die Latschen dicht von groben Stücken des Grauschuttes umgeben sind. Dies könnte uns dazu verleiten, doch an eine immer noch stark anhaltende Schuttlieferung aus dem Anstehenden und an eine fortschreitende Vegetationszerstörung zu glauben. Nirgends aber ragen an Stellen aktiven Schuttstauens durch das Krummholz etwa verdorrte Äste aus den grauen Geröllen heraus, wie das der Fall sein müßte, wenn der Schutt tatsächlich noch vorrücken würde. Gedacht sei hiebei natürlich immer nur an Stellen, wo es sich um Haldenanteile ohne fluviatile Umlagerungen handelt und die Schuttaktivität nur von dem Grad der Wandverwitterung abhängt.

Im Gegenteil, junge Astbildung dringt dort von den alten Legföhrenstämmen aus gegen den Schutt vor. Die Grenze zwischen dem Grün der Latschen und dem Grau der Gerölle ist scharf. Nur wenn sie unscharf wäre, indem sich vor den lebenden Latschen im Grauschutt tote, verdorrte befinden würden, könnte man von einem noch anhaltenden Rückzug der Vegetation sprechen.

Wo es stellenweise aber dennoch erscheint, daß sich die Latschen sehr hart gegen den Grauschutt behaupten und dieser in ihre Bestände einzubrechen droht, sind es regelmäßig Umlagerungsvorgänge im beweglichen Grobshutt, sozusagen Eigenbewegungen des Schuttsedimentes, welches seine in der Fernau-Zeit überböschten Neigungswinkel auszugleichen sucht.

Was ist nun die Ursache der abnehmenden Wandverwitterung in der Gegenwart, mit der gleichzeitig einerseits die Haldenbegrünung fortschreitet, andererseits aber auch die Haldenzerstörung infolge Ausmurung in gefährlichem Ausmaße überhand nimmt?

Alle drei Erscheinungen gehen Hand in Hand. Sie sind vielleicht mit der allgemeinen Zunahme der atmosphärischen Zirkulation, einer säkularen Klimaschwankung erklärbar, die von *A. Wagner* (72/17 bis 37) bereits von 1886 an verfolgt wurde und sich durch Erhöhung der Mitteltemperatur auf großen Teilen der Erde, Erwärmung der Kontinente und des Meereswassers, Rückgang der Eisbedeckung auf den Polkappen, Niederschlagsabnahme in den Roßbreiten, dagegen aber Niederschlagszunahme in der Kalmen- und Westwindzone ausdrückt. *Wagner* weist die allgemeine Zirkulationszunahme



bis 1930 einwandfrei nach<sup>1</sup>. Besonders in den letzten Jahrzehnten fällt das starke Schwinden der Zentralalpenglletscher auf. Da sich die Zirkulationszunahme vor allem auch in einer Erhöhung der Niederschlagsmengen ausdrückt, müßten diese eigentlich Gletschervorstöße anstatt Rückzüge bewirken. Dies ist aber nicht der Fall, da die meisten Niederschläge durch die erhöhte Lufttemperatur nicht mehr als Schnee fallen, die Wintertemperaturen erhöht sind und sich die Ablationsperiode weit über Frühling und Herbst ausdehnt. Diese Faktoren vermochten die erhöhten Niederschläge nicht nur auszugleichen, sondern sogar zu übertreffen.

Für uns wird wichtig, daß diese tellurischen Änderungen der meteorologischen Verhältnisse auch den Spaltenfrost und damit die Schuttlieferung zu beeinflussen imstande sind. Gleichzeitig wird durch die größere Ozeanität des Klimas die Vegetation in ihrer Ausbreitung gefördert, allerdings aber offenbar auch die Murtätigkeit aktiviert.

Die Zahl der Frostwechseltage wird absinken. Freilich konnte diese Erscheinung mangels an genügend älteren Beobachtungsstationen im Hochgebirge nicht exakt nachgewiesen werden. Immerhin deuten schon die wenigen unvollständigen Angaben in den Jahrbüchern der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik auf eine tatsächliche Frostabnahme in den für die Wandverwitterung im Karwendel-Gebirge in Betracht kommenden Höhen hin. Am deutlichsten ist die Abnahme der Zahl der Frosttage aus der Festschrift *H. Hauers* anlässlich des 50jährigen Bestandes des Observatoriums auf der Zugspitze, herausgegeben 1950, zu entnehmen. Die nur im Jahre 1945 unterbrochenen Messungen liegen in 50jähriger Folge vor.

*H. Paschinger* (46) hat in jüngster Zeit den Verlauf der Linie des maximalen Frostwechsels am Karwendelhang zwischen Innsbruck (582 m), Hungerburg (870 m), Seegrube (1905 m) und Hafelekar (2261 m) ermittelt. Dabei ergab sich, daß die 1943 von *C. Troll* (71) in 1410 m angegebene Frostwechsellinie jetzt in 1650 m Höhe verläuft. Sie fällt somit noch außer die Hauptfelszone des Karwendel-Gebirges, welche ja ungefähr zwischen 1800 m und Gipfelhöhe liegt. Die Frostwechsellinie wird möglicherweise durch die zunehmende Ozeanität des Klimas hinauf, also der Felsregion entgegen getrieben. Daß sie jedoch so hoch steigen wird, daß sie in absehbarer Zeit in die Karwendelwände einziehen könnte, ist kaum anzunehmen.

<sup>1</sup> Neueren Erkenntnissen nach wird eine wirkliche Erhöhung der atmosphärischen Zirkulation wieder bezweifelt. Für uns bleibt die Tatsache der Folgeerscheinungen einer solchen auf den rezenten Schutt jedoch bestehen.



Außerdem dürfte durch die Abnahme der Zahl der Frosttage das Hauptverwitterungsagens in unseren Wänden, der Spaltenfrost, auf alle Fälle eine Schwächung erfahren und damit das Nachlassen der Schuttlieferung erklären.

Zu dem Problem des Alters der „grauen“ und „weißen“ Halden sind Vergleiche mit alten Bergwerkshalden von größter Bedeutung, weil viele von diesen ungefähr in jener Zeit aufgeworfen wurden, für die wir die nachwärmezeitlichen, bzw. fernauzeitlichen Schuttvorstöße annahmen.

Nach Angaben von Herrn Dr. O. Schmidegg (Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Innsbruck) wurde am Bergbau Lafatsch von 1276 bis 1490 erstmalig geschürft. Aus dieser Zeit sind alte, ausgedehnte Baue am Reps beim Silbernen Hansel erhalten. Die größten Schutthalden vor den Stollenlöchern erscheinen dort in alten Latschen eingebettet, sind schwarz-grau und sehr stark von niederem Buschwerk, isolierten Latschenbüscheln sowie ca. ein Viertelquadratmeter großen, in Ausbreitung befindlichen Rasenflecken begrünt. Die Schlußphase des warmen Mittelalters ist über diese Stollenauswürfe noch hinweggegangen und hat ihre Oberfläche noch weitgehend zu verändern vermocht, weshalb sie nach Farbe und Bewuchs etwas älter erscheint als die echten „Fernau-Halden“. Aus den Jahren 1845 bis 1850 sind nur vorübergehende Schürfarbeiten bekannt, die keine wesentlichen Schuttmengen förderten, weshalb solche auch nicht auf den Haldenoberflächen erscheinen. Erst während des Zweiten Weltkrieges wurde wieder mehr gearbeitet und Material auf die Halden geworfen. Davon rühren die jungen, weißen, vegetationslosen Kegeln und Zungen vor den Stolleneinfahrten her, deren Material aufs Haar jenem der jungen Umlagerungen oder Schüttungszonen gleicht.

Ähnliche alte Bergwerkshalden befinden sich am Überschalljoch im Bereich der Brantl-Rinne. Ausgedehnte Baue stammen wieder von 1276 bis 1490 her, die auch große Mengen Auswurfmaterial lieferten. Auch dieses ist heute tiefgrau und stark begrünt. Von den Schürfarbeiten 1846 bis 1848 sind keine wesentlichen Spuren vorhanden. Später wurde dort nicht mehr gegraben.

Seit Mitte 1500 befinden sich alte ausgedehnte Gruben im Roßloch, jenseits des Reps-Rückens. 1620 bereitete dort eine „Elementarkatastrophe“ den Arbeiten ein Ende. Die letzten Stollenauswürfe erfolgten also bereits in der richtigen Fernauzeit. Sie erscheinen grau und leicht begrünt wie die auf natürliche Weise entstandenen Nacktschutthalden der Umgebung.

Gleichfalls bis in das 17. Jahrhundert wurde am Hohen Gleiersch an verschiedenen Stellen geschürft. Stollenauswürfe befinden sich „Beim Stangl“ (1782 m), nordöstlich des Oberen Sagkopfes (2132 m) in ca. 2100 m Höhe und in den Schönflecken, ebenfalls in 2100 m Höhe. Sie sind noch über den alten, verfallenen Steig, der von der Amtssäge über den Unteren Sagkopf in die Westflanke des Hohen Gleiersch emporführt, ganz gut erreichbar. Ihr Oberflächenzustand entspricht genau jenem der gleich hoch gelegenen großen Schutthalden unterhalb der Karwendel-Gipfflanken, bzw. jenem der Hochkarhalden: mittelgrau angewitterte Oberfläche und nur schwache Initialbegrünung.

Schließlich finden wir mittelgraue, vegetationslose Stollenauswürfe am Wildanger. Dort wurden nach Angaben der Haller Saline (Ing. Agerer) im 18. Jahrhundert — also wieder inmitten der Fernau-Klimaperiode — in 1961 m Höhe zwei Stollen angeschlagen, um Quellen abzufangen, welche die im Liegenden befindlichen Bergbauten gefährdeten.

Wir konnten somit eindeutige historische Bestätigungen dafür finden, daß unsere riesigen Grauschutthalden, welche heute aus dem Bild der Karwendel-Landschaft nicht wegzudenken sind, tatsächlich in der Zeit der letzten drei Jahrhunderte abgelagert worden sein müssen.

Zur Erhärtung des erbrachten Beweismaterials werden vom Verfasser derzeit Datierungsversuche mit Gesteinsflechten und mit Hilfe von Bodenuntersuchungen (Bodenreife und Verwitterungsgrad) angestellt. Dasselbe gilt auch für die Schwemmkegel, die einer Altersbestimmung zum Teil große Schwierigkeiten in den Weg stellen. Auf diesen wurden schon im Jahre 1950 Messungen des Verwitterungsgrades mit Gitternetzen versucht.

## V. Detailformen im Haldenschutt

Die Detailformen im Haldenschutt wurden schon vielfach beschrieben. Schon A. F. J. Bargmann (8) berichtet über durch Schneeeverlagerung entstandene Schuttformen, die Schneeschuttwälle oder Lawinenmoränen am Haldenfuß und andere schneebedingte Erscheinungen auf der Haldenoberfläche. Darunter z. B. das Auflagern kleiner Trümmer auf großen Blöcken in der Halde. Weiterhin erwähnt er die „Blattmuren“, welche hier „Fladenmuren“ genannt werden und schon vielfach in dieser Arbeit auftauchten. Er bemerkte auch schon die typischen Trichterformen im Schutt, die man später den Karsterscheinungen zuzuweisen versuchte. In der Behandlung des Oberflächenzustandes wurden bereits im regionalen Kapitel die Erosionsformen, besonders die „Erdflecken“ und Streifenrestbestände der alten Rasendecke genau beschrieben. Ich möchte daher nur auf einige, besonders im Karwendel-Gebirge noch weniger beachtete bzw. noch nicht genau bestimmte Kleinformen auf und an den Schutthalden eingehen.

### a) „Streifenböden“

Auf steilen Wettersteinkalkhalden finden sich gelegentlich, meist in Höhen über 2000 m, Streifen von abwechselnd Schutt und Hartgras *Carex firma*. Sie laufen in der Regel völlig parallel in der Hangneigung abwärts. Blanker Schutt dringt von oben gegen das tiefere Gehänge vor und durchquert die dort befindliche Rasendecke in 25 bis 50 cm breiten Streifen, wobei von dem Rasen selbst etwa 15 bis 25 cm breite Spindeln übrig bleiben. An allen Beobachtungsstellen erkennt man im oberen Teil deutlich den Rinnencharakter der Streifen. Sie schneiden sich 10 bis 15 cm tief in die Rasendecke ein und reißen ihre Ufer immer wieder an, so daß die Polster der Grasstreifen zum Teil in die kleinen Steinrinnen hinein überhängen. Abwärts zu, wo sich immer mehr Steine ansammeln, tritt der Schutt aus den Rinnen heraus, die Grasstreifen sind dann noch auf eine Länge von 10 bis 12 m hin sichtbar, der Schutt überlagert sie aber nach unten hin immer mehr, bis sie, vom Schutt verschluckt, auskeilen und einer einheitlichen Schuttdecke weichen.



Der Schutt überwiegt also die Vegetation. Die einzelnen Grasstreifen ziehen auch nicht ohne Unterbrechung von oben bis unten über die Halde durch. Jeder erreicht durchschnittlich nur 8 bis 10 m Länge und keilt nach oben und unten spindelförmig aus. Darunter oder darüber setzt dann nach einigen dm Unterbrechung wieder ein neuer Rasenstreifen ein. Oft wird ein Rasenstreifen nur mehr durch ganz kleine, längliche Grasbüschel angedeutet, welche in Reihen hintereinander folgen. Sie sitzen meist auf einem einige cm hohen Inselchen von Humus, das nur noch durch ihre Wurzeln zusammengehalten wird.

Die ursprüngliche Rasenfläche dürfte schon sehr alt sein. Wir ermittelten ja wärmezeitliches Alter. Wo sich die Steinstreifen im oberen Teil rinnenartig einschneiden, wird eine über 10 cm dicke, durch die Rasenwurzeln verfilzte Humusschicht sichtbar. Gräbt man etwas auf, so setzt sich der Humus etwa noch 5 bis 10 cm in die Tiefe fort, dann folgt Schuttboden, welcher aber auch nur etwa 20 cm mächtig über dem Anstehenden liegt. Die Humusschicht unter dem Rasen erscheint etwa 15 bis 20 cm dick entwickelt.

Eine weitere Andeutung für hohes Alter ist die außerordentliche Zähigkeit, mit welcher die einzelnen Polster in dem Filzwerk des Rasenbestandes festhalten. Es ist geradezu unmöglich, einen solchen Polster mit der bloßen Hand herauszureißen. Diese fast unglaubliche Widerständigkeit weist uns außerdem darauf hin, daß die Zerstörung der Rasendecke, ihre Auflösung in längliche Spindeln, schon früh begonnen haben muß, damit sie ihr heutiges Ausmaß erreichen konnte. Auch dafür konnten wir im chronologischen Teil zu absoluten Ergebnissen gelangen. Die Rasendecke wurde offenbar zur Zeit des Fernau-Klimasturzes derart angegriffen<sup>1</sup>.

Alle Steinstreifenböden sind ganz gleichartige Bildungen. Alle entstanden sie im Wege der Durchfurchung einer früher geschlossenen Rasendecke durch schuttführende Rillen. Die Rillen nehmen ihren Ausgang von kahlen, zum Teil schrofigen, aber nicht gratartigen Kämmen. Bezeichnenderweise entwickeln sie sich immer dort, wo der Schutt die geringste Mächtigkeit aufweist, das ist am Rande größerer Halden oder an Hängen mit bloß leichtem Schuttüberguß. Dort greift nämlich die Rasendecke oft vom Anstehenden her auf den Schutt über. Bei der Rumer und Pfeiser Spitze, sowie am Bärälpl werden die Rasenstreifen dort, wo der richtige, mächtige Haldenschutt einsetzt, von diesem seitlich überlagert. Zwischen dem nackten Haldenschutt und der Fläche der Streifenböden tritt geradezu eine Art Diskordanz auf.

Eine ganz eigenartige Erscheinung ist, daß die Streifenmuster nur an den Jöchern nahe des Gebirgsrandes und meist in der Hauptexposition Nord gefunden wurden. Am Gleierschjöchl war es Nordwest, an der Arzler Scharte Nord, am Kreuzjöchl Nord, an der Thaurer-Joch-Spitze und am Stempeljoch West, am Lafatscher Joch Nord und am Bärälpl Nordost.

Infolge des Umstandes, daß die Rillen nach unten hin immer mehr und mehr von Schutt erfüllt werden, bis dieser austritt und schließlich die Rasenstreifen völlig verdrängt, ferner weil die Steine in den Rillen vollkommen von Feinmaterial ausgewaschen sind und die Rasenstreifen in den oberen Teilen von den Rillen aus deutlich angerissen werden, muß man fluviatile und zum Teil auch nivale Entstehung annehmen. Vorwiegend werden es Bewegungen während der Schneeschmelze, zum Teil noch unter der Schneedecke sein, welche sich hier auswirkten<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> Beobachtete Streifenböden im Südkarwendel: Gleierschjöchl, Westrand Arzler Scharte, Halden der Rumer Spitze gegen Kreuzjöchl, Pfeiser Gehänge der Thaurer-Joch-Spitze, Stempeljoch gegen Pfeis, Nordabfall des Lafatscher Joches. Im Innerkarwendel dürften deutlich ausgeprägte Streifenböden fehlen, hingegen treten sie in der Nördlichen Karwendelkette, besonders am Bärälpl, wieder in großer Verbreitung auf.

<sup>2</sup> Bestätigungen aus der Literatur hiezu: W. Salomon (56), W. Mohaupt (42), O. Flückiger (15), H. Kinzl (25) und H. Poser (52), ferner C. Troll (70/602, 611). Demnach sind die Rasenstreifen des Karwendels nicht nur reine Spülrinnen, sondern es können



## b) „Schuttdolinen“

Eingangs dieses Kapitels wurde erwähnt, daß schon *Bargmann* im Karwendelschutt Trichter beschrieben hat, die beim Zusammensinken des Schuttes durch Schmelzwässer usw. entstehen. Durch diese Trichter sickert Staub und Feinmaterial nach der Tiefe hin ab, wie oft der dunkle Schlamm am Boden anzeigt. Nach *Bargmann* wären es reine Setzungserscheinungen im Schutt, welche zur Ausbildung der von *A. Lechner* (38) so benannten „Schuttdolinen“ führten. *Lechner* stellte Trichterformen nahezu in allen Wettersteinkalkkaren des Karwendel-Gebirges fest. Sie treten grundsätzlich in den Fußpartien der Schutthalden und besonders im Stauraume von Moränen, Schneeschuttwällen und in den kleinen Tälchen zwischen den rezenten Schuttmassen und dem erhabenen Rundbuckelgelände der Kare auf.

Da *Lechner* die Karsterscheinungen im Karwendel-Gebirge zu beschreiben hatte, ließ er offenbar die Hauptdolomitberge der Seefelder Gruppe abseits liegen, weil bekanntlich der dolomitisierte Kalk nicht genug wasserlöslich ist, um zur Verkarstung zu taugen. Wir finden aber gerade in dem nicht verkarsteten Seefelder Hauptdolomit auch „Schuttdolinen“<sup>1</sup>.

Das Auftreten dieser Formen im Hauptdolomit könnte u. U. als Widerspruch zur Bezeichnung „Schuttdoline“ im Sinne von Karstdoline gelten. Der Karst ist der Ausdruck der chemischen Erosion und eine solche kann im Dolomitgestein keine morphologisch ins Gewicht fallende Rolle ausüben. Schon durch die Erfahrungen im Hauptdolomit der Seefelder Gruppe müssen wir auch die „Schuttdolinen“ im Wettersteinkalk mit größerer Vorsicht betrachten. Schon das in den meisten Fällen dort zu beobachtende Feinschlamm-Material am Grunde der Trichter zeigt an, daß die Schuttdoline über kein Schlundloch verfügt, also keine echte Karstdoline darstellt. Sie ist durch Setzung des Schuttsedimentes entstanden, also durch Auswaschung, die aber nichts gemein hat mit chemischer Gesteinslösung. Sie ist ein fluvial-mechanischer Prozeß. Wir werden in dem feinen, fast erdigen Material des tieferen Haldenkörpers auch viel eher Kubaturreduktionen, die zum oberflächlichen Einsinken des Sedimentes führen, infolge von Auswaschung durch Grundwassererosion erwarten, als solche durch chemische Lösung. Bevor die Gerölle so stark von der chemischen Erosion angegriffen werden, daß an der Haldenoberfläche auffällige Trichter einsinken, wird sich eher die Setzung des Sedimentes infolge Fortspülung der schlammigen Haldenbestandteile in tiefere Schichten bemerkbar machen.

In den allermeisten Fällen enden die Schutthaldenfüße in einem schwachen Tälchen, welches sich zwischen Schutt und kuppigen Karboden schaltet. Das eigentliche Dolinengelände befindet sich erst jenseits dieses Tälchens im anstehenden Karboden. Dennoch gibt es eine Reihe von Halden, welche auf solche dolinenreiche Karböden auslaufen. Dort verdient die Bezeichnung „Schuttdoline“ im Sinne von Karsterscheinungen eher Anerkennung, denn erstens wird die Schuttoberfläche durch die Löcher in der Auflage eine gewisse Beeinflussung erfahren und desgleichen wird sich dort mit der stärkeren Abfluß- und Durchzugsmöglichkeit des in die Tiefe verschwindenden Wassers auch eher die Möglichkeit zur chemischen Erosion einstellen. Immer noch erscheint aber die Aussicht größer, daß das Schuttmaterial von dem Dolinenschlund schneller in chemisch unzersetztem Zustande verschluckt wird, als daß es zuvor der chemischen Lösung unterliegt.

in sie auch nachträglich zusätzlich Steine durch Frostschub einwandern, was sie dem Strukturbodenphänomen zuweisen würde.

<sup>1</sup> Wichtigste Vorkommen: „Kotzengruben“ (nördl. Freieungstürme), 14 Dolinen, 2 bis 3 m tief, 8 m Durchmesser. „Gruben“ (südl. Wibmertürme), 9 Dolinen, Dimensionen wie bei den Kotzengruben. Reither Kar, 3 Dolinen, 1 bis 1,5 m tief, 4 m Durchmesser.

Als Faustregel möchte ich geltend machen, daß man Trichter mit einem Feinschlammssatz am Boden grundsätzlich nicht als „Schuttdolinen“ ansehen sollte. Solche hingegen, welche gegen das Zentrum hin sehr steil konisch zulaufen und deren Material im Zentrum ausgewaschen erscheint, können Anspruch darauf erheben, den Karsterscheinungen zugewiesen zu werden.

### c) „Schutthalden-Fußrinnen“

Eine im alpenmorphologischen Schrifttum vernachlässigte Form bilden die oft auftauchenden kleinen Tälchen am Fuße vieler Schutthalden. Sie erscheinen in der Regel in Karen, wo in der Mitte der anstehende Felsboden sichtbar wird und die Schutthalden als Wandfußverkleidung die Karumrahmungen begleiten. Nur eine dieser Detailformen der Schuttlandschaft sei hier beschrieben: Im Tunigskar, westlich des Hafelekars, läuft zwischen den Grubreisen und dem anstehenden Gelände der Karmitte eine über 20 m tiefe und rund 100 m weite Einsenkung über einen Kilometer lang von der Höhe 2040 m bis zum Punkt 1680 m (am „Runboden“) hernieder. Dort tritt eine am 29. Juli 1949, mittags, schätzungsweise 1 Sekundenliter Wasser liefernde Sickerquelle aus, die sich alsbald wieder im Lockerboden verläuft. Unterhalb der Quelle setzt sich unsere Furche in dem tief eingeschnittenen Mannltal ca. noch 1,4 km bis in das obere Gleierschtal fort. Bemerkenswerterweise tritt die Quelle am Runboden dort aus, wo der Schuttfuß der Grubreisen endigt, bzw. aus dem Tälchen seitlich nach Westen herausstreicht. Der ganzen „Schutthalden-Fußrinne“ entlang verrät sich durch Quellflora ein feuchter Untergrund. Damit wäre das Wesen der Schutthalden-Fußrinnen schon angedeutet. Es sind Abflußrinnen.

Die Rinnen müssen strenge genommen ein Werk der postglazialen Erosion sein. Sie stören ja eigentlich das Bild der Kare als ehemalige Gletscherbetten. Wir würden, der glazialen Hohlform entsprechend, eher erwarten, daß der Schutthaldenfuß flach auf den Felsboden der Karmitte ausläuft. Dies ist wohl oft auch der Fall. In ebenso vielen Fällen aber senkt sich vor dem Schutthaldenfuß die besprochene Furche ein und läßt sich meist über viele hundert Meter Länge als kleines Tälchen abwärts verfolgen.

Der Taleinschnitt erscheint als bloßes Werk des Sickerwassers aus dem Schutthaldenfuß zu groß. Wir werden hier also wieder Schmelzwässer zur Deutung der Entstehung heranziehen müssen, und zwar vor allem jene der sterbenden Eiszeitgletscher.

## DIE SCHWEMMKEGEL

### I. Allgemeines

Alles Material, das nicht in den Schutthalden oder Talsohlenaufschüttungen zurückgehalten wird, wandert talauswärts. Wo die Gebirgstäler mit einem Gefällsbruch in die Haupttäler münden, kommt es zur Akkumulation eines Schwemmkegels. Die Schwemmkegel spielen sowohl im Landschaftsbild der Gebirgstäler als auch anthropogeographisch eine bedeutende Rolle. Wurden sie doch schon von den ersten Siedlern aufgesucht, da man auf diesen trockenen Lehnen vor dem Hochwasser des wilden Inns Schutz fand.

Grundsätzlich unterscheiden wir zwei Arten von Schwemmkegeln:

1. Die weiten, flach geneigten Schwemmfelder als Aufschüttungen größerer, perennierend fließender Bäche oder „Schwemmkegel“ im engeren Sinne des Wortes und

2. die mehr grobklastischen steilen Murschuttkegel, welche durch periodische, halbflüssige Aufschüttung zustande kommen.

Für die Schwemmkegel des Karwendel-Gebirges kann man 19,10 km<sup>2</sup> Flächenbedeckung errechnen, das sind 14,6 Prozent der gesamten Schuttfläche. Sie tragen unter allen Schuttflächen den größten Anteil nutzbaren Bodens. Während wir für die Bergstürze eine nahezu 100prozentige pflanzliche Besiedlung feststellten, die aber praktisch nicht einmal als Waldweide Nutzen bringt, finden wir auf den Schwemmkegeln 97,7 Prozent hochstämmigen Wald oder landwirtschaftlich wertvolle Rodungsflächen. Alle anderen Schuttarten bleiben in dieser Hinsicht zurück, sogar die Talsohlenaufschüttungen mit 82,0 Prozent Wald- und Rodungsflächen. Dies kommt sicherlich daher, daß die Talsohlen hin und wieder doch von Überschwemmungen und Vermurungen heimgesucht werden, was bei den Bachschwemmkegeln äußerst selten vorkommt. Fast in jedem Falle ist heute eine Überschwemmung der Mantelfläche von Schwemmkegeln überhaupt unmöglich, weil die Bäche sich gewissermaßen selbst ein reguliertes Bett schufen, indem sie sich in den Schwemmkegel eingruben. Nur 0,7 Prozent der Schwemmkegelflächen sind vegetationslos, der Niederwuchs ist mit 0,5 Prozent beteiligt, das Krummholz mit 1,1 Prozent.

Schlechter steht es begrifflicherweise mit den Murschuttkegeln. Sie nehmen im Begehungsbereich 17,11 km<sup>2</sup> oder 13,1 Prozent der Gesamtschuttfläche ein. Von diesen sind immerhin noch 79,6 Prozent Wald- und Rodungsflächen. Allerdings aber handelt es sich bei diesen meist um wirtschaftlich minderwertigen Kampfwald und um Alpflächen im Inner-Karwendel. 9 Prozent sind bereits vegetationslos, 6,3 Prozent von Niederwuchs, 5,1 Prozent von Krummholz bewachsen. An dem geringeren Wert auch schon abgestorbener Murschuttkegel ist nicht nur deren Lage im Gebirgsinneren, sondern auch das grobe Material schuld, aus dem sie sich zusammensetzen. Morphologisch sind sie bedeutungsvoller, weil sie steilere Formen bilden und oft stark talabsperrend bzw. seeaufstauend wirken.

Die Schwemmschuttbildungen an den Gebirgstalausgängen können als Produkt der zusammengefaßten Abtragungskräfte eines dazugehörigen Einzugsbereiches angesehen werden. Die vielfältige Gliede-



rung jedes einzelnen Schwemmkegels läßt nämlich vermuten, daß sich auf ihm alle Ereignisse, welche sich seit seiner Entstehung bezüglich der Schuttlieferung abgespielt haben, irgendwie ausdrückten. Vor allem werden es die großen Schwemmkegel an der Peripherie des Gebirges sein, die über diese Ereignisse Auskunft geben können. Aber auch die kleineren im Inneren des Gebirges erlauben uns wertvolle, allgemein gültige Schlüsse.

Im folgenden werden wir daher unser Augenmerk zur Hauptsache auf die Spuren der Entwicklungsstadien unserer Schwemmkegel lenken, die besonders als Zerschneidungsterrassen und sogenannte „Einschachtelungen“ auftreten. Es wurden sämtliche Inntalschwemmkegel am Karwendelrand und alle bedeutenderen im Innerkarwendel profilmäßig aufgenommen und geomorphologisch untersucht, während in dieser Drucklegung nur einige Musterbeispiele angeführt werden konnten.

## II. Schwemmkegel

### a) Schwemmkegel im Inntale

Aus den wilden Schluchten des Schloßbaches und Brunntalbaches baut sich in das Oberinntal herein ein Doppelschwemmkegel von 158 Hektar Fläche, welcher der Ortschaft Zirl als Siedlungsboden dient. Die den Aufbau kennzeichnenden Angaben wären folgende:

Länge der Kegelbasis (Basisbogen): 3225 m

Kegellänge: 1120 m

Mittlerer Neigungswinkel: 5,3%

Höhendifferenz zwischen Kegelbasis und -spitze: 72 m

Größe des Einzugsgebietes: 30,37 km<sup>2</sup>

Taldichte: 1920 m/km<sup>2</sup>

Mittleres Gefälle Brunntalbach: 20,9%

Wasserführung Brunntalbach an der Kegelspitze: 115 sec/l (1. 4. 1950)

Mittleres Gefälle Schloßbach: 24,0%

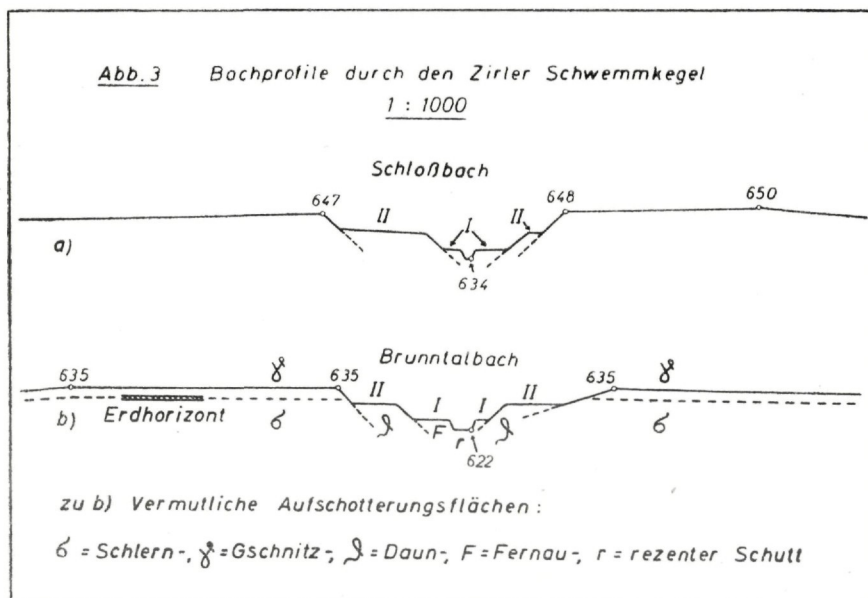
Wasserführung Schloßbach an der Kegelspitze: 128 sec/l (1. 4. 1950)<sup>1</sup>.

Beide Bäche schneiden in ihre eigenen Aufschüttungen unter Ausbildung von Erosionsterrassen ein. Die Zerschneidungen setzen sofort unterhalb des Austrittes der Bäche aus ihren zerklüfteten Talstrecken auf den Schwemmkegel ein, erreichen in den oberen Kegeldritteln ihre maximalen Tiefen und verflachen dann gegen den äußeren Kegelrand hin allmählich.

<sup>1</sup> Hier sollte nur ein Beispiel zeigen, wie sämtliche Schwemmkegel im Original dieser Arbeit (Dissertation) dimensional erfaßt wurden.

Die Breite des Schloßbacheinschnittes beträgt durchschnittlich 75 m, seine maximale Tiefe 16 m. Der Brunntalbach zerschneidet seinen Kegel 90 m breit und 13 m tief.

Wenn die Zerschneidungsstufen auch nicht auf der ganzen Schwemmkegellänge in den gleichen Dimensionen auftreten, so bleibt doch ihre Reihenfolge immer gleich. Daraus entnehmen wir, daß wir es hier tatsächlich mit Zerschneidungen und Einschachtelungen zu tun haben, die durch eine wechselnde Schuttlieferung im Laufe des Bestandes unseres Schwemmkegels bedingt sind.



Wir erkennen in jedem Falle drei Eintiefungen: Unter der Schwemmkegelhauptoberfläche liegen also im Graben der Bachläufe zwei Terrassen, die wieder zerschritten sind. In der Mitte liegt als letzte Einschneidung das rezente Bachbett. Dessen Sohle erscheint wieder als kleine Aufschüttung, in welcher der Normal- oder Niedrigwasser führende Bach fließt. Sie ist bei beiden Bächen auf nur wenige Meter Breite zusammengedrängt und trägt außer schwachem Gesträuchanflug keine Vegetation. Die Korngröße des Bachschotters ist nicht einheitlich. In 5 cm kantenlangen Geschieben, welche die Hauptmasse darstellen, liegen alle Größen bis zu 30 cm Kantenlänge und mehr (Erratika). Das rezente Bachbett ist zum Teil von künstlich befestigten, 1 bis 3 m hohen Ufern umgeben. Im natürlichen Zustande sind diese Ufer 50 bis 60 Grad steil, durch Hochwasser stellenweise angerissen, aber sonst ziemlich fest. Die Korngröße der im Uferrand steckenden Geschiebe ist wie im Bachbett unregelmäßig, jedoch erscheint das Sediment etwas feinstückiger und mehr grusig verwittert.

Über den Ufern liegt die erste Erosionsterrasse, die schon guten Bewuchs aufweist: rund 10 cm starke Föhren, Gestrüpp und eine geschlossene Rasendecke. Auf dieser Terrasse stehen bereits Häuser inmitten von Obst- und Gemüsegärten.

Auch die nächstfolgende Terrasse (II) trägt geschlossene Vegetation, Kulturen, Straßen und Verbauung. Die Geschiebegröße in deren 40 Grad steilem, fast völlig verwachsenem Randabfall zeigt gegenüber der vorher genannten bei beiden Bächen keine wesentlichen Unterschiede: 3 bis 5 cm kantenlange Schotterstücke und darin

seltener größere, etwa 20 bis 30 cm lange, meist kristalline Geschiebe. Doch erscheint die Masse dieser Einschachtelung wieder feinstückiger als jene der Terrasse I.

Der Grabenrand, der zur Schwemmkegeloberfläche emporführt, ist nur mehr 30 bis 40 Grad steil und zeigt bei Aufschlüssen beider Schwemmkegel wieder eine Hauptzusammensetzung aus 5-cm-Geröllen. Der Feinerdeanteil ist noch größer als bei den tieferen Terrassen. Auf dem noch nicht in Kultur genommenen Anteil der Schwemmkegeloberflächen breitet sich dichtes Gestrüpp und hochstämmiger Föhrenwald aus. Zum größten Teil aber tragen sie die Äcker und Wiesen der Ortschaft Zirl.

Wir wissen, daß der stufenartige Einschnitt in Schuttkörpern durch abwechselnde Perioden der verstärkten, bzw. verminderten Schuttlieferung der Bäche zustande gekommen sein muß. Wir hätten also im Falle des Zirler Schwemmkegels eine erste Hauptakkumulation in Form des weiten, flach geneigten und gewölbten Schuttschildes des Schwemmkegelkörpers abgebildet.

Weiters eine folgende Periode der Zerschneidung (äußerste Grabenränder), welcher sich wieder eine Aufschüttung (Fläche II) anschloß, bzw. einschachtelte.

Nach deren Zerschneidung wiederholte sich eine schuttreiche Periode und einschachtelte in den Graben innerhalb der Flächen II noch einmal eine Schutteinlagerung (Fläche I). In dieser verläuft, 1 bis 3 m tief eingenagt, das rezente Bachbett.

Aus dem äußerlichen Zustand der verschiedenen Flächen konnten wir nur erkennen, daß es sich bei der Entstehung der innersten Eintiefung um einen Vorgang handeln muß, der noch ziemlich jungen Datums ist. Die 50 bis 60 Grad steilen Grabenränder unterhalb der Terrasse I, welche im Gegensatz zu den oberen noch offen waren, wiesen uns schon darauf hin.

Die älteren Terrassen und Grabenränder gaben jedoch äußerlich keine Anhaltspunkte zu einer direkten Alterserkennung. Man könnte z. B. annehmen, daß ein Schuttsediment mit reichem Gehalt an großen Blöcken und Geschieben auf eines der früheren eiszeitlichen Rückzugsstadien zurückgeht, weil doch deren Gletscherzungen dem heutigen Schwemmkegel sehr nahe gelegen haben. Die Gerölle in den Aufschlüssen zeigten aber größtmäßig so geringe Unterschiede, daß man mit ihrer Hilfe einer Altersreihung nicht näher käme.

Nur die deutlich zu beobachtende kontinuierliche Zunahme des Verwitterungsgrades von innen nach außen zeigt uns deutliche Altersunterschiede auf. Die einzige Gesetzmäßigkeit, welche in den Aufschlüssen sonst noch erkenntlich ist, nämlich das Feinerwerden der Korngrößen innerhalb jeder Terrasse nach oben hin, gibt uns nur den Beweis, daß mit der Aufschüttung der obersten Terrassenhorizonte die Schuttlieferung langsam ausklang, bis daraufhin im Sedimentationsgang die Zerschneidung einsetzte.

Da wir weder mit den Korngrößen der Geschiebe, noch mit der Vegetation Genaueres über das Alter dieser so auffälligen Zerschneidungsstufen auszusagen imstande sind, müssen wir wohl oder übel auf unsere Erfahrungen auf den schon in Kapitel IV bei den Schutthalen besprochenen Schwemmschuttkegeln zurückgreifen.

Dort fanden wir in der Regel drei verschiedene Entwicklungsphasen:

1. Die wahrscheinlich daunzeitliche Hauptaufschüttung, welche von alter Vegetation, die auf die Postglaziale Wärmezeit zurückgeht, dicht bewachsen war.

2. In einen Graben der Hauptaufschüttung eingeschachtelt, eine „graugrüne“ Aufschotterung aus der Fernau-Zeit und schließlich

3. entweder in die grau-grünen Flächen in einen Graben eingeschachtelt oder sie überlagernd, jungen, weißen Schutt, dessen Herkunft aus jungen Zerschneidungen des Grau- oder Grünschuttes nachgewiesen werden konnte.

Postglaziale Wärmezeit, Fernau-Aufschüttung und jüngste Bachsohle waren demnach durch zwei Kanten getrennt.

Bei unserem Schwemmkegel finden wir noch eine weitere, dritte Kante. Dürfen wir die auf den Schutthalen und aus ihnen primär hervorgegangenen Schwemmkegeln



aufgefundene absolute Altersreihung am Zirler Schwemmkegel anwenden, so würde die dritte Kante, über welcher sich die Schwemmkegelhauptoberfläche ausbreitet, einer prädaunzeitlichen Zerschneidungsperiode angehören, also wahrscheinlich dem Interstadial Gschnitz-Daun.

Das Gschnitz-Daun-Interstadial mit einer von R. v. Klebelsberg (26/561) angenommenen Dauer von 1000 Jahren müßte mit reichen Schmelzwassermengen in eine spätschnitzzeitliche Aufschüttung hinein diese 75 bis 90 m breiten Gräben gerissen haben, welche den Zirler Schwemmkegel heute zerteilen. Die Hauptmasse des Schwemmkegels wäre daher mit dem Rückzuge des gschnitz- und möglicherweise auch des schlernstadialen Eises abgelagert worden.

Es fragt sich nun, warum erstens nur die Schlern- und Gschnitzgletscher eine so ausgiebige Schuttlieferung mit sich brachten, daß sie instande waren, den Schwemmkegel-Hauptkörper zu bilden, und warum zweitens von dem Schlern-Gschnitz-Interstadial keine Zerschneidung vorliegt.

Die erste Frage ist leicht zu beantworten, wenn wir überlegen, daß der Schlern- und Gschnitzgletscher jedenfalls sehr tief und damit nahe an unsere heutige Schwemmkegelspitze herabgereicht hat, die Daunphase sich hingegen ganz oben in den entferntesten Karwinkeln des Einzugsgebietes abspielte.

Die Hauptmasse des Schwemmkegels könnte demnach den Sandr des Schlern- und Gschnitzgletschers darstellen.

Freilich sind schlern- und gschnitzstadiale Endlagen in den zerschluchteten Tälern der beiden Bäche nicht erhalten. Das unvermittelte Vorkommen von bis zu ein Viertelmeter langen und sporadisch sogar ein Achtelkubikmeter groß werdenden Blöcken im meist kleinstückigen Sediment des Kegels deuten aber schon eine fluvioglaziale Natur desselben an.

Auf die zweite Frage können wir antworten, daß sich für die schuttarme Periode zwischen dem Schlern- und Gschnitz-Gletscherhalt allerdings keine Zerschneidung, wohl aber ein überschichteter Erdhorizont im Bereich der Kegelmasse nachweisen läßt. Ein solcher ist in einem Aufschluß (Schottergrube) im südöstlichen Teil des sogenannten Kirchfeldes sichtbar. Er liegt etwa 75 cm unter der Oberfläche und ist 8 bis 12 cm mächtig entwickelt. Unter diesem, eine Periode der Pause im Aufschüttungsgange darstellenden erdigen Streifen liegen zuerst feinste Schotter. Weiter darunter schließen sich immer gröbere Schichten an. Bemerkenswerterweise folgt über dem Erdhorizont sofort Grobschutt von durchschnittlich 10 cm Kantenlänge, wobei noch größere Trümmer von bis zu 25 cm Kantenlänge nicht fehlen.

Dieser Horizont pflanzlicher Besiedlung und Schuttarmut wurde also von plötzlich einbrechenden grobklastischen Materialmassen verschüttet. Wir können uns die Pause in der Schuttlieferung bei gleichzeitiger Begrünung mit einiger Wahrscheinlichkeit während des Schlern-Gschnitz-Interstadiales denken.

Wir könnten uns demnach vorstellen, daß die Masse des Schwemmkegels aus zwei aufeinanderliegenden Sandur besteht, wobei dem Sandr des tiefer liegenden Schlernstadiums die größten Kubaturen zu verdanken wären. Die Zungen der Schlerngletscher reichten ja unmittelbar bis in die Haupttäler herab. Daher würde die Hauptaufschüttung gut zu diesem Stadium passen.

Die Schottermassen der Gschnitzphase waren immerhin so groß, daß sie einen im vorangegangenen Interstadial geschaffenen Graben zuschütteten, denn ein solcher ist ja nicht mehr vorhanden. Über der

interstadialen Vegetationsdecke (Erdhorizont) konnten sie jedoch nur mehr ca. 75 cm hoch aufmuren.

Das Gschnitz-Daun-Interstadial brachte wieder Zerschneidung mit sich. Die davon herrührenden Grabenränder sind in Form der obersten Kanten erhalten.

Die nachfolgenden Daun-Schottermassen waren bereits zu gering, um aus dem gschnitz-dauninterstadialen Graben auszutreten und die gschnitzzeitliche Oberfläche zu vermuren. Sie bildeten lediglich eine Einschachtelung in diesem Graben und erscheinen uns heute als die Flächen der Erosionsterrassen II.

Die Flächen I könnten sodann die fernauzeitlichen Einlagerungen innerhalb eines in der schuttarmen Wärmezeit geschaffenen Grabens sein, wobei das Subatlantikum als Schuttlieferungsperiode mit der mittelalterlichen Wärmezeit als darauffolgende Begrünungs- und Beruhigungsperiode nicht berücksichtigt wurde. Der jüngste Einschnitt wäre durch die Erosion des Baches seit dem Ende der Fernau-Zeit zustande gekommen.

Wir sind uns im klaren, daß die hier dargestellte Altersgliederung, trotzdem sie auf Grund von Analogieschlüssen und manchen Beobachtungen wahrscheinlich gemacht werden konnte, wirklich entscheidend geochronologischer Kriterien entbehrt. Solche waren im Gebirgsinneren die Moränen aus der Daun-Zeit und die Waldzeugen aus der Postglazialen Wärmezeit.

Die untere Altersgrenze des Zirler Schwemmkegels wäre wohl in die Schlern-Zeit zu setzen und die übrige Entwicklung sodann mit großer Wahrscheinlichkeit und unterstützt durch die Folge der Zerschneidungskanten und den aufgefundenen Erdhorizont ableitbar.

Der Mühlauser Schwemmkegel ist für uns wegen seiner weiten und tiefen Zerschneidung interessant, vor allem aber wegen deren Gliederung. Sie ähnelt jener, die wir schon am Zirler Schwemmkegel feststellten. Das Profil zeigt einen fast 175 m breiten und 23 m tiefen Einschnitt, welcher in drei Staffeln zum gegenwärtigen Bachbett abbricht.

Die Schwemmkegeloberfläche setzt außerhalb der Kanten bei 655 und 660 m Höhe an. Im Osten endet sie bald an dem Abhang des 715 m hohen Scheibensbichls, nach Westen hin reicht sie bis an den Fuß der Hungerburg. In den Graben zwischen den Punkten 655, bzw. 660 m sind zwei Flächen (I und II) eingeschachtelt. Allerdings erscheinen Abstufungen nur an der orographischen linken Talseite. Dort aber laufen sie ohne Unterbrechung über die ganze Schwemmkegellänge. Äußerlich sind die eingeschachtelten Flächen sowie die eigentliche Schwemmkegeloberfläche völlig gleich-

artig mit Wiesen, Äckern, Gärten, Kulturen und Gebäuden bedeckt. Nur an dem nach innen hin abnehmenden Verwitterungsgrad bei Aufschlüssen können relative Altersunterschiede abgelesen werden.

Infolge der tiefen Lage können wir uns auch am Mühlauser Schwemmkegel die unterste Altersgrenze in das späte Schlernstadium denken. Die weitere Gliederung dürfte ähnlich wie am Zirler Schwemmkegel verlaufen.

Mit den von H. Bobek (11. S. 155) erwähnten spätglazialen Eisrandstufen am Mühlauser Schwemmkegel sind unsere Terrassen kaum in Zusammenhang zu bringen.

Am Haller Schwemmkegel, an dem vier Zerschneidungsstufen schön und ohne künstliche Beeinflussung im Milser Aichtal erhalten sind, fehlen uns zwar wieder die Kriterien ihrer absoluten Altersbestimmung, eine relative Altersfolge von der jüngsten innen bis zur ältesten außen erscheint jedoch infolge der steten Zunahme an feinverwittertem Material auch hier gegeben.

Nehmen wir also wieder unsere Theorie der absoluten Altersreihung her, so würden sich die Flächen wie folgt eingliedern lassen:

Schwemmkegelhaupteoberfläche = Schlern-Schotter, zerschnitten im Schlern-Gschnitz-Interstadial.

Fläche III = Gschnitz-Schotter, sehr mächtig, zerschnitten im Gschnitz-Daun-Interstadial.

Fläche II = Daun-Schotter, zerschnitten während der Postglazialen Wärmezeit.

Fläche I = Fernau-Aufschüttung<sup>1</sup>, wahrscheinlich schon während der Fernau-Zeit durch wasserreiche Muren nach der Hauptschuttablagerung zerschnitten, heute in weiterer Abtragung durch den Weißenbach (Uferabrisse!).

Wenn sich unser Schema auch noch auf manche andere Fälle anwenden läßt, so werden wir beim folgenden Beispiel aber auch damit das Rätsel des Entwicklungsganges der großen Schwemmkegel nicht restlos zu lösen imstande sein.

Vom Vomper Schwemmkegel waren früher im allgemeinen auch nur drei Hauptabstufungen gegen das Bachbett hin bekannt. Eine genauere Begehung läßt aber im ganzen neun solcher Terrassenstufen ausscheiden, die sich im orographisch rechten Bachufer verfolgen lassen.

<sup>1</sup> Diese Zeitordnung arbeitet wieder unter Außerachtlassung des Subatlantikums.



In der Übersicht lassen sich diese Terrassen, aufgenommen in einem mittleren Profil wie folgt von innen nach außen gliedern:

Terrasse: Beschreibung:

- |      |                                                                                                                                                                                                                                           |
|------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 0    | 100 m breite Aufschüttung, jung aufgemurt, vegetationslos (recenter Graben).                                                                                                                                                              |
| I    | 0,5 m hoch, 10 bis 11 m breit, Ufer unterwaschen, schütter mit 5 cm starken Föhren und Wacholder bewachsen.                                                                                                                               |
| II   | 2 m hoch, 48 m breit, Steile der Uferböschung 40 Grad, dichter Rasen, schütter mit Hochstammföhren bewachsen, Oberfläche wellig, relativ jung aufgemurt.                                                                                  |
| III  | 3 m hoch, 30 bis 31 m breit, Uferböschung 35 Grad, dichter Rasen, Föhrenhochwald, Bestockungsgrad 0,3 bis 0,4; Oberfläche eben.                                                                                                           |
| IV   | 5 m hoch, 70 m breit, Uferböschung 30 Grad, sehr dichter Rasen und dichter Föhrenhochwald, Bestockungsgrad 0,6 bis 0,7; zunehmend Schwarzföhren gegen dominierende Rotföhren auf II und III, einige Fichten.                              |
| V    | 6 m hoch, 80 m breit, Uferböschung 30 Grad, Vegetation wie IV, Boden tiefgründig verwittert.                                                                                                                                              |
| VI   | 2 m hoch, 10 m breit, Uferböschung 30 Grad, Vegetation wie IV.                                                                                                                                                                            |
| VII  | 8 m hoch, 200 m breit, Uferböschung 25 Grad, sehr große Gerölle in feinst verwittertem Schotter, 0,5 m starke Humusdecke, 50% Föhren — 50% Fichten, Bestockungsgrad 0,8 bis 0,9 (Kronenradien berühren sich beinahe), sehr dichter Rasen. |
| VIII | 3 bis 4 m hoch, 70 m breit, Uferböschung 25 Grad, auffällig große Geschiebe in stark verwitterter Grundmasse, 80% Fichten — 20% Föhren, Bestockungsgrad 0,9 bis 1,0 (Kronen greifen ineinander).                                          |
| IX   | 2,5 m hoch, oberste Schwemmkegeloberfläche, Uferböschung 20 Grad, Physiognomie wie VIII, Schläge im Wald, landwirtschaftliche Kulturen der Ortschaft Terfens.                                                                             |

Damit wäre die Folge der Zerschneidungsstufen am Vomper Schwemmkegel umrissen. Sie läßt erkennen, daß es sich hierbei um große Zerschneidungen gehandelt haben muß. Ebenso gewaltig erscheinen die Massen der neunmaligen Einschachtelungen, welche heute als Erosionsterrassen erhalten sind.

Bei allen vorher behandelten Schwemmkegeln konnten die verschiedenen Zerschneidungsstufen theoretisch in das System der Klimaschwankungen des Post- bzw. Spätglazials eingeordnet werden. Wir nahmen nach der Würmvereisung, welche allen Schutt aus den Tälern fortgefegt hatte, erstmalig eine Neubildung von Schuttkörpern im Vorfelde des Schlernvorstoßes an, welches ja bekanntlich seine Endlagen am Ausgange der Seitentäler hatte. Diese erste Schwemmkegelbildung dürfte sich in Form von richtigen Sander-Aufschüttungen abgespielt haben. Nachdem post-schlernstadial alles gelockerte Material verfrachtet war, konnten die jetzt von der Schuttlast befreiten Bäche einschneiden. Es wurde ein erster Graben gebildet.

Dieser muß beim Vomper Kegel allerdings sehr breit gewesen sein. Zwischen der Grabenkante oberhalb der Fläche VIII des Vomper Kegels und dem östlichen Uferstrand liegen 750 m Entfernung. Diese außerordentlich breite Zerschneidung ist mit den Schmelzwassermengen des sich zum Gschnitzstadium zurückziehenden Vomper-Loch-Gletschers zu verstehen.

9500 bis 8500 v. Chr. wirkte sich nach *R. v. Klebelsberg* (24/561) der Klimasturz der Gschnitzzeit aus und bewirkte zumindest einen energischen Halt im Gletscher-rückzug. Währenddessen konnte wieder viel Schutt bereitgestellt werden, welcher dann spätgschnitzstadial losbrach und in dem vorher gebildeten Graben eine eingeschachtelte Fläche schuf. Beim Haller Schwemmkegel dürfte diese in der Fläche III Gestalt angenommen haben. Beim Mühlauer Schwemmkegel dürfte sie über der schlernstadien liegen, also die eigentliche Schwemmkegeloberfläche bilden. Am Zirler Schwemmkegel konnte eine Überschiebung der offenbar schlernstadien Schuttfäche durch die folgende gschnitzstadiale Schuttlieferung nachgewiesen werden. Jedenfalls wirkte sich das 1000 Jahre währende Gschnitzstadium dahingehend aus, daß ein vorher gebildeter Graben entweder fast bis zum Rande aufgeschüttet wurde oder daß die Schuttmassen sogar über den Rand hinaus traten und die alte Schlern-Schuttoberfläche einmurten.

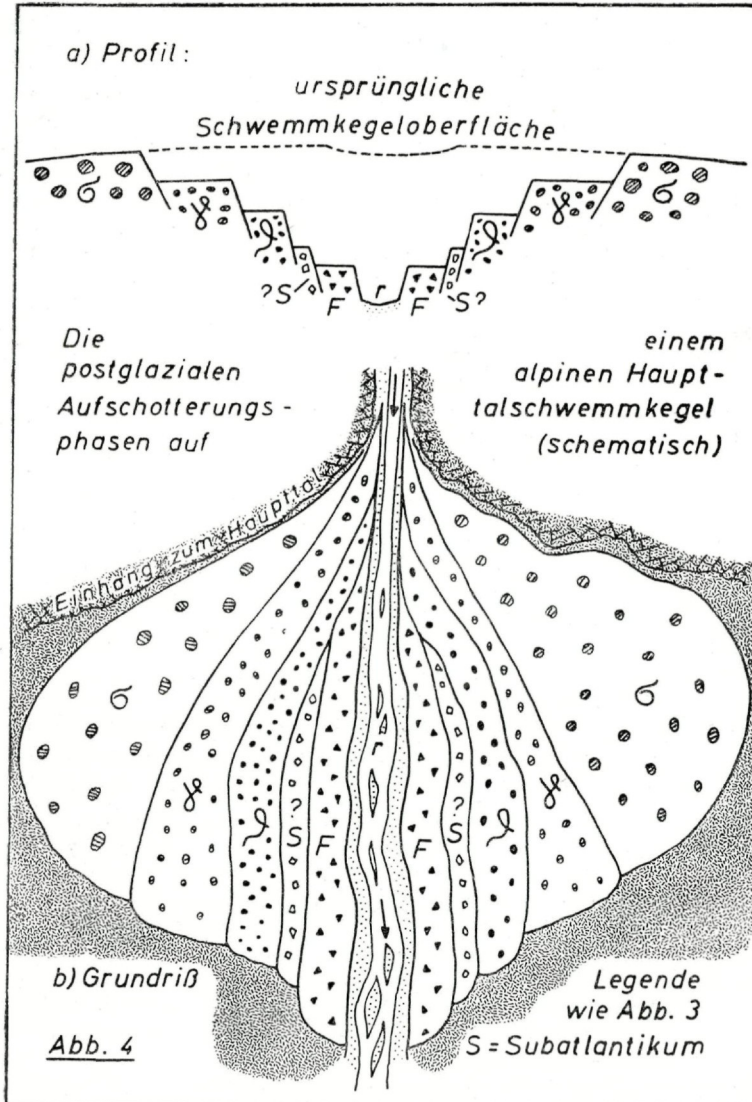
Es folgten nun weitere 1000 Jahre, bevor der Klimasturz der Daun-Egessen-Zeit einbrach. In diesen 1000 Jahren nahmen wir eine gschnitz-daun-interstadiale Einschneidung an, welcher wir am Zirler und Mühlauer Schwemmkegel die äußersten Grabenränder, am Haller Kegel die Ränder unterhalb der Flächen III zu verdanken hätten.

Die Daun-Phase (nach *R. v. Klebelsberg* 7500 bis 7000 v. Chr.) brachte eine neue Schuttlieferung mit sich. Auf den vorher behandelten Kegeln drückt sie sich in den Flächen II aus. Die Daunaufschüttung hatte wohl auch ansehnliche Ausmaße angenommen. Über die Gschnitz-Daun-Interstadialgrabenränder konnte sie aber nirgends hinweggreifen.

Es folgte die Postglaziale Wärmezeit mit wahrscheinlich völligem Gletscherschwund. Das Boreal oder die beginnende Wärmezeit mit zunehmend warmem, zeitweise sehr trockenem Klima und Anstieg der Vegetationsgrenzen über den heutigen Stand, das Atlantikum oder die kulminierende Wärmezeit, welche sehr warm und feucht war und sich durch mildeste Winter auszeichnete, und schließlich das Subboreal, wo die Wärme zwar schon im Abklingen war, die Waldgrenze aber 400 bis 500 m über der heutigen lag; alle diese drei Stufen der Postglazialen Wärmezeit konnten sich nur in einer starken Bindung der Schuttablagerungen bis in höchste Lagen hinauf ausgewirkt haben. Die Folge von über 7000 Jahren aktiverer pflanzlicher Lebenskraft in Verbindung mit der Befestigung hochalpiner Geschiebeherde mußte erneute Erosion der Bäche auf den Schwemmkegeln gewesen sein. Es entstand ein Graben, dessen oberer Rand heute in der Böschung zwischen Fläche II und I erhalten sein dürfte. Dann schwenkte die Wärmezeit in das kühl-feuchte Subatlantikum um, wonach sich das Klima nochmals (im Mittelalter) erholte.

Schließlich brachte der Klimasturz von 1600 n. Chr. wieder eine Neuaufschüttung, welcher wir die Flächen I zuzuordnen versuchten, wenn man das Subatlantikum für eine Schuttlieferung außer Betracht läßt. Wie man sieht, ist dieser Ablauf der Klimaschwankungen am Vomper Schwemmkegel nicht ablesbar. Wir können seit dem Schlernstadium, welches wir als unterste Grenze der Schwemmkegelbildung ansahen, nur vier oder höchstens fünf mögliche Aufschüttungs- und dazwischen drei oder höchstens vier Einschneidungsperioden rekonstruieren: Die Schlern-, Gschnitz-, Daun- und Fernau-Schuttlieferung als Aufschüttungen, die entsprechenden Interstadiale und die Postglaziale Wärmezeit als Zerschneidungsphasen. Bei den Schüttungsperioden käme u. U. auch das Subatlantikum, bei den Erosionsperioden das warme Mittelalter in Frage. Daraus ergeben sich eine Schwemmkegel-Hauptoberfläche,

meist drei eingeschachtelte Erosionsterrassen I, II, III (höchstens IV) und oft eine letzte, zutiefst gelegene Bachsohlenaufschüttung<sup>1</sup>. Am Schwemmkegel von Vomp finden wir jedoch zwischen rezenter Bachsohle und Schwemmkegeloberfläche acht Stufen, bzw. Terrassen. Wie konnte der Sedimentationsgang gerade hier so oft wechseln?



<sup>1</sup> Schema der Aufschotterungs- und Zerschneidungsperioden auf Abb. 4.



Es müssen in dessen Einzugsbereich jedenfalls auch noch andere Kräfte als die Klimaschwankungen am Werke gewesen sein, und zwar nicht solche großräumig-säkularer Natur, sondern wahrscheinlich lokal und kurzfristig wirksame.

Man könnte z. B. an Ausbrüche von Gletscherseen denken. Zu Aufstauungen des Vomper Baches konnte es sehr gut bei der Einmündung von Gletschern des Grubenkares in 1300 m, des Spritzkares in 1200 m, des Ödkarls in 1100 m und des Zwerchloches in ca. 900 m Höhe gekommen sein. Am ehesten sind solche Vorgänge während der Schlernzeit, besonders aber während der Gschnitzzeit möglich gewesen, weil man die Gschnitz-Endmoränen bei 1100 bis 1300 m Höhe sucht. Vom Überschalljoch wird sich ein Gletscher gegen das Vomper Loch vorgeschoben haben, ihm fehlte aber ein so typisches Firnsammelbecken, wie es die Gletscher der eben genannten Kare besaßen. Er wird hauptsächlich durch Lawinen der seitlichen Wände genährt worden sein. Dadurch konnte er sich nicht so stark entwickeln wie die Gletscher aus den Karen. Diese stießen bestimmt bei jedem kleinen Anlaß vor und sperrten dadurch das Vomper Loch ab. Infolge dessen Enge und Tiefe mußten sich alsbald gewaltige Massen an Schmelzwasser und dazugehörigem fluvioglazialem Material aufgespeichert haben. Beim Bruch des Eisdammes wurden diese talauswärts geführt und am Schwemmkegel in Form einer der vielen unerklärlichen Einschachtelungsflächen abgelagert.

Ein anderer Erklärungsversuch zur Bildung der acht Schwemmkegelterrassen kann wohl kaum Anspruch auf größere Wahrscheinlichkeit erheben.

Man könnte z. B. auch anführen, daß das allmähliche Anschneiden der genannten Kare durch Bäche im Wege rückschreitender Erosion größeren Schuttanfall auslösen mußte. Im Zwerchloch, Ödkarl und Spritzkar haben die Bäche die Schuttreservoirs der Karhintergründe bereits angezapft. Im Grubenkar ist dieser Vorgang noch im Anfangsstadium begriffen. Hat der sich aufwärts nagende Einschnitt die Hauptschuttmassen in seinen Bereich gezogen, so wird sicherlich, sogar ziemlich spontan, auch das Grubenkar zu einer aktiven Geschiebequelle werden. Man muß dabei aber bedenken, daß durch die äußerst schwachen, im Sommer fast immer aussetzenden Rinnsale dieser südseitigen Kare nur sehr geringe Schuttmengen zu Tal gebracht werden können. Schwemmkegeleinschachtelungen von mehreren 100 m Breite und etlichen Zehnern von Metern Mächtigkeit wären daraus kaum verständlich.

Spuren von Gletscherstauseen im Vomper Loch konnte ich freilich bis jetzt noch keine sicherstellen, wodurch obiger Erklärungsversuch vorläufig auch Theorie bleibt.

Die Tieferlegung der Erosionsbasis wäre noch eine Ursache, welche uns das Zustandekommen des Zerschneidungsphänomens auf den Schwemmkegeln deuten könnte. Wenn der Inn z. B. die Stirne der großen Nebental Schwemmkegel anschneidet, wird die Laufstrecke des Nebenbaches verkürzt, sein Mündungspunkt talaufwärts verlegt und eine beträchtliche Steigerung des Bachgefälles erzeugt. Dies muß sich notwendig in einer Einschneldung auswirken.

Wann aber wird der Anschnitt eines Schwemmkegels durch den Inn erst möglich? Während einer allgemeinen Aufschüttungsperiode wohl kaum, denn da schottert der Inn ja selbst auf und wird wahrscheinlich keine Kraft übrig behalten, noch einen Schwemmkegel anzuschneiden. Es ist einleuchtender, daß er ihm vorerst ausweichen wird. Erst mit der Abnahme der zu transportierenden Schuttlast wird er zur Erosion fähig sein und das Hindernis zu beseitigen suchen. Gleichzeitig wird aber auch der Nebentalbach mit der Erosion am Schwemmkegel beginnen. Die einschneidende Tätigkeit von Haupt- und Nebentalfluß würde demnach zusammenfallen und in einer Periode der allgemeinen Schuttkörperzerschneidung nur eine Eintiefung geschaffen werden.

### b) Schwemmkegel im Innerkarwendel

Zwei gegensätzliche Typen, aber doch sehr kennzeichnend für Schwemmkegel in den schmalen, von aufragenden Kalksteinwänden umgebenen inneren Tälern sind der Ödkar- und der Birkkarbach im Hintertal.

Das Einzugsgebiet des Ödkarbaches fällt als ausgesprochen schuttarm auf. Daher konnte sich der an sich nur schwach fließende Bach einen 10 m tiefen Einschnitt schaffen, während sich der Kegel in 14prozentiger Steilheit erhalten konnte. Immerhin muß es periodisch zu heftiger Murschuttlieferung gekommen sein, sonst wäre die Entstehung dieses steilen, massigen Schuttkörpers nicht denkbar. Auch die geringe Materialauswaschung spricht für Murbeteiligung. Seine Gliederung ist einfach: Zuinnerst, ca. 100 m links und rechts des Bachbettes, liegt eine Geröllmasse des grau-grünen Typs, nach außen schließt sich bis zur Schwemmkegelbegrenzung vollkommen bewaldetes Gelände an.

Im Gegensatz zu diesem Bach greift der Birkkarbach weit in die schutterfüllten Kare hinauf und holt dort bei jedem Hochwetter Geröll weg. Daher breitet sich hellfarbener, jüngst bewegter Schutt über den Kegelmantel, verdeckt jede Gliederung und zerstört weiterhin die noch vorhandene alte Vegetation. Das Gefälle von 9 Prozent deutet auf wasserreiche Muren, mehrere Laufverlegungen auf zeitweisen intensiven Schuttanfall.

Bei zahlreichen anderen Innerkarwendel-Schwemmkegeln tritt die bekannte Dreigliederung: Post-Daunaufschüttung mit vegetativer Besiedlung in der Wärmezeit, neuerlicher Schuttanfall (Fernau-Zeit) mit Vegetationsanflug (grau-grüner Schutt) und rezenter Murgang oder Bachsohle mit weißen, frisch umgelagerten Massen, immer wieder auf und bestätigt die Wirksamkeit dieser Klimaveränderungen auf den rezenten Schutt.

## III. Murschuttkegel

### a) Murschuttkegel im Innertale

Der Murschuttkegel von Kranewitten bei Innsbruck wird für uns wegen seiner außerordentlich auffälligen und tiefen Zerschneidung wichtig.

Zwischen dem Kerschbuchhof und dem Ostabfall des Hechenberges befindet sich eine rund 500 m breite Schlucht (als Fortsetzung der Kranewitter Klamm im Schuttsediment). Im Osten besteht deren Rand durchwegs aus kalkalpinen Geröllen, im Westen wurden diese jedoch offenbar schon so weit abgetragen, daß das Anstehende zum Vorschein kommt. Wir erkennen auf Abbildung 5 die ursprüngliche, wahrscheinlich schlernzeitliche Kegeloberfläche in 811 m Höhe. Gegenüber fehlt diese. Auf ihr befindet sich dichter Föhrenwald und die Felder des Kerschbuchhofes. Die Terrasse des Kerschbuchhofes setzt sich zur guten Hälfte aus großen, nur kantengestumpften Geschieben von 20 bis 25 cm Kantenlänge zusammen.

Unterhalb des Kerschbuchhofes wird der Abfall in die Schlucht hinein durch eine schmale eingeschaltete Terrassenstufe in etwa 760 m Höhe unterbrochen (Fläche

III). Wir stehen hier auf dem Überrest einer Einschachtelung in einen offenbar schlerngschnitz-interstadialen Graben, also auf einer vermutlich gschnitzzeitlichen Aufschotterungsfläche. Die Gerölle dieser Terrasse unterscheiden sich deutlich von jenen der darüberliegenden. Sie weisen im Durchschnitt nur 8 bis 12 cm Kantenlänge auf, sind wieder kantengerundet, aber bereits weniger reich an feinem Verwitterungsgut als das Sediment der Kerschbuchhofterrasse. Die Fläche III des Kranewitter Murschuttkegels ist beiderseits des Grabens in 760 m Höhe erhalten und dicht bewaldet. In den oberen Schichten beider Terrassen zeigen Feinschotterlagen das Ende einer Akkumulationsperiode an.

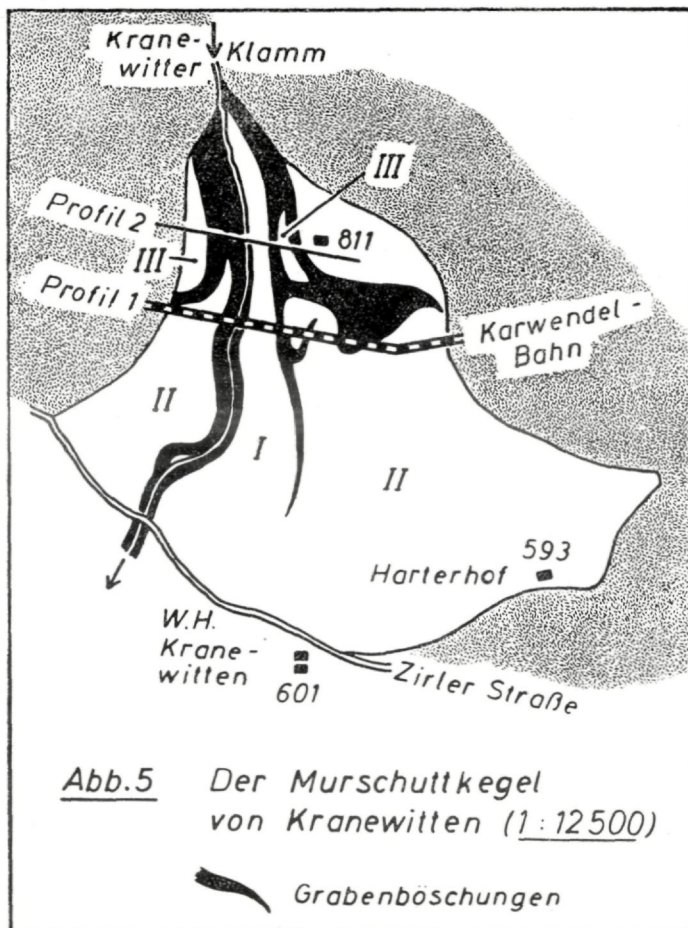


Abb. 5 Der Murschuttkegel von Kranewitten (1:12500)

Als nächstjüngere, wahrscheinlich daunstadiale Aufschüttung sind die Flächen II (Profil 1) in maximal 702 m Höhe aufzufassen. Sie scheinen auf der Höhe von Profil 2 nicht mehr auf, sind aber ein Stück weiter unten in einem großen, die Hauptfläche des Schuttkegels darstellenden Schuttschild erhalten. Auch auf diesen Flächen steht dichter Kiefernwald. Die Gerölle lassen hier keine einheitliche Korngröße fest-



stellen, doch scheint der Anteil an Verwitterungsmaterial rein visuell weiter zurückgegangen zu sein.

Als letzte große Einschachtelung finden wir die Fläche I, welche die ganze Schuttkegellänge durchzieht und wahrscheinlich durch die fernauzeitliche Aufschüttung gebildet wurde. Hochstammföhren, wenn auch nicht in gleicher Dichte wie auf den älteren Flächen, sind der Bewuchs. Das etwas schütterte Auftreten der Föhren auf Fläche I dürfte aber gerade hier durch die unmittelbare Nähe von Siedlungshäusern anthropogen bedingt sein. Jedenfalls erscheinen die Schotterstücke gegenüber den vorigen Ablagerungen in äußerst wenig Feinmaterial eingebacken.

Bemerkenswert erscheint auch eine Zwischenstufe an der Stirne der Aufschüttung I (Innufer), welche genau unterhalb des Wirtshauses Kranewitten deutlich auftritt.

In jener als fernauzeitlich angenommenen Aufschüttung verläuft der rezente Grabeneinschnitt mit 5 m Tiefe, 7 bis 14 m Breite an der Sohle, 50 Grad steilen und noch offenen, wenig befestigten, aber teilweise mit Erika und verschiedenem Gesträuch bewachsenen Ufern. Wir können ihn als Bildung der wasserreichen Muren der Fernau- und Jetztzeit ansehen.

Die junge Aufmurung innerhalb des Grabens scheint selbst wieder in mehreren Schüben erfolgt zu sein, wobei man innerhalb der Grabeneinfassung drei verschiedene, jung bewachsene bis vegetationslose Aufschüttungsterrassen von nur Meterbreite unterscheiden kann.

## b) Murschuttkegel im Innerkarwendel

Auf solche wurde im Zusammenhang mit den Schutthalden schon mehrfach hingewiesen. Ihre Bildung ist sehr oft durch tektonische Störungszonen und damit verbundene Einbrüche im Gehänge oder Schartenbildung bedingt. Die Schuttmassen, welche zum Aufbau der Kegel dienen, stammen aber in der Regel aus schon einmal abgelagerten und befestigten Haldenkörpern im Bereich von solchen Störungszonen, sind also sekundäre.

Einer der typischen größeren Murschuttkegel im Innerkarwendel liegt im Kleinen Ahornboden. Der Murschuttkegel weist mit 6,5 Prozent eine nur sanft geneigte Oberfläche auf, was auf reiche Wasserbeteiligung bei der Bildung hindeutet. Es dürften hier seit jeher große Mengen an Schmelzwasser aus den heute noch mit Gletschern besetzten Kaltwasserkaren herabgeströmt sein.

Die sicher hier sehr mächtig entwickelten Daungletscher werden älteren Schutt ausgeräumt haben. Auch der Lage und Höhe nach ist anzunehmen, daß die älteste, heute erhaltene Aufschüttungsphase in die späte Daunzeit fällt. Bestätigt wird diese Annahme wieder durch den Bewuchs auf den aus dieser Zeit stammenden Schuttflächen: Im unteren Teile der Aufschüttung Wald und Weideflächen (beim Pürschhaus), die oben (beim „Loch“) in altes Krummholz mit Alpenrosen und mehreren Baumstrunkresten aus dem Mittelalter übergehen.

Besonders „Im Loch“ tritt nun die charakteristische Kantenreihe auf. Von außen (Westrand der Ablagerung) schreiten wir in Richtung zum rezenten Murgang (inmitten der Ablagerung) zuerst über die eben geschilderte Fläche mit Spuren aus der Postglazialen Wärmezeit. Sie bildet eine 25 bis 30 m breite Erosionsterrasse, die mit einer 1,5 m hohen, bereits auch schon begrünten Stufe gegen eine nächst jüngere Fläche hin abbricht.

Diese tritt wieder als 20 bis 30 m breite Erosionsterrasse auf und grenzt mit einer ca. 1 m hohen Stufe an das junge Murbett. Sie trägt nur mehr schütterten Bewuchs,

bestehend aus isolierten jungen Latschenbüscheln und verschiedenen Niederwuchspolstern. Dazwischen blickt überall die Masse der blanken Gerölle hindurch, welche tiefgrau angewittert erscheint. Es handelt sich demnach um grau-grünen Schutt. Ein weiterer Unterschied zwischen oberer und unterer Terrasse liegt im Sediment, das bei der älteren Ablagerung reicher an erdigem Feinmaterial erscheint.

Für die Jugendlichkeit der unteren Ablagerung spricht auch deren noch stark welliges Relief. Niederschlagswasser, Vegetation, Bodenfrost u. dgl. konnten es noch nicht so weit ausgleichen und verflachen wie die ältere, als spätdaunzeitlich anzusehende Aufschüttung. Innerhalb dieser grau-grünen Flächen verläuft, stellenweise fast 200 m breit, der rezente Murstrom. Ihn kennzeichnen sehr große Geschiebe, erhebliche Auswaschung und Zerrfurchung durch Schmelzwässer aus den Gletschern des Hintergrundes. Oberhalb „Im Loch“ schneidet er 4 bis 5 m tief unmittelbar in die älteste Erosionsterrasse ein und greift deren Ränder scharf an. Aus alledem geht hervor, daß die Natur des Murganges vorwiegend Zerschneidung und Zerstörung schon abgelagerter Schuttkörper ist. Allerdings ist gerade im Kleinen Ahornboden auch Aufschüttung durch Neuschuttanfall aus den Wänden mit im Spiele, was die große Breite und das stellenweise Übertreten der jungen, weißen Geschiebemassen auf ältere Flächen bedingt.

Alles in allem betrachtet, bildet sich auch hier sehr schön die Aufeinanderfolge im Entwicklungsgang des rezenten Schuttes ab: Hauptaufschüttung nach dem Daun-Rückzugsstadium; Beruhigung dieser Ablagerung während der Postglazialen Wärmezeit, gleichzeitige reiche Begrünung (Bewaldung), aber auch erste Zerschneidung des Schuttkörpers durch geschiebefreies, bzw. -armes Wasser; daraufhin nachwärmezeitlicher, wahrscheinlich fernauzeitlicher Neuschuttanfall und Einstürzen von großen Geschiebemassen in die wärmezeitlichen Gräben.

## DIE TALSOHLENAUFSCHÜTTUNGEN

### I. Formenkunde, Bewuchs, Verbreitung

Der Name sagt uns schon, was diese Ablagerung darstellt und wo sie zu finden ist. Es sind die Schuttausfüllungen unserer Gebirgstäler, geschaffen durch die taleigenen Bäche oder Flüsse. Wir können sie daher auch Eigenflüßaufschüttungen nennen. Sie nehmen im Bereich der vier Ketten des Karwendelgebirges (Begehungsbereich) 11,86 km<sup>2</sup> Fläche ein, das sind 9,5 Prozent der gesamten, 129,92 km<sup>2</sup> ausmachenden Schuttfläche unseres Raumes, mithin ein beträchtlicher Anteil. Die Talsohlenaufschüttungen besitzen meist sehr schlichte Reliefformen. Unterstrichen wird diese Eigenschaft dadurch, daß sie sich von den begleitenden, mehr oder minder steilen Talflanken als scharf begrenzte ebene Fläche herausheben. Die Talflanken unterteufen die alluvialen Aufschüttungen, stellenweise ragen auch anstehende Felsinseln aus dem Schotter heraus, was jedoch nur ganz am Rande der

Talsole zu beobachten ist, ein Hinweis auf die oft beträchtlichen Tiefen der Schüttungsmassen. Das Profil zeigt uns also schon bei bloßem Ansehen die Eigenart der Talaufschüttungen. Ihrem fluviatilen Charakter entsprechend, besteht das Material aus Geschieben, Sand und auch Schlamm, wovon der letztere den Auenlehm bildet.

Weiterhin sind die Talaufschüttungen ausgezeichnet durch die Vorliebe, mit welcher die Vegetation auf ihnen Fuß faßt. Es ist nicht nur die tiefe Lage, welche klimatische Gunstfaktoren mit sich bringt, sondern es ist vor allem der Boden, welcher der Pflanzenbesiedlung entgegenkommt, einmal durch den Zustand weitgehendster Aufarbeitung der Gesteinstrümmer, zum anderen durch seine relative Ruhe, in der er, einmal gebildet, verhartet und die nur durch seltene Überschwemmungen oder Vermurungen gestört werden kann.

Dies ergibt, daß von den 11,86 km<sup>2</sup> Fläche, welche von den Talsohlenaufschüttungen im Beobachtungsraume eingenommen werden, über vier Fünftel von Wald und Rodungsflächen bedeckt sind. Weitere 11 Prozent der Fläche tragen Niederwuchs, also entweder eine Grasnarbe oder niedrige krautige und strauchige Pflanzen. Mit 3 Prozent ist das Krummholz an der Vegetationsdecke der Talauen beteiligt und nur 4 Prozent sind völlig vegetationslos, was bei dem geringen Wert des Bodens — weit über die Hälfte der Karwendel-Schuttmassen bestehen allein aus dem sterilen Wettersteinkalk — als sehr wenig anzusehen ist.

Im Verhältnis zu den Schutthalden als den primären Schuttlagerstätten und den großen Schwemmkegeln an der Peripherie des Gebirges nehmen sie eine wichtige verbindende Rolle ein. Alles Material, das die Schwemmkegel aufbaut, muß einst auch im Verbande einer Talsohlenablagerung vorgekommen sein.

Wie steht es nun mit der Verbreitung der Talsohlenaufschüttungen? Neben der heutigen Inntalau, welche jedoch nicht näher in das Blickfeld unserer Betrachtung gezogen werden soll, befindet sich die größte im Raume von Scharnitz mit einem Areal von 2,4 km<sup>2</sup> und einer mittleren Breite von einem halben Kilometer.

Bemerkenswert sind auch die großen Talböden in den nordöstlichen Ausläufern des Karwendel-Gebirges, im Johannes-, Laliderer- und Enger Tal, sowie in den Tälern gegen den Achensee hin, welche dieselbe durchschnittliche Breite aufweisen wie die Senke von Scharnitz.

Eigenflüßaufschüttungen finden wir weiters in den gebirgsinneren Längstälern, in jenen großen Furchen also, welche den Kettencharakter des Karwendel-Gebirges so deutlich prägen. Es handelt sich hierbei um die Gleiersch-Samertalfurche, die sich nach Osten über die Pfeis und das Stempeljoch in das Halltal hinein fortsetzt, weiterhin um die Isar-Hinterautal-Furche mit ihrer Fortsetzung nach Osten über das Überschalljoch in das Vomper Loeh und schließlich um die Senken, welche die gewaltigen Nordwände der Karwendel-Hauptkette begleiten, also vom Karwendeltal über Hochalp-



sattel, Spielfußjoch, Hohljoch und Lamsenjoch bis in das Stallental bei Stans im Unterinntal.

Meist erreichen die Längstalsohlen nur wenige Zehner Meter Breite. Nur an wenigen Stellen dehnen sie sich auf 200, 300 und auch 400 m aus. Hingegen nehmen sie der Länge nach aber die größten Ausdehnungen an. Im Gleirsch-Samertal fast 9 km, im Karwendeltal 9 km, im Isar-Hinterautal fast 12 km. Auch die übrigen Talsohlenaufschüttungen sinken in ihrer Länge nie unter 1 km, sind also immer länger als die allerlängsten Schutthalden.

Gelegentlich begegnen wir ihnen auch in den kurzen Nebentälern der Haupttälern, wo sie meist infolge der glazial erweiterten Talschlüsse breiter erscheinen als in den Längstälern. Beispiele hierfür gibt es vor allem im südwestlichen Teil des Gebirges, in der Seefelder Gruppe und nördlich der Solstein-Brandjoch-Gruppe.

Nicht unerwähnt möchte ich bei der Aufzählung der Talsohlenaufschüttungen jene Auflandungen lassen, welche künstlich durch Absperrung von Tälern geschaffen worden sind. Ich meine hier vor allem die Wildbachverbauungssperren unterhalb des Höllkares (Erlspitzgebiet) bei Punkt 1598 m und die Sperren im Schloßbach- und Griesbachbachtal. Besonders die letzteren sind deshalb bedeutungsvoll, weil aus dem hinter dem Stauwerk aufgelandeten Schutt Trinkwasser gewonnen wird (Archiv für Hygiene und Bakteriologie, Band 111, Heft 2, München-Berlin 1933).

## II. Über den Entwicklungsgang der Talsohlenaufschüttungen

Auf den Schwemmkegeln geben uns vor allem die überall zu beobachtenden Zerschneidungsstufen die Anhaltspunkte zur Erforschung der Geschichte dieser Ablagerungen. Auf den Talsohlen sind solche Erscheinungen weniger vollkommen ausgeprägt. Es gibt aber im Karwendel eine Reihe von Beobachtungsstellen, die uns zeigen werden, daß auch die Schuttsedimente der Talsohlen zeitweise eine hypertrophe Entwicklung erfahren haben, nach deren Ende sie wieder der Abtragung unterliegen müssen.

Obwohl die Eigenflüßaufschüttung im Karwendeltal einem besonders starken Wechsel infolge von seitlichen Murschutteinbrüchen unterworfen ist, haben sich an einer Stelle Zerschneidungskanten erhalten, welche für den Entwicklungsgang des rezenten Schuttes charakteristisch sind. Dies ist der Fall kurz unterhalb der Hohen Reise bei ca. 1100 m Höhe.

Unterhalb der Böschung des Fahrweges, welche gleichzeitig die Fußpartie der Halde „Unter den Wänden“ darstellt, breitet sich eine kleine, flache, bewaldete Terrasse aus. Sie verläuft als etwa 25 bis 30 m breiter Streifen zwischen der Kante, welche die Umschüttung des Haldenfußes durch die Talschuttmassen andeutet und zwischen der Kante, mit der unsere Terrasse in Richtung gegen das Bachbett abbricht. Unter dieser letzteren liegt 1 bis 2 m tiefer eine neuerliche flache, teils bewaldete, teils von Wiesenboden bedeckte Terrasse mit ungefähr der gleichen Breite wie die obere. Wieder unterhalb einer 1 bis 2 m hohen Stufe breitet sich eine dritte, tiefste, noch einmal ca. 30 m breite, vegetationsarme Fläche aus, auf welcher der Bach pendelt. Es ist das bei Hochwasser überflutete rezente Bachbett.

Ähnliche Verhältnisse liegen im Großen Ahornboden bei der Eng-Alpe (1217 m) vor. Es handelt sich hier zwar um eine Mur-Talsohle ohne dauernd fließendes Wasser, jedenfalls herrscht aber auch hier die Zweifach-Stufung vor.

Sie ist am deutlichsten 200 m unterhalb der Eng-Alpe. Ein dort angelegtes Grabenprofil würde uns eine tiefste, jung aufgemurte Sohle von 38 m Breite zeigen, die von einem ca. 1 bis 2 m hohen, offenen Steilrandufer begrenzt wird.

Nach außen schließt sich wieder eine Erosionsterrasse an, welche uns diesmal aber in einer anderen Art erscheint als im Karwendeltal. Anstatt einer longitudinal parallel zur Grabenachse verlaufenden Terrasse finden wir nur mehr die aufgeschütteten Außenbögen, die Prallhänge eines alten mäanderartig verlaufenden Bach- oder Murenbettes. Der Boden dieser Mäander liegt also 1 bis 2 m über der rezenten Grabensohle und ist mit einer dichten Grasnarbe bewachsen. Die Bögen haben einen maximalen Durchmesser von 6 m, dann steigt wieder ein Uferrand an. Er ist nur rund 1 m hoch, abgerundet und ebenfalls von der Rasendecke überzogen. Oberhalb dieser Stufe breitet sich das gegenwärtige Talfeld des Großen Ahornbodens mit seinen reichen Weideplätzen aus.

Wir ersehen schon aus dieser Beschreibung, daß gewisse Zusammenhänge mit der Grabenbildung im Karwendeltal bestehen:

Zwei Kanten begrenzen eine Hauptaufschüttung und eine eingeschachtelte Erosionsterrasse, unter der das rezente Bach- oder Murbett als jüngste Einschachtelung auftritt. Die rillenartige Zerkerbung der jüngsten, innersten Einschachtelung rührt von Murüberschußwässern oder sonstigen geschiebefreien periodischen Abflüssen her, die Schuttmasse selbst dürfte infolge ihres frischen Aussehens gegenwärtiger Akkumulation entsprechen.

Den Fall, daß die rezente Murtätigkeit eine wahrscheinlich vorhanden gewesene grau-grüne Einschachtelung innerhalb der Hauptakkumulation zerstört hat und auch deren Ränder noch immer aktiv angreift, finden wir in der Enge des Vomper Loches.

Der heutige Graben ist dort ca. 40 m breit. Bis 2 bis 5 m unterhalb seiner Ränder ist er von jüngsten Murgängen aufgefüllt. Die beiderseits der Grabenränder liegende Aufschüttung ist besonders zwischen „In der Au“ und der „Triefenden Wand“ nur mehr in schmalen Leisten von stellenweise wenigen dm Breite erhalten, so daß der Steig zwischen dem schuttübergossenen Steilhang rechts, der zu den Walderkamp-Nordwänden emporstreicht, und dem Rande des heutigen Murgrabens linker Hand oft kaum Platz findet. Unter diesen Umständen kann man sich vorstellen, daß von einem jüngeren Graben, der noch innerhalb des rezenten gelegen sein muß, keine Ränder mehr vorhanden sein können. Sie müssen zerstört worden sein.

Für uns ist das Vomper Loch aber besonders aus dem Grunde wichtig, weil hier nämlich an einer weiteren Stelle das Alter der Hauptakkumulation festgelegt werden kann. Trotz der tiefen Lage (rund 1100 m) kann an der beschriebenen Stelle kein richtiger Wald aufkommen. Die Schuld daran tragen die Lawinen, welche meist aus den hier erdrückend hoch erscheinenden Nordwänden herniederfahren und jedes höher strebende Pflanzenleben niederschlagen. Was hier wächst, sind höchstens nur wenige Meter hohe, wetterwüchsige zerzauste Fichtenkrüppel, Legföhren und verfilztes Laubbuschwerk. In diesen „Urwald“ haben reihenweise die Lawinen von beiden Talflanken hernieder ge-

schlagen. Wo sie selbst nicht mehr hinreichten, wütete der durch sie erzeugte Luftdruck und hinterließ seine Spuren als Windbruch. Um so mehr wundert es uns, wenn wir in diesem Wirrwarr von schwachstämmigen Bäumen und Gebüsch Wurzelstöcke und völlig vermorschte, halb im Moos und Humus versunkene Stammteile auffinden, die von 50 bis 75 cm dicken Waldriesen herrühren. Wenn diese auch nicht auf der oben beschriebenen, nur wenige dm breiten Leiste östlich „In der Au“ vorkommen, so sind sie doch wesentlich davon und besonders auf der im gleichen Niveau liegenden Fläche westlich des Bockkargrabens sehr häufig. Es muß also im Vomper Loch auch ein hochstämmiger Wald gestanden haben, was nach *H. Gams* letztmalig nur im Mittelalter (Wärmezeit) der Fall gewesen sein kann. Die den heutigen Graben begleitenden Flächenreste können also nur der spätdaunzeitlichen Aufschüttungsperiode entstammen. Der Graben selbst wird der gegenwärtigen Zerschneidung entsprechen, welche auch die innerste Aufschüttung schafft. Eine Fernau-Akkumulation fehlt.

### Schlußwort

In der Frage der nacheiszeitlichen Landschaftsformung in einem der kennzeichnendsten Gebiete der Nördlichen Kalkalpen, dem Karwendel-Gebirge, behandelten wir die Schuttablagerungen und gingen hierbei von den primären Schuttbildungs- und Sammelstellen, den Schutthalden aus. Nach einer Definition der auftretenden Erscheinungsformen und der Klärung der formenkundlichen Hauptfragen wie Profil, Neigungswinkel, Pflanzenbewuchs usw. gingen wir zur Untersuchung der Schutthaldenbildung über.

Wir sonderten vorerst die tektonischen Ursachen der Schuttbildung aus und erkannten, daß zu einem erheblichen Teil die durch mitteltertiäre Landhebungen entstandenen Steilflächen rezenten Schutt abwerfen. In großer Zahl sind im Karwendel-Gebirge auch Quer- und Längsverwerfungen vorhanden, welche Diskontinuitätslinien darstellen, wo die Verwitterung besonders scharf eingreift und große Schuttmassen abreißt. Schon durch *O. Ampferer* wurde im Karwendel-Gebirge auf Wandbildung durch Erosion hingewiesen. Auch diese bedingt die Bildung großer Schutthalden. Die ursprüngliche Anlage von großen Steilflächen wird letzten Endes aber doch auf die Tektonik zurückzuführen sein.

Es schlossen sich Untersuchungen über die Schutthaldenmächtigkeit an, wobei auf die Frage des konvexen Felskernes unter dem Halden-



körper besonders eingegangen wurde. Wir gelangten zu der Ansicht, daß die Gestalt der Haldenbasis im großen und ganzen der glazialen Hohlform entsprechen muß. In diese hinein wurde die Hauptmasse des Schuttes in einem relativ kurzfristigen Sedimentationsgange nach dem Weichen der letzten Stadialgletscher aus den Karen oder Wandbögen, unter denen in der überwiegenden Zahl der Fälle überhaupt bedeutendere Schutthalden bestehen, abgelagert. Erst in postglazialer Zeit konnte offenbar infolge der dann eintretenden Abwitterung durch Spaltenfrost ein konvexer Felskern entstehen, und zwar natürlich nur am obersten Rande der Schutthalden. Die Mächtigkeiten wurden an Aufschlüssen großer Halden mit ca. 20 m gemessen, nicht aufgeschlossene Schuttkomplexe lassen größere Mächtigkeiten als maximal 30 m nicht annehmen.

Der innere Aufbau der Schutthalden zeigt einen deutlichen Horizont der Bodenbildung, das heißt, daß die Schutthaldenoberfläche zeitweise stark von Vegetation befestigt gewesen sein muß. Sichere Anzeichen einer ehemaligen Bewuchsperiode fanden wir unter der rund ein Viertelmeter mächtigen obersten, trockenen Rutschschuttschichte, wo auch die großen Krummholzfelder als Überreste der einstigen reichen Haldenbesiedlung wurzeln.

Sehr wichtige Schlüsse auf die Intensität der Schuttlieferung in der Gegenwart erlaubten die Beobachtungen des heutigen Oberflächenzustandes der Schutthalden. Es fällt gegenwärtig weniger Schutt aus den Wänden an, und die Halden befinden sich dementsprechend in einem Stadium der Abtragung. Aus einer umfassenden regionalen Detailuntersuchung fast aller Karwendelschutthalden und ihrer Umgebung gewannen wir wichtige Erkenntnisse über den Entwicklungsgang des kalkalpinen Schuttsedimentes im Ablaufe der Postglazialzeit. Eine klare Unterscheidung der auftretenden Schuttgenerationen erlaubte die Beobachtung verschiedener Farbtönungen der betreffenden Haldenteile. Wir erkannten weiße = jung bestreute oder fluviatil umgelagerte Schuttpartien, ferner graue oder grau-grüne = angewitterte oder mit Pionieren der Schuttflora angeflogene und schließlich vollständig grüne = von Wald, Legföhren oder dichtem Rasen überwucherte. Alle drückten ein anderes Alter aus.

Während für die Schuttablagerungen im Innerkarwendel im allgemeinen als unterste Altersgrenze mit Sicherheit die Zeit am Ende der Daunphase zutrifft, gaben uns die Schwemmkegel am Gebirgsrande Aufschluß über noch weiter zurückliegende Aufschüttungsperioden. Sie alle waren klimatisch bedingt und jeweils durch eine schuttarme Zeit, die eine Zerschneidung der hypertrophen Ab-

lagerungen mit sich brachte, getrennt. Indes gestaltete sich die absolute Datierung der verschiedenen Aufschüttungs-, Zerschneidungs- und Wiederaufschüttungs-, bzw. Einschachtelungsvorgänge auf den großen Schwemmkegeln sehr problematisch. Es werden noch weitere Arbeiten notwendig sein, um in diese Fragen mehr Licht hineinzubringen. Die einzige absolute Altersbestimmung auf Schuttkörpern erlaubten die Stadialmoränen und die aus der Wärmezeit stammenden Wald-, Legföhren- und dichten Rasenbestände, die in Restvorkommen am Schutt zu finden sind. Vor allem mit ihrer Hilfe gelang es ja, jene Schuttflächen im Gebirgsinneren zu erkennen, welche in der Postglazialen Wärmezeit schon da waren. Auch die Alpenrosen-Waldzeugen und alte Baumstrunkreste leisteten hier wertvolle Dienste. Nach der enddaunzeitlichen großen Haldenbildungsphase müßte in der anschließenden Postglazialen Wärmezeit also eine kräftige vegetative Besiedlung die Schuttflächen erfaßt haben. Gleichzeitig setzte aber Zerschneidung durch schuttarme Gewässer ein. Auch *J. Sölch* (59) datiert die ersten Schuttzerschneidungen in die Zeit des Klimaoptimums nach der Eiszeit. Daraus ergibt sich für die Postglaziale Wärmezeit eine wichtige paläogeographische Folgerung: Wie heute eine offenbar erst beginnende Zerschneidungstendenz die Murbrüche fördert, muß auch die Wärmezeit mit Murbrüchen einhergegangen sein. Neben reicher pflanzlicher Besiedlung wird also die lokale Vegetationszerstörung infolge von Vermurungen das Landschaftsbild bestimmt haben. Nach der Postglazialen Wärmezeit stellten wir als nächste schuttbringende und Vegetationsgrenzen senkende Periode die Fernau-Zeit sicher, unklar erscheint hier noch die Rolle des Klimasturzes im Subatlantikum. Jedenfalls hat sich das Bild der großen Grauschuttmassen in den Kalkalpen erst im Ablaufe der letzten drei bis vier Jahrhunderte so entwickelt, wie wir es gegenwärtig sehen. Nun aber sind sie wieder in eine Zeit vorherrschender Erosion geraten. Heute beschränkt sich die Zerschneidung und Ausräumung meist noch auf die durch den nachwärmezeitlichen Schuttvorstoß entstandenen grau-grünen Flächen, bzw. Einlagerungen innerhalb der wärmezeitlichen Gräben. Mit ihrem Fortschreiten könnte die Erosion aber auch wieder die wärmezeitlich begrünzten Aufschüttungen angreifen, wie dies stellenweise auch schon geschieht.

Für den nachwärmezeitlichen Vegetationsrückgang machten wir vor allem klimatische Ursachen verantwortlich. Es kann nun eingeworfen werden, daß auch der Mensch durch Rodungen daran Schuld trägt. Dagegen ist nichts einzuwenden, so lange den anthropogenen Faktoren nur mithelfende Ausmaße zugesprochen werden.

Bedenken wir nur, an welch unzugänglichen Orten sich überall der die Baumstrünke und Alpenrosen bergende Legföhrenurwald befindet. Auch wenn wir der „postwärmezeitlichen Rodung“ größte Reichweite zuerkennen würden, so müßte die Theorie einer durch Menschenhand verursachten Entwaldung des Hochgebirges doch an der Ubiquität des Waldrückganges scheitern. Die Rodungen mögen wohl die Täler und zugänglicheren Bergflanken allgemein erfaßt haben, nicht aber entlegenste und ausgesetztste Örtlichkeiten, von denen man mit Recht sagen kann: „... die noch keines Menschen Fuß betrat!“

Auch *L. Koegel* (36) bestätigt, daß sich die forstliche Nutzung im Bereich der klimatischen Kampfgebiete nirgendwo schädlich auswirkt. Sein Beobachtungsgebiet, die Ammergauer Berge, sind ein altes königlich-bayrisches Jagdrevier, wo nur geringste Holzschlägerungen erfolgt sind. Auch für das Karwendel-Gebirge trifft ähnliches zu. Es steht heute noch teilweise unter der Hoheit des Herzogs von Coburg. Seine Wälder sind seit alten Zeiten geschont worden. In diesen ungestörten, ursprünglichen Wäldern kann es nur ein Klimasturz fertig gebracht haben, die Maximalwerte des Höhenwachstums der Bäume so universell zu senken.

Die heute überall zu beobachtende zunehmende Aktivität der pflanzlichen Schuttbesiedlung ist ein Anzeiger einer neuen „Wärmezeit“. Auf den steilen Schutthalden konnte sie freilich noch nicht solche Erfolge erzielen wie auf den Schwemmschuttablagerungen, die ruhig und flach daliegen und reich an Schlamm und anderem Feinmaterial sind. Es wurde aber im regionalen Teil auf manche nordseitige Haldenkomplexe hingewiesen, wo auch der sonst so öde starrende Schutt aus der nachwärmezeitlichen Abwitterungsperiode (Fernau-Zeit) einen diffusen grünlichen Hauch aufweist, ja manchmal sogar junge Latschenbüschel trägt.

Diese deutliche Begrünung läßt auch für die künstliche Haldenbesiedlung, die „Biologische Wildbachverbauung“, beste Erfolge erwarten.



## Tabellen-Anhang

## I. Flächen- und Prozentanteile der Schuttarten an der Gesamtfläche des rezenten Schuttes im Beobachtungsraum (ohne Inntalaufschüttung)

| Schuttarten                | km <sup>2</sup> | %            |
|----------------------------|-----------------|--------------|
| Schutthalden und Murhalden | 58,65           | 45,1         |
| Rinnenartige Schuttflächen | 14,99           | 11,5         |
| Bergsturablagerungen       | 0,84            | 0,6          |
| Alte Hangschuttfüße        | 7,37            | 5,7          |
| Talsolehenaufschüttungen   | 11,86           | 9,4          |
| Schwemmkegel               | 19,10           | 14,6         |
| Murschuttkegel             | 17,11           | 13,1         |
|                            | <u>129,92</u>   | <u>100,0</u> |

## II. Petrographische Zusammensetzung der Karwendel-Schuttkörper

in Prozent der Gesamtschuttfläche

|                                         |              |
|-----------------------------------------|--------------|
| Zentralalpine Geschiebe . . . . .       | 2,9          |
| Buntsandstein . . . . .                 | 0,2          |
| Reichenhaller Schichten . . . . .       | 3,0          |
| Muschelkalk . . . . .                   | 4,0          |
| Partnach- und Wettersteinkalk . . . . . | 68,3         |
| Wettersteindolomit . . . . .            | 0,3          |
| Raibler Schichten . . . . .             | 4,0          |
| Hauptdolomit . . . . .                  | 16,5         |
| Plattenkalk . . . . .                   | 0,2          |
| Aptychen-Schichten . . . . .            | 0,3          |
| Lias-Kalke . . . . .                    | 0,2          |
| Breccien . . . . .                      | 0,1          |
|                                         | <u>100,0</u> |

## III. Prozentanteile der verschiedenen Vegetationsarten an den einzelnen Schuttarten

| Schuttarten                         | km <sup>2</sup> | W. u. R.           | Kr.<br>in Prozenten  | N.   | vl.  |
|-------------------------------------|-----------------|--------------------|----------------------|------|------|
| Schutthalden u. Murhalden           | 58,65           | 3,8                | 19,2                 | 15,4 | 61,6 |
| Rinnenartige Schuttflächen          | 14,99           | 1,3                | 7,7                  | 11,0 | 80,0 |
| Bergsturablagerungen                | 0,84            | 50,0<br>(schütter) | 50,0                 | —    | —    |
| Alte Hangschuttfüße                 | 7,37            | 69,5               | 21,4                 | 6,1  | 3,0  |
| Talsolehenaufschüttungen            | 11,86           | 82,0               | 3,0                  | 11,0 | 4,0  |
| Schwemmkegel                        | 19,10           | 97,7               | 1,1                  | 0,5  | 0,7  |
| Murschuttkegel                      | 17,11           | 79,6               | 5,1                  | 6,3  | 9,0  |
| W. u. R. = Wald- und Rodungsflächen |                 |                    | Kr. = Krummholz      |      |      |
| N. = Niederwuchs <sup>1</sup>       |                 |                    | vl. = vegetationslos |      |      |

<sup>1</sup> Unter „Niederwuchs“ möchte ich die Rasendecke, die Rhododendreten, Vaccineten und sonstige niedrig wachsende Vertreter der Alpenflora verstehen.