

Wissenschaftliche Alpenvereinshefte  
Heft 25

Gemeinsam herausgegeben von den Hauptausschüssen  
des Deutschen und des Österreichischen Alpenvereins

---

# Bergstürze in den Alpen

ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen

von

Gerhard Abele

73 Abbildungen, 3 Karten und 4 Tabellen  
MÜNCHEN 1974

**Als Habilitationsschrift auf Empfehlung der Fakultät für Bio- und Geowissenschaften der Universität  
Karlsruhe gedruckt mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft.  
Drucktechnische Gesamtausführung bei Henning Wocke, 75 Karlsruhe 41, Killisfeldstraße 51**

# Inhalt

	Seite
Vorwort	
1. <b>Aufgabenstellung</b> . . . . .	1
2. <b>Die Erforschung der Bergstürze</b> . . . . .	2
3. <b>Die Definition der Bergstürze</b> . . . . .	4
4. <b>Die Verbreitung der Bergstürze</b> . . . . .	5
5. <b>Form und Maß der Bergstürze</b> . . . . .	12
5.1. <b>Das Abbruchsgebiet</b> . . . . .	13
5.1.1. Die ursprüngliche Hangoberfläche . . . . .	13
5.1.1.1. Die ursprünglichen Hangwinkel . . . . .	14
5.1.2. Die Gestalt der Abbruchsgebiete . . . . .	15
5.1.3. Die Maße der Abbruchsgebiete . . . . .	17
5.1.4. Das Volumen der Bergstürze . . . . .	21
5.2. <b>Das Ablagerungsgebiet</b> . . . . .	23
5.2.1. Die formale Typisierung der Ablagerungsgebiete . . . . .	23
5.2.1.1. Das Verhältnis der Bergsturzkörper zur Vorform . . . . .	24
5.2.1.2. Der Ausbreitungsgrad der Trümmer . . . . .	25
5.2.1.3. Die Ausläufer der Bergstürze . . . . .	27
5.2.2. Die Länge der Ablagerungsgebiete . . . . .	27
5.2.3. Die Rückenböschung der Bergstürze . . . . .	30
5.2.4. Die Fläche der Bergstürze . . . . .	30
5.2.5. Die maximale, durchschnittliche und relative Mächtigkeit der Bergstürze . . . . .	32
5.3. <b>Die Bergsturzfahrbahn</b> . . . . .	38
5.3.1. Die Gestalt der Fahrbahn . . . . .	38
5.3.2. Das Lageverhältnis der Bergsturzhaupthauptmasse zum Abbruchsgebiet . . . . .	38
5.3.3. Die Fahrbahnlänge . . . . .	39
5.3.4. Der Fahrböschungswinkel . . . . .	44
5.3.5. Die Streuung . . . . .	46
6. <b>Das Bergsturzmateri al</b> . . . . .	49
6.1. <b>Die Gesteinsbeschaffenheit und ihr Einfluß auf die Häufigkeit und Größe der Bergstürze</b> . . . . .	49
6.2. <b>Der Zerfall der Bergsturzscho llen bei der Talfahrt</b> . . . . .	51
6.2.1. Die horizontale Größensortierung der Trümmer . . . . .	54
6.2.2. Die vertikale Sonderung der Trümmer . . . . .	55
6.3. <b>Das von den Bergstürzen mitgeschleppte Fremdmaterial</b> . . . . .	57
6.3.1. Die Bergsturzf racht . . . . .	57
6.3.2. Der Bergsturzs churf . . . . .	57
7. <b>Die Ursache und Auslösung der Bergstürze</b> . . . . .	59
7.1. <b>Die internen Ursachen</b> . . . . .	59
7.2. <b>Die externen Ursachen</b> . . . . .	61
7.3. <b>Die Auslösung der Bergstürze</b> . . . . .	62
8. <b>Die Ablösung der Bergstürze</b> . . . . .	65
9. <b>Die schnelle Talfahrt der Bergstürze</b> . . . . .	65
9.1. <b>Die Dauer und Geschwindigkeit der Bergstürze</b> . . . . .	65
9.2. <b>Theorien zur Kinematik der Bergstürze</b> . . . . .	66
10. <b>Die Ablagerung der Bergstürze</b> . . . . .	67

10.1.	<b>Die Ablagerungsformen der Bergstürze</b> . . . . .	67
10.1.1.	Das Querprofil . . . . .	67
10.1.1.1.	Das konvexe Querprofil . . . . .	67
10.1.1.2.	Das konkave Querprofil . . . . .	69
10.1.1.3.	Die Abhängigkeit des Querprofils von den Gefällsverhältnissen . . . . .	73
10.1.2.	Das Längsprofil . . . . .	75
10.1.2.1.	Das gewellte Längsprofil . . . . .	75
10.1.2.2.	Das gestufte Längsprofil . . . . .	75
10.1.2.3.	Die Abhängigkeit des Längsprofils von den Gefällsverhältnissen . . . . .	75
10.2.	<b>Versuch einer Erklärung der Ablagerungsformen</b> . . . . .	76
10.2.1.	Die Formbildung durch differentielle Bewegung zwischen den unteren und oberen Partien . . . . .	77
10.2.2.	Die Formbildung durch differentielle Bewegung zwischen den randlichen und mittleren Partien . . . . .	78
10.2.3.	Die Formbildung durch differentielle Bewegung zwischen den distalen und proximalen Partien . . . . .	78
10.3.	<b>Rückschlüsse von der Konfiguration der Bergsturzablagerungen auf die Bergsturzmekhanik</b> . . . . .	80
10.3.1.	Der Bewegungstyp . . . . .	80
10.3.1.1.	Hinweise auf Blockbewegung bzw. differentielle Blockbewegung . . . . .	80
10.3.1.2.	Hinweise auf Fluidalbewegung . . . . .	81
10.3.2.	Die den Bewegungstyp beeinflussenden Faktoren . . . . .	81
10.3.3.	Der Bewegungsablauf der Bergstürze . . . . .	83
11.	<b>Die Datierung der Bergstürze</b> . . . . .	85
11.1.	<b>Die Datierungsmethoden</b> . . . . .	85
11.2.	<b>Chronologie der Bergstürze</b> . . . . .	88
11.2.1.	Pleistozäne (v. a. spätglaziale) Bergstürze . . . . .	89
11.2.2.	Die postglazial-prähistorischen Bergstürze . . . . .	90
11.2.3.	die historischen Berg- und Felsstürze . . . . .	90
11.3.	<b>Die Mehrphasigkeit der Bergstürze</b> . . . . .	90
12.	<b>Die nachträgliche Umgestaltung der Bergstürze</b> . . . . .	92
12.1.	<b>Die Umlagerung der Bergsturzmassen</b> . . . . .	92
12.1.1.	Die vertikale Umlagerung . . . . .	92
12.1.2.	Die horizontale Umlagerung . . . . .	93
12.2.	<b>Die Wirkung der Verwitterung und Denudation an der Bergsturzoberfläche</b> . . . . .	94
12.3.	<b>Die fluviatile Umgestaltung der Bergstürze</b> . . . . .	94
12.4.	<b>Die glaziale Umgestaltung der Bergstürze</b> . . . . .	96
12.4.1.	Die Bergsturzmoränen . . . . .	96
12.4.1.1.	Die Bergsturzmoränenwälle . . . . .	97
12.4.1.2.	Die Bergsturzmoränendecken . . . . .	104
12.4.2.	Das Bergsturztoteisrelief . . . . .	110
12.4.2.1.	Das Relief der auf Toteis oder wenig bewegtes Eis niedergegangenen Trümmernmassen . . . . .	110
12.4.2.2.	Das Relief der Fels-Eis-Trümmerströme . . . . .	114
12.4.3.	Das glaziale Erosionsrelief der Bergstürze . . . . .	115
12.5.	<b>Die Tomalandschaft</b> . . . . .	119
13.	<b>Die physisch-geographischen Folgen der Bergstürze</b> . . . . .	120
13.1.	<b>Die Begleiterscheinungen der Bergstürze</b> . . . . .	120

13.2.	<b>Die Folgeerscheinungen der Bergstürze</b> . . . . .	121
13.2.1.	Die Bergsturzseen . . . . .	121
13.2.2.	Die Ausbrüche von Bergsturzstauseen . . . . .	124
13.2.3.	Die Wasserläufe im Bergsturzgebiet . . . . .	125
13.2.4.	Die Verlagerung der Wasserläufe und Wasserscheiden . . . . .	127
13.2.5.	Die Stauböden . . . . .	128
13.2.6.	Die Umlagerungskegel . . . . .	128
13.2.7.	Die Epigenesen . . . . .	129
13.2.8.	Die gegenseitige Beeinflussung der Massenbewegungen . . . . .	131
13.2.9.	Die Bergsturzvegetation unter Berücksichtigung der Bodenbildung und des Lokalklimas . . . . .	133
13.3.	<b>Die bergsturzbedingten Mur- und Flutablagerungen</b> . . . . .	135
14.	<b>Die anthropogeographischen Folgen der Bergstürze</b> . . . . .	141
14.1.	Das Kulturland und die Siedlungen im Bereich der Bergstürze . . . . .	142
14.2.	Die trennende Wirkung der Bergsturzarbarrieren . . . . .	143
14.3.	Die Verwertung des Bergsturzmaterials . . . . .	143
14.4.	Die Elektrizitätsgewinnung im Bereich der Bergsturzarbarrieren . . . . .	144
14.5.	Die Bergstürze als Fremdenverkehrsgebiete . . . . .	144
15.	<b>Das Namensgut der Bergstürze</b> . . . . .	145
16.	<b>Zusammenfassung</b> . . . . .	147
	<b>Summary</b> . . . . .	151
17.	<b>Literatur</b> . . . . .	153

### Abbildungen

(Legende zu Abb. 3–46: s. Klappseite am Ende)

1.	Die Abbruchsrichtungen von sedimentären und kristallinen Bergstürzen sowie verwandten Massenbewegungen in den Alpen (soweit in Tab. 4) . . . . .	11
2.	Die Abbruchsrichtungen von Bergstürzen und verwandten Massenbewegungen (soweit in Tab. 4; regional) . . . . .	11
3.	Der Zusammenhang zwischen dem ursprünglichen Hangwinkel und dem Volumen . . . . .	14
4.	Die Formengruppen der Abbruchsgebiete . . . . .	16
5.	Die Höhenunterschiede zwischen Ober- und Unterkante der Abbruchsgebiete . . . . .	18
6.	Die Breiten der Abbruchsgebiete . . . . .	18
7.	Die Tiefen der Abbruchsgebiete . . . . .	18
8.	Die Flächen der Abbruchsgebiete . . . . .	18
9.	Der Zusammenhang zwischen der relativen Einbuchtung und dem Volumen . . . . .	19
10.	Die Abgleitböschungswinkel . . . . .	20
11.	Die Abgleitböschungswinkel bei talwärtigem Einfallen der Schichten . . . . .	20
12.	Der Zusammenhang zwischen dem Abgleitböschungswinkel und dem Volumen . . . . .	20
13.	Die Bergsturzvolumina . . . . .	22
14.	Der Zusammenhang zwischen dem Volumen und den Formengruppen der Abbruchsgebiete . . . . .	23
15.	Das Verhältnis der Trümmersmassen zur Vorform . . . . .	24
16.	Längsschnitt durch den Eibseebergsturz (41.15) . . . . .	25
17.	Die Ausbreitung der Trümmer im Ablagerungsgebiet . . . . .	26
18.	Die Ausbreitung der Trümmer im Ablagerungsgebiet in Abhängigkeit von der Vorform . . . . .	26
19.	Die Ausläufer . . . . .	27

20. Die Ausläufer in Abhängigkeit vom Volumen . . . . .	28
21. Die Länge der Ablagerungsgebiete . . . . .	28
22. Die Länge der Ablagerungsgebiete in Abhängigkeit vom Volumen . . . . .	29
23. Die Rückenböschung . . . . .	30
24. Die Rückenböschung in Abhängigkeit vom Volumen . . . . .	31
25. Die Flächen der Ablagerungsgebiete . . . . .	32
26. Die maximale Mächtigkeit der Trümmer . . . . .	33
27. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Trümmer . . . . .	33
28. Die relative Mächtigkeit der Trümmer . . . . .	33
29. Die relative Mächtigkeit der Trümmer und ihr Volumen . . . . .	34
30. Die relative Mächtigkeit der Trümmer in Abhängigkeit von der Form der Abbruchsgebiete . . . . .	35
31. Die relative Mächtigkeit der Trümmer in Abhängigkeit von der relativen Ein- buchtung der Abbruchsgebiete . . . . .	36
32. Die relative Mächtigkeit der Trümmer und das Lageverhältnis der Hauptberg- sturzmasse zum Abbruchsgebiet . . . . .	36
33. Die relative Mächtigkeit der Trümmer in Abhängigkeit von der Vorform und der Höhendifferenz der Fahrbahn . . . . .	37
34. Der Zusammenhang zwischen der relativen Mächtigkeit der Trümmer und der Bildung von Ausläufern . . . . .	37
35. Das Lageverhältnis der Haupttrümmersmasse zum Abbruchshang . . . . .	39
36. Das Lageverhältnis der Haupttrümmersmasse zum Abbruchshang in Abhängig- keit vom Volumen . . . . .	39
37. Die Fahrbahnlänge . . . . .	40
38. Die Fahrbahnlänge in Abhängigkeit vom Volumen . . . . .	41
39. Der Zusammenhang zwischen Länge und Höhenunterschied der Fahrbahn sowie dem Volumen . . . . .	42
40. Der Zusammenhang zwischen Länge und Höhenunterschied der Fahrbahn sowie der Vorform . . . . .	43
41. Der Fahrböschungswinkel . . . . .	45
42. Der Fahrböschungswinkel in Abhängigkeit vom Volumen und von der Vorform	45
43. Die Streuung . . . . .	46
44. Der Zusammenhang zwischen Streuung und Volumen sowie den Formen- gruppen der Abbruchsgebiete . . . . .	46
45. Der Zusammenhang zwischen Streuung und Höhendifferenz der Fahrbahn sowie der Vorform . . . . .	47
46. Die Beziehung zwischen Streuung und relativer Einbuchtung des Abbruchs- gebietes . . . . .	48
47. Die petrographische Beschaffenheit und die Flächen der Trümmersmassen . . .	49
48. Die petrographische Beschaffenheit und die Volumina der Trümmersmassen	49
49. Längsschnitt durch die Trümmerslandschaft von Köfels (Ötztal; 52.06) . . . . .	62
50. Konkaves Querprofil beim Bergsturz im Almtal (Totes Gebirge; 44.01), Schnitt beim Gr. Ödsee . . . . .	68
51. Konkaves Querprofil beim Bergsturz von der Becca di Lusenej (Valpelline, Aosta; 64.02), Schnitt oberhalb der Hängetalstufe . . . . .	68
52. Bergsturz am Hintersee (Berchtesgadener Alpen, 43.06) . . . . .	70
53. Längs- und Randwälle der Bergsturzmassen bei Flims (24.11) . . . . .	71
54. Bergsturz von den Diablerets (21.04) . . . . .	74
55. Totalbergsturz (Davos/Graubünden; 34.06) . . . . .	76
56. Bergsturz von Santa Anna (73.08) . . . . .	77
57. Die zeitliche Einordnung und das Volumen der Bergstürze . . . . .	90
58. Die Bergsturzmoränen bei der Alpe Cheggio (65.02) . . . . .	97
59. Der Bergsturz im Almtal (Totes Gebirge; 44.01) . . . . .	99

60. Die zusammengesetzten Bergsturzmoränen beim Karersee (Dolomiten; 75.03)	102
61. Die zusammengesetzten Bergsturzmoränen bei den Weißenfelder Seen (Julische Alpen; 78.01)	103
62. Die Bergsturzmoränendecke der Plaine des Rocailles (im Becken von Bonneville SE Genf; 17.05)	105
63. Die Bergstürze vom Kleinen Rinderhorn (Berner Oberland; 21.08) und am Daubensee (21.07)	108
64. Längsschnitte durch die Bergstürze am Dobratsch (bei Villach, Kärnten; 55.03-06)	111
65. Längsprofil durch den Flimser Bergsturz (24.11)	115
66. Bergsturz von Engelberg (23.02)	117
67. Längsprofil durch den Bergsturz von Sierre (21.13)	118
68. Der Bergsturz am Col de la Madeleine (14.10)	123
69. Bergsturz am Lac Lauvitel (Oisans; 14.05)	126
70. Sackungstreppe bei den Rochers des Fis (17.03)	130
71. Die Bergstürze am Ober- und Hasensee (24.03/05)	132
72. Die Bergstürze von Flims (24.11), Reichenau/Rhazüns (24.18/19) und Ems (24.20)	138
73. Längsprofil durch die Vorderrheinschlucht (24.11 u. 24.18/19)	139

Klappseite am Ende: Legende zu Abb. 3-46

### Tabellen

1. Zahl der kartierten Bergstürze (über 1 km <sup>2</sup> ) in den verschiedenen Alpenteilen	168
2. Fläche der kartierten Bergstürze (über 1 km <sup>2</sup> ) in den verschiedenen Alpenteilen	169
3. Formen der Bergsturz-Abbruchgebiete	170
4. Lage und Abmessungen der kartierten Massenbewegungen sowie Literaturhinweise und Register	171

### Bildteil

199-230

### Karten (s. Tasche)

1. Die Abbruchgebiete von Bergstürzen und verwandten Erscheinungen in den Alpen
2. Die Fläche der Ablagerungsgebiete von Bergstürzen in den Alpen
3. Das Volumen von Bergstürzen in den Alpen

## Vorwort

Die ersten Anregungen zu einer Untersuchung der Bergstürze erhielt der Verfasser während eines Studiensemesters an der Universität Innsbruck durch Herrn Professor Kinzl. Große Förderung erfuhr die Arbeit durch viele Besprechungen sowie mehrere Exkursionen und Geländebegehungen mit den Herren Professoren Leidlmair (Innsbruck) und Heuberger (Innsbruck/München), denen ich hier bestens danken möchte. Herrn Professor Wirthmann (Karlsruhe) schulde ich besonderen Dank für sein großes Verständnis, das er dem Fortgang der Arbeit entgegengebracht hat, insbesondere auch für die Freistellung zu den Geländeaufenthalten und die Entlastung vom Institutsbetrieb bei der Abfassung der Arbeit. Mannigfache Anregungen erhielt der Verfasser durch viele Gespräche mit den Fachkollegen des Geologischen und Geographischen Instituts sowie des Instituts für Boden- und Felsmechanik an der Universität Karlsruhe, insbesondere den Herren Professoren Bartels, Illies, Maurin, L. Müller, Herrn Dr. Stellrecht und nicht zuletzt vielen Assistenten und Mitarbeitern dieser Institute. Bei Besuchen in den geologischen und geographischen Instituten der Universitäten Padua, Turin, Nizza, Grenoble, Bern, Zürich, Innsbruck, Graz, Wien und München, bei den Luftbildstellen der Eidgenössischen Landestopographie in Wabern bei Bern und der Tiroler Landesregierung in Innsbruck sowie in der Geologischen Bundesanstalt in Wien fand der Verfasser überall großes Entgegenkommen. In diesem Zusammenhang sei vor allem den Herren Prof. Castiglioni, Prof. Morandini (Padua), Julian (Nizza), Dr. Hannß (Grenoble/Tübingen), Dr. H. Slupetzky (Salzburg) und Dr. Fischer (Wien) gedankt. Schriftliche Auskünfte wurden vom Geographischen Institut der Universität Ljubljana und vom Geologischen Institut der Universität Bologna eingeholt. Für die kartographische und zeichnerische Darstellung danke ich Herrn Ing. Oelmann sowie den Herren Eibelshäuser und Schellbach. Mein herzlicher Dank gilt vor allem meiner Frau für die fachliche und technische Hilfe bei der Kartierung im Gelände und bei der Abfassung der Arbeit.

Die Untersuchungen wurden von der Deutschen Forschungsgemeinschaft durch ein großzügiges Habilitanden- und Reisestipendium unterstützt, wofür ich hier meinen verbindlichsten Dank aussprechen möchte. Dank schulde ich außerdem der Kartographischen Anstalt Freytag-Berndt u. Artaria KG, Wien, für die Überlassung zweier Astralonkopien der Alpenkarte 1 : 2,5 Mio. (Flußnetz und Schummerung) und die Genehmigung, diese Grundkarten bei der Veröffentlichung zu verwenden.

Die Arbeit wurde im Jahre 1971 als Habilitationsschrift fertiggestellt.

## 1. Aufgabenstellung

Die kleinhügeligen Trümmerlandschaften der Bergstürze gehören zu den auffallenden morphologischen Erscheinungen vieler Alpentäler. Dementsprechend werden sie in einer großen Zahl von Einzelarbeiten beschrieben, fast durchweg jedoch in regional beschränktem Rahmen und im Zusammenhang mit anderen geologischen und geomorphologischen Problemen. Die zusammenfassende Arbeit von HEIM (1932), in der vor allem die Schweizer Bergstürze berücksichtigt werden, und die Aufzählung der historischen Massenbewegungen von MONTANDON (1933) bilden hier die einzigen Ausnahmen. Durch diese isolierte Behandlung gingen viele interessante Beobachtungen von allgemeiner Bedeutung unter oder wurden umgekehrt viele wichtige Gesetzmäßigkeiten am Einzelbeispiel übersehen.

Es ist daher eine dankbare Aufgabe, eine Zusammenschau von Bergstürzen in den Alpen unter dem Blickwinkel der Geomorphologie zu versuchen. Allerdings wäre es vermessen, zum jetzigen Zeitpunkt eine Untersuchung sämtlicher alpiner Bergstürze darbieten zu wollen. Der Titel dieser Schrift lautet daher „Bergstürze in den Alpen“ und nicht „Die Bergstürze der Alpen“. Hinweise auf hier nicht erwähnte Bergstürze nimmt der Verfasser dankbar entgegen. Auch soll hier weniger eine qualitative Untersuchung einer größeren Zahl von Einzelbergstürzen, als vielmehr ein quantitativer Vergleich möglichst vieler Trümmerlandschaften vorgenommen werden. Vier Aufgaben stehen dabei im Vordergrund:

1. Die Aufnahme einer Verbreitungskarte der kartierten Bergstürze in den Alpen, um die Abhängigkeit dieser Massenbewegungen von Relief, Petrographie und Gebirgsbau herausstellen zu können.
2. Die quantitative Erfassung der Bergstürze und ihres Formenschatzes. Dabei sollen die verschiedenen Maßangaben, wie z. B. Fahrbahnlänge, Fahr- und Rückenböschung, Fläche, Streuung und Volumen, zueinander in Beziehung gebracht werden. Während die seitherigen Untersuchungen ihre Ergebnisse fast durchweg von Einzelbeispielen ableiteten, wird hier versucht, durch statistischen Vergleich einer Vielzahl von Massenbewegungen bergsturzmechanische Gesetzmäßigkeiten herauszustellen.
3. Eine Untersuchung des bergsturzmechanisch bestimmten und durch nachträgliche Umgestaltung geprägten Formenschatzes der Trümmerlandschaften.
4. Die Erfassung der Begleit- und Folgeerscheinungen der Bergstürze.

Auf Grund der geographischen Fragestellung werden bei Bergsturzmaterial, Kinematik und anderen geologischen oder felsmechanischen Problemen vor allem die Aspekte behandelt, die für Verbreitung und Morphologie der Bergstürze von Bedeutung sind.

Die ursprüngliche Absicht des Verfassers, die nur nach allgemeinen Gesichtspunkten geordnete Untersuchung durch einen regionalen Teil, in dem die Einzelbergstürze behandelt werden, zu ergänzen, mußte leider aufgegeben werden, da sonst die Arbeit zu umfangreich geworden wäre. Bei einer Typisierung der Bergstürze und einer Besprechung der einzelnen Trümmerlandschaften im Rahmen der dadurch ausgeschiedenen Gruppen hätte zwar die allgemeine und regionale Darstellung kombiniert werden können; dies wäre aber nicht sinnvoll gewesen, zu mannigfaltig sind die mit dem Niedergang der Bergstürze zusammenhängenden Erscheinungen.

## 2. Die Erforschung der Bergstürze

Die Bergstürze gehören, wie die Vulkanausbrüche, zu den geologisch-morphologischen Vorgängen, die schon früh die Aufmerksamkeit auf sich gezogen haben. Dies überrascht nicht, denn im Gegensatz zu den übrigen meist langsam verlaufenden geologischen und morphologischen Prozessen fallen sie durch ihren raschen Niedergang und durch die von ihnen verursachten Zerstörungen in besonderem Maße auf.

Ihren entscheidenden Anstoß erhielt die Erforschung der Bergstürze in den Alpen. In diesem dicht besiedelten Hochgebirge kamen die Menschen sehr häufig mit den Bergstürzen und deren Begleit- und Folgekatastrophen in Berührung. Von den durch historische Quellen belegten großen Massenbewegungen seien hier nur die von Tauredunum (unteres Wallis, Örtlichkeit nicht genau bekannt, 563 n. Chr.), der Nachsturz der Lavini di Marco (74.02<sup>1</sup>; 833 n. Chr.), der Bergsturz vom Mont Granier (17.01; 1248 n. Chr.), der Nachsturz vom Dobratsch (55.05 und/oder 06; 1348 n. Chr.) und die Katastrophe von Plurs (66.02; 1618 n. Chr.) erwähnt <sup>2</sup>.

Frühe wissenschaftliche Darstellungen stammen von BERTRAND (1757), der vor allem den Bezug der Bergstürze zu den Erdbeben herausstellt, und BEAUMONT (1806), der im Rahmen seiner Landesbeschreibung von Savoyen mehrere historische Bergstürze und Rutschungen aufführt (Abimes de Myans, 17.01; Rocher des Fis, 17.03; Viu en Salla bzw. Bogève 18.02 und Centron). Die Bergsturzkatastrophe von Goldau (24.01) wurde von ZAY (1807) ausführlich beschrieben. ESCHER (1807) gibt eine erste Zusammenstellung der historischen Berg- und Felsstürze in der Schweiz. Im Rahmen seiner „Geschichte der durch Überlieferung nachgewiesenen natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche“ behandelt HOFF (1834) auch die Bergsturzkatastrophen in den Alpen. In SCHAUBACHS Werk „Die Deutschen Alpen“ (1845-47) werden viele ostalpine Trümmerlandschaften erwähnt. Eine erste systematische Behandlung der Bergstürze stammt von BALTZER (1874/75 und 1880).

Ende des vorigen Jahrhunderts erfuhr die Erforschung der Bergstürze einen gewaltigen Aufschwung. Dies geschah v. a. unter dem Eindruck der Katastrophe von Elm (24.10) im Jahre 1881. Von geologischer Seite waren es ALBERT HEIM und seine Schüler, die in den folgenden Jahren die Bergstürze der Schweiz in hervorragender Weise beschrieben (BUSS u. HEIM 1881, HEIM 1882 a, b, c, 1882/83 u. 1891; W. STAUB 1908/10; OBERHOLZER 1900, 1933; ARBENZ 1911, 1913, 1934; GLASER 1926; zu erwähnen sind außerdem GERLACH 1883 und insbesondere TARNUZZER 1895/96, 1897/98, 1898/99, 1901). HEIM gab in seiner „Geologie der Schweiz“ (1921) und v. a. in „Bergsturz und Menschenleben“ (1932) eine eindrucksvolle Zusammenfassung des damaligen Forschungsstandes.

Außerhalb der Schweiz wurden die Bergstürze nur in wenigen Fällen in regionaler Zusammenschau behandelt. Unter den älteren Werken sind es für den Bereich der Ostalpen die Arbeiten von TARAMELLI (1881), BÖHM (1886), NEUMAYR (1889), DAMIAN (1890, 1891), BLAAS (1902) und STINY (1908). Von SCHWINNER (1912) stammt eine ausführliche Darstellung der Bergstürze in der Brentagruppe und darüber hinaus ein umfangreiches bibliographisches Verzeichnis der Bergstürze der südlichen Ostalpen. Bibliographische Angaben über die historischen Berg- und Felsstürze der Ostalpen gibt auch SRBIK (1937, S. 242f und 245). Regionale Zusammenstellungen der ostalpinen Bergstürze sind in den Arbeiten von KLEBELSBERG (1935; S. 582-587) für Tirol, EXNER (1957, S. 30-39) für die Hohen Tauern und FUGANTI (1969) für Südtirol

---

1 Die hinter den Namen der Massenbewegungen stehenden Zahlen bezeichnen die Gebirgsgruppe (zweistellige Zahl vor dem Punkt) und die fortlaufenden Nummern der einzelnen Massenbewegungen innerhalb der betreffenden Gebirgsgruppe (zweistellige Zahl hinter dem Punkt). Diese Numerierung wird in Text, Abbildungen, Tabellen, Bilderläuterungen und Karten beibehalten.

2 Vgl. MONTANDON 1924 und 1933, S. 280f, PENCK 1886, GUILLOMIN 1937, S. 585, TILL 1907, S. 541-587 und PRESSER 1963.

und das Trentino enthalten. Von MOUGIN (1931, S. 82-101) stammt eine zusammenfassende Darstellung der historischen Bergstürze und Rutschungen in den Französischen Alpen. In der Zusammenstellung von BOURDIER (1961, S. 343f) werden für denselben Bereich auch die prähistorischen Bergstürze einbezogen. Viele Bergstürze aus dem gesamten Alpengebiet werden von PENCK und BRÜCKNER (1901/09) erwähnt. Eine im deutschen Sprachraum bisher fast völlig übersehene Zusammenstellung der historischen Bergsturz-, Rutschungs- und Murkatastrophen der Alpen gibt MONTANDON (1933).

Nach den bahnbrechenden Arbeiten von HEIM ist die Diskussion um die alpinen Bergstürze wieder etwas abgeflaut. Das Interesse der Ingenieurgeologie und Felsmechanik galt weniger den Bergstürzen als vielmehr den langsamen Massenbewegungen, bei deren Erforschung entscheidende Fortschritte gemacht wurden (vgl. u. a. AMPFERER 1939 a, 1940 u. 1941, STINY 1941, JÄCKLI 1957, MÜLLER 1963, CLAR und WEISS 1965, ZISCHINSKY 1966 a, b, 1969, RYBÁŘ 1968 sowie ZÁRUBA und MENCL 1969). Erst durch die Felsgleitung im Vaionttal (76.03), die im Jahre 1963 die Katastrophe von Longarone zur Folge hatte, gewann die Erforschung der schnellen Massenbewegungen wieder an Aktualität (vgl. MÜLLER 1964, 1968; SELLI und TREVISAN 1964, WEISS 1964 und NONVEILLER 1967).

Als zusammenfassende Darstellungen über außeralpine Bergstürze und verwandte Massenbewegungen seien die Arbeiten von ALMAGIA (1907, 1910, 1924), SHARPE (1960) und ZÁRUBA und MENCL (1969) erwähnt. Durch die Bergstürze im Gefolge der Erdbeben von Montana im Jahre 1959, Chile im Jahre 1960 und Alaska im Jahre 1964 fanden die Bergstürze in den außeralpinen Hochgebirgen starke Beachtung (vgl. HADLEY 1964, WEISCHET 1960 a und b, SHREVE 1966, TUTHILL 1966 und FIELD 1968). Großen Auftrieb wird die Untersuchung der katastrophalen Massenbewegungen außerdem durch den gewaltigen Gletscherbergsturz vom Huascarán erhalten, der im Jahre 1970 beim großen peruanischen Erdbeben niederging und unter dem bei Yungay im Santatal viele tausend Menschen begraben wurden (vgl. WELSCH und KINZL 1970, PLAFKER u. a. 1971 und CLUFF 1971).

Die vorliegende Arbeit basiert auf Kartierungen von Berg- und Felsstürzen im gesamten Alpenbereich. Ausgangspunkt war eine Untersuchung von Tiroler und Graubündner Bergstürzen in den Jahren 1961, 1962 und 1965. Mit großzügiger Unterstützung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft war es dem Verfasser möglich, in den Jahren 1968, 1969 und 1970 nahezu sämtliche hier abgehandelten alpinen Bergstürze im Gelände zu untersuchen. Ergänzende Kartierungen erfolgten in den Jahren 1972 und 1973.

Eine bloße Übertragung der in den geologischen Karten verzeichneten Bergstürze auf die Verbreitungskarte ohne Kartierung im Gelände hätte nicht genügt, denn zu verschiedenen wurden dort die Eintragungen vorgenommen. Für einige Teile der Alpen sind noch keine großmaßstäbigen geologischen Karten erschienen (z. B. für verschiedene Gebiete der österreichischen Alpen). Außerdem sind die Bergstürze nicht überall als solche ausgeschieden (z. B. auf den französischen Karten). Auf den italienischen Karten werden die Bergstürze z. T. unter den weiten Oberbegriff „detriti di falda“ gefaßt. Darüber hinaus schwankt die Auslegung des Begriffes „Bergsturz“ oft von Kartenwerk zu Kartenwerk, ja von Autor zu Autor. Am besten kartiert sind die Bergstürze auf den Schweizer geologischen Karten, wo außerdem noch Rutschungen und Sackungen ausgeschieden werden. Allerdings sind auch hier die Grenzen zwischen diesen verschiedenen Massenbewegungen auf den einzelnen Karten unterschiedlich gezogen.

Es war daher notwendig, die Bergstürze im Gelände nach einheitlichen Untersuchungskriterien aufzunehmen. Wegen der Fülle des Materials konnte nicht jede Massenbewegung mit derselben Ausführlichkeit kartiert werden. Im allgemeinen wurden die größeren Bergstürze genauer untersucht als die kleineren. Ein großer Teil des Geländeaufenthaltes diente darüber hinaus der Aufnahme der größten und in ihrer Problematik wohl interessantesten Bergsturzlandschaft der Alpen, die die Massenbewegungen von Flims, Reichenau/Rhazüns und Ems umfaßt (24.11-22).

### 3. Die Definition der Bergstürze

Wird der Begriff „Bergsturz“ für eine Massenbewegung angewandt, so handelt es sich hier – nimmt man den Begriff wörtlich – um eine Übertreibung in doppeltem Sinne (vgl. HEIM 1932, S. 11). Erstens ist es kein Berg<sup>3</sup>, der niedergeht, sondern – selbst bei den größten Massenbewegungen – ein Sturz vom Berge (HEIM). Zweitens handelt es sich nur bei den Fallstürzen (s. S. 65) um Abstürze im eigentlichen Sinne. Die im alpinen Raum sehr häufigen Schlipf„stürze“ (s. S. 65), die sich am Fuße ihrer Gleitbahn oft in einen schußstromartig bewegten Trümmerstrom auflösen, zeigen an keiner Stelle ihrer Fahrbahn eine Sturzbewegung. Der Name „Bergsturz“ wurde von dem am meisten Aufsehen erregenden Bewegungstyp, dem Fallsturz, auf eine große Zahl anderer Massenbewegungen übertragen. HEIM (1932, S. 11 und 16ff) rechnet selbst die langsamen Gleit- und Fließbewegungen zu den Bergstürzen. In diesem Falle ist der Begriff Bergsturz jedoch entschieden zu weit gefaßt.

Da sich der Begriff „Bergsturz“ in der geologischen und geographischen Literatur durchgesetzt hat, soll er trotz seiner Mißverständlichkeit mangels eines besseren Oberbegriffs auch hier beibehalten werden. Allerdings werden – im Gegensatz zur Zuordnung HEIMS – die langsamen Massenbewegungen hierbei nicht eingeschlossen.

Um eine Verbreitungskarte von Bergstürzen entwerfen zu können, ist es zunächst notwendig, den Begriff Bergsturz genauer festzulegen. Dieser soll nur zum Zwecke der vorliegenden Untersuchung definiert werden, und es sei dahingestellt, ob er auch darüber hinaus benutzt werden kann. Eine solche Definition kann nach mehreren Gesichtspunkten vorgenommen werden, da sich die Massenbewegungen nach Größe, Ursache, Bewegungsmechanismus, Geschwindigkeit und Grad des Zerfalls in starkem Maße unterscheiden.

Um die Definition nicht allzusehr durch Einschränkungen zu belasten, sollen Ursache, Bewegungsmechanismus und Grad des Zerfalls keine Rolle spielen<sup>4</sup>. Nur die Größe und die Geschwindigkeit werden als Kriterien herangezogen<sup>5</sup>.

Bei der quantitativen Abgrenzung muß eine willkürliche Schwelle festgesetzt werden: von Bergstürzen soll im Rahmen dieser Untersuchung nur gesprochen werden, wenn sie größer als 1 Mio. m<sup>3</sup> sind oder – da eine Volumenbestimmung nicht überall möglich war – ihr Ablagerungsgebiet eine Fläche von über 0,1 km<sup>2</sup> bedeckt. Wird keine der beiden Schwellen überschritten, so handelt es sich um Felsstürze, die damit durch ein rein quantitatives Kriterium von den Bergstürzen abgegrenzt sind<sup>6</sup>.

Eine Trennung der Fels- und Bergstürze nach dem Bewegungsmechanismus, wonach die Bergstürze eine schußstromartige Bewegung ausführen, die bei den Felsstürzen fehlen soll, gelingt nicht. Zwar ist dieser Bewegungstyp bei den größeren Volumina eher entwickelt; eine scharfe Grenze ist jedoch keinesfalls zu ziehen, denn die Konfiguration der Ablagerungsgebiete vieler Felsstürze ist nur durch schußstromartige Bewegung zu erklären. So beschreibt HEIM (1932, S. 139) den kleinen Felssturz von Estavayer (Neuenburger See), der bei einem Volumenvon nur ungefähr 25.000 m<sup>3</sup> einen deutlichen Schußstrom lieferte.

Das zweite kennzeichnende Merkmal der Bergstürze ist die hohe Geschwindigkeit. Zu den Bergstürzen sollen nur die Massenbewegungen gezählt werden, die in Sekunden oder wenigen Minuten zutal fahren. Alle übrigen Massenverlagerungen werden den langsamen Massenbewegungen zugerechnet (vgl. ALTMANN 1957/58, S. 63 und 70).

---

3 Eine Bergspitze bzw. ein Bergkamm fuhr nur bei sehr wenigen Bergstürzen zutal (s. S. 13f).

4 Ursache, Bewegungsmechanismus und Auflösungsgrad sind ohnehin bei vielen Massenbewegungen nachträglich nur schwer oder nicht feststellbar.

5 Großes Volumen und hohe Geschwindigkeit waren schon für BALTZER (1880, S. 197) die kennzeichnenden Merkmale der Bergstürze, wenn er diese folgendermaßen definierte: „Bergstürze sind rasche Lageveränderungen größerer Massen an der Außenseite der Gebirge“.

6 Auch ALTMANN (1957/58, S. 65) benutzt den Begriff Felssturz für kleinere, den Begriff Bergsturz für größere Trümmernmassen.

Kombiniert man die beiden bestimmenden Merkmale der Bergstürze – großes Volumen und hohe Geschwindigkeit – so ergibt sich folgende Definition: *Bergstürze sind Fels- und Schuttbewegungen, die mit hoher Geschwindigkeit (in Sekunden oder wenigen Minuten) aus Bergflanken niedergehen und im Ablagerungsgebiet ein Volumen von über 1 Mio. m<sup>3</sup> besitzen oder eine Fläche von über 0,1 km<sup>2</sup> bedecken*<sup>7</sup>.

Der Verfasser ist sich bewußt, daß andere Bezeichnungen wie „schnelle Fels- und Schuttbewegung größeren Ausmaßes“ oder „schnelle Massenbewegung größeren Ausmaßes“ den Sachverhalt besser kennzeichnen würden. Da sie jedoch in der Anwendung zu umständlich sind, können sie die in der geologischen und geographischen Literatur übliche Bezeichnung Bergsturz nicht ersetzen.

#### 4. Die Verbreitung der Bergstürze

Der Entwurf einer Verbreitungskarte der Bergstürze in den Alpen ist derzeit nur näherungsweise möglich. Zu unterschiedlich ist der Forschungsstand in den verschiedenen Gebirgsgruppen. Es ist anzunehmen, daß viele Trümmerlandschaften noch nicht in der Literatur erwähnt sind. Andere sind evtl. an „versteckter Stelle“ aufgeführt, so daß sie dem Verfasser beim Literaturstudium entgingen. Es wurde versucht, durch Kartierungen im Gelände, Studium von geologischen Karten und Luftbildern sowie Befragungen in den geologischen und geographischen Instituten der meisten alpinen und alpennahen Universitäten möglichst viele Bergstürze zusätzlich zu ermitteln.

Daß selbst größere Bergstürze nicht mit Sicherheit in der Literatur erfaßt sind, zeigt das Beispiel der Trümmermassen im Almtal (44.01; 7,5 km<sup>2</sup> Flächenbedeckung), die bisher durchweg als Moräne gedeutet wurden. Auf Grund der besonderen Ablagerungsformen des Schutts nimmt der Verfasser einen Bergsturz an (ABELE 1970 a). Ein weiterer unbekannter Bergsturz größeren Ausmaßes liegt – nach frdl. mdl. Mitt. von Herrn Prof. MAURIN und Herrn Dr. HÖTZL (Karlsruhe) – bei Wildalpen (45.03) nördlich des Hochschwab. Bei Begehungen im Jahre 1972 prüfte der Verfasser die Möglichkeit, ob es sich hier um die nördliche Fortsetzung der von SPENGLER (1926/27, S. 72f) und LICHTENECKER (1929, S. 252) erwähnten Trümmermassen nördlich des Bergzugs Brandstein-Ebenstein handelt. Diese Frage kann jedoch erst bei weiteren Untersuchungen beantwortet werden.

Es gibt sicher weit mehr Bergstürze als bisher bekannt sind. Umgekehrt brauchen nicht alle beschriebenen Bergstürze tatsächlich zu existieren:

So ist es beispielsweise eine alte Streitfrage, ob der Obersee (Berchtesgadener Alpen) im Jahre 1172 tatsächlich durch einen Bergsturz vom Königssee getrennt wurde oder ob es sich bei der die Seen trennenden Schuttmasse um Moräne handelt<sup>8</sup>. Gegen einen Bergsturz derart jungen Alters sprechen hier auf jeden Fall die tiefen Karren auf den Kalkblöcken.

Der von GÜMBEL (1861, S. 823) und KLEBELSBERG (1935, S. 583) erwähnte Bergsturz am Spitzingsee (Brandenberger Tal S des Schliersees) existiert nicht. Der See ist nur in eine glaziale Rundhöckerlandschaft eingebettet, die allerdings in ihrer Morphologie einer Tomalandschaft (s. S. 119) ähnelt. Der Bergsturz, der nach PENCK (1901/09, S. 886) und SCHWINNER (1912, S. 184) den Idrosee (Chiesetal) höher stauen soll, konnte vom Verfasser nicht aufgefunden werden.

In einigen weiteren Fällen ist schwer zu entscheiden, ob es sich bei den Blockmassen um Bergsturzsutt oder Moräne handelt. Als Moräne bezeichnet werden beispielsweise die Trümmer bei Riouperoux (14.08; KILIAN 1911, S. 38; Moräne eines Rückzugsstadiums des Romanche-gletschers) und die Blockmassen um den Taubensee (Schwarzbachwacht; 43.05; PENCK und RICHTER 1885, S. 249). Der Verfasser hält jedoch die Bergsturnatur dieser Schuttkörper für wahrscheinlich.

Wurde das Trümmermaterial vom Eis verfrachtet, so ist es oft auch schwierig, die aus vielen kleineren Felsstürzen zusammengesetzten Moränen von den echten Bergsturzmoränen zu trennen, die durch einen oder auch mehrere Bergstürze gebildet wurden (s. S. 100f; vgl. SCHWEIZER 1968, S. 97f).

<sup>7</sup> In diesem Zusammenhang seien Definitionen des englischen Begriffes „landslide“ angeführt: SHARPE (1960, S. 64) sieht als Kennzeichen der landslides „the perceptible downward sliding or falling of a relatively dry mass of earth, rock or mixture of the two“. Nach ZÁRUBA und MENCL (1969, S. 1) hingegen sind landslides im engeren Sinne „rapid movements of sliding rocks separated from the underlying stationary part of the slope by a definite plane of separation“.

<sup>8</sup> Vgl. GÜMBEL 1861, S. 823; 1894, S. 217; PENCK und RICHTER 1885, S. 251; SCHERZER 1927, S. 88; SCHUSTER 1929, S. 69 und LEBLING 1935.

Blieben in den Trümmerkörpern größere Schollen im Verband, so wird z. T. auch angenommen, daß es sich um Anstehendes handelt.

ARBENZ und STAUB (1910) deuteten die Toma bei Rhäzüns (24.18/19) als zur Wurzelzone der helvetischen Decken gehörend, die hier von den Bündner Schieferen überschoben worden sein soll. In Anlehnung daran hält auch NÄNNY (1946, S. 127) die helvetischen Gesteine im Domleschg (24.18/19) für anstehend. Die Bergsturznatur dieser Trümmermassen wurde von JÄCKLI (1944, S. 6) und CADISCH (1944, S. 410f) sowie NABHOLZ (1954) und REMENYIK (1959) erkannt. Im mächtigen Trümmerkörper von Flims (24.11) sah AMPFERER (1934 a, b) einen tektonischen Mylonit und KRAUS (1945-48) das Produkt einer Stauvergiesung über der nordalpinen Narbe. Als Dislokationsbreccie wird auch die Schuttschwelle Löcherwald-Stotzigen (24.08) von SCHINDLER (1959, S. 94f) bezeichnet. Der Riegel des Maurach bei Köfels (52.06) wurde ebenfalls häufig als Felsschwelle im Anstehenden betrachtet (vgl. u. a. LICHTENECKER 1929, S. 253).

Das wichtigste Argument gegen die Deutung all dieser stark zerrütteten Trümmerkörper als Anstehendes bzw. Dislokationsbreccie lieferten HEIM und OBERHOLZER (1934, S. 516) am Beispiel des Flimser Bergsturzes: Bei Annahme von Dislokationsbreccien ist schwer verständlich, daß die Talabschnitte ober- und unterhalb der Trümmer erosiv ausgeräumt wurden, aber gerade im Bereich der nicht sehr widerständigen Breccien Schwellen, die allenfalls von schmalen Schluchten zerschnitten werden, erhalten blieben.

Nicht nur der Kenntnisstand über die Verbreitung der Bergstürze in den verschiedenen Alpteilen ist unterschiedlich, sondern auch die Bearbeitung der Einzelbergstürze. Angaben über Abbruchsrichtung, Fläche und Volumen, die für die Verbreitungskarten notwendig sind, liegen bei weitem nicht für alle Bergstürze vor. Dasselbe gilt für die übrigen Abmessungen, die für die Bergsturzstatistik (s. Tab. 4) von Bedeutung sind. Um bei allen Bergstürzen, die dem Verfasser bekannt wurden, zumindest die Flächen angeben zu können und um bei möglichst vielen Bergstürzen auch die übrigen Abmessungen (v. a. die Volumenangaben) nach einheitlichen Kriterien zu erheben, war es notwendig, die in Karte und Statistik aufgenommenen Trümmerlandschaften zu kartieren.

Insgesamt wurden in der Statistik 279 Massenbewegungen erfaßt. Zieht man davon die langsamen Massenbewegungen (13), die Felsstürze (14) und die zweifelhaften Fälle (66)<sup>9</sup> ab, so bleiben 186 Bergstürze übrig.

Nicht im Gelände aufgenommen, sondern nur aus Literatur, Karte und/oder Luftbild ermittelt wurden die Daten bei folgenden in der Statistik berücksichtigten Massenbewegungen: Kleiner Spannort (23.05), Ahornenäpli (24.02), Muot Selvas (35.02), Muot da Crasta (35.03) und Varella (75.16). Umgekehrt wurden die Bergstürze von der Cima di Saoseo (35.04), bei der Alp Serin (21.28) und bei Wildalpen (45.03) sowie die Massenbewegung am Lago Palù (35.06) zwar im Gelände besucht, aber nicht mehr in die Statistik eingearbeitet. Nicht besucht und nicht in die Statistik aufgenommen wurden die Berg- und Felsstürze am Warmatsgundsee (Allgäu, vgl. GEISTBECK 1885, S. 46 und BÖHM 1886, S. 633), unter der unteren Angerer Hütte (Allgäuer Alpen; vgl. PONTOPPIDAN 1911, S. 7), im Hägerauer Wald (Lechtal; vgl. HANIEL 1929, S. 25), am Garnerasee (Vorarlberg; vgl. KOCH 1883, S. 452), vom Rauschberg (bei Ruhpolding; ARLT 1911, S. 358f), am Hallthurmpaß (bei Bad Reichenhall; SCHERZER 1927, S. 43 und SCHUSTER 1929, S. 69) und S Cortina d'Ampezzo (Dolomiten; vgl. KLEBELSBERG 1927).

Die Massenbewegungen wurden in drei Verbreitungskarten eingetragen:

1. Karte der Abbruchgebiete und Abbruchsrichtungen
2. Karte der Bergsturzflächen
3. Karte der Bergsturzvolumina

Die Karte der Abbruchgebiete und Abbruchsrichtungen (s. Karte 1) soll gleichzeitig der topographischen Orientierung und Zuordnung der Massenbewegungen zu den verschiedenen Gebirgsgruppen dienen. Daher werden sämtliche vom Verfasser untersuchten Massenbewegungen unabhängig von ihrer Größe und der Art und Geschwindigkeit ihrer Talfahrt dargestellt. Auch die Abbruchgebiete der im Text nur aus Vergleichsgründen herangezogenen Felsstürze und langsamen Massenbewegungen werden angegeben. Zur besseren Lokalisierung erhält jede Gebirgsgruppe und innerhalb der einzelnen Gebirgsgruppen jedes Abbruchgebiet eine fortlaufende Nummer. Die Signatur kennzeichnet jeweils die Lage des Abbruchsgebiets, wobei die Öffnung des Kreises die Abbruchsrichtung anzeigt. Bei einem Teil der Abbruchgebiete konnte keine

<sup>9</sup> Zu den zweifelhaften Fällen wurden die Massenbewegungen gezählt, bei denen nicht entschieden werden konnte, ob sie schnell oder langsam verliefen.

Abbruchsrichtung angegeben werden, denn deren Ermittlung bereitet häufig Schwierigkeiten.

Nach DAMIAN (1890) und SCHWINNER (1912, S. 181f) glitten beispielsweise die Schuttmassen, die den Molvenosee (73.09) aufstauen, von der Cima Soran im W ab. VENZO (1960, S. 68) und FUGANTI (1969, S. 24) suchen hingegen das Abbruchsgebiet im E. Nach rein morphologischen Kriterien wäre das Volumen von 0,3–0,5 km<sup>3</sup> (Volumenbestimmung von SCHWINNER 1912, S. 176) in den Nischen der westlichen Talflanke eher „unterzubringen“ als im E. Die Bergsturzmassen von Bormio (72.01) stammen nach FURRER (1915 und 1962) aus der Nische an der SW-Flanke der Cima di Reit, nach POZZI und GIORCELLI (1959, S. 55) hingegen vom Monte delle Scale. FURRER (1962, S. 241f) stellt hier mit Recht fest, daß die Bergsturzmasse für die Herkunft vom Monte delle Scale zu groß ist, in der Nische an der Cima di Reit jedoch Platz findet. Schwer zu ermitteln ist auch die Herkunft der Granodiorit-Bergsturzmassen S Habichen und bei Tumpen (52.05), die KLEBELSBERG (1935, S. 583) von der Harmelewand im W bezieht. Auch über den Trümmern im Tragöß-W und E (45.01 und 02) ist keine gut ausgeprägte Abbruchswand oder -nische zu erkennen. Nach SPENGLER (1926–27, S. 72) stammt der Schutt beim Bergsturz im Tragöß-W evtl. von beiden Talseiten, im Tragöß-E von der Messnerin im E.

Bei den Flächen- und Volumenkarten (s. Karte 2 und 3) sowie bei den Tabellen der Zahl und Fläche der Bergstürze in den verschiedenen Alpentteilen (Tab. 1 und 2) wurden die kleineren Bergstürze nicht berücksichtigt. Zu unterschiedlich ist gerade bei diesen kleineren Massenbewegungen der Forschungsstand. Demgegenüber ist anzunehmen, daß die großen Bergstürze, die im allgemeinen im Gelände auffälliger hervortreten, mit größerer Wahrscheinlichkeit erfaßt sind. Die Karten (2 und 3) können zwar auch bei den mittleren und größeren Bergstürzen keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben; dennoch vermögen sie die Verteilung der größeren Bergstürze und vor allem die Bergsturzmaximalgrößen der verschiedenen Gebirgsgruppen aufzuzeigen. Bei den Tabellen (1 und 2) wurden nur die Bergstürze mit einer Flächenbedeckung von über 1 km<sup>2</sup> im Ablagerungsgebiet berücksichtigt. Nur innerhalb dieser Größenklasse lassen sich die verschiedenen Gebirgsteile nach Zahl und Flächenbedeckung der Bergstürze wenigstens größenordnungsmäßig miteinander vergleichen. Da nur bei einem Teil der Bergstürze das Volumen ermittelt werden konnte, mußte leider die Hilfsgröße der Flächenbedeckung als Schwellenwert gewählt werden.

Insgesamt wurden 93 Bergstürze kartiert, die im Ablagerungsgebiet über 1 km<sup>2</sup> Flächenbedeckung erreichen. Diese bedecken zusammen ein Areal von 440 km<sup>2</sup> (2,5 ‰ der Gesamtfläche der Alpen), was knapp der Fläche des Bodensees entspricht. (Zum Vergleich: die 136 kartierten Bergstürze von über 0,5 km<sup>2</sup> Fläche nehmen insgesamt eine Fläche von 470 km<sup>2</sup> ein).

Deutliche Unterschiede in der Bergsturzverteilung<sup>10</sup> zeigen sich sowohl im Quer- als auch im Längsprofil der Alpen. Im Alpenquerschnitt hält sich das Verbreitungsmuster eng an die vier großen petrographischen Zonen:

In den Nördlichen und Südlichen Kalkalpen sind die Bergstürze am häufigsten und ist auch ihre Gesamtfläche am größten (vgl. auch Tab. 1 und 2). Dabei liegen in den Südlichen Kalkalpen mehr Bergstürze als in den Nördlichen Kalkalpen (11,2 gegenüber 6,5 pro 10.000 km<sup>2</sup>). Da sich jedoch in den Nördlichen Kalkalpen mehr größere Bergstürze befinden, ist der Anteil der Bergsturzfläche mit 4,3 ‰ größer als in den Südlichen Kalkalpen mit 3,8 ‰.

Am schwächsten unter den petrographischen Zonen sind die Alten Massive von Bergstürzen besetzt (1,3 Bergstürze pro 10.000 km<sup>2</sup> und 0,2 ‰ der Gesamtfläche). In den kristallinen Zentralalpen bedecken die Bergstürze zwar eine relativ größere Fläche (0,8 ‰) als in den Alten Massiven, doch auch hier stehen sie nach Zahl und Ausdehnung weit hinter den Bergstürzen der Nördlichen und Südlichen Kalkalpen zurück.

Im Alpenlängsschnitt fällt v. a. die Abnahme der Bergsturzdichte und der Bergsturzgesamtfläche gegen die östlichen Ostalpen und gegen die südlichen Westalpen auf. In den südlichen Westalpen mag dies zwar teilweise auf geringere Untersuchungsintensität zurückzuführen sein; größere Bergstürze wären aber auch dort sicher bekannt geworden.

---

<sup>10</sup> Es sei nochmals erwähnt, daß hier nur die Bergstürze von über 1 km<sup>2</sup> Flächenbedeckung erfaßt sind.

In den östlichen Ostalpen ist das starke Zurücktreten der Bergstürze auf die größere Fläche der Zentralalpen im Verhältnis zu den bergsturzanfälligeren Kalkalpen zurückzuführen.

Auch für sich allein genommen zeigen die verschiedenen petrographisch-tektonischen Zonen eine unterschiedliche Bergsturzverteilung im Alpenlängsschnitt: Die Nördlichen Kalkalpen erreichen ihre größte Bergsturzdichte in den Schweizer Kalkalpen, die mit 16,9 % Bergsturzbedeckung der am stärksten von Trümmerlandschaften besetzte Alpenteil sind. Das größte zusammenhängende alpine Bergsturzareal breitet sich hier am Zusammenfluß von Vorder- und Hinterrhein westlich Chur aus (s. S. 10). Groß ist die Bergsturzdichte ferner im unmittelbar benachbarten Glarnerland (vgl. OBERHOLZER 1933) und im Bereich zwischen Kandersteg, der Gemmi und Siders. Die größten Häufungszonen der alpinen Bergstürze und auch die größten Einzelbergstürze der Alpen liegen damit an den beiderseitigen Enden des Aarmassivs. Auf die symmetrische Lage der beiden nach S in das Rhein- bzw. Rhonetal niedergefahrenen großen Massenbewegungen von Siders (21.13) und Flims (24.11) in den axialen Depressionszonen beiderseits des Aarmassivs hat schon R. STAUB (1938, S. 82) hingewiesen. Zusammen mit einzelnen Bergstürzen in der weiteren Umgebung des Vierwaldstätter Sees (v. a. Engelberg; 23.02) ergibt sich somit ein Kranz großer Trümmerlandschaften, der das völlig bergsturzlose Aarmassiv im E, N und W umgibt.

Östlich und westlich der Schweizer Kalkalpen nimmt die Bergsturzfläche und Bergsturzdichte stark ab. Umso auffallender ist die Häufung von größeren Bergstürzen entlang der Linie Eibsee - Fernpaß - Tschirgant - Ötztal bis Köfels, die von den Nordtiroler Kalkalpen auf die Zentralalpen übergreift.

PENCK (1925, S. 225) führte den Niedergang dieser Massenbewegungen auf das Ereignis von Köfels (52.06; nach PENCK: Maarsprengung; vgl. auch S. 61f) zurück. Gegen eine einheitliche Auslösung der Bergstürze spricht jedoch ihre unterschiedliche Datierung (s. S. 63).

Zu einer auffallenden Bergsturzhäufung kommt es auch im Bereich des Hochschwab, wo die beiden Bergstürze im Tragöß (45.01 und 02) in enger Nachbarschaft zur Trümmerlandschaft von Wildalpen (45.03) liegen.

Eine Differenzierung der Bergsturzverteilung in Alpenlängsrichtung ergibt sich auch in den Südlichen Kalkalpen: In den Dolomiten ist die Berg- und Felssturzdichte besonders groß. Dies kommt in den Verbreitungskarten (2 und 3) nur annähernd zum Ausdruck, da die meisten Trümmerkörper die Mindestschwellenwerte nicht überschreiten und auch die Flächen- und Volumengruppen über diesen Schwellenwerten nicht vollständig erfaßt sind. Trotz der großen Bergsturzdichte fehlen aber große Trümmerlandschaften in den Dolomiten. Sie liegen v. a. westlich davon im Etsch- und Sarcatal sowie in der Brentagruppe und außerdem im E und SE am Dobratsch, in den Julischen Alpen und den Venezianer Alpen.

In den Zentralalpen zeigen Teile der Walliser und Tessiner Alpen sowie der Hohen Tauern, v. a. aber die Graubündner und westlichen Tiroler Alpen eine relativ starke Bergsturzbedeckung. In den beiden letzteren Fällen ist dies jedoch v. a. darauf zurückzuführen, daß hier das bergsturzanfälligeres Mesozoikum auf die kristallinen Zentralalpen übergreift (Bergstürze von Parpan-Lenzerheide 34.01, Salouf 34.08, im Obernbergstal 52.08 und bei Bormio 72.01). In den westlichen Tiroler Zentralalpen trägt außerdem die im Vergleich zu anderen kristallinen Bergstürzen besonders große Trümmermasse von Köfels (52.06), auf deren Ausnahmestellung in anderem Zusammenhang eingegangen werden soll (s. S. 61f), zur großen Bergsturzfläche bei.

Im kristallinen Bereich sind die Klufkörper z. T. stärker in sich verzahnt, so daß weniger und kleinere Bergstürze niedergehen. Dies gilt insbesondere für die Gesteine mit schwach ausgeprägter Textur, v. a. für die granitischen Gesteine. Dagegen ist die größere Häufigkeit und das größere Ausmaß der kalkalpinen Bergstürze v. a. darauf zurückzuführen, daß im sedimentären Bereich oft ein weitmaschiges Netz von Kluft-, Störungs- und Schichtflächen vorhanden ist, an denen die Schollen sich ablösen bzw.

ableiten können. Günstige Voraussetzungen zur Talfahrt großer Bergstürze sind in den Kalkalpen häufig dort gegeben, wo mächtige Schichtstapel über weite Strecken bei etwa gleichbleibender Neigung talwärts einfallen. Dies ist v. a. in den Schweizer Kalkalpen und dort vorzugsweise in deren Randzone gegen das Aarmassiv der Fall. Bei weniger einheitlicher oder mehr oder weniger horizontaler Schichtlagerung können sich keine solch großen Felspakete ablösen. Die vielen Berg- und Felsstürze der Dolomiten erreichen daher nur eine geringe Größe. Eine ausführlichere Darstellung der Ursachen der unterschiedlichen Bergsturzverteilung und eine Zuordnung der Bergsturzgrößenklassen zu den verschiedenen Gesteinen wird in anderem Zusammenhang gegeben (s. S. 49f).

Eine Häufung auf engem Raum, wie sie hier bei den prähistorischen und historischen Bergstürzen beobachtet wurde, ergab sich auch bei der Untersuchung von 160 historischen Massenbewegungen (Bergstürze, Felsstürze, Rutschungen, Murkatastrophen) durch MONTANDON (1933, S. 331). Dabei wurden allerdings meist andere Häufungszonen ermittelt: Aostatal, Maurienne, Tarantaise, Val Blenio, Bergell, Bereich zwischen Monte Antelao und Cortina sowie Rigi und Roßberg.

Petrographie und Gebirgsbau bestimmen nicht nur die Größe und Verteilung der Bergstürze, sondern – zusammen mit dem Relief – auch deren Art des Niedergangs und v. a. deren Gestalt. In den Schweizer Kalkalpen fallen insbesondere die mächtigen Schlipfstürze auf, die aus Nischen mit sehr großer Abgleitfläche und steilen Rück- und Seitenwänden zutal führen (Schwarenbach, 21.18; Kandersteg 21.10; s. Bild 2; Oeschinensee 21.11; Siders, 21.13; Wellhorn, 21.25; Engelberg, 23.02; Goldau 24.01; Obersee N Rautispitz, 24.03; Haslensee, 24.05; Flims, 24.11; Calanda, 24.20). Aus den Steilwänden der Dolomiten lösten sich demgegenüber besonders viele kleine Fallstürze, deren Trümmer auf den in Sturzrichtung geneigten Hängen am Wandfuß abgelagert wurden (Steinerne Stadt 75.05; Pré da Cir, 75.07; Taola, 75.10; Masarëi, 75.12 sowie viele andere Berg- und Felsstürze). Dagegen erfüllen die grobblockigen Trümmermassen im Bereich der Etsch, des Gardasees und der Brentagruppe die tiefen Talräume der Südlichen Kalkalpen in großer Breite oder großer Mächtigkeit (Lago di Tovel, 73.02; Lago di Molveno, 73.09; Marocche im Sarcatal, 73.10; Passo San Giovanni, 73.11; Lavini di Marco 74.01). Im Tessin entsandten aus Gneis und gneisartigen Gesteinen bestehende Gehänge mehrere Bergstürze, die am Gegenhang als in sich geschlossene Trümmerkörper ohne größere Ausläufer zur Ruhe kamen (Brione, 32.03; Chironico, 32.05; Ludiano, 32.07, z. T. auch Biasca, 32.06). Auf dem Abbruchsgehänge auflagernde Schuttmassen, die aber möglicherweise langsamen Massenbewegungen angehören, bestimmen die Talflanken in den Walliser Alpen (Lourtier, 31.02; W Evolène, 31.04; Zinal, 31.08; Täschgufer, 31.09; Tufternalp. 31.10; Lauinenbodmen, 31.13; Furrwald, 31.14; Moosgufer, 31.15; Abc-Gufer, 31.16).

Oft sind sich die Bergstürze, die in unmittelbarer Nachbarschaft zueinander abgelagert wurden, sehr ähnlich. Eine häufige Erscheinung sind daher die Bergsturzzaare, d. h. Bergstürze, die nebeneinander in demselben Tal oder in unmittelbar benachbarten Tälern liegen, eine ähnliche Gestalt des Abbruchs- und Ablagerungsgebiets aufweisen und deren Abmessungen oft ähnliche Größen erreichen. Dazu gehören die in sich geschlossenen, am Gegenhang abgelagerten Trümmerkörper bei St. André (14.09) und am Col de la Madeleine (14.10), die in das Val Viola eingezwängten langen Bergsturzzungen von der Cima di Saoseo (35.04) und der Cima di Dosdè (35.05)<sup>11</sup>, die sich flach auf dem breiten Inntalboden bzw. an der Ötztalmündung ausbreitenden Bergstürze vom Tschirgant (41.13) und bei Haiming (41.14), die das Rheintal versperrenden Blockmassen der Hinteren und Vorderen Blauen Gumpen (Beim Steingerümpel 41.18 und 19), die Bergstürze von der N- und E-Flanke des Grimming (44.02 und 03), der Trümmerstrom im W- und E-Talast des Tragöß (45.02 und 03) sowie die Schutthaufen am Mordbichl (55.01) und in der Lienzer Klause (55.02). Dasselbe gilt auch für die wahrscheinlich langsam zutalfahrenden Massenbewegungen Combe Brémond (13.01) und Plan de Parouart (13.02). Der Grund für die ähnliche Ausbildung dieser Bergsturzzaare ist v. a. im tektonischen Bau, der

---

<sup>11</sup> Schon HEIM (1932, S. 137) erwähnt die symmetrische Anordnung der Bergstürze beiderseits des Passo di Val Viola.

Petrographie und der Gestalt der Täler zu suchen: Bleiben das Schichteinfallen, die Ausrichtung und Maschenweite des Kluftnetzes, die Gesteinsbeschaffenheit, die Hangneigung und die Gestalt des Tales bzw. der Täler etwa gleich, so ist die Parallelentwicklung gut verständlich.

In einigen Fällen sind es mehr als zwei Bergstürze, die aus nebeneinander gelegenen Abbruchgebieten niedergegangen sind und sich in ihrer Konfiguration ähneln. Dabei kommt es meist zu Überlappungen der verschiedenen Bergsturzareale, die so zu einer großen Bergsturzlandschaft zusammenwachsen. Dies gilt für das ausgedehnte Bergsturzgebiet am Dobratsch (55.03-06; vgl. TILL 1907), die Marocche im Sarcatal (73.10; vgl. TRENER 1924) und die Trümmer von Parpan/Lenzerheide (34.01; vgl. TARNUZZER 1897/98 und GLASER 1926, S. 33-55).

Auch die größte alpine Bergsturzlandschaft am Zusammenfluß von Vorder- und Hinterrhein setzt sich aus mehreren Einzelbergstürzen zusammen, die aus den Nischen am Flimserstein (Bergsturz von Flims und Nachstürze; 24.11-16), Säsigit und Bleiswald (24.18 und 19) sowie am Calanda (24.20 und 21) niedergingen (s. Abb. 72). Die Einzelbergstürze unterscheiden sich hier allerdings sehr stark nach Gestalt und Größe. Das auf weite Strecken gleichbleibende talwärtige Einfallen der Malmkalke ist einer der Hauptgründe für die Talfahrt solch großer nebeneinanderliegender Massenbewegungen.

Mit über 70 km<sup>2</sup> ist dieses Bergsturzareal fast so groß wie die Fläche des Kaiserstuhls (90 km<sup>2</sup>). Bei der Flächenbestimmung wurde auch der Bereich mit einbezogen, dessen Bergsturzbedeckung heute nur noch durch isoliert aus der fluviatilen Übersättigung aufragende Toma bezeugt wird. Im Bereich des Flimser Bergsturzes erreicht diese Trümmerlandschaft ihre größte Reliefenergie. Der Höhenunterschied zwischen höchster Aufragung und tiefstem aufgeschlossenen Punkt der Trümmer im Vorderhental übertrifft mit 670 m beispielsweise die relative Höhe des Traufs der Schwäbischen Alb ( $\pm 350$  m) bei weitem. Während das Hohlvolumen sämtlicher Abbruchnischen über 15 km<sup>3</sup> erreicht, beträgt der Rauminhalt der Bergsturzmassen - soweit sie aufgeschlossen sind - 9 km<sup>3</sup>.

Die nebeneinander liegenden, einander überlappenden oder überlagernden Bergstürze brauchen jedoch nicht in jedem Falle aus Seite an Seite liegenden Nischen derselben Abbruchrichtung niedergegangen zu sein. Die Trümmer können auch von den beiden einander gegenüberliegenden Talflanken stammen. Dies gilt für die Bergsturzmassen beim Löcherwald/Oberstötzigen und vom Dejenstock (24.08 und 07; vgl. OBERHOLZER 1900, S. 17-107) sowie die Trümmer am Passo San Giovanni (73.11; vgl. STINY 1908, S. 325 und MONTANDON 1933, S. 293). Der Bergsturz am Haslensee warf sich auf die Zunge des Trümmerstromes vom Obersee (24.05 und 03; s. Abb. 71; vgl. OBERHOLZER 1900, S. 163-201). In einigen in anderem Zusammenhang dargestellten Fällen (s. S. 131) hat die Massenbewegung von der einen Talseite die von der gegenüberliegenden verursacht oder ausgelöst.

Die bevorzugten Abbruchrichtungen der Bergstürze stehen - ebenso wie die Bergsturzhaufungszonen - in engem Zusammenhang mit den verschiedenen petrographisch-tektonischen Zonen. Dies zeigt schon das Häufigkeitsdiagramm sedimentärer und kristalliner Bergstürze für den gesamtalpinen Bereich (s. Abb. 1). Die kristallinen (zentralalpinen) Bergstürze gingen vor allem in WSW- sowie in ENE-Richtung nieder. Dagegen sind bei den sedimentären Bergstürzen diese beiden Richtungen unterrepräsentiert. Diese unterschiedliche Häufigkeitsverteilung ist sicher teilweise vom Relief her begründet, sind doch die Zentralalpen im allgemeinen stärker durch Quertäler gegliedert als die Kalkalpen. Dadurch ist von vornherein eine Begünstigung der WSW- und ENE-Richtung gegeben. Daß der Gebirgsbau die Abbruchrichtungen jedoch auch direkt und nicht nur indirekt über die Reliefgestaltung beeinflußt, zeigen die regional aufgeschlüsselten Häufigkeitsdiagramme der Abbruchrichtungen (s. Abb. 2). Der Einfluß der Tektonik macht sich vor allem in der Asymmetrie der einzelnen Häufigkeitsdiagramme geltend. So weisen die zentralalpinen Bergstürze zwischen dem großen St. Bernhard und dem Splügen, die zum größten Teil westlich der Tessiner Kulmination niedergegangen sind, entsprechend dem Einfallen nach W, überwiegend eine W-Richtung auf. Bei den Bergstürzen der östlichen Zentralalpen dominiert demgegenüber die E-Richtung. In den Schweizer Kalkalpen ist vor allem das WSW- ENE-Streichen der Decken für die bevorzugten Sturzrichtungen nach NNW, N, SSE und S maßgebend. Dabei ist westlich der Reiß die NNW-Komponente, östlich davon die SSE-Komponente dominierend.

Auffallend ist, daß sich die größten Bergstürze im helvetischen Bereich fast durchweg von der Wölbungsachse des Aarmassivs fortbewegt haben!

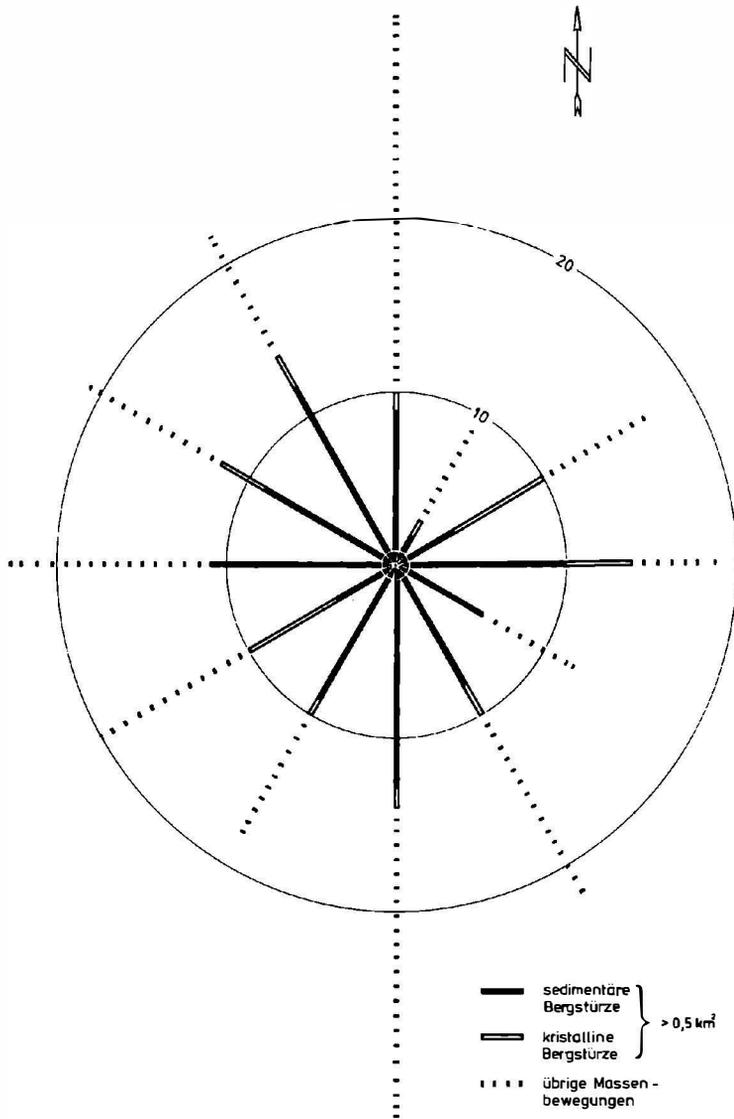


Abb. 1. Die Abbruchrichtungen von sedimentären und kristallinen Bergstürzen sowie verwandten Massenbewegungen in den Alpen (soweit in Tab. 4).

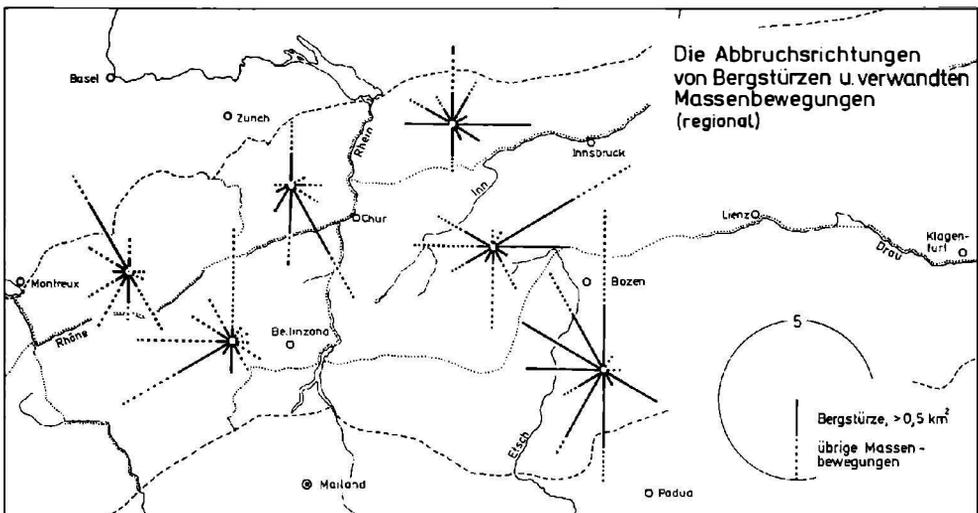


Abb. 2. Die Abbruchrichtungen von Bergstürzen und verwandten Massenbewegungen (soweit in Tab. 4; regional).

## 5. Form und Maß der Bergstürze

Eine wichtige Aufgabe der vorliegenden Untersuchung ist die formale Charakterisierung der Bergsturzgebiete sowie die Erfassung der verschiedenen Maßangaben und deren gegenseitiger Abhängigkeit. Daher sei hier kurz die statistische Erfassung der Bergstürze erläutert. Die 279 Bergstürze und aus Vergleichsgründen betrachteten anderen Massenbewegungen wurden auf maximal 91 Merkmale hin untersucht. Darunter sind 33 Maßangaben wie z. B. Fahrbahnlänge, Volumen, Fläche des Ablagerungsgebietes und 48 qualitative Merkmale wie z. B. Gesteinsbeschaffenheit, Gestalt der Fahrbahn und hydrologische Folgen. Von diesen Daten, die keineswegs in allen Fällen vollständig ermittelt werden konnten, wurden 56 (24 Maßangaben und 32 qualitative Merkmale) auf Lochkarten übertragen, ausgezählt und zueinander in Beziehung gebracht. Die Angaben über die langsamen Massenbewegungen, die auch ausgezählt wurden, sollen im Rahmen dieser Darstellung unberücksichtigt bleiben. Dagegen seien die Felsstürze einbezogen, um auch Vergleichswerte für die schnellen Fels- und Schuttbewegungen kleineren Ausmaßes angeben zu können.

Nur selten war es allerdings möglich, bei der Auszählung der Merkmale die Daten von allen 208 Berg- und Felsstürzen<sup>12</sup> zu benutzen. So konnte beispielsweise der Abgleitböschungswinkel im Abbruchgebiet nur in wenigen Fällen bestimmt werden (47), weil er ausschließlich bei den Schlipfstürzen entwickelt ist und auch dort nur bei einem Teil der Abbruchgebiete eindeutig zu messen war. Die Fahrböschungswinkel, um nur ein weiteres Beispiel zu erwähnen, ließen sich bei 142 Bergstürzen ermitteln, das Volumen konnte jedoch nur bei 85 Bergstürzen mit hinreichender Genauigkeit bestimmt werden. Setzt man diese beiden Merkmale zueinander in Beziehung, so läßt sich die Abhängigkeit der Fahrböschungswinkel vom Volumen nur in 72 Fällen aufzeigen, denn nicht bei allen Volumenbestimmungen liegt eine Messung der Fahrböschung vor und umgekehrt. Die im folgenden dargestellten Diagramme sind daher in ihrer allgemeinen Aussagekraft nicht gleichwertig. Bei zu geringer Zahl der Messungen können keine allgemeingültigen Gesetzmäßigkeiten aufgestellt werden, dennoch lassen sich auch dann in vielen Fällen noch deutliche Tendenzen beobachten.

Die Zahl der Berg- und Felsstürze, deren Daten in die Diagramme aufgenommen werden konnten (n), ist aus den Abb.4-57 jeweils zu entnehmen.

Bei der relativ geringen statistischen Masse konnte für die Auszählung keine allzu detaillierte Aufgliederung nach Gruppen oder Größenklassen gewählt werden. Bei stärkerer Differenzierung würden irgendwelche Zufälligkeiten zu stark zu Buche schlagen. So wurden beispielsweise nur drei Volumengruppen unterschieden. Auch die petrographische Beschaffenheit, die in sehr vielen Diagrammen berücksichtigt wurde, konnte aus diesem Grunde nur grob in kristallin und sedimentär untergliedert werden.

Die Bergstürze wurden zwar nach stärker aufgegliederten Gesteinsgruppen erfaßt und auf die verschiedenen Flächen- und Volumengruppen bezogen (s. Abb. 47 und Abb. 48); diese Diagramme mit 192 bzw. 85 Messungen umfassen jedoch 4 Flächen- bzw. 3 Volumengruppen, die ihrerseits wiederum in 8 bzw. 6 Gesteinsgruppen zerfallen. Bei solch starker Aufgliederung läßt sich allenfalls noch erkennen, daß der Anteil jeder der kristallinen Gesteinsgruppen bei den größeren Bergsturzflächen bzw. -volumina gegenüber den Kalken und Dolomiten abnimmt. Für das Verhältnis dieser Gruppen untereinander ist jedoch, wegen der geringen Zahl der Messungen, eine Tendenz nur noch sehr schwer feststellbar.

Der Verfasser ist sich bewußt, daß die Begriffe „kristallin“ und „sedimentär“ Gesteine unterschiedlichster Beschaffenheit umfassen. Die einheitliche Tendenz vieler nach diesen beiden Kategorien aufgeschlüsselter Diagramme zeigt jedoch, daß diese Einteilung nicht zu Unrecht vollzogen wurde. Außerdem entspricht der Gegensatz sedimentär - kristallin etwa der petrographischen Grobgliederung der Alpen in Kalkalpen und Zentralalpen. Die aus vulkanischem Gestein bestehenden Bergstürze wurden wegen ihrer geringen Zahl nicht zu einer eigenen Gruppe zusammengezählt, sondern zu den „kristallinen“ Bergstürzen gezählt.

---

<sup>12</sup> Die Berg- und Felsstürze werden im Rahmen dieses statistischen Kapitels fast durchweg zusammen betrachtet. Um die sprachliche Formulierung zu vereinfachen, sei daher der Begriff Bergsturz hier ausnahmsweise für beide Größenklassen der schnellen Massenbewegungen angewandt.

Selbst bei genügender Anzahl der Messungen können die Ergebnisse der Diagramme leicht zu Mißinterpretationen führen: So zeigt beispielsweise Diagramm Abb. 37 eine Überrepräsentation der sedimentären Bergstürze bei den großen Fahrbahnlängen. Damit scheint zunächst eine Abhängigkeit der Fahrbahnlänge vom Gestein gegeben. Berücksichtigt man jedoch, daß die kristallinen Bergstürze bei den kleineren Volumina stärker repräsentiert sind als bei den größeren, so verliert das Diagramm an Aussagekraft. Eine nach sedimentären und kristallinen Bergstürzen gegliederte Koordinatendarstellung, die das Volumen und die Fahrbahnlängen zueinander in Beziehung bringt (s. Abb. 38), zeigt die vorrangige Bedeutung des Bergsturzvolumens für die Fahrbahnlänge. In ähnlicher Weise wurde auch bei anderen Diagrammen verfahren, wo der Verdacht bestand, daß die unterschiedliche Repräsentation der kristallinen und sedimentären Bergstürze bei den großen und kleinen Volumina das Ergebnis beeinflusst.

Die statistische Betrachtung soll für die verschiedenen Teile der Bergstürze getrennt vorgenommen werden. Dabei werden unterschieden:

1. das Abbruchsgebiet
2. das Ablagerungsgebiet
3. die Fahrbahn, die vom oberen Ende des Abbruchsgebiets bis zum unteren bzw. äußersten Ende des Ablagerungsgebiets reicht. Im Zusammenhang mit der Fahrbahn sollen alle Daten behandelt werden, die sich entweder auf Abbruchs- und Ablagerungsgebiet sowie den dazwischenliegenden Bereich insgesamt oder auf das Verhältnis dieser Gebiete zueinander beziehen.

Diese Unterteilung des Bergsturzgebietes weicht etwas von der Gliederung HEIMS (1932, S. 11) ab, derzufolge die Fahrbahn nur im mittleren Teil zwischen Abriß- und Ablagerungsgebiet liegt. Eine solch enge Definition des Begriffs Fahrbahn ist unzweckmäßig, denn Bergstürze, bei denen das Ablagerungsgebiet unmittelbar am Fuße des Abbruchsgebiets beginnt oder bei denen sich beide Bereiche überlappen, hätten demnach überhaupt keine Fahrbahn. Tatsächlich ist jedoch bei den Abbruchsgebieten für die oberen, hinteren Teile der Trümmerzunge schon Fahrbahn, was für die unteren, vorderen Teile Abbruchsgebiet war. Andererseits war für die vorderen, weiter transportierten Teile der Trümmerzunge noch Fahrbahn, was für die hinteren, weniger weit transportierten Ablagerungsgebiet ist.

## 5.1. Das Abbruchsgebiet

### 5.1.1. Die ursprüngliche Hangoberfläche

Eine Rekonstruktion des Reliefs im Abbruchsgebiet vor der Talfahrt der Bergsturzscholle gelingt im allgemeinen nur näherungsweise durch Vergleich mit den unmittelbar anschließenden Hängen sowie durch Volumenvergleich zwischen Liefer- und Ablagerungsgebiet. Meist handelt es sich nur um wenig gegliederte Hangpartien, die als Bergsturz abgingen. Einige der größeren Bergsturzschollen besaßen jedoch vor ihrem Niedergang ein stärker gegliedertes Relief. So wurde beispielsweise bei der Felsgleitung vom Monte Toc (76.03) die Schlucht des Massalezza-Bachs in die Talfahrt einbezogen. Sie ist auch im Ablagerungsgebiet noch deutlich zu verfolgen, wo sie allerdings ein rückläufiges Gefälle besitzt (s. Bild 47; CARLONI und MAZZANTI 1964 b, S. 119). Beim Flimser Bergsturz (24.11) waren es der ganze Unterlauf des Segnestales sowie zumindest die E-Flanke des Val Plaun im W, die SSW-Flanke des Tals von Bargis (s. Bild 4) und die W-Flanke des Val Turnigla im E, die mit der Bergsturzscholle zutal fuhren. In ähnlicher Weise ging die südliche Fortsetzung des Kälbertales mit dem Fernpaßbergsturz nieder (41.05). Andererseits können auch höhere, heute nicht mehr zu rekonstruierende Aufragungen das Vorrelief des Abbruchsgebiets vor der Talfahrt der Bergstürze bestimmt haben: Beim Bergsturz von Engelberg (23.02; vgl. ARBENZ 1913, S. 715) läßt das im Vergleich zum Volumen der Trümmermasse (über 2 km<sup>3</sup>) geringere Volumen der Nische (1,5 km<sup>3</sup>) darauf schließen, daß nicht nur die Nischenfüllung selbst, sondern ein ganzer Grat oder gar Berg abstürzte. Dabei verlor das Tal des Trüebsees einen großen Teil seiner NE-Flanke. Dasselbe gilt für den Bergsturz am Dejenstock (24.07, vgl. OBERHOLZER 1900, S. 69ff), wo die östliche Fortsetzung des Dejenstockbergzuges neben der S-Flanke und dem

Boden des nördlich anschließenden Tälchens der Dejen-Alpe zutal führen. Im Bereich der großen Sackungsmasse zwischen den beiden hohen Aufragungen des Brand- und Ebensteins (evtl. 45.03; s. S. 5) findet der Bergzug, der das Hochschwabplateau im Norden begrenzt eine jähe Unterbrechung. Wahrscheinlich ist das Zwischenstück bei der Sackung zutal gefahren. Der Schönhals Sattel wäre damit nur ein bescheidener Überrest eines einst höheren Bergzuges. Als kristalline Massenbewegung, bei der ein Bergkamm in die Talfahrt einbezogen wurde, ist die Köfelser Trümmersmasse (52.06; s. Abb. 49) zu nennen. Dabei verlor das Fundustal große Partien seiner östlichen Talflanke.

Ein Grat ist wahrscheinlich auch bei der Sackungstreppe der Rochers des Fis (17.03) niedergegangen. FEUGEUER und GOGUEL (1955, S. 98) stellten nördlich des heutigen Rocher des Fis-Kammes Urgonkalkblöcke fest, für die heute dort kein sichtbares Herkunftsgebiet existiert. Sie können nur in ihre heutige Lage gekommen sein, wenn einst ein alter aus Urgonkalk bestehender Grat vorhanden war. Dieser sei infolge der nach S zur Arve hin gerichteten Massenbewegung verschwunden.

Ein „Bergsturz“, aber nur im wörtlichen Sinne, war auch der Einsturz des Ankogelgipfels im Jahre 1932, bei dem dieser Berg um 11 m erniedrigt wurde (vgl. EXNER 1957, S. 35). Auch die im Jahre 1882 von der Bocca di Brenta (73.07) abgestürzten Trümmer sollen nach RICHTER (1885) von einem eingestürzten Bergindividuum stammen, was allerdings von SCHWINNER (1912, S. 175f) angezweifelt wird. Beim Shermanbergsturz (Alaska), der im Jahre 1964 niederging, wurde ein Berggipfel um knapp 80 m erniedrigt (FIELD 1968).

5.1.1.1. Die ursprünglichen Hangwinkel

Eine Bestimmung des ursprünglichen Hangwinkels, d. h. des mittleren Böschungswinkels des Abbruchsgehänges vor Niedergang des Bergsturzes, ist fast durchweg nur näherungsweise möglich, da die Oberfläche des ursprünglichen Abbruchsgehänges meist nur grob rekonstruiert werden kann. Bei den aus Steilwänden niedergegangenen Bergstürzen ist außerdem schwer zu entscheiden, ob flachere Partien über den Steilwänden, die ebenfalls in die Bergsturzbewegung einbezogen wurden, bei der Berechnung des ursprünglichen Böschungswinkels zu berücksichtigen sind. Um diese Schwierigkeit zu umgehen, wurden nur die Bergstürze mit einem ursprünglichen Hangwinkel von unter 50° berücksichtigt. Zwischen der Größe des ursprünglichen Hangwinkels einerseits, der Form des Abbruchsgebiets sowie der petrographischen Beschaffenheit und dem Volumen der Trümmer andererseits besteht ein deutlicher Zusammenhang (s. Abb. 3): Bei geringem

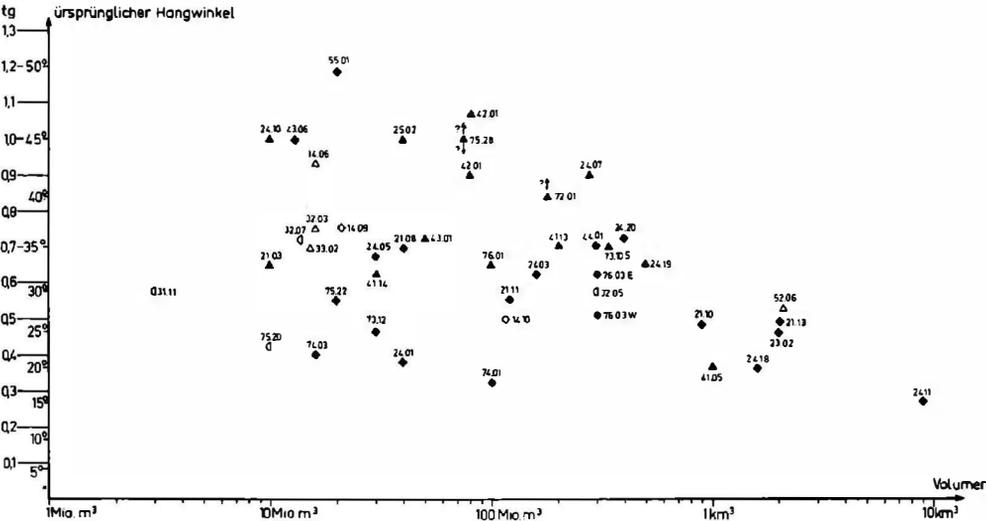


Abb. 3. Der Zusammenhang zwischen dem ursprünglichen Hangwinkel und dem Volumen  
 Legende der Abb. 3-46: s. Klappseite am Ende

ursprünglichem Hangwinkel konnten sich nur Bergstürze in Bewegung setzen, die Nischen mit gut ausgebildeten Abgleitflächen zurückließen (s. unten), wie z. B. die Bergstürze von Goldau (24.01; 21 °) und Flims (24.11; ± 15 °), die Lavini di Marco (74.01; 18 °) sowie der in Abb. 3 nicht aufgeführte Bergsturz von Santa Anna (73.08; 19 °). Eine große Ausnahme bildet die Nische des Fernpaßbergsturzes (41.05), die keine Abgleitfläche besitzt, aber einen ursprünglichen Hangwinkel von nur etwa 20 ° aufweist. Bei den größeren Hangwinkeln sind die Abbruchsgebiete ohne Gleitfläche (Nischen mit Rückwänden und Wände mit Einbuchtung) stärker vertreten. Die kristallinen Bergstürze kommen bei den mittleren ursprünglichen Hangwinkeln häufiger vor als bei den größeren und kleineren. Dies ist vor allem darauf zurückzuführen, daß die Hänge im kristallinen Bereich sich, von wenigen Ausnahmen abgesehen, eher auf ein mittleres Gefälle einstellen als die der Kalkalpen, wo das Relief in stärkerem Maße durch die großen petrographischen Unterschiede und den Gebirgsbau beeinflusst wird. Während beispielsweise in standfestem Kalk ein Gehänge stark übersteilt werden kann, ohne niederzubrechen, ist dies bei den metamorphen Schiefen nicht, bei den Gneisen nur in besonderen Fällen möglich. Auffallend ist der Zusammenhang zwischen der Maximalgröße der Hangwinkel und dem Bergsturzvolumen (s. Abb. 3). Kleine Bergstürze kommen bei großen und kleinen Hangwinkeln vor. Je größer das Bergsturzvolumen, desto kleiner ist jedoch der maximale ursprüngliche Hangwinkel. Der Hauptgrund hierfür ist sicher, daß die großen Bergstürze vor allem aus Nischen mit Abgleitflächen geringen Gefälles niedergingen (s. S. 19f). Derartige Nischen sind in den meisten Fällen an kleine ursprüngliche Hangwinkel gebunden.

Eine gewisse Sonderstellung zeigt der ursprüngliche Hangwinkel bei Köfels (52.06), der mit ± 28 ° steiler ist als der der übrigen großen Bergstürze, und dies, obwohl die Werte der kristallinen Bergstürze sonst eher im mittleren Bereich liegen.

### 5.1.2. Die Gestalt der Abbruchsgebiete

Die Bergstürze hinterlassen bei ihrem Niedergang im Abbruchsgebiet zwei sich nach Böschungswinkel und Genese stark unterscheidende Formelemente:

1. Die Abrißwände, an denen sich die Bergsturzschollen ablösen und von denen sie sich wegbewegen. Diese steilen Wände zeigen zwar im großen gesehen oft eine einheitliche Ausrichtung; aus der Nähe betrachtet sind sie jedoch - entsprechend der Anordnung der Ablösungsklüfte - stark in sich gegliedert.

2. Die Abgleithänge oder -flächen, auf denen die Bergsturzschollen oder -trümmer bei und z. T. auch nach ihrer Ablösung abgleiten. Die Oberfläche der Abgleithänge besitzt ein geringeres, mehr oder weniger einheitliches Gefälle. Noch einheitlicher sind die Böschungsverhältnisse bei den Abgleitflächen (s. Bilder 1 und 3), deren Gefälle nicht nur längs, sondern auch quer zur Ablösungsrichtung über weite Strecken gleich bleibt.

Entsprechend der gegenseitigen Anordnung dieser beiden Formelemente ergeben sich die unterschiedlichen Gestalten der Abbruchsgebiete. Diese lassen sich, je nachdem welches Formelement vorherrscht, zu zwei Hauptformengruppen zusammenfassen:

1. Hangformen, bei der die Abgleithänge und -flächen stärker hervortreten.
2. Wandformen, die eher von den Abrißwänden beherrscht werden.

Bei den Hangformen lassen sich folgende Gruppen von Abbruchsgebieten unterscheiden:

1. Hänge im engeren Sinne, ohne größere Einbuchtung
2. Hänge mit Einbuchtung
3. Nischen mit Rückgehänge. Hier ist ein deutlicher Neigungsunterschied zwischen dem flacheren Nischenboden und den steileren Rück- und Seitenhängen erkennbar.
4. Glatte Abgleitflächen, über die höchstens kleinere, steilere Hang- oder Wandpartien aufragen.

Zu den Wandformen werden ebenfalls mehrere Gruppen von Abbruchsgebieten gezählt:

1. Wände im engeren Sinne
2. Wände mit Einbuchtung
3. Nischen mit Rückwänden. Ein flacherer Nischenboden wird von Rück- und Seitenwänden überragt.
4. Nischen mit Rückwänden und Abgleitflächen. Eine mehr oder weniger glatte Abgleitfläche wird von Rück- und/oder Seitenwänden überragt.

Die Ausbildung der verschiedenen Formengruppen, deren Häufigkeitsverteilung aus Tab. 3 zu entnehmen ist, hängt eng mit dem Gebirgsbau und der petrographischen Beschaffenheit zusammen. Während die Abbruchsgebiete der Hangformengruppen im Kristallin besonders stark vertreten sind, dominieren im kalkalpinen Bereich die Abbruchsgebiete der Wandformengruppen (s. Abb. 4).

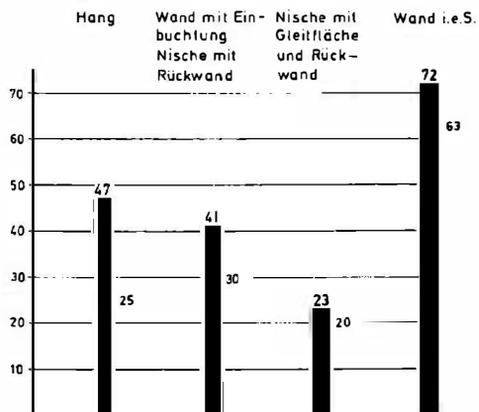


Abb. 4. Die Formengruppen der Abbruchsgebiete (n = 183)  
 Legende: s. Klappseite am Ende.

Hänge ohne größere Einbuchtung hinterließen beispielsweise die Bergstürze von Ludiano (32.07) und Mareit (52.09). Stärkere Einbuchtungen sind an den Abbruchhängen von Leuk (21.16), am Lago di Poschiavo (35.01) und am Monte Avi (64.03) ausgebildet. Die Bergstürze von der Totalp (32.06) und bei Mallnitz (54.08) erzeugten Nischen mit Rückgehänge. Eine glatte Gleitfläche blieb bei den Claps de Luc (12.01; s. Bild 1), den Lavini di Marco (74.01) und bei Vaiont (76.03; s. Bild 44) zurück.

Aus Wänden i. e. S. gingen unter anderem die Fallstürze an der Fülenwasserteufi (23.03), vom Kl. Spannort (23.05), am Eibsee (41.15), vom Monte Corno (73.03) und v. a. die vielen Berg- und Felsstürze der Dolomiten nieder. Eine Einbuchtung zeigen die Wände der Bergstürze am Tschirgant (41.13), bei Haiming (41.14) und am Dobratsch (55.03-06). Am Dejenstock (24.07), bei Brione (32.03), Bormio (72.01) und den Marocche im Sarcatal (73.10) bildeten sich Nischen mit Rückwänden. Abgleitflächen bzw. -hänge mit Rückwänden und/oder Seitenwänden hinterließen vor allem die großen Schweizer Bergstürze (s. Bilder 2 und 3). Im übrigen Alpenbereich sind Bergsturznicshen dieser Art weniger häufig vertreten (Lac Lauvitel, 14.05; Hintersee, 43.06; Santa Anna, 73.08; Torbole, 73.12; Alleghese, 75.22).

Die äußere Umgrenzung der Bergsturznicshen wird entscheidend durch das Kluft- und Störungsnetz bestimmt. Dies zeigen beispielsweise die Kluftrosen im Bereich der Nische des Fernpaßbergsturzes, deren Maxima jeweils in der Richtung der beiden Nischenwände liegen (41.05; ABELE 1964, S. 58f). Durch das Kluftsystem bestimmt sind außerdem, um nur einige weitere Beispiele zu nennen, die Rück- und Seitenwände des Bergsturzes im Obernbergtal (52.08; vgl. PASCHINGER 1953, S. 314), die W-Wand des

Flimsersteins, die den vertikalen SSE-NNW verlaufenden Klüften folgt (Flimser Bergsturz, 24.11; HEIM 1932, S. 77), die SW-Flanke der Engelberger Nische (23.02; vgl. ARBENZ 1913, S. 713) und die Abrißwand der Sackung von Fontana (Val Pontirone/Tessin; vgl. ZELLER 1964, S. 90). Oberhalb der Nischenoberkanten zeigen oft parallel dazu verlaufende Tiefenlinien die Vorherrschaft der Klufrichtung an, an der sich das Bergsturzpaket losgelöst hat. Dies gilt für die Oberfläche des Flimsersteins, die von einer dichten Folge SSW-NE gerichteter Tiefenlinien zerfurcht wird, sowie für die Tiefenlinien oberhalb der Engelberger Nische N des Trüebsees.

Häufig verlaufen die den Bergsturznischen unmittelbar benachbarten Täler parallel zu deren rückwärtigen oder seitlichen Oberkanten. Dies ist sicher darauf zurückzuführen, daß die Täler denselben Kluft- oder Störungsrichtungen nachasteten, an denen sich später auch die Bergstürze ablösten. Die Rück- und Seitenwände der Bergsturznischen und die Flanken der unmittelbar benachbarten Täler verschneiden sich daher oft in niedrigen, über weite Strecken dahinziehenden, steil aufragenden und scharfen Graten. Derartige Grate liegen beispielsweise zwischen dem Fundustal und der Köfeler Nische (52.06), dem Kälbertal und dem Abbruchsgebiet der Sackung Am Saum (41.06) sowie zwischen der Flimser Nische (24.11) einerseits und dem Bargistal (s. Bild 4; Grat zwischen Kote 1767 und 1630, 4) und dem Val Turnigla (Ruine Belmont) andererseits<sup>13</sup>. Auffallend ist auch der Rücken Crap la Tgina zwischen der oberen Flimser Nische (Alp Cassons) und dem Tal der Alp Segnas Sura. Parallel zur Nischenoberkante verläuft auch der Grat unmittelbar südlich des Tales Les Outannes oberhalb des Abbruchsgebiets des Bergsturzes von Siders (21.13).

Nicht selten besitzen einander benachbarte Bergsturznischen eine ähnliche äußere Gestalt mit Rückwänden und/oder Abgleitflächen von etwa derselben Ausrichtung. Besonders auffallend ist dies bei den durchweg NW gerichteten Bergsturznischen von Schwarnbach (21.08), Kandersteg (21.10) und am Oeschinensee (21.11), wo in jedem Falle eine glatte Abgleitfläche mehr oder weniger gleichbleibenden Gefälles orographisch links von einer SE-NW gerichteten Steilwand begrenzt wird. Auch die verschiedenen Bergsturznischen am Säsagit und Calanda (24.18, 24.19, 24.20) zeigen – faßt man sie zu einem Abbruchsgebiet zusammen – eine ähnliche Ausrichtung der Abgleitflächen sowie der Seiten- und Rückwände wie bei der benachbarten Flimser Nische (24.11; s. Abb. 72). Im W (beim Säsagit und W des Flimsersteins) greifen die beiden Abbruchsgebiete jeweils weiter bergwärts als in ihrem E-Teil (an der Calandasüdflanke und S des Flimsersteins). Daher besitzen die beiden Nischenhohlformen, trotz ihrer unterschiedlichen Größe, eine ähnliche Gestalt. Die beiden benachbarten Bergstürze südlich des Tschirgantzuges (Tschirgant 41.13 und Haiming 41.14) zeigen ebenfalls Nischen ähnlicher Form und Ausrichtung. Dasselbe gilt für die verschiedenen Abbruchsgebiete an der S-Flanke des Dobratsch (55.03–07). Die nahe beieinander liegenden Sturzmassen von den Diablerets und am Pas de Cheville (21.04 und 05) hinterließen jeweils steile Rückwände. Auch in diesen Fällen ist es das oft über weite Strecken gleichbleibende Bauprinzip der Gebirge, das die Parallelentwicklung bedingt.

### 5.1.3. Die Maße der Abbruchsgebiete

Eine Abgrenzung der Abbruchsgebiete, v. a. die Bestimmung von deren Unterkante sowie die Rekonstruktion der ursprünglichen Oberfläche des Abbruchsgehänges (vor Niedergang des Bergsturzes) war in vielen Fällen nicht mit hinreichender Genauigkeit durchzuführen. Daher konnten nur die Abmessungen einer verhältnismäßig geringen Zahl von Abbruchsgebieten ermittelt werden, was die Aussagekraft der im folgenden dargestellten Diagramme beeinträchtigt.

Beim Höhenunterschied Unter/Oberkante sowie bei der Breite, Tiefe<sup>14</sup> und Fläche der Abbruchsrisen (s. Abb. 5–8) sind die kristallinen Bergstürze bei den höheren Werten zwar etwas schwächer vertreten, eine eindeutige Tendenz wie bei den Formengruppen läßt sich jedoch nicht beobachten. Dies überrascht, denn die Bergstürze

<sup>13</sup> In ähnlicher Weise zieht parallel zur seitlichen Oberkante der Bergsturznische am Säsagit (24.18) der Lavotobel und westlich des Goldauer Abbruchsgebiets (24.01) das Tälchen nördlich Gribtsch zutal.

<sup>14</sup> Entfernung der am weitesten talwärts und bergwärts gelegenen Punkte voneinander (Abstand Unter/Oberkante), in der Horizontalen gemessen.

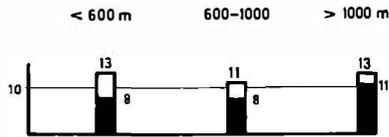


Abb. 5. Die Höhenunterschiede zwischen Ober- und Unterkante der Abbruchsgebiete  
(n = 37)

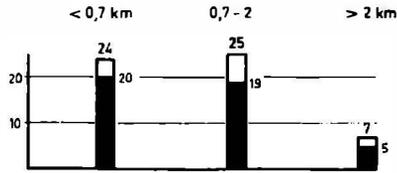


Abb. 6. Die Breiten der Abbruchsgebiete  
(n = 56)

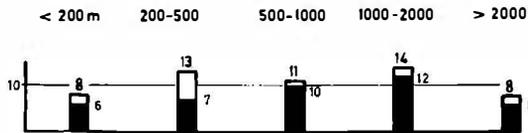


Abb. 7. Die Tiefen der Abbruchsgebiete  
(n = 54)

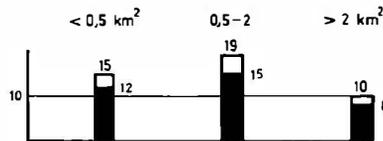


Abb. 8. Die Flächen der Abbruchsgebiete  
(n = 44)

mit größerem Volumen sind ganz überwiegend im sedimentären Bereich niedergegangen (s. S. 22). Die Erklärung hierfür ist sicher darin zu suchen, daß sich zwar die oben angeführten linearen und Flächenmaße beim Vergleich der sedimentären und kristallinen Abbruchsgebiete nicht sehr stark unterscheiden, daß jedoch die Einbuchtung (s. u.) der Nischen in das Rückgehänge bei den sedimentären Bergstürzen größer ist.

Diese Einbuchtung läßt sich am besten dadurch bestimmen, daß die maximale und auf gleicher Höhe gemessene Tiefe des Abbruchsgebiets bzw. der Abbruchsnische ( $E_{\max}$ )<sup>15</sup> auf die in gleicher Höhe gemessene Breite (B) des Abbruchgebiets bezogen wird. Aus beiden Messungen läßt sich die relative Einbuchtung ( $E_{\text{rel}}$ ) wie folgt errechnen:

$$E_{\text{rel}} = \frac{E_{\max}}{B}$$

<sup>15</sup> Es handelt sich hier nicht um die oben erwähnten Tiefenangaben zwischen den am weitesten talwärts und bergwärts gelegenen Punkten, die zwar ebenfalls horizontal gemessen werden, deren Endpunkte sich jedoch in verschiedener Höhe befinden. Die maximale Einbuchtung und die dazu gehörige Breite auf gleicher Höhe liegen dagegen jeweils im Niveau der am stärksten eingebuchteten Höhenlinie.

Bei den großen relativen Einbuchtungen dominieren die sedimentären Bergstürze (s. Abb. 9). Dies ist wohl darauf zurückzuführen, daß im sedimentären Bereich auch tief unter der ursprünglichen Hangoberfläche liegende Inhomogenitätsflächen, vor allem Schichtflächen, als Abgleitflächen dienen können. Im Kristallin besitzt lediglich die Bergsturzrisse bei Mallnitz (54.08) ein solch tiefes Eingreifen ins Rückgehänge, das jedoch teilweise auf nachträgliche Abtragung zurückzuführen sein kann. Die großen Bergstürze sind zwar nicht ausschließlich, aber überwiegend an die Nischen mit großen relativen Einbuchtungen gebunden.

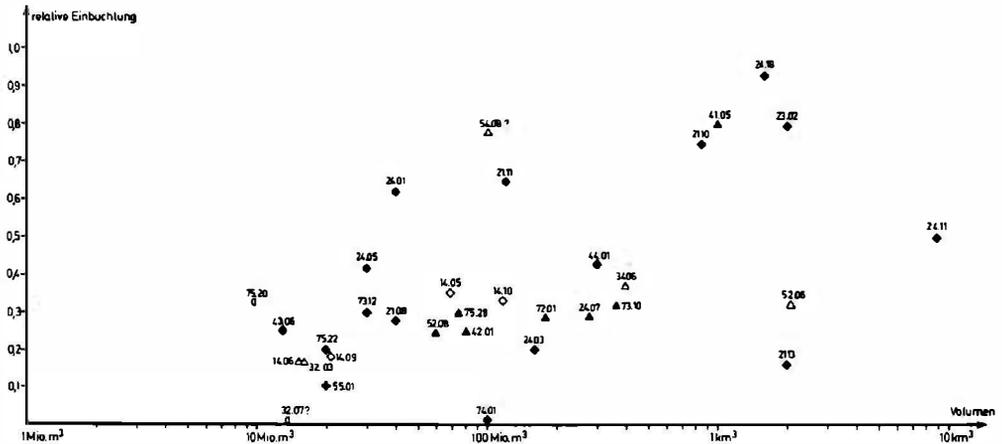


Abb. 9. Der Zusammenhang zwischen der relativen Einbuchtung und dem Volumen

Ein wichtiges Merkmal der Abbruchsgebiete ist der Abgleitböschungswinkel, d. h. der durchschnittliche Neigungswinkel des Gehänges, auf dem sich die Gleitscholle in Bewegung gesetzt hat. Der Winkel ist damit ausschließlich auf das Abbruchsgebiet bezogen und nicht auf die darunter liegenden Teile der Fahrbahn. Außerdem kann er nur auf den Abgleithängen oder -flächen bestimmt werden, nicht jedoch im Bereich der Abrißwände. Die Messungen beziehen sich daher ausschließlich auf Schlipfstürze im Sinne von HEIM (s. S. 65) und nicht auf Fallstürze. Die meisten Abgleitböschungen besitzen Neigungen von über  $25^\circ$  (s. Abb. 10)<sup>16</sup>. Flach sind sie vor allem bei talwärtigem Einfallen der Schichten<sup>17</sup> entwickelt (vgl. Abb. 10 und 11), insbesondere dort, wo die Schichtflächen eine mehr oder weniger gleichbleibende Neigung aufweisen (z. B. Kandersteg, 21.10,  $26^\circ$ ; Siders, 21.13,  $28^\circ$ ; Goldau, 24.01,  $22,5^\circ$ , nach HEIM 1932, S. 60:  $20^\circ$ ; Flims, 24.11,  $15^\circ$ ; Säasagit, 24.18,  $24^\circ$ ; Torbole, 73.12,  $24^\circ$ ; Santa Anna, 73.08,  $26^\circ$ ; Pontives, 75.02,  $20^\circ$ ; Lavini di Marco, 74.01,  $20-23^\circ$ ).

Auffallend ist ferner der enge Zusammenhang zwischen den Abgleitböschungswinkeln und den Volumina der Bergstürze (s. Abb. 12). Bergstürze kleineren Volumens können bei großen und kleinen Abgleitböschungswinkeln niedergehen. Dagegen sind die großen Bergstürze an die geringen Abgleitböschungswinkel gebunden. Nur bei wenig geneigten und weit bergwärts zurückgreifenden Abgleitflächen können größere Bergsturzschollen bereitgestellt werden. Ist das Gefälle steiler, so gehen die Trümmer, sobald die Auflockerung groß genug ist, in kleinen Schüben nieder, so daß keine größere Trümmermasse bereitgestellt werden kann.

<sup>16</sup> HEIM (1932, S. 70) gibt für die Abgleitböschungen bei Schlipfstürzen maximale Neigungen von  $30-35^\circ$  an. Die Felsgleitung von Vaiont (76.03), die sich wie ein Schlipfsturz ablöste, hinterließ jedoch steiler geneigte Abgleitflächen von  $37^\circ$  (durchschnittliche Böschung im E), z. T. sogar über  $45^\circ$  (MÜLLER 1964, S. 197), ja bis zu  $50^\circ$  (CARLONI und MAZZANTI 1964, S. 117). Auch bei anderen Abbruchsgebieten erreichen die Abgleitflächen oft Winkel von über  $35^\circ$  (s. Abb. 10).

<sup>17</sup> Bei talwärts einfallendem Schichtenbau brauchen jedoch nicht alle Abgleitflächen im Schichtfallen angelegt zu sein. Sie können auch dort Störungsflächen folgen (vgl. HEIM 1932, S. 80).

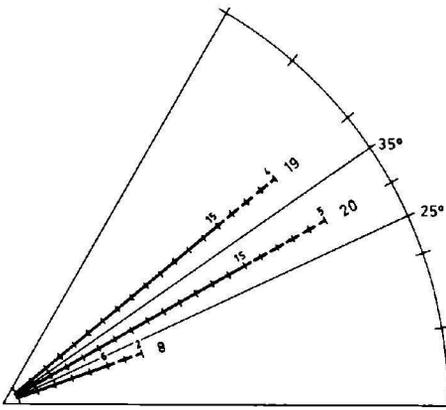


Abb. 10. Die Abgleitböschungswinkel  
( $n = 47$ )  
Legende: s. Klappseite am Ende

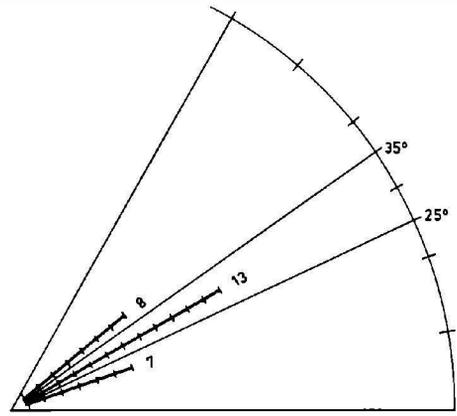


Abb. 11. Die Abgleitböschungswinkel bei  
talwärtigem Einfallen der Schichten ( $n = 28$ )

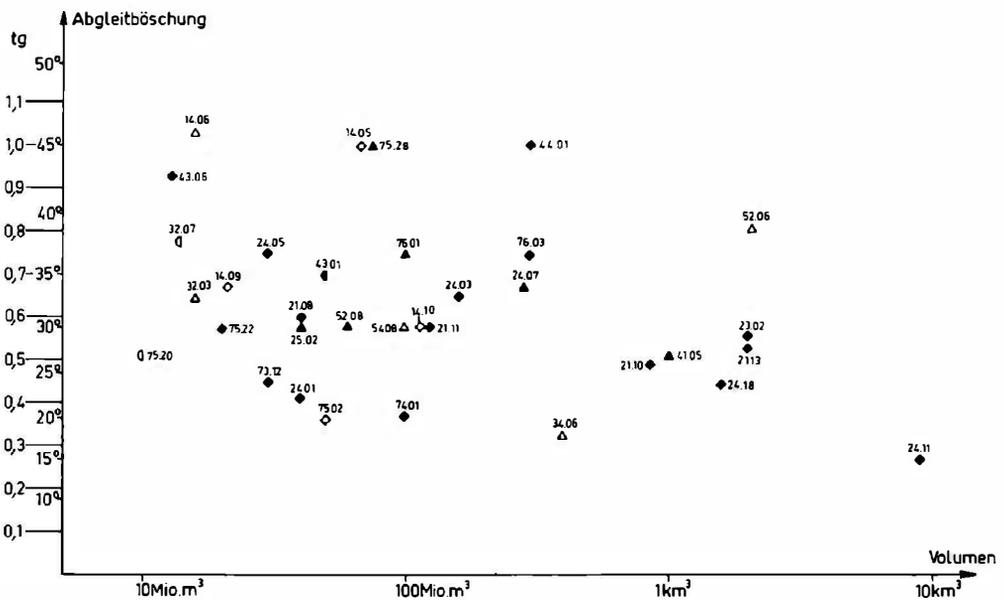


Abb. 12. Der Zusammenhang zwischen dem Abgleitböschungswinkel und dem Volumen

Der Flimser Bergsturz (24.11) als größter Bergsturz der Alpen besitzt den geringsten Abgleitböschungswinkel von durchschnittlich  $15^\circ$ . Im Bereich von Fidaz ist der Abgleichhang des Flimser Bergsturzes ebenfalls nur  $17,5^\circ$  geneigt. Gerade auf dieser Böschung wurde der Felssturz von Fidaz (24.14; s. Bild 14) abgelagert. Dieses Beispiel zeigt eindrucksvoll, daß auf Böschungen, auf denen sich Schlipfstürze in Bewegung setzen, kleinere Fels- und Schuttbewegungen schon abgelagert werden können.

Eine geringe Abgleitböschung von nur  $20^\circ$  besitzt auch der größte bisher bekannte Bergsturz, der in den Asmarikalken niedergegangene Saidmarreh-Bergsturz (Zagrosgebirge, SW-Persien; vgl. HARRISON und FALCON 1938, S. 303).

Eine Ausnahme unter den großen Bergstürzen stellt lediglich die Nische von Köfels (52.06) dar, denn sie zeigt eine Abgleitböschung von  $\pm 39^\circ$ . Auch hier kommt wieder die große Sonderstellung dieser Massenbewegung zum Ausdruck, wie sie in anderem Zusammenhang ebenfalls immer wieder festzustellen ist.

#### 5.1.4. Das Volumen der Bergstürze

Das Volumen der Bergstürze steht in starker Abhängigkeit von den morphologischen, tektonischen und petrographischen Vorbedingungen am Abbruchgehänge. Umgekehrt wird auch die Konfiguration des Abbruchsgebiets nach Niedergang der Bergsturzschole von der Größe des Volumens beeinflusst. Daher sollen die Volumina der Bergstürze im Zusammenhang mit den Abbruchsgebieten besprochen werden.

Eine Volumenbestimmung ist bei den Bergstürzen, die vor der modernen kartographischen oder stereophotogrammetrischen Erfassung des Geländes niedergingen, schwierig und mit vielen Fehlerquellen behaftet. Mit Ausnahme der Felsgleitung von Vaiont (76.03), die erst nach der kartographischen Erfassung zutal fuhr, sind daher die Volumina sämtlicher größeren Massenbewegungen in den Alpen nur näherungsweise zu bestimmen. Schwierigkeiten bereitet sowohl die Ermittlung des Hohlvolumens im Abbruchsgebiet als auch die des Rauminhalts der abgelagerten Trümmersmasse.

Das Hohlvolumen der Abbruchsgebiete ist schon deshalb schwer zu bestimmen, da oft überhaupt keine deutliche Hohlform entwickelt ist. So sucht man beim Bergsturz von Chironico (32.05) vergebens nach einer Nische, aus der er stammen könnte. Außerdem kann das Vorrelief auf dem Rücken der Bergsturzschole vor ihrem Niedergang nicht immer rekonstruiert werden (s. S. 13ff).

Beim Totalbergsturz (34.06) ist der Unterschied zwischen dem Hohlvolumen der Nische ( $0,04 \text{ km}^3$ ) und dem Volumen der abgestürzten Masse ( $0,6 \text{ km}^3$ ) extrem groß. Daher ist anzunehmen, daß das Abbruchsgebiet weit größer als die heute noch erkennbare Nische war. Bei Einbeziehung des Gebiets um Schwendi, Ober Laret und Wolfgang ergäbe sich ein Hohlvolumen von  $0,4 \text{ km}^3$ , das dem Volumen des Ablagerungsgebiets schon weit näher kommt.

Beim Bergsturz von Bormio (72.01) hat die Nische ein Hohlvolumen von  $0,17 \text{ km}^3$ . Wenn FURRER (1915, S. 53) für das Ablagerungsgebiet zuerst  $0,18 \text{ km}^3$  und später (1962, S. 241)  $0,5 \text{ km}^3$  angibt, so ist hier wohl dem ersteren Wert der Vorzug zu geben.

Auch das Volumen der Ablagerungsgebiete ist meist nur grob zu erfassen, denn die Konfiguration des Bergsturzuntergrunds und die nachträgliche Erosion und Überschüttung können nur schwer ermittelt werden.

Wenn beispielsweise das Volumen der Bergsturzmasse von Flims (24.11) einschließlich der inzwischen eingesägten Rheinschlucht über  $9 \text{ km}^3$  beträgt, das Hohlvolumen der Nische jedoch knapp  $13 \text{ km}^3$  erreicht<sup>18</sup>, so ist dies einerseits darauf zurückzuführen, daß ein Teil der Flimser Sturzmasse unter dem heutigen Flußniveau liegt<sup>19</sup>; andererseits wurden auch bei der nachfolgenden Überfahung durch den Rheingletscher und die Lokalgletscher (s. S. 115f) nicht unbeträchtliche Teile der Flimser Bergsturzmasse weggeräumt. Noch stärker war die nachträgliche Erosion und Überschüttung bei den Bergstürzen von Säsagit, Bleiswald und Calanda, deren Nischen zusammen ein Hohlvolumen von  $2,5 \text{ km}^3$  besitzen, an deren Fuße jedoch nur noch  $0,4$  bis  $0,5 \text{ km}^3$  Bergsturstrümmer über die Talbodenverschüttung aufragen (24.18–20).

Schwer zu bestimmen ist außerdem das jeweilige Volumen der beiden Bergstürze, die NW Giarus den Klöntaler See aufstauen. Die gesamte quer über das Tal ziehende Bergsturzschwelle, das Bergsturzrelikt des Löcherwalds (24.08) im Liegenden und die darauf abgelagerte Trümmersmasse vom Dejenstock (24.07) besitzen ein Volumen von etwa  $1 \text{ km}^3$ . Eine Trennung der beiden Trümmerkörper ist kaum möglich<sup>20</sup>.

Ein Hilfsmittel zur Bestimmung der Bergsturzmächtigkeit und damit des Volumens ist die seismische Refraktionsmethode. Beim Bergsturz am Molvenosee (73.09) konnte hiermit eine Mächtigkeit des Trümmerkörpers von  $125 \text{ m}$  ermittelt werden (vgl. FUGANTI 1969, S. 23). Auf welche Schwierigkeiten diese Methode jedoch in Talräumen trifft, bei denen die Bergstürze durch mächtige Sedimentmassen unter- oder überlagert werden, zeigen die Untersuchungen von SCHELLER (1970) im Bereich der Bergsturzschaft im Hinterrheintal (24.18 und/oder 19), denn es ist mit der seismischen Refraktionsmethode nur möglich, den Felsuntergrund, nicht jedoch die Grenze zwischen Schuttmassen verschiedener Genese festzulegen.

Bei vielen Bergstürzen können jedoch trotz dieser Schwierigkeiten bei einem Vergleich des Hohlvolumens des Abbruchsgebiets und des Rauminhalts im Ablagerungsgebiet Maximal- und Minimalwerte errechnet werden. Dabei ist zu berücksichtigen, daß das

<sup>18</sup> Dabei wurden die vor dem Niedergang ins Abbruchgehänge eingeschnittenen Täler – soweit dies möglich war – abgezogen.

<sup>19</sup> Diese Annahme liegt nahe, da der Vorderrhein, der den Flimser Bergsturz durchschneidet, an keiner Stelle dessen Auflagerungsfläche erreicht hat.

<sup>20</sup> Bei der Trümmersmasse des Löcherwalds ließ sich darüber hinaus das dazugehörige Abbruchsgebiet nicht ermitteln.

Volumen einer durch den Sturz gelockerten oder völlig in Schutt aufgelösten Bergsturzscholle im Ablagerungsgebiet größer ist als im Abbruchsgebiet. Bei der Felsleitung von Vaiont (76.03), die größtenteils ihren inneren Zusammenhang bewahrte, beträgt diese Volumenzunahme (nach MÜLLER 1964, S. 198) schon etwa 4–6 %. Bei stärkerem Zerfall in Blockwerk und Kleinschutt und durch die damit verbundene Auflockerung wächst der Volumengewinn. So zeigt der in Schutt zerlegte Trümmerkörper des im Jahre 1959 beim großen Erdbeben von Montana niedergegangenen Madison-landslide eine Volumenzunahme von 32 % (vgl. HADLEY 1964, S. 118). Dieser große Unterschied zwischen Abbruchs- und Ablagerungsgebiet weist darauf hin, daß bei den Volumenangaben zu beachten ist, ob das Hohlvolumen der Nische oder das Vollvolumen des Trümmerkörpers ermittelt wurde. Dies geschah bisher jedoch bei weitem nicht in allen Fällen.

Bei der Zuordnung der Massenbewegungen zu den Berg- und Felsstürzen sowie zu den verschiedenen Volumengruppen wurden hier zunächst die Messungen im Ablagerungsgebiet herangezogen. Waren jedoch die Maße des Abbruchsgebiets besser zu bestimmen, so wurde dessen Hohlvolumen der Vorzug gegeben.

Nicht nur durch Auflockerung beim Zerfall in Schutt, sondern auch durch Mittransport des in der Fahrbahn liegenden Lockermaterials kann das Volumen des Ablagerungsgebiets vergrößert werden (s. S. 57ff).

Bei 85 Bergstürzen konnten trotz der aufgezeigten Schwierigkeiten die Volumina mit hinreichender Genauigkeit ermittelt werden<sup>21</sup>.

Das Häufigkeitsdiagramm (s. Abb. 13) zeigt, daß die größten Bergstürze fast durchweg aus Sedimentgestein (v. a. Kalk und Dolomit) bestehen. Die kristallinen Bergstürze sind nur bei den kleineren Volumina etwas stärker repräsentiert. Diese Häufigkeitsverteilung gilt nicht nur für die sedimentären und kristallinen Gesteine insgesamt, sondern auch für die einzelnen Gesteinsgruppen: So sind auch die metamorphen Schiefer, Gneise und gneisartigen Gesteine sowie die granitischen Gesteine für sich allein genommen bei den größeren Volumina jeweils schwächer vertreten als bei den kleineren (s. S. 49f und Abb. 48).

Unter den kalkalpinen Bergstürzen übertrifft der Flimser Bergsturz (24.11) mit  $13 \text{ km}^3$  im Abbruchs- und  $9 \text{ km}^3$  im Ablagerungsgebiet jede der anderen Massenbewegungen der Alpen um ein Mehrfaches. Im weltweiten Vergleich der bisher bekannten Bergstürze wird er allerdings vom Saidmarrehbergsturz übertroffen ( $20 \text{ km}^3$ ; im Zagrosgebirge, v. a. aus Asmarikalken bestehend; vgl. HARRISON und FALCON 1938, S. 300). Auch die anderen großen alpinen Bergstürze liegen fast durchweg in den Schweizer Kalkalpen, so z. B. Siders (21.13; A<sup>22</sup>:  $> 2 \text{ km}^3$ ), Engelberg (23.02; A:  $> 1,5 \text{ km}^3$ , B:  $> 2 \text{ km}^3$ ), Säasagit in unmittelbarer Nachbarschaft des Flimser Bergsturzes (24.18; A:  $1,6 \text{ km}^3$ ) und Kandersteg (21.10; A:  $0,8\text{--}0,9 \text{ km}^3$ ). Ähnliche Ausmaße werden im übrigen Alpenbereich

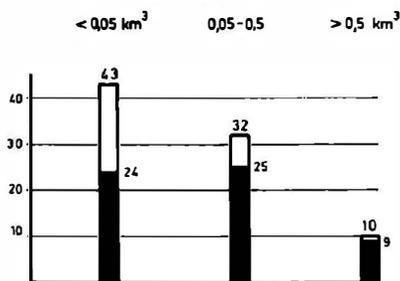


Abb. 13. Die Bergsturzvolumina

( $n = 85$ )

21 Die für die Volumenbestimmung notwendigen Schnittflächen wurden durch Ausplanimetrieren der Höhenlinien ermittelt. Dabei konnte der Höhenlinienverlauf der ursprünglichen Hangoberfläche bzw. des Untergrunds der Trümmermasse auf Grund der oben erwähnten Schwierigkeiten nur grob rekonstruiert werden. Volumenangaben, die von anderen Autoren übernommen wurden, sind in Tabelle 4 besonders gekennzeichnet.

22 Bei den Volumenangaben ist jeweils vermerkt, ob sie im Abbruchsgebiet (A) oder im Ablagerungsgebiet (B) gemessen wurden.

kaum erreicht, und auch dort sind es fast ausschließlich die aus Kalk und Dolomit bestehenden Bergstürze, die die größten Volumina aufweisen: Fernpaßbergsturz (41.05; A und B:  $< 1 \text{ km}^3$ ), Bergstürze am Dobratsch (55.03/04; B:  $0,5 \text{ km}^3$ ) und Eibseebergsturz (41.15; B:  $0,2-0,4 \text{ km}^3$ ). Eine große Ausnahme bildet die aus Augengneis bestehende Trümmermasse von Köfels (52.06), die über  $2 \text{ km}^3$  Rauminhalt (A und B) besitzt und die die übrigen großen kristallinen Bergstürze wie den Totalbergsturz (34.06; Serpentin; A:  $0,4$ , B:  $0,6 \text{ km}^3$ ) sowie die Bergstürze bei Chironico (32.05; B:  $0,3 \text{ km}^3$ ) und Poschiavo (35.01; B:  $0,18 \text{ km}^3$ ) um ein Mehrfaches übertrifft. Selbst die Volumina aller gemessenen kristallinen Bergstürze zusammengenommen sind nicht viel größer als der Rauminhalt der Köfeler Trümmermasse. Diese große Ausnahmestellung steht wohl in engem Zusammenhang mit den bimssteinartigen Vorkommen bei Köfels (s. S. 61f).

Eine nähere Begründung für die unterschiedliche Volumenverteilung bei den sedimentären und kristallinen Bergstürzen soll im Zusammenhang mit der Besprechung des Bergsturzmaterils (s. S. 49f) gegeben werden.

Ein enger Zusammenhang besteht auch zwischen dem Volumen und der Gestalt des Abbruchsgebiets, denn beide werden entscheidend durch die Lagerungsverhältnisse bestimmt (s. Abb. 14). Die großen Bergstürze hinterlassen im allgemeinen Wände mit Einbuchtung und Nischen mit Rückwand, vor allem aber Nischen mit Gleitfläche. Dieselben Formen der Abbruchsgebiete sind außerdem bei den mittleren Volumina stark vertreten. Hier stellen jedoch auch die Bergstürze der Hangformengruppen einen großen Anteil. Bei den kleinen Volumina treten erwartungsgemäß alle genannten Formengruppen gegenüber den Wänden i. e. S. zurück, denn die Felsstürze hinterlassen im allgemeinen keine größeren Einbuchtungen.

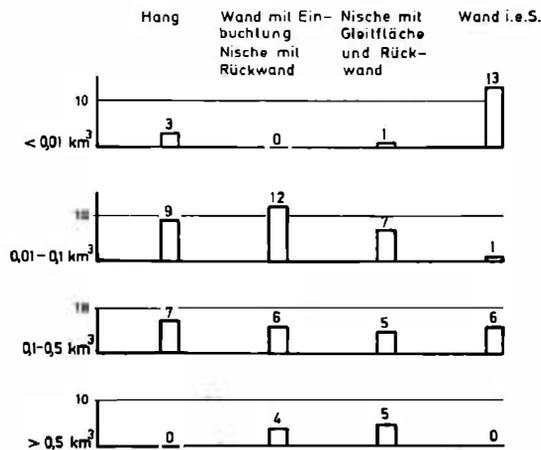


Abb. 14. Der Zusammenhang zwischen dem Volumen und den Formengruppen der Abbruchsgebiete (n = 79)

## 5.2. Das Ablagerungsgebiet

### 5.2.1. Die formale Typisierung der Ablagerungsgebiete

Ein gemeinsames Merkmal fast aller Ablagerungsgebiete der Bergstürze ist deren innere Geschlossenheit und scharfe Umgrenzung (vgl. HEIM 1932, S. 100). Charakteristisch für die meisten Trümmerlandschaften ist ferner ihr klein hügeliges Relief, das während der Ablagerung der Schuttmassen oder bei deren nachträglicher Überformung gestaltet wurde. Der Kleinformenschatz der Bergstürze wird daher im Zusammenhang mit der Bergsturzk kinematik (s. S. 76ff) sowie der denudativen, fluviatilen und glazialen

- Umgestaltung (s. S. 92ff) behandelt. Hier soll nur die Gesamtgestalt der Ablagerungsgebiete nach folgenden drei morphographischen Gesichtspunkten betrachtet werden:
1. Nach dem Verhältnis der Bergsturzkörper zu den Vorformen, d. h. zum Relief, in das sie eingelagert wurden.
  2. Nach dem Ausbreitungsgrad, der angibt, ob es sich um flache Schuttdecken oder um mächtige Trümmkörper handelt.
  3. Nach den Ausläufern, d. h. nach dem Vorhandensein oder Fehlen flach auslaufender Bergsturzenden oder mächtigerer Zungen.

#### 5.2.1.1. Das Verhältnis der Bergsturzkörper zur Vorform

Entsprechend den mannigfaltigen Geländeformen, die ein Bergsturz im Bereich des Ablagerungsgebiets vorfindet, gibt es verschiedene Möglichkeiten der Anpassung:

1. Der Bergsturz wird auf einem in Abbruchrichtung geneigten Hang abgelagert.
2. Der Bergsturz geht quer zur Talrichtung in einen engen Talraum nieder und brandet dort am Gegenhang auf.
3. Der Bergsturz geht quer zur Talrichtung in einen weiten Talraum nieder, oder er findet eine große Fläche vor.
4. Die Trümmer bewegen sich in Tallängsrichtung oder werden in Tallängsrichtung abgelenkt.

Während die kristallinen Bergstürze häufig in einem engen, quer zur Schußrichtung verlaufenden Talraum und am Gegenhang steckenbleiben (s. Abb. 15; z. B. St. André, 14.09; Brione, 32.03; Ludiano, 32.07; In der Wöhr, 53.02), werden die Trümmer aus Sedimentgestein eher in Tallängsrichtung abgelenkt (Kandersteg, 21.10; Obersee, 24.03; Säsigit und/oder Bleiswald, 24.18/19; Voralpsee, 25.02; Fernpaß, 41.05; Almtal, 44.01; Bormio, 72.01; Santa Anna, 73.08). Dies braucht jedoch nicht primär gesteinsbedingt zu sein, denn wie schon herausgestellt erreichen die kalkalpinen Bergstürze im allgemeinen größere Volumina, die es ihnen erlauben, weiter vorzustoßen. Treffen sie auf einen Gegenhang, so werden sie daher eher in Tallängsrichtung abgelenkt als die meist kleineren kristallinen Bergstürze.

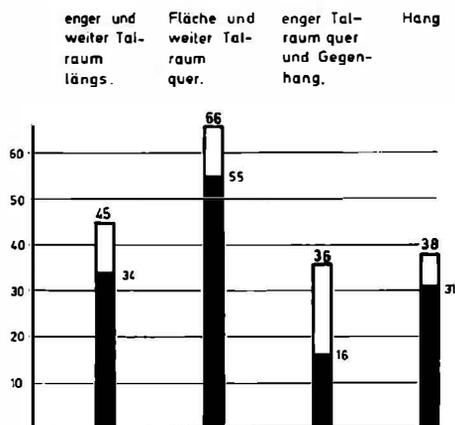


Abb. 15. Das Verhältnis der Trümmernmassen zur Vorform

(n = 185)

Die Vorform der Ablagerungsgebiete ist nicht in jedem Falle so einheitlich gestaltet, daß sie sich gänzlich in die vier Kategorien einreihen ließe. So finden weitflächig ausgebreitete Trümmer ihre Fortsetzung in engeren Talräumen (z. B. der Flimser Bergsturz, 24.11, im Safiental). Umgekehrt können sich in enge Täler eingezwängte, tallängsgerichtete Trümmerströme bei Talerweiterungen weitflächig ausbreiten (z. B. N-Teil des Fernpaßbergsturzes, 41.05, im breiten Lermooser Becken). Nicht selten wurden Trümmer in

gestuftem Gelände in mehreren Stockwerken abgelagert, wobei es vorkommen kann, daß die Schuttmassen im Bereich der Steilstrecken ihren sonst durchweg bewahrten inneren Zusammenhang verlieren.

Dies gilt beispielsweise für die Trümmernmassen von Les Portes (14.02), die teils oberhalb der Hängetalstufe von La Chapelle en Valgaudemar, teils unterhalb davon (bei Le Chaussenden) abgelagert wurden. Beim Bergsturz von der Pointe d'Andey (Plaine des Rocailles, 17.05) blieb ein kleiner Teil der Trümmer auf dem Plateau d'Andey, am Fuße der Abbruchsnische, zurück, während die Hauptmasse auf den Arveglatscher niederging (s. S. 104ff u. Abb. 62).

Auch die Trümmernkörper von Sassenage (12.02), am Lac Lauvitel (14.05; s. Abb. 69) und im Obernbergtal (52.08) verlieren im Bereich einer Steilstufe jeweils ihren inneren Zusammenhang. In ähnlicher Weise zerfällt der Bergsturz am Hintersee (43.06; s. Abb. 52) in einen kleineren Teil oberhalb einer Hängetalstufe (bei der Blaueshütte) und einen größeren Teil unterhalb davon (am Hintersee). Durch eine Talstufe ist außerdem der Bergsturz vom Kleinen Rinderhorn (21.08; s. Abb. 63) in die Trümmernmasse von Schwarzbach und die tiefer gelegene des Arvenwalds getrennt. Auch die Schuttmassen am Obersee (24.03) und Haslensee (24.05; s. Abb. 71), die im Bereich der Hängetalstufe des Oberseetales aussetzen, finden an deren Fuße ihre Fortsetzung (OBERHOLZER 1900, S. 181 und 193f).

Die nördlichsten Ausläufer des Eibseebergsturzes (41.15; s. Abb. 16) brandeten am Hauptdolomitrücken des Gschwandwalds auf, überquerten ihn und stürzten in das Loisachtal. Durch die Gefällsversteilung am S-Hang des Loisachtals erhielten die Trümmer einen neuen Bewegungsimpuls, der es ihnen erlaubte, an der nördlichen Talflanke aufzubranden. Dieser Brandungswall ist von der Hauptdolomitschwelle und der Haupttrümmernmasse im S durch die heute von der Loisach eingenommene Tiefenzone getrennt. Nur im E, wo die Hauptdolomitschwelle niedriger und der zusätzliche Bewegungsimpuls geringer war, liegen Trümmer direkt am Fuße der Gefällsversteilung, wobei sie ihre Verbindung mit der Haupttrümmernmasse im S behielten. Auch ganz im W kamen einzelne Trümmer unmittelbar am Fuß des Loisachtalsüdhanges zur Ruhe, hier jedoch aus gegenteiligem Grunde: Die Schwelle wird gegen das Gschwanddeck im W immer höher, und immer weniger Trümmer konnten sie überwinden. Bei diesen geringen Schuttmassen reichte auch der größere Höhenunterschied der Steilstufe nicht mehr aus, das Material am Gegenhang aufbranden zu lassen.

Der Lockerschuttstrom von der Becca di Luseny (64.02) wurde im Bereich von Steilstufen so beschleunigt, daß das Ablagerungsgebiet in mehrere Abschnitte zerfiel. Die Zone geringerer Trümmernmächtigkeit am Fuße der Steilstufe gegen das Valpelline wird vom Buthier, dem Haupttalbach, durchflossen. Die Trümmernmassen am Pas de Cheville (21.05) entsandten Blockmassen in das südlich anschließende Tal der Chevilleince. Die dort aufgehäuften Trümmer sind durch den Steilabfall der Teppes Vertes vom übrigen Sturzmaterial getrennt. Der Bergsturz Lago di Tovel (73.02) schoß - falls er aus den Wänden oberhalb der Malga Flavona stammt - über zwei hohe Felsstufen (SCHWINNER 1912, S. 180), wo er bei der Ablagerung den inneren Zusammenhang verlor. Am Fuße der Stufen befinden sich jeweils Tiefenzone (Pozzon und Becken des Lago di Tovel).

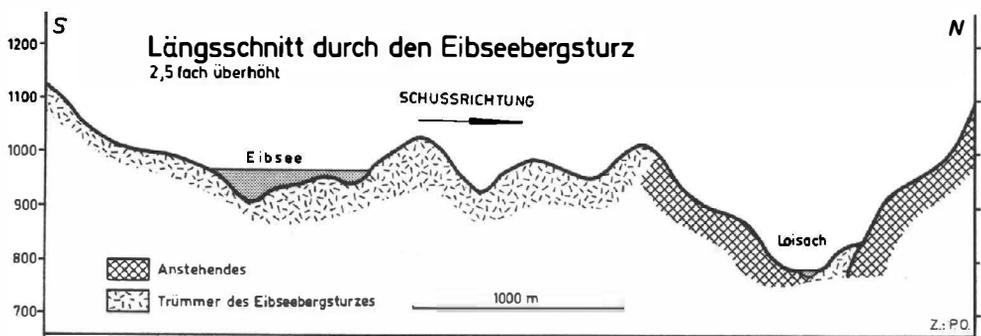


Abb. 16. Längsschnitt durch den Eibseebergsturz (41.15)

#### 5.2.1.2. Der Ausbreitungsgrad der Trümmer

Je nach Ausbreitung der Bergsturzmassen im Ablagerungsgebiet können die vier folgenden Kategorien unterschieden werden:

1. Die im Verhältnis zu ihrer Grundfläche mächtigen Bergsturzkörper.
2. Die im Verhältnis zu ihrer Grundfläche geringmächtigen Bergsturzkörper.
3. Die im Verhältnis zu ihrer Grundfläche sehr geringmächtigen Bergsturzdecken.
4. Die auf dem Gehänge am Fuße des Abbruchgebiets aufliegenden geringmächtigen Bergsturzhalden.

Eine große Rolle für den Ausbreitungsgrad spielt das Gestein (s. Abb. 17). Bei den mächtigen Bergsturzkörpern sind die kristallinen Bergstürze überrepräsentiert, während die Bergsturzdecken fast ausschließlich von den sedimentären Trümmern gebildet werden. Die Gründe für dieses unterschiedliche Verhalten der sedimentären und kristallinen Gesteine werden im Zusammenhang mit der relativen Mächtigkeit diskutiert (s. S. 33), wo das Verhältnis zwischen Grundfläche und Dicke der Trümmerkörper zahlenmäßig erfaßt ist. Von entscheidender Bedeutung für die Ausbreitung der Trümmer ist die Vorform, in die der Bergsturz eingelagert wurde (s. Abb. 18). Bei engem

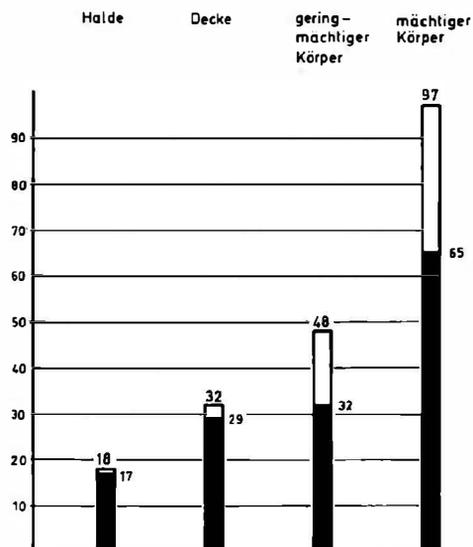


Abb. 17. Die Ausbreitung der Trümmer im Ablagerungsgebiet

(n = 195)

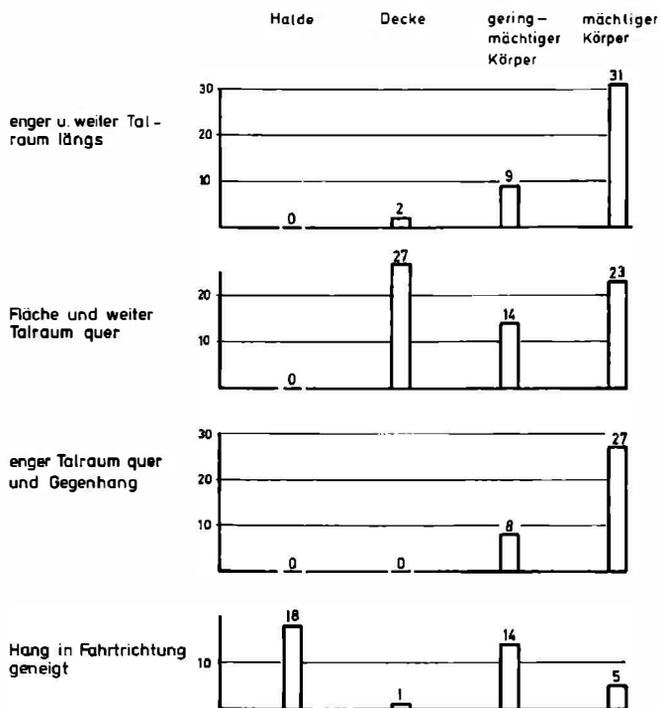


Abb. 18. Die Ausbreitung der Trümmer im Ablagerungsgebiet in Abhängigkeit von der Vorform (n = 179)

Talraum und nahe gelegenen Gegenhang entwickelt sich meist ein mächtiger Bergsturz-  
körper (z. B.: Col de la Madeleine, 14.10; Schwarenbach, 21.08; Oeschinensee, 21.11;  
Glärnisch-Guppen, 24.09; Fadalto, 76.01; Lago Morto, 76.02; Monte Auda, 76.05). Es  
überrascht, daß bei einer Ausbreitung in Tallängsrichtung die mächtigen Bergsturzkörper  
in ähnlich starkem Maße noch erhalten bleiben (z. B.: Totalbergsturz, 34.06; Almtal, 44.01;  
Mareit-Ridnaun, 52.09; Lago di Tovel, 73.02). Dagegen ist erwartungsgemäß der Anteil  
der geringmächtigen Bergsturzdecken bei den Bergstürzen, die sich auf einer Fläche  
oder in weiten Talräumen ausbreiten konnten, besonders groß (z. B.: Seeliswald, 21.12;  
Kernwald, 23.01; Goldau, 24.01; Schloßwald, 25.01; Tschirgant, 41.13; Haiming, 41.14;  
Eibsee, 41.15; Lofer, 43.03; Dobratsch, 55.03–06). Ein Sonderfall der Bergsturzdecken  
sind die ebenfalls geringmächtigen Bergsturzgehänge, die auf in Abbruchsrichtung geneigten  
Hängen zur Ruhe kamen (z. B.: Steinerner Stadt, 75.05; Masarëi, 75.12).

### 5.2.1.3. Die Ausläufer der Bergstürze

Während bei der Ausbreitung der Bergstürze die Gesamtgestalt der Trümmersmasse  
erfaßt wurde, soll hier nur untersucht werden, ob und in welcher Weise die Haupttrümmer-  
masse Ausläufer oder Zungen zu entsenden vermochte. Dabei lassen sich drei Kategorien  
von Bergstürzen unterscheiden (s. Abb. 19):

1. Bergstürze ohne Ausläufer
2. Bergstürze mit flachen Ausläufern
3. Bergstürze mit einer oder mehreren Zungen

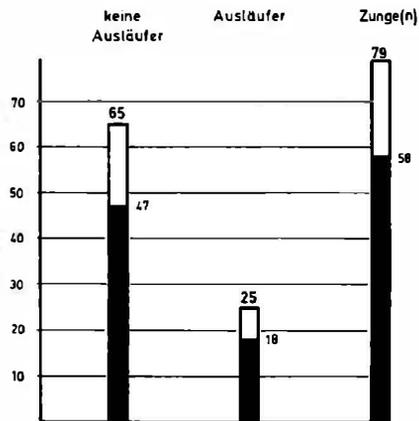


Abb. 19. Die Ausläufer

(n = 169)

Für die Ausbildung dieser drei Kategorien ist neben der Gestalt der Vorform v. a.  
das Volumen der Bergstürze verantwortlich (s. Abb. 20). Bergstürze von unter  $0,02 \text{ km}^3$   
besitzen meist keine Ausläufer. In der Volumengruppe zwischen  $0,02$  und  $0,2 \text{ km}^3$  sind  
flache Ausläufer und Zungen stark vertreten. Bergstürze über  $0,2 \text{ km}^3$  entsenden fast  
ausschließlich eine oder mehrere Zungen, je nach Konfiguration der Vorform. Die  
Gesteinsbeschaffenheit spielt für die Bildung der Ausläufer keine große Rolle (s. Abb. 19).

Der Fernpaßbergsturz (41.05) und der Bergsturz bei der Alp Serin (21.28) entsandten zwei  
Zungen. Die Trümmersmasse von Wildalpen (45.03) teilte sich in drei Zungen (je eine salzauf-  
und -abwärts sowie in das Tal von Hopfengarten).

### 5.2.2. Die Länge der Ablagerungsgebiete

Die im Stromstrich in der Horizontalen gemessene Entfernung zwischen dem am  
nächsten zum Abbruchgebiet gelegenen und dem davon am weitesten entfernten Punkt  
des Trümmerskörpers soll als Länge des Ablagerungsgebiets bezeichnet werden.

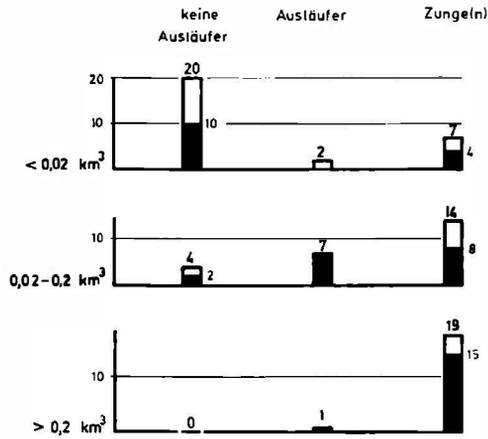


Abb. 20. Die Ausläufer in Abhängigkeit von Volumen

(n = 174)

Die kristallinen Bergstürze sind bei den großen Längen weit schwächer vertreten als bei den kleineren (s. Abb. 21). Dies beruht in erster Linie auf der Unterrepräsentation der kristallinen Bergstürze bei den großen Volumengruppen. Erwartungsgemäß erreichen die größeren Bergstürze die größeren Längen im Ablagerungsgebiet (s. Abb. 22). Überraschenderweise nimmt jedoch die Länge der Ablagerungsgebiete zwischen 100.000 m<sup>3</sup> und 20 Mio. m<sup>3</sup> nur wenig zu, eine rasche Steigerung ist erst bei den größeren Volumina zu verzeichnen. Eine Länge von über 10 km erreichen nur die Bergstürze mit einem Volumen im Kubikkilometerbereich. Auf die Sonderstellung des relativ kleinen Bergsturzes im Almtal (44.01) soll in anderem Zusammenhang eingegangen werden (s. S. 136).

Neben dem Volumen ist vor allem die Konfiguration der Vorform für die Länge der Ablagerungsgebiete maßgebend (s. Abb. 22). Bei den verschiedenen Volumina werden die größten Längen fast durchweg bei Kanalisierung der Bergsturzzungen in Tallängsrichtung erreicht. Wenn die Trümmer darüber hinaus noch auf in Abbruchrichtung geneigtem Gelände zur Ruhe kamen, werden ihre Ablagerungsgebiete besonders stark in die Länge gezogen (Diablerets 21.04, 4,6 km; Hintersee 43.06, 3,3 km und der nicht in Abb. 22 aufgeführte Schuttstrom von der Becca di Lusney 64.02, 2 km). Erfolgte die Ablagerung quer zur Talrichtung und am Gegenhang, so sind die Längen der Ablagerungsgebiete dagegen im allgemeinen gering. Bergstürze, die sich auf freier Fläche oder in einem weiten Talraum ausbreiten konnten, weisen dagegen meist mittlere Werte auf.

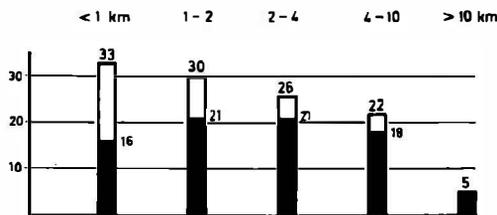


Abb. 21. Die Länge der Ablagerungsgebiete

(n = 116)

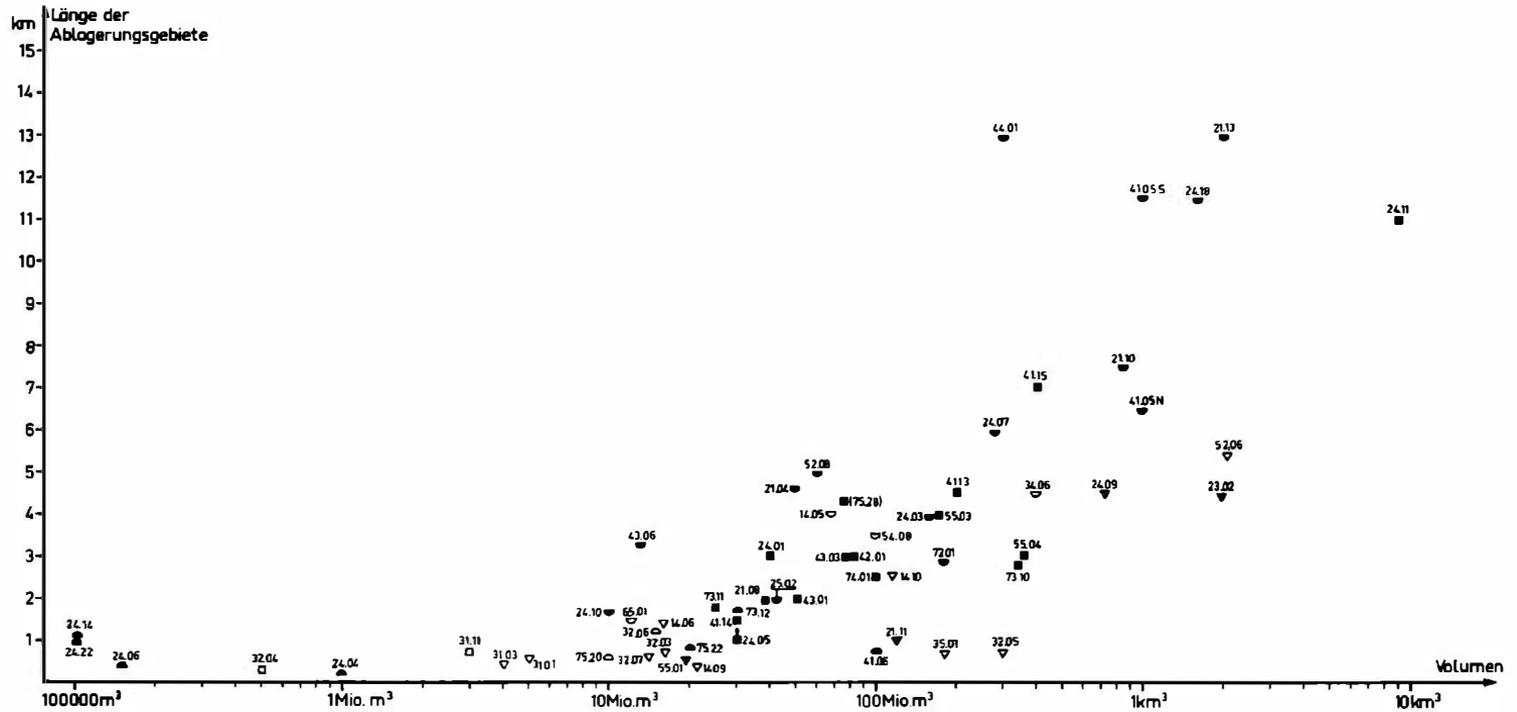


Abb. 22. Die Länge der Ablagerungsgebiete in Abhängigkeit vom Volumen.

Legende: s. Klappseite am Ende.

### 5.2.3. Die Rückenböschung der Bergstürze

Die Rückenböschung (HEIM 1932, S. 113) ist der Winkel, den die im Stromstrich verlaufende, aber zur Geraden gestreckte Verbindungslinie zwischen der höchsten Aufragung der Trümmer und dem unteren Ende des Ablagerungsgebiets mit der Horizontalen bildet. Sie wurde nur dann berücksichtigt, wenn sie in Schußrichtung geneigt war, d. h. wenn die nahe dem Abbruchswinkel gelegenen Trümmer höher lagen als das Bergsturzenende. Die Rückenböschungswinkel liegen besonders häufig zwischen  $0^\circ$  und  $10^\circ$  (s. Abb. 23). Auch hier zeigt sich eine starke Abhängigkeit vom Volumen (s. Abb. 24). Bei den kleineren Volumina können sich sowohl steile als auch flache Rückenböschungen ergeben. Je größer das Volumen desto geringer wird jedoch die maximale Rückenböschung. Eine Ausnahme bildet lediglich die steile Rückenböschung des großen Bergsturzes von Engelberg (23.02;  $16^\circ$ ), der jedoch infolge starker nachträglicher Erosion nur unzuverlässige Werte liefert.

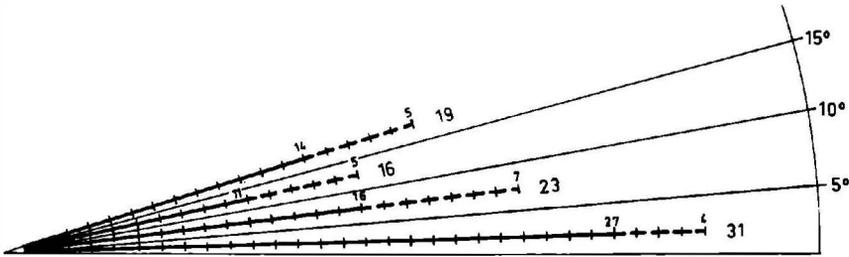


Abb. 23. Die Rückenböschung

( $n = 89$ )

### 5.2.4. Die Fläche der Bergstürze

Das Häufigkeitsdiagramm<sup>23</sup> (s. Abb. 25) zeigt, daß 14 Bergstürze eine Flächenbedeckung von über  $10 \text{ km}^2$  erreichen: der größte davon ist der Flimser Bergsturz (24.11), der ein Areal von über  $51 \text{ km}^2$  bedeckt. Die Messung stimmt gut mit der von OBERHOLZER (1933, S. 599) überein, der  $49 \text{ km}^2$  angibt. Da der Flimser Bergsturz gebietsweise von jüngeren Ablagerungen überschüttet ist und z. T. auch durch die Eisüberfahung ausgeräumt wurde, war einst die Flächenbedeckung sicher noch größer. Zählt man die westlich des Flimser Bergsturzes niedergegangenen Bergsturmassen dazu, deren Mindestverbreitung durch die Toma von Reichenau/Rhätzens (24.18/19), Ems und Chur (24.20) wiedergegeben wird, so ergibt sich ein geschlossenes Bergsturzareal von über  $70 \text{ km}^2$ . Der zweite große Bergsturz der Alpen ist der von Sidlers (21.13) mit über  $28 \text{ km}^2$ . Eine große Fläche von  $24 \text{ km}^2$  bedecken auch die Trümmersmassen am Dobratsch (55.03-06; vgl. TILL 1907, S. 639). Dieses große Trümmersareal ist jedoch auf mehrere nebeneinander liegende Bergstürze zurückzuführen. Bergstürze mit großer Flächenbedeckung sind außerdem die Abîmes de Myans (17.01; größter historischer Bergsturz mit einer Fläche von mindestens  $15 \text{ km}^2$ ; BOURDIER 1961, S. 344 gibt  $20 \text{ km}^2$  an), die Trümmerslandschaften am Fernpaß (41.05;  $14,5 \text{ km}^2$ ), am Tschirgant (41.13;  $13,2 \text{ km}^2$ ; vgl. HEUBERGER 1968 a, S. 66) und die Marocche im Sarcatal (73.10), die mit  $12 \text{ km}^2$  Flächenbedeckung wohl ebenfalls aus mehreren nebeneinanderliegenden Massenbewegungen bestehen (vgl. TRENER 1924). Als einziger kristalliner Bergsturz erreicht nur der von Köfels (52.06) mit  $12 \text{ km}^2$  (vgl. HAMMER 1929 S. 47) eine größere Fläche. Wie groß die Ausnahmestellung dieser Massenbewegung ist, zeigt die Tatsache, daß sonst nur wenige kristalline Bergstürze die Fläche von  $2 \text{ km}^2$  überschreiten.

<sup>23</sup> Die insgesamt 196 Bergsturzflächen wurden durch Ausplanimetrieren bestimmt. Die Werte beziehen sich daher durchweg auf die Horizontale.

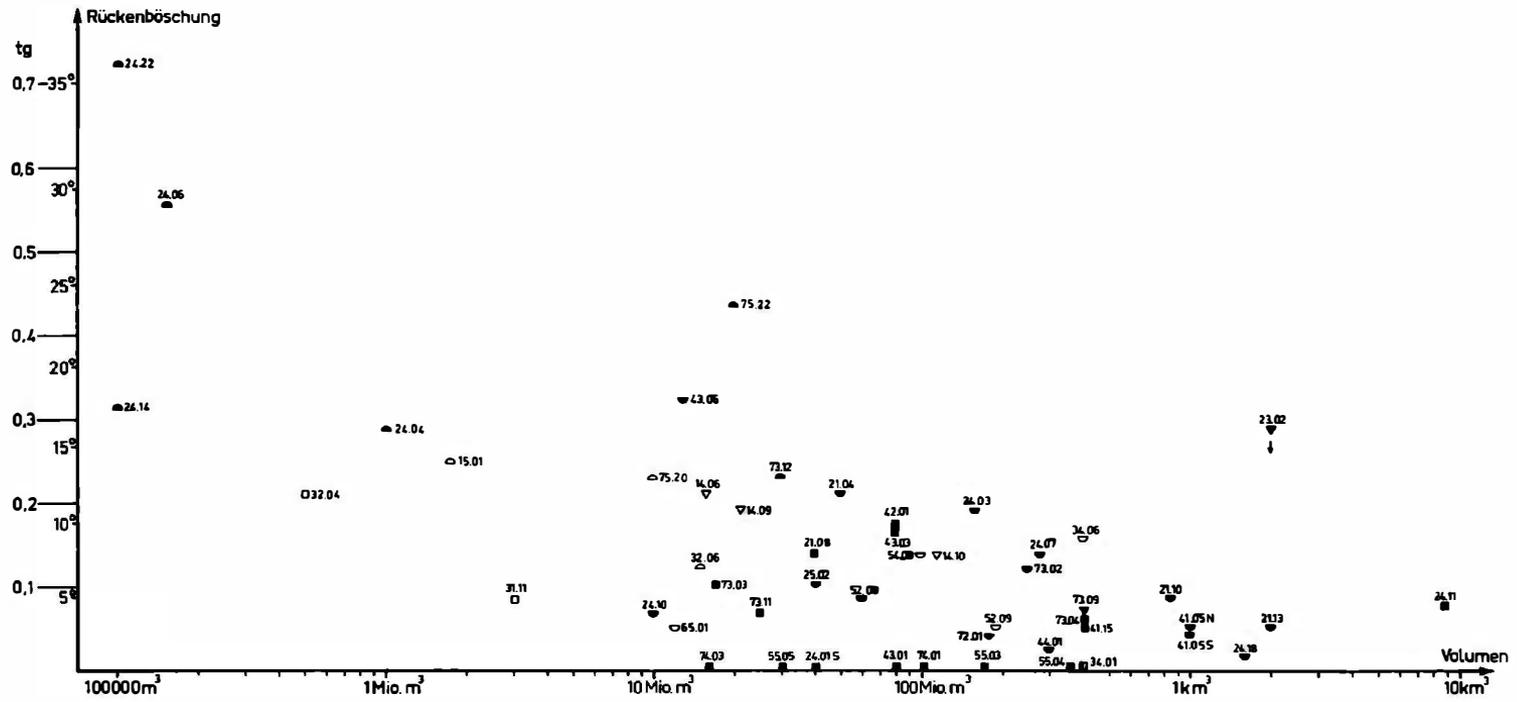


Abb. 24. Die Rückenböschung in Abhängigkeit vom Volumen

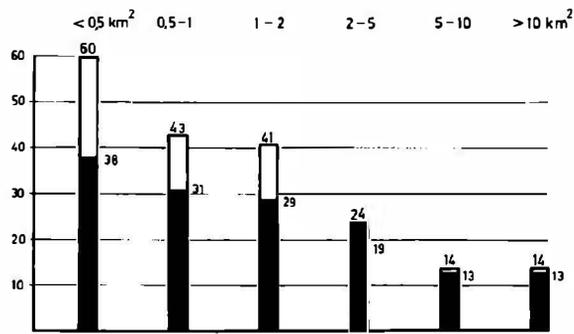


Abb. 25. Die Flächen der Ablagerungsgebiete

(n = 196)

Die Unterrepräsentation der kristallinen Bergstürze bei den größeren Flächen ist selbstverständlich die Folge ihres im allgemeinen geringeren Volumens. Doch spielt hier zusätzlich auch die Gesteinsbeschaffenheit eine nicht unbedeutende Rolle. Die kristallinen Bergsturzkörper neigen im Vergleich zu den kalkalpinen weniger zur weitflächigen Ausbreitung. Dies wird durch ihre meist größere relative Mächtigkeit (s. S. 33 und Abb. 28) und geringere Streuung (s. S. 46 und Abb. 43) bezeugt.

Nicht nur der Anteil der kristallinen Bergstürze insgesamt, sondern auch der der verschiedenen kristallinen Gesteinsgruppen für sich allein genommen, nimmt bei den größeren Flächen gegenüber dem der kalkalpinen ab (s. Abb. 47).

#### 5.2.5. Die maximale, durchschnittliche und relative Mächtigkeit der Bergstürze

Beim Vergleich der maximalen Mächtigkeit (s. Abb. 26) der Bergsturzkörper weist der Anteil der kristallinen Bergstürze bei den verschiedenen Mächtigkeitsgruppen nur geringe Unterschiede auf. Dies überrascht, da ja ihr Anteil bei den größeren Volumina nur sehr gering ist. Angaben der maximalen Mächtigkeit sind allerdings oft wenig charakteristische Werte, da sie stellenweise nur auf eine besondere Konfiguration der Vorform zurückzuführen sind. Daher ist die Ermittlung der durchschnittlichen Bergsturzmächtigkeit aussagekräftiger.

Trotz ihrer Unterrepräsentation bei den größeren Volumina ist der Anteil der kristallinen Bergstürze auch bei den Gruppen verschiedener durchschnittlicher Mächtigkeit<sup>24</sup> fast derselbe (s. Abb. 27). Die größte durchschnittliche Mächtigkeit besitzt zwar ein kalkalpiner Bergsturz, die Trümmermasse von Engelberg (23.02) mit  $\pm 220$  m. Doch schon die durchschnittliche Mächtigkeit des kalkalpinen Flimser Bergsturzes (24.11) von  $\pm 180$  m wird von den kristallinen Massenbewegungen von Köfels (52.06; 180 m), Poschiavo (35.01; 180 m) und Chironico (32.05; 170 m) fast oder ganz erreicht, und dies trotz des mehrfach größeren Volumens des ersteren Bergsturzes. Besonders gering ist die durchschnittliche Mächtigkeit bei einigen der großen kalkalpinen Bergstürze, die sich in weiten Talräumen ausbreiten konnten. Um oder unter 30 m liegt sie beispielsweise beim Tschirgantbergsturz (41.13) und Dobratschbergsturz (55.03-06) sowie bei den Marocche im Sarcatal (73.10).

Wegen der verschiedenen Flächenbedeckung und Volumina der Trümmer genügt eine bloße Erfassung der durchschnittlichen Mächtigkeit nicht zur Charakterisierung der einzelnen Bergstürze. Bezieht man die durchschnittliche Mächtigkeit jedoch auf die Größe der Grundfläche des Bergsturzes, so läßt sich eine Maßzahl ermitteln, mit deren Hilfe auch Bergstürze verschiedener Größenordnung miteinander verglichen werden können.

<sup>24</sup> Bei den meist sehr unregelmäßig geformten Bergsturzkörpern wurde die durchschnittliche Mächtigkeit durch Division des Volumens durch die Fläche bestimmt.

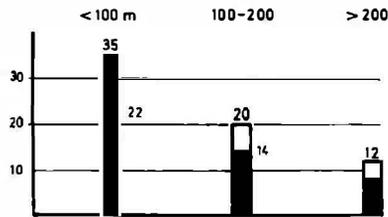


Abb. 26. Die maximale Mächtigkeit der Trümmer

(n = 67)

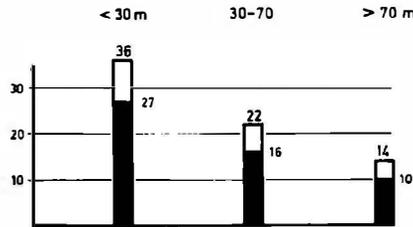


Abb. 27. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Trümmer

(n = 72)

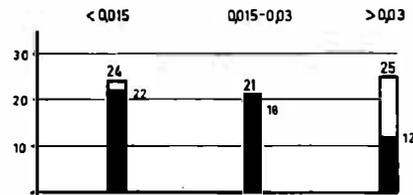


Abb. 28. Die relative Mächtigkeit der Trümmer

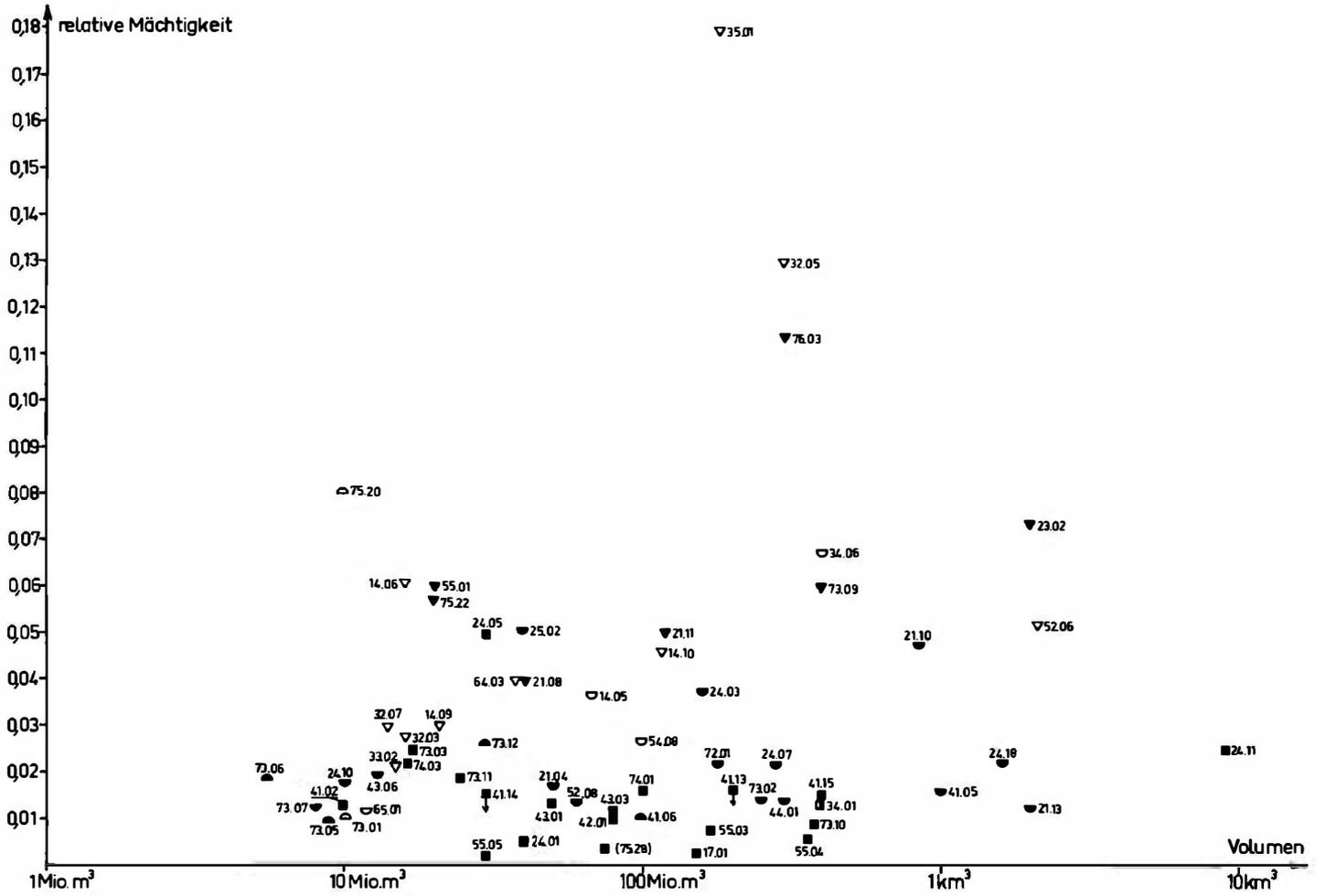
(n = 70)

Diese Maßzahl sei hier relative Mächtigkeit genannt. Die relative Mächtigkeit ( $m_{rel}$ ) errechnet sich aus der Division der durchschnittlichen Mächtigkeit ( $M \phi$ ) durch die Quadratwurzel aus der Grundfläche des Bergsturzes (F). Daher gilt:

$$M_{rel} = \frac{M \phi}{\sqrt{F}}$$

Das Häufigkeitsdiagramm (s. Abb. 28) zeigt deutlich die im allgemeinen größere relative Mächtigkeit der kristallinen Bergstürze im Vergleich zu den sedimentären. Besonders groß ist die relative Mächtigkeit bei den kristallinen Bergstürzen von Poschiavo (35,01; 0,18) und Chironico (32,05; 0,13). Demgegenüber besitzen selbst die großen kalkalpinen Bergstürze im allgemeinen kleinere relative Mächtigkeiten: so z. B. Engelberg (23,02; 0,074), Flims (24,11; 0,025), Fempfaß (41,05; 0,016), Almtal (44,01; 0,015) und Siders (21,13; 0,013). Ein „versteckter“ Einfluß des Volumens, wie er infolge der unterschiedlichen Häufigkeitsverteilung der kristallinen und sedimentären Bergstürze bei den verschiedenen Bergsturmgrößenklassen möglich wäre, liegt hier nicht vor, denn sowohl bei den kleinen als auch bei den großen Volumina sind die kristallinen Bergstürze eher bei den großen als bei den kleinen relativen Mächtigkeiten vertreten (s. Abb. 29). Die kristallinen Bergstürze bleiben damit, unabhängig vom Volumen, eher als mächtige Schuttkörper erhalten, während sich die sedimentären Bergstürze in weit stärkerem Maße als flache Schuttdecken ausbreiten.

Abh. 29. Die relative Mächtigkeit der Trümmer und ihr Volumen



Es wäre zu prüfen, ob die größere relative Mächtigkeit der kristallinen Bergstürze auf eine evtl. stärkere innere Verzahnung des Kristallin im Vergleich zum geschichteten Sedimentgestein zurückzuführen ist. Möglich ist außerdem, daß dieser Gegensatz primär nicht gesteinsbedingt ist, sondern nur durch die unterschiedliche Konfiguration der Abbruchsgebiete im kristallinen und sedimentären Bereich zustande kommt. Wie schon herausgestellt sind die kristallinen Bergstürze bei der Hangformengruppe der Abbruchsgebiete stärker vertreten, die sedimentären Bergstürze hingegen bei der Wandformengruppe (s. Abb. 4). Es zeigt sich auch tatsächlich, daß Abbruchsgebiete der Hangformengruppe eher Bergstürze mit größerer relativer Mächtigkeit liefern als solche der Wandformengruppe (s. Abb. 30). Dies ist v. a. darin begründet, daß das Gestein beim Niedergang aus steilen Wänden durch die damit verbundene höhere kinetische Energie stärker zerschlagen wird und sich eher zu geringmächtigen Bergsturzdecken ausbreiten kann. Größere relative Mächtigkeiten innerhalb der Wandformengruppen liefern allerdings die Nischen mit Gleitfläche, denn deren oft sehr mächtige Gleitschollen werden auf relativ wenig geneigter Fahrbahn nicht so stark zerschlagen und dünnen daher auch viel weniger aus.

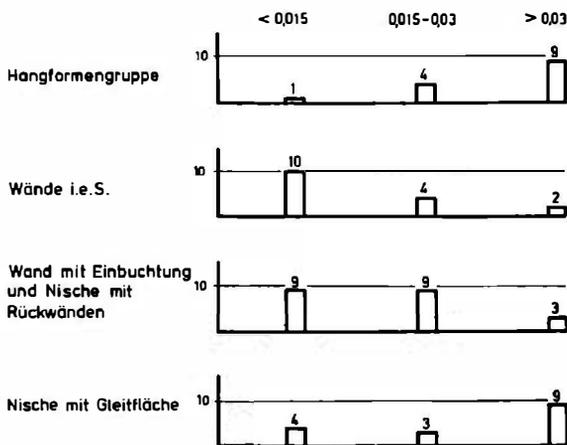


Abb. 30. Die relative Mächtigkeit der Trümmer in Abhängigkeit von der Form der Abbruchsgebiete (n = 67)

Die Bedeutung der relativen Einbuchtung des Abbruchsgebiets (s. S. 18f) für die relative Mächtigkeit der Ablagerungen scheint gering zu sein (s. Abb. 31).

Eine einheitliche Tendenz fehlt auch bei der Beziehung zwischen der relativen Mächtigkeit und der Lage der Hauptmasse zum Abbruchshang (s. Abb. 32).

Dagegen hat erwartungsgemäß die Vorform, in die der Bergsturz eingelagert wird, einen entscheidenden Einfluß auf die relative Mächtigkeit (s. Abb. 33). Die Bergstürze, die sich auf freier Fläche ausbreiten konnten, besitzen ganz überwiegend eine relative Mächtigkeit von unter 0,02. Umgekehrt liegen die Werte der Bergstürze, die in einem engen Talraum quer zur Talrichtung eingelagert wurden, durchweg über 0,02. Die relativen Mächtigkeiten der Trümmerzungen, die sich in Tallängsrichtung fortbewegten, weisen im allgemeinen mittlere Werte auf.

Von gewisser Bedeutung für die relative Mächtigkeit ist auch die Höhendifferenz der Fahrbahn (s. Abb. 33). Bei den kleinen Höhendifferenzen werden vor allem mittlere und größere relative Mächtigkeiten erreicht. Bei den mittleren Höhendifferenzen um 1000 m fällt auf, daß die kleinen relativen Mächtigkeiten besonders stark hervortreten. Mittlere relative Mächtigkeiten werden dagegen vor allem bei den Bergstürzen mit Höhendifferenzen über 1.500 m erreicht. Diese unterschiedliche Häufigkeitsverteilung

ist jedoch zumindest teilweise auf eine unterschiedliche Repräsentation der verschiedenen Vorformen bei den verschiedenen Höhendifferenzen zurückzuführen. Die mittleren Höhendifferenzen sind besonders häufig an die Bergstürze gebunden, die sich in weitem Talraum oder auf freier Fläche ausbreiten konnten. Dagegen sind bei den großen Höhendifferenzen die in Tallängsrichtung kanalisiertem Zungen überrepräsentiert.

Ein Zusammenhang besteht auch zwischen der relativen Mächtigkeit und dem Vorhandensein von Ausläufern (s. Abb. 34). Bergstürze mit flachen Ausläufern besitzen erwartungsgemäß eine geringe relative Mächtigkeit. Eine zungenförmige Ausbreitung ergibt sich jedoch meist bei größerer relativer Mächtigkeit.

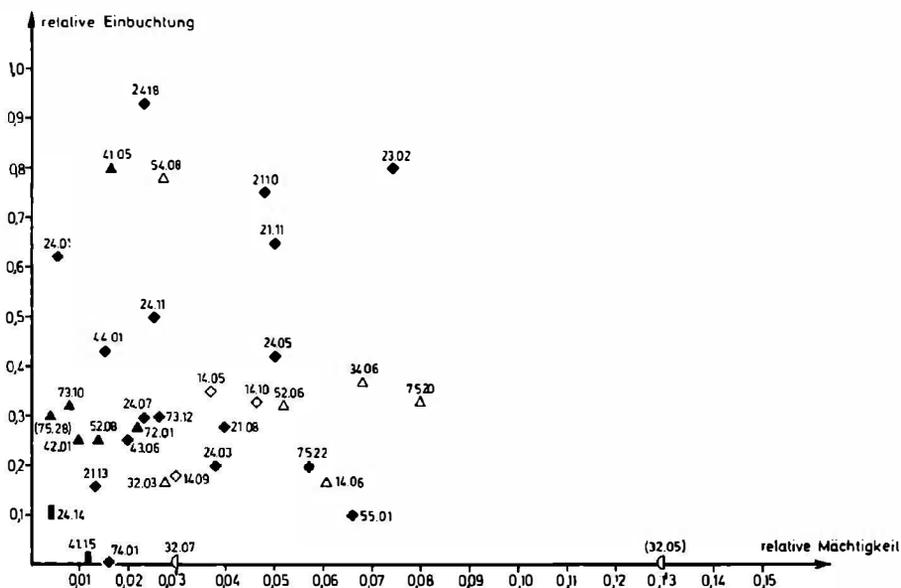


Abb. 31. Die relative Mächtigkeit der Trümmer in Abhängigkeit von der relativen Einbuchtung der Abbruchgebiete

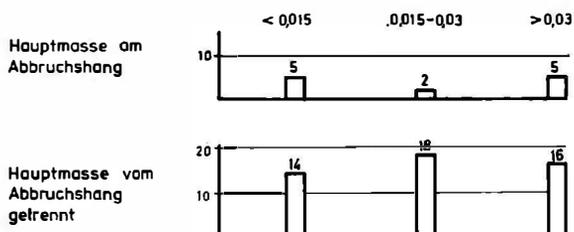


Abb. 32. Die relative Mächtigkeit der Trümmer und das Lageverhältnis der Hauptbergsturzmasse zum Abbruchgebiet (n = 60)

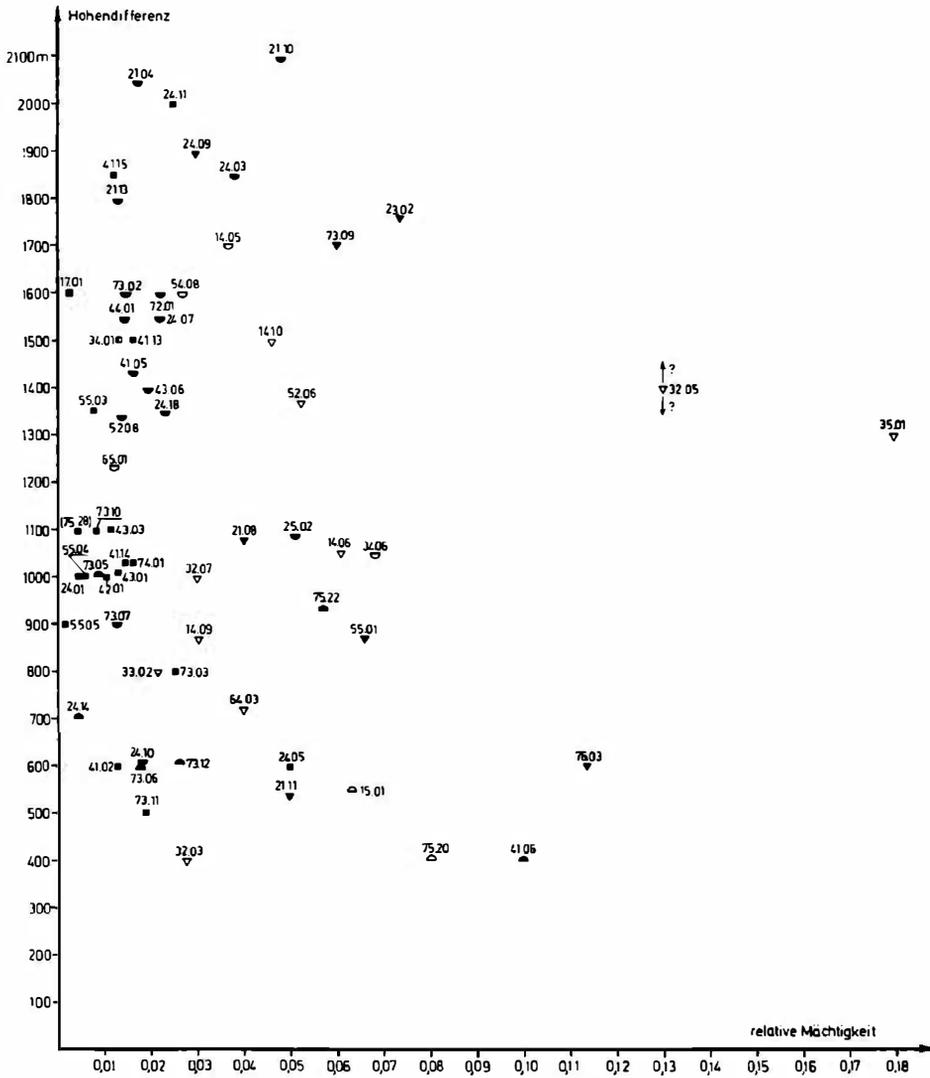


Abb. 33. Die relative Mächtigkeit der Trümmer in Abhängigkeit von der Vorform und der Hohendifferenz der Fahrbahn

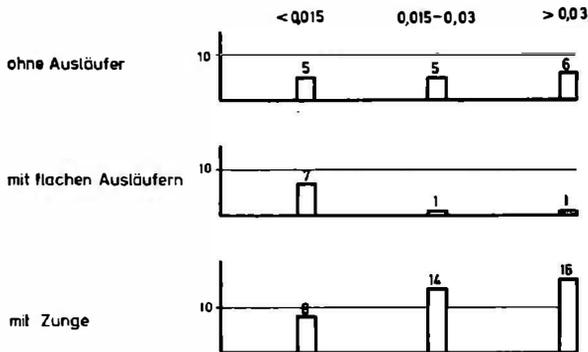


Abb. 34. Der Zusammenhang zwischen der relativen Mächtigkeit der Trümmer und der Bildung von Ausläufern (n = 63)

### 5.3. Die Bergsturzfahrbahn

Im Gegensatz zum Abbruchs- und Ablagerungsgebiet läßt sich die Fahrbahn nicht als morphologisch eigenständiges Teilgebiet der Bergsturzlandschaft ausscheiden. Würde sie nur das Areal zwischen Abbruchs- und Ablagerungsgebiet einschließen, so wäre sie bei vielen Bergstürzen, bei denen die Trümmer schon am Fuß der Nische abgelagert wurden, überhaupt nicht vorhanden. Im Rahmen dieser Untersuchung soll sie den ganzen Bereich der Bergsturzbewegung vom obersten Anriß bis zum äußersten Ende der Trümmer umfassen. Im Zusammenhang mit der Fahrbahn werden daher alle Fragen behandelt, die sich auf Abbruchs- und Ablagerungsgebiet zusammen und auf deren Verhältnis zueinander beziehen (vgl. S. 13).

#### 5.3.1. Die Gestalt der Fahrbahn

Für die Konfiguration der Fahrbahn sind drei Merkmale maßgebend:

1. das Längsprofil
2. das Querprofil
3. der Verlauf, d. h. das Fehlen oder Vorhandensein von Krümmungen und/oder Verzweigungen.

Am Fuße der steilgeneigten Abbruchsgebiete kommen die Bergstürze meist im Bereich von Flachstrecken (112 Fälle) oder auf in Schußrichtung geneigten Hängen (39 Fälle) zur Ruhe. Wie schon bei den Ablagerungsgebieten herausgestellt (s. S. 25) zeigen jedoch nicht alle Fahrbahnen ein derart einfaches Längsprofil. Nicht selten sind sie gestuft (18 Fälle), oder sie besitzen, v. a. am Bergsturzende, ein gegenläufiges Gefälle (35 Bergstürze). Das Querprofil der Fahrbahn wurde zwischen Abbruchs- und Ablagerungsgebiet, oder – falls diese nicht völlig voneinander getrennt waren – im Überlappungsbereich beider bestimmt. Dort wurde die Haupttrümmernasse entweder noch beschleunigt oder ohne stärkere Abbremsung weitertransportiert. Dieser Abschnitt der Fahrbahn lag meist im Bereich von Wänden oder Steilhängen ohne größere Einbuchtung und nur in wenigen Fällen in steilgeneigten Mulden, Tälern oder Schluchten (insgesamt nur 13 Fälle; darunter: Pré de Mme Carle, 14.04; Diablerets, 21.04; Biasca, 32.06; Lofer, 43.03; Hintersee, 43.06; Becca di Lusenedy, 64.02. Bei den beiden letzteren liegt eine Beschleunigungsbahn jeweils zwischen zwei Stockwerken des Ablagerungsgebiets.).

Der Verlauf der Fahrbahn ist bei sehr vielen Bergstürzen geradlinig (103 Fälle). Insbesondere bei den größeren Bergstürzen zeigt die Fahrbahn jedoch häufig Knicke oder einen gewundenen Verlauf (74 Fälle; darunter: Kandersteg, 21.10 und Almtal, 44.01) oder Verzweigungen (9 Fälle; darunter: Flims, 24.11, Fernpaß, 41.05 und Wildalpen, 45.03).

#### 5.3.2. Das Lageverhältnis der Bergsturzhauptmasse zum Abbruchsgebiet

Während die langsamen Massenbewegungen unmittelbar am Fuße der Abbruchsgebiete liegen bleiben, bewegen sich viele Bergstürze auf Grund ihrer großen kinetischen Energie weiter. Daher bildet sich oft zwischen der Haupttrümmeranhäufung und dem Abbruchsgebiet eine Tiefenzone. Nach ihrem Verhältnis zum Abbruchshang lassen sich damit die Bergstürze in folgende Kategorien gliedern:

1. Hauptbergsturzmasse unmittelbar am Fuß des Abbruchsgehänges.
2. Hauptbergsturzmasse vom Abbruchshang getrennt.
3. Mischformen bei Trümmerkörpern, die nur eine unbedeutende Tiefenzone zwischen Abbruchshang und Hauptmasse besitzen.

Bei der Mehrzahl der Bergstürze ist die Hauptmasse vom Abbruchshang getrennt (s. Abb. 35). Dabei spielt es keine Rolle, ob es sich um kristalline oder sedimentäre Trümmernassen handelt.

Dagegen hängt das Verhältnis der Haupttrümmernasse zum Abbruchsgebiet vom Volumen ab (s. Abb. 36). Während die größeren Trümmerkörper fast ausschließlich vom Abbruchshang getrennt sind, blieben viele kleinere am Abbruchshang zurück.

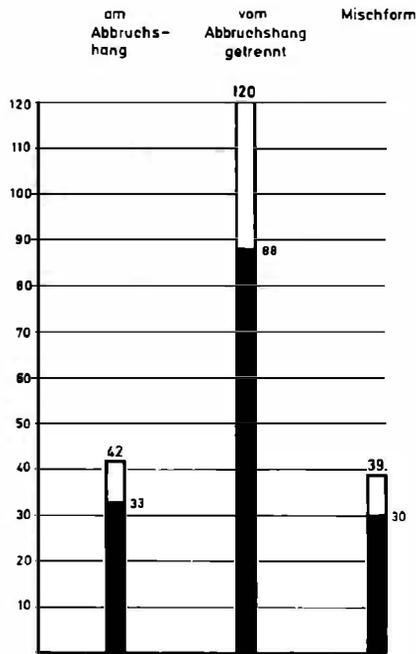


Abb. 35. Das Lageverhältnis der Haupttrümmersmasse zum Abbruchshang (n = 201)

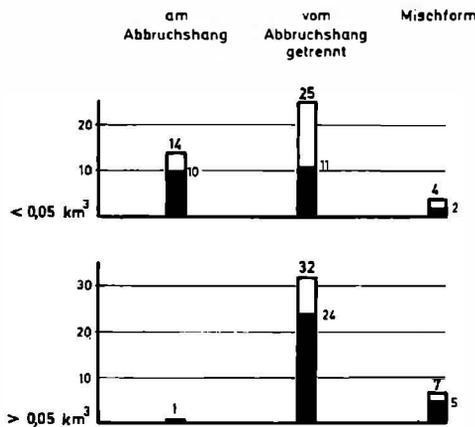


Abb. 36. Das Lageverhältnis der Haupttrümmersmasse zum Abbruchshang in Abhängigkeit vom Volumen (n = 83)

### 5.3.3. Die Fahrbahnlänge

Die Fahrbahnlänge ist die Entfernung zwischen dem oberen Abrißrand des Bergsturzes und dem äußersten Ende des Ablagerungsgebiets im Stromstrich gemessen. Häufig konnte nur eine Mindestlänge der Fahrbahn ermittelt werden, insbesondere weil die Ausläufer der großen spätglazialen Bergstürze inzwischen stark abgetragen und überschüttet wurden.

Insgesamt wurden 18 Bergstürze von über 7 km Fahrbahnlänge erfaßt (s. Abb. 37). Die größte Mindestlänge erreicht der Bergsturz von Siders (21.13; s. Abb. 38), dessen äußerste noch sichtbare Ausläufer 17 km von der Nischenoberkante entfernt bei Grône aus den Rhonetalluvionen aufragen. Der Flimser Bergsturz (24.11) wird ihn evtl. noch an Länge übertroffen haben, doch läßt die starke Glazialerosion im W und die wahrscheinliche Überschüttung durch jüngere Bergstürze und Alluvionen im E die ursprüngliche

Ausbreitung im Rheintal nicht mehr erkennen. Rechnet man den im E gelegenen Bot Danisch noch zum Flimser Bergsturz, so besitzt er eine Mindestfahrbahnlänge von 16 km. Ähnliche Werte erreichen der S-Ast des Fernpaßbergsturzes (41.05; 15,5 km) und – falls die Trümmersmassen bei Rodels durch Bergsturzbewegung und nicht durch eine Flut in das Domleschg verfrachtet wurden (s. S. 85) – der Bergsturz vom Säsagit und/oder Bleiswald (24.18/19; 14 km).

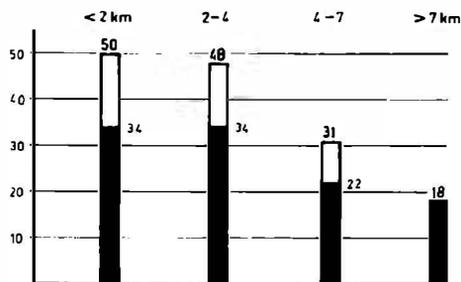


Abb. 37. Die Fahrbahnlänge

(n = 147)

Die Fahrbahnlänge wird vor allem vom Volumen (vgl. SCHELLER 1970, S. 59), dem Höhenunterschied der Fahrbahn und der Konfiguration der Vorform beeinflusst (s. Abb. 38, 39 und 40).

Bei einem Volumen von unter 4 Mio. m<sup>3</sup> beträgt die maximale Fahrbahnlänge 2 km, bei unter 20 Mio. m<sup>3</sup> 4 km und bei 200 Mio. m<sup>3</sup> 7 km (s. Abb. 38). Erst bei Bergsturzvolumina im Kubikkilometerbereich treten Fahrbahnlängen von über 10 km auf. Der Ausnahmefall des Bergsturzes im Almtal (44.01), der bei 300 Mio. m<sup>3</sup> eine Fahrbahnlänge von 15 km erreicht, wird in anderem Zusammenhang besprochen (s. S. 84). Es fällt auf, daß die maximalen Fahrbahnlängen bei einer Steigerung des Volumens von 100.000 auf 10 Mio. m<sup>3</sup>, also um das Hundertfache, nur auf etwa das Doppelte ansteigen, während sie sich bei einer Steigerung von 10 Mio. auf 1 Mia. m<sup>3</sup>, also ebenfalls um das Hundertfache, verfünffachen. Bei den kleinen Berg- und Felsstürzen und kurzen Fahrbahnlängen spielt also das Volumen scheinbar eine relativ geringe Rolle. Dies ist jedoch darauf zurückzuführen, daß sich die Trümmersmassen zunächst auf einem in Fahrtrichtung geneigten Gehänge bewegen, auf dem sie mit wachsender Fahrbahnlänge auch eine stark zunehmende Höhendifferenz der Fahrbahn erreichen. Sind die Höhendifferenzen entsprechend groß, bzw. sind diese Gehänge entsprechend steil, so können sich auch kleine Bergstürze relativ weit bewegen. Die Größe der kurzen Fahrbahnlängen ist daher stärker von der Höhendifferenz der Fahrbahn als vom Volumen abhängig (vgl. Abb. 38 und 39). Nach etwa 2, maximal 5 km Horizontaldistanz sind jedoch die in Fahrtrichtung geneigten Hänge zu Ende, und von hier ab müssen sich die Trümmer auf wenig geneigtem, horizontalem oder gegenläufigem Untergrund weiterbewegen. Die kleinen Trümmersmassen bleiben hier sofort stecken, nur die großen Bergstürze vermögen weiter vorzustoßen. Daher gibt bei den großen Fahrbahnlängen, die über die Länge der in Fahrtrichtung geneigten Hänge hinausgehen, vor allem das Volumen den Ausschlag.

Dieselbe Gesetzmäßigkeit ergibt sich auch aus der nach den verschiedenen Volumina aufgeschlüsselten Beziehung zwischen Höhenunterschied der Fahrbahn und Fahrbahnlänge (s. Abb. 39). Bis zu einer Fahrbahnlänge von etwa 5 km nehmen die Höhenunterschiede stark zu, d. h. die Abhängigkeit der Fahrbahnlänge von der Höhendifferenz der Fahrbahn ist groß. Gegen die größeren Fahrbahnlängen hin ist nur noch eine geringe Zunahme der Höhendifferenzen zu verzeichnen. Dagegen ist nunmehr das Volumen von entscheidender Bedeutung.

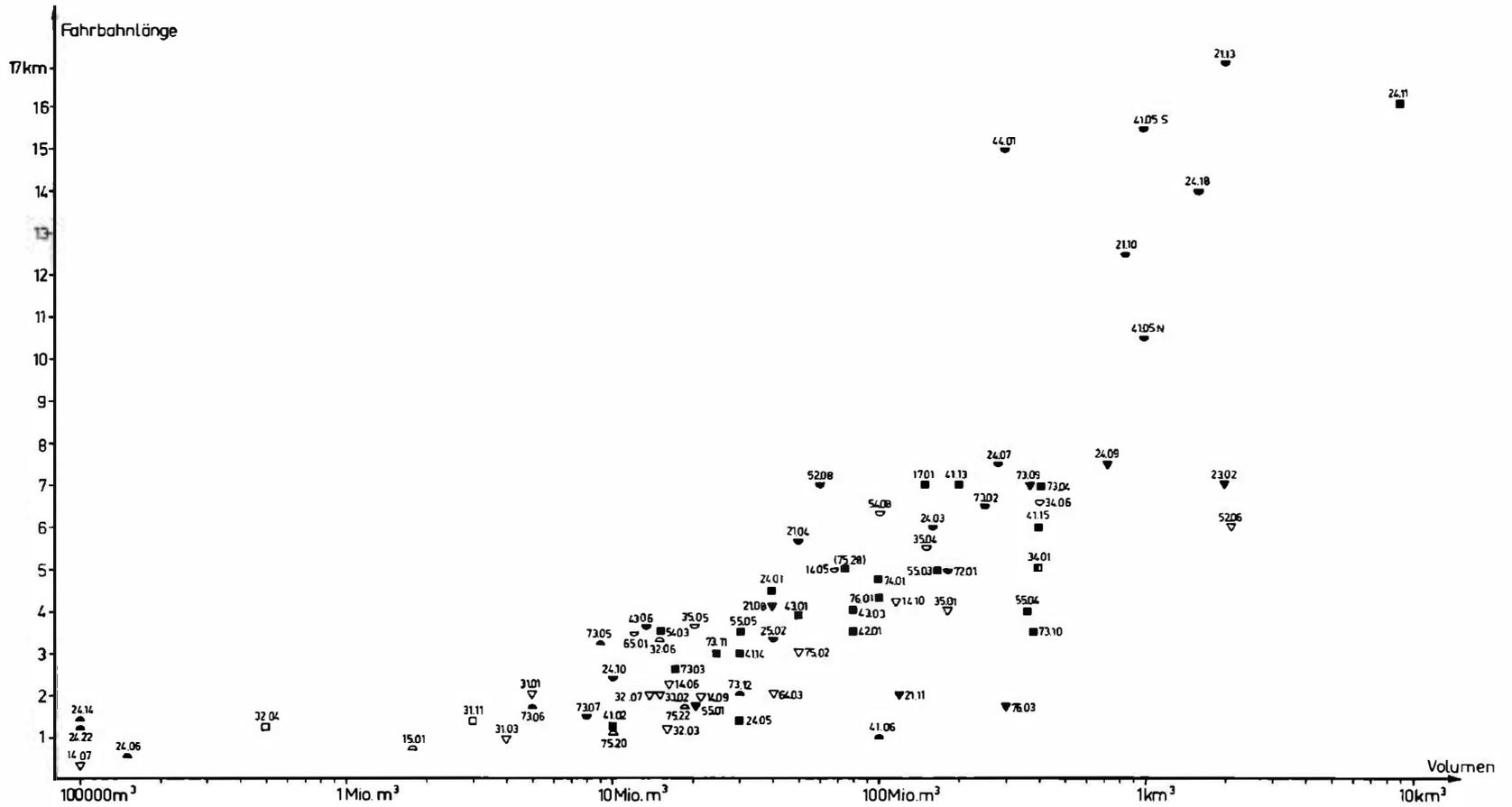


Abb. 38. Die Fahrbahnlänge in Abhängigkeit vom Volumen

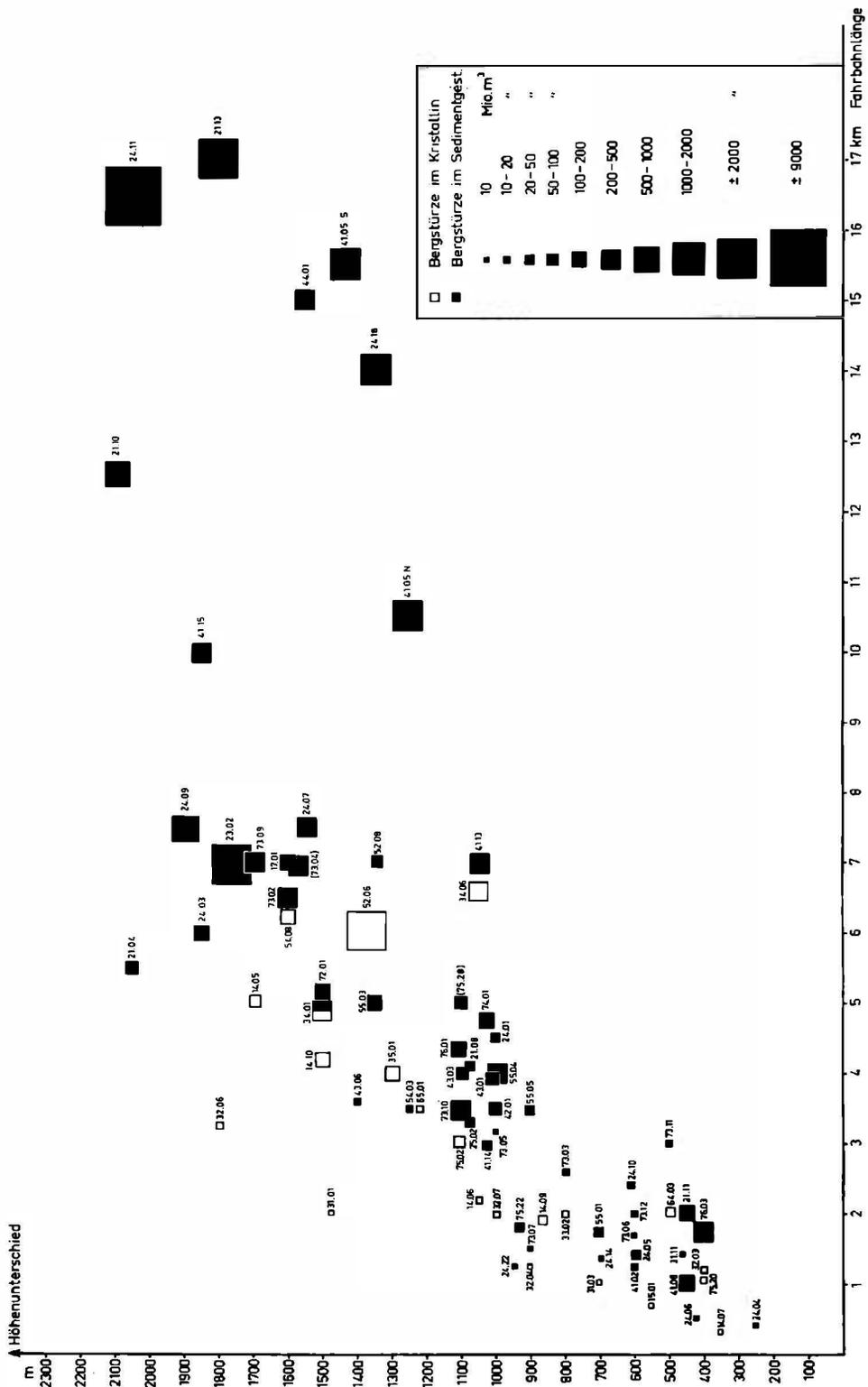


Abb. 39. Der Zusammenhang zwischen Länge und Höhenunterschied der Fahrbahn sowie dem Volumen

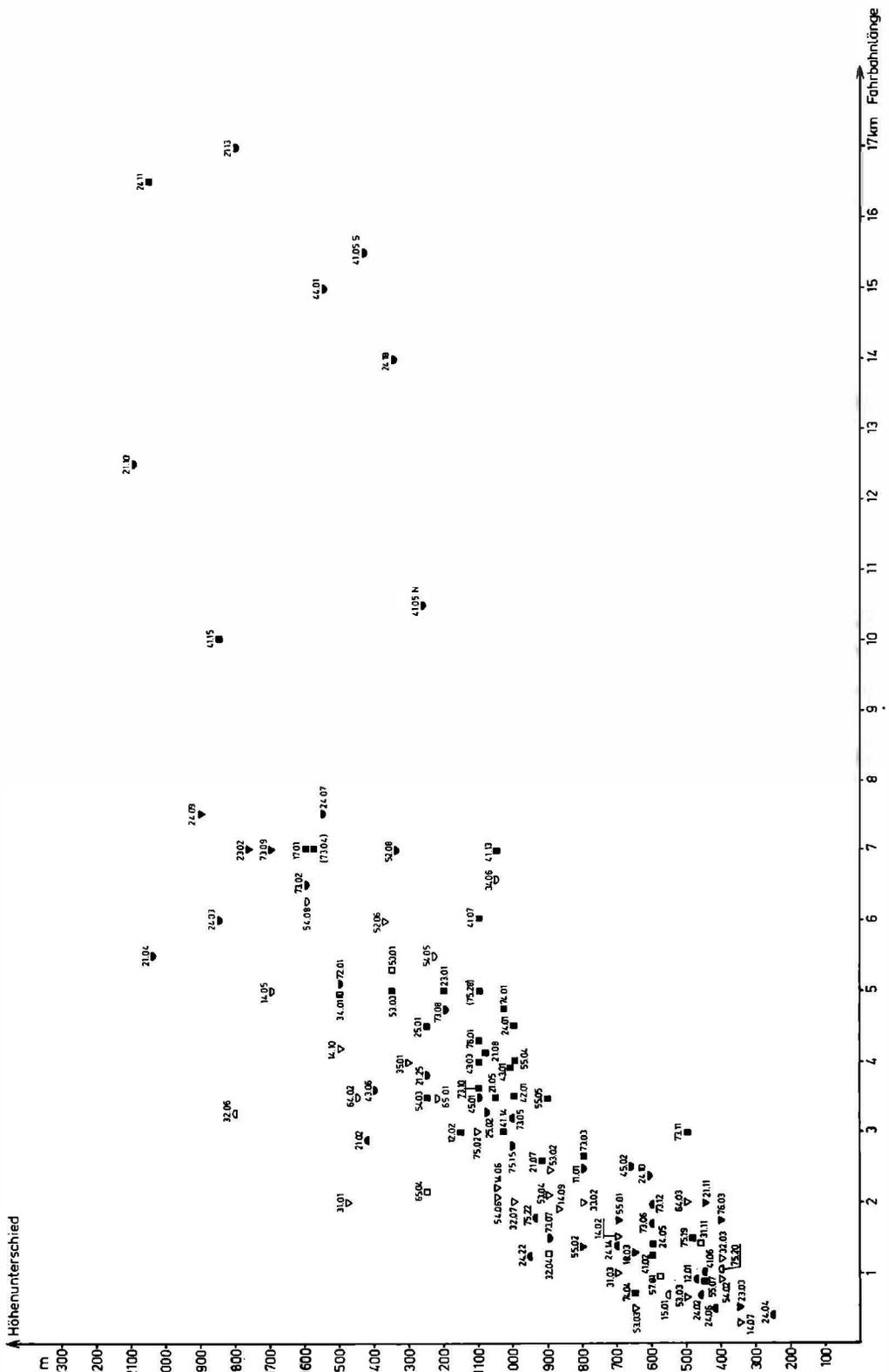


Abb. 40. Der Zusammenhang zwischen Länge und Höhenunterschied der Fahrbahn sowie der Vorform

Ausnahmen bilden hier neben dem Bergsturz im Almtal (44.01; s. S. 84) die Trümmernmassen von Köfels (52.06; s. S. 51f) und Engelberg (23.02; s. u.), auf deren Sonderstellung in anderem Zusammenhang eingegangen wird.

Abgesehen von den erwähnten und einigen anderen Ausnahmefällen ist gut zu beobachten, daß bei gleichbleibendem Höhenunterschied, aber größerer Fahrbahnlänge die Volumina im allgemeinen größer werden und daß umgekehrt bei gleichbleibender Fahrbahnlänge und größerem Höhenunterschied die dazugehörigen Volumina meist geringer sind. Letzteres ist allerdings nur bei Fahrbahnlängen bis zu 6 km der Fall.

Wenn Bergstürze von dieser Gesetzmäßigkeit abweichen, so ist dies nicht zuletzt auf die Konfiguration der Vorform zurückzuführen, in die die Trümmer eingelagert wurden (s. Abb. 38 und Abb. 40). Dabei wird allerdings nicht nur die Fahrbahnlänge durch die Vorform beeinflusst, denn im Sinne einer wechselseitigen Abhängigkeit entspricht den verschiedenen Fahrbahnlängen von vornherein eine unterschiedliche Art der Einlagerung in die Vorform. Bei den kleineren Fahrbahnlängen dominieren vor allem die Bergstürze, die quer in einen engen Talraum eingelagert wurden und am Gegenhang aufbrandeten. Bei mehr oder weniger ungehinderter Ausbreitung ergeben sich vor allem die mittleren Fahrbahnlängen. Die in Tallängsrichtung kanalisierten Trümmerzungen konnten im allgemeinen die weitesten Fahrbahnlängen zurücklegen.

Die relativ geringe Fahrbahnlänge des Bergsturzes von Engelberg (23.02) erklärt sich wohl durch die Stauwirkung des Gegenhangs im Engelberger Talraum, die schmale Talöffnung nach NW und evtl. auch die nachträgliche Erosion.

#### 5.3.4. Der Fahrböschungswinkel

Ein besonders aussagekräftiges Merkmal ist die Fahrböschung der Bergstürze, nach der Definition von HEIM (1932, S. 113) der Winkel, den die in Schußrichtung verlaufende und zur Geraden gestreckte Verbindungslinie Oberkante der Abbruchsnische – äußerster Endpunkt der Ablagerung mit der Horizontalen bildet.

Der Winkel, den die Verbindungslinie zwischen dem Schwerpunkt der Bergsturzschole vor ihrem Niedergang und dem Schwerpunkt der Trümmer nach ihrer Ablagerung zur Horizontalen bildet, wäre zwar für bergsturzmechanische Untersuchungen aussagekräftiger; da jedoch die ursprüngliche Oberfläche des Abbruchgehänges und der Untergrund der Trümmer meist nur grob zu ermitteln sind, wäre eine Schwerpunktbestimmung zu sehr durch Fehler belastet (vgl. HEIM 1932, S. 113 und SCHELLER 1970, S. 55). Außerdem ist es wichtiger zu wissen, wie weit die maximale Gefahrenzone eines drohenden Bergsturzes reicht als wo der Schwerpunkt der Trümmermasse zu liegen kommt.

Im Häufigkeitsdiagramm aller gemessenen Fahrböschungen ist festzustellen, daß die kristallinen Bergstürze weit stärker bei den größeren Winkeln als bei den kleineren vertreten sind (s. Abb. 41). Dies ist jedoch ebenso wie bei den Fahrbahnlängen darauf zurückzuführen, daß sie eher an die kleineren Volumina gebunden sind.

In der Koordinatendarstellung (s. Abb. 42) zeigt sich der dominierende Einfluß des Volumens auf die Fahrböschung. Dies läßt sich daran erkennen, daß bei den Bergstürzen von unter 10 Mio. m<sup>3</sup> nur Fahrböschungen über 17° und im Mittel solche um 25° ausgebildet sind. Die Fahrböschungen der Bergstürze mit einem Volumen um 100 Mio. m<sup>3</sup> liegen dagegen zwischen 12° und 22°, die der Trümmernmassen im Kubikkilometerbereich erreichen zwischen 5° und 14°. Je größer das Volumen, desto geringer ist daher im allgemeinen die Fahrböschung (vgl. HEIM 1932, S. 121). Besonders klein ist sie bei den Bergstürzen von Flims (24.11; 7–8°; vgl. HEIM 1921, S. 400), Sidors (21.13; 6–6,5°) und am Säsagit (24.18; 5,5°). Dagegen erreichen beispielsweise der Felssturz von Airolo (32.04; 32,5°) und der kleine Bergsturz von Fidaz (24.14; 27,5°) weit größere Fahrböschungswinkel.

Aus der Koordinatendarstellung (Abb. 42) geht außerdem hervor, daß neben dem Volumen auch die Vorform, in die die Trümmer eingelagert wurden, einen großen Einfluß auf die Fahrböschungen ausübt. Ähnlich wie bei der Fahrbahnlänge handelt es sich jedoch auch hier um eine wechselseitige Abhängigkeit. Die Vorform beeinflusst

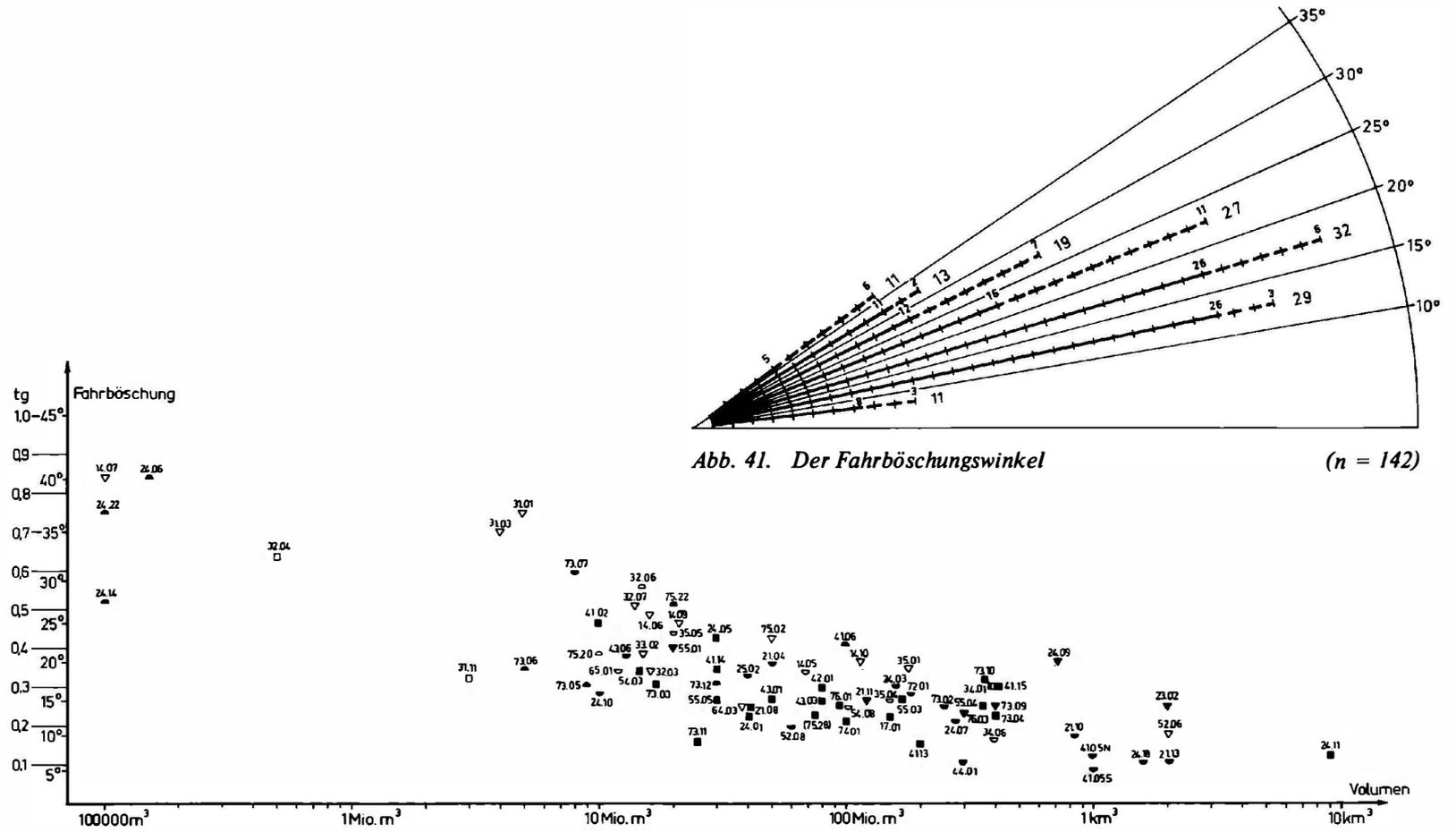


Abb. 41. Der Fahrböschungswinkel

(n = 142)

Abb. 42. Der Fahrböschungswinkel in Abhängigkeit vom Volumen und von der Vorform



In seltenen Fällen kann das Ablagerungsgebiet kleiner sein als das Abbruchgebiet, so z. B. wenn eine Bergflanke auf weite Erstreckung, aber in geringer Mächtigkeit abgleitet und die Trümmer am Gegenhang zu einem mächtigen Schuttkörper gestaut werden. Ein Beispiel hierfür ist der Bergsturz von St. André (14.09) mit einem Streuungsverhältnis von 1 : 0,7.

Das petrographisch aufgegliederte Häufigkeitsdiagramm (s. Abb. 43) zeigt einen größeren Anteil der kristallinen Bergstürze bei den geringeren Streuungsgraden. Bei keinem kristallinen, aber bei 8 kalkalpinen Bergstürzen wurde eine Streuung von mehr als 1 : 5 gemessen. Dies ist nicht auf den unterschiedlichen Anteil der sedimentären und kristallinen Bergstürze bei den verschiedenen Volumengruppen, sondern tatsächlich auf den petrographischen Gegensatz zurückzuführen. Dies ergibt sich aus der Beziehung zwischen Streuung und Volumen (s. Abb. 44), wo die sedimentären Bergstürze bei allen Volumina die höchsten Streuungen aufweisen.

Die maximale Streuung scheint gegen die großen Volumina hin abzunehmen (s. Abb. 44). Dies beruht möglicherweise auf der Tatsache, daß sich große Bergstürze nur bei geringem ursprünglichen Hangwinkel und geringem Abgleitböschungswinkel entwickeln können (s. S. 15 und 19f). Dadurch kommt es beim Niedergang zu einer weniger intensiven Zerschlagung des Materials in Einzeltrümmer und damit auch zu einer geringeren Streuung.

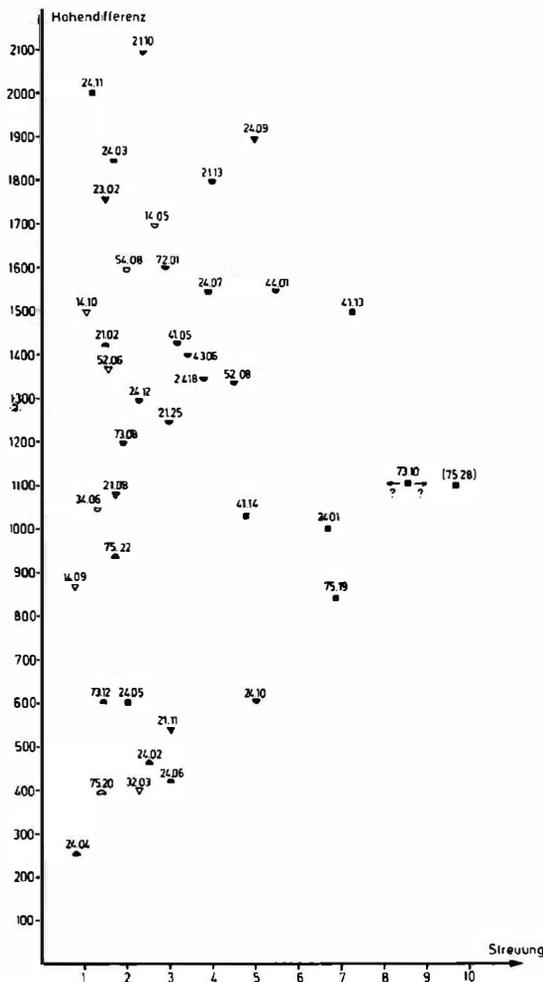


Abb. 45. Der Zusammenhang zwischen Streuung und Höhendifferenz der Fahrbahn sowie der Vorform

Auch die Konfiguration der Abbruchgebiete beeinflusst die Streuung (s. Abb. 44). Trümmernmassen aus Wänden mit Einbuchtung oder Nischen mit Rückwand erreichen im allgemeinen eine große Streuung. Auffallend gering ist diese hingegen bei Bergstürzen, die aus Nischen mit Abgleitflächen niedergingen, da hier die Gleitscholle ihren inneren Verband eher bewahrt. Die Streuung hängt außerdem von der Vorform, in die die Trümmer eingelagert wurden, ab (s. Abb. 45). Die geringste Streuung zeigen erwartungsgemäß die Bergstürze, die quer zur Talrichtung in einen engen Talraum eingelagert wurden, wie z. B. am Col de la Madeleine (14.10; 1 : 1,1). Groß ist die Streuung hingegen bei Ausbreitung auf freier Fläche. Einen besonders hohen Streuungsgrad weist daher beispielsweise der Tschirgantbergsturz (41.13; 1 : 7,3) auf, der sich in einem weiten Talraum ausbreitete. Dagegen nehmen die Bergstürze, die sich in Längsrichtung der Täler weiterbewegten, eine Zwischenstellung ein, da sie einerseits durch die Talflanken zusammengehalten, andererseits durch den weiten Transport im Tal selbst auseinandergezogen werden. Zu dieser Gruppe gehören die Trümmernmassen im Kandertal (21.10; 1 : 2,4) und am Fernpaß (41.05; 1 : 3,2).

Einen Einfluß auf die Streuung scheint außerdem der Höhenunterschied der Fahrbahn zu haben (s. Abb. 45). Die Tendenz ist hier allerdings nicht einheitlich. Bei den mittleren Höhendifferenzen entwickelt sich eine größere maximale Streuung als bei den kleineren und größeren. Dies ist zumindest teilweise darauf zurückzuführen, daß bei den mittleren Höhenunterschieden die Bergstürze, die sich auf freier Fläche oder in weitem Talraum ausbreiten konnten, überrepräsentiert sind.

Die Beziehung zwischen Streuung und relativer Einbuchtung des Abbruchgebiets (s. Abb. 46) ist wegen der geringen Zahl der Messungen nicht sehr aussagekräftig. Es kann allenfalls die Tendenz abgelesen werden, daß bei großer relativer Einbuchtung die maximalen Streuungen geringer sind als bei den mittleren, bei denen große und kleine Streuungen vorkommen.

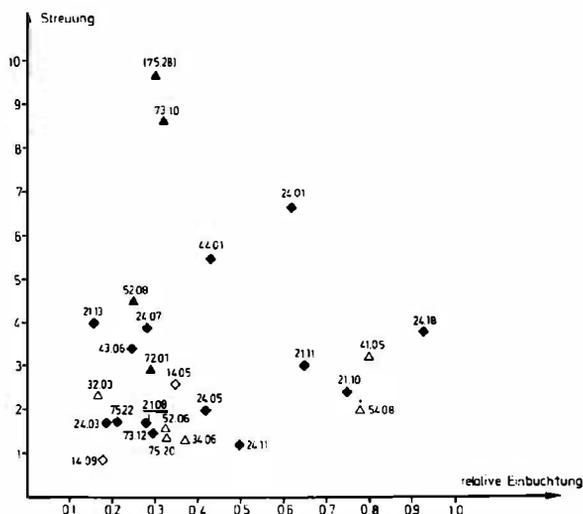


Abb. 46. Die Beziehung zwischen Streuung und relativer Einbuchtung des Abbruchgebietes.

## 6. Das Bergsturzmaterial

### 6.1. Die Gesteinsbeschaffenheit und ihr Einfluß auf die Häufigkeit und Größe der Bergstürze

Wie in anderem Zusammenhang schon herausgestellt wurde (s. S. 7ff) sind die sedimentären Bergstürze häufiger und – statistisch gesehen – größer als die kristallinen. Da diese beiden Gesteinsgruppen jeweils aus Material sehr unterschiedlicher Beschaffenheit bestehen, sollen sie hier etwas stärker differenziert werden (s. Abb. 47 und 48).

Im Kalk und Dolomit gingen die meisten und die größten Bergstürze zuzal<sup>26</sup> (davon 9 über 0,5 km<sup>3</sup>). Demgegenüber fallen die anderen sedimentären Gesteine (Breccien und Konglomerate) überhaupt nicht ins Gewicht.

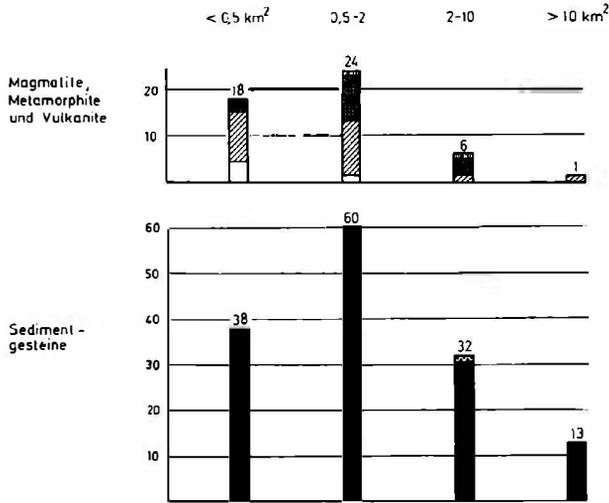
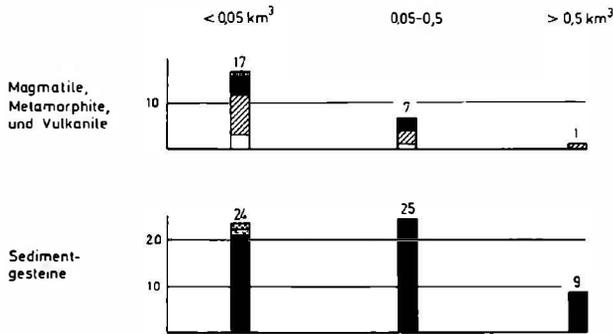


Abb. 47. Die petrographische Beschaffenheit und die Flächen der Trümmerrmassen (n = 192)



Magmatite, Metamorphite u. Vulkanite:

- Rhyolithe (Quarzporphyr)
- metamorphe Schiefer (Glimmerschiefer, Amphibolite, Phyllite, Quarzphyllite, Grünschiefer, Serpentin)
- Gneise u. gneisartige Gesteine
- granitische Gesteine

Sedimentgesteine:

- Schuttmassen
- Breccien
- Konglomerate
- Kalk u. Dolomit
- mergelige u. tonige Gesteine

Abb. 48. Die petrographische Beschaffenheit und die Volumina der Trümmerrmassen (n = 83)

Unter den Molassebergstürzen (Konglomerate) wurde nur der von Goldau (24.01) in die Statistik einbezogen. Die flächenmäßig größere Molassetrümmerlandschaft von Balderschwang (41.01; vgl. GAMS 1928, S. 68) besteht sicher aus einer Vielzahl kleinerer, nebeneinander liegender und sich überlappender Massenbewegungen.

Nicht nur anstehendes Gestein, sondern auch Lockerschutt kann in schnellen Massenbewegungen größeren Ausmaßes niedergehen. Dies gilt für die Lockerschuttbewegung von der Becca di Lusency (64.02), bei der Hangschutt und Moräne zutal schossen (vgl. STRAGIOTTI und PERETTI 1953, S. 213). Möglicherweise wurde auch die Katastrophe von Plurs (66.02) durch den Niedergang von Lockerschuttmassen verursacht (vgl. MARTIN 1963/65, S. 9). In der hier benutzten Statistik wurde diese Massenbewegung allerdings noch gemäß den Vorstellungen von HEIM (1921, S. 578) zu den Gneisfelsstürzen gerechnet.

Die Gneise und gneisartigen Gesteine sowie die metamorphen Schiefer entsandten fast durchweg nur kleinere Bergstürze<sup>26</sup>. Ihr Volumen ist mit einer Ausnahme nie größer als 0,5 km<sup>3</sup>. Auffallenderweise stellen die metamorphen Schiefer bei den größeren Trümmerkörpern einen etwas höheren Anteil als die Gneise und gneisartigen Gesteine. Bei den granitischen Gesteinen konnte nur ein Bergsturz von über 0,5 km<sup>2</sup> Flächenbedeckung ermittelt werden.

Nicht wenige Bergstürze bestehen aus unterschiedlichem Gestein. Besonders deutlich ist dies beim Bergsturz von Parpan-Lenzerheide (34.01), wo sich kalkalpine und kristalline Trümmer verzahnen (GLASER 1926, S. 33-58). Ferner führen bei einigen kalkalpinen Bergstürzen mergelige Zwischenlagen zusammen mit den festeren Gesteinspartien zutal. Dies ist u. a. bei den Abîmes de Myans (17.01) sowie bei den Bergstürzen am Col de Plainpalais (17.02), von den Diablerets (21.04) und bei Torbole (73.12) der Fall.

Die größere Häufigkeit und Maximalgröße der Bergstürze beruht im Kalk und Dolomit vor allem auf der Fähigkeit, bei Übersteilung der Gehänge Spannungen über längere Zeit auszuhalten, ohne in kleinen Massenbewegungen niederzubrechen. Erst wenn die Übersteilung ein gewisses Maß überschreitet, fährt eine umso größere Bergsturzmasse zutal. Außerdem trägt hier ein oft über weite Erstreckung verfolgbares talwärtiges Einfallen von Inhomogenitätsflächen, v. a. Schichtflächen, und z. T. auch eine Wechsellagerung mit gleitfähigem und/oder leicht ausräumbarem Material zur Ablösung ausgedehnter Bergsturzschollen bei. Deren große Mächtigkeit ist wohl darauf zurückzuführen, daß bei talwärtigem Einfallen auch tief unter der ursprünglichen Hangoberfläche liegende Schichtflächen als Abgleitflächen fungieren können.

Die metamorphen Schiefer, Gneise und gneisartigen Gesteine besitzen im allgemeinen eine geringere Standfestigkeit und gehen daher meist in Form kleinerer (langsamer oder schneller) Fels- und Schuttbewegungen zutal. Die granitischen Gesteine vermögen zwar größere Spannungen auszuhalten, doch kommt es bei ihnen, wohl wegen der stärkeren inneren Verzahnung, nicht zur Bildung ausgedehnter Abgleitflächen, an denen sich große Gesteinspakete ablösen können.

Nicht nur Gestein, sondern auch Eis geht oft in bergsturzartiger Bewegung zutal. In diesem Zusammenhang seien nur die Gletscherstürze von der Altels im Jahre 1895 (Berner Alpen, vgl. BRÜCKNER 1895 und HEIM 1932, S. 47f), am Glacier du Tour im Jahre 1949 (Mt. Blanc Massiv; GUICHONNET 1950) und am Allalingletscher im Jahre 1965 (Mattmarkdamm bei Saas Fee) erwähnt. Weit gewaltiger als diese alpinen Eistrümmerströme waren die Abbrüche des Glaciar 511 am Huascarán (Santatal, Peru) in den Jahren 1962 und 1970 (vgl. WELSCH und KINZL 1970; SCHNEIDER u. a. 1964; PLAFKER u. a. 1971).

Häufig ereignen sich kombinierte Eis- und Felsstürze. So soll der Gletschersturz vom Fletschhorn (Simplon; 31.18) im Jahre 1901 bei seinem Abgang zu 40 % aus Fels bestanden haben (MONTANDON 1933, S. 326). Im Jahre 1728 wurde der Weiler Pré de Bar (Val Ferret, NE Courmayeur) durch Fels- und Eismassen eines Absturzes vom Montagne des Eboulements (Mt. Blanc Massiv) verschüttet (vgl. MONTANDON 1933, S. 306). Beim Schuttstrom von der Becca di Lusency (64.02) wurde Toteis mitgerissen (vgl. STRAGIOTTI und PERETTI 1953, S. 217). Eismassen waren auch an den großen Massenbewegungen am Ararat im Jahre 1840 beteiligt (vgl. NEUMAYR 1889, S. 50). Beim Shermanbergsturz im Jahre 1964 (Alaska) glitt ein kleiner Gletscher mit ab (FIELD 1968, S. 1). Nach PLAFKER u. a. (1971, S. 550) soll beim Gletscherbergsturz vom Huascarán im Jahre 1970 weit mehr Fels als Eis vom Abbruchsgebiet geliefert worden sein.

---

<sup>26</sup> Bei den kartierten Bergstürzen von über 0,5 km<sup>2</sup> Flächenbedeckung im Ablagerungsgebiet bestehen 75 % aus Kalk oder Dolomit und nur je knapp 10 % aus Gneisen (bzw. gneisartigen Gesteinen) und metamorphen Schiefen.

## 6.2. Der Zerfall der Bergsturzschollen bei der Talfahrt

Eine zutalfahrende Bergsturzscholle reagiert auf die mechanische Beanspruchung in unterschiedlicher Weise; sie kann völlig in Lockerschutt zerfallen oder ihren Gesteinsverband partiell oder weitgehend bewahren. Je nach Grad des Zerfalls bzw. innerem Zusammenhang sollen 4 Gruppen von Bergstürzen unterschieden werden:

1. Völlig in Lockerschutt zerfallene Bergstürze
2. In Lockerschutt zerfallene Bergstürze, in denen jedoch größere Schollen im Verband blieben
3. Große gegeneinander versetzte Bergsturzschollen mit nur geringem Anteil an Lockerschutt
4. Große Bergsturzschollen, die nicht oder nur wenig durch sekundäre Versetzungen gestört sind und nur einen geringen Zerfall in Lockerschutt zeigen.

Zwischen den im Zusammenhang gebliebenen Bergsturzschollen und den völlig in Lockerschutt zerfallenen Trümmermassen gibt es sämtliche Übergangserscheinungen, so daß im Einzelfall eine Zuordnung zu den verschiedenen Gruppen schwierig sein kann. Erschwerend kommt hinzu, daß manche Bergsturzkörper oberflächlich zwar in Lockerschutt aufgelöst sind, im Kern jedoch einzelne Schollen ihren inneren Zusammenhang bewahrt haben können. Diese im Zusammenhang gebliebenen Kerne sind aber bei den oft ungenügenden Aufschlußverhältnissen nur schwer festzustellen. Bei Fallstürzen und auch bei Schlipfstürzen mit steiler oder zumindest teilweise steiler Fahrbahn wurden die Bergsturzschollen fast durchweg zu Lockerschutt zerschlagen: Dies gilt beispielsweise für die Bergstürze von den Diablerets (21.04), bei Kandersteg (21.10), Fidaz (24.14) und vom Monte Corno (73.03). Dagegen blieben bei Schlipfstürzen mit nicht allzu steiler Fahrbahn häufig größere Bergsturzschollen im Verband erhalten. Von großen, aber stark zerrütteten Gesteinspaketen ist die Trümmermasse vom Säsagit oder/und Bleiswald (24.18/19) durchsetzt. Eine oder mehrere große zerrüttete Schollen im Kern besitzen auch die Bergsturmassen der Furggenalp (34.04) und „In der Wöhr“ (53.02). Nicht selten blieben größere Schollen am Fuß des Abbruchsgebiets zurück, während das Lockermaterial einen weit längeren Transportweg zurücklegte. Dies gilt beispielsweise für den Bergsturz von der Bocksteinwand (54.05). Beim Fernpaßbergsturz (41.05) wird der vor der Nische gelegene größte Bergsturzwall, der den Fernpaß trägt, von größeren Gesteinspaketen aufgebaut, während sich die kleineren Komponenten über große Entfernung nach N und S bewegten. Nachdem der zunächst ostgerichtete Hauptsturz am Fernpaß niedergegangen war, löste sich im Bereich der nordöstlichen Nischenflanke eine große Scholle (am Saum; 41.06), die sich, ohne im Kern ihren Zusammenhang zu verlieren, nach S bewegte. Nur die Ausläufer dieser Massenbewegung bestehen aus Lockerschutt.

Eines der großartigsten Beispiele für den Übergang von zusammenhängenden Partien am Fuß des Abbruchsgebiets in eine Schutzzunge bildet der Bergsturz von Wildalpen (45.03), falls dessen Trümmer die Fortsetzung der großen Sackungsschollen N des Brandstein-Ebensteinzuges sind (s. S. 5). Doch auch in der Schutzzunge selbst konnten hier größere Schollen den Transport in einem engen Talraum im Zusammenhang überstehen. So zeigt der Aufschluß bei Säusenbach ein zwar stark zerrüttetes, aber einheitliches Felspaket.

Daß auch am Fuß steilerer Bergsturzrückwände größere Partien ihren Zusammenhang bewahren können, bestätigt die Sackungsscholle von Schaingels, die beim Bergsturz von Parpan-Lenzerheide (34.01) auf halber Höhe zurückblieb (vgl. GLASER 1926, S. 44 und ARBENZ 1934, S. 982). Der Bergsturz von Mareit hinterließ am steilen Abbruchshang ebenfalls größere zusammenhängende Schollen (52.09; KLEBELSBERG 1953, S. 65).

Ausgedehnte im Verband gebliebene Partien besitzt auch der Flimser Bergsturz (24.11; vgl. HEIM 1932, S. 103), wo bei sehr flacher Abgleitbahn die Erhaltungsbedingungen der Gleitschollen besonders günstig waren. Große Bergsturzblöcke, die anstehenden Fels vortäuschen, erwähnt HEIM (1932, S. 102ff) bei den Bergstürzen am Glärnisch (24.09), bei Engelberg (23.02) und bei Chironico (32.05). Auch bei der Felsgleitung von Vaiont (76.03) blieb die westliche Gleitscholle im Verband. Nur das Kluftsystem wurde aufge-lockert. Dagegen vermochte der E-Teil dieser Massenbewegung eine kleine Schutzzunge talaufwärts zu entsenden. Besonders große zusammenhängende Gesteinspakete wurden

schließlich durch das Ereignis von Köfels (52.06) im Ötztal abgelagert. Die Bergsturzscholle wurde hier durch parallel zur Hauptgleitfläche verlaufende sekundäre Gleitflächen in sich zerlegt. Nach PREUSS (1974) entstanden diese, als die tieferen Teile der Sturzmasse am Talboden abgebremst wurden und die oberen darüber wegglitten. Ob die Rücken von Schampedü und Planigettes am Fuße des Abbruchsgebietes von Siders (21.13; s. Abb. 67) ebenfalls aus zusammenhängenden Bergsturzschollen bestehen und ob sie ebenfalls durch sekundäre Gleitflächen in sich gegliedert sind, bleibt nachzuprüfen. Etwas weiter vom Liefergebiet dieses Bergsturzes entfernt liegt die mehrere hundert Meter lange einheitliche, aber stark zerrüttete Scholle, die einen großen Teil des Hügels Géronde aufbaut (Aufschluß an W-Flanke beim Lac de Géronde).

Bei den am Abbruchshang zurückbleibenden Massenbewegungen wird der Zusammenhang der Gesteinspakete besonders häufig bewahrt, so z. B. beim Plan de Parouart (13.02) oder am Mauskarogel (54.07). Doch an ihren oft treppenartig übereinander gestaffelten Steilabfällen kann es zu Felsstürzen kommen. So ging die langsame Massenbewegung am Motto d'Arbino (32.08) in den Jahren 1927 und 1928 zeitweise und örtlich in Felsstürze über (KNOBLAUCH und ZURBRUCHEN 1927, S. 372 sowie KNOBLAUCH und REINHARD 1939, S. 84). Auch die Sackung von der Alpe Cassimoi (Val Carassina, Tessin; ZELLER 1964, S. 75) löste sich stellenweise in Felsstürze auf. Dasselbe gilt für die Sackungstreppe der Tufternalp (31.10; BEARTH 1953, S. 6), auf deren Rücken zwei erst in den letzten Jahren abgegangene Felsstürze liegen. Die Bündner Schieferrutschungen über Nufenen und Medels (Rheinwald, Graubünden) sind ebenfalls teilweise von Felssturztrümmern bedeckt (JÄCKLI 1948, S. 503). Besonders groß sind die Felssturmassen auf den Flachformen der Sackungstreppe der Rochers des Fis (17.03). Deutlich ist hier zu erkennen, wie die einzelnen gegeneinander versetzten Schollen an ihrer Stirn in Lockerschutt zerfallen, vor allem am Einschnitt der Arve am Fuße des Sackungsgehänges. Dasselbe gilt für die Stirn der Sackung am Lago Palù (35.06) im Einschnitt des Mailero bei San Giuseppe. Die Sackungstreppe der Garvera (33.01) vermochte sogar den kleinen Bergsturz von Disentis (33.02) auf die gegenüberliegende Talseite zu entsenden. Bei den Trümmern von Casteller (74.05) wäre noch zu untersuchen, ob es sich nicht ebenfalls um eine oberflächlich in Felssturzschutt aufgelöste Sackungstreppe handelt.

Ähnliche Übergangserscheinungen zwischen Sackung und Schuttbewegung konnte BARSCH (1969b, S. 62) auch im Schweizer Jura feststellen.

Während im Verband gebliebene Gesteinspakete im Kern der Trümmer bis zu mehrere hundert Meter lang sein können, besitzt das beim Zerfall der Bergsturzschollen entstehende Blockwerk meist nur noch Durchmesser im Meter- oder Dezimeterbereich. Einzelblöcke erreichen jedoch auch hier noch beachtliche Größen. Auffallend ist das Grobbleckwerk bei den Kalk- und Dolomitbergstürzen: Über 30 m Durchmesser erreichen sie beispielsweise bei den Trümmerlandschaften am Fernpaß (41.05), bei Lofer (43.03), bei Bormio (72.01), am Molvenosee (73.09), am Passo San Giovanni (73.11) und bei Weißenfels (78.01). Die über 20 m großen Blöcke der Plaine des Rocailles (17.05) zwischen La Roche sur Foron und dem Tour de Bellecombe gehören zwar nicht zu den größten, aber zu den auffallendsten, da sie nach ihrem Transport durch den Arvegletscher (s. S.104ff) isoliert aus einem flachwelligen Moränengebiet aufragen. Eindrucksvoll sind hier die von Ruinen gekrönten Bergsturzblöcke von La Roche sur Foron, Le Chatelet und Tour de Bellecombe. Bei den kristallinen Bergstürzen treten die Grobblecke i. a. nicht so stark hervor, doch erreicht ein Felspaket am Col de la Madeleine (14.10) über 30 m Durchmesser. Besonders gut läßt sich die unterschiedliche Größe des sedimentären und kristallinen Blockwerks dann erkennen, wenn es demselben Bergsturz angehört. So lieferte der Dolomit beim Madison-landslide (Montana) im allgemeinen größere Blöcke als der Gneis und v. a. die metamorphen Schiefer (vgl. HADLEY 1964, S. 116).

Der Zerfall der Bergsturzschollen vollzieht sich in erster Linie entlang der Klüfte. Teils sind es die offenen Klüfte, in die die Verwitterung schon vor dem Niedergang eingegriffen hat wie beim Madison-landslide (HADLEY 1964, S. 116), teils aber auch die geschlossenen Klüfte, die erst infolge der Beanspruchung bei der Talfahrt sichtbar werden. Die durchweg kantigen Bergsturztrümmerstücke passen sich in ihrer Gestalt dem Kleingefüge der Klüft-, Schicht- und Störungsflächen an. Je nach deren Schärfe, Ausrichtung und Verschneidung entsteht Grobbleckwerk, Kleinschutt oder Grus von spitzwinklig-splittriger oder massiger Form. So zerfällt beispielsweise der Hauptdolomit beim Fernpaßbergsturz (41.05) eher in scharfkantigen, plattigen Schutt oder Grus, während

im Wettersteinkalk des Eibseebergsturzes (41.15) massigere, stumpfere und plumpere Blöcke entstehen, die oft in ein sandartiges, weißes Zwischenmittel eingebettet sind. Ausgesprochen plattiges Trümmerwerk liefern die Gneisbergstürze des Tessin (z. B. 32.05 und 32.07).

Bei den Blöcken und Felspaketen ist der Zerrüttungsgrad sehr verschieden. Teils wurde das Gefüge überhaupt nicht zerstört. So blieb bei der Lockerschuttbewegung von der Becca di Luseney (64.02) selbst ein großer, allseitig glazial zugerundeter und geschrammter Moränenblock völlig erhalten. Auch SHREVE (1966, S. 1640) erwähnt beim Shermanbergsturz (Alaska) glazial geschrammte und flechtenbewachsene Felsoberflächen, die bei der Talfahrt nicht zerstört wurden. Andere Gesteinsmassen blieben zwar ebenfalls im Verband, wurden aber mehr oder weniger stark zerrüttet. Besonders stark beansprucht wurden v. a. die großen Bergsturzkörper, so z. B. die von Engelberg (23.02), Ems (24.20; s. Bild 41; vgl. W. STAUB 1908/10, S. 9), am Fernpaß (41.05) und bei Wildalpen (45.03). Beim Flimser Bergsturz (24.11) war die Zerrüttung so stark, daß eine mylonitartige Masse entstand (vgl. HEIM 1932, S. 127 und NABHOLZ 1967, S. 755).

Damit zeigt sich eine gewisse Abhängigkeit der Materialbeanspruchung von der Größe der Bergstürze: Kleine Trümmermassen sind lockerer gelagert. Ein Reibungsdetritus konnte sich nicht, eine ausgesprochene Zersplitterungstextur nur in den wenigsten Fällen ausbilden (HEIM 1932, S. 106).

So sind beispielsweise die Blöcke des nicht besonders großen Bergsturzes bei der Alp Serin (21.28) kaum zerrüttet. Dies gilt allerdings nicht für den kleinen Bergsturz von Fidaz (24.14), bei dem viele Blöcke sehr leicht zu Grus zerfallen und wo sich einzelne Trümmerstücke mit den bloßen Fingern zu einer mehrlartigen Masse zerreiben lassen.

Im Innern der größeren Trümmerkörper sind die Blöcke weit dichter geklüftet und häufig in eine größere Gesteinsmehlmasse eingepackt (vgl. HEIM 1932, S. 106).

Angesichts der lokal sehr starken Zerrüttung überrascht oft die Standfestigkeit des Bergsturzschutts. Beim Flimser Bergsturz (24.11, s. Bild 5) vermag er im Bereich der Rheinschlucht und des Versamer Tobels senkrechte Wände, ja sogar Überhänge zu bilden (NABHOLZ 1967, S. 755). Dies ist sicher auf die dichte, feste Packung des Materials zurückzuführen. Eine große Standfestigkeit kann sich selbstverständlich auch durch eine nachträgliche Verkittung ergeben, wie z. B. bei den Relikten des Stöcklibergsturzes bei Glarus (vgl. SCHINDLER 1959, S. 122) sowie bei den tieferen Partien der Marocche im Sarcatal (73.10; vgl. TRENER 1924, S. 27).

Bei den großen, stark zerrütteten Bergsturzsollen, die ihren inneren Zusammenhang bewahrten, blieben die einzelnen Trümmerstücke wie bei einem dreidimensionalen Puzzlespiel ineinandergefügt. Daher nennt SHREVE, der diese Erscheinung beim Shermanlandslide (Alaska; 1966, S. 1640) und Blackhawk-landslide (Südkalifornien; 1968 b, S. 29 und 40) beschreibt den dreidimensionalen „jigsaw-puzzle-effect“. Die schwierige Frage, weshalb der innere Zusammenhang der Scholle bei der Talfahrt trotz der starken Zertrümmerung nicht verlorénging, soll in anderem Zusammenhang besprochen werden (s. S. 81).

Die Beanspruchung des Trümmermaterials richtet sich nicht nur nach der Bergsturzsgröße, sondern vor allem auch nach der petrographischen Beschaffenheit. Feste Gesteine, vor allem die Kalke, neigen zur Bildung stark zerklüfteter bzw. zermahlener oder in Einzelblöcke aufgelöster Trümmerkörper (z. B. Flims 24.11; Eibsee 41.15). Bei unterschiedlicher Materialbeschaffenheit (vgl. HEIM 1932, S. 106) und verschiedener Färbung läßt sich häufig eine schlierenförmige Anordnung des Materials erkennen (z. B. N-Flanke des Tuma Casti bei Ems, 24.18 oder 20, s. Bild 41; Toma im westlichen Pfinwald bei Siders 21.13). Derartige Schlieren sind besonders gut entwickelt, wenn weiche Gesteine, v. a. Mergel und Tone, zwischengeschaltet oder beigemengt sind (z. B. Basis der Trümmermasse von Pineda, 76.04, s. Bild 9). Damit ergeben sich hier auffallende Parallelen zu den Verhältnissen bei den Riestrümmermassen (vgl. HÜTTNER 1969, S. 147).

Trotz ihrer engen Verwandtschaft mit den Bergstürzen reagieren die Gletscherstürze auf die Materialbeanspruchung bei der Talfahrt in anderer Weise. Bei den Gletscherstürzen von der Altels (Berne Alpen) und am Glacier du Tour (Mt. Blanc Massiv; vgl. GUICHONNET 1950, S. 199) wurden die Eisblöcke jeweils durch die Bewegung zugerundet, so daß ein durch Eismehl verbackenes „Kugelkonglomerat“ entstand (vgl. HEIM 1932, S. 48). Besonders stark war die innere Beanspruchung der Eismassen bei den Gletscherstürzen vom Huascarán in den Jahren 1962 und 1970. Hier wird

angenommen, daß ein Teil der Eismassen durch die Reibungswärme während der Talfahrt schmolz ( s. S. 84; vgl. WELSCH und KINZL 1970, S. 190 sowie CLAPPERTON und HAMILTON 1971, S. 635).

Beim Zerfall der Bergsturzschollen in große Gesteinspakete, Blockwerk, Kleinschutt und Grus kommt es teils zu einem bunten Durcheinander der verschiedenen Fraktionen, nicht selten jedoch auch zu einer Sonderung des Materials in horizontaler und v. a. in vertikaler Hinsicht.

### 6.2.1. Die horizontale Größensortierung der Trümmer

Bei vielen Berg- und Felsstürzen unterscheidet sich die Größe der Trümmer im proximalen (nahe dem Abbruchgebiet gelegenen) von der im distalen (gegen das Bergsturzende hin gelegenen) Bereich. Zwar kommt es zu keiner klaren Scheidung von Grob- und Feinmaterial, doch läßt sich häufig eine Zu- oder Abnahme der maximalen Blockgröße sowie auch des Anteils der Grobblecke an der Gesamtmasse feststellen. Zwei Gruppen von Berg- und Felsstürzen sind dabei zu unterscheiden:

1. Berg- oder Felsstürze mit Abnahme der maximalen Blockgröße vom proximalen zum distalen Bereich
2. Berg- oder Felsstürze mit Zunahme der maximalen Blockgröße vom proximalen zum distalen Bereich.

1. Eine Abnahme der maximalen Blockgröße zum distalen Bereich zeigen beispielsweise die Bergstürze im Almtal (44.01), am Fernpaß (41.05) und von Kandersteg (21.10). Bei letzterem, der auch im mittleren Teil um den Blausee noch sehr große Blöcke aufweist, gilt dies allerdings nur für den unteren Teil der Zunge bei Kandergrund. Auch der Bergsturz von Siders (21.13) besitzt am Fuße der Abbruchsnische größere Gesteinspakete als an seinem W-Ende. Es handelt sich hier um Trümmerzungen, deren Ablageungsgebiet schon unmittelbar am Fuß des Abbruchgebiets beginnt und sich über weite Erstreckung dahinzieht. Dies ist meist bei großen Bergstürzen der Fall, die sich in Tallängsrichtung weit vorschieben konnten (vgl. HEIM 1932, S. 100). Die am Fuß der Abbruchsnische in Einzelblöcke zerschlagene Bergsturzmasse wird im Laufe ihrer Fortbewegung durch die damit verbundene mechanische Beanspruchung stärker zerkleinert, so daß immer weniger große Blöcke den Transport zu überstehen vermögen<sup>27</sup>. Eine Abnahme der maximalen Blockgröße mit zunehmender Entfernung von der Nische läßt sich jedoch keinesfalls bei jedem Trümmerstrom beobachten. Schwimmen die großen Gesteinspakete während des Transports dauernd auf der Bergsturzoberfläche, so vermögen sie weiteste Transportwege unbeschadet zu überdauern (s. S. 56 ). Daher überrascht es nicht, wenn der größte sichtbare Block des Bergsturzes von Bormio(72.01; > 30 m Durchmesser) genau auf dem Zungenende des Südastes dieser Massenbewegung aufsitzt<sup>28</sup>.

Im Zusammenhang mit der Abnahme der Blockgröße bei zunehmender Entfernung vom Abbruchgebiet ist ein Vergleich mit den bei der Riesbildung transportierten Trümmermassen interessant: Die Schollen erreichen hier einen maximalen Durchmesser von über 1 km. Bei größerem Abstand vom Ries nimmt sowohl die mittlere Schollengröße als auch der Anteil der Schollen am Gesamttrümmermaterial ab (HÜTTNER 1969, S. 152).

2. Eine Zunahme der maximalen Blockgröße zum distalen Bereich ist nur bei Felsstürzen und kleinen Bergstürzen zu beobachten. Dies gilt beispielsweise für die Fels- und Bergsturzhalden am Kl. Spannort (23.05)<sup>29</sup>, am Ahornenäpli (24.02), am

---

<sup>27</sup> Auch die zumindest partiell langsam verlaufenden Massenbewegungen von Fours (11.02) und am Mauskarkogel (54.07) weisen in den weiter transportierten Partien kleinere maximale Blockgrößen auf. Beim Mauskarkogel fehlen talwärts die großen Schollen von mehreren hundert Metern Durchmesser (EXNER 1952, S. 65), und auch bei Fours blieben die großen Gesteinspakete nur in den obersten Teilen im Verband.

<sup>28</sup> Es ist allerdings umstritten, ob es sich hierbei um eine von NE aus der Nische der Cima di Reit kommende Bergsturzzunge handelt oder nur um eine aus den Wänden des Monte delle Scale von N her abgestürzte Trümmermasse (s. S. 7).

<sup>29</sup> Der Felssturz, der im Jahre 1961 vom Kl. Spannort auf das Firnfeld des nördlich davon gelegenen Gletschers niederging (OECHSLIN 1962, S. 29f), wurde in einer Luftbildserie der eidgenössischen Landestopographie am 24. 8. 1962 erfaßt.

Haltenguet (24.06; OBERHOLZER 1933, S. 578), bei Felsberg (24.22)<sup>30</sup> und bei der Farrenleitenwand (Berchtesgaden; vgl. MAYER 1961, S. 28–31). Eine deutliche Grobblockanhäufung liegt hier jeweils am Haldenfuß, während der übrige Haldenbereich von feinerem Schutt bedeckt wird. Zu einer derartigen Sortierung von Grob- und Feinschutt kommt es nicht durch einen einheitlichen Trümmerstrom. Da es sich hier durchweg um Blockhalden handelt, ist folgende Art der Talfahrt vorstellbar: Das Gesteinspaket wurde am Fuß der Abbruchwand in Einzelblöcke zerschlagen, hat sich dort jedoch höchstens über kurze Entfernung als einheitlicher Trümmerstrom weiterbewegt; infolge der stark in Fahrtrichtung geneigten Ablagerungsfläche wurde das Blockwerk – im Gegensatz zu den anderen Bergstürzen – nicht als geschlossener Schuttkörper abgelagert. Vielmehr bewegten sich die Einzelblöcke nach dem Erlahmen der Schußkraft der Gesamtmasse auf dem abschüssigen Gehänge weiter. Es war nun keine Gesamtbewegung des Trümmerstroms mehr, sondern ein Zusalstürzen und -rollen vieler einzelner Blöcke. Dabei vermochten die größeren überwiegend bis an den Haldenfuß vorzustößen, während die kleineren schon in den oberen Partien zurückblieben. Es handelt sich hier um dieselbe Größensortierung, wie sie von den Schutthalde bekannt ist (vgl. DÜRR 1970, S. 38). Eine derartige horizontale Sortierung scheint aber fast ausschließlich bei steilen Fels- bzw. Bergstürzhalden zustande zu kommen. Ist die Neigung des Ablagerungsgehänges flacher, wie z. B. bei Fidaz, (24.14, 17,5 °), so wird die Schuttmasse als normaler Trümmerstrom abgelagert.

Eine Ausnahme macht hier nur der Bergsturz von Teufenbach (57.01), der über den Hangfuß hinaus auf die Murtalsole vorstieß und an dessen Stirn sich dennoch das Grobblockmaterial häuft (vgl. SPREITZER 1959/60, S. 42). Allerdings hat sich der Schutt hier nicht weit vom Hang entfernt.

### 6.2.2. Die vertikale Sonderung der Trümmer

Die Oberfläche vieler Bergstürze wird auf weite Strecken durch kaum zerrüttetes Grobblockwerk bestimmt. Nicht selten besteht jedoch die Hauptmasse im Kern der Trümmerkörper ganz oder überwiegend aus feinerem Material oder aus großen, aber stark zerrütteten Schollen. Damit ergibt sich eine vertikale Sonderung nach Blockgröße und z. T. nach dem Zerrüttungsgrad.

Von den insgesamt 25 Bergstürzen, bei denen es die Aufschlußverhältnisse erlaubten, eine solche Vertikalsortierung festzustellen, zeigen 18 in den oberen Partien gröberes Material als in den unteren. Bei den restlichen 7 häuft sich zwar oben ebenfalls das kaum zerrüttete Grobblockwerk, unten blieben jedoch stark zertrümmerte Bergstürzschollen im Verband.

Eine Vertikalsortierung nach Blockgröße entstand bei den Marocche im Sarcatal (73.10; vgl. TRENER 1924, S. 27), den Masiere di Vedana (75.28, s. Bild 6 und 7) und den Lavini di Marco (74.01). Noch eindrucksvoller ist dies beim Bergsturz im Kandertal (21.10; vgl. TURNAU 1906, S. 12): Dort legen die Muranrisse an der E-Flanke des Brandungswalls des Bergsturzes (Hügel „Auf der Höh“) fast ausschließlich Feinschutt bloß. Obenauf ruht jedoch eine fast lückenlose Decke von Grobblockwerk, wobei die Einzelblöcke bis zu 20 m Durchmesser erreichen. Auch 3 km weiter talab und 5 km vom Liefergebiet entfernt zeigt ein Aufschluß eine oberflächennahe Häufung von Grobblöcken. Selbst nördlich des Blausees, 7 km von der Abbruchsnische, besteht die Bergsturzoberfläche noch aus wild durcheinandergewürfeltem Grobblockwerk. Auf Feinmaterial schwimmende Grobblöcke zeigen – zumindest stellenweise – auch die Bergstürze am Lac de Montriond (18.03), im Kernwald (23.01), bei Goldau (24.01, vgl. HEIM 1932, S. 100), bei Salouf (34.08), bei Stilfes (53.01), am Lago di Antrona (65.01), bei der Alpe Cheggio (65.02), bei Prags (75.14), am Alpeghesee (75.22) und am Lago Morto (76.02). Beim Bergsturz vom Monte Auda (76.05) ist eine zweifache Wechsellagerung von grobem und feinem Material sichtbar: von unten nach oben folgen im Tagliamentoanschnitt feiner Schutt – Grobblockwerk – feiner Schutt – Grobblockwerk.

---

<sup>30</sup> Da die Felssturzmassen bei Felsberg nicht auf einmal niedergingen (vgl. PIETH 1948, S. 280), kann die Lieferung der Grobblöcke, die unmittelbar nördlich Felsberg-Aldorf im Aufschüttungsniveau des Rheintalbodens zur Ablagerung kamen, zeitlich von der des auf der Halde selbst liegenden Schutts verschieden sein.

Außerhalb Beispiele mit vertikaler Sonderung von Grobblockwerk oben und Feinmaterial unten bieten die geringmächtige Trümmerdecke des Sherman-landslide (Alaska; vgl. SHREVE 1966, S. 1640), der Madison-landslide (Montana; vgl. HADLEY 1964, S. 117) und der Saidmarreh-Bergsturz (Zagrosgebirge, SW-Persien; vgl. HARRISON und FALCON 1938, S. 304).

Am Zustandekommen der vertikalen Sonderung von an der Bergsturzoberfläche liegenden Grobblockdecken und unterlagerndem feineren Schutt sind zwei Vorgänge beteiligt: erstens erleiden die allseitig in die Trümmerzunge eingeschlossenen tieferen Schuttpartien bei der Talfahrt eine stärkere mechanische Beanspruchung und werden daher stärker in Kleinschutt zerlegt (vgl. TURNAU 1906, S. 12). Dagegen können die obenauf liegenden Blöcke jedem Stoß nach oben ausweichen. Ihre Zertrümmerung ist daher weit weniger stark. Zweitens bedarf es zur Erhaltung der Grobblockdecken eines besonderen Transportmechanismus, der es dem Blockwerk erlaubt, auf der Feinschuttmasse zutal zu „schwimmen“, ohne in das Innere der Trümmerzunge einzutauchen, denn dies hätte sofort eine Zerlegung oder zumindest stärkere Zerrüttung der Blöcke zur Folge. Es wäre noch zu prüfen, ob die Grobblockdecke aus den Blöcken besteht, die schon zu Beginn der Bewegung an der Oberfläche waren, oder ob sie sich aus Material zusammensetzt, das erst während dieser Bewegung an die Oberfläche kam, wofür sich HADLEY (1964, S. 117) ausspricht. Eine Entscheidung wäre hier evtl. durch ein Experiment zu treffen. Für erstere Möglichkeit spricht die Beobachtung von ALDEN (1928, S. 357), derzufolge beim Gros Ventre-landslide (Wyoming) die ursprünglich auf dem Abbruchhang stockenden Bäume auf der Oberfläche talab „ritten“, ohne in den Lockerschutt verwickelt zu werden.

Besonders wertvoll ist in diesem Zusammenhang die Schilderung eines Augenzeugen beim Felssturz von Fidaz (24.14), der den Eindruck hatte, daß die großen Blöcke obenauf schwammen (vgl. NIEDERER 1941, S. 11f).

Zur vertikalen Sonderung mögen sekundär auch die Umlagerungsbewegungen nach Ablagerung des Bergsturzes beigetragen haben. Ursprünglich an der Oberfläche liegender Feinschutt verstürzt nachträglich in die Lücken des vor allem im Grobblockbereich stark aufgelockerten Trümmerkörpers. Derartige Umlagerungen erwähnt beispielsweise HEIM (1882 a, S. 101) beim Bergsturz von Elm (24.10; s. S. 92). Auch beim Goldauer Bergsturz (24.01) scheidet HEIM (1932, S. 100) die Möglichkeit nicht aus, daß die vertikale Sonderung durch nachträgliche Umlagerung zustande kam. Für das Grobblockwerk der Claps de Luc (12.01) mag dies ebenfalls zutreffen.

Bei den nach dem Zerrüttungsgrad sortierten Bergsturzkörpern war allein die unterschiedliche mechanische Beanspruchung für die vertikale Sonderung maßgebend: Große und stark zerrüttete, aber im Verband gebliebene Schollen bilden den Kern der Trümmerkörper von Siders (21.13; BÜRRI 1955, S. 4), Ems (Tuma Padrusa, 24.20), Köfels (52.06) und „In der Wöhr“ (53.02). Darüber legt sich ein Mantel weniger stark zerrütteten Lockerschutts von stellenweise grobblockiger Beschaffenheit<sup>31</sup>. Bei den besonders mächtigen Gesteinspaketen von Flims (24.11) ist die innere Zertrümmerung stellenweise so stark, daß das Material bei geringer Beanspruchung zu Gesteinsgrus zerfällt. Dies gilt allerdings nur für die inneren und tieferen Partien. Die höheren und v. a. die randlichen Teile, z. B. N Sagogn (vgl. NABHOLZ 1967, S. 754), östlich der Station Trin, oder oberhalb des Versamer Tobels, sind weit weniger stark beansprucht. Erst in den höchsten Lagen löst sich die Trümmermasse in völlig unzerrüttetes Blockwerk auf.

---

<sup>31</sup> Bei den eisüberfahrenen Bergstürzen ist die oberflächennahe Grobblockschicht nur noch stellenweise vorhanden. Beim Bergsturz von Siders (21.13) ist sie jedoch an der W-Flanke des Hügels Géronde unter einer mehrere Meter mächtigen Moränenhaut noch gut ausgeprägt.

### 6.3. Das von den Bergstürzen mitgeschleppte Fremdmaterial

Fremdmaterial, d. h. nicht zum eigentlichen Bergsturzkörper gehörendes Material, kann, sofern es auf der niedergehenden Scholle auflagerte, als Bergsturzfracht oder, falls es im Bereich der Fahrbahn aufgenommen wurde, als Bergsturzschurf mitgeschleppt werden.

#### 6.3.1. Die Bergsturzfracht

Auf dem Bergsturzrücken transportiertes Material ist nur bei den während der Talfahrt wenig oder nicht zerfallenen Schollen gut erkennbar: So liegt auf dem Rücken der Felsgleitung vom Monte Toc (Vaiont; 76.03) stellenweise noch die einstige Moränenbedeckung und – außerhalb des von der nachträglichen Flut verwüsteten Bereichs – die Bodenkrume und auch Reste der ursprünglichen Grasnarbe. Stellenweise ist sogar die einstige Bewaldung zu erkennen (s. Bild 8).

Die Bäume haben den Transport von mehreren hundert Metern in der Horizontalen und in der Vertikalen z. T. überstanden. Sie wurden dabei nur schräg gestellt, entsprechend dem Flacherwerden der Gleitbahn.

In ähnlicher Weise wurden bei der ebenfalls weitgehend im Zusammenhang gebliebenen Trümmermasse von Köfels (52.06) die Moränen auf dem Tauferer Berg bei der Talfahrt mittransportiert (vgl. HEUBERGER 1966, S. 26). Dasselbe gilt möglicherweise für ein Lokalmoränenlager bei der Sackung nördlich des Brandstein-Ebensteinzuges (evtl. 45.03; S Pkt. 1194, Bl. 101 Eisenerz).

Im Gegensatz dazu ist die Bergsturzfracht bei den in Blockwerk zerfallenen Trümmerströmen wegen der differentiellen Bewegung nicht mehr als solche zu erkennen und z. T. auch schlecht vom Bergsturzschurf (s. u.) und nachträglich im Bergsturzgebiet abgelagerten Schutt zu trennen (s. S. 59).

Das erratische Material auf den Bergstürzen von Casteller (74.05; vgl. DAMIAN 1891, S. 182), am Passo San Giovanni (73.11; vgl. STINY 1908, S. 325), bei den Lavini di Marco (74.01; vgl. STINY 1908, S. 322) und bei Mareit (52.09; vgl. STINY 1911, S. 121) soll auf dem Bergsturzrücken mit abgeglitten sein.

Eine große Zahl spätglazialer Bergstürze reichte zur Zeit des Abbruchs in damals noch vergletscherte Höhen auf. Daher wurden sicher auch ursprünglich auf dem Ablagerungsgehänge auflagernde Eismassen oder Gletscherteile in die Talfahrt einbezogen, was durchaus kinematische und morphologische Folgen (s. S. 114) haben konnte.

Bei den meist langsam verlaufenden Sackungsbewegungen blieb die passiv mitgeführte Fracht wegen der geringeren Umlagerungserscheinungen oft an der Oberfläche erhalten. Dies gilt beispielsweise für die Massenbewegung am Plan de Parouart (13.02), die in den schistes lustrés niederging, auf deren Rücken jedoch Kalkblöcke mittransportiert wurden<sup>32</sup>. Das Herkunftsgebiet dieser schon auf dem ursprünglichen Abbruchsgehänge auflagernden Blöcke ist heute noch an der Oberkante der Abbruchsnische über den schistes lustrés zu erkennen. Bei anderen Massenbewegungen, wie z. B. bei der Sackungstreppe der Garvera (33.01), der von FURRER (1948) beschriebenen Sackung zwischen der Rieder- und Bettmeralp (Wallis, NE Brig) oder bei den Massenbewegungen von Rona (34.10), W Evolène (31.04) und Les Haudères (31.05) ist schwer zu entscheiden, ob die Moräne als Fracht mitgeschleppt wurde, ob sie bei einer nachträglichen Eisüberführung auf den Trümmern zu liegen kam oder ob beides zutrifft.

#### 6.3.2. Der Bergsturzschurf

Die Menge des bei der Talfahrt aufgenommenen Materials wird bestimmt von der Relativbewegung der Trümmer zum Untergrund, der Beschaffenheit des Untergrunds und vom Winkel, mit dem die Trümmer auf ein Hindernis auftreffen.

Die Abhängigkeit des Schurfs von der Relativbewegung der Trümmer und damit auch von der Geschwindigkeit der Bergstürze ist besonders gut an der östlichen Zunge des Alp Serin-Bergsturzes (21.28) zu erkennen:

Im oberen Zungenbereich werden beide Flanken von etwa 10 bis 15 m breiten schurfmaterialreichen Streifen bestimmt (s. Bild 10), obwohl sie nicht in der Schußrichtung lagen. Demgegenüber ist der Schurf der sehr mächtigen genau in Schußrichtung gelegenen Zungenstim nur an die

---

<sup>32</sup> Daher trifft die Ansicht von GOGUEL (1946, S. 245) nicht zu, wonach die auflagernden Kalkblöcke als Moräne zu deuten seien, die durch einen die Trümmer überfahrenden Gletscher abgelagert worden wäre.

untersten Partien gebunden und auch dort nur gering. Dieser zunächst überraschende Gegensatz ist wohl dadurch bedingt, daß die Trümmer im oberen Teil, nahe dem Abbruchgebiet, noch eine starke Relativbewegung zum Untergrund ausführten (hohe Geschwindigkeit, evtl. differentielle Blockbewegung, konkaves Querprofil des Ablagerungsgebiets; s. S. 73f und S. 80f). Im unteren Teil dagegen war diese Relativbewegung zum Untergrund und damit die Schurfkraft weit geringer (geringe Geschwindigkeit, evtl. Fluidalbewegung, konvexes Querprofil des Ablagerungsgebiets; s. S. 73f und S. 81). Die Relativbewegung und damit der Transport ging hier wohl fast ausschließlich im Bergsturzkörper selbst vor sich. Hierbei überholten die höheren Teile der Trümmer die tiefer gelegenen, kamen an der Stirn des Trümmerstromes mit dem Untergrund in Berührung, wurden dort sofort abgebremst und ihrerseits von höheren Partien überholt, die weiter vorne abgesetzt wurden. Die Bewegung der auf diese Weise an die jeweiligen Trümmerstim gelangenden Schuttmassen war zu dem Zeitpunkt, an dem sie den Untergrund berührten, schon so stark verlangsamt, daß kaum mehr ein Schurf erfolgte. Dieser Mechanismus erklärt auch, weshalb das Schurfmaterial ausschließlich an den Bergsturstrand gebunden ist, auf dem ganzen übrigen Bergsturstrücken jedoch nicht vorkommt, und dies obwohl der Bergsturz ein ausgedehntes, z. T. baumbeständenes Almgebiet überquerte! Anfallendes Schurfmaterial blieb daher im Vertikalprofil durchweg auf die tieferen Partien beschränkt und wurde nirgends an die Oberfläche hochgeschleppt. Dies gilt auch für den nahe dem Abbruchgebiet gelegenen oberen Zungenbereich mit seiner größeren Relativbewegung zum Untergrund.

Entscheidend für die Menge des aufgeschürften Materials ist vor allem die Beschaffenheit des Fahrbahnuntergrunds. In starkem Maße werden die Vegetations- und Bodendecke sowie Lockerschutt oder Gebäudereste mitgerissen. Eindrucksvolle Beispiele hierfür liefern die Bergstürze von Elm (24.10; vgl. HEIM 1882 a, S. 100f und 1882 b, S. 438f) und Fidaz (24.14; vgl. NIEDERER 1941, 19). Schnee und Eis werden ebenfalls häufig in die Talfahrt einbezogen, dies gilt beispielsweise für den Felssturz vom Kleinen Spannort (23.05), der im Jahre 1961 auf einen Gletscher niederging und dort große Schnee- und Eismassen sowie Moränenmaterial des Gletschervorfeldes mit sich riß (OECHSLIN 1962, S. 29f). Beträchtliche Schnee- und Eismassen wurden auch vom Felssturz, der im Jahre 1920 vom Mont Blanc de Courmayeur auf den Brenvagletscher niederging, aufgeschürft (vgl. MONTANDON 1933, S. 327)<sup>33</sup>.

Wie sehr der Winkel, mit dem die Trümmer auf ein Hindernis auftreffen, die Schurfwirkung beeinflußt zeigen die folgenden Beispiele: So vermochte der Bergsturz von Sassenage (12.02) auf seiner durchweg talwärts geneigten Fahrbahn, die fast keine Hindernisse bot, nur ganz vereinzelt Fremdmaterial mitzureißen. Es handelt sich hier um kristalline Geschiebe, die den Transport auffallenderweise ohne zu zerbrechen überstanden und die ausschließlich an die untersten Partien des Bergsturzes gebunden sind. Gering war der Bergsturzschorf auch bei der Trümmermasse von Pineda (76.04; s. Bild 9), denn auch hier war die Fahrbahn frei von größeren Hindernissen. Die Trümmer liegen hier mit scharfer Kontaktfläche auf dem alten Delta des Torrente Mesazzo und dem Murkegel bei den Case Liron, ohne daß es zu Verschuppungen gekommen ist. Im Jahre 1969 war die Auflagerungsfläche der Trümmer auf 500 m Länge aufgeschlossen. Auch in anderen Trümmermassen, die auf Akkumulationsflächen niedergingen, ist - zumindest an der Bergsturzoberfläche - kein Schurfmaterial festzustellen: so z. B. beim Schloßwaldbergsturz (25.01).

Ein eindrucksvolles Beispiel dafür, wie gering die Schurfwirkung bei den Bergstürzen sein kann, ist der Sherman-landslide (Alaska), an dessen Auflagerungsfläche auf dem Shermangletscher stellenweise selbst ungestörte geschichtete Schneelagen erhalten blieben (FIELD 1968, S. 3).

Trifft das Bergsturzmateriale unter stumpfem Winkel auf ein Hindernis auf, so ist die Schurfwirkung größer. So wurde beim Eibseebergsturz (41.15) im Bereich des Zirmerskopfes - einer Aufragung, an der die Trümmer aufbrandeten - lockerer Hauptdolomitschutt aufgenommen und in die Wettersteinkalk-Bergsturzmassen eingeschlossen. Auch das geringmächtige E-Ende dieser Massenbewegung bei Grainau ist von Hauptdolomitschutt durchsetzt. Der Bergsturz von Parpan-Lenzerheide (34.01) vermochte am Gegenhang selbst die Bündner Schiefer in Schlieren in den Trümmerkörper einzubeziehen (vgl. HEIM 1921, S. 808).

<sup>33</sup> Weit gewaltiger als bei den Berg- und Gletscherstürzen waren die Schurfwirkungen der Trümmer des Riesereignisses. Mergelige Gesteine und Sande im Bereich der Oberen Moeres- und Süßwassermolasse wurden geradezu „grundmoränenartig“ aufgearbeitet und in den Trümmerkörper einbezogen (HÜTTNER 1969, S. 147ff).

Besonders groß war die Schurfwirkung beim Steinsholtshlaup (Bergsturz in S-Island; s. S. 83f). Eine etwa 30 m mächtige Eisschicht des Steinsholtsgletschers, die unmittelbar am Fuße des Abbruchsgehänges lag, wurde hier von der Trümmermasse beseitigt. Dabei konnte festgestellt werden, daß sich die Gleitfläche des Bergsturzes in horizontaler Richtung vom Anstehenden in das Eis hinein fortsetzte. Insgesamt sollen auf diese Weise  $10^6 \text{ m}^3$  Eis in den Bergsturz einbezogen worden sein (KJARTANSSON 1967, S. 252).

Einen sehr hohen Anteil mitgeführten Fremdmaterials zeigten einige Gletscherstürze. So war in die Eistrümmermasse an der Altels (Berner Alpen) mitgeschleppter Schutt eingeschlossen (vgl. BRÜCKNER 1895, S. 64). Beim kombinierten Eis- und Felssturz von Simplon (31.18) soll die ursprüngliche Sturzmasse von  $0,0008 \text{ km}^3$  durch Aufnahme von Schnee- und Eismassen im Bereich der Fahrbahn so stark angeschwollen sein, daß  $0,005 \text{ km}^3$  abgelagert wurden (MONTANDON 1933, S. 326). Außerordentlich große Schuttmassen wurden v. a. bei den gewaltigen Gletscherbergstürzen vom Huascarán (Santatal, Peru) aufgenommen. Bei der ersten Katastrophe im Jahre 1962 lösten sich etwa  $0,003 \text{ km}^3$  Eis (vgl. WELSCH und KINZL 1970, S. 190). Während des Transports wurde so viel Lockerschutt in die Bewegung einbezogen, daß insgesamt  $0,011 \text{ km}^3$  (vgl. HAEFELI 1967, S. 27; HAEFELI schreibt zwar 11 Milliarden  $\text{m}^3$ , meint aber sicher 11 Millionen  $\text{m}^3$ ) abgelagert wurden. Sicher war die Menge des mitgeführten Fremdmaterials bei der Katastrophe des Jahres 1970 noch weit größer.

Nicht in jedem Falle läßt sich Bergsturzforemndmaterial eindeutig als Schurf ansprechen. Dies gilt vor allem für Moräneneinlagerungen bei verschiedenen Bergstürzen:

Bei den Masiere di Vedena (75.28, s. Bild 11), die aufweite Erstreckung der Talbodenverschüttung aufliegen, befinden sich unmittelbar über der Auflagerungsfläche der Trümmer Einschlüsse von gerundetem Material. Ein stark verästelttes Moränennest war im Sommer 1969 an der Basis des Steinbruchs W Ponte Mas knapp über dem Bergsturzuntergrund zu sehen. Da die Trümmersmassen hier aber möglicherweise auf einen Gletscher niedergegangen sind (s. S. 109), können die Geschiebe und das Moränennest auch beim Abschmelzen des Eises in die untersten Lagen des Bergsturzes gelangt sein. Dasselbe Problem ergibt sich bei den Moränenfetzen, die im Bergsturzörper von Wildalpen (45.03; Aufschluß bei Säusenbach) eingeschlossen sind. Auch die Schotter- bzw. Moränenauflagerung beim Bergsturz vom Dobratsch (55.03) wurde von TILL (1907, S. 622) als Bergsturzschurf gedeutet. Wahrscheinlich wurde jedoch dieses bergsturzforemde Material erst nach Niedergang der Trümmer abgelagert (s. S. 110).

## 7. Die Ursache und Auslösung der Bergstürze

Die mannigfaltigen Ursachen, die zum Niedergang der Bergstürze führen können, lassen sich zu zwei Gruppen zusammenfassen:

1. die internen Ursachen<sup>34</sup>, die den Gebirgsbau und die Gesteinsbeschaffenheit betreffen,
2. die externen Ursachen<sup>34</sup>, die die Gestaltung der Gehänge durch die exogenen Kräfte betreffen.

Ursachen beider Gruppen müssen jeweils zusammenkommen, soll die Talfahrt erfolgen. Aber selbst dann bedarf es noch eines auslösenden Ereignisses, das den Zeitpunkt des Bergsturzes bestimmt.

### 7.1. Die internen Ursachen

Die Vorbedingungen für einen Bergsturz sind nicht erst im Moment seiner Ablösung gegeben. Sie sind schon lange vorher im Gebirgsbau angelegt (vgl. HEIM 1932, S. 175 und FUGANTI 1969). Die eigentliche Talfahrt ist so nur der letzte Akt einer langen Entwicklung. Der Vorbereitung der Massenbewegungen dient häufig die zumindest partielle Auflockerung des Gesteins, wie sie beispielsweise bei den Abbruchsgebieten des Flimser Bergsturzes (24.11; vgl. GSELL 1917/18, S. 200 und STAUB 1938, S. 79), bei den Massenbewegungen in den Lüttschinentälern (21.19–24; vgl. ALTMANN 1957/58, S. 68 und 79) und beim Fernpaßbergsturz (41.05; ABELE 1964, S. 58) zu erkennen ist. Aus Störungszonen stammen auch der Bergsturz von Haiming (41.14; vgl. AMPFERER und OHNESORGE 1924, S. 48) und der Felssturz am Ahornenäpli (24.02).

---

<sup>34</sup> Die Unterscheidung zwischen internal and external causes traf zuerst HOWE (1909, S. 44–49). Dabei zählte er allerdings die topographischen Vorbedingungen zu den internen Ursachen. TERZAGHI (1950, 1958), der dieselbe Unterscheidung trifft, rechnet diese richtigerweise zu den externen Ursachen.

Im letzteren Falle wurden aus der Zerrüttungszone auf beiden Seiten des Kammes S des Bockmattli mächtige Schuttmassen geliefert. Im W wurden sie in Form mächtiger spätglazialer Moränenwälle und junger Muraufschüttungen, im E aber als Trümmer des postglazialen Felssturzes am Ahomnen-äpli aufgeschüttet.

In den Abbruchgebieten der Lavini di Marco (74.01) sowie bei anderen Bergstürzen im Trentino und in Südtirol beschreibt FUGANTI (1969) ebenfalls eine Zerlegung des Gesteins in Einzelkörper durch die netzförmig angelegten Trennflächen der Schichten, Klüfte und Störungen.

Auch HOWE (1909, S. 44) sieht in der starken Zerrüttung des Gesteins eine wichtige interne Ursache der Bergstürze in den San Juan Mountains (Colorado). Die Trümmermasse des Sherman-landslide (Alaska) besteht ganz überwiegend aus angewittertem Blockwerk, was darauf hinweist, daß die Bergsturzscholle schon vor ihrem Niedergang stark von offenen Klüften durchsetzt war (SHREVE 1966, S. 1640).

Es erhebt sich die Frage, weshalb die Bergflanken nicht entsprechend der allmählich fortschreitenden Auflockerung langsam oder in mehreren Phasen abgebösch wurden, sondern über lange Zeit so große Spannungen auszuhalten vermochten, bis sie als großer Bergsturz niederbrachen. Dies kann durch einen Wechsel in der Standfestigkeit bedingt sein wie z. B. beim Madison-landslide (Montana). Hier bildete eine Dolomitbank die Stützmauer für dahinter und darüber liegende stark verwitterte metamorphe Schiefer und Gneise (WILHELMY 1960, S. 1 und HADLEY 1964, S. 120). Beim großen Erdbeben im Jahre 1959 gab diese Stütze nach, und der Bergsturz fuhr zutal. Möglicherweise lassen sich die bei diesem Einzelfall gewonnenen Ergebnisse auch auf manche andere Abbruchgehänge übertragen. Dabei braucht nicht in jedem Falle ein solch deutlicher petrographischer Wechsel vorzuliegen. Auch innerhalb desselben Gesteins wechseln bei unterschiedlicher Kluftdichte standfeste und weniger standfeste Partien.

Eine weitere Vorbedingung der Bergstürze ist das Vorhandensein durchgehender Großklüfte, Störungen oder Schichtflächen, an denen sich die Bergsturzschollen ablösen und auf denen sie abgleiten können. Eine talwärts geneigte Kluft oder Störung dient beispielsweise als Abgleitfläche des Bergsturzes am Lac Lauvitel (14.05).

Die Klüfte brauchen allerdings nicht von vornherein im Gebirgsbau angelegt zu sein: Oft entstehen - vor allem im massigen Gestein - infolge der Druckentlastung bei der Abtragung hangparallele Entspannungsklüfte (nach CLOOS: Druckentlastungsklüfte), die ebenfalls eine Rolle bei der Bereitstellung der Bergstürze spielen können (vgl. HEIM 1932, S. 180). Auf ihr allmähliches Entstehen ist es wohl zurückzuführen, daß die Bergstürze nach Versteilung des Gehänges oder Beseitigung eines Widerlagers nicht sofort niederbrechen, sondern erst nach einiger Verzögerung.

Auf die Rolle der Entspannungsklüfte im Zusammenhang mit der Mehrphasigkeit der Bergstürze und dem Rückzug der eiszeitlichen Gletscher aus den alpinen Tälern wird in anderem Zusammenhang eingegangen (s. S. 61, 90ff u. 131).

Als besonders gute Gleitflächen fungieren selbstverständlich talwärts einfallende Schichtflächen (z. B. Goldau 24.01 und Lavini di Marco 74.01), vor allem dann, wenn die Schichtpakete auf einem Gleithorizont und/oder einem leicht ausräumbaren Gestein liegen (z. B. Melköde 41.02, vgl. SCHMIDT-THOME 1960, S. 185; Mausekarkogel 54.07, vgl. EXNER 1952, S. 64 oder Saidmarrehbergsturz, Zagrosgebirge, vgl. HARRISON und FALCON 1938, S. 303). Eine Unterlagerung durch leicht ausräumbares Material führte auch zum Pletzachbergsturz (42.01, vgl. SCHREIBER 1950, S. 70), zum Bergsturz am Col de Plainpalais (17.02) sowie zur Massenbewegung am Sandling (Salzkammergut, LEHMANN 1926, S. 289-299).

HEIM (1932, S. 179f) hält es für möglich, daß auch durch heute noch andauernde tektonische Bewegungen Bergstürze zutal fahren können. Er führt in diesem Zusammenhang den Eibseebergsturz (41.15) an.

Im Bereich von Deckengrenzen ereignen sich viele Berg- und Felsstürze, so beispielsweise der Bergsturz von Bormio (72.01; vgl. E. FURRER 1962, S. 241) und die Felsstürze und Felssturzmoränen auf der E-Seite der Fernpaßfurche und des Lermooser Beckens (SW des Weißensees, W der Sonnspitze, N der Zunterköpfe und bei Ehrwald,

41.09–41.12, vgl. ABELE 1964, S. 49f und 97). In diesem Zusammenhang ist außerdem die Sackung des Schachtkopfes (41.08, ABELE 1964, S. 47f) zu erwähnen.

## 7.2. Die externen Ursachen

Die wichtigste externe Vorbedingung der Bergstürze ist die fluviatile und glaziale Erosion. Vor allem die Wirkung des Eises dürfte für die großen alpinen Bergstürze von entscheidender Bedeutung gewesen sein. Anders als bei der fluviatilen Erosion können sich bei der glazialen Versteilung die unterschrittenen Bergflanken wegen des Eiswiderlagers zunächst nicht zutal bewegen. Daher ist es möglich, daß sich während einer Vergletscherungsphase besonders große Massenbewegungen vorbereiten, ohne in kleinen Schüben niederzubrechen. Erst nach Rückzug des Eises kommt es zur Talfahrt des inzwischen bereitgestellten Bergsturzmaterials (vgl. HEIM 1932, S. 185 und KLEBELSBERG 1948, S. 380f). Die zahlreichen großen posthochwürmzeitlichen und spätglazialen Bergstürze (s. S. 89f) sind hierfür der deutlichste Beleg.

In der gegenwärtigen Periode des Gletscherrückgangs ereigneten sich im vom Eis verlassenen Bereich nur bescheidene Massenbewegungen. So wurde die Lockerschuttbewegung von der Becca di Lusene (64.02) wahrscheinlich durch langsames Abschmelzen von Toteis am Fuße eines Schutthanges ausgelöst (vgl. STRAGIOTTI und PERETTI 1953, S. 217). Auch die Sackung am orographisch rechten Rand des Aletschgletschers (21.27) kann erst nach dem Gletscherhochstand von 1850 erfolgt sein, da sie dessen Efermoränen mittransportierte.

Nicht alle großen Bergstürze sind unmittelbar nach Verlust des Eiswiderlagers niedergegangen. So hatte sich der in die Fernpaßfurche abzweigende Innegletscherarm vom Fuße des Abbruchsgehänges des Fernpaßbergsturzes (41.05) mindestens 11 km weit bis ins Gurgltal (zumindest bis 3 km E Tarrenz bei Imst) zurückgezogen, ehe die Trümmer niederbrachen. Es mögen allenfalls noch geringmächtige (Tot-)Eisreste zurückgeblieben sein. Bei größerer Eismächtigkeit wäre der über 11 km lange südliche Bergsturzast, der der Eisrichtung entgegenschloß, nicht bis ins Gurgltal vorgedrungen. Diese Verzögerung des Fernpaßbergsturzes zeigt, daß nicht nur der Verlust des Eiswiderlagers für die Talfahrt maßgebend war. Besonders wichtig war auch das Schwinden des auf den Hängen lastenden Druckes beim Abschmelzen des mächtigen Eises (vgl. ZISCHINSKY 1969, S. 42). Das Kluftgefüge, insbesondere die Entspannungsklüfte, stellten sich langsam auf die völlig neuen Spannungsverhältnisse ein. Möglicherweise erfolgte in diesem Zusammenhang die Ausbildung der Abriß- und Gleitflächen nur allmählich, was die Verzögerung des Fernpaßbergsturzes gut erklären würde.

In welchem Maße die alpinen Talflanken auf das Abschmelzen der Eisüberlagerung reagierten, zeigt deren differentielle Heraushebung an parallel zur Talachse streichenden Verwerfungslinien im Postglazial (JÄCKLI 1965).

Die externe Ursache eines Bergsturzes kann auch ein anderer Bergsturz sein. Der Verlust einer Bergsturzscholle schafft im Abbruchsgebiet neue Spannungsverhältnisse und damit die Vorbedingung für Nachstürze (s. S. 90ff). Außerdem können Massenbewegungen von einer Talflanke Wasserläufe an die gegenüberliegende Talseite abdrängen, wo dann durch verstärkte fluviatile Unterschneidung weitere Massenbewegungen niedergehen (s. S. 131).

Besonders umstritten ist die Ursache des „Ereignisses“ von Köfels (52.06) im Ötztal. Am Fuße einer Talweitung im W legt sich die Trümmerschwelle des Maurach als mächtige Schwelle quer über das Tal (s. Abb. 49 und Bild 12). Die Entstehung dieses Talriegels wurde – auf Grund der von PICHLER (1863) erstmals beschriebenen bimssteinartigen Vorkommen auf seinem Rücken – von den meisten Autoren auf ein vulkanisches Ereignis zurückgeführt (vgl. u. a. HAMMER 1923 und PENCK 1925). Von KURAT und RICHTER (1968) werden diese Vorkommen nach mineralogischen Untersuchungen und in Anlehnung an die Arbeiten von STUTZER (1936) und F. E. SUESS (1936 und 1937) als durch Meteoreneinschlag entstandene Schmelze gedeutet (vgl. auch GRAEBNER 1970 und PURTSCHELLER 1971, S. 66f). Der Meteorit hätte demnach den Kamm zwischen Fundustal und Ötztal zum Einsturz gebracht, was zur Aufschüttung des mächtigen

Talriegels führte. Zu anderen Ergebnissen kam PREUSS (1974), der die „Bimssteinvorkommen“ als auf den Gleitflächen innerhalb der Trümmermasse entstandene „Reibungsschmelze“ deutet und das „Ereignis“ von Köfels damit als normalen Bergsturz auffaßt.

Mit über 2 km<sup>3</sup> (sowohl im Abbruchs- als auch im Ablagerungsgebiet gemessen) übertrifft die Trümmermasse von Köfels die anderen kristallinen Bergstürze jeweils um ein Mehrfaches (s. S. 23 ), ja sie ist fast so groß wie das Volumen aller übrigen gemessenen kristallinen Bergstürze zusammengenommen! Dies legt zumindest nahe, daß ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen den bimssteinartigen Vorkommen und der abnormen Größe der Trümmermasse besteht. Ob es die große Mächtigkeit der Scholle war, die das Entstehen einer „Reibungsschmelze“ erlaubte, oder ob auf Grund eines „Ereignisses“, das auch den „Bims“ erzeugte, ein Bergsturz dieser Größe überhaupt erst niedergehen konnte, diese Entscheidung kann hier nicht getroffen werden.

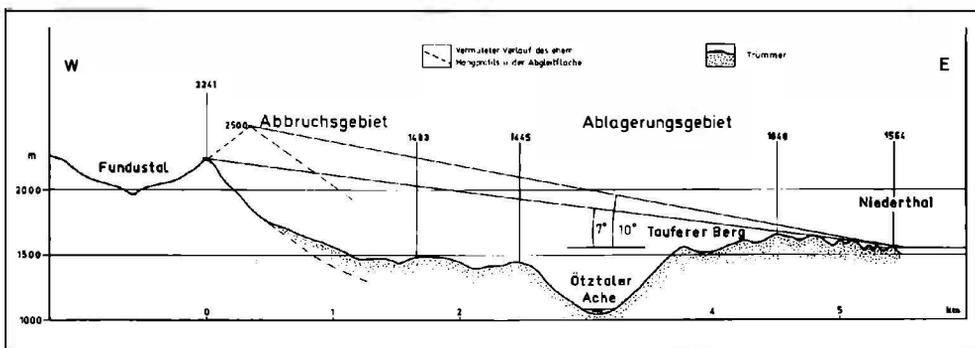


Abb. 49. Längsschnitt durch die Trümmerlandschaft von Köfels (Ötztal; 52.06)

### 7.3. Die Auslösung der Bergstürze

Oft gehen die Berg- und Felsstürze im Gefolge von Erdbeben oder starken und langfristigen Regenfällen nieder. Diese besonders augenfälligen Vorbedingungen werden häufig als die Ursache der Massenbewegungen betrachtet. Sie bestimmen jedoch im allgemeinen nur den Zeitpunkt des Niedergangs. Daß sich ein Bergsturz an einer bestimmten Stelle und nicht daneben ereignet, ist auf das Zusammenspiel der internen und externen Ursachen zurückzuführen und nicht auf die Erschütterung oder Durchfeuchtung, die ja die neben dem Abbruchsgebiet liegenden Gehänge im selben Maße betreffen. Erdbeben und langfristige Regenfälle sind damit i. a. nur Anlaß und nicht Ursache der Berg- und Felsstürze (vgl. v. a. HEIM 1932, S. 174–183 sowie SCHWINNER 1912, S. 186f und POLLACK 1926, S. 305f). Es wäre allerdings möglich, daß bei außergewöhnlich starken Beben bzw. extrem starker Durchfeuchtung auch Bergflanken zutal fahren können, die zwar bergsturz anfällig sind, die aber unter normalen Bedingungen allmählich abgetragen würden oder in mehreren Phasen niedergingen.

Die Auslösung durch Erdbeben ist bei folgenden alpinen Fels- und Bergstürzen historisch belegt:

- 1348 Nachsturz am Dobratsch (55.05 und/oder 06; TILL 1907 S. 541–587)
- 1457 Bei Nago am Gardasee<sup>35 36</sup>
- 1495 Hintersee, Felbertal (54.01)<sup>36</sup>
- 1593 und 1594 NE-Grat des Vorderglärnisch<sup>35</sup> (SCHINDLER 1959, S. 126)
- 1601 Bürgenstock, Vierwaldstätter See (MONTANDON 1953, S. 111)
- 1873 Fadalto (76.01; SCHWINNER 1912, S. 186)
- 1946 Bergsturz bei der Alp Serin (21.28)<sup>37</sup>

35 BERTRAND 1757, S. 27, S. 47f, S. 49

36 MONTANDON 1933, S. 293, 295

37 MARIETAN 1945/46, S. 79, NUSSBAUM 1957, S. 218 und BADOUX, BONNARD und BÜRRI 1959, S. 23

MONTANDON (1933) hält außerdem für möglich, daß die Lavini di Marco (Nachsturz, 74.02) im Jahre 833, die Abimes de Myans (17.01) im Jahre 1248, der Felssturz vom Monte Creino (73.11; N-Teil) im Jahre 1457 und der Bergsturz E Yvorne (21.03; nur oberster Teil) im Jahre 1584 durch Erdbeben ausgelöst wurden.

Weit häufiger als in den Alpen werden Bergstürze und verwandte Massenbewegungen in den Kordilleren der Neuen Welt von Erdbeben „abgeschüttelt“. Es seien hier nur die jüngsten Beispiele erwähnt.

1959 Erdbeben von Montana: Madison-landslide und andere Massenbewegungen (vgl. WILHELMY 1960, S. 1 und HADLEY 1964)

1960 Erdbeben von Chile: viele Erdrutsche und Felsstürze (vgl. WEISCHET 1960 a, b und BAUER 1960)

1964 Erdbeben von Alaska: Sherman-landslide (vgl. SHREVE 1966) und andere Bergstürze (vgl. TUTHILL 1966)

1970 Erdbeben von Peru: Gletscher-Bergsturz vom Huascarán und viele andere Massenbewegungen (vgl. PLAFKER u. a. 1971, S. 548).

Bei der Untersuchung der einzelnen prähistorischen Bergstürze läßt sich nicht feststellen, ob sie im Gefolge von Erdbeben zutal führen. Es soll jedoch geprüft werden, ob eine räumliche Übereinstimmung der Häufungszonen der Bergstürze mit denen der historisch und makroseismisch belegten Erdbebenzentren besteht.

In den Nördlichen und Südlichen Kalkalpen sind sowohl die Erdbeben (vgl. SCHNEIDER 1968) als auch die Bergstürze häufiger als in den Zentralalpen. Eine unmittelbare Vergleichbarkeit ist hier jedoch wegen der unterschiedlichen petrographischen Beschaffenheit, die für die Bergstürze von ausschlaggebender Bedeutung ist, nicht gegeben. Daher sollen Kalk- und Zentralalpen getrennt betrachtet werden.

Innerhalb der Kalkalpen sind die Dinariden (vgl. MONTANDON 1953, S. 122) und die südlichen Westalpen (vgl. ROTHÉ 1967) besonders bebenreich. Im Falle der Dinariden fällt tatsächlich die Zone größter Berg- und Felssturzdichte (s. Karte 2) mit der größten Bebenhäufigkeit zusammen. Umgekehrt sind jedoch aus den südlichen Westalpen nur wenige größere Massenbewegungen bekannt. Eine gute Übereinstimmung zwischen Bergsturzverteilung und Bebenreichtum zeigt sich innerhalb der Schweizer Kalkalpen. Auffallend viele Stoßpunkte finden sich hier an den Rändern des Aarmassivs (vgl. WANNER 1945, S. 153 sowie WANNER und PAVONI 1965). Gerade dort häufen sich auch – innerhalb der Sediment- und Deckenumhüllung des Aarmassivs – die großen Bergstürze. Es erhebt sich hier die Frage, ob eine unmittelbare Abhängigkeit der Bergstürze von den Erdbeben vorliegt oder – was wahrscheinlicher ist – beide unabhängig voneinander auf dieselbe gemeinsame Ursache zurückzuführen sind.

Die Auslösung der entlang der Linie Eibsee – Fernpaß – Tschirgant – Ötztal aufgereihten Bergstürze führt PENCK (1925, S. 225) auf die Erschütterung bei der von ihm vertretenen Maarsprengung von Köfels (52.06) zurück. Auch REITHOFER (1932, S. 335) stellt die verschiedenen Abstürze in einen Zeitraum, den er „Köfeler Periode“ nennt. Die Entstehung der sogenannten „Kluft“ bei Pipurg, einer tiefen Spalte in einem glazial überschliffenen Rücken SSW Ötz (Tirol) wird von RINALDINI (1926) ebenfalls mit dem „Ereignis von Köfels“ in Verbindung gebracht. Ein Zusammenhang damit wird selbst für weiter entfernte Berg- und Felsstürze zur Diskussion gestellt (vgl. GAMS 1928, S. 79). Für die einzelnen Massenbewegungen der Bergsturzlinie ergab sich jedoch ein unterschiedliches Alter (vgl. ABELE 1964, S. 96f). Das „Ereignis von Köfels“ wird von HEUBERGER (1966, S. 37) als postdaunzeitlich datiert. Die Bergstürze am Tschirgant (41.13 und 14) führen im frühen Spätglazial zutal (vgl. HEUBERGER 1966, S. 10ff). Dasselbe gilt für den Eibseebergsturz (41.15). Dagegen ging der Fernpaßbergsturz (41.05) schon posthochwürmzeitlich nieder. Hiermit wird zwar eine zeitliche Parallelisierung der einzelnen Glieder der Bergsturzkette Ötztal – Fernpaß – Eibsee gelegnet; ein tektonischer Zusammenhang dieser auffallenden Bergsturzhäufungszone mag jedoch durchaus bestehen. Im Einklang hiermit steht vor allem der große Erdbebenreichtum des westlichen Tirol (vgl. SCHNEIDER 1968, S. 489).

Im Bereich der Zentralalpen hat der Bebenreichtum am Ostalpenrand (vgl. GANGL 1969) und am E-Rand der südlichen Westalpen (vgl. ROTHE 1967) keinerlei Einfluß auf die Bergsturzdichte, die dort jeweils gering ist. Umgekehrt ist das bergsturzreiche Tessin auffallend arm an Erdbeben. Eine gewisse Übereinstimmung zwischen der Häufigkeit größerer Massenbewegungen und dem Bebenreichtum liegt nur in den Walliser Alpen vor, wo sich im Bereich von Brig ein sehr aktives Erdbebenzentrum befindet.

Wegen des vorrangigen Einflusses der Petrographie und des tektonischen Baus auf die Verbreitung der Bergstürze läßt sich keine strenge Abhängigkeit der Bergsturzdichte vom Bebenreichtum aufzeigen. Die Übereinstimmung der Beben- und Bergsturzhaufungszonen am W-, N- und E-Rand des Aarmassivs, im westlichen Tirol sowie in den südöstlichen Kalkalpen (Dinariden) braucht nicht unbedingt auf einen direkten ursächlichen Zusammenhang hinzuweisen.

Zur Auslösung der Berg- und Felsstürze tragen neben den Erdbeben vor allem die ausgiebigen Regenfälle bei. Bei kurzen Starkregen setzen sich im allgemeinen nur kleinere Massen in Bewegung. Die Talfahrt größerer Fels- und Schuttkörper erfolgt oft nach langfristigen, starken Regenfällen, die das Gehänge tief durchtränken. Daher ist auch zu erklären, daß auffallend viele alpine Fels- und Bergstürze im Sommer, in dessen Verlauf ja die Hauptniederschlagsmenge in den Alpen fällt, niedergehen (vgl. NUSSBAUM 1957, S. 220). Wenn HEIM (1932, S. 176f) feststellt, daß im Monat September – in den Alpen allgemein als Schönwettermonat bekannt – besonders viele Bergstürze niedergehen, so braucht dies kein Widerspruch zu sein, denn gerade in niederschlagsreichen Jahren ist die Durchtränkung der Gehänge am Ende des Sommers am größten.

Als Beispiele für Massenbewegungen, die im Gefolge außergewöhnlich starker Niederschläge zutage traten, seien hier nur der Bergsturz von Goldau (24.01; ZAY 1807, S. 166f) sowie die Felsstürze am Sandling (Salzkammergut; vgl. MACHATSCHKE 1920, S. 305 und LEHMANN 1926), bei Margreid (Südtirol) und bei Prä del Finonchio (Trentino; FUGANTI 1969, S. 35 und 39) erwähnt.

Eindringendes Oberflächenwasser schmiert die Gleithorizonte und begünstigt so die Ablösung der Bergsturzmassen. Bei den Bergstürzen ohne schmierfähigen Gleithorizont spielt das Kluft- und Porenwasser eine große Rolle. Dies demonstriert die Felsgleitung von Vaiont (76.03, s. Bilder 44 und 45), die ja infolge des Aufstaus des Vaiontspeichers und des darauffolgenden Eindringens des Wassers in die Klüfte in Bewegung gesetzt wurde (vgl. MÜLLER 1964, S. 185ff und HAEFELI 1967, S. 26). Dasselbe gilt für die ausgedehnten Hangbewegungen am W-Ufer des Gepatschspeichers im Kaunertal (s. Bild 13), die sich infolge des Seeaufstaus in den Jahren 1964 und 1965 ereigneten (vgl. BRETH 1967, ZISCHINSKY 1969, S. 36ff und PURTSCHELLER 1971, S. 101). In ähnlicher Weise können auch die unausgeglichene Entwässerungsverhältnisse beim Rückzug der hoch- und spätglazialen Gletscher in den tieferen Talräumen zu starker Durchfeuchtung der Gehänge geführt und dadurch Massenbewegungen ausgelöst oder begünstigt haben (vgl. ABELE 1969, S. 120 und ZISCHINSKY 1969, S. 42).

Für die Häufung der Bergstürze im Anschluß an die Würmeiszeit und im Spätglazial ist wohl auch ein anderer Grund anzunehmen: Stark aufgelockerte Partien der Gehänge und Wände waren während der Eiszeit – zumindest in den nicht gletscherbedeckten Arealen – von Dauerfrost durchsetzt<sup>38</sup>. Am Ende der Eiszeit führte sein Abschmelzen zu einer Vielzahl von Massenbewegungen (vgl. ALTMANN 1957/58, S. 80). DÜRR (1970, S. 74–85) erklärt beispielsweise die Grobblockigkeit der daun- und egesenstadialen Moränenwälle am Fuße der hohen Wände der westlichen Dolomiten durch Felsstürze infolge des Abschmelzens des Permafrosts in den Wandpartien. Ob bei entsprechend tiefer eingedrungene Permafrost bei dessen Abschmelzen in stark aufgelockertem Gestein auch Bergstürze ausgelöst werden können, müßte noch überprüft werden. Nach den Untersuchungen von RAPP (1960, S. 113–116) und DÜRR (1970, S. 54) kann auch der langperiodische Frostwechsel zu verstärkter Felssturztätigkeit führen. Im Einklang damit

---

<sup>38</sup> BARSCH (1969 a) konnte nachweisen, daß auch heute noch in den Alpen in der oberen subnivalen Stufe Permafrost vorkommt.

stehen die Ergebnisse von NUSSBAUM (1957, S. 221), der in 30-jähriger Beobachtung der Massenbewegungen in der Schweiz feststellte, daß die Felsstürze der Gipfelregionen vorzugsweise in den Frühjahrsmonaten abgehen.

Ein Zusammenhang soll nach BÜTLER (1946, S. 143f) zwischen der Auslösung der Bergstürze und der Sonnenfleckenaktivität sowie den Mondphasen bestehen. Um derartige Aussagen zu erhärten, müßten jedoch mehr Bergsturzereignisse daraufhin untersucht werden als dies BÜTLER tat.

## 8. Die Ablösung der Bergstürze

Als Berg- oder Felsstürze werden im Rahmen dieser Arbeit alle Fels- und Schuttbewegungen bezeichnet, die mit hoher Geschwindigkeit zutal fahren. Dies bedeutet jedoch keinesfalls, daß sie sich zu jedem Zeitpunkt ihres Niedergangs schnell bewegen. Dies zeigt sich vor allem bei der Ablösung am Abbruchgehänge, wo HEIM (1932, S. 61f) zwei Gruppen von Bergstürzen unterscheidet: Die aus steilen Wänden niedergehenden Fallstürze, die sofort eine hohe Geschwindigkeit erreichen, und die sich auf flacher Abgleitbahn langsam in Bewegung setzenden Schlipfstürze, die erst zu einem späteren Zeitpunkt in die eigentliche rasche Bergsturzbewegung übergehen. In ihrer Anfangsphase unterscheiden sich die Schlipfstürze nicht von den langsamen Massenbewegungen: Klüfte weiten sich, entlang von Schicht-, Kluft- und/oder Störungsflächen ereignen sich kleine Verschiebungen, und erst in einer Spätphase dieser Entwicklung leitet eine langsame Bewegung der ganzen Masse in die eigentliche schnelle Talfahrt über.

Das Musterbeispiel hierfür ist die Felsgleitung von Vaiont (76.03), die in den Arbeiten von MÜLLER (1964, 1968) und SELLI u. a. (1964) ausführlich beschrieben wurde. Ältere Beispiele für die Vorbereitung der Bergstürze über längere Zeiträume werden bei HEIM (1881, S. 130 ff und 1932, S. 187ff) behandelt (Elm, 24.10; Goldau, 24.01).

Im Abbruchgebiet des Steinholtschlaup (s. S.83f) zeigte sich schon 7-8 Jahre vor dem Niedergang eine Spalte, die von Jahr zu Jahr größer wurde (KJARTANSSON 1967, S. 250).

## 9. Die schnelle Talfahrt der Bergstürze

### 9.1. Die Dauer und Geschwindigkeit der Bergstürze

Bei einigen historischen Berg- und Felsstürzen konnte die Dauer des Bewegungsabschnitts der schnellen Talfahrt und die Geschwindigkeit der Trümmergrößenordnungsmäßig ermittelt werden. Beim Bergsturz von Goldau (24.01) gibt ZAY (1807, S. 171) nach Augenzeugenberichten eine Bewegungsdauer von 3 bis 4 Minuten an. Nach HEIM (1932, S. 93) waren es in diesem Falle 1 bis 2 Minuten (über 150 km/h) und bei Elm (24.10) 45 Sekunden (über 180 km/h). Der Bergsturz von Fidaz (24.14) soll nach Augenzeugenberichten und Vergleich photographischer Aufnahmen, die zufälligerweise während des Niedergangs gemacht werden konnten, 1,5 Minuten gedauert haben (NIEDERER 1941, S. 14). Die Felsgleitung von Vaiont (76.03) legte die Strecke von 450 m in 45 Sekunden, d. h. mit einer Durchschnittsgeschwindigkeit von 36 km/h, zurück und erreichte dabei eine Maximalgeschwindigkeit von 61 km/h (CIABATTI 1964, S. 141 und 154).

Weit größer als bei diesen Fels- und Schuttbewegungen war die Geschwindigkeit beim großen Gletscherbergsturz vom Huascarán (Santatal/Peru) im Jahre 1970, wo - infolge des extrem großen Höhenunterschiedes und Gefälles - über 250 km/h, evtl. sogar über 450 km/h erreicht worden sein sollen (vgl. CLAPPERTON und HAMILTON 1971, S. 639; CLUFF 1971, S. 516 und PLAFKER u. a. 1971, S. 558).

## 9.2. Theorien zur Kinematik der Bergstürze

Im Vergleich zu den langsamen Massenbewegungen besitzen die Berg- und Felsstürze eine große Transportweite, die nur durch ein besonderes Bewegungsverhalten erreicht werden kann. Zur Erklärung dieses Bewegungsverhaltens gibt es verschiedene Ansichten, die hier kurz dargestellt werden sollen:

Die wichtigste und von den meisten Autoren akzeptierte Theorie stammt von HEIM (1932, S. 85f), der eine Fließ- bzw. Schußstrombewegung der Trümmer annimmt. Demnach zerbricht die Bergsturzscholle bei ihrer Talfahrt in eine Vielzahl von Blöcken verschiedener Größe, die sich in der Folge nicht als Einzelteile weiterbewegen, sondern eingeschlossen in eine Gesamtmasse vieler Blöcke eine „einheitliche Summenbewegung, ein gemeinsames Fließen der ganzen Masse“ (HEIM) zeigen. Als Zeugen dieser Bewegungsart gelten die Fluidalstruktur der Bergsturzoberfläche (s. S. 81) und die durchweg scharfe Umgrenzung des Ablagerungsgebiets ohne Ausbildung einer „Spritzzone“.

In Anlehnung an die Vorstellungen von HEIM hält auch SCHELLER (1970, S. 66f, 1971) eine Fließbewegung für möglich. Er führt diese auf ein differentielles Gleiten innerhalb der einzelnen Stockwerke der Trümmermasse zurück. Dazu komme es infolge einer Selbstschmierung der Trümmermasse, zu der das bei der Talfahrt entstehende Feinmaterial beitrage.

In einigen neueren Arbeiten wird die große Transportweite des Bergsturzmaterials als Folge eines bei der Talfahrt zustandekommenden Lufteinschlusses erklärt. Nach KENT (1966) wird die Luft in den Trümmerkörper selbst eingefangen. Dagegen vertritt SHREVE (1966, 1968 a und b) bei einem Teil der Bergstürze eine Gleitbewegung auf einem Luftkissen.

Dies wird von PLAFKER u. a. (1971, S. 559) auch beim Gletscherbergsturz vom Huascarán (s. S. 84) angenommen, der auf Teilen seiner Fahrbahn Moränenrücken und selbst die Boden- und Vegetationsdecke unversehrt hinterließ. Einen Lufteinschluß in den Trümmermassen hält auch KJARTANSSON (1967, S. 254 und 256) beim Steinsholtshlaup (s. S. 83f) für wahrscheinlich. Nur so sei zu erklären, daß die durch Eisblöcke markierte Obergrenze des Trümmerstromes viele Zehner von Meter über dem Talboden lag, während die Trümmer nach ihrer Ablagerung nur wenige Meter Mächtigkeit erreichten.

Den Formenschatz der auf Luftkissen bewegten Bergstürze versucht SHREVE (1968 b) dadurch zu erklären, daß die Luft zunächst am Bergsturtrand entweicht und damit die Trümmer dort zuerst abgelagert werden. An den beiderseitigen Flanken bleiben dabei die lateral ridges und – nach deren Ablagerung – die parallel dazu verlaufenden subsidiary ridges zurück (S. 27, 39 und 43). Wichtig ist auch, ob die Luft zuerst im distalen oder im proximalen Bereich entweicht. Im ersteren Falle bildet sich zuerst der distal rim, hinter dem die dachziegelartig hintereinandergestaffelten transversal ridges angestaut werden (S. 40). Wird jedoch zuerst das hintere Ende abgesetzt, so kommt es zu einer Ausdehnung des Trümmerkörpers (S. 44). Ob die Luft tatsächlich die von SHREVE für die Bergsturz- und -ablagerungsformen herausgestellte Bedeutung besitzt, ist zwar noch keineswegs geklärt; dennoch erwiesen sich seine Untersuchungen sehr anregend zur Deutung des kinematisch bedingten Formenschatzes der Bergstürze (s. S. 76ff).

Eine eigene Stellungnahme zur Frage der Bergsturzmechanik soll erst nach der Besprechung der Ablagerungsformen gegeben werden (s. S. 80ff).

## 10. Die Ablagerung der Bergstürze

Das Wort „Bergsturz“ bezeichnet nicht nur den Bergsturzvorgang, sondern auch das dabei aufgeschüttete Ablagerungsprodukt. Im Gegensatz zur fluviatilen oder glazialen Akkumulation ist bei der Ablagerung der Bergstürze das Transportmittel und das abgelagerte Material identisch. Dies bedeutet jedoch keinesfalls, daß die zur Ruhe gekommenen Trümmer das genaue Abbild eines plötzlich in seiner Gesamtheit erstarrten Trümmerstromes sind. Zwar soll nach HEIM (1932, S. 93f) die Abbremsung der Bergsturzmassen abrupt vor sich gehen. Dies trifft jedoch höchstens für die einzelnen Bergsturzpartien zu, nicht jedoch für den Trümmerstrom als Ganzes, der – wegen des Einflusses der Reibung am Untergrund – in den verschiedenen Abschnitten des Längs-, Quer- und Vertikalprofils zu verschiedenen Zeiten zur Ruhe kommt<sup>39</sup>. Auf Grund der dadurch bedingten unterschiedlichen Transportweite der Trümmer hinterläßt der Bergsturz im Ablagerungsgebiet einen eigenständigen, nur für Bergstürze charakteristischen Formenschatz.

### 10.1. Die Ablagerungsformen der Bergstürze

Ein Bergsturzkörper, der im Abbruchgebiet noch seinen inneren Verband besaß, lockert oder verliert diesen bei der Talfahrt. Obwohl die Trümmermasse hierbei ganz oder zumindest teilweise zu Blockwerk, Feinschutt und Grus zerfällt, wurde sie im Ablagerungsgebiet bei fast allen kartierten Berg- und Felsstürzen in geschlossener Form und mit scharfer Umgrenzung abgelagert (s. Bild 14 und 15). Diese innere Geschlossenheit ist eines der Hauptkennzeichen der Bergstürze (HEIM 1932, S. 100). Nur in Ausnahmefällen kommt es zu einer Auflösung in isolierte Einzelblöcke oder Trümmerhaufen (s. S. 79 ).

Mit der Talfahrt ist zumeist ein großer Flächenzuwachs und eine Mächtigkeitsabnahme des Trümmerkörpers verbunden. Doch nicht nur die Gesamtgestalt der Bergsturzmasse ändert sich, sondern auch der Kleinformenschatz: Bei der Ablagerung entsteht eine neue bergsturzmechanisch geprägte Oberfläche. Diese Oberfläche soll zunächst im Quer- und Längsprofil betrachtet werden.

#### 10.1.1. Das Querprofil

Quer zur Schußrichtung kann sich sowohl ein konvexes als auch ein konkaves Profil entwickeln (s. Abb. 50 und 51).

##### 10.1.1.1. Das konvexe Querprofil

In der Mehrzahl der Fälle ist die Trümmermasse im Stromstrich am mächtigsten. Gegen die beiderseitigen Ränder fällt daher die Oberfläche allmählich ab (vgl. HEIM 1932, S. 94). Damit ergibt sich eine konvexe Wölbung. Wurde die Bergsturzzunge in ein Tal gezwängt, so bildeten sich darüber hinaus zwischen Talflanke und Sturzmasse durchgehende Randtälchen, die das konvexe Profil noch verstärken. Sofern sie nicht nachträglich überformt sind, besitzen diese Tiefenzonen kein gleichsinniges Gefälle.

Ein konvexes Querprofil besitzen beispielsweise die Bergsturzzungen bei Mareit (52.09, Zunge im E: über 20 m)<sup>40</sup>, im Obernbergtal (52.08, Zunge unmittelbar E Obernberg: etwa 10 m), im Tragöß – W (45.01, etwa 20 m), bei Wildalpen (45.03, wenige Meter bis maximal 50 m) und bei Mallnitz (54.08, im unteren Zungenbereich: etwa 10 m). Je enger das Talquerprofil und je mächtiger die durchgezwängte Schuttmasse, desto stärker ist die Aufwölbung: Bei den Bergstürzen im Almtal (44.01; s. Abb. 59), im Kandertal (21.10) und beim Totalbergsturz (34.06) erreicht sie über 40 m, bei Siders (21.13) über 50 m

<sup>39</sup> Wenn HEIM (1932, S. 96) feststellt, daß „Vorhut, Gewalthaufe und Nachhut“ ihre Schußbahn während desselben Bewegungsvorgangs ändern können, so zeigt dies, daß auch er den Ablagerungsvorgang nicht als gleichzeitiges Erstarren des Trümmerstromes in allen seinen Teilen auffaßt.

<sup>40</sup> In Klammern jeweils die Höhendifferenz zwischen höchster Aufragung im Stromstrich und tiefstem Punkt am Bergsturzrand bzw. im Randtälchen. Dabei wurde die nachträgliche fluviatile Vertiefung nicht mitgerechnet.

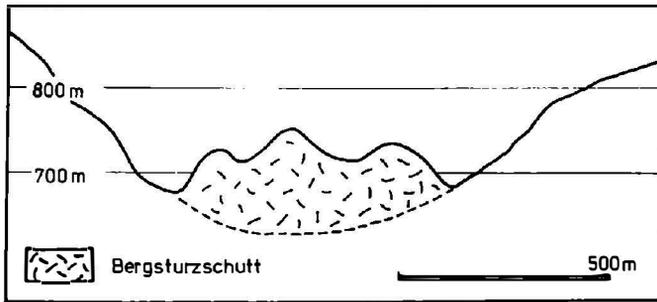


Abb. 50. Konvexes Querprofil beim Bergsturz im Almtal (Totes Gebirge; 44.01), Schnitt beim Großen Ödsee

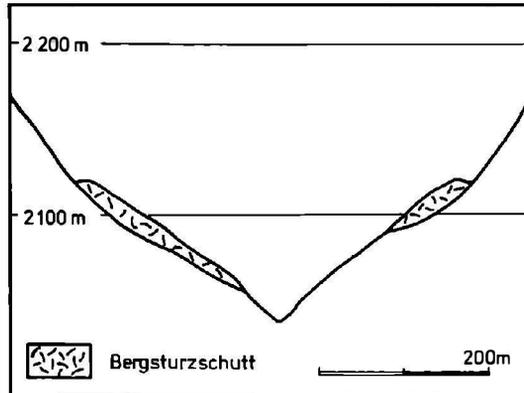


Abb. 51. Konkaves Querprofil beim Bergsturz von der Becca di Lusoney (Valpelline, Aosta; 64.02), Schnitt oberhalb der Hängetalstufe

und beim Fernpaßbergsturz (41.05) 50 bis maximal 80 m. Die Wasserläufe im Bergsturz-bereich halten sich häufig an die Randtälchen, so z. B. im Kandertal, am Fernpaß und im Almtal. Bei Rhäzüns hat sich auch der Hinterrhein in das einst von den Bonaduzer Schottern (s. S.136ff) verschüttete Randtälchen des Bergsturzes vom Säsaig und/oder Bleiswald (24.18/19) eingetieft.

Der evtl. einem Nachsturz des Bergsturzes von Siders angehörende Trümmerstrom von la Fortsey (Koord. 608,4/130,5) ist ebenfalls beiderseitig von Randtälchen begleitet. Das westliche blieb in seiner ursprünglichen Form erhalten, während das östliche von der Raspille, die sich hier epigenetisch in das Anstehende einschneidet, vertieft wurde.

Auch bei der Zunge des erst im Jahre 1967 niedergegangenen Steinholtschlaup (s. S. 83f) liegen die Trümmerhügel durchweg in der Talmitte. Von den beiden Talflanken werden sie durch breite Randtälchen getrennt.

### 10.1.1.2. Das konkave Querprofil

Häufig liegt im Stromstrich nicht die höchste Aufwölbung, sondern die tiefste Einsenkung der Trümmeroberfläche, ja stellenweise kann das Sturzmaterial hier völlig fehlen. Gegen die Flanken wird die Schutthanhäufung mächtiger oder zumindest höher, so daß sich ein konkaves Querprofil ergibt<sup>41</sup>. Bei Einlagerung der Trümmer in ein Tal schieben sich jedoch unmittelbar am Talhang – wie beim konvexen Querprofil – Randtälchen ein. Zwischen der Depression in der Talmitte und den Randtälchen erheben sich daher Randwälle, die längs zur Schußrichtung angeordnet den Bergsturtrand besonders markant hervortreten lassen. Die Randwälle brauchen nicht durchgehend an beiden Bergsturzfanken vorhanden zu sein, denn das Sturzmaterial ist häufig asymmetrisch verteilt. Statt eines Walls wird zuweilen auch nur ein Schuttschleier an den Talflanken zurückgelassen. Teilweise werden die Randwälle von parallel dazu verlaufenden und weiter gegen den Stromstrich hin gelegenen Längswällen begleitet.

Ufermoränenartige Randwälle umgeben beispielsweise die Sturzmassen bei Borca (75.27; s. Bild 16). Die Wälle beginnen an Felsbastionen am Fuß des Liefergebietes, wo die Bewegung zuerst gebremst wurde. Auch am orographisch rechten Rand der Buzza di Biasca (32.06) entwickelte sich ein Randwall. Dieser setzt unmittelbar hinter dem Ausgang der Crenone-Schlucht, aus der der Bergsturz herauschoß, ein und zieht auf der Oberfläche eines Murkegels hinab. Randwälle begleiten außerdem die Fahrbahn des 1952 niedergegangenen Bergsturzes von der Becca di Luseny (64.02; s. Abb. 51 und Bild 17). Auch der Bergsturz am Hintersee (43.06, s. Abb. 52) bildet im Bereich der Steilstufe N der Blaueishütte einen Randwall. Deutliche Längs- und Randwälle hinterließ der Diableretsbergsturz (21.04; s. Abb. 54) orographisch rechts der Fahrbahn (N Six Blanc; s. Bild 18) und im oberen Teil der Zunge (bei Le Liapey). Auch am Rande des Abbruchsgehänges der Lavini di Marco (74.01) blieben Randwälle zurück (vgl. PENCK 1886, S. 396).

Der Nachsturz des Fernpaßbergsturzes (41.07) hinterließ an der Stelle, wo die nördliche Abrißwand vom Kälbertal unterbrochen wird, einen kurzen Randwall, der den Kälbertalbach aufstaut und das Nackentälchen der östlich anschließenden Sackung verstopft. Randwälle oder Längswälle am Fuß der steilen Abbruchsgehänge zeigen außerdem die Bergstürze am Pletzackogel (42.01), bei Kals (54.03; CORNELIUS 1936/38, S. 90f), Casotto (74.06) und Santa Anna (73.08). Beim Bergsturz im Kandertal (21.10) wird die Steilstufe des Bühl im W vom Randwall zwischen Aegerten und Senggis begleitet. Kleine Ansätze zu Rand- und Längswallbildung zeigen sich evtl. auch beim Bergsturz vom Dejenstock (24.07) E Vorder Saggberg im Bereich der vom Klöntalausgang herabziehenden Steilstufe. Der in der Fortsetzung östlich davon gelegene lange Wall des Sitenwalds ist eine Erosionsform, die aus einem Längswall hervorgegangen sein kann. Keine Randwälle zeigt auffälligerweise die Steilstufe des Bergsturzes im Obernbergtal (52.08) N des Obernberger Sees. Am orographisch rechten Hang blieb hier nur eine lückenhafte Streu von Bergsturzböcken zurück.

Auch beim Bergsturz von Siders (21.13) liegt bei Essillettes ein längsgerichteter Schuttwall außerhalb und über der westlichen Oberkante der Abbruchsrische. Ob es sich bei diesen Ablagerungen, die nicht nur aus kantigem Schutt, sondern auch aus gerundetem Material bestehen, um einen Randwall oder die Ufermoräne eines Lokalgletschers handelt, ist schwer zu entscheiden.

Ein ähnliches Problem ergibt sich auch beim Bergsturz von der Cima di Saoseo (35.04): Mehrere parabelförmig talabwärts ausgebuchtete Wallssysteme sind hier hintereinandergestaffelt. Das am besten ausgeprägte umschließt den Lago di Saoseo. Es erhebt sich hier die Frage, ob es sich um ineinandergeschachtelte Rand- bzw. Längswallssysteme (die talab zu Querwällen umbiegen) oder um mehrere Bergsturzendmoränen (s. S. 104 ) handelt.

---

<sup>41</sup> Ein konkaves Profil bildet sich auch zwischen den Bergsturzfermoränenwällen, die von den ebenfalls ufermoränenartigen Randwällen z. T. schwer zu unterscheiden sind (s. S. 97ff).

Die W-Flanke der Abbruchsnische des Flimser Bergsturzes wird auf eine Entfernung von fast 7 km von besonders mächtigen Trümmerwällen begleitet (24.12 und 24.13, s. Abb. 53). Diese lassen sich in zwei verschiedenaltige Wallsysteme untergliedern:

1. Das jüngere Randwallsystem (24.12) beginnt N der Segneshütte in 2150 m, dämmt das Segnestal ab<sup>42</sup> und findet S der Segneshütte (S P. 2042) sein Ende. Es handelt sich hier um einen Nachsturz aus dem Bereich der heute noch frisch aussehenden Gleitflächen der Alp Cassons<sup>43</sup> (s. Bild 19).

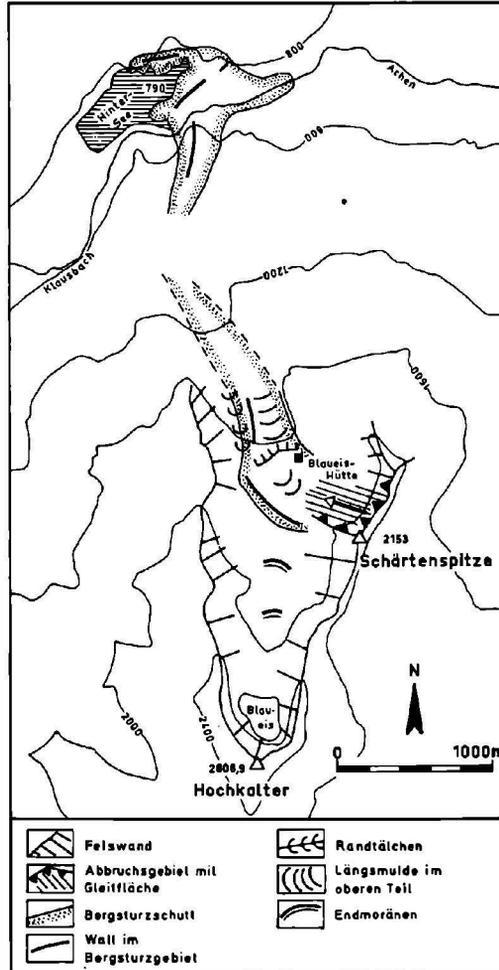


Abb. 52. Bergsturz am Hintersee (Berchtesgadener Alpen; 43.06)

42 AMPFERER (1934 a, S. 133) sah in diesem Wall am Ausgang des Segnestales eine daunstadiale Endmoräne des Segnesgletschers. Da der Wall jedoch vor allem aus Malmblockwerk der Flimser Nische besteht, ist der Ansicht OBERHOLZERS (1933, S. 600) zuzustimmen, der eine Bergsturzablagerung annimmt.

43 Die übrige Bergsturzsnische bei Foppa und Naraus macht einen weit weniger frischen Eindruck. Die Zugehörigkeit des Randwalls zum Hauptsturz ist ausgeschlossen, da das Blockwerk sonst vom spätglazialen Segnesgletscher (s. u.) beseitigt worden wäre. Seine Fortsetzung findet der Nachsturz in den von OBERHOLZER (1933, S. 600) als Nachhut des Flimser Bergsturzes bezeichneten Trümmern innerhalb der Abbruchsnische des Hauptsturzes. Dazu gehören die deutlich ausgeprägten Bergsturz-Stufen (s. S. 75) bei Platta (E der Segneshütte) und südlich Tarschlims. Der südlichste Ausläufer ist wohl der längsgerichtete Wall von Uaul Runcs, der orographisch links von einem Randtälichen begleitet wird. Der Flembach wurde bei der Ablagerung dieses Walls aus seinem alten Tal nach W abgedrängt, wo er das Val Stenna einschneidet.

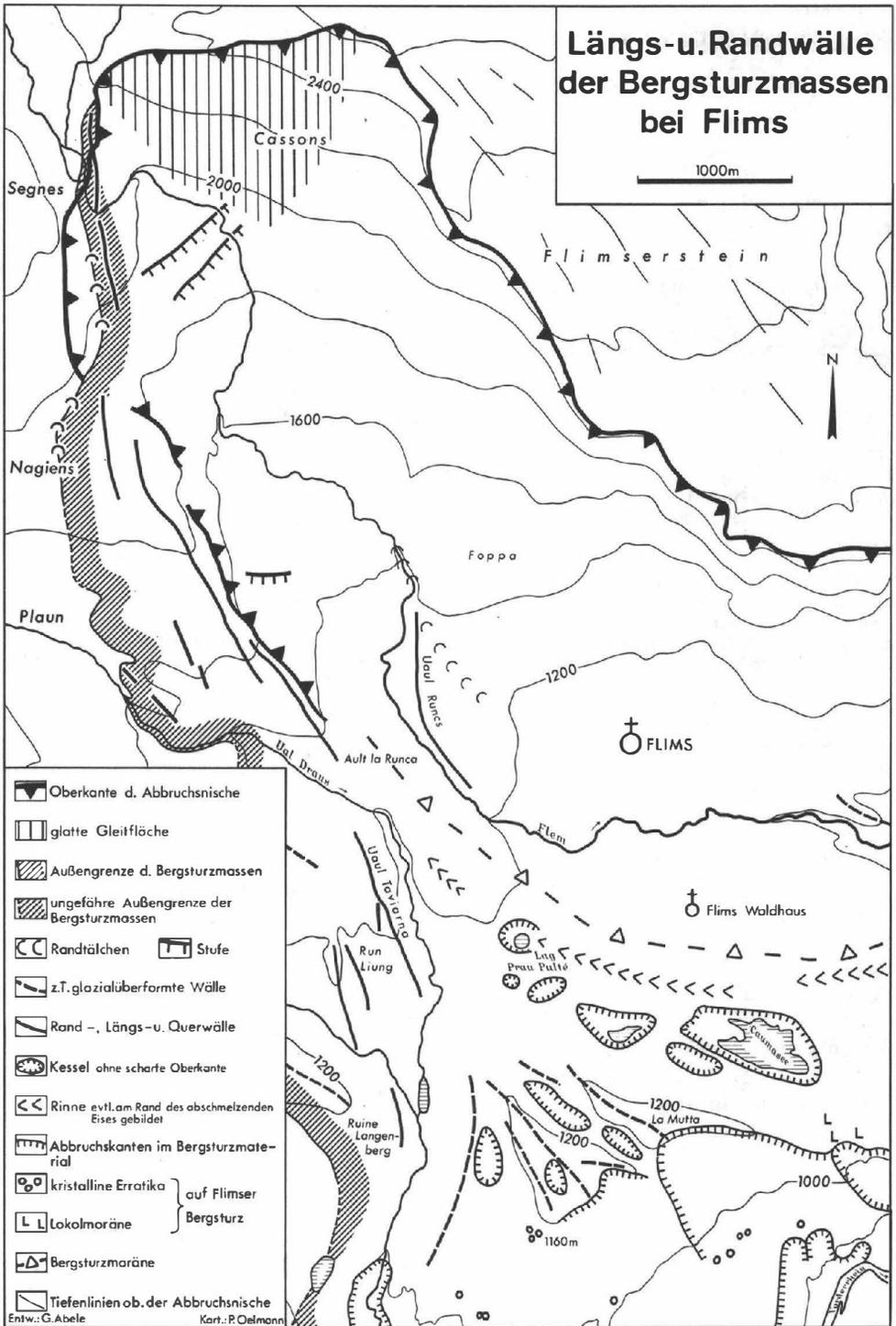


Abb. 53. Längs- und Randwälle der Bergsturzmassen bei Flims (24.11)

2. Das älteste Wallsystem nimmt bei der Alp Nagiens (24.13) außerhalb bzw. oberhalb (!) der westlichen Oberkante des Abbruchsgebietes seinen Ausgang (s. Bild 20) und zieht parallel zu dieser Oberkante gegen das Val Plaun hinab. Es erreicht dabei eine große Breite und fasert in mehrere Längs- und Randwälle auf. In deren südlicher Fortsetzung liegen die Rücken des Uaul Taviarna, Run Liung und der Ruine Langenberg. Auffallend ist die Lage dieser Wälle, die bei Nagiens bis zu 400 m über der Abgleitfläche des Hauptsturzes abgelagert wurden. Es erhebt sich hier die Frage, ob diese abseits der nach SSE-weisenden Hauptschubrichtung des großen Flimser Bergsturzes liegenden Trümmer noch zum Hauptsturz<sup>44</sup> gehören oder ob es sich ebenfalls um Nachsturzmassen handelt.

Für eine Zugehörigkeit zum Hauptsturz spricht zunächst die Anordnung der Wälle parallel zu dessen Oberkante und ihre auffallend große Höhe über dessen Abgleitfläche, die von einem Nachsturz schwer erreicht worden sein konnte. Daß sich derartige Wälle, deren Aufschüttungsrichtung von der Hauptschubrichtung abweicht, schon unmittelbar am Rand des Abbruchsgebietes bilden können, zeigt das rezente Beispiel des Madison-landslide (s. S. 78 ). Schwierigkeiten bereitet hier jedoch die Erklärung der guten Erhaltung der grobblockigen Wälle, die selbst bei der Alp Nagiens auf knapp 2 000 m keinerlei Spuren einer Eisüberfahrung durch die Lokalgletscher aufweisen, wogegen doch der Flimser Hauptsturz noch von dem aus der Bergsturzniche kommenden Segnesgletscher sowie vom Vorderrheingletscher gestaltet wurde (s. S. 115f ). Bei einer Schneegrenzdepression von etwa 600 m gegenüber der heutigen wären die Wälle sicher vom Hanggletscher an der SE-Flanke des Piz Grisch erreicht und umgestaltet worden. Die Längs- und Randwälle der Alp Nagiens können damit nur dann zum Hauptsturz gehören, wenn schon eine Schneegrenzdepression von unter 600 m ausreichte, den Segnes-, Bargis- und Vorderrheingletscher über die im Vorderrheintal gelegenen Teile des Flimser Bergsturzes vorstoßen zu lassen.

Damit gewinnt die Zugehörigkeit der Längs- und Randwälle der Alp Nagiens zu einem Nachsturz an Wahrscheinlichkeit. War dies der Fall, so lösten sich die Trümmer an der W-Flanke des Flimser Steins, überquerten den in der Hauptsturzniche gelegenen Segnesgletscher und schütteten die Rand- und Längswälle am Nischenwestflügel auf. Ohne „Zuhilfenahme“ des Segnesgletschers wäre die große Vertikaldistanz dieser Wälle zur Abgleitfläche des Hauptsturzes nicht zu erklären. Ein großer Teil der Trümmernmassen blieb aber auf dem Segnesgletscher liegen, wurde dort vom Eis weitertransportiert und kam südwestlich und südlich Flims als grobblockige Bergsturzmoräne zur Ablagerung (s. S. 109 u. Abb. 53).

Das Verhältnis des Gletschers im Val Plaun zur Ablagerung der Längs- und Randwälle ist nicht eindeutig zu ermitteln: Auffallend ist, daß die westlichen Wälle und Schuttmassen über dem Talraum aussetzen, während die östlichen, unmittelbar über der Nischenoberkante gelegenen, durchziehen. Der Gletscher könnte daher während oder nach der Aufschüttung der Wälle fast bis an die Flimser Hauptsturzniche herangereicht haben.

Bei den Trümmernmassen, die nach OBERHOLZER (1933, S. 599) vom Val Plaun 300 m hoch auf den Scheitel des E-Endes des Crap Sogn Gion hinaufziehen und bei Uaul Ravanasc ihre Fortsetzung finden, handelt es sich evtl. um Randwallrelikte des Flimser Hauptsturzes (24.11). Diese hätten dann infolge der nachträglichen Eisüberfahrung ihre Randwallform verloren. Auch der Bot Fienna NW Digg ist wohl ein bruchstückhaft erhaltener orographisch linker Randwall des Hauptsturzes.

Damit sind beim Flimser Bergsturz mindestens zwei, möglicherweise drei Randwallgenerationen ineinander geschachtelt: Die jüngste gehört einem Nachsturz an und kam nicht mehr mit dem Eis in Berührung. Eine ältere, mehrgliedrige wurde zur Zeit der frühen spätglazialen Vergletscherung entweder vom Hauptsturz oder – was wahrscheinlicher ist – ebenfalls von einem Nachsturz abgelagert. Trifft letzteres zu, so gibt es außerdem eine dritte Randwallgeneration, die vom Hauptsturz aufgeschüttet wurde und durch die nachfolgende Eisüberfahrung ihre Wallform verloren hat.

---

<sup>44</sup> OBERHOLZER (1933, S. 599) zählt die westlich außerhalb der Abbruchsnische liegenden Schuttmassen bei der Alp Nagiens und im Val Plaun noch zum Hauptsturz.

### 10.1.1.3. Die Abhängigkeit des Querprofils von den Gefällsverhältnissen

Die Ausbildung des konvexen und des durch Randwälle charakterisierten konkaven Querprofils wird vor allem durch die Gefällsverhältnisse im Ablagerungsgebiet beeinflusst, wie folgende Aufstellung zeigt:

<b>Konvexes Querprofil</b>		<b>Konkaves Querprofil</b>	
	<b>Neigung des Untergrunds im Ablagerungsgebiet</b>		<b>Neigung des Untergrunds im Ablagerungsgebiet</b>
<b>Bergsturz</b>		<b>Bergsturz</b>	
Alp Serin (21.28; unt. Teil der Zunge)	10°	Hintersee (43.06; nur Steilstufe)	26°
Santa Anna (73.08; unt. Teil der Zunge)	9°	Lavini di Marco (74.01)	21°
Diablerets (21.04; unt. Teil der Zunge)	5°	Diablerets (21.04; zw. Fuß des Abbruchgeb. und SE Six Blanc)	20°
Malnitz (54.08; Zunge)	4°	Segneshütte (24.12; Nachsturz bei Flims)	19°
Tragöß-W (45.01)	3°	Borca (75.27)	18°
Mareit (52.09)	3°	Becca di Lusenev (64.02)	15°
Totalp (34.06)	3°	Santa Anna (73.08; ob. Teil der Zunge)	11°
Kandersteg (21.10; Zunge unterh. des Bühls)	2,5°	Buzza di Biasca (32.06; am Fuß der steilen Schluchtstrecke)	10°
Almtal (44.01)	2°	Nagiens (24.13; evtl. Nachsturz bei Flims)	9°
Obernberg (52.08; nur unt. Zungengebiet)	2°	Alp Serin (21.28; ob. Teil der E-Zunge, Fuß der Steilfahrt aus Abbruchgebiet)	6°
Fernpaß (41.05)		Diablerets (21.04; ob. Teil der Zunge)	5°
S-Ast	1°	Nachsturz am Fernpaß (41.07, am Fuß der Steilfahrt aus Abbruchgebiet)	± 0°
N-Ast	± 0°		
Siders (21.13; Zunge zw. Siders und Grône)	0,5°		
Hinterrheintal (24.18 und/oder 19)	wahrscheinlich leicht gegenläuf. Gefälle		
Alp Serin (21.28; W-Zunge)	gegenläuf. Gefälle		

Das konvexe Querprofil entstand damit bei weniger stark geneigtem, horizontalem oder gegenläufigem Untergrund des Ablagerungsgebietes. Dagegen sind im Bereich der konkaven Querprofile die Vorformen im allgemeinen steiler in Schußrichtung geneigt. Randwälle bilden sich allerdings auch auf flacheren Partien am Fuß von Steilstrecken (Alp Serin, Buzza di Biasca, Nachsturz am Fernpaß). Ein konstanter Winkel, der konvexe und konkave Profile voneinander trennt, läßt sich aus diesem Grunde nicht bestimmen.

Die Querprofile brauchen keinesfalls auf der ganzen Länge des Trümmerkörpers dieselben zu bleiben. Im allgemeinen wird das konkave Profil gegen das Zungenende zum konvexen (E-Zunge bei der Alp Serin, Frana di Borca, Santa Anna, Becca di Lusenev, Buzza di Biasca und Kandertal). Es tritt jedoch auch der umgekehrte Fall auf, daß ein konvexes Querprofil wieder zum konkaven wird. So besitzt der Bergsturz am Hintersee auf der Flachzone bei der Blaueshütte ein konvexes Profil, im Bereich des nördlich anschließenden steilen Talab-

schnitts, der zum Hintersee hinabführt, blieb jedoch nur ein dünner Schuttschleier und ein Randwallauf der orographisch linken Seiteliegen (s. Abb. 52). Auch beim Diableretsbergsturz vollzieht sich ein mehrfacher Wechsel im Querprofil (s. Abb. 54): Rand- und Längswälle begleiten die orographisch rechte Seite der steilen Fahrbahn (konkaves Querprofil; allerdings nur halbseitig; s. Bild 18). Die anschließende Hauptanhäufung des Bergsturzes auf der Flachzone NE des Lac de Derborence ist dagegen konvex, zeigt allerdings auch noch radial auseinanderstrahlende Längswälle. Der darauffolgende Teil der Zunge, in dessen Bereich der Untergrund wieder steiler wird, besitzt ab Le Liapey erneut ein konkaves Querprofil. Dieses geht gegen das Zungenende bei etwa gleichbleibender Neigung des Untergrunds wieder in ein konvexes über.

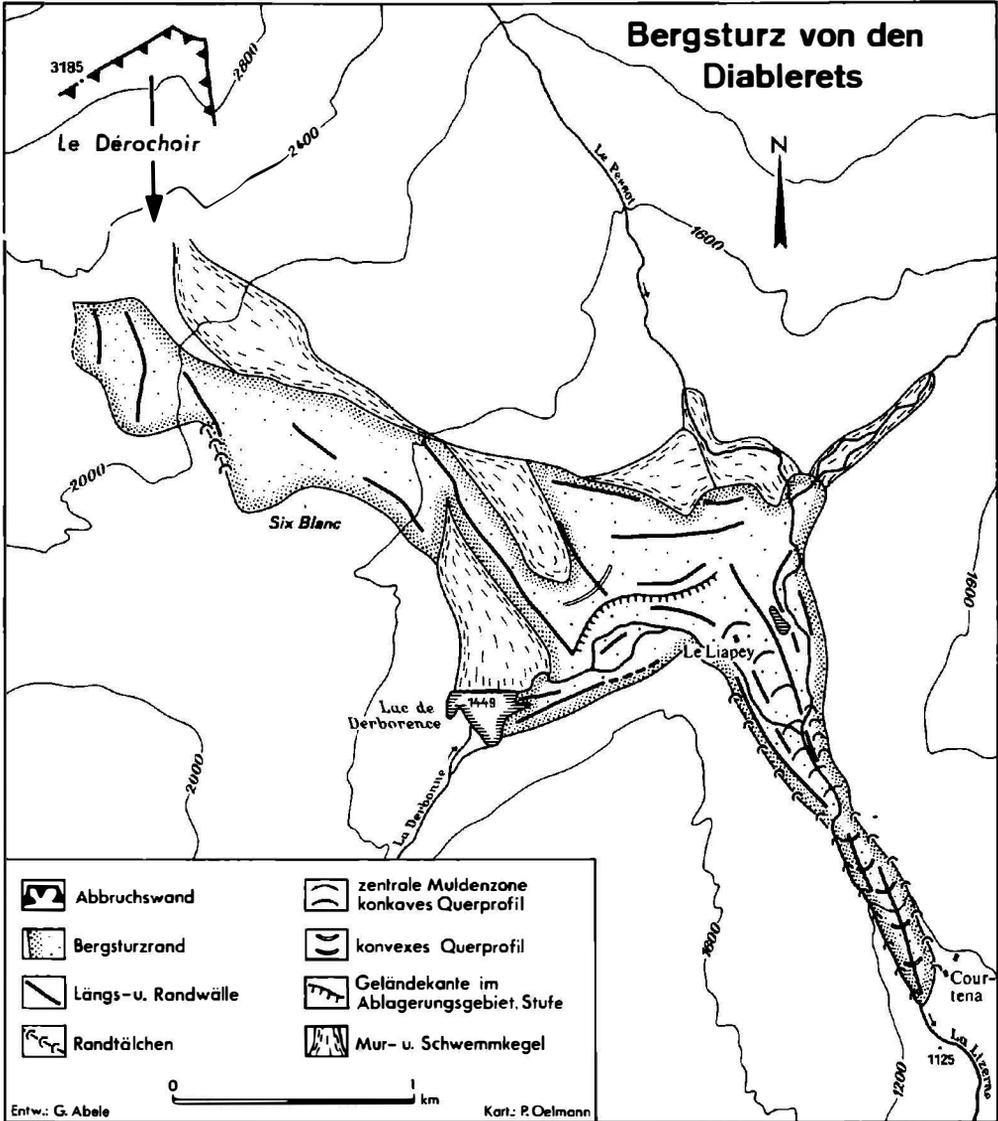


Abb. 54. Bergsturz von den Diablerets (21.04)

Bei Schüttung in Tallängsrichtung scheint die Ausbildung des Querprofils auch von der Konfiguration des Talraumes abzuhängen. Je enger der Talquerschnitt im Verhältnis zur durchgezwängten Schuttmasse, desto größer ist die Einmuldung beim konkaven und die Aufwölbung beim konvexen Querprofil.

### 10.1.2. Das Längsprofil

Im Längsprofil können die Trümmermassen sowohl in einer Abfolge von quer zur Schußrichtung stehenden Wällen und Mulden als auch in Form eines gestuften Schuttkörpers zur Ruhe kommen.

#### 10.1.2.1. Das gewellte Längsprofil

Oft sind im Bereich der Bergstürze mehrere Querwälle und Quermulden hintereinandergeschaltet (vgl. HEIM 1932, S. 96)<sup>45</sup>. Dies gilt beispielsweise für die Bergstürze von Mareit (52.09; 3 Querwälle), im Tragöß-W (45.01; 3 Querwälle), von der Bocksteinwand (54.05; 6 Querwälle) und im Obernbergtal (52.08; unt. Teil der Zunge). Die Undulation der Bergstürze ist – ähnlich wie die Ausbildung des konkaven bzw. konvexen Querprofils – um so stärker, je enger der Talquerschnitt im Verhältnis zur durchgezwängten Schuttmasse. Beträgt der Höhenunterschied zwischen Wellental und talabwärts folgendem Wellenberg beim Bergsturz von der Bocksteinwand kaum über 20 m, so erreicht er bei den mächtigeren Bergstürzen im Kandertal (21.10) über 30 m, im Almtal (44.01; s. Abb. 59) über 50 m und am Fernpaß (41.05) über 90 m. Dabei ist es bei den vom Eis gestalteten Bergstürzen allerdings schwierig, den Anteil des Eises bei der nachträglichen Überformung vom rein bergsturzmechanisch bedingten Formenschatz zu trennen (s. S.96–120).

In der Abfolge der quer zur Schußrichtung stehenden Wälle und Mulden treten die von HEIM (1932, S. 89) beschriebenen Brandungstälchen besonders hervor, die sich zwischen der oft in Form eines Brandungswalls ausgeprägten Front des Bergsturzes und dem Gegenhang bilden. Diese Brandungstälchen werden bei den Bergstürzen in der Lienzer Klause (55.02) und am Dorfer See (54.02) etwa 5 m tief. Bei den Trümmerlandschaften am Col de la Madeleine (14.10; s. Bild 21), bei St. André (14.09), Brione (32.03), Chironico (32.05), im Arvenwald (Kl. Rinderhorn; 21.08) und am Lago Morto (76.02) erreichen sie eine Tiefe von über 10, z. T. über 20 m.

#### 10.1.2.2. Das gestufte Längsprofil

Statt der Undulation zeigen die Trümmerkörper nicht selten in Schußrichtung abfallende Stufen. So entstand bei der Trümmerzunge von den Diablerets (21.04) NNE des Lac de Derborence eine über 20 m hohe in Schußrichtung blickende Steilstufe (s. Abb. 54). Drei derartige Stufen gliedern die Bergsturzkörper am Lac Pissodel (75.15; s. Bild 22) und bei der Segneshütte (24.12; s. Abb. 53). Der Totalbergsturz (34.06; s. Abb. 55), die östliche Zunge des Alp Serin-Bergsturzes (21.28) sowie die Trümmer von Santa Anna (73.08; s. Abb. 56) sind ebenfalls in mehrere Stufen gegliedert.

#### 10.1.2.3. Die Abhängigkeit des Längsprofils von den Gefällsverhältnissen

Ähnlich wie das Querprofil steht auch das Längsprofil der Trümmerlandschaften in enger Abhängigkeit von den Gefällsverhältnissen im Ablagerungsgebiet. Alle oben angeführten Trümmerlandschaften, deren Oberfläche gewellt ist, wurden bei relativ geringem oder gegenläufigem Gefälle abgelagert. Ist das Ablagerungsgebiet hingegen stärker in Schußrichtung geneigt, so können sich – nicht nur aus geländebedingten, sondern auch aus kinematischen Gründen (s. S. 79) – gestufte Schuttkörper ergeben.

---

<sup>45</sup> Auch Bergsturzmoränen können mehrere hintereinandergestaffelte quer verlaufende Wälle bilden. Diese sind jedoch nicht bergsturzmechanisch, sondern glazialmorphologisch zu erklären (s. S. 97ff).

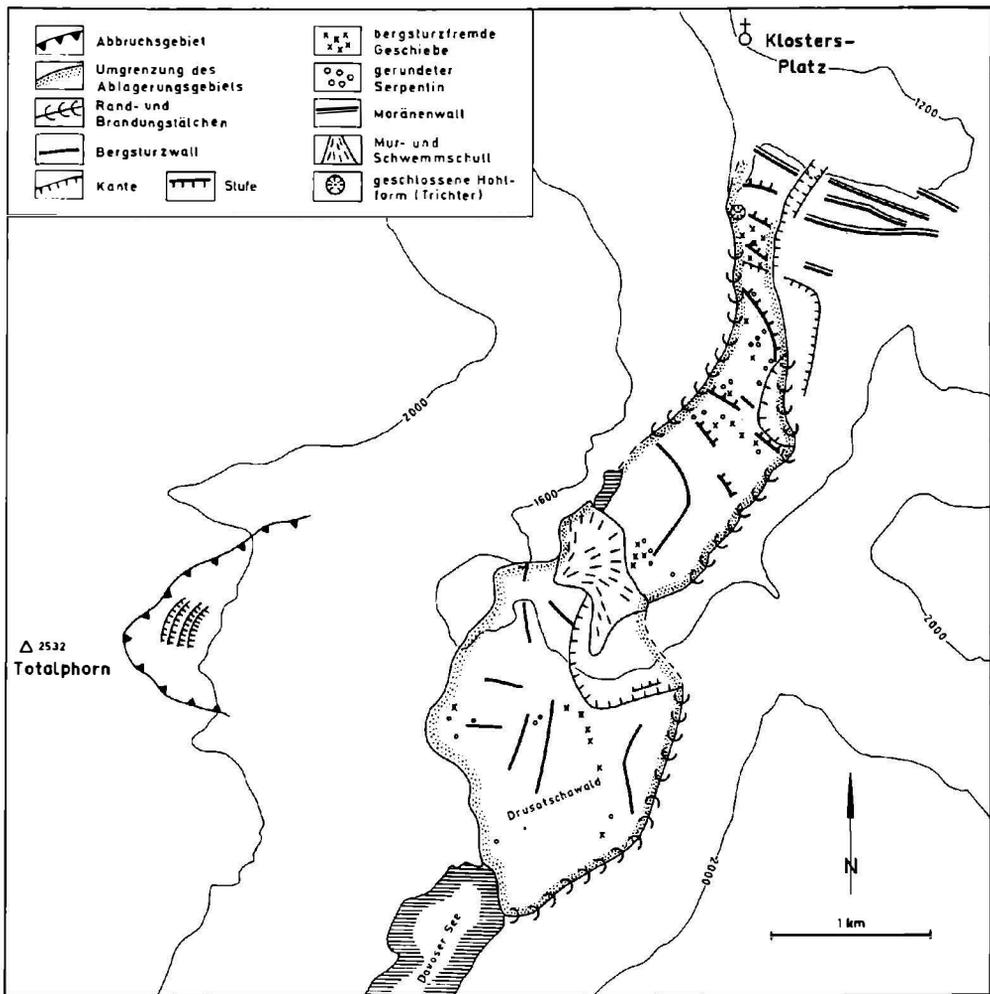


Abb. 55. Totalbergsturz (Davos/Graubünden; 34.06). Nach Kartierungen ABELE unter Verwendung der Geolog. Karte von CADISCH (1916-27).

## 10.2. Versuch einer Erklärung der Ablagerungsformen

Durch Zusammenschau der geschilderten Beobachtungen und unter Zugrundelegung der Vorstellungen von HEIM (1932), SCHELLER (1970) und SHREVE (1968 b), die ebenfalls schon dargelegt wurden (s. S. 66), soll nun versucht werden, die Ablagerungsformen der Bergstürze zu erklären: Die längs und quer zur Schußrichtung stehenden Wälle und Mulden sowie die Stufen sind das Ergebnis einer differentiellen Massenbewegung in vertikaler Hinsicht sowie in bezug auf den Quer- und Längsschnitt. Diese durch die Reibung am Untergrund bedingte differentielle Bewegung kann nicht nur indirekt aus der Konfiguration der Ablagerungen erschlossen werden, sie wird auch durch direkte Beobachtungen bestätigt:

Im Querschnitt zeigt dies besonders deutlich der folgende Augenzeugenbericht über den Verlauf des Felssturzes von Fidaz (24.14; NIEDERER 1941, S. 11): „Das Abklingen der Bewegung konnte von unserem Standort sehr deutlich erkannt werden. Es erfolgte langsam und durchaus ungleichmäßig. Der uns zugewandte (westliche) Erdwall war bereits völlig zur Ruhe gekommen, nachdem die mittleren Partien der Masse sich noch in deutlicher, heftiger Bewegung befanden. Die Bewegung der mittleren Teile der Masse war auch während des Vorganges deutlich rascher als in den Randpartien.“

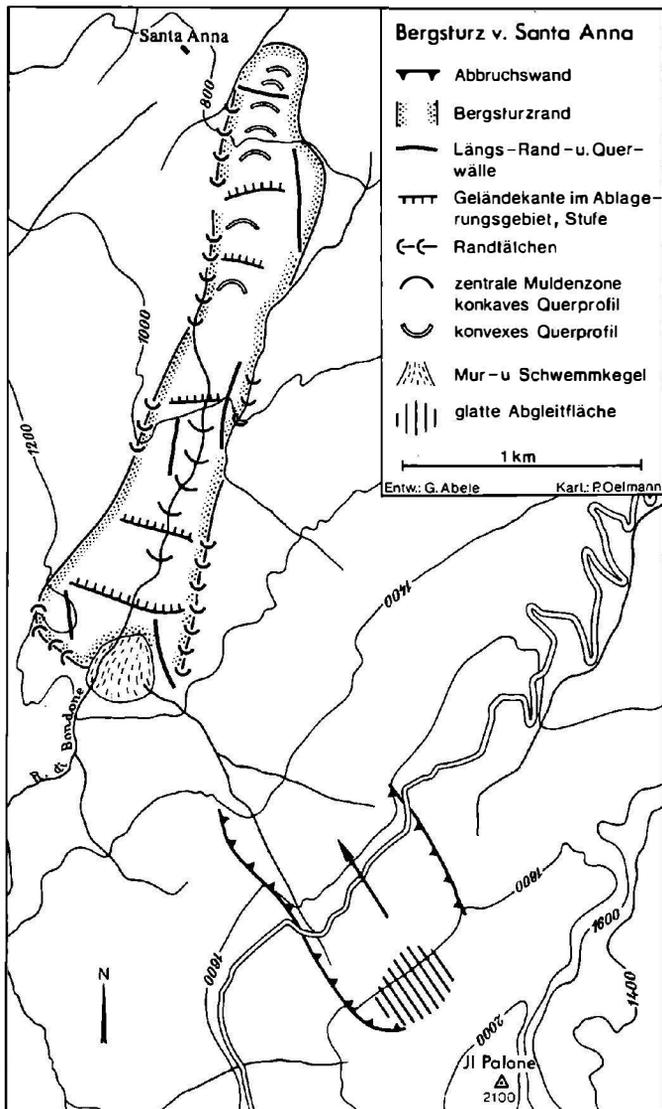


Abb. 56. Bergsturz von Santa Anna (73.08)

### 10.2.1. Die Formbildung durch differentielle Bewegung zwischen den unteren und oberen Partien

Durch die Reibung am Untergrund wird das Material an der Basis der Trümmer stärker abgebremst und kommt daher auch früher zum Stillstand als die höheren Partien. Wenn sich diese höheren Partien an der Stirn des Bergsturzes nach der Ablagerung der tieferen noch kurz weiterbewegen, bilden sie bei ihrem Stillstand einen Wulst, den Brandungswall, vor dem - falls die Trümmer auf einen Gegenhang trafen - ein Brandungstälchen liegt.

RENGERS und MÜLLER (1969) konnten durch geomechanische Modellversuche nachweisen, daß sich auch bei einem gegen die Sturzrichtung gerichteten Knick der Gleitflächen in einer Gleitmasse Relativbewegungen einstellen. Dabei werden die höheren Teile weiter vorgeschoben als die tieferen.

Die Vorstellung von HEIM (1932, S. 89), derzufolge die Brandungstälchen dadurch entstehen, daß die Trümmer vom Gegenhang zurückgeworfen werden, dürfte wohl kaum zutreffen. Andernfalls müßte man außerhalb des Brandungstälchens zumindest noch eine „Spritzzone“ finden, was nicht der Fall ist und auch von HEIM (1932, S. 100) nicht angenommen wird.

Die Randwälle und Randtälichen sind ebenfalls durch Brandungswirkung entstanden, denn die Trümmer bewegen sich nicht nur in der Hauptschußrichtung; sie breiten sich auch gegen die beiderseitigen Flanken hin aus.

Nur durch eine solche gegen beide Zungenränder gerichtete Bewegungskomponente konnte es zur Bildung der Schurfrandwälle kommen, die nicht nur die Bergsturzstirn umgeben, sondern v. a. auch die Flanken der Bergsturzungen begleiten<sup>46</sup>. Besonders gute Hinweise auf eine solche gegen die Flanken hin divergierende Trümmerbewegung gibt die östliche Trümmerzunge des Alp Serin-Bergsturzes (21.28), deren Ränder jeweils stark von Schurfmaterial durchsetzt sind. Die randlichen Partien haben hier Bäume „umbrandet“. Wäre die Bewegung in der Hauptstromrichtung erfolgt, so wären die Bäume mitgerissen worden.

Auf Grund der durch die Schurfrandwälle belegten gegen die Flanken hin gerichteten Bewegungskomponenten im Bereich der Bergsturzungen sind die Randwälle und Randtälichen nur Sonderformen der Brandungswälle und Brandungstälichen.

Nicht in jedem Falle handelt es sich bei den Randwällen um weit transportiertes Bergsturzmaterial. So entstanden die „marginal ridges“ am Rande des Abbruchsgehänges des Madisonlandslide (Montana) dadurch, daß sich die tieferen Teile des Abbruchsgehänges zunächst vorwölbten. Beim darauffolgenden Abgleiten der Hauptmasse sind die randlichen Partien, die ebenfalls vorgeschoben worden waren, als Randwälle zurückgeblieben. Den äußerst geringen Transport dieser Randwälle belegt HADLEY (1964, S. 116) durch die Erhaltung des Waldkleides auf der Außenseite dieser Wälle. In ähnlicher Weise scheint auch der z. T. aus großen Gesteinspaketen bestehende Randwall am Ausgang des Segnestales im Abbruchsgebiet des Flimser Bergsturzes unmittelbar nach Ablösung des Nachsturzes (24.12; OBERHOLZER 1933, S. 600) nach nur geringer Bewegung abgelagert worden zu sein.

#### 10.2.2. Die Formbildung durch differentielle Bewegung zwischen den randlichen und den mittleren Partien

Durch den Einfluß der Reibung am Untergrund bzw. an den Talflanken werden die randlichen Partien der zufahrenden Bergstürze stärker abgebremst als die mächtigeren in der Bergsturzmittle. Dies führt – je nach Schußkraft der Trümmer – zu zwei grundverschiedenen Ablagerungsformen:

Bei hoher Schußkraft im Bereich von Steilstrecken oder an deren Fuße werden die Trümmer in der Bergsturzmittle schneller und über längere Zeit weitertransportiert als am Bergsturtrand. Dadurch kommt es hier zum konkaven Querprofil. An den Flanken werden z. T. die zunächst durch Brandungswirkung gebildeten Randwälle mit steiler Innenabdachung hinterlassen.

Sind die Randwälle abgelagert und wird weiterhin Schutt nachgeliefert, so fungieren die Randwallinnenseiten als Hänge, an die evtl. weitere Randwälle angelagert werden. Auf diese Weise können sich mehrere ineinandergeschachtelte Randwallsysteme ergeben. Die Längswälle sind möglicherweise als derartige interne Randwälle entstanden (subsidiary ridges, S. 66).

Im Bereich geringeren Gefälles werden bei erlahmender Schußkraft in der Bergsturzmittle mehr Trümmer über längere Zeit zugeführt als am Bergsturtrand. Dadurch entsteht das konvexe Querprofil.

#### 10.2.3. Die Formbildung durch differentielle Bewegung zwischen den distalen und den proximalen Partien

Eine unterschiedliche Geschwindigkeit, Bewegungsdauer und Transportweite zeigen auch die vorderen, d. h. an der Stirn gelegenen (distalen) und die hinteren (proximalen) Partien der Bergsturzungen.

Wird die Geschwindigkeit im Bereich von Steilstrecken gesteigert, so wirkt sich dies zunächst auf die vorderen Teile der Bergstürze aus und erst später auf die hinteren. Die Trümmerzungen werden dadurch „in die Länge gezogen“; gleichzeitig nimmt ihre Mächtigkeit

---

<sup>46</sup> HEIM (1882 a, S. 100f und 1932, S. 100f) nannte diese aus aufgeschürftem Lockermaterial bestehenden Wälle „Ackerbodenrandwälle“. Diese Schurfrandwälle sind von den aus Bergsturzmaterial bestehenden eigentlichen Randwällen zu unterscheiden. Um Schurfrandwälle handelt es sich auch bei den von ZANKL (1958/64, S. 210f) erwähnten Schneewällen, die die Gleitbahnen des Felssturzes im Wimbachtal (Berchtesgaden) auf beiden Seiten umrahmten.

keit ab. Umgekehrt werden bei flacher werdendem Gefälle die distalen Partien eines Bergsturzes früher abgebremst als die proximalen. Damit verkürzt sich die Trümmerzunge, und ihre Mächtigkeit nimmt zu.

In der Regel besitzen die Bergstürze ein steiles Abbruchgebiet und ein weniger steiles, horizontales oder gegenläufiges Ablagerungsgebiet. Meist zieht sich daher die Trümmerzunge zunächst in die Länge, um sich dann bei der Ablagerung wieder zu verkürzen. Dies hat entscheidende Konsequenzen für den Formenschatz der Bergsturzkörper. Im Ablagerungsgebiet ist dabei folgendes denkbar: Die zuerst abgebremsten distalen Trümmer werden in Form eines Brandungswalls abgelagert. Daran branden die nachfolgenden Partien auf und bilden dahinter einen zweiten Brandungswall mit vorgeschaltetem Brandungstälchen. Wiederholt sich dieser Vorgang, so entsteht eine Abfolge von Querwällen und Quermulden, wie sie für die Flachstrecken der Bergsturza blagerungsgebiete typisch ist (s. S. 66 u. 75).

Es sei dahingestellt, ob die proximalen Partien auch dann schon auf die distalen aufgeschoben werden können, solange diese noch in Bewegung sind. So sollen sich nach HADLEY (1964, S. 116) zwischen den langsamer und schneller bewegten Teilen des Madison-landslide sogenannte pressure ridges gebildet haben.

Das häufige Zusammentreffen von Undulation der Trümmer und konvexem Querprofil überrascht nicht, denn beide sind an den Bereich erlahmender Schußkraft gebunden.

Ist das Ablagerungsgebiet stärker in Schußrichtung geneigt, so ist es möglich, daß sich - im Gegensatz zum geschilderten Normalfall - die distalen Teile weiterbewegen, während die proximalen zur Ruhe gekommen sind (s. S. 66). Erfolgt die dadurch bedingte Verlängerung und „Ausdünnung“ der Trümmerzunge an bevorzugten internen Gleitbahnen, so wäre damit das gestufte Längsprofil gut zu erklären.

Die Bereiche des gestuften Bergsturzkörpers stimmen häufig - aber keineswegs immer - mit denen des konkaven Querprofils überein, denn beide befinden sich in Abschnitten stärkerer Schußkraft.

Bei besonders steilem Gefälle des Untergrunds und damit extrem starker Tendenz zu Verlängerung und „Verdünnung“ der Trümmerzunge kann es dazu kommen, daß der sonst durchweg bewahrte innere Zusammenhang des Bergsturzkörpers abreißt, Blöcke oder Bergsturzprien ihre Talfahrt einzeln fortsetzen und weit vor der geschlossenen Schuttstirn als Blockstreu, isolierte Trümmerhaufen oder Bergsturzteile abgelagert werden. Ein Wechsel von mehreren Flach- und Steilstrecken im Ablagerungsgebiet führt dementsprechend auch zu einem mehrfachen Abreißen des inneren Zusammenhangs (s. S. 25).

Eine Weiterbewegung von Einzelblöcken ist vor allem bei den Berg- und Felssturzhalden zu beobachten, zum Beispiel bei der Steinernen Stadt (75.05) oder beim Trümmerwerk von Taola (75.10). Dies gilt außerdem für die orographisch rechten Randpartien des Trümmerstroms von den Diablerets (21.04), die teilweise auf dem steil abfallenden S-Hang des Rückens Six Blanc (Koordinaten 582/126,2) abgesetzt wurden. Auf diesem Abhang bewegten sich die Blöcke einzeln weiter, wobei die kleineren eher in den oberen, die größeren eher in den unteren Hangpartien zur Ruhe kamen (vgl. S. 54f.). Als Einzelblöcke wurden auch Trümmer des Gletscherbergsturzes vom Huascarán abgelagert, die vom Trümmerstrom geschoßartig über eine Rampe hinausgeschleudert worden waren (PLAFKER u. a. 1971, S. 553).

Verflacht sich das Gefälle am Fuße einer zwischengeschalteten Steilstufe, so können sich auch die isolierten Blöcke wieder zu einer geschlossenen Schuttzunge zusammenschließen („regenerierter Schuttstrom“ in Analogie zu den Verhältnissen bei den Gletschern). Ein solcher „regenerierter Schuttstrom“ liegt im Tal der Chevilleince. Er bildete sich aus den Blöcken, die beim Bergsturz am Pas de Cheville (21.05) über die Steilstufe N der Teppes Vertes hinausschossen.

Das Längsprofil der Bergstürze wird nicht nur durch die Gefällsverhältnisse des Untergrunds, sondern auch durch die Konfiguration des Talquerschnitts bestimmt. Querwellen entstehen auch durch Stau vor Talverengungen, so zum Beispiel beim Bergsturz von Wildalpen (45.03; Hügel westl. des Hartl-Sees). Umgekehrt bilden sich Stufen, sobald sich die Trümmer in einer Talweitung ausbreiten können, wie beim Eintritt der N-Zunge des Fernpaßbergsturzes (41.05) aus der engen Fernpaßfurche in das weite Lermooser Becken.

### 10.3. Rückschlüsse von der Konfiguration der Bergsturzablagerungen auf die Bergsturzmekhanik

Die Ablagerungsformen der Bergstürze verdanken ihre Gestalt nur der letzten Bewegungsphase vor dem völligen Stillstand. Aus der Konfiguration der Trümmeroberfläche läßt sich daher streng genommen nur die Mechanik des Abbremsvorgangs, nicht jedoch die des ganzen Bergsturzverlaufs in allen seinen Bewegungsphasen rekonstruieren. Wie gezeigt wurde haben die Bergstürze jedoch bei ihrer Talfahrt Trümmernmassen zurückgelassen, deren Anordnung und Beschaffenheit indirekte Rückschlüsse auf die Mechanik in den verschiedenen Fahrbahnabschnitten erlauben. Unter Zugrundelegung dieser Befunde und der schon dargelegten Ergebnisse (s. S. 66) von HEIM (1932), SCHELLER (1970) und SHREVE (1968 b) soll hier versucht werden, den Bewegungstyp und Bewegungsablauf der Bergstürze herauszustellen.

#### 10.3.1. Der Bewegungstyp

Ein Grundproblem der Bergsturzkemmatik ist die Frage, wo die Relativbewegung erfolgt; ob sie am Grunde bzw. am Rand der Trümmer vor sich geht, ob sie außerdem an sekundäre Gleitflächen oder schmale mobile Zonen in der Sturzmasse gebunden ist oder ob sie mehr oder weniger gleichmäßig über die ganze Schuttmasse verteilt ist. Die Alternative heißt also Block- bzw. differentielle Blockbewegung einerseits, Fluidalbewegung andererseits. Eine eindeutige Zuordnung der verschiedenen Bergstürze zu einem der beiden Extreme vorzunehmen wäre nicht nur zu gewagt, sondern auch gar nicht gerechtfertigt, zu mannigfaltig sind die Übergangserscheinungen. Es gibt im Einzelfall kaum eine reine Block- oder eine reine Fluidalbewegung. Hier soll lediglich versucht werden, Befunde herauszustellen, die eher für den einen oder anderen Bewegungstyp sprechen.

##### 10.3.1.1. Hinweise auf Blockbewegung bzw. differentielle Blockbewegung

Eine reine Blockbewegung, d. h. eine Relativbewegung, die sich ausschließlich an der Kontaktfläche zwischen Bergsturzmasse und Untergrund abspielt, könnte sich allenfalls unmittelbar nach der Ablösung der Schlipfstürze vollziehen. Meist setzen jedoch hier schon differentielle Bewegungen innerhalb der Scholle selbst ein. Dies bestätigen die Bergsturzkörper, aber auch die Sackungen, die nach kurzem Transportweg durch interne Gleitflächen zerlegt wurden, wobei die oberen Schollen jeweils über die unteren hinwegglitten sind (vgl. Schollen am Saum, 41.06; im Schafswald, evtl. 45.03 und bei den Rochers des Fis, 17.03). Bei einigen Bergstürzen bleibt es bei einer solchen differentiellen Bewegung einzelner Schollen über die ganze Länge der Fahrbahn, wie zum Beispiel bei der Trümmernmasse von Köfels (52.06; s. S. 52; vgl. PREUSS 1974).

Für einen Transport entlang bevorzugter Bahnen sprechen auch die großen Schollen, die unter anderem in den Ablagerungsgebieten der Bergstürze von Siders (21.13), Flims (24.11), Reichenau/Rhätziins (24.18/19) sowie am Fernpaß (41.05) erhalten blieben (s. S. 51ff). Ein extremes Beispiel hierfür ist außerdem die Gleitscholle von Vaiont (76.03).

Die teilweise intensive innere Zerrüttung, bei der eine schlierenförmige Anordnung der Schichten und Klüfte entstehen konnte (s. Bild 41), zeugt zwar von einer gewissen Relativbewegung innerhalb der einzelnen Schollen; diese kann jedoch nicht groß gewesen sein, denn sonst wäre der innere Zusammenhang verlorengegangen.

Auf eine an schmale mobile Zonen gebundene Relativbewegung deuten auch die Ablagerungsgebiete mit konkavem Querprofil. Nur durch eine solche differentielle Bewegung zwischen den Randpartien und dem übrigen Trümmernmaterial ist der innere Steilabfall der Randwälle zu erklären. Dabei ist allerdings ungewiß, ob die Bergsturzschole hier ihren inneren Zusammenhang noch größtenteils besaß und das Lockernaterial der Randwälle gleichsam nur als Reibungsprodukt an beiden Flanken hinterließ oder ob sich das konkave Querprofil auch schon bei völligem Zerfall des Bergsturzpakets in eine Schuttzunge bilden konnte.

Für eine differentielle Bewegung an bevorzugten Bahnen spricht außerdem die z. T. geringe horizontale und vertikale Mischung der Trümmer. In Längsrichtung blieb zumindest bei einigen Schlipfstürzen die Gesteinsabfolge des Abbruchsgebiets auch annähernd im Ablagerungsgebiet erhalten, wie bei den Trümmermassen im Hinterrheintal (24.18/19; SCHELLER 1970, S. 66f). Besonders eindrucksvoll ist diese Lagekonstanz beim Madison-landslide, bei dem der Brandungswall auf der der Abbruchsnische gegenüberliegenden Talseite ausschließlich aus Dolomit besteht, der die Barriere am Fuß des Abbruchsgehanges bildete. Die dahinter abgelagerten Gneismassen und metamorphen Schiefer lagen auch im Abbruchgebiet hinter dieser Schwelle (HADLEY 1964, S. 116).

einer reinen Fluidalbewegung hätten die oberen hinteren Partien jeweils die unteren vorderen überholt. Auch die im Ablagerungsgebiet oft über weite Strecken verfolgbare vertikale Sonderung von obenauf lagerndem Grobblockwerk und darunter liegendem Feinschutt oder stark zerrütteten Felspaketen (s. S. 55f ) hätte sich bei reiner Fluidalbewegung nicht ergeben können, denn in diesem Falle wären die obenauf schwimmenden Blöcke schneller transportiert worden als das übrige Material. Sie hätten damit auch rascher als das übrige Material die vordringende Bergsturzstirn erreicht und wären dort am Untergrund zur Ruhe gekommen. Da sie anschließend von der nachfolgenden feineren oder stärker zerrütteten Trümmermasse überfahren worden wären, hätte die geschilderte vertikale Sonderung nicht zustandekommen können.

Auch wenn ein großer Teil der differentiellen Bewegung sich im Bergsturzkörper selbst abspielt, ist weiterhin mit einer nicht unbeträchtlichen Relativbewegung zum Untergrund zu rechnen, denn sonst gäbe es hier keinen Bergsturzscherf (s. S. 57ff). Außerdem wären die trümmerfrei gebliebenen Partien der Fahrbahn nicht zu erklären.

#### 10.3.1.2. Hinweise auf Fluidalbewegung

Für eine Fluidalbewegung spricht vor allem die Bildung der Brandungswälle und Brandungstälchen sowie die z. T. geringe Schurfwirkung vor der Bergsturzstirn (s.S. 57f). Diese Erscheinungen können nur dann erklärt werden, wenn die Relativbewegung in vertikaler Hinsicht auf den ganzen Schuttkörper verteilt ist. Auch das konvexe Querprofil ergibt sich nur, wenn die Massenzufuhr gegen die Strommitte langsam zunimmt und damit dort die allmähliche Aufwölbung der Trümmeroberfläche bedingt.

#### 10.3.2. Die den Bewegungstyp beeinflussenden Faktoren

Welcher Bewegungstyp im Einzelfall vorherrscht, hängt von verschiedenen Bedingungen ab.

Wichtig ist zunächst die Beschaffenheit des Bergsturzmaterials. Starre Schollen können sich selbstverständlich nur en bloc bewegen, während Lockerschutt eine Fluidalbewegung erlaubt. Wegen des zunehmenden Zerfalls der Bergsturzschollen im Zuge der Talfahrt besteht die Tendenz von der (differentiellen) Blockbewegung oben zur Fluidalbewegung unten. Dabei ist zu beachten, daß zwischen dem Auflösungsgrad der Felskörper und dem Bewegungstyp eine wechselseitige Abhängigkeit besteht: Je größer die interne Relativbewegung, desto stärker zerfallen diese Gesteinspakete, und je stärker der Zerfall, desto größer wird die interne Relativbewegung.

Es ist allerdings überraschend, daß große Bergsturzschollen häufig die Talfahrt trotz intensiver innerer Zertrümmerung im Verband überstehen konnten (s. S. 53 ). Es erhebt sich hier die schwer zu beantwortende Frage, ob die Zerrüttung schon während des Transports zustandekam und die Scholle wegen der vorherrschenden Relativbewegung in den mobilen Zonen des Bergsturzkörpers im Verband bleiben konnte oder ob die Zerrüttung erst zu dem Zeitpunkt entstand, als beim Abbremsvorgang die Bewegung entlang der mobilen Zonen abrupt zum Stillstand kam und die Schollen dabei kurzfristig starken Spannungen ausgesetzt waren<sup>47</sup>.

In diesem Zusammenhang ist ein Vergleich mit dem Gletscherbersturz vom Huascarán im Jahre 1970 sehr aufschlußreich. Hier überstanden Fetzen wenig verfestigter Schotter und tiefgründig verwitterten Granodiorits den Transport, ohne den inneren Zusammenhang zu verlieren (PLAFKER u. a. 1971, S. 557). Dies würde für die erste These sprechen.

---

<sup>47</sup> SHREVE (1968 b, S. 40), der das gleiche Phänomen bei nordamerikanischen Bergstürzen beschreibt, führt diese starke innere Zertrümmerung und den dabei entstehenden „jigsaw-puzzle-effect“ auf den final impact beim Aussetzen des von ihm vertretenen Luftkissen-Effekts zurück (s. S. 53 und S. 66).

Möglicherweise hat auch die Geschwindigkeit einen Einfluß auf den Bewegungstyp. Es wäre zu prüfen, ob eine hohe Geschwindigkeit eher die (differentielle) Blockbewegung, eine verlangsamte eher die Fluidalbewegung begünstigt. Hinweise darauf gibt zumindest das konkave Querprofil im Bereich oder am Fuße der Steilstrecken und das konvexe Querprofil im Bereich der Flachstrecken der Fahrbahn (s. S. 78).

Der Bewegungstyp wird ferner durch die Beschaffenheit des Untergrunds bestimmt, über den die Trümmer vorstoßen. Sind hier viele Hindernisse vorhanden und ist die Reibung groß, so wird die Gleitbewegung am Untergrund gering sein. Beispielsweise kam die Trümmerzunge bei der Alp Serin (21.28) in relativ großer Mächtigkeit zum Stillstand, nachdem sie in dichten Wald eingedrungen war. Umgekehrt konnten sich Bergstürze, die auf hindernisfreie, reibungsarme Gletscheroberflächen niedergingen, über weite Flächen zu außerordentlich dünnen Bergsturzedecken ausbreiten. Besonders deutlich zeigen dies der Sherman-landslide (s. S. 97) und der mittlere Teil des Steinholtshlaup (s. S. 83f). Welch gute Gleitfläche Schnee (und damit wohl auch Eis) abgibt, demonstriert der von ZANKL (1958/59) erwähnte Felssturz im Wimbachtal, der auf eine geneigte Schneeoberfläche niederging und dessen Schuttmassen darauf über weite Strecken hinabglitten. Auch der weite Transport des Felssturzes vom Kleinen Spannort (23.05) ist auf dessen Niedergang auf eine geneigte Gletscheroberfläche zurückzuführen.

Nicht ohne Bedeutung für die Bergsturzbewegung ist auch die Aufnahme von Fremdstoffen bei der Talfahrt. Der Einschluß von Wasser wirkt sicher verstärkend auf die Schußkraft. Dies war zumindest beim Steinholtshlaup, der sich zusammen mit dem Wasser eines Sees zutal bewegte, der Fall (s. S. 84).

Interessant in diesem Zusammenhang ist auch die Steilstufe, die sich im Trümmerstrom des Gletscherbergsturzes vom Huascarán des Jahres 1970 (s. S. 84) knapp unterhalb der Straße Mancos-Yungay bildete (nach photographischen Aufnahmen von Dr. WELSCH, München). Sie ist darauf zurückzuführen, daß die oberen Teile früher zur Ruhe kamen als die talwärts gelegenen. Möglicherweise waren die unten im Santatal gelegenen Partien stärker wasserdurchtränkt und daher schußkräftiger als die höher gelegenen.

Beschleunigend auf die Talfahrt wirkt möglicherweise auch die Einbeziehung von Eis in den Trümmerkörper (s. S. 57ff und S. 114).

Ob sich ein Trümmerkörper bei Lufteinschluß (KENT 1966) wie ein Feststoff-Luftgemisch, d. h. ähnlich wie eine Staublawine, zutal bewegen kann, ist sehr umstritten. Es müßte hier erst noch überprüft werden, ob der zur Erzeugung eines solchen Gemischs notwendige Anteil des Feinmaterials überhaupt ausreicht.

Nach frdl. mündl. Mitt. von Wiss. Ass. Dr. Ing. WEBER (Lehrstuhl für Fördertechnik, Abt. Strömungsfördertechnik der Univ. Karlsruhe) und Dipl. Ing. SCHAUKI (Sonderforschungsbereich f. techn. und chem. Verfahrenswiss., SFB 62 an der Univ. Karlsruhe) können Lockerschuttmassen ein fließfähiges Feststoff-Luftgemisch bilden, dessen mechanische Reibung durch die eingeschlossene Luft sehr stark herabgesetzt wird. Voraussetzung hierfür ist jedoch, daß der Feinanteil im Verhältnis zur Gesamtmasse nicht zu gering ist und sich zusammen mit dem Schutt der gröberen Fraktionen ein einigermaßen zusammenhängendes Gemisch ergibt. Je kleiner die Teilchen und je größer ihr Anteil, desto wirksamer ist der Lufteinschluß auf die Bewegung der Gesamtmasse (vgl. auch WEBER 1968).

Eine Parallelerscheinung der schnellen Trümmerströme zu den Staublawinen sind die kräftigen Windstöße, die ihnen vorausseilen. Diese wurden bei den Katastrophen von Goldau (24.01; vgl. ZAY 1807, S. 296 und BALTZER 1874/75, S. 415), Elm (24.10; vgl. HEIM 1881, S. 143f), Fidaz (24.14; vgl. NIEDERER 1941, S. 15), beim Madison-landslide (Montana, vgl. HADLEY 1964, S. 116) und beim Gletscherbergsturz vom Huascarán im Jahre 1970 (Santatal, Peru; CLAPPERTON und HAMILTON 1971, S. 639) beobachtet.

Möglicherweise werden die riesigen Staubwolken, die die Bergstürze schon während ihrer Talfahrt einhüllen, durch aus der Trümmermasse entweichende Luft ausgestoßen (vgl. SHREVE 1968, S. 38). Eine derartige Staubentwicklung wird beispielsweise bei den Berg- und Felsstürzen von Goldau (24.01; ZAY 1807, S. 170), Elm (24.10; HEIM 1881, S. 142), am Oberen Anger (41.17; LEUCHS 1921, S. 190), auf der Alp Serin (21.28 vgl. MARIÉTAN 1945/46, S. 80), bei Gohna (Himalaya; STRACHEY 1894, S. 183) und beim Gletscherbergsturz vom Huascarán (CLAPPERTON und HAMILTON 1971, S. 639) beschrieben.

### 10.3.3. Der Bewegungsablauf der Bergstürze

Die Bergstürze können während ihres Niedergangs in den verschiedenen Teilen ihrer Fahrbahn unterschiedliche Bewegungsmechanismen aufweisen. Dies ist zu berücksichtigen, wenn man versucht, Hinweise auf Block- bzw. Fluidalbewegung gegeneinander abzuwägen. Auf den ersten Blick scheint hier zwar vor allem die Fluidalbewegung maßgebend gewesen zu sein, denn das konvexe Querprofil ist weit häufiger als das konkave. Es ist jedoch zu berücksichtigen, daß die Ablagerungsformen ja nur die letzten Bewegungsphasen des Bergsturzes zum Ausdruck bringen. Bei dieser Bewegungsphase der Abbremsung überwiegt von vornherein die Fluidalbewegung. Dies kann selbst dann der Fall sein, wenn der übrige Bewegungsverlauf eher durch (differentielle) Blockbewegung bestimmt war. Es müßte geprüft werden, ob die (differentielle) Blockbewegung beim Niedergang der Bergstürze nicht sogar die Hauptrolle spielt. Ein Kronzeuge dafür, daß durch Gleitbewegung große Horizontalentfernungen zurückgelegt werden können, ist die Felsgleitung von Vaiont (76.03)! Die Relativbewegung der Bergstürze müßte dabei nicht ausschließlich an Gleitflächen gebunden sein, sie könnte sich auch in breiteren mobilen Zonen vollziehen.

Die verschiedene Geschwindigkeit und Mechanik während der Talfahrt führt auch zu einer unterschiedlichen Anpassung der Bergsturzungen an die Vorformen. Bei größerer Geschwindigkeit (evtl. differentielle Blockbewegung; konkaves Querprofil der Ablagerungen) ist diese Anpassung gering. Die Trümmer branden an Hindernissen auf, überspringen sie oder prallen daran zurück, so daß bei Fortbewegung in einem gekrümmten Tal ein wiederholtes An- und Zurückprallen erfolgen kann. Hinweise darauf gibt zumindest der obere, konkave Teil der Zunge des Alp Serin-Bergsturzes (21.28), wo die Zungenränder und die abwechselnd unterschiedliche Höhe der Randwälle ein wechselseitiges Anbranden auf beiden Seiten erkennen lassen (s. Bild 23). Noch deutlicher war dieses wechselseitige Aufbranden im mittleren Fahrbahnabschnitt des besonders schnell bewegten Huascarán-Gletscherbergsturzes zu erkennen (Bewegungsphase 3, s. S. 84; vgl. JÄTZOLD 1971). Im Gegensatz dazu passen sich die Trümmer bei verringerter Geschwindigkeit (evtl. Fluidalbewegung; konvexes Querprofil der Ablagerungen) auffallend eng an die Vorformen an: Die Trümmer branden nicht mehr an den Hindernissen hoch, sondern umfließen sie und tasten den Tiefenzonen nach. So zeigt der mittlere und untere Teil der Trümmerzunge im Almtal (44.01) nur noch ein schwaches Aufbranden an der Außenseite der Talkrümmungen (ABELE 1970, S. 122). Beim Fernpaßbergsturz (41.05) scheinen in den mittleren und unteren Abschnitten des N- und S-Astes derartige Brandungswirkungen im Bereich der Talbiegungen ganz zu fehlen.

Das komplizierte Zusammenwirken der verschiedenen Faktoren auf den Bewegungsablauf der Bergstürze läßt sich bei den jungen Massenbewegungen besser rekonstruieren als bei den älteren. Daher sollen der Niedergang des Steinholtshlaup und der des Gletscherbergsturzes vom Huascarán etwas näher beschrieben werden:

Der Steinholtshlaup (Bergsturz in Südisland, W des Eyjafjallajökull), der im Jahre 1967 auf einen Gletscher niederging, wurde von KJARTANSSON im Jahre 1967 und vom Verfasser im Jahre 1973 untersucht. (Der Verfasser erfuhr von diesem Bergsturz durch Dr. H. SLUPETZKY, Salzburg). Nach dem Bewegungsmechanismus läßt sich diese Massenbewegung in vier Abschnitte gliedern:

Im ersten Abschnitt fuhr die Bergsturzschole auf nach unten flacher werdender Gleitbahn zutal. Diese Abgleitfläche strich mehr als 30 m unterhalb der Eisoberfläche des Steinholtsjökull an der Talwand aus. Dadurch wurde unmittelbar vor dem Abbruchsgebiet eine entsprechend dicke Eisschicht abgeschürft und in die Trümmermasse einbezogen (KJARTANSSON 1967, S. 252). Die Bergsturzmassen wurden zu einem großen Teil am Fuß des Abbruchsgebietes als sehr mächtiger Schuttkörper abgelagert.

Ein anderer Teil des nunmehr entstandenen Schutt-Eis-Gemisches glitt - in einem zweiten Bewegungsabschnitt - auf der abschüssigen Gletscheroberfläche weiter. Bei geringer Reibung und Schurfwirkung konnten sich hier die Eis- und Felsmassen auf weiter Fläche ausbreiten. Ob hierfür nur die Beschaffenheit des Untergrundes oder auch eine eventuell verringerte innere Reibung infolge Eiseinschlusses maßgebend war, sei dahingestellt. Durch Reibungswärme und erhöhten Druck kann auch hier schon ein gewisser reibungsmindernder Schmelzwasseranteil im Trümmerkörper vorhanden gewesen sein. Der Trümmerstrom hinterließ auf der Gletscheroberfläche nur

eine 2-5 m dicke Schutt- und Eiskecke (vgl. KJARTANSSON 1967, S. 253). Ihr Gegensatz zum mächtigen Schuttkörper am Fuß des Abbruchsgebiets demonstriert den Effekt der unterschiedlichen Art der Fortbewegung in den Abschnitten 1 und 2 auf eindrucksvolle Weise.

Ein Teil der Bergsturzmassen stieß über die Gletscherzunge hinaus vor, erreichte den am Zungenende gelegenen See, den Steinsholtslón, dessen Wasser sie zum Überschwappen brachten. Diese Wassermassen wurden ebenfalls in die Talfahrt einbezogen, so daß nunmehr ein Schutt-Eis-Wasser-Gemisch (vgl. KJARTANSSON 1967, S. 254) entstanden war, das sich talab bewegte. Damit beginnt der dritte Bewegungsabschnitt des Steinsholtshlaup. Durch die Einbeziehung der großen Wassermassen wuchs die Transportkraft plötzlich so stark, daß das Seebecken nicht vom Bergsturz aufgefüllt wurde, sondern als später wieder See-erfüllte Hohlform erhalten blieb. Aus dem nunmehr entstandenen Strom wurde zuerst der Schutt und das Eis abgesetzt, am mächtigsten unmittelbar hinter dem See, wo ein über 20 m hoher Wall entstand, dann in immer geringer werdender Mächtigkeit. Wahrscheinlich waren in diesem Ablagerungsbereich in den tieferen Lagen die Felsblöcke, in den höheren die spezifisch leichteren Eistrümmer stärker vertreten. Dies ergibt sich aus einem Vergleich der Beobachtungen KJARTANSSONS kurz nach dem Sturz mit denen des Verfassers im Jahre 1973. KJARTANSSON (1967, S. 253, Fig. 5) kartierte hier Eisblöcke mit geringer Beimengung von Felstrümmern. Nach Abschmelzen des Eises zeigte sich jedoch aus der Mächtigkeit der Schuttalagerungen, daß ein hoher Felsanteil beteiligt gewesen sein mußte. Dieser war anfangs unter den Eisblöcken verborgen. Auffallend ist, daß sich der Felschutt hier, wie bei vielen alpinen Trümmerströmen, in der Talmitte in größerer Mächtigkeit aufhäufte als an den Talflanken (s. S.67f).

Nachdem der Hauptteil der Fels- und Eismassen abgelagert war, entwickelte sich aus dem anfänglichen Gemisch immer mehr ein zutal schießender Wasserstrom, der den vierten Bewegungsabschnitt des Steinsholtshlaup darstellt. Daß auch diese Flut noch Schutt zu transportieren vermochte, zeigen die großen Blöcke, die den Überflutungsbereich heute noch kennzeichnen. In den bergsturnahen Teilen sind diese Blöcke bis zu 80 m<sup>3</sup> groß, weiter talab erreichen sie noch 1-2 m<sup>3</sup> (vgl. KJARTANSSON 1967, S. 256).

Der Gletscher-Bergsturz vom Huascarán scheint - nach Berichten von WELSCH und KINZL 1970, PLAFKER u. a. 1971 und JÄTZOLD 1971 - in fünf Bewegungsphasen abgelaufen zu sein:

1. Sturz der Eis- und Felsmassen von der Wand auf der NW-Flanke des Huascarán.
2. Gleitbewegung über den Gletscher 411, dabei evtl. Aufschürfen von Schnee und Eis.
3. Rasante Schußbewegung über das vor dem Gletscher liegende Moränengelände und durch das anschließende Tal des Rio Shacsha. Bei dieser sehr hohen Geschwindigkeit Abprallen und Aufbränden an Hindernissen (s. S. 83).
4. Bei verringerter Geschwindigkeit im Bereich von Yungay sowie im unteren Rio Shacsha-Gebiet und im Santatal Übergang zu einer Fluidalbewegung, bei der die Trümmer nicht mehr an Hindernissen abprallten, sondern sie umflossen. Besonders deutlich ist dies an der hammerförmigen Ausbreitung im Santatal zu erkennen.
5. Im Santatal Weiterverfrachtung eines Teils der Trümmer durch den starken Wasseranfall.

Wichtig ist hier vor allem der Vergleich zwischen den Phasen 3 und 4, der die Abhängigkeit des Bewegungsverhaltens der Trümmer von der Geschwindigkeit aufzeigt.

Für die hohe Geschwindigkeit in Phase 3 mag neben der großen Vertikalstanz die Beimengung von Schnee, pulverisiertem Eis und Wasser maßgebend gewesen sein (PLAFKER 1971, S. 559). Unklar bleibt allerdings, ob der hohe Wasseranteil auf Abschmelzen des Eises infolge Druck und Reibung oder auf Wasseraufnahme aus dem wassergesättigten Boden während der Talfahrt zurückzuführen ist (vgl. CLAPPERTON und HAMILTON 1971, S. 635 und PLAFKER u. a. 1971, S. 553).

Möglicherweise haben sich einige spätglaziale Bergstürze in den Alpen unter ähnlichen Bedingungen zutalbewegt wie der Steinsholtshlaup oder der Gletscherbergsturz vom Huascarán. So zeigt der Bergsturz im Almtal (44.01; s. Abb. 39) eine im Vergleich zum Volumen und zur Höhendifferenz der Fahrbahn abnorm große Fahrbahnlänge (s. S. 40). Außerdem sind seine am weitesten transportierten und vom übrigen Bergsturz isolierten Trümmer in die Ablagerungen einer Murflut eingebettet (s. S.135f und Bild 52). Dies könnte dadurch zu erklären sein, daß die Trümmer in einem vom Bergsturz selbst verursachten Murstrom weiterbewegt wurden. Das dafür notwendige Wasser könnte durch Einbeziehung von in der Fahrbahn gelegenen Seen oder durch Pulverisierung und Abschmelzen mitgeschleppter Eismassen bereitgestellt worden sein. Da der Bergsturz im Spätglazial niederging, konnte Eis sowohl vom Abbruchsgebiet her mitgeschleppt als auch vom Bergsturz auf einer Gletscheroberfläche aufgeschürft worden sein. An derartige Möglichkeiten ist auch beim S-Ast des Fernpaßbergsturzes (41.05) zu denken, denn dieser besitzt eine Länge von 15,5 km, obwohl nur ein geringer Teil der gesamten

Trümmermasse nach S abgelenkt wurde (s. S.114f). Auch die große Transportweite der isolierten Trümmer von Rodels und Pardisla im Domleschg und ihre Ablagerung weit vor den übrigen Blockmassen von Reichenau/Rhazüns (24.18/19) und Flims (24.11) könnte auf sekundäre Weiterverfrachtung in einer Murflut hinweisen (vgl. PAVONI 1968, S. 498). Hinweise darauf geben zumindest die Murflutablagerungen der Bonaduzer Schotter, die in unmittelbarem Kontakt mit den Trümmern von Pardisla stehen und deren Herkunft und Entstehung in anderem Zusammenhang erörtert werden soll (s. S. 136 ).

## 11. Die Datierung der Bergstürze

### 11.1. Die Datierungsmethoden

Eine zeitliche Einordnung der Bergstürze gelingt häufig durch Untersuchung ihrer zeitlich fixierbaren physisch- oder anthropogeographischen Auswirkungen. Entsprechend den mannigfaltigen Begleit- und Folgeerscheinungen der Massenbewegungen gibt es auch sehr unterschiedliche Methoden der Datierung. Grob lassen sich zunächst die absoluten und die relativen Datierungsmethoden unterscheiden.

Zu den absoluten Datierungsmethoden gehört bei den historischen Bergstürzen das Studium historischer Quellen. So z. B. konnte aus den Fuldaer Annalen für den Nachsturz der Lavini di Marco (74.02) das Jahr 833 ermittelt werden (PENCK 1886, S. 395). Besonders ausführlich mit historischen Quellenwerken beschäftigte sich TILL (1907) bei seiner zeitlichen Differenzierung der Bergsturzmassen am Dobratsch (55.03–06). Auf historischen Studien basiert außerdem die umfangreiche Arbeit von MONTANDON (1933) über die „Chronologie des grands éboulements alpins“.

Für die absolute Altersdatierung der prähistorischen Bergstürze wird in zunehmendem Maße die Radiokarbonmethode angewandt (vgl. MAYER 1964, S. 199f). Auf diese Weise ergab sich für den Bergsturz, der den Molvenosee aufstaute (73.09), ein Alter von  $2908 \pm 153$  Jahren vor heute (MARCHESONI 1958, S. 96). Hierbei wurde der im Molvenosee ertrunkene Wald sowie das im Bergsturzmaterial eingeschlossene Holz untersucht.

Holzreste fand man auch in der Schuttfüllung der alten Horlachschlucht an der Basis der Köfeler Trümmermasse (52.06; HEUBERGER 1966, S. 36ff). Ihr Alter wurde auf  $8710 \pm 150$  Jahre bestimmt. HEUBERGER (S. 37) nimmt an, daß das Holz unmittelbar nach Niedergang der Trümmermassen in die versperrte Schlucht eingeschwemmt oder darin umschüttet wurde. Beim Baumstamm, der in den Stausedimenten im Kälbertal hinter den Nachsturzmassen des Fernpaßbergsturzes (41.07) abgelagert wurde, wird noch eine Datierung vorgenommen. Holzreste, die datiert werden könnten, sollen außerdem in den Trümmermassen im Kandertal (21.10) enthalten sein (GROLL 1904, S. 5 und BECK 1952, S. 279).

Eine absolute Altersbestimmung der Massenbewegungen erlaubt auch die Dendrochronologie (vgl. ALESTALO 1971, S. 70ff). So konnten anhand von Verletzungsstellen der Bäume am Rande der Lituya Bay (Alaska) Flutwellen datiert werden, die von Felsstürzen ausgelöst worden waren (MILLER 1960, S. 69 und 77).

Durch die Pollenanalyse läßt sich zwar keine absolute Datierung vornehmen, doch kann immerhin ein Mindest- und/oder Höchstalter der Massenbewegungen angegeben werden (vgl. GAMS 1928, S. 77, SARNTHEIN 1940, S. 482–484 und MAYER 1964, S. 199f).

Eine derartige Festlegung von zeitlichen Unter- bzw. Obergrenzen gelingt auch durch archäologische Untersuchungen: So benutzt TRENER (1924, S. 29f) Fragmente eines Ziegels innerhalb der Trümmer der Marocche im Sarcatal (73.10) zur Trennung der historischen Frana di Kas von prähistorischen Bergsturzmassen. Das Mindestalter des Bergsturzes von Eppan (73.01) wird durch prähistorische Siedlungsreste auf dessen Rücken belegt (PFAFF 1933, S. 9f).

Prähistorisch ist auch der Saidmarrehbergsturz (Zagrosgebirge), da auf der Sedimentfüllung eines einstigen Bergsturzstausees die Ruinen einer präsassanidischen Stadt liegen (HARRISON und FALCON 1938, S. 304–307).

Auch wenn viele Bergstürze nicht absolut datiert werden können, so gelingt doch meist eine relative Datierung, d. h. die Einordnung in die Abfolge der morphologischen Vorgänge im Bereich des Bergsturzes oder dessen unmittelbarer Umgebung. Zu diesen morphologischen Vorgängen gehört der Niedergang anderer Massenbewegungen, die fluviatile und glaziale Akkumulation und Erosion sowie der glaziale Transport und die glaziale Umlagerung des Trümmermaterials.

Häufig hat ein Bergsturz seinen eigenen Vorläufer verschüttet, oder er wurde von Nachstürzen überdeckt. Kommt es dabei zu Überdeckung oder Überlappung der Ablagerungsgebiete, so lassen sich die verschiedenartigen Massenbewegungen oft durch den unterschiedlichen Stand der Erosion bzw. Denudation, der Verkarstung, der Bodenbildung und/oder der Vegetationsbesiedlung auseinanderhalten.

Eine solche Trennung zwischen größerem Haupt- und kleinerem Nachsturz gelang bei einer großen Zahl von Bergstürzen: TILL (1907) unterschied bei der Bergsturzlandschaft am Dobratsch (55.03–55.06) zwischen den prähistorischen Hauptsturzmassen, die eine durchgehende Bodendecke tragen und waldbestanden sind, und dem grobblockigen Nachsturzschutt, der nach historischen Zeugnissen im Jahre 1348 niederging. Der unterschiedliche Verwitterungsgrad der Bergsturzmassen am Dobratsch ist ein weiterer Hinweis auf das verschiedene Alter der einzelnen Bergstürze.

Auch bei den Bergstürzen von Flims (24.11) und am Fernpaß (41.05) hebt sich das grobblockige Areal der Nachstürze deutlich vom älteren stärker verwitterten Sturzkörper ab (Nachsturzmassen der Segneshütte, der Alp Nagiens (?) und der Bergsturzmoräne S Flims, 24.12 und 13; Fernpaßhöhe 41.07).

Die über- und nebeneinander abgelagerten Bergstürze brauchen nicht aus derselben Abbruchnische zu stammen. Häufig überlappen sich Bergstürze aus verschiedenen Liefergebieten (s. S. 10). Auch bei den gewaltigen Trümmermassen aus den Nischen bei Flims (24.11), am Säsagit (24.18) und am Calanda (24.19 und 20) kam es wohl zu Überlappungen. Wegen des einheitlichen Materials und der starken nachträglichen Erosion und Überschüttung ist jedoch die Abfolge der Ereignisse hier schwer festzustellen. Versuche einer Chronologie der Ereignisse wurden u. a. von OBERHOLZER (1933, S. 608), SCHELLER (1970, S. 83f) und vom Verfasser (1970 b, S. 349–357) vorgenommen.

Die vom Gegenhang des Flimser Bergsturzes erfolgten Massenbewegungen von Carrera (33.04) und Valendas (33.03) liegen in der in die Trümmer eingesägten Vorderrheinschlucht und sind daher, zumindest in ihren letzten Bewegungsphasen, jünger als die fluviatile Zerschneidung der Flimser Trümmermassen bzw. der Wiederausräumung der Plombe in dieser Schlucht (s. S. 136ff).

Eine relative Datierung der Bergstürze gelingt außerdem durch deren morphologische Zuordnung zu den übrigen Aufschüttungen sowie zu den Erosionsformen im Ablagerungsgebiet und dessen unmittelbarer Umgebung. Die Trümmer können die Talbodenverschüttung überdecken und sind daher jünger als diese, oder sie werden von ihr zugedeckt. Eine völlige Überdeckung der Talbodenverschüttung durch die Trümmer ohne gleichzeitige partielle Überlagerung ist bei den prähistorischen Bergstürzen selten. Bei dem auf konglomerierten Schottern aufruhenden S-Teil der Masiere di Vedana (75.28) ist dies jedoch der Fall. Ferner sei in diesem Zusammenhang die Bergsturzmasse von Pineda (76.04) erwähnt, die auf dem Delta des Torrente Mesazzo und dem Murkegel bei den Case Liron aufliegt (s. Bild 9).

Damit war es nicht – wie SELLI und TREVISAN (1964, S. 18) annehmen – dieser Bergsturz, der den auch durch andere Deltas bewiesenen einstigen See im Vaionttal aufstaute, sondern ein weiter talab gelegenes Hindernis, evtl. ein Vorläufer der großen Felsgleitung von Vaiont (76.03) oder die Plombierung der Vaiontschlucht durch den Piavegletscher bzw. dessen Moränen. Zur Zeit des

Bergsturzniebergangs war der See, auf den das Delta eingestellt war, nicht mehr vorhanden, denn die Trümmer sind im S in eine in das Delta eingeschnittene Schlucht eingelagert. Zuvor war das Delta schon vom Murkegel der Case Liron überschüttet worden, denn dessen Ausläufer liegen zwischen den Schottern im Liegenden und den Bergsturmassen im Hangenden.

Meist werden die Trümmer der großen alpinen Bergstürze von den obersten, jüngsten Teilen der Talbodenverschüttung partiell überdeckt, während sie auf deren älteren Teilen mit großer Wahrscheinlichkeit aufruhcn. Dies gilt für die Bergsturmassen am Zusammenfluß von Vorder- und Hinterrhein (24.18 und/oder 19; vgl. SCHELLER 1970, S. 53f) sowie die Ausläufer der Bergstürze von Siders (21.13) und am Fernpaß (41.05), bei denen jeweils die höheren Bergsturz Hügel noch als isolierte Erhebungen aus der Talbodenverschüttung aufragen.

Auf der Trümmerzunge beim Karersee (75.03; s. Abb. 60) liegen Reste eines Deltas. Nach Niedergang der Schuttmassen im frühen Spätglazial (s. S. 101) muß daher im Talraum von Welschnofen ein See bestanden haben, der wohl durch den Etschgletscher oder dessen Moränen aufgestaut wurde.

Oft hat die Trümmerschwelle selbst zur Ablagerung der talauf gelegenen Stauböden beigetragen. Der auf den Spiegel des einstigen Bergsturzstausees oberhalb der Trümmer am Col de la Madeleine (14.10; s. Abb. 68) eingestellte Stauboden von Le Molarse S Villaron trägt eine Endmoräne und beweist damit das spätglaziale Alter dieses Bergsturzes (vgl. ONDE 1938, S. 234f). Ob auch die moränenbedeckte Terrasse S der Dora Baltea zwischen Chambave und Châtillon oberhalb des Bergsturzes vom Monte Avi (64.03) auf das eiszeitliche Alter dieser Massenbewegung hinweist (vgl. GRASSO 1968, S. 122f), ist fraglich (s. S. 122).

Einige Bergstürze lassen sich zu Terrassensystemen in Beziehung bringen. So wurden beispielsweise die Trümmer von Casotto (74.06) erst abgelagert, als die Schotterfüllung des Val d'Astico bis zum heutigen Niveau abgetragen war, denn die Terrassenreste an den Talflanken lassen sich nicht über den im Tal gelegenen Bergsturz Körper hinwegverfolgen.

Umgekehrt ragen die südlichen Ausläufer des Bergsturzes von Teufenbach (57.01) aus einer Schotterterrasse auf. Ein Aufschluß an der Stirn des Bergsturzes zeigt eine mehrfache Wechsellagerung von geschichteten Schottern und Bergsturzschtutt bzw. einzelnen Bergsturzböcken. Diese Lagerungsverhältnisse sind nur dadurch zu erklären, daß der schon im Tal liegende Bergsturz Körper während der Aufschüttung der Schotter fluvial übersteilt wurde und das unterschrittene Gehänge aus Lockermaterial in mehreren Phasen auf die Schotter niederbrach. Die Möglichkeit einer Aufschürfung der Schotter scheidet wegen ihrer guten Schichtung zwischen den Bergsturzböcken aus. Der Bergsturz von Teufenbach ist damit älter als die Aufschüttung der Schotter und deren Zerschneidung durch die Mur<sup>48</sup>.

Im Bereich des Bergsturzes von Wildalpen (45.03) hat die Salza ein dreigliedriges Aufschüttungsterrassensystem geschaffen. Die kleinen Bergsturz Hügel von Fischerau, beim Wh. Dipplbauer sowie im Seitental von Hopfgarten ragen jeweils aus der höchsten dieser Terrassen auf. Sie sind dort von den Terrassenschottern umschüttet. Dies bedeutet, daß sowohl die Aufschüttung des Tales bis zur oberen Terrasse als auch die phasenhafte Zerschneidung der Talverschüttung jünger als der Bergsturz ist.

Auch beim Einschnitt der Romanche in die Trümmermassen von Rioupéroux (14.08) läßt sich ein Terrassensystem durchverfolgen. Die Ablagerung dieser Schuttbarriere und deren fluviale Zerschneidung ist daher älter als die Sedimentation der Terrassenschotter.

Eine zeitliche Eingabelung zwischen zwei Phasen der Terrassenbildung gelingt beim Pletzachbergsturz (42.01; SCHREIBER 1950, S. 69). Einerseits liegen die Trümmer auf einer höheren Innterrasse und sind daher jünger als diese, andererseits sind sie älter als die tiefere Innterrasse, in deren Aufbau sie einbezogen wurden.

---

48 SPREITZER (1959/60, S. 42) vertritt dagegen ein jüngerer Alter des Bergsturzes, da er nach seiner Meinung auf den Schottern auflagert.

Mannigfache Datierungsmöglichkeiten bietet auch die Mitwirkung des Eises an der Umgestaltung der Bergstürze<sup>49</sup>. Eine zeitliche Einordnung der spätglazialen Bergstürze gelingt oft durch die glazialmorphologische Untersuchung der Bergsturzmoränenlagen (s. S. 96ff) oder Bergsturztoteislandschaften (s. S. 110ff) sowie der durch Moränenbedeckung nachgewiesenen Eisüberfahrungen der Trümmer (s. S. 115ff). Auch das Lageverhältnis der Trümmer zu Moränenwällen kann zur Datierung herangezogen werden.

Dies gilt beispielsweise für den Totalbergsturz (34.06; s. Abb. 55). Seine Zunge stieß aus dem Talraum NE Davos gegen das Landquarttal vor. Dabei überquerte sie die höheren Ufermoränenwälle des Landquartgletschers. Die tiefste und innerste Ufermoräne zieht hingegen über die Schuttmasse hinweg. Daher ist der Bergsturz jünger als die höheren Ufermoränen und älter als die tiefste Ufermoräne (CADISCH 1929, S. 84f).

Meist sind die Bedingungen für eine zeitliche Eingabelung der Bergstürze zwischen verschiedene Gletscherstände weniger günstig. Dies gilt unter anderem für den Flimser Bergsturz (24.11): Die höchsten Teile dieses Trümmerkörpers im Bereich des Muttahügels S Flims sind nicht mehr von kristallinen Erratika bedeckt. Daher wird von PENCK (1901/09, S. 437f) und R. STAUB (1938, S. 68) eine Eisüberfahrung des Bergsturzes in seiner vollen Höhe und N-S-Erstreckung ausgeschlossen. Durch die Möglichkeit von Nachstürzen, die auch in Form von Bergsturzmoränen abgelagert worden sein konnten (s. S. 109), ist dieser Schluß nicht zwingend. Es ist daher nicht auszuschließen, daß der Bergsturzkörper bei einem größeren spätglazialen Vorstoß völlig vom Eis überdeckt war. (Eine hochglaziale Überfahrung ist wegen der relativ guten Erhaltung des Trümmerkörpers weniger wahrscheinlich). Auch bei den nicht mehr vom Eis erreichten Längs- und Randwällen bei der Alp Nagiens (24.13) kann es sich um einen Nachsturz des Flimser Bergsturzes handeln (s. S. 71f).

Eine relative Datierung der Bergstürze gelingt nicht nur im Ablagerungs-, sondern auch im Abbruchgebiet: Liegen Moränen im Abbruchgebiet, so muß der Bergsturz vor deren Ablagerung stattgefunden haben, wie bei den Bergstürzen von Kandersteg (21.10), bei Engelberg (23.02; vgl. ARBENZ 1913, S. 714), am Glärnisch-Guppen (24.09; BRÜCKNER 1901/09, S. 633 und SCHINDLER 1959, S. 123), bei Parpan/Lenzerheide (34.01; GLASER 1926, S. 54), bei Kals (54.03; CORNELIUS 1936-38, S. 99) und evtl. auch beim Bergsturz am Col de la Madeleine (14.10).

Im hochgelegenen Tälichen der Dejenalpe liegen Felssturm Massen, die vom Grat E des Dejenstocks abgestürzt sein müssen, bevor er mit dem großen Dejenstockbergsturz (24.07) nach S zutal fuhr (OBERHOLZER 1900, S. 68ff und 1933, S. 574). Nach Konfiguration und Höhenlage handelt es sich beim Blockschutt der Dejenalpe um gschneidzeitliche Felssturm Massen. Dies spricht für eine postgeschneidzeitliche Talfahrt des großen Dejenstocksturzes.

## 11.2. Chronologie der Bergstürze

Da die meisten Bergstürze bisher nicht genau zu datieren waren, kann hier nur eine grobe Zusammenstellung der verschiedenartigen Ereignisse gegeben werden. Es werden daher lediglich drei Altersgruppen unterschieden, denen sich die meisten Bergstürze zuordnen lassen.

1. Die pleistozänen (v. a. spätglazialen) Bergstürze
2. Die postglazial-prähistorischen Bergstürze
3. Die historischen Bergstürze.

Bei dieser Gliederung kann es allerdings vorkommen, daß Bergstürze, die noch im Spätglazial niedergegangen sind, aber in tiefen Talräumen nicht mehr mit dem Eis in Berührung kamen, zu den postglazial-prähistorischen Bergstürzen gezählt wurden. Andererseits können relativ junge Bergstürze, die in unbewohnte Talräume niedergingen oder bei denen die Kunde über die Katastrophe verloren ging, zur postglazial-prähistorischen Gruppe gezählt werden.

---

<sup>49</sup> Wegen der noch unsicheren zeitlichen Einordnung vieler spät- und postglazialer Gletscherstände soll die glazialmorphologische Datierung vorerst zu den relativen Methoden gezählt werden.

### 11.2.1. Pleistozäne (v. a. spätglaziale) Bergstürze

Mit dem Eis der hoch- oder spätglazialen Vergletscherung kamen folgende Bergstürze in **Berührung**:

14.05 Lac Lauvitel	41.05 Fernpaß
14.10 Col de la Madeleine	41.13 Tschirgant
17.05 Plaine des Rocailles	41.14 Haiming
21.01 Collines de Noville Chessel	41.15 Eibsee
21.07 Daubensee	44.01 Almtal
21.13 Sidiers	55.03 Dobratsch, W-Teil der Alten Schütt
23.02 Engelberg	65.02 Alpe Cheggio
24.11 Flims	65.03 Croveo
24.13 Nagiens	72.01 Bormio
24.18 Säsagit	75.03 Karersee
24.19 Bleiswald	75.14 Prags
24.20 Calanda	78.01 Weißenfels
34.06 Totalp	78.02 Planica
34.08 Salouf	

Es ist außerdem möglich, daß zumindest Teile der im folgenden genannten Trümmermassen schon auf Eis niedergegangen sind:

24.03 Vorläufer des Bergsturzes am Obersee
73.09 Vorläufer des Bergsturzes am Lago di Molveno
73.10 Teile der Marocche im Sarcatal
74.01 Hauptsturz der Lavini di Marco
74.03 Varini

Bei diesen pleistozänen Bergstürzen handelt es sich ganz überwiegend um spätglaziale Ereignisse. Es ist anzunehmen, daß intra- und präwürmzeitlich sowie während der Interglaziale die Bergsturztätigkeit nicht hinter der im Spätglazial zurückstand. Doch wurde hier der Lockerschutt, vor allem während der Vereisungsphasen, bis auf wenige stark verkittete Reste ausgeräumt oder von der mächtigen Talverschüttung begraben<sup>50</sup>. Daher mögen viele spät- und postglaziale Bergstürze ihre heute nicht mehr nachweisbaren Vorläufer gehabt haben. Dies war möglicherweise bei den Bergstürzen von Flims (24.11) und am Calanda (24.20) der Fall, deren Nischenhohlformen weit größer sind als der Rauminhalt ihrer Ablagerungen (s. S. 21 ). Auch am Fuße der westlichsten, größten und höchsten Abbruchswand am Dobratsch (55.03) liegt nur wenig Bergsturzschutt. Auch hier können alte Trümmer beseitigt und/oder verschüttet worden sein.

In der Literatur wird immer wieder auf die Häufung der Bergstürze am Ende der Eiszeit hingewiesen. SCHWINNER (1912, S. 187) hält dies jedoch für eine „perspektivische Täuschung“. Dem ist entgegenzuhalten, daß fast alle größeren Bergstürze im ausgehenden Pleistozän niedergegangen sind (s. Abb. 57). Unter den kartierten Bergstürzen, bei denen ein Volumen von über 0,2 km<sup>3</sup> bestimmt werden konnte, sind 16 pleistozäne (v. a. spätglaziale), 3 postglazial-prähistorische und nur ein historischer, nämlich die Felsgleitung von Vaiont (76.03)<sup>51</sup>. Diese unterschiedliche Verteilung ist nicht etwa auf die unterschiedliche Dauer der einzelnen Zeitabschnitte zurückzuführen, denn die pleistozänen Bergstürze gingen fast durchweg erst nach Rückzug des Würmeises nieder. Außerdem ist die große Felsgleitung von Vaiont unter den historischen Massenbewegungen ein Sonderfall: Sie wäre wohl nie in dieser Art zutagefahren, hätte nicht der Mensch durch den Aufstau des Vaiontspeichers künstlich hydrographische Bedingungen herbeigeführt, die etwa denen

<sup>50</sup> Einen rißeiszeitlichen Bergsturz vermutet BECK (1952 b, S. 275) am NE-Ende des Sigriswiler Grats (N des Thuner Sees). Als interglazial stuft PENCK (1901/09, S. 922) Bergsturmassen bei Pederzano nahe Rovereto ein. Wie problematisch allerdings eine interglaziale Einstufung von Ablagerungen in den alpinen Tälern sein kann, zeigen die neuen Untersuchungen von FLIRI (1970) im Inntal.

<sup>51</sup> Die großen historischen Bergstürze vom Mt. Granier (17.01) und von Goldau (24.01) besitzen ein im Vergleich zu den großen spätglazialen Bergstürzen bescheidenes Volumen.

vieler alpiner Täler beim Eisrückzug entsprachen (s. S. 64 ). Das ausgehende Pleistozän ist daher in den Alpen nicht nur eine Periode starker Solifluktion, sondern auch eine Zeit großer Bergsturz­­tätigkeit. Daß dabei auch sehr viele kleine Berg- und Felsstürze beteiligt waren, beweisen die in vielen alpinen Tälern anzutreffenden spätglazialen Berg- und Felssturz­­moränen (vgl. u. a. KLEBELSBERG 1949, S. 707 und DÜRR 1970, S. 73-85).

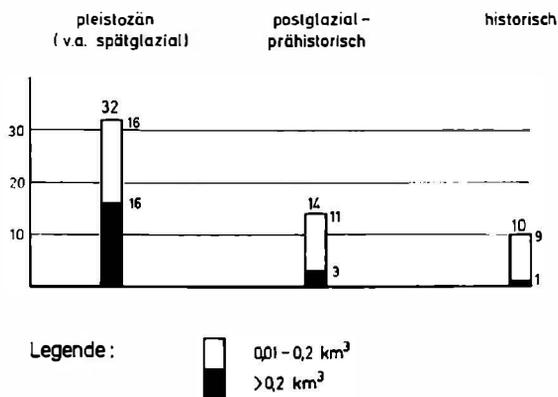


Abb. 57. Die zeitliche Einordnung und das Volumen der Bergstürze (n = 56)

### 11.2.2. Die postglazial-prähistorischen Bergstürze

Wegen ihrer großen Zahl sollen hier nur einige der bedeutenderen Bergstürze dieser Periode aufgeführt werden:

- |                        |                     |
|------------------------|---------------------|
| 14.04 Pré de Mme Carle | 52.04 Pipurger See  |
| 14.06 Grand Clapier    | 52.05 Tumpen        |
| 24.05 Haslensee        | 53.02 „In der Wöhr“ |
| 32.03 Brione           | 54.02 Dorfer See    |
| 32.07 Ludiano          | 74.06 Casotto       |
| 35.01 Poschiavo        |                     |

### 11.2.3. Die historischen Berg- und Felsstürze

Eine ausführliche Chronologie der historischen Berg- und Felsstürze wird in den Arbeiten von BUCK (1920/21), HEIM (1932, S. 12ff), MONTANDON (1933) und ŠPŮREK (1972) gegeben. Es sollen hier nur einige jüngere Ereignisse aufgezählt werden:

- 1939 Fidaz (24.14; NIEDERER 1941)
- 1946 Alp Serin (21.28; MARIETAN 1945/46)
- 1946 Felssturz E Le Bourg d'Arud (14.07; GIGNOUX und BARBIER 1955, S. 74)
- 1952 Becca di Luseney (64.02; STRAGIOTTI und PERETTI 1953)
- 1954 Felssturz vor der Zunge des Feegletschers (31.17; das Datum, 7. Juli, wurde dem Verfasser von Bergführer IGNACE ZURBRIGGEN, Saas Fee, mitgeteilt).
- 1961 Felssturz am Kleinen Spannort (23.05; OECHSLIN 1962 und Luftbildserie der eidgenössischen Landestopographie)
- 1963 Vaiont (76.03; MÜLLER 1964, SELLI u. a. 1964)

### 11.3. Die Mehrphasigkeit der Bergstürze

Berg- und Felsstürze sind in vielen Fällen keine einmaligen Ereignisse. Oft kündigen sie sich durch Vorboten an, oder es folgen ihnen Nachstürze. Schon ZAY (1807, S. 168ff) wies darauf hin, daß dem Goldauer Bergsturz (24.01) kleinere Massenbewegungen vorausgingen. Nach HEIM (1881, S. 81 und 1932, S. 186f) gilt dasselbe für die Katastrophen von

Elm (24.10), Yvorne (21.03), Plurs (66.02) und von den Diablerets (21.04). Die Felsstürze von Samed (Graubünden; JÄCKLI 1963, S. 184f) und am Sandling (Salzkammergut; LEHMANN 1926, S. 1f) wurden jeweils durch Vorstürze eingeleitet. Im unmittelbaren Anschluß an den Hauptsturz ereignen sich häufig kleinere Nachstürze wie z. B. am Sandling (MACHATSCHEK 1920, S. 304), am Reintalanger (41.17; LEUCHS 1921, S. 190), bei Samed (JÄCKLI 1963, S. 184f) und beim Madison-landslide (Montana, HADLEY 1964, S. 116). Meist herrscht auch rege Steinschlagfähigkeit. Diese kann mehrere Jahre andauern. Aus dem Abbruchgehänge am Monte Toc (76.03) donnerten bei einem Aufenthalt des Verfassers im Frühjahr 1968, mehr als 4 Jahre nach der Katastrophe von Vaiont, noch sehr viele Steinlawinen zutal.

Die Vor- oder Nachstürze ereignen sich häufig nicht nur unmittelbar vor bzw. nach dem Hauptsturz, sondern in großem zeitlichen Abstand davon. Diese sich über lange Zeiträume hinstreckende Mehrphasigkeit ist geradezu ein Charakteristikum der Bergstürze. In der Folge seien einige Beispiele angeführt:

Mehrphasige Bergstürze und verwandte Massenbewegungen:

12.01 Claps de Luc: 2 Phasen historisch bezeugt (MONTANDON 1933, S. 278)

13.01 Combe Brémond: evtl. obere Bewegungen jünger, da Oberfläche der Sackung dort weniger begrünt

13.02 Plan de Parouart: evtl. obere Bewegung jünger, da Oberfläche der Sackung dort weniger begrünt

17.01 Abîmes de Myans: kleiner Nachsturz am Fuß der Abbruchswand

17.03 Rocher des Fis: Mehrere Phasen, im oberen Teil auch in neuerer Zeit (BEAUMONT 1806, S. 60ff und 68ff)

21.04 Diablerets: 2 historisch bezeugte Phasen (HEIM 1921, S. 460)

Möglicherweise hatten die Bergstürze von den Diablerets ihren prähistorischen Vorläufer: Es ist zu prüfen, ob der aus kantigem Grobblockwerk und feinerem Material bestehende Schuttkörper, der - vor der historischen Trümmerzunge - die Terrasse von Servaplane aufbaut, das Erosionsrelikt einer alten Bergsturz-zunge darstellt.

21.13 Sidiers: Nachbewegungen im Bereich der Sackungstreppe des Tschuggelrosch (21.14) sowie bei Bèveron (s. Bild 24).

Wahrscheinlich wurde auch der talab ziehende Schuttrücken von la Fortsey, der keine Moränenbedeckung zeigt, von einem Nachsturz aufgebaut.

24.03 Obersee: Nachsturz (24.04) und evtl. spätglazialer Vorbote

24.11 Flims: Viele z. T. große Nachstürze: wahrscheinlich Nagiens (24.13); Segnas (24.12; OBERHOLZER 1933, S. 599); Fidaz (24.14; NIEDERER 1941)

24.20 Calanda: Nachstürze, darunter der von Felsberg (24.22; PIETH 1948)

33.01 Garvera: Nachsturz von Disentis (33.02; JÄCKLI 1957, S. 32)

34.01 Parpan/Lenzerheide: verschiedene Abstürze (ARBENZ 1934, S. 982)

41.05 Fernpaß: mindestens 2 Nachstürze: Am Saum (41.06) und Fernpaßhöhe (41.07)

52.09 Mareit: evtl. Nachsturz (STINY 1911, S. 125)

55.03 -06 Dobratsch: Nachstürze (TILL 1907)

73.10 Marocche im Sarcatal: Mehrere Abstürze (TRENER 1924, S. 28f)

74.01 Lavini di Marco: Nachsturz (74.02; FUGANTI 1969, S. 17ff)

- Margreid (Etschtal): 2 Felsstürze (FUGANTI 1969, S. 39)

75.03 Karersee: Mehrere Abstürze und kleiner Nachsturz (75.04; PENCK 1901/09, S. 946)

75.05 Steinerne Stadt: evtl. ältere Vorläufer (DÜRR 1970, S. 79)

75.22 Allegheese: Mehrere Abbrüche (MONTANDON 1933, S. 309)

75.27 Borca: Mehrere Massenbewegungen (vgl. PAMPANINI 1924, S. 883f und MONTANDON 1933, S. 314)

75.28 Masiere di Vedana: Nachsturz (nach LACQUANITI 1947)

76.01 Fadalto: Historischer Nachsturz (SCHWINNER 1912, S. 186)

Darüber hinaus sei an die sich wiederholenden Gletscherstürze an der Altels (Berner Oberland, H. FURRER 1962, S. 42) und am Huascarán (Peru; WELSCH und KINZL 1970) erinnert.

Auf Grund dieser Mehrphasigkeit erhält eine Kartierung der Bergsturzverbreitung zusätzliche Bedeutung. Eine Bestandsaufnahme der abgegangenen Bergstürze trägt zumindest dazu bei, die Areale grob zu umgrenzen, in denen eine felsmechanische Untersuchung auf künftige mögliche Katastrophen hin ratsam erscheint. Zu untersuchen wäre in diesem Zusammenhang beispielsweise die Sackungstreppe des Tschuggelrosch (21.14, NUSSBAUM 1945, S. 238) an der Oberkante der Abbruchsnische des alten Bergsturzes von Siders (21.13).

## 12. Die nachträgliche Umgestaltung der Bergstürze

Nach ihrer Ablagerung werden die Bergstürze mehr oder weniger stark abgetragen, so daß der zunächst bergsturzmechanisch bedingte Formenschatz verwischt, z. T. sogar beseitigt wird. Es lassen sich dabei mehrere Arten der nachträglichen Umgestaltung unterscheiden.

### 12.1. Die Umlagerung der Bergsturmassen

Eine Umlagerung des Trümmermaterials kann auf zwei verschiedene Arten vor sich gehen:

1. Umlagerung in der Vertikalen, vor allem Setzung und interne Umsortierung der Trümmer
2. Umlagerung in der Horizontalen oder in der Richtung des größten Gefälles, vor allem Massenverlagerung über das ursprüngliche Ablagerungsgebiet hinaus.

#### 12.1.1. Die vertikale Umlagerung

Die Bergsturzscholle wird bei ihrer Talfahrt aufgelockert und zerfällt ganz oder teilweise in Schutt. Die dabei entstehenden Hohlräume werden, nachdem die Bergsturmaste zur Ruhe gekommen ist, z. T. wieder aufgefüllt. Feinmaterial fällt in die offenen Lücken zwischen dem Grobblockwerk. Dieser Vorgang mag zur Verstärkung der primär bergsturzmechanisch bedingten vertikalen Sonderung von Grob- und Feinschutt beitragen (s. S. 56). Durch nachträgliche vertikale Umlagerung ergaben sich wohl die von HEIM (1882 a, S. 101) beschriebenen 1-5 m hohen Feinschuttpyramiden beim Bergsturz von Elm (24.10), deren Grundflächen und Flanken genau dem Umriß der großen Blöcke entsprachen, auf denen sie durchweg aufruhten. HEIM deutet die Hügel als Restformen des Feinschutts, der keine Gelegenheit hatte, zwischen die Bergsturzböcke abzurutschen.

Mehrere hundert ähnlich gestaltete debris cones, die ebenfalls jeweils auf größeren Blöcken aufruhten, erwähnt SHREVE (1966, S. 1642) beim Sherman-landslide (Alaska).

Selbst im Bereich der Gleitscholle von Vaiont (76.03), die ihren Verband größtenteils bewahrte, ereigneten sich interne Umlagerungsbewegungen. Nachdem die Scholle zur Ruhe gekommen war, bildeten sich im Bereich des zumindest oberflächlich etwas stärker gelockerten Materials der NW-Stirn mehrere kreisrunde Trichter (s. Bild 25 und 26; vgl. MÜLLER 1964, S. 194). Diese markieren die Stellen, wo oberflächlicher Lockerschutt in Hohlräume im Bergsturzkörper oder an dessen Untergrund<sup>52</sup> nachsackte.

---

<sup>52</sup> Da sich die Trichter unmittelbar über der ehemaligen Vaiontschlucht befinden, ist es vorstellbar, daß sich Hohlräume im Bereich der Klamm befanden. Die Trichter wären demzufolge beim Nachbrechen des Schutts in die zunächst wassererfüllten Hohlräume entstanden.

Trichterförmige Tiefenzonen sind auch im Bereich der Sackung nördlich des Brandstein-Ebensteinzuges (evtl. 45.03) ausgeprägt. Eine Entscheidung, ob es sich hier um Verstärkungsformen oder um Karsthohlformen handelt, ist schwierig.

### 12.1.2. Die horizontale Umlagerung

Für eine nachträgliche Umlagerung von Teilen des Bergsturz Körpers oder des ganzen Bergsturzes in der Horizontalen oder in der Richtung des größten Gefälles können verschiedene Gründe maßgebend sein. Bei Ablagerung im Bereich von Rutschungsgehängen werden die Trümmer oft auf dem Rücken der Rutschung weitergeführt. Besonders häufig ist dies bei den Felsstürzen in den Dolomiten der Fall, die auf Rutschungsgehänge in den Wengener und Cassianer Schichten niedergingen und dort talwärts verfrachtet wurden (DÜRR 1970, S. 67f). Möglicherweise wurden die Rutschungen durch die auflagernden Felsstürze überhaupt erst in Bewegung gesetzt, wie dies bei folgenden Berg- und Felsstürzen der Fall war: E Yvorne (21.03; HEIM 1921, S. 675), Vitznauer Stock (im Jahre 1879 beim Vierwaldstätter See; BALTZER 1880, S. 197 und HEIM 1921, S. 436) und Sandling (MACHATSCHEK 1920, S. 304f und LEHMANN 1926). In allen diesen Fällen wurden die Trümmer in die Massenbewegung einbezogen.

Zu rascher Umlagerung der Trümmer kann es bei starker Wasserdurchtränkung kommen, wie z. B. bei der Schuttbewegung „Unterm Bühl“ (Innerkandergrund, Berner Oberland). Im Jahre 1945 wurden infolge einer undicht gewordenen Zuleitung für das Kraftwerk Kandergrund Trümmernmassen desalten Bergsturzes im Kandertal (21.10) so stark durchfeuchtet, daß sie sich in schneller Fahrt zutal bewegten (BECK 1952 c, S. 277). Diese Katastrophe soll einen weit größeren prähistorischen Vorläufer gehabt haben: Nach BECK (1929, S. 158) wurde hinter der Bergsturzschwelle des Bühl im Becken von Kandersteg ein See aufgestaut. Daraufhin sei der wasserdurchtränkte Schutt des stauenden Riegels in einem gewaltigen Murgang zutal gefahren. Auch bei den Überflutungen im Almtal (44.01) und bei Flims (24.11) wurde Bergsturzschtutt fortgespült und zusammen mit den Flutablagerungen wieder abgesetzt (s. S. 135ff ).

Zu starken Umlagerungen durchfeuchteten Bergsturzlockermaterials kam es auch am NE-Rand der Köfeler Trümmernmasse (52.06). Der Schutt wurde hier im Rand- bzw. Brandungstächen, in das der Stuibenfall stürzt, bei Murbrüchen ausgeräumt. Diese Muren stammen nicht nur aus dem vom Stuibenbach durchflossenen unteren Teil dieses Tälchens, sondern sicher auch aus dem oberhalb des Stuibenfalls gelegenen sehr steil geneigten Trockentälchen, das ohne Gegengefälle zum Stuibenfall hinabzieht. Bei diesen Massenbewegungen wurde der mächtige Umlagerungskegel von Umhausen aufgeschüttet. Eine derartige Murkatastrophe ereignete sich im Jahre 1762, als ein großer Teil von Umhausen von Schuttmassen des Stuibenbachs zerstört wurde (vgl. STRELE 1937, S. 130f).

In einigen Fällen besitzen die großen alpinen Trümmernkörper Steilabhänge, die selbst Felsstürze zu liefern vermögen. Nach dem Rückzug des Vorderrheingletschers gingen vom glazial übersteilten S-Hang des Muttahügels (Flimser Bergsturz, 24.11) große Trümmernmassen nieder. Daraus erklärt sich das kleinwellige Gelände und der Mangel an kristallinen Erratika im vom Rheingletscher überschliffenen Bereich zwischen Saluns und Tuora. Sackungstreppen zeigen außerdem die vom Eis übersteilten Wälle des Fernpaßbergsturzes (41.05). Die in mehreren Stufen übereinander angeordneten Steilabfälle des Brandungswalls am Obersee (24.03), die gegen das Abbruchgehänge hin gerichtet sind, erklärt OBERHOLZER (1900, S. 180) als Abrißflächen des rückströmenden Bergsturzmaterials, das zunächst zu steil am Gegengehänge abgelagert worden war. Hier mag auch die Ablagerung der Trümmer auf dem unteren Ende des Rutschungsgehänges am Näfelerberg eine Rolle spielen (s. S. 131 ). Die Bergsturzmassen am Haslensee (24.05), die die Talstufe des Oberseetales gegen das Linthtal überschütteten und erhöhten, wurden ebenfalls z. T. umgelagert. Dies zeigt der von OBERHOLZER erwähnte Schuttkegel (1900, S. 192ff) am Fuße der Talstufe.

Ein blockgletscherartiges Weiterfließen der auf Hängen aufliegenden Bergsturztrümmer im Schweizer Jura nimmt BARSCH (1969 b, S. 62 und S. 124) an. Ein alpines Beispiel hierfür sind die sehr mächtigen groblockigen Blockgletschermassen aus Annotsandstein, die sich im Quellgebiet des Var (SE des Col de la Cayolle, Alpes Maritimes) bis in das oberste Talende verfolgen lassen (verzeichnet bei SCHWEIZER 1968, Karte 7) und dort von Felsstürzen gespeist wurden.

Nicht nur auf geneigtem Gelände, sondern auch auf ebenem Talboden wird eine Weiterbewegung der Bergsturzmassen und zwar unter periglazialen Bedingungen angenommen: In Analogie zu Beobachtungen in Ostgrönland glaubt TRÜMPY (1960/63, S. 420), daß die Trümmer der Toma bei Reichenau (24.18/19) auf Permafrostboden niedergegangen und auf diesem weitergewandert seien.

## 12.2. Die Wirkung der Verwitterung und Denudation an der Bergsturzoberfläche

Unmittelbar nach ihrer Talfahrt besitzen die Bergstürze i. a. eine grobblockige Oberfläche. Diese wird jedoch durch Verwitterung und Denudation allmählich geglättet. Bei Bergstürzen im Kalk und Dolomit erfolgt dies äußerst langsam (s. Bild 27 und 28). Selbst bei den spätglazialen Trümmern bei der Alp Nagiens (24.13) oder am Eibsee (41.15) wurde die Grobblockstreu nur wenig gemildert. Beim Dobratschbergsturz (55.04–06) besitzen sowohl die Junge Schütt von 1348 und der E-Teil des alten Bergsturzkörpers (Alte Schütt) eine grobblockige Oberfläche. Bei letzterem ist sie jedoch schon etwas weniger rauhhöckrig. Im W-Teil der Alten Schütt (55.03), der noch mit dem Eis in Berührung kam, tritt das Grobblockwerk dagegen schon stark zurück. Weit rascher erfolgt die Verwitterung und Denudation, sobald mergelige Partien dazwischengeschaltet sind. So z. B. zeigt der Bergsturz am Col de Plainpalais (17.02), dessen Kalktrümmer von Mergellagen durchsetzt sind, ein stark verwaschenes Relief.

Im Ablagerungsgebiet des aus leicht zerfallendem Material bestehenden Bergsturzes von Elm (24.10) zeugen heute nur noch zwei große Blöcke von der im Jahre 1881 erfolgten Katastrophe. Zwar ist die Beseitigung des Grobblockreliefs hier vor allem auf die Rekultivierungsarbeiten zurückzuführen, doch war dies nur wegen des raschen Zerfalls der Schieferblöcke möglich.

Im Bereich der kristallinen Bergstürze geht die Verwitterung und Denudation im allgemeinen rascher vonstatten als im Kalk und Dolomit. Stark gemildert ist das Relief beispielsweise bei den Trümmern von Mareit (52.09), Stilfes (53.01) und „In der Wöhr“ (53.02) sowie beim Serpentinbergsturz der Totalp (34.06). Die grobblockigen Gneistrümmerlandschaften der prähistorischen Bergstürze von Brione (32.03), Chironico (32.05) und Ludiano (32.07) zeigen jedoch, daß bei entsprechender Gesteinsbeschaffenheit auch im Bereich der kristallinen Bergstürze das Grobblockwerk lange Zeit überdauern kann.

Im Bereich der älteren Kalktrümmern hinterließ auch die Verkarstung deutliche Spuren: Von Karren zerfurcht sind beispielsweise die Bergsturzböcke der Marocche im Sarcatal (73.10; vgl. TRENER 1924, S. 27) und der Lavini di Marco (74.01; PENCK 1886, S. 397). Abflußlose Hohlformen auf den Lavini di Marco und beim Bergsturz von Teufenbach (57.01; SPREITZER 1959/60, S. 42) werden als Dolinen gedeutet. Auch die 2–5 m tiefen Erdfälle in der spätglazialen Aufschüttungsebene der Prada von Mulin (OBERHOLZER 1933, S. 603) dürften auf die Verkarstung der unterlagernden Kalktrümmer des Flimser Bergsturzes (24.11) zurückzuführen sein.

Ob die trichterförmigen Hohlformen im Bereich der Sackung nördlich des Brandstein-Ebensteinzuges (evtl. 45.03) auf Verkarstung oder bloße Verstärkungserscheinungen zurückzuführen sind, ist schwer zu entscheiden.

## 12.3. Die fluviatile Umgestaltung der Bergstürze

Weit wirksamer als die nachträgliche Umlagerung und Denudation ist die fluviatile Erosion im Bereich der Bergstürze. Die Entwässerungsrinnen tasten dabei im allgemeinen den bergsturzkinematisch vorgeformten Tiefenlinien nach. Dabei ist zu unterscheiden zwischen Bergstürzen, die sich quer über das Tal gelegt haben, und solchen, die sich in Talwärtsrichtung bewegten.

In den meisten Fällen wurde die Trümmernasse quer zur Talrichtung abgelagert, so daß der Wasserlauf gezwungen war, den tiefsten Einschnitt im Bergsturzprofil (d. h. Talquerprofil) einzunehmen und zu durchsägen. Bei Massenbewegungen, die bis zum Talgrund vorstießen, mit ihrer Hauptmasse jedoch noch dem Abbruchgehänge

auffliegen, ist dies der am Gegengehänge liegende Fuß der Trümmermasse. Hierbei handelte es sich allerdings weniger um Bergstürze als um langsame Hangbewegungen. Dies gilt z. B. für die Massenbewegungen von Oberwald (31.19), Garvera (33.01), Valendas (33.03), Carrera (33.04), Zugwald (34.05) und Arsiero (74.07). Dabei hat die fluviatile Erosion am Fuß der Trümmermasse sicher oft selbst zur Weiterbewegung beigetragen. Dies ist z. B. bei den Sackungen von Combe Brémond (13.01), Plan de Parouart (13.02) und Rochers des Fis (17.03) anzunehmen. Bei den Massenbewegungen von Campo (32.02) ist es erwiesen, daß die durch die Holzflößerei bedingte stärkere Erosion des Talbachs im vorigen Jahrhundert zur Weiterbewegung führte (vgl. v. BÜREN 1953, S. 78f).

Im Bereich der eigentlichen Bergstürze, die ihre Hauptmasse meist im Bereich des Gegenhanges anhäufte, liegt die tiefstgelegene und sich daher dem fluviatilen Anschnitt eher anbietende Depressionszone im allgemeinen zwischen Abbruchgebiet und Haupttrümmermasse.

Folgende Bergstürze werden zwischen Abbruchshang und Haupttrümmermasse von Wasserläufen gequert: Les Portes (14.02), St. André (14.09), Oeschinensee (21.11), Wellhorn (21.25), Dejenstock (24.07), Chironico (32.05), Ludiano (32.07), Tschirgant (41.13), Haiming (41.14), Grimming N (44.02), Grimming E (44.03), Lofler (43.03), Mareit-Ridnaun (52.09), St. Jakob (53.04), Mordbichl (55.01) und wenigstens teilweise Marocche im Sarcatal (73.10).

Im Gegensatz zur Tiefenzone zwischen Abbruchgebiet und Hauptmasse wird das Brandungstälchen, das sich zwischen die Hauptmasse und den Gegenhang einschiebt, wegen seiner im allgemeinen höheren Lage selten benutzt.

Beim Felssturz am Paß Luftenstein (43.04) ist es möglich, daß der Kolk im Anstehenden der östlichen Talflanke durch einen ehemaligen Lauf der Saalach im Bereich des Brandungstals erzeugt wurde.

TRENER (1924, S. 31f) glaubt, daß die zwischen der Stirn der Marocche im Sarcatal (73.10) und dem Gegenhang eingesenkte langgestreckte Tiefenzone des Lago di Cavedine einem alten Sarcalauf entspricht. Erst durch die jüngere Frana di Kas (s. S. 86) sei der See aufgestaut worden und habe die Sarca ihren heutigen Lauf weiter im W gefunden (vgl. aber S.113).

Bei einigen Bergstürzen wurden die fluviatilen Anschnitte im Bereich der tallängsgerichteten Muldenzonen zwischen zwei Bergsturzerwällen angelegt, so daß auf beiden Talseiten Bergsturzereste verblieben.

Dies gilt für folgende Bergstürze: Col de la Madeleine (14.10), Brione (32.03), Pipurger See (52.04), Mte. Avi (64.03), Fondovalle (65.04), Pontives (75.02), Casotto (74.06), Col (75.21), Alleghie (75.22), Mte. Auda (76.05) und Dom Zlatorog (78.03).

Bewegte sich die Bergsturzzunge in Tallängsrichtung, so werden vor allem die Randtälchen (s. S. 68) von Wasserläufen eingenommen und vertieft.

Deutlich zeigen dies folgende Bergstürze: Auron (11.01), Pré de Mme Carle (14.04), Diablerets (21.04; unterer Teil der Zunge), Obersee (24.03), Totalp (34.06), Wildalpen (45.03), Karersee (75.03; unterer Teil der Zunge), Prags (75.14; unterer Teil). Teilweise springen die Wasserläufe durch Quermulden von einem Randtälchen in das andere über, wie z. B. am Fernpaß (41.05), im Almtal (44.01) und auf dem unteren Teil des Bergsturzes von Kandersteg (21.10). Im Bereich der Steilstufe im mittleren Teil dieses Bergsturzes fließt die Kander jedoch in der Talmitte. Dies ist auf ein in diesem Abschnitt schon primär ausgeprägtes konkaves Querprofil (s. S. 69) zurückzuführen. Dasselbe gilt für den mittleren Zungenbereich des Bergsturzes von den Diablerets (21.04). Sehr stark übertieft wurde auch das Rand- bzw. Brandungstälchen am NE-Rand der Köfelser Trümmermasse (52.06) zwischen Tauferer Berg und Stuibenthal (s. S. 93).

Bei einigen Bergstürzen läßt sich die fluviatile Zerschneidung nicht mit bergsturzmechanisch bedingten Vorformen in Beziehung bringen. Dabei handelt es sich fast durchweg um Massenbewegungen, die ihre bergsturzmechanisch geprägte Eigengestalt bei der glazialen Überformung weitgehend verloren haben.

Dies gilt für folgende Bergstürze: Lac Lauvitel (14.05; unterer Teil), Glärmisch-Guppen (24.09), Flims (24.11), Salouf (34.08), Lauf der Öztaler Ache beim Tschirgantbergsturz (41.13), Alpe Cheggio (65.02), Croveo (65.03), Bormio (72.01), oberer Teil der Bergsturzmoränen am Karersee (75.03), oberer Teil des Bergsturzes bei Prags (75.14) und Gailitzdurchbruch beim Dobratschbergsturz (55.03).

Der Gegensatz zwischen dem breit ausgeräumten Gailitzdurchbruch und dem weit weniger deutlich ausgeprägten Einschnitt der viel wasserreicheren Gail im Bereich des Dobratschbergsturzes ist wohl darauf zurückzuführen, daß die stärker schuttbelastete Gailitz mehr in die Breite erodiert als die schuttarme Gail.

Bei geringmächtigen Bergstürzen oder im Bereich der Bergsturzausläufer kann es zu Laufverlegungen der Bäche oder Flüsse kommen. Beispiele hierfür sind die Masiere di Vedana (75.28; vgl. LACQUANITI 1947, S. 354f) und der Pletzschbergsturz (42.01), in dessen südlichen Ausläufern SCHREIBER (1950, S. 573f) mehrere Innläufe festgestellt hat.

Schwer zu rekonstruieren sind die Laufverlegungen, die mit dem Abschmelzen des Toteises in und auf den Schuttkörpern einhergingen. Beim Bergsturz von Siders (21.13) werden solche Laufverlegungen im Bereich des Lac de Gérondo angenommen (BUFFLE 1943, S. 96). Ein Grund für das heutige Abbiegen der Rhône bei Kote 538 und ihren Lauf südlich des Gérondo-Hügels ist jedoch die Aufschüttung des mächtigen Sinièse-Schwemmkegels.

Besonders stark ist die Wirkung der fluviatilen Erosion bei den in enge Täler eingezwängten Bergstürzen. So blieben beim Bergsturz von Wildalpen (45.03) von den Schuttmassen, die sich in das Salzatal geschoben haben, nur kleine Überreste erhalten. Auch bei den Schuttkörpern von Forni di sotto (77.01) und Za otoki (78.04) blieben nur noch Trümmerreste an den Talflanken zurück, während der überwiegende Teil der Bergsturzmasse der Abtragung zum Opfer fiel. Im Vaionttal blieb die alte Trümmermasse vom Monte Borgà (La Pineda; 76.04) nur im Bereich der Bergflanke im N und auf dem ehemaligen Delta des Torrente Mesazzo erhalten. In der Vaiontschlucht selbst hingegen wurde sie völlig ausgeräumt.

In breiteren Talräumen ist der morphologische Effekt der fluviatilen Erosion nicht so groß, daß es zu einer völligen Umgestaltung des Bergsturzreliefs kommt. Meist werden schon vorhandene, bergsturzmechanisch vorgeprägte Tiefenzonen benutzt. Die Abtragung ist im allgemeinen nur an die schmalen Durchbrüche des Talbachs bzw. Flusses gebunden. Der übrige Bergsturzbereich bleibt wegen der Wasserdurchlässigkeit der Trümmer von der fluviatilen Erosion verschont. Daher wurde auch bei vielen alten Bergstürzen der bergsturzmechanisch bedingte Formenschatz gut konserviert.

#### 12.4. Die glaziale Umgestaltung der Bergstürze

Während die linienhaft gebundene fluviatile Erosion die Bergsturzkörper meist nur lokal überformt, werden sie durch das Eis stärker umgestaltet, so daß statt der bergsturzmechanisch geprägten Oberfläche ein völlig neues Relief entsteht. Dabei gibt es verschiedene Möglichkeiten der glazialen Umgestaltung:

1. Der Bergsturz geht auf einen Gletscher nieder, wird auf dessen Rücken weitertransportiert und schließlich als Bergsturzmoräne abgelagert.
2. Der Bergsturz geht auf Toteis oder wenig bewegtes Eis nieder; bei dessen Abschmelzen bildet sich ein Bergsturz-Toteisrelief.
3. Bei den Fels-Eis-Trümmerströmen wird Eis als Fracht oder Schurf in den Schuttstrom einbezogen und zwischen den Trümmern abgelagert. Beim Abschmelzen des Eises entstehen ebenfalls Toteisformen.
4. Der Bergsturz wird vom Gletscher überfahren, wobei ein glaziales Erosionsrelief herausmodelliert wird.

Auch können mehrere dieser Möglichkeiten zusammenwirken: so kann ein Bergsturz, der auf Eis niederging, nachträglich noch von einem Gletscher überfahren worden sein.

Eine Entscheidung, welche dieser Möglichkeiten zutrifft, ist vor allem wegen der z. T. wirren Lagerungsverhältnisse der Moränen schwierig.

##### 12.4.1. Die Bergsturzmoränen

Bergstürze, die nach ihrer Talfahrt auf dem Rücken von Gletschern weitertransportiert und in Form von Moränen abgelagert werden, bezeichnet KLEBELSBERG (1948, S. 157f und 381) als Bergsturzmoränen.

Ein Niedergang von Berg- und Felsstürzen auf Eis ist eine häufige Erscheinung. So überschütteten im Jahre 1920 Felsstürze aus den Wänden E des Mont Blanc de Courmayeur den Brenvagletscher auf weite Erstreckung (MONTANDON 1933, S. 327). Infolge des Ablationsschutzes unter der Schuttdecke rückte der Brenvagletscher in der Folgezeit 20–45 m im Jahr vor, während sich

andere Gletscher zurückzogen (SACCO 1940, S. 764). Ein weiteres Beispiel ist der Felssturz vom Kleinen Spannort (23.05), der sich auf dem Firnfeld des N davon liegenden Gletschers ausbreitete (OECHSLIN 1962, S. 29f).

Auch aus Alaska werden mehrere Bergstürze beschrieben, die auf Gletscher niedergingen und auf deren Rücken weiterbewegt wurden (TUTHILL 1966), so z. B. der Sherman-landslide, dessen Schuttedecke den Shermangletscher vor stärkerem Abschmelzen schützte (SHREVE 1966, S. 1639 und FIELD 1968, S. 4). Ob bei Ablagerung mächtigerer Trümmerkörper neben dem Ablationsschutz auch der Auflagerungsdruck zu einem Vorstoß führen kann, wäre zu prüfen. KLEBELSBERG (1949, S. 747) erwähnt eine dementsprechende Beobachtung aus dem Kaukasus.

Rein formal lassen sich die Bergsturzmoränen in die Bergsturzmoränenwälle und in die geringmächtigen, flächenhaft abgelagerten Bergsturzmoränendecken gliedern.

#### 12.4.1.1. Die Bergsturzmoränenwälle

Die Bergsturzmoränenwälle werden wie die gewöhnlichen Ufer- und Stirnmoänen am Rande oder am Ende der Gletscherzungen abgelagert. Dementsprechend lassen sich Bergsturzufermoränen und Bergsturzstirnmoränen unterscheiden.

Deutliche Bergsturzufermoränen sind beispielsweise beiderseits des Loranco N Antro-napiana entwickelt. Sie stammen von einem Bergsturz, der bei der Alpe Cheggio (65.02) aus der S-Flanke des Pizzo Montalto auf den Lorancogletscher fiel und auf dessen Rücken z. T. bis Rovesca transportiert wurde (s. Abb. 58).

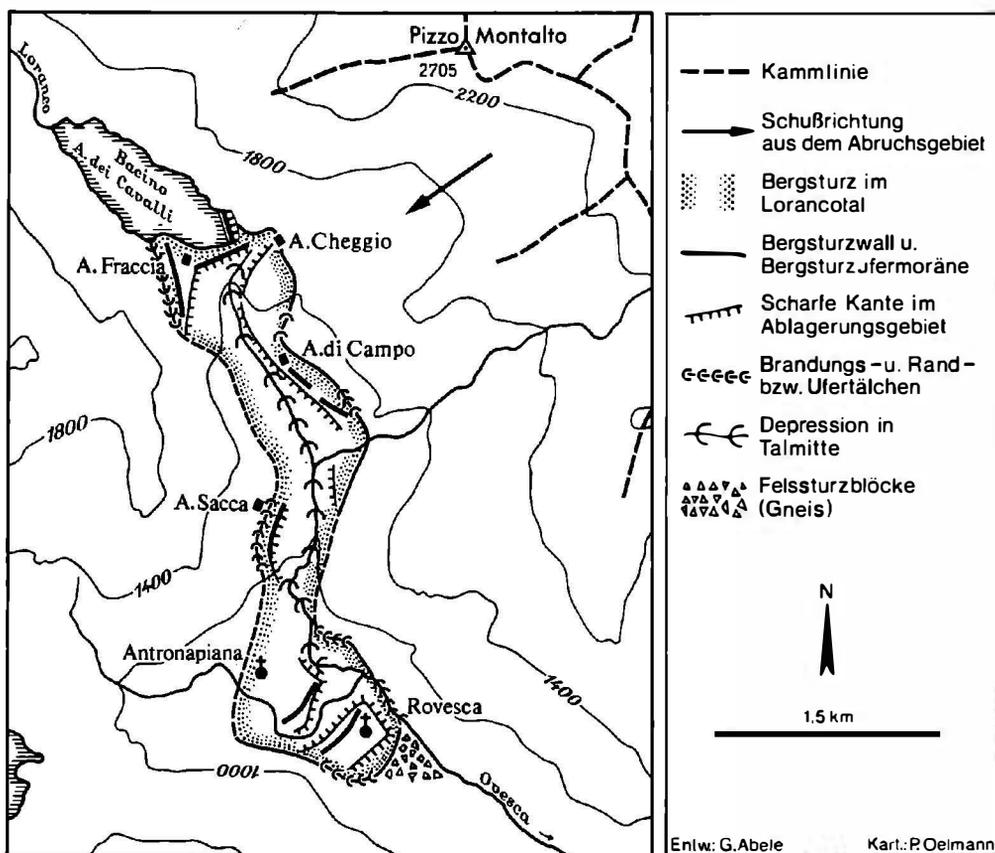


Abb. 58. Die Bergsturzmoränen bei der Alpe Cheggio (65.02)

Daß es sich hier um Bergsturzmaterial und nicht um Moräne handelt, läßt sich in dreifacher Hinsicht belegen:

1. Der Schutt ist durchweg kantig, auch in den tieferen Lagen auf der Innenseite der Wälle.
2. Der Schutt besteht überall aus den im Bereich südlich des Montalto anstehenden grünen Schiefen, obwohl im Einzugsgebiet des Lorancogletschers Gneis ansteht und auch der Loranco selbst viele Gneisgerölle führt.
3. Die Bergsturmoränen ziehen bei der Steilstufe S der Alpe Cheggio in großer Mächtigkeit talab, dagegen setzen sie im flacheren lorancoaufwärts gelegenen Talraum, wo man eher die Erhaltung von Ufermoränen erwarten sollte, plötzlich aus.

Der Bergsturz hinterließ zunächst am Gegenhang S der Alpe Fraccia einen bis mehr als 250 m über dem Loranco liegenden Brandungswall. Der übrige Schutt wurde talab gelenkt und teils auf dem Rücken des Lorancogletschers, teils auf den beiderseits anschließenden Talflanken abgelagert. Dabei ist schwer zu beurteilen, welcher Anteil des Schutt-Transports der Bergsturbewegung selbst und welcher der Gletscherbewegung zukommt. Beim allmählichen Abschmelzen der Gletscherzunge blieben die direkt auf den Talflanken abgelagerten Sturzmassen an Ort und Stelle liegen und bilden die mächtigen Bergsturz-ufermoränen auf beiden Talseiten, während sich dazwischen die einst von der Gletscherzunge eingenommene und heute vom Loranco durchflossene Depressionszone befindet. Besonders gut blieb die etwa 100 m über dem Loranco gelegene Bergsturz-ufermoräne bei der Alpe Sacca erhalten (s. Bild 29). Auf der gegenüberliegenden Talseite sind die Moränen auf der Innenseite der Talbiegung NE Antronapiana und S der Alpi le Fraccie nur bruchstückhaft erhalten. Bei den Alpi le Fraccie selbst und vor allem bei den N anschließenden Alpi di Campo ist die Bergsturmoräne besonders mächtig, jedoch nicht mehr als einheitliche Wallform erhalten (s. Bild 30). Ein Teil der Trümmer verstürzte beim allmählichen Abschmelzen des Eises. Dabei bildeten sich mehrere hintereinandergestaffelte Eisrandterrassen, die die verschiedenen Abschmelzphasen markieren. Das Gletscherende dürfte bei Antronapiana gelegen haben, denn die letzten Ausläufer der Bergsturmoräne finden sich unmittelbar E davon, bei Rovesca, nicht mehr an beiden Talflanken, sondern in der Talmitte. Die mächtigen Trümmer ragen hier wie bei einem normalen Bergsturztrümmerstrom in der Mitte am höchsten auf, während sich beiderseits gegen die Talflanken hin Randtäler befinden, deren nördliches von der Ovesca vertieft wurde<sup>53</sup>. Es ist daher nicht auszuschließen, daß ein Teil der Trümmer nicht durch den Gletschertransport, sondern schon durch die Bergsturbewegung selbst bis Rovesca gelangte.

Auch im oberen Teil dieser Bergsturzlandschaft legen sich zwischen der Alpe Fraccia und der Alpe Cheggio zwei Trümmerwälle quer über das Tal<sup>54</sup>. Es handelt sich hier entweder um Nachsturzmassen, die zutal führen, als sich der Gletscher schon wieder zurückgezogen hatte, oder um glazial gestauchte Trümmer des Hauptsturzes, die ursprünglich weiter talauf abgelagert worden waren.

Während der Bergsturz bei der Alpe Cheggio fast ganz auf dem Gletscher bzw. an dessen Rand zur Ruhe kam und dabei beinahe in seiner ganzen Erstreckung zur Bergsturmoräne umgestaltet wurde, schossen viele Bergstürze mit ihrer Hauptmasse weit über den Gletscher hinaus und sind daher nur z. T. zu den Bergsturmoränen zu zählen. Dies gilt beispielsweise für den Bergsturz im Almtal (44.01; s. Abb. 59), der im oberen Teil am Fuße der Bergsturnische auf einen spätglazialen Gletscher niederging und zur Bergsturmoräne umgestaltet wurde. Daher liegen die Trümmer hier an den Talflanken, vor allem der orographisch rechten, während in der Talmitte eine Muldenzone das einstige Gletscherbett anzeigt. Im mittleren und unteren Zungenbereich hingegen, wo sich die höchsten Bergsturzauftragungen in der Talmitte befinden, sind die Trümmer ausschließlich durch die Bergsturbewegung in ihre jetzige Lage gekommen.

---

<sup>53</sup> Unmittelbar vor der Bergsturz zunge liegt zwischen Rovesca und Locasca eine Anhäufung von großen Gneisblöcken, die einem kleineren Felssturz angehören.

<sup>54</sup> Hinter dem oberen Querwall wurde der Speichersee der Alpe dei Cavalli aufgestaut.

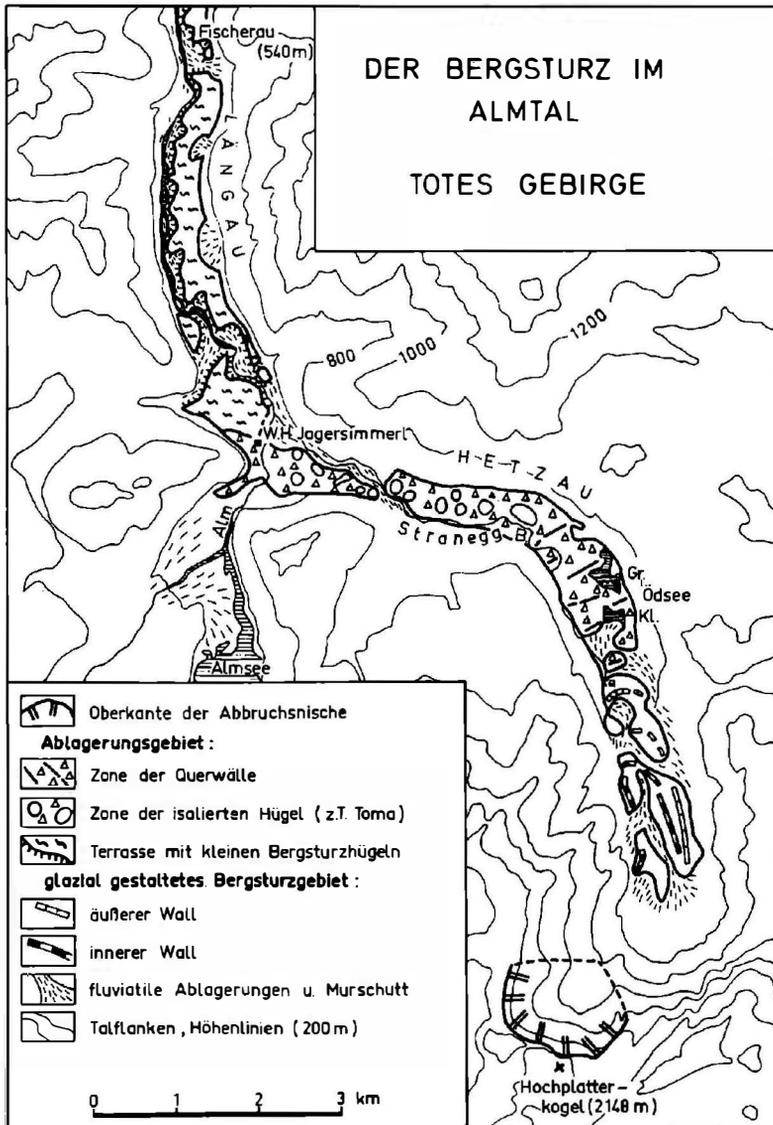


Abb. 59. Der Bergsturz im Almtal (Totes Gebirge; 44.01)

Nach PASCHINGER (1953) wurde auch der obere Teil des Bergsturzes im Obernbergtal (52.08) auf einem spätglazialen Gletscher abgelagert.

Nicht immer gingen Bergsturz- und Gletscherbewegung in dieselbe Richtung. Beim Tschirgantbergsturz (41.13) waren sie einander entgegengesetzt. Die N der otztaleinmundung vom Tschirgant in das Inntal niedergehende Trümmernasse fiel nach HEUBERGER (1966, S. 9-14) auf das Ende des otztaler Gletschers und bewegte sich auf der Zunge otztalaufwarts. Die Schuttmassen wurden jedoch auf dem Gletscherrücken z. T. wieder talab transportiert und als Bergsturzmoränen abgelagert. Die beiderseitigen Bergsturzfermoranen sind gut zu verfolgen (HEUBERGER 1968 a, S. 63f). Der Bergsturzfermoranenbereich wird durch ein vielgliedriges Wallsystem mit dazwischen eingesenkten Toteiskesselfeldern bestimmt.

HEUBERGER (1966, S. 23) datiert diesen Stand des Ötztalglatschers als gschneidzeitlich. Bei der etwas weiter inntalabwärts gelegenen Bergsturzmasse von Haiming (41.14) nimmt er an, daß sie auf dem Zungenende eines älteren (steinachzeitlichen) Ötztalglatschers abgelagert wurde (1966, S. 22).

Ein Niedergang der Trümmer auf Eis wird auch bei den Marocche im Sarcatal (73.10) angenommen. Schon OMBONI (1877) sprach hier von bergsturzbedeckten Moränen. TREVISAN (1936, S. 133) und SACCO (1940, S. 774) vertreten die Ansicht, daß die Trümmer auf die Zunge des zurückschmelzenden Sarcagletschers niedergingen. Hierfür spricht neben den Moränenvorkommen und der Bildung von Toma (s. S. 119f) vor allem der hohe Trümmerwall am Gegenhang, der bei Pozze S des Lago di Cavedine einsetzt und gegen S mit Unterbrechungen bis zum Fuß des Castello di Drena zu verfolgen ist. Deutet man den Wall als Bergsturzuferrmoräne, so wäre hiermit gut zu erklären, daß er das übrige Bergsturzgebiet um 50-100 m überragt und an seinem S-Ende von der übrigen Trümmermasse getrennt am Hang dahinzieht, denn beim allmählichen Abschmelzen des Eises blieben die am Gegenhang abgelagerten Trümmer in ihrer ursprünglichen Lage zurück, während die eisunterlagerten Schuttmassen der Talmitte nachsackten<sup>55</sup>. Schwer zu erklären wäre allerdings der fehlende talabwärtige Transport der zunächst auf dem Gletscherrücken abgelagerten Trümmer (vgl. daher auch S. 113).

Ein derartiger rein morphologischer Befund besitzt allerdings noch keine zwingende Beweiskraft. Dies zeigt vor allem der benachbarte Bergsturz am Molvenosee (73.09), dessen Trümmer am östlichen Talhang (evtl. Gegenhang, s. S. 7) in mehreren hangparallelen und z. T. übereinandergestaffelten Wällen bzw. Terrassen abgelagert wurden (s. Bild 31). Der oberste unterbrochene Wall (Le Buse und S Forts. bei Pkt. 1084) liegt bis zu 200 m höher als die übrige Bergsturzoberfläche und ist an seinem S-Ende völlig vom übrigen Trümmermaterial isoliert. Es läge zunächst nahe, diesen Wall als Bergsturzuferrmoräne zu deuten. Die Staffelung wäre dann beim allmählichen Abschmelzen des von den Trümmern bedeckten Eises entstanden. Dagegen spricht jedoch die Radiokarbon-datierung des Waldes, der im Molvenosee ertrank, nachdem dieser vom Bergsturz aufgestaut worden war (800-1000 v. Chr.; MARCHESONI 1958, S. 97; s. S. 111). Bei Annahme mehrerer nacheinander erfolgter Bergstürze wäre es dennoch möglich, daß die am östlichen Talhang dahinziehenden Wälle als Bergsturzuferrmoränen zur Ablagerung kamen, während der See erst durch einen späteren Absturz abgedämmt wurde.

Auch dem Bergsturz am Obersee (24.03, s. Abb. 71) ging evtl. ein Vorläufer voraus, den der spätglaziale Gletscher des Oberseetales als Bergsturzuferrmoräne absetzte: Die Zunge des erst nach dem Eisrückzug abgelagerten Hauptsturzes liegt hier mitten im Tal im Bereich des Ebnetwalds. Mehr als 200 m darüber lagern jedoch auf der Terrasse bei Egg ebenfalls noch Trümmer. OBERHOLZER (1933, S. 556) glaubt, daß dieser Teil vom Haupttrümmerstrom abgeschert sei. Dies ist jedoch nicht möglich, da die Zunge des Ebnetwalds auf beiden Talseiten von gut ausgebildeten Randtälichen begleitet wird. Außerdem ist schwer vorstellbar, daß die Trümmer in weit über 200 m Mächtigkeit talaus schossen. Deutet man die Trümmer als Bergsturzuferrmoränen eines spätglazialen Vorläufers des Hauptsturzes, so wäre ihre isolierte Lage hoch über dem übrigen Bergsturzschutt besser zu erklären.

Im Einzelfall ist oft schwer zu entscheiden, ob die Moränen aus einem oder mehreren Berg- und/oder Felsstürzen hervorgegangen sind. Mächtige grobklastische Moränenwälle wurden sehr häufig durch eine Vielzahl von Felsstürzen gespeist. Dementsprechend unterscheidet SCHWEIZER (1968, S. 98) zwischen den eigentlichen Bergsturzmoränen, die aus einem Bergsturz bestehen, und den Felssturzmoränen, die sich aus vielen Felsstürzen zusammensetzen. Diese Unterscheidung soll auch hier aufrechterhalten werden. Dabei werden allerdings die aus vielen Felsstürzen hervorgegangenen Moränen

---

<sup>55</sup> Dieser Höhenunterschied zwischen dem Wall am Gegenhang und den Trümmerauftragungen der Talmitte war sicher vor Ablagerung des postglazialen Nachsturzschutts (s. S. 86) noch größer.

als zusammengesetzte Felssturzmoränen bezeichnet, da auch Einzelfelsstürze moränenartig transportiert und abgelagert werden können. Die aus mehreren Bergstürzen bestehenden Moränen sollen dementsprechend zusammengesetzte Bergsturzmoränen genannt werden.

Zusammengesetzte Felssturzmoränen sind vor allem am Fuß der Schlerndolomitwände in den Dolomiten zu finden. DÜRR (1970, Karte 1) kartierte derartige Ablagerungen im Bereich des Confinbodens (75.06) und im Val Pudra do Cavazes (75.09). In der Civetta-Gruppe wurde der mächtige Schuttkörper SE der Forcella di col Rean (75.23) ebenfalls nach Art einer zusammengesetzten Felssturzmoräne aufgeschüttet. In der westlichen Mieminger Kette sind die Wettersteinkalkblockmassen SE des Weißensees (41.09) und W der Sonnspitze (41.10) als zusammengesetzte Berg- bzw. Felssturzmoränen – allerdings nur z. T. in Wallform – abgelagert worden. Gut ausgeprägt sind die zusammengesetzten Bergsturzmoränenwälle E der Loisachschlucht, die aus der Wettersteinwestwand N Ehrwald (41.12) stammen. Beim Schuttkörper, der im Bereich der nördlichen Spittelmatte (21.09) am Fuße der Altels liegt, handelt es sich möglicherweise ebenfalls um eine zusammengesetzte Bergsturzmoräne. Gegen einen einfachen Moränenwall spricht zumindest die auffallend große Mächtigkeit und Breite der Schuttanhäufung.

Von besonders mächtigen zusammengesetzten Bergsturzmoränen wird der Karersee (75.03; s. Abb. 60) umrahmt. Zwei einander entsprechende Bergsturzfermoränenwälle mit flacherer Außen- und steilerer Innenseite nehmen am Fuß der N-Wände des Latemar ihren Ausgang, erreichen ihre größte Mächtigkeit von etwa 100 m SW und SE des Karersees und spalten sich beim Karersee selbst in ein mehrgliedriges, z. T. unterbrochenes Wallsystem auf, dessen innere Staffel den See als Bergsturzendmoräne umschließt. Ein äußerer Bergsturzmoränenwall, der den Aufschüttungsboden beim Karerseehotel aufstaut, zieht am Gegenhang NE des Pukelinbachs talab. Die von den N-Wänden des Latemar stammenden Schuttmassen sind in der geologischen Karte der Republik Österreich 1 : 500 000 als Bergsturzmaterial ausgeschieden. PENCK (1901/09, S. 946f) nimmt dagegen bühl-, B. CASTIGLIONI schlernstadiale Moränen an (vgl. Karte in G. B. CASTIGLIONI 1964). Auch KLEBELSBERG (1927, S. 284f) deutet die Wälle als Moränen. Gegen eine reine Moränenaufschüttung spricht jedoch die besonders große Mächtigkeit der Schuttmassen, ihre auffallende Grobblockigkeit und die Gestalt der Trümmerzunge, die im schmalen Talraum SE Welschnofen ihre höchste Aufragung in der Talmitte besitzt und gegen die Talflanken hin von Randtälichen begleitet wird. Auch hier ist – ähnlich wie bei den Bergsturzmassen von Rovesca (s. S. 98) – schwer zu entscheiden, ob das Schuttmaterial durch die Bergsturzbewegung selbst oder erst durch Weiterverfrachtung auf dem Gletscherrücken in seine heutige Lage kam. Bei den deutlich ausgeprägten hintereinandergestaffelten Bergsturzmoränenwällen weiter talauf ist jedoch ein glazialer Weitertransport durchweg anzunehmen. Nach Abschmelzen des Gletschers ergab sich die große Hohlform, die S des Karersees bis zu 100 m in die umgebenden Bergsturzfermoränen eingesenkt ist. Der Karersee selbst wird durch eine der inneren Endmoränen aufgestaut. Die Mehrgliedrigkeit der Wälle beweist, daß die Berg- und Felssturzaktivität vom Latemar über längere Zeit andauerte.

Nach Ablagerung der Bergsturzmoränen im frühen Spätglazial muß im Talbecken von Welschnofen ein See von über 1330 m Spiegelhöhe aufgestaut gewesen sein. Dies fordern die deutlich geschichteten Deltaschotter, die W des Talbachs auf der Bergsturzmoräne abgelagert wurden (s. S. 87). Möglicherweise erfolgte der Seeaufstau durch den Etschgletscher oder eine Moränenplombe in der Engtalstrecke unterhalb Welschnofen.

Wie der Karersee werden auch die beiden Weißenfelder Seen (78.01; s. Abb. 61) jeweils von sehr grobblockigen zusammengesetzten Bergsturzmoränen aufgestaut. Die glaziale Aufschüttung der Schuttmassen wurden von GUMPRECHT (1891, S. 96) herausgestellt. BRÜCKNER (1901/09, S. 1059) bezeichnet die Wälle um die Weißenfelder Seen als Moränen des Bühlstadiums. Das Grobblockwerk des inneren Walls, der die beiden Seen voneinander trennt, deutete schon er als glazial transportierten Bergsturzschutt.

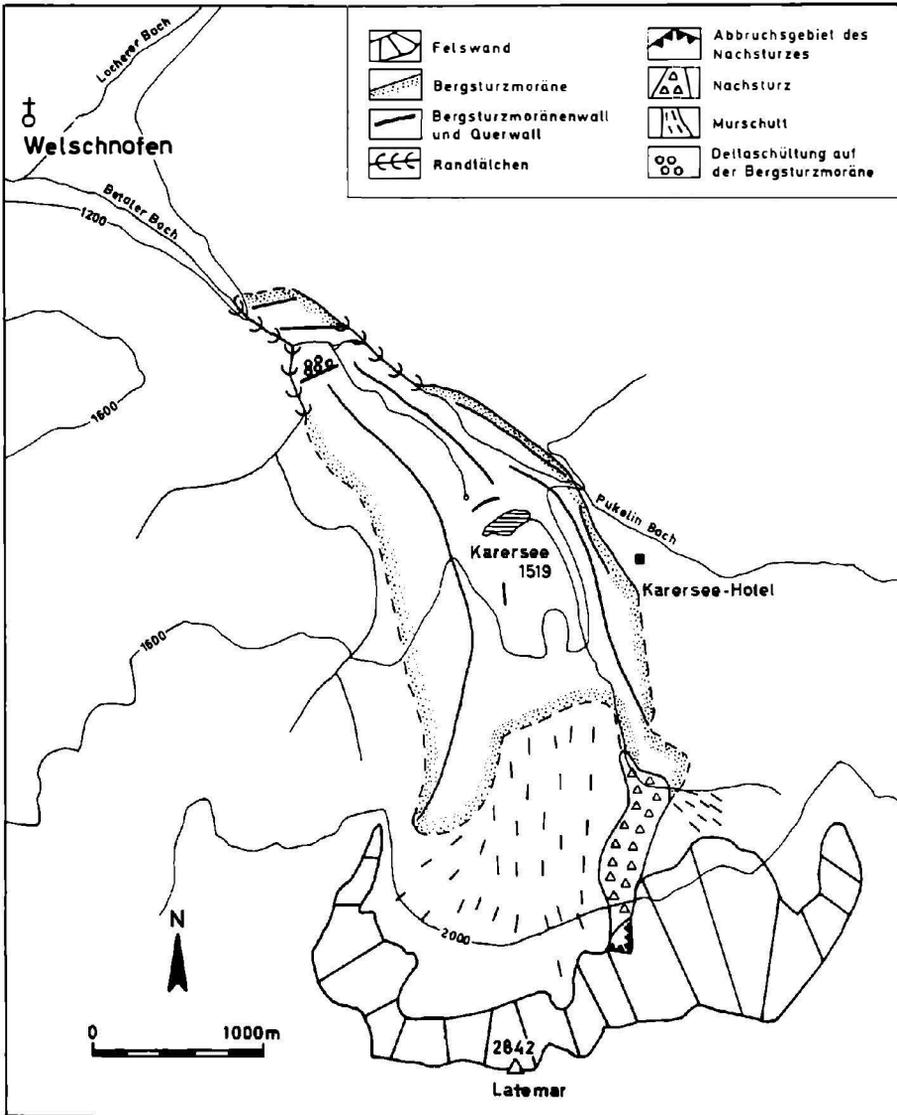


Abb. 60. Die zusammengesetzten Bergsturzmoränen beim Karersee (Dolomiten; 75.03)

Ein erster Schuttwall liegt unmittelbar am Fuße der Wände des Mangart Grats (E des M. Mangart). 3 km talaus umschließt ein zweites großes Wallsystem den oberen Weißenfels See. Über 100 m mächtig ist der unregelmäßig geformte und breite Schuttwall, der den unteren Weißenfels See gegen das Haupttal abschließt. Im Haupttal bei Weißenfels breiten sich die Trümmer hammerförmig aus, wobei der talab gegen W gerichtete Ast schlechter zu verfolgen ist als der auf etwa 1,5 km Länge talauf gerichtete. Das Trümmerrelief im Haupttal besteht - vor allem im Bereich des E gerichteten Astes - aus kleinen, unregelmäßig geformten Rücken und Kuppen. Nur am Fuß der N-Talflanke zieht ein mehrfach unterbrochenes größeres Wallsystem entlang. Die Bildung der hintereinandergestaffelten Wälle und die hammerförmige Ausbreitung im Hauptteil ist auf glazialen Weitertransport der aus den Wänden E des Mangart niedergegangenen Trümmer zurückzuführen. Die Vielzahl der Wälle und vor allem der Abstand des innersten von den übrigen kann nur durch eine länger andauernde Berg- und Felssturzperiode erklärt werden.

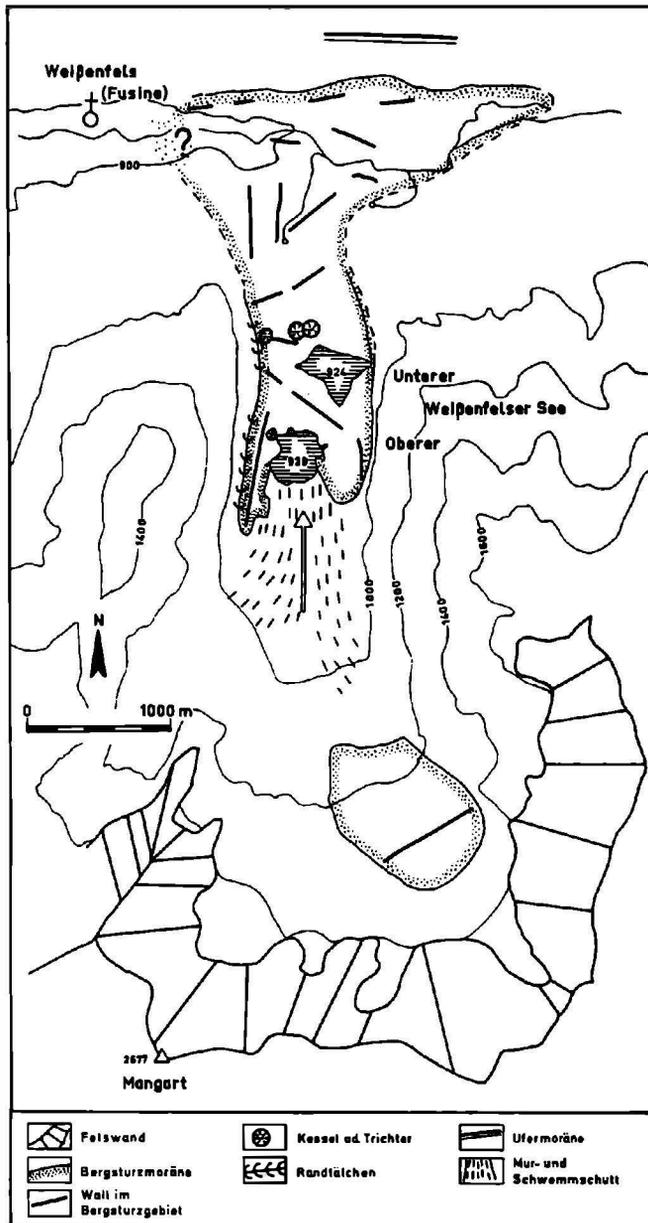


Abb. 61. Die zusammengesetzten Bergsturzmoränen bei den Weisefelser Seen (Julische Alpen; 78.01)

Älter als diese schon sehr früh nach dem Rückzug des Würmeises abgelagerten Bergsturzmoränen ist die Ufermoräne, die an der N-Flanke des Haupttales oberhalb der erwähnten Bergsturzmoränenwälle dahinzieht und die im Gegensatz zu dem durchweg kantigen Bergsturzmoränenschutt aus gerundeter Fernmoräne besteht.

Durch die Ablagerung der Bergsturzmoräne im Haupttal konnte sich dort talauf ein ausgedehnter Stauboden bilden. Auf diesem Stauboden liegt nahe der jugoslawisch-italienischen Staatsgrenze die Talwasserscheide zwischen dem Einzugsbereich der Gailitz und dem der Save. Auch gegen E, d. h. saveabwärts, wird dieser Aufschüttungsboden durch eine Bergsturzmoräne (Rateče 78.02) aufgestaut, deren Trümmer ebenfalls aus einem südlichen Seitental, dem Tal von Planica, hertransportiert wurden und sich auch dort hammerförmig im Haupttal ausbreiteten (s. S. 109).

Bei den hintereinandergestaffelten, parabelförmig talabwärts ausgebuchteten Wallsystemen der Trümmermassen von der Cima di Saoseo (35.04) ist schwer zu entscheiden, ob es sich um Bergsturzmoränen oder um ineinandergeschachtelte Randwallsysteme (s. S. 69 ) handelt. Im ersteren Falle lassen sich mindestens vier Bergsturz- und -ufermoränenwallsysteme unterscheiden. Von unten nach oben sind dies: 1. Terzana, 2. Salina, 3. Rüggiol mit der Ausbuchtung bei Campo (dieses System ist nochmals in sich gegliedert) und 4. Lago di Saoseo (besonders schönes Beispiel eines Zungenbeckensees).

Weitere Berg- oder Felssturzmoränen liegen am E-Fuß des C. di Gana Bianca-N-Grats (Val Malvaglia/Tessin; ZELLER 1964, S. 43), bei Croveo (65.03; CASTIGLIONI 1958, S. 33), am N-Fuß des Peitlerkofels (Dolomiten; KLEBELSBERG 1927, S. 293) sowie evtl. auch bei Prags (75.14; KLEBELSBERG 1927, S. 307 und CASTIGLIONI 1964, Karte), Crepedel (S Cortina d'Ampezzo; KLEBELSBERG 1927, S. 331) und Magozd (78.06; BRÜCKNER 1901/09). Bei den Bergsturzmassen auf dem Monte Spinale (73.04) sowie im Bereich der Pian del Maroccz und der Marochi (Brenta-gruppe) soll es sich nach TREVISAN (1936, S. 129 und 133) ebenfalls um frane morenizzate handeln.

#### 12.4.1.2. Die Bergsturzmoränendecken

Im Gegensatz zu den eher linienhaft angeordneten und mächtigen Bergsturzmoränenwällen, die in starkem Maße reliefbildend hervortreten, bedecken die nur wenige Meter mächtigen Bergsturzmoränendecken weite Areale. Dabei überkleiden sie nur das vorhandene Relief, ohne - abgesehen von ihrem grobblockigen Kleinrelief - einen eigenständigen Formenschatz zu entwickeln.

Besonders eindrucksvoll ist die vor allem aus Urgonkalken bestehende Bergsturzmoränendecke der Plaine des Rocailles (17.05; s. Abb. 62 und Bild 32), die sich im weiten Becken von Bonneville im Dreieck zwischen La Roche sur Foron, Reignier und Nangy ausbreitet. Diese von DELEBEQUE (1909), KILIAN und RÉVIL (1916/17) und MÉJEAN (1928) beschriebene Bergsturzmoräne besteht aus zwei verschiedenen Teilen. N von La Roche sur Foron ist sie als Bergsturzmoränendecke ausgeprägt, während sie sich weiter talauf SE von La Roche sur Foron nur noch als sehr schmale und außerordentlich geringmächtige Bergsturzufermoräne zu erkennen gibt. Die Bergsturzufermoräne beginnt knapp 1 km E des Ausganges der Borneschlucht in das Becken von Bonneville auf etwa 640 m Höhe (vgl. MÉJEAN 1928, S. 20). Die isolierten Blöcke krönen dort eine knapp 200 m über dem Talboden von Bonneville dahinziehende orographisch linke Ufermoräne des Arvegletschers. Diese findet E der Borneschlucht, N St. Laurent und St. Sixt ihre Fortsetzung. Auch hier liegen die Urgonkalkblöcke nur in geringer Mächtigkeit und isoliert auf den höchsten Partien des Walls<sup>56</sup>, während unmittelbar darunter gut gerundetes, z. T. kristallines Moränenmaterial zum Vorschein kommt (vgl. KILIAN 1916, S. 476). In einem Aufschluß NW Les Moulins bei St. Sixt wird die gut bearbeitete Moräne von maximal 1 m mächtigem, kantigem Urgonkalkschutt überlagert. Bei La Roche sur Foron biegt die ursprünglich W-gerichtete Bergsturzmoräne entsprechend dem Rand des Arvegletschers in NW und schließlich in N-Richtung um. Sie wird von nun ab immer breiter, ihre Mächtigkeit bleibt jedoch gering. Ihre größte Breite von etwa 2 km erreicht sie E Magny. Die Grobblockdecken liegen im allgemeinen inselhaft auf dem welligen Moränengelände auf. Ihr Areal ist daher im Gegensatz zu den nachträglich nicht umgestalteten Bergstürzen nicht geschlossen, sondern zerlappt oder in einzelne Inseln aufgelöst. Dies gilt vor allem für den sehr unregelmäßigen Innenrand der Bergsturzmoräne. Dagegen ist der Außenrand bei den alten Schmelzwasserrinnen S Magny - evtl. durch nachträgliche fluviatile Erosion - schärfer ausgeprägt. Wie stark sich die Bergsturzmoränendecke dem vorgegebenen Relief anpaßt, zeigt sich vor allem bei den tallängsgerichteten Rücken W Porte d'en Haut, die von Blockwerk überkleidet werden. Von hier ab biegt die Bergsturzmoränendecke nach NE ab und überquert die Arve in breiter Front, wobei

---

<sup>56</sup> Einige der Blöcke liegen jedoch am Fuße des steilen N-Abfalls der Moräne, da sie nach dem Abschmelzen des Eises verstrützt sind.

sie sich auch hier eng an das vorgegebene Relief des Arveeinschnitts hält<sup>57</sup>. Der unregelmäßige Verlauf des Flusses unterhalb der Brücke am Tour de Bellecombe wird durch das wirr gelagerte Blockwerk bedingt. Am Château de Pierre rechts der Arve (S Nangy) finden sich die letzten Ausläufer der Bergsturzmoränendecke. Diese liegen 15 km vom oberen Ausgangspunkt der Bergsturzmoräne entfernt, sofern die Biegung über la Roche sur Foron-Cornier mitgemessen wird. Schließt man die zwischen den Blockinseln gelegenen blockfreien Flächen mit ein, so ergibt sich eine Gesamtfläche der Plaine des Rocailles von etwa 13 km<sup>2</sup>. Da das Volumen jedoch weit unter 0,05 km<sup>3</sup> bleibt und evtl. nicht einmal 0,02 km<sup>3</sup> überschreitet, gehören die Trümmer keinesfalls zu einem der größeren Bergstürze. Die große Fläche ergab sich ausschließlich durch die glaziale Ausbreitung.

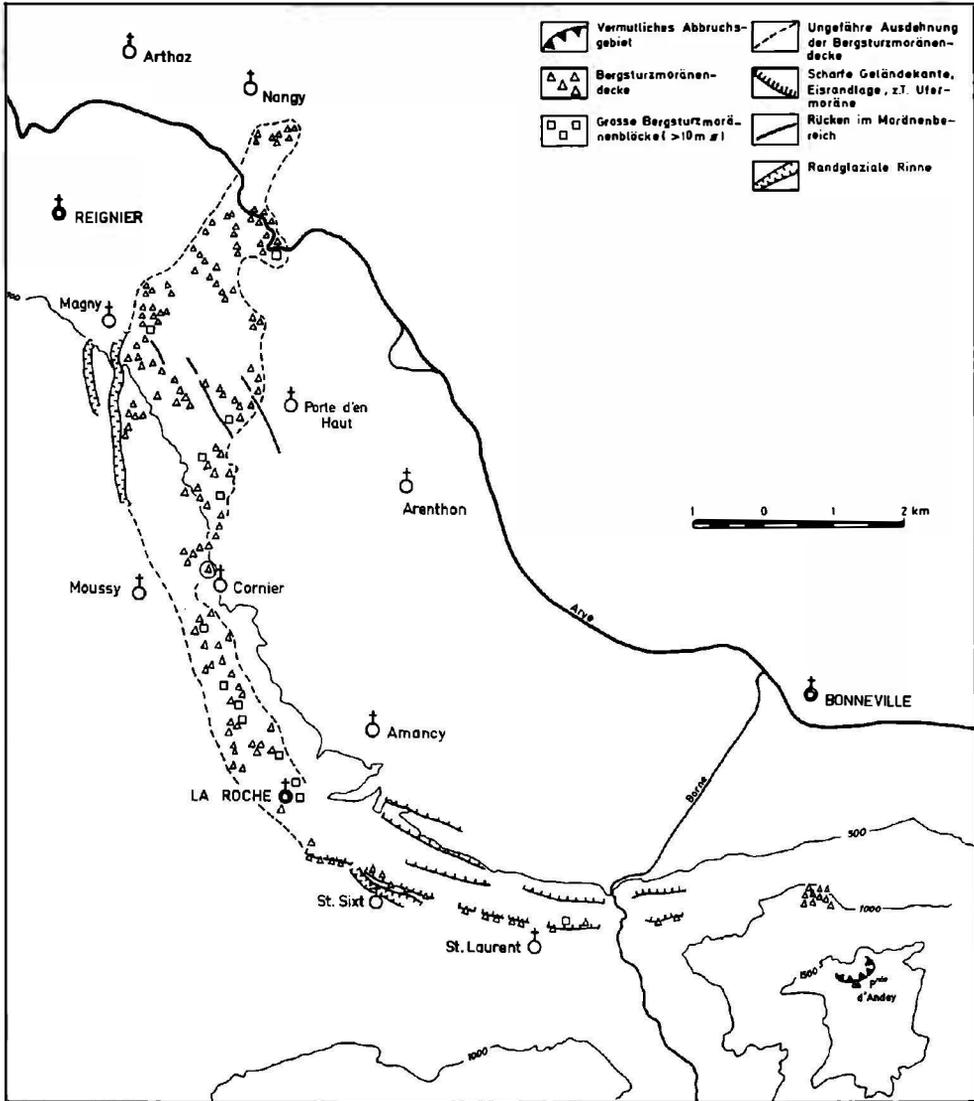


Abb. 62. Die Bergsturzmoränendecke der Plaine des Rocailles (im Becken von Bonneville SE Genf; 17.05)

<sup>57</sup> Die Bergsturzmoränenblöcke liegen heute im Niveau des Arvebetts. Es erhebt sich damit die Frage, ob die Arveschlucht schon zur Zeit dieses Gletscherstands in der heutigen Form bestand oder ob die Blöcke bei der allmählichen fluviatilen Erosion tiefer projiziert wurden.

Über die Herkunft der Trümmer und die Datierung des Gletscherstandes gibt es unterschiedliche Ansichten. BRÜCKNER (1901/09, S. 572f) ordnet die Moränen dem Bühlstadium zu, ohne die Herkunft der Blöcke zu klären. Wegen des fast ausschließlichen Vorkommens von Urgonkalkblöcken und deren teilweise beachtlicher Größe vertritt DELEBECQUE (1909) als erster die Bergsturzmoränenatur der Blöcke. Da nach seiner Meinung die Bergsturzmoränen am Ausgang der Borneschlucht, in der Urgonkalke anstehen, beginnen, nimmt er an, daß die Urgonkalkblöcke auf den Rücken des Bornegletschers niedergingen und zum Arvegletscher weitertransportiert wurden. KILIAN (1916, S. 476f sowie KILIAN und RÉVIL 1916/17) schließt sich DELEBECQUE an, stuft die Bergsturzmoränen jedoch nicht mehr wie BRÜCKNER in das Bühlstadium ein, sondern in ein älteres, neowürmzeitliches Stadium.

MÉJEAN (1928, S. 19f) vertritt im Gegensatz zu DELEBECQUE eine Herkunft der Trümmer aus dem Arvetal, denn die Bergsturzmoränen beginnen nicht erst am Borneschluchtausgang, sondern schon knapp oberhalb. Auch der ungestörte Verlauf der Ufermoräne östlich St. Laurent schließt die Einmündung eines Bornegletschers zur Zeit ihrer Ablagerung aus. Außerdem wären bei einer Lieferung aus der Borneschlucht die Vorkommen der Bergsturzmoräne in der Mitte und auf der orographisch rechten Seite des Beckens von Bonneville (am Tour de Bellecombe S Nangy) nicht zu erklären. Die Abbruchsnische sieht MÉJEAN in der N-Flanke der aus Urgonkalken aufgebauten Pointe d'Andey. Die Sturzmasse wäre demnach S von Bonneville auf den Arvegletscher niedergegangen. GERMAIN (1967/68) schloß sich dieser Deutung an. Für die These MÉJEANS spricht, daß auf dem Plateau d'Andey N der Pointe d'Andey noch weit oberhalb der damaligen Oberfläche des Arvegletschers tatsächlich Sturzschuttmassen abgelagert wurden. Möglicherweise handelt es sich hier um die nischennächsten Partien der Bergsturzablagerungen, deren überwiegende Masse sich auf der Oberfläche des Arvegletschers ausbreitete. MÉJEAN (1928, S. 20) erwähnt, daß auch heute noch Blöcke aus dem alten Abbruchgebiet niedergehen.

Der Bergsturz von der Pointe d'Andey ging demnach auf die damals auf über 650 m gelegene Gletscheroberfläche des Arvegletschers nieder. Wegen des großen Höhenunterschieds zur Gletscheroberfläche von bis zu 1300 m und dem anfangs steil geneigten Fahrbahnuntergrund konnte er sich auf der hindernisfreien Gletscheroberfläche weit ausbreiten, wie dies auch beim Shermanbergsturz (s. S. 82 ) der Fall war. Da die Bergsturzmoränenblöcke bei Nangy fast am Gegenhang liegen, muß der Bergsturz die Talgegenseite bei Bonneville erreicht haben oder fast erreicht haben (vgl. MÉJEAN 1928, S. 20f). Das Eis bewegte sich talab, wobei es sich im breiten Becken unterhalb der Engstelle bei Bonneville von einem Querschnitt von 3,5 km auf einen solchen von 6 km (auf der Höhe von La Roche sur Foron) ausbreiten konnte. Durch dieses Auseinanderströmen des Eises wurde auch die auflagernde Trümmerschicht in die Breite gezogen. Die ersten Bergsturzmoränen liegen am orographisch linken Rand des Arvegletschers, 1 km oberhalb des Borneschluchtausganges, wo sich der Talhang zum ersten Mal verflachte. Da sich die Hauptmasse auf dem Gletscherrücken weiterbewegte, wurden nur randliche Partien der Schuttdecke abgesetzt. Daher kam auf dem Rücken der Ufermoräne nur ein wenige Meter breites Bergsturzmoränenband zur Ablagerung. Die Lage der Urgonkalkblöcke auf dem Rücken der Ufermoräne beweist, daß sich der Bergsturz während eines Hochstands der damaligen Vergletscherungsphase ereignet haben muß. Im Bereich des Zungenendes N La Roche sur Foron verbreitert sich die Bergsturzmoräne allmählich zur Bergsturzmoränendecke. Die Weitflächigkeit der Ablagerung fordert, daß das Trümmermaterial nicht vor einem stationären Zungenende abgelagert wurde, denn sonst wäre es zu einem Bergsturzmoränenwall aufgehäuft worden; vielmehr muß die Schuttdecke beim allmählichen Niederschmelzen des Eises am Gletscherende flächenhaft abgesetzt worden sein. Möglicherweise erlaubte es der Ablationsschutz der Trümmerdecke dem Arvegletscher zunächst, etwas weiter vorzustoßen, wie dies auch beim felssturzbedeckten Brenvagletscher der Fall war (s. S. 96f). Am Zungenrand und -ende wurde der auflagernde Schutt beim Abschmelzvorgang in seiner flächenhaften Verteilung allmählich tiefer projiziert. Schließlich wurde er an scharfer Grenze auf der Grundmoräne abgesetzt. In dem

durchweg kantigen Kalkblockwerk findet sich nur sehr selten ein kristallines Geschiebe. Dagegen ist das unterlagernde Moränenmaterial gut gerundet und reich an kristallinen Geschieben.

Ähnlich wie bei der Plaine des Rocailles ist auch das kleinkuppige Relief der Collines de Noville-Chessel (21.01) im Rhônetal S des Genfer Sees von einer sehr dünnen Decke kantigen Kalkschutts lokaler Herkunft überzogen. Der Kern dieser sehr flachen Auftragungen besteht aus Sanden und gerundetem Material, die nach BÜRRI (1961, S. 40) fluvioglazialer Entstehung sind<sup>58</sup>. Die stark zerlappte Kalkschuttdecke liegt wie die Schuttdecke bei der Plaine des Rocailles nur inselhaft darauf und überkleidet die vorgegebenen Geländeformen, ohne eigenständig reliefbildend zu sein. BRÜCKNER (1901/09, S. 571f) und MONTANDON (1924, S. 56 und 1937, S. 50ff) führen die Kalkschuttdecke auf einen Bergsturz vom Grammont zurück. Dagegen spricht jedoch ihre sehr geringe Mächtigkeit und das Fehlen eines eigenständigen Formenschatzes. GAGNEBIN (1938, S. 32), BERSIER (1953, S. 492) und BÜRRI (1961, S. 40ff) deuten den kantigen Lokalschutt als Moräne eines Lokalgletschers vom Gebiet des Grammont, der den Rhônetalboden erreicht haben soll. Es ist jedoch unwahrscheinlich, daß nach Rückzug des Rhönegletschers ein Lokalgletscher mit einer mittleren Umrahmungshöhe des Einzugsgebiets von etwa 2000 m den auf 375 m gelegenen Rhônetalboden erreicht hat. Daher ist zu prüfen, ob es sich auch hier um eine Bergsturzmoränendecke handelt, deren Trümmer von der orographisch linken Talseite auf den Rhönegletscher niedergingen, als dessen Zungenende im Bereich S des Genfer Sees lag<sup>59</sup>. Die Ablagerung der Bergsturzmoränendecke hätte sich dann ähnlich wie bei der Plaine des Rocailles (s. S. 104ff) vollzogen. Heute ist das Ablagerungsgebiet nur noch auf den flachen Erhebungen von Noville-Chessel zu finden, während es sonst unter den Rhönealluvionen verborgen liegt.

Gut als Bergsturzmoränendecke zu erkennen sind die Kalkblockmassen, die den Seestutz N des Daubensees (21.07; s. Abb. 63) überkleiden<sup>60</sup>. Sie sind aus der Nische an der W-Flanke des Großen Rinderhorns abgestürzt.

Das stark zerlappte Areal der nur 2-5 m mächtigen Blockdecke schmiegt sich eng an das Kleinrelief der Rundhöckerflur des Seestutzes an. Teilweise setzt das Trümmermaterial aus, so daß der Felsuntergrund hervorschaut. Dies gilt nicht nur für die Steilflanken der Rundhöcker, sondern auch für größere Partien inmitten der Blockdecke. Eine solch geringe Mächtigkeit des Bergsturzkörpers über eine so große Fläche, eine solch starke Zerlappung des Bergsturzareals und eine derart enge Anpassung an das Auf und Ab der vorgegebenen Geländeformen ist nur bei Absetzung des Bergsturzmaterials durch einen Gletscher möglich. Ein nicht auf bewegtes Eis niedergegangener Bergsturz wäre eigenständig formbildend gewesen. Außerdem hätte sich besonders viel Bergsturzmaterial am gegen die Abbruchsnische geneigten Steilabfall des Seestutzes gestaut. Dort liegen jedoch keine Trümmer. Ein weiterer Hinweis auf einen Niedergang auf Eis ist die Lage der Hauptmasse, die sich nicht direkt am Fuße der Abbruchsnische befindet, sondern 1/2 km nach N versetzt. E des Daubensees zieht auf über 2300 m die deutlich erkennbare Ufermoräne eines spätglazialen Lämmerngletschers dahin (vgl. Karte von LUGEON 1910 b). Das dazugehörige Gletscherende muß - nach den Neigungsverhältnissen des Moränenrückens - unterhalb des Seestutzes gelegen haben. Da die Bergsturzmoränendecke sich innerhalb dieses Gletscherstandes befindet, kann der Bergsturz erst niedergegangen sein, als das Eis sich schon wieder etwas zurückgezogen hatte. Ein Teil des Bergsturzes staute sich auf dem vom Eis zurückgelassenen Ufermoränenwall, die über-

---

58 VENETZ (1861, S. 20) sah in den Hügeln die Moränen eines Rhönegletscherstandes.

59 MONTANDON (1937, S. 50) erwog die Möglichkeit eines Niedergang des Bergsturzes vom Grammont auf Eis des Rhönegletschers, verwarf aber diesen Erklärungsversuch, da die Trümmer auf dem Gletscherrücken weitertransportiert worden wären. Bei einem Bergsturz Niedergang nahe dem Zungenende braucht jedoch kein weiter Transport angenommen zu werden.

60 Der Bergsturz wurde von LUGEON (1910 b) kartiert und von H. FURRER 1962, S. 48 erwähnt. SALATHE (1961, S. 188) deutet die Schuttmassen als Moräne.

wiegende Masse bildete jedoch auf der Gletscherzunge eine flache Schuttdecke, die bis zur gegenüberliegenden Talseite reichte. Nach einem Transport von 0,5 km wurde die Bergsturmoränendecke abgesetzt.

Die Blockdecke und Blockstreu, die im Bereich des Pas de Cheville (21.05) das klein-hügelige Relief der Bas Crôts und Haut Crôts teils bildet, größtenteils aber nur überkleidet, ist ebenfalls nur als Bergsturmoränendecke zu erklären. Die Abstürze erfolgten von den Südwänden der Tête Ronde.

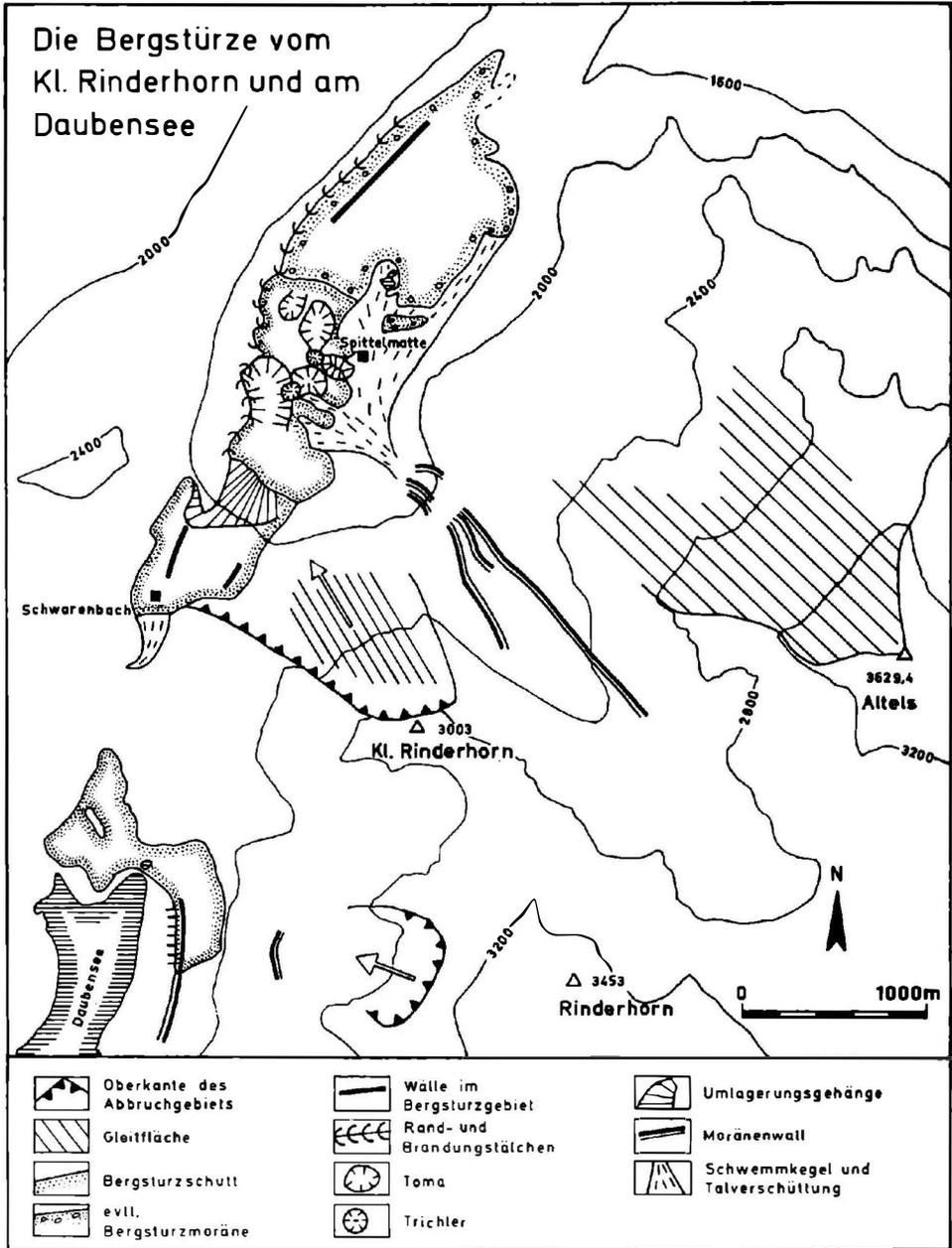


Abb. 63. Die Bergstürze vom Kleinen Rinderhorn (Berner Oberland; 21.08) und am Daubensee (21.07)

Eine Bergsturzmoränendecke oder ein Bergsturzmoränenwall großen Ausmaßes bedeckt schließlich auch den N-Teil des Flimser Bergsturzes (24.11; s. Abb. 53 und 72). Während der überwiegende Teil des Flimser Trümmerkörpers von Moränenlagern der überfahrenden Gletscher (Vorderrheingletscher, Segnesgletscher und Bargisgletscher; vgl. GSELL 1917/18 und OBERHOLZER 1933) überlagert wird, fehlt zugeredetes Moränenmaterial im Bereich S und SE Flims völlig. Die Lokalmoränen bei Conn, die nur vom Segnesgletscher abgelagert worden sein können, fordern jedoch einen Vorstoß des Segnesgletschers, der den ganzen Bereich zwischen Cauma- und Crestasee erfüllte. Statt Lokalmoräne liegt aber S und SE Flims nur kantiger Schutt und Blockwerk riesigen Ausmaßes. Schon GSELL (1917/18, S. 143ff) nahm an, daß es sich hier um durch Felsstürze genährte Obermoräne der Lokalgletscher handelt, die die auch hier vorhandene Lokalmoräne überlagern. Die Bergsturzmoränen gehören zu dem auf dem Rücken des Segnesgletschers abgelagerten Teil eines Nachsturzes (24.13) des großen Flimser Bergsturzes.

Dieser Nachsturz löste sich von der SW-Flanke des Flimsersteins, überquerte den Segnesgletscher und schüttete möglicherweise auch die oberhalb der W-Flanke der Hauptsturzniche bei der Alp Nagens beginnenden Längs- und Randwälle auf (s. S. 72 sowie Bild 20). Der auf dem Segnesgletscher verbliebene Teil kam dagegen in der Umrandung des Zungenbeckens von Flims als ausgedehnte Bergsturzmoränendecke oder Bergsturzmoränenwall zur Ablagerung (s. Bild 34).

Die Bergsturzmoränen bei Flims sind mächtiger als die übrigen hier betrachteten Bergsturzmoränendecken, weshalb der Verfasser in anderem Zusammenhang (1970 b, S. 355) von einer mächtigen Bergsturzfermoräne sprach. Wegen der weitflächigen Ausbreitung der Trümmer ist jedoch eine eindeutige Zuordnung zu den Bergsturzmoränenwällen oder -decken schlecht möglich.

Die Masiere di Vedana (75.28) werden von SACCO (1940, S. 775–782) und LACQUANITI (1947, S. 347) als Trümmer eines Bergsturzes gedeutet, der vom Monte Peron auf den Cordevolegletscher niederging und auf dessen Rücken einige Kilometer talab transportiert wurde<sup>61</sup>. Für diese Ansicht spricht die weitflächige Ausbreitung der Trümmer nach Art einer Bergsturzmoränendecke, die sehr große Streuung (1 : 9,7) und extrem geringe relative Mächtigkeit (0,004). Durch Eismitwirkung gut zu erklären wäre auch die Tatsache, daß die quer zur Schußrichtung durch das Ablagerungsgebiet verlaufende Tertiärschwelle Forcella – Ponte Mas die Ausbreitung des Bergsturzes nicht beeinflußt hat: Die Blockdecke scheint sich in mehr oder weniger gleichbleibender Mächtigkeit über die Schwelle hinwegzulegen. Sie zeigt keine durch Brandung bedingte Verdickung auf der Luvseite und keine Verdünnung auf dem Rücken und auf der Leeseite. Die Schuttmassen auf der Schwelle selbst liegen beim Steinbruch W Ponte Mas (488 m) bis zu mehr als 50 m über der Bergsturzoberfläche im N und S. Dies legt nahe, daß die Schwelle zur Zeit des Bergsturzes eisüberdeckt war. Beim allmählichen Abschmelzen des Eises wären dann die Trümmer ohne Rücksicht auf die Reliefunterschiede vor, auf und hinter der Schwelle in gleicher Mächtigkeit abgesetzt worden. Das Moränennest inmitten der tiefsten Partien des Bergsturzschutts beim Steinbruch W Ponte Mas wäre in diesem Falle beim ungleichmäßigen Abschmelzen des Eises in die Trümmermasse gelangt und nicht durch Bergsturzschurf (s. S. 59 und Bild 11).

Eine Bergsturzmoränendecke liegt auch SE Rateče (78.02) am Ausgang des Tals von Planica in das Savetal. BRÜCKNER (1901/09, S. 1059) bezeichnete die Schuttmassen als Endmoränen. Die weite flächenhafte Ausbreitung des durchweg kantigen Schutts, das kleinkuppige Relief und das Fehlen von Wallformen sprechen jedoch für die Ablagerung als Bergsturzmoräne. Das Material stammt aus den Julischen Alpen. Die Trümmer wurden auf dem Rücken des Planicagletschers talab transportiert und am Talausgang in das Savetal – entsprechend der hammerförmigen Ausbreitung der Gletscherzunge – gegen W bis Rateče und gegen E bis östlich der Savequellen – abgelagert.

Der knapp 3 km lange tallängsgerichtete Wall im Tal von Planica zwischen Tamar im S und der Skiflugschanze im N besteht wohl ebenfalls aus Bergsturzmaterial.

Nach DHEIN (1944, S. 209) und GANSS (1967, S. 146) soll auch die weit ausgebreitete Bergsturzmasse bei Marquartstein (43.01) auf Eis niedergegangen sein.

61 HOERNES (1878, S. 151–54) bezeichnete die Masiere di Vedana als Moränen.

#### 12.4.2. Das Bergsturz-Toteisrelief

Ein Toteisrelief der Bergsturstrümmer kann sich sowohl bei Niedergang eines Bergsturzes auf Toteis oder wenig bewegtes Eis als auch bei den Fels-Eis-Trümmerströmen ergeben.

##### 12.4.2.1. Das Relief der auf Toteis oder wenig bewegtes Eis niedergegangenen Trümmernmassen

Wird ein Bergsturz auf einer unbewegten oder schwach bewegten Eismasse abgelagert und schmilzt das unterlagernde Eis allmählich ab, so kommt es zur Bildung eines Bergsturz-Toteisreliefs. Dieses unterscheidet sich morphologisch von den Bergsturmoränen, die auf dem Gletscherrücken weitertransportiert wurden und bei denen sich ein vom Gletscher geprägter Formenschatz entwickelt hat. Daher soll das Bergsturz-Toteisrelief nicht zu den Bergsturmoränen gerechnet, sondern als eigene Formengruppe daneben gestellt werden.

Als Beispiele einer Bergsturz-Toteislandschaft sei zunächst der W-Teil des Dobratschbergsturzes (55.03; s. Abb. 64) angeführt. Mehrere Gründe sprechen hier für einen Niedergang der Trümmer auf Eis.

1. Während der E-Teil der Alten Schütt und die darauf lagernde Junge Schütt (s. S. 86) eine unregelmäßige, rauhhöckrige Oberfläche zeigen, wird das Bergsturzareal der westlichen Alten Schütt von einer Vielzahl kleiner Toma, d. h. regelmäßiger, kegel- oder pyramidenförmiger Bergsturz Hügel mit glattflächigen Flanken (s. S. 119 f.), bestimmt (s. Bild 35). Dazwischen sind stellenweise allseitig abgeschlossene trichter- oder kesselförmige Vertiefungen eingesenkt (s. Bild 36). Dieser morphologische Gegensatz zwischen dem E- und W-Teil des Bergsturzes läßt sich nicht auf unterschiedliche Art des Niedergangs zurückführen. Beide Teile bestehen aus demselben Gestein, fanden eine ähnlich gestaltete Fahrbahn vor und liegen heute auf dem ebenen Talboden der Gail. Es liegt daher nahe, beim W-Teil eine nachträgliche Umgestaltung des Bergsturzreliefs anzunehmen. Eine Bildung der Toma durch fluviale Zerschneidung scheidet wegen der dazwischen eingeschalteten abflußlosen Hohlformen aus. Bei Annahme eines Niedergangs auf Eis lassen sich die Trichter und Kessel als Toteislöcher und die Toma als die dazwischen stehengebliebenen Vollformen erklären. Dagegen wurde das wohl später niedergegangene Bergsturzmaterial im E im inzwischen eisfrei gewordenen Gailtal abgelagert, so daß hier das rauhhöckrige Bergsturzrelief erhalten blieb.

2. Ein weiterer Grund, der für einen Niedergang der Trümmer im W auf Eis spricht, ist das Vorkommen gerundeten Materials im Bereich der Toma. TILL (1907, S. 609 und S. 614) erwähnt vereinzelte und nestartige Vorkommen „gekritzter Rollsteine“ sowie „eine Deck- und eine Mantelschicht von Flußgeschieben“ im Bereich der oben meist abgeflachten Hügel. Bei den Toma unmittelbar östlich der Bleihütte liegen Sande und Schotter sowohl auf den Flachzonen auf den Hügeln als auch in den dazwischen eingesenkten Tiefenzonen. Ein kleiner Toma 300 m östlich Kote 564 (Blatt Arnoldstein der Österreichischen Karte 1 : 50 000) besteht überwiegend aus gut gerundeten Schottern (Aufschlußverhältnisse von 1969). TILL (1907, S. 630) erklärt die Vorkommen des gerundeten Materials in den Trümmern durch einen Niedergang des Bergsturzes in Moränen und Schottermassen hinein. Das gerundete Material ist jedoch fast ausschließlich an den Bereich der Toma gebunden. Weiter östlich ist bergsturz fremdes Material nur sehr selten in den Trümmern zu finden. Wahrscheinlich sind die Schotter und Sande am Rand abschmelzender Toteiskörper im Bereich der Toma abgelagert worden. Das unübersichtliche Akkumulationsterrassensystem (vgl. TILL 1907, S. 608), das mit Flachformen verschiedener Höhenlage zwischen die Toma eingreift, ließe sich ebenfalls am besten als Eisrandbildung erklären. Beim allmählichen Abschmelzen der Eisunterlagerung floß die Gailitz wohl zunächst durch die Tiefzone Arnoldstein - Pöckau nach E und fand erst später ihren heutigen kürzeren Lauf.

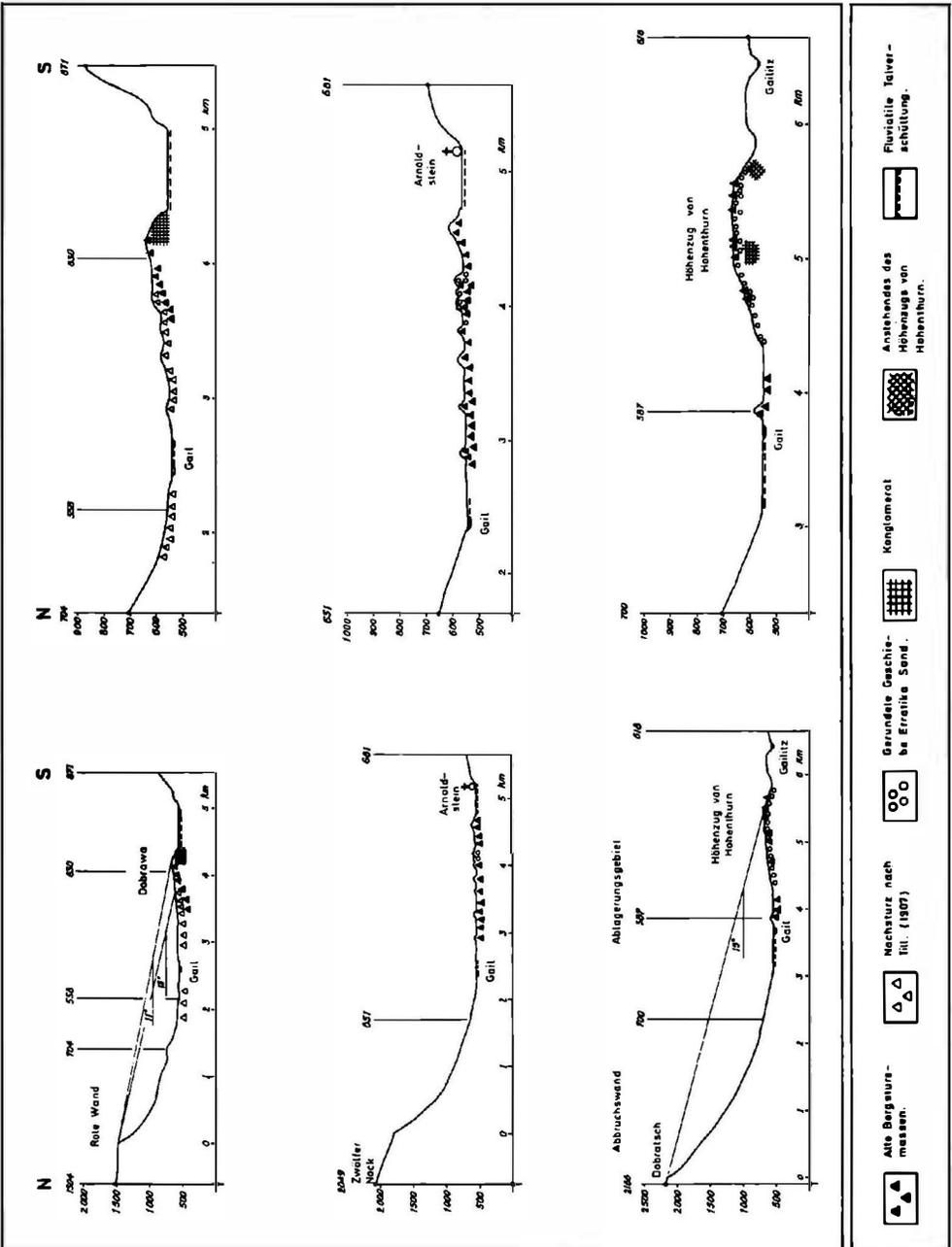


Abb. 64. Längsschnitte durch die Bergstürze am Dobratsch (bei Villach, Kärnten; 55.03-06; Profile rechts sind überhöhte Ausschnitte der Profile links)

3. Der beste Beweis dafür, daß der westliche Dobratschbergsturz im Gegensatz zum östlichen auf Eis abgelagert wurde, ergibt sich aus dem unterschiedlichen Verhalten beider Bergsturzteile beim Aufbränden am Gegenhang. Im E brandete die Alte Schütt in breiter Front am Konglomeratrücken des Dobrawazuges auf<sup>62</sup> und erreichte im Staubereich an dessen N-Fuß, vor allem S der Kote 579, besonders große Mächtigkeit. Ein ähnlicher Aufstau von Bergsturzmateriel fehlt am N-Abhang des Höhenzugs von Hohenthurn im W, obwohl auf dieser Erhebung Bergsturzmateriel vom Dobratsch aufsitzt.

Die Bergsturzmassen auf diesem aus Silurschiefern und Konglomeraten aufgebauten Höhenzug stürzten nach TILL (1907, S. 600) von der S-Wand des Zwölfer Nöck im W-Teil des Dobratsch ab.

Die Trümmerliegen auf den Flachzonen des Höhenzugs von Hohenthurn über 100m höher als die Bergsturzmassen im Talbodenbereich. Es handelt sich hier nicht wie im übrigen Bergsturzgebiet um einen in sich geschlossenen Schuttkörper, sondern um geringmächtige Bergsturzblockdecken, die inselhaft auf gut bearbeiteter Grundmoräne aufsitzen. Das Bergsturzmateriel auf dem Höhenrücken kann in dieser Form nicht vom Bergsturz selbst abgelagert worden sein, denn ein Bergsturz bewahrt seinen inneren Zusammenhang. Bei Annahme eines Bergsturzes auf wenig bewegtes Eis ist es jedoch gut vorstellbar, daß infolge von Umlagerungserscheinungen beim Tiefschmelzen nur isolierte Blockdecken abgesetzt werden. Außerdem wird dann auch das schon erwähnte Fehlen eines Staubereichs N des Höhenzugs verständlich<sup>63</sup>. Es überrascht, daß gerade am Fuß der größten und höchsten Rückwände im Bereich des westlichen Dobratschsüdabfalls die kleinste Bergsturzmasse zu finden ist, während der Schuttkörper erst weiter östlich zu größerer Mächtigkeit anschwillt. Sicher liegt ein Teil der Sturzmasse unter den Ablagerungen der talauf anschließenden Versumpfungszone verborgen (vgl. TILL 1907, S. 598). Dennoch bleibt der Mächtigkeitsunterschied zum weiter östlich gelegenen Bergsturzgebiet bestehen. Es ist durchaus möglich, daß hier schon größere Massen abgingen, als der Gailgletscher noch am S-Fuß des Dobratsch vorbeifloß und die Trümmer wegtransportierte<sup>64</sup>.

Ein weiteres Beispiel einer Bergsturz-Toteislandschaft ist der Arvenwald (s. Abb. 63) auf der südlichen Spittelmatte: Es handelt sich hier um den nördlichen Ausläufer des Bergsturzes vom Kleinen Rinderhorn, dessen Hauptmasse bei Schwarzenbach (21.08) am Gegenhang abgelagert wurde. Während diese Hauptmasse als mächtiger, geschlossener Schuttkörper zur Ruhe kam<sup>65</sup>, werden die 200 m tiefer am Fuße einer Steilstufe gelegenen Trümmer des Arvenwaldes durch eine kleinhügelige Tomalandschaft bestimmt. Neben isoliert aufragenden Kuppen und Rücken mit steilen, stellenweise glattflächigen Flanken sind trichterförmige und z. T. seeerfüllte Vertiefungen eingesenkt. Diese so unterschiedliche Ausbildung des Trümmerreliefs beim selben Bergsturz ist unter den heutigen Bedingungen schwer zu erklären. Berücksichtigt man jedoch, daß das Zungenende des Schwarzgletschers Mitte des 19. Jahrhunderts nur knapp 1 km vom Arvenwald entfernt lag, nur 200 m höher als dieser, so läßt sich leicht vorstellen, daß bei einem größeren Stand dieses Gletschers der Bergsturz auf Eis oder Toteis abgelagert wurde. Bei einer Eisbedeckung der oberen Spittelmatte lag oberhalb der südlich anschließenden Talstufe sicher kein Eis mehr, denn nirgends kommt heute weiter talauf eine Gletscherzunge ähnlich weit herab wie beim Schwarzgletscher. Daher ist es möglich, daß die Hauptmasse des Bergsturzes vom Kleinen Rinderhorn auf dem Felsuntergrund abgelagert wurde, während ihr kleinerer, tieferer N-Teil auf Eis zu liegen kam. Beim allmählichen Abschmelzen des unterlagernden Eises sackte die Sturzmasse des Arvenwaldes langsam nach. Dadurch

---

62 Dies gilt nur für den westlichen Dobrawazug (s. u.)

63 Auch im E-Teil des Dobrawazuges liegt Bergsturzmateriel auf dem Höhenrücken, während es im Bereich des Steilabfalls im N zurücktritt. Hier könnte der fehlende Staubereich ebenfalls auf ehemalige Eisunterlagerung der Schuttmasse zurückgeführt werden.

64 TILL (1907, S. 629) schließt ein mehrphasiges Bergsturzeschehen nicht aus, wenn er von der Möglichkeit interglazialer Bergstürze spricht, deren Spuren jedoch durch die nachfolgenden Ereignisse verwischt wurden.

65 Es ist nicht auszuschließen, daß der sehr frisch wirkende Trümmerhaufen bei Schwarzenbach durch nachträgliche Abstürze vom Kleinen Rinderhorn noch einmal überschüttet wurde. Nach BRÜCKNER (1895, S. 58) soll hier ein historischer Bergsturz liegen, wofür er allerdings keinen Beleg gibt.

wurde der Steilabfall zwischen der Hauptmasse und den Trümmern des Arvenwalds, der schon primär infolge einer Talstufe vorhanden war, verstärkt. Im Bereich des Arvenwalds selbst entstanden durch das unregelmäßige Abschmelzen des stagnierenden Eises die trichterförmigen Toteislöcher. Dazwischen blieben als Vollform die isolierten Erhebungen erhalten, die jedoch nur z. T. die glattflächigen Flanken und die regelmäßige Form der Toma besitzen.

Das von Bergsturstrümmern aufgestaute Seebecken des Eibsees (41.15) wird von VIDAL (1953, S. 75f) als durch ehemalige Toteisunterlagerung gebildete Hohlform gedeutet. Für einen Niedergang dieses Bergsturzes auf Eis sprechen auch die z. T. von glattflächigen Umlagerungshalden umgebenen trichterförmigen Kessel im Trümmerschutt N des Eibsees.

Nach FABIANI und TREVISAN (1939, S. 49) sowie SACCO (1940, S. 769) sollen die Lavini di Marco (74.01) auf den sich zurückziehenden Etschgletscher niedergegangen sein. Die örtliche Verzahnung der Bergsturzmassen mit Sanden, Schottern und Moränen (S der Station Mori und an mehreren Stellen zwischen Pinera und Marco) sowie die Trichter im Bergsturzelände sprechen für diese Möglichkeit. Im Frühjahr 1970 zeigte ein Aufschluß S Pinera isolierte Nester von Bergsturzsutt inmitten eines Sand- und Schotterlagers, das seinerseits wiederum von Trümmermassen (evtl. Nachsturzsutt, s. S. 85 ) überlagert wurde.

Möglicherweise kam auch der südlich anschließende Bergsturz von Varini (74.03) mit dem Eis in Berührung. Dieser Schuttkörper wird von einer über dem heutigen Talboden gelegenen Rinne ohne einheitliches Gefälle überquert, an deren E-Rand im Frühjahr 1970 über 10 m mächtige geschichtete Sande und Schotter aufgeschlossen waren. Eine alte Abtragungsoberfläche trennte die Schotter im Hangenden von den Sanden im Liegenden. Die Schichten beider Komplexe zusammen waren durch kleine vertikale Verwerfungen gegeneinander versetzt, ähnlich wie dies FUGANTI (1969, S. 13f) in einem anderen Aufschluß bei Marco beschrieb.

Beim Bergsturz am Passo San Giovanni (73.11) vertritt SACCO (1940, S. 770f) ebenfalls eine Ablagerung der Trümmer auf Eis. Diese Ansicht wird zumindest durch die vielen Toma, den großen Kessel W der Paßhöhe und die Erratika im nördlichen Trümmerbereich gestützt.

Toteisformen zeigen schließlich auch Teile der Marocche im Sarcatal (73.10), die nach SACCO (1940, S. 774) den sich zurückziehenden Sarcagletscher überschütteten (vgl. auch S. 100 ). Beim Abschmelzen des Eises habe sich das große Becken des Lago di Cavedine gebildet, das demnach – im Gegensatz zur Ansicht von TRENER (1924, S. 31f) – nicht durch einen alten Sarcaeinschnitt gebildet worden wäre. Für eine ehemalige Eisunterlagerung eines Teils der Trümmer sprechen auch hier die Toma (bei Pietramurata und Pergolese) und die Moränenlager am Fuß der Bergsturz Hügel (v. a. am Lago di Cavedine). Ein Aufschluß bei Pietramurata zeigte im Jahre 1968 eine innige Verzahnung von gerundetem Material und Bergsturzsutt.

Das Toteisrelief der hier beschriebenen Trümmerlandschaften ist sicher darauf zurückzuführen, daß das Eis unter den mächtigen, heterogenen Schuttkörpern verschieden rasch abschmolz. Dabei kam es zu einem unterschiedlich starken Nachsacken des überlagernden Sturzmaterials und zu einer Umlagerung in die immer wieder entstehenden Toteislöcher. Von diesen trichterförmigen Hohlformen blieben am Ende nur die erhalten, die beim Abschmelzen der letzten lokalen Eisreste entstanden. Von diesem Zeitpunkt ab war die Tomalandschaft in ihrer gegenwärtigen Form fixiert.

In ähnlicher Weise sinken derzeit verschiedene Trümmermassen auf langsam abschmelzenden Gletscherzungen in Alaska nieder (vgl. TUTHILL 1966, S. 88).

#### 12.4.2.2. Das Relief der Fels-Eistrümmerströme

Eine Bergsturz-Toteislandschaft entsteht nicht nur bei Eisunterlagerung der Trümmernmassen, sondern sie entwickelt sich auch bei einem Fels-Eisgemisch. Dieses kann dadurch zustandekommen, daß Eis- und Felsmassen schon vom Abbruchsgebiet her zusammen niedergingen oder daß Eis durch Schurf in die Talfahrt einbezogen wird.

Ein rezentes Beispiel für den ersten Fall ist der Lockerschuttstrom von der Becca di Luseny (64.02; vgl. STRAGIOTTI und PERETTI 1953, S. 217). Die niedergehenden Trümmer enthielten schon im Abbruchsgebiet Toteisreste. Diese „schwammen“ auf dem Rücken des Trümmerstromes zutal. Als Abschmelzformen bildeten sich hier kegelförmige Eisauftragungen mit dünner Schuttüberkleidung entsprechend den Sandhügeln auf der Oberfläche der Gletscher.

Große Eismassen gingen auch beim Gletscher-Bergsturz vom Huascarán im Jahre 1970 zutal. Nach PLAFKER u. a. (1971, S. 553) ist es nicht ausgeschlossen, daß das Eis durch Reibung (und evtl. Druck) bei der Talfahrt abschmolz und so zur raschen Fluidalbewegung beitrug. Die Eisblöcke, die den Transport überstanden, schmolzen im Trümmerkörper langsam ab und erzeugten zahlreiche trichterförmige Toteislöcher von mehreren Metern Durchmesser (CLAPPERTON und HAMILTON 1971, S. 639 und PLAFKER u. a. 1971, S. 557).

Daß Eis auch durch Schurf aufgenommen werden kann, bestätigt das eindrucksvolle Beispiel des Steinsholtshlaup (s. S. 59 ). Dieser Bergsturz ging auf den Steinsholtsgletscher nieder, auf dem er eine bis über 30 m mächtige Eisschicht abschürfte und in die Talfahrt einbezog (KJARTANSSON 1967, S. 252). Dieses Fels-Eis-Gemisch wurde nicht nur auf dem Gletscher selbst, sondern auch bis weit ins Gletschervorfeld hinaus abgelagert. Bei einer Begehung durch den Verfasser im Jahre 1973 waren an der Trümmeroberfläche im Gletschervorfeld E des vor der Zunge gelegenen Sees (Steinsholtslón) keine Eismassen mehr erkennbar. Die geringe Konsolidierung der Trümmer könnte jedoch noch auf örtliche Eisunterlagerung hinweisen. Beim allmählichen Abschmelzen des Eises ergab sich eine eindrucksvolle Bergsturz-toteislandschaft. Diese zeigt sich nicht nur in den 1-2 m tiefen Toteislöchern (s. Bild 38 ), sondern vor allem in der Tomalandschaft (W des Steinsholtslón) mit ihren regelmäßig gestalteten isolierten Schutthügeln (s. Bild 37). Diese Erhebungen entstanden dort, wo die Trümmermasse eher aus Gesteinsmaterial bestand, während sich dort, wo der Eisanteil größer war, die Tiefenzonen einsenkten. Der Verfasser nimmt an, daß Lockerschuttmassen, die oft mit steiler oder überhängender Kontaktfläche an das Eis grenzten, beim Abschmelzen des Eises verstürzten. Dadurch stellten sich die Flanken der Trümmerhügel auf den Reibungswinkel des Schutts ein. Auf diese Weise kam es zur regelmäßigen Gestalt der Erhebungen, die den Hügeln in den alpinen Tomalandschaften völlig gleichen (s. S. 119 ). Die kleinen Moränennester im Bereich des kleinhügeligen Trümmerreliefs wurden ebenfalls vom abschmelzenden Eis hinterlassen. Damit ergibt sich eine weitere Parallele zu den alpinen Tomalandschaften, die auch häufig von Moränen durchsetzt sind.

In den Alpen ragen viele Abbruchsgebiete der spätglazialen Bergstürze in einen Höhenbereich auf, der zur Zeit ihres Niedergangs noch vergletschert war. Außerdem gingen viele spätglaziale Bergstürze in damals vergletscherte Täler nieder. Es ist daher durchaus möglich, daß Eis als Fracht oder Schurf in die Talfahrt einbezogen wurde. Die alpinen Tomalandschaften, z. B. die im Kandertal (21.10), bei Siders (21.13), Flims (24.11), am Fernpaß (41.05) und im Almtal (44.01) könnten sich damit auf ähnliche Weise entwickelt haben, wie die rezente Tomalandschaft des Steinsholtshlaup. Dabei ist jedoch im Einzelfall schwer zu entscheiden, ob Eis vom Abbruchsgebiet her mitgeschleppt wurde oder ob es erst bei der Talfahrt aufgeschürft wurde.

Eine Aufschürfung von Eis nach Art des Steinsholtshlaup würde insbesondere beim Fernpaßbergsturz eine Fülle von bisher schwer lösbaren Problemen klären: Die Bergsturzscholle könnte auch hier der Abbruchs-nische unmittelbar vorgelagerte (Tot-)Eismassen des Inngletschers einschließlichs deren Moränen aufgeschürft haben. Damit ließen sich folgende Erscheinungen zwanglos deuten:

1. Die große Transportweite der Trümmer, insbesondere des S-Astes infolge einer großen Eis- und evtl. Wasserbeimengung (s. S. 82ff).
2. Die Trichter des N-Astes als Toteislöcher der im Schutt eingeschlossenen Eismassen.

3. Die Toma als die Restformen, die zwischen den abschmelzenden Toteismassen erhalten blieben (vgl. Steinholtshlaup s. S. 114 ).
4. Die mächtigen Moränenlager aus Inngletscher- und Lokalgletschermaterial, die sich innig mit dem Bergsturzschutt verzahnen (s. Bild 43), da sie zusammen mit dem Eis vom Bergsturz aufgegriffen wurden.

Beim Bergsturz von Siders (21.13) wird von NUSSBAUM (1942, S. 176f) ein Transport des Eises vom Abbruchsgebiet her angenommen. Die inmitten dieser Trümmerlandschaft liegende Tiefenzone des Lac de Géronda soll nach BUFFLE (1943, S. 95) beim Abschmelzen der in die Schuttmassen eingeschlossenen Eisreste entstanden sein. Eine Beteiligung von Eis bei der Talfahrt ist unter anderem auch bei den Bergstürzen bei Engelberg (23.02) und vom Glärnisch (24.09) möglich.

Das allmähliche Abschmelzen der in den Schuttkörper eingeschlossenen Eismassen kann lange Zeit in Anspruch nehmen. So blieben die bei den Massenbewegungen am Ararat im Jahre 1840 mitgeschleppten Eismassen viele Jahrzehnte unter der Schuttdecke erhalten (NEUMAYR 1889, S. 50).

#### 12.4.3. Das glaziale Erosionsrelief der Bergstürze

Eine ausgedehnte Moränenüberkleisterung ist das Kennzeichen der nachträglich vom Gletscher überfahrenen Bergstürze. Bei einer derartigen Eisüberfahrung ist im Lockerschutt eines Bergsturzes eine starke Umgestaltung zu erwarten.

Im Zuge des allmählichen glazialen Tiefschleifens des Trümmerkörpers geht der bergsturzmechanisch bedingte Formenschatz weitgehend verloren, und es bildet sich ein glaziales Erosionsrelief. Besonders eindrucksvoll sind derartige Abtragungsformen beim Flimser Bergsturz<sup>66</sup> (24.11; s. Abb. 72) ausgeprägt, wo sowohl der Vorderrheingletscher als auch die Lokalgletscher von der Segnesgruppe und aus dem Tal von Bargis deutliche Spuren hinterließen. Der Vorderrheingletscher hat die westlichen Ausläufer des Flimser Bergsturzes, die heute bei Kästris und Sagogn nur noch in geringer Mächtigkeit vorhanden sind, bis auf kleine Reste niedergeschliffen. Weiter westlich grub er zwischen dem Muttahügel und dem Bergsturzgegenhang eine große trogartige Hohlform in den Bergsturzkörper (s. Abb. 65), deren Boden von der Plaun bei Sagogn (um 750 m) über Foppas (800–880 m) nach Tuora (820–900 m) gegen E hin (talab) ansteigt<sup>67</sup>. Die glaziale Entstehung dieser trogartigen Hohlform wird vor allem dadurch belegt, daß sich die kristallinen Erratika im W des Flimser Bergsturzes ausschließlich an ihren Bereich halten. Wie stark

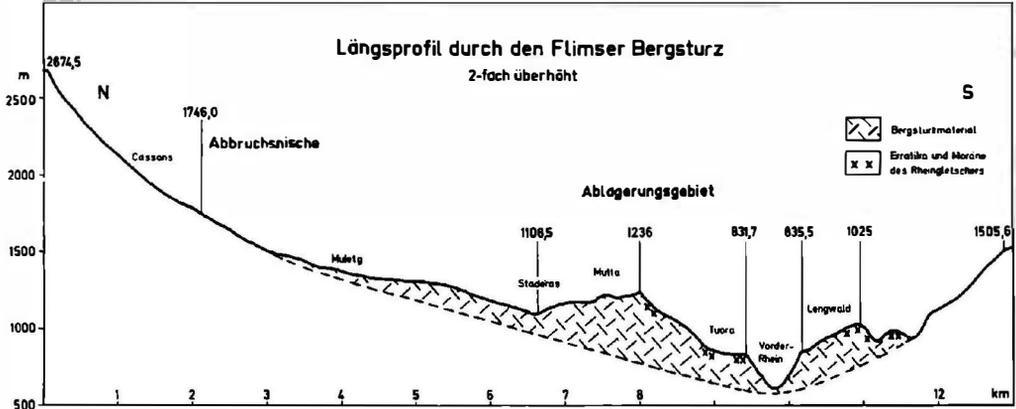


Abb. 65. Längsprofil durch den Flimser Bergsturz (24.11)

<sup>66</sup> Eine Überfahrung des Flimser Bergsturzes durch den Vorderrheingletscher ist unbestritten. Da seine höchste Aufragung im Vorderrheintal, der Muttahügel, nicht völlig von kristallinen Erratika bedeckt ist, nehmen PENCK (1901/09, S. 437f) und R. STAUB (1938, S. 68) kein hochglaziales, sondern ein spätglaziales Alter der Moränenüberlagerung und damit auch des Bergsturzes an.

<sup>67</sup> Möglicherweise hat sich der Gletscher an eine vorgegebene Tiefenzone gehalten (vgl. R. STAUB 1938, S. 67).

hier der glaziale Tiefenschurf war, zeigt der 200–400 m hohe N-Hang des „Trogens“, der S Laax und S des Muttahügels abrupt das im N etwas sanftere Bergsturzrelief unterbricht. Sicher ist nicht der volle Höhenunterschied auf die glaziale Erosion zurückzuführen. Berücksichtigt man jedoch, daß sich die nördliche Flanke des Vorderrheintals bei Sagogn vom Anstehenden geradlinig und ohne große Gefällsunterschiede in die Bergsturzmasse hinein fortsetzt und dabei über die Steilhänge bei Salums mit dem S-Abfall des Muttahügels in Verbindung steht, so läßt sich eine entscheidende Mitwirkung der glazialen Erosion an der Entstehung dieser Tiefenzone nicht leugnen.

Während der W-Teil des Flimser Bergsturzes stark vom Vorderrheingletscher niedergeschliffen und geglättet wurde, sind im Osten, der v. a. S der Vorderrheinschlucht von einer Tomalandschaft bestimmt wird, die Spuren einer glazialen Überföhrung weit weniger deutlich. Es erhebt sich hier die Frage, ob der Vorderrheingletscher hier sein Ende gefunden hat oder ob er über die Flimser Trümmerschwelle hinaus vorgestoßen ist. Da das Toteisrelief der Toma und Trichter auch bei Eisüberföhrung entstehen kann (insbesondere bei gleichzeitiger Eisunter- bzw. -zwischenlagerung im Bereich der Trümmer; s. S. 118ff) und da die kristallinen Erratika bis auf die höchsten Toma hinaufgreifen, ist eine Überföhrung des Bergsturzkörpers in seiner ganzen W-E-Erstreckung sehr wahrscheinlich. Für eine völlige Eisüberföhrung spricht auch die Tatsache, daß im W bei der Bildung des „Trogens“ eine sehr große Trümmermasse abgeschürft wurde. Hätte der Gletscher gleich nach Aussetzen des „Trogens“ noch im Bergsturzgebiet sein Ende gefunden, so hätte er dort eine außerordentlich mächtige Moräne aus umgelagertem Bergsturzmaterial hinterlassen. Eine solche ist nicht vorhanden. Eine gewisse glaziale Umlagerung des Bergsturzschutts von der Stoßseite im W in den Bereich der an die Leeseite gebundenen Tomalandschaft im E kann allerdings stattgefunden haben. Es ist durchaus möglich, daß glazial transportierter Bergsturzschutt am Aufbau der Toma beteiligt ist (s. S. 118 ).

Im Zusammenhang mit der glazialen Gestaltung der Toma des Flimser Bergsturzes ist ein Aufschluß am Hügel Erlacresta S der Vorderrheinschlucht an der Straße Carrera-Versam interessant. Ein großer stark zerrütteter Bergsturzblock ist hier von Gletscherschrammen überzogen und von Moräne überlagert. Nimmt man an, daß die Felspartie schon vor Niedergang des Bergsturzes vom Eis geschrämmt wurde, so müßte sie die Talfahrt an der Oberfläche der Gleitmasse zurückgelegt haben. Eine solch starke Zerrüttung, wie sie der Block zeigt, trat jedoch i. a. nur in den tieferen Teilen der Bergstürze auf (s. S. 56 ), so daß diese Deutung auf Schwierigkeiten trifft. Bei einer Eisüberföhrung der Trümmer nach der Talfahrt hätten sehr wohl tiefere, stark zerrüttete Partien freigelegt und geschrämmt werden können. Hier ist jedoch die Erhaltung der stark zerrütteten Scholle unter dem überföhrnden Gletscher schwer zu erklären.

Auch die Lokalgletscher von N haben den Flimser Bergsturz entscheidend mitgestaltet: Der Bargisgletscher schürfte am Fuße der Steilstufe S Bargis das Becken von Mulin aus (s. Bild 33 ; R. STAUB 1938, S. 65). Der gleichzeitig vorstoßende Segnesgletscher hat sicher die Tiefenzone N und NE des Muttahügels eingenommen und verbreitert (s. Bild 34). Dabei wurde die NE-Flanke dieser Bergsturzauftragung versteilt. Das Lokalgletschereis vereinigte sich auf der Linie Conn-Pintrun-Digg mit dem Rheingletscher, denn auf dieser Linie berührt sich die kalkalpine Lokalmoräne mit der kristallinenreichen Moräne des Vorderrheingletschers (vgl. GSELL 1917/18, S. 142ff).

Eine noch stärkere glaziale Umgestaltung als der Flimser Bergsturz erlitt der mächtige Bergsturzkörper von Engelberg (23.02; s. Abb. 66 und Bild 39), der vom Engelberger Talgletscher überquert wurde. ARBENZ (1913, S. 714f) beschreibt die Moränenbedeckung des Bergsturzes, in der vor allem die Gneisblöcke des oberen Talbereichs auffallen. Mitten durch den Bergsturz zieht auch hier eine trogartige Hohlform, die sich auf einer Länge von über 3 km und mit einer Breite von bis zu 1,5 km etwa 250 m in den Trümmerkörper eingetieft hat. ARBENZ (1913) sieht in dem „Trog“ größtenteils das Werk eines Gletschers. Dafür sprechen nicht nur die Moränen, sondern auch die beiderseitigen „Trog“hänge im Bergsturzgebiet, die die beiden talaufwärtigen Talflanken beinahe knicklos vom Anstehenden her in den Bergsturzkörper hinein fortsetzen (ARBENZ 1934, S. 771), ähnlich wie dies am N-Hang des Flimser „Trogens“ der Fall war. Der Engelberger Talgletscher stieß von SE her auf den Bergsturz und bog E Engelberg in WE-Richtung um. Dabei schliff er das in der Stoßrichtung gelegene Bergsturzmaterial auf der Engelberger Talseite bis auf wenige Reste nieder. Auf der Innenseite der Talbiegung blieb dagegen die hinter einem Felsvorsprung geschützte Bergsturzmasse der Gerschnialm erhalten. Dasselbe gilt auch für die nun folgende Talbiegung nach N, wo die mächtige Bergsturz-

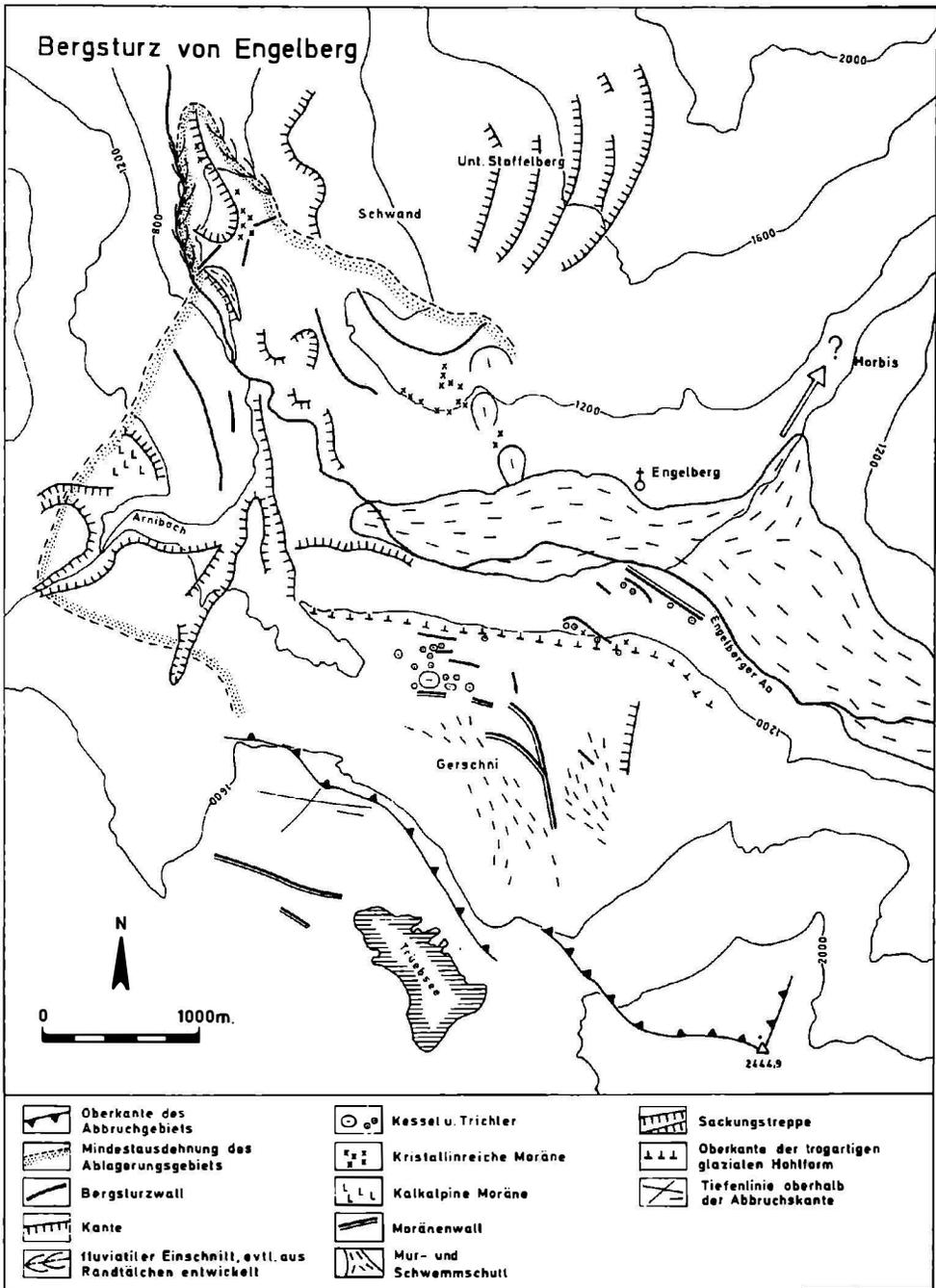


Abb. 66. Bergsturz von Engelberg (23.02)

auftragung des Bergli – diesmal im N auf der Innenseite gelegen – vor stärkerer glazialer Abtragung geschützt wurde. Der „Trog“ endet unmittelbar N der Talbiegung. Dies bedeutet jedoch keinesfalls, daß der Gletscher hier sein Ende fand. Selbst auf dem Widerwällhubel, dem nördlichsten Bergsturz­hügel, findet sich noch eine größere Zahl von Gneisgeschieben<sup>68</sup>.

Von geringerem Einfluß auf die Oberfläche des Bergsturzes von Engelberg war der Lokal­gletscher, der vom Trüebseegebiet über die Abbruchsnische zur Gerschnialp vorstieß und dort deutliche Moränenwälle zurückließ, die ARBENZ (1913, S. 714) dem Gschnitzstadium zuordnet.

Während die Bergstürze von Flims und Engelberg zwar vom Eis stark umgestaltet wurden, aber noch als eigenständige Trümmerkörper zu erkennen sind, haben die von OTT (Geol. Karte OTT und FREI 1926) als „interglaziale Bergsturzmassen und verwachsene Moräne“ kartierten Schutt­ablagerungen von Salouf (34.08) ihre Eigengestalt völlig verloren. Das kantige Trümmermaterial erreicht am E-Hang des Gelgiaeinschnitts E Salouf eine Mächtigkeit von über 100 m und wird auf der E der Schlucht anschließenden Terrasse von Vaznoz und Burvagn von Moräne (mit Juliergranit) überlagert. Möglicherweise ist auch der im Adontbachanschnitt aufgeschlossene Schuttkörper noch zu diesem Bergsturz zu zählen (vgl. geologische Karte von OTT). Gerade hier ist die Überlagerung des kantigen Schuttmaterials durch 10 bis über 20 m mächtige Grundmoräne gut erkennbar. Die Moränenüberkleisterung beweist eine Überführung der Trümmer durch den Oberhalbsteiner Gletscher. Dabei wurden die Sturzmassen so stark niedergeschliffen, daß sich das ehemalige Bergsturzgebiet dem allgemeinen Hanggefälle im W und E völlig einfügt und der Bergsturz­körper morphologisch nicht mehr hervortritt.

Bei Eisüberführung braucht es nicht überall zu den oben beschriebenen trogförmigen glazialen Erosionsformen zu kommen. Stellenweise entsteht ein völlig neuer Klein­formen­schatz. So erhalten beispielsweise die Bergsturzoberflächen bei Ems (24.20 oder 24.18/19), Rhäzüns (24.18/19) und die Trümmerzunge bei Siders (Sierre, 21.13; s. Abb. 67 sowie Bild 40) ihren besonderen Akzent durch die isoliert aufragenden kegel- oder pyramidenförmigen Toma. Diese Auftragungen bestehen oft aus widerständigeren Bergsturzschollen, die im Zuge der Eisüberführung aus einer Grundmasse leichter ausräumbaren Bergsturz­materials herauspräpariert wurden. Dies gilt beispielsweise für das große, stark zerrüttete, aber gut gefügte Felspaket des Tuma Casti bei Ems (s. Bild 41). Die Toma konnten aber auch durch glaziale Umlagerung von lockerem Bergsturzschutt gebildet werden. Dabei ergab sich eine Vermischung mit Moräne, worauf z. B. die innige Verzahnung beider im Bereich des Toma von Chalais (Bergsturz von Sierre, 21.13) hinweist. Zur regelmäßigen Gestalt der Toma und zur Bildung ihrer glattflächigen Flanken kam es durch Umlagerungs­erscheinungen am Rande des abschmelzenden Eises.

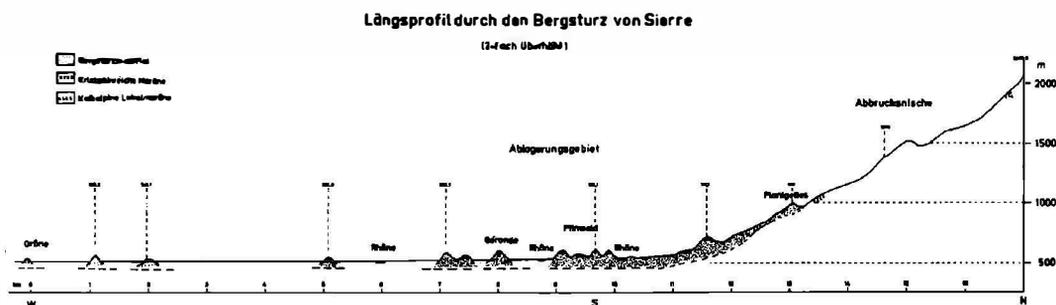


Abb. 67. Längsprofil durch den Bergsturz von Sierre (Siders; 21.13)

<sup>68</sup> Vgl. Karte von ARBENZ (1911). ARBENZ (1913, S. 714) hält eine gschnitzstadiale Überführung des Bergsturzes durch den Engelberger Talgletscher für möglich. Ältere Eisüberführungen sind jedoch keinesfalls auszuschließen.

Die Gestaltung der Toma am Rand des abschmelzenden Eises bestätigen auch die Schotterlager, die stellenweise auf diesen Erhebungen oder an deren Flanken zu finden sind: So liegt beim Bergsturz von Siders (21.13) ein Lager z. T. gut gerundeter, geschichteter Schotter eines Schmelzwasserlaufs auf dem Hügel Escala (SE Noes; Aufschluß an S-Flanke des Hügels). Auch die Terrassenreste, die die Bergsturz Hügel von Rhäzüns (24.18/19) kappen, können nur bei einer Gestaltung im Bereich einer allmählich einsinkenden Toteisoberfläche erklärt werden.

Eine Eisüberföhrung der Tomalandschaften im Pfinwald bei Siders (21.13), S der Vorderrheinschlucht beim Flimser Bergsturz (24.11, s. S. 115f) und beim Fernpaßbergsturz (41.05) ist, wegen der partiellen Moränenüberlagerung, durchaus in Betracht zu ziehen (vgl. aber S. 120 ).

### 12.5. Die Tomalandschaft

Die Bergsturzoberfläche wird häufig durch isolierte, überraschend regelmäßige Aufragungen bestimmt. Nach der Lokalbezeichnung für die Bergsturzhügel von Ems (24.18/19/20; z. B. Tuma Casti, Tuma Padrusa; s. S. 146 ) wurden derartige Aufragungen als Toma bezeichnet (vgl. u. a. BRUNNER 1962, S. 67ff). Es sei hier folgende Definition dieser Hügel gegeben:

*Toma sind isolierte, überwiegend aus Bergsturzmaterial bestehende kegel-, pyramiden- oder dachförmige Aufragungen mit mehr oder weniger glattflächigen Böschungen konstanten Gefälles.*

Bei vielen Toma ist neben dem kantigen Bergsturzschtutt auch Moräne am Aufbau beteiligt. Dies gibt schon einen ersten Hinweis auf glaziale Entstehung. Dennoch wurde die obige Definition der Toma nur nach Beschaffenheit und Form der Hügel und nicht nach deren Genese vorgenommen, denn eine Tomalandschaft kann auf sehr unterschiedliche Weise entstehen. Dies soll im folgenden gezeigt werden:

1. Es liegt nahe, die Toma als beim Bergsturniedergang entstandene Ablagerungsformen zu deuten. Unter anderem werden so die Toma des Bergsturzes von Kandersteg (21.10) erklärt (NUSSBAUM 1934). Der Verfasser konnte allerdings bei keinem der untersuchten jungen Bergstürze Toma beobachten, so daß eine primär bergsturzmechanische Entstehung bisher nicht zu belegen ist.

2. Als weitere Entstehungsmöglichkeit kommt die vertikale interne Schuttumlagerung nach Ablagerung des Bergsturzes in Frage. Beim Bergsturz von Elm (24.10) entstanden durch diesen Vorgang 1-5 m hohe Feinschuttpyramiden (s. S. 92 ; vgl. HEIM 1882 a, S. 101), die zwar definitionsgemäß als Toma bezeichnet werden können, aber in ihrer Größe weit hinter den meisten spätglazialen Toma zurückstehen. Kegelförmige Hügel ähnlicher Gestalt, Höhe und Genese beschreibt SHREVE (1966, S. 1642) beim Shermanlandslide. Ansätze zu einer Tomabildung durch vertikale Umlagerung von Bergsturzmassen konnte der Verfasser auch am E-Ende der Gleitmasse von Vaiont (76.03, s. Bild 48) feststellen. Durch den Niedergang in einen See sind hier allerdings Sonderbedingungen gegeben.

3. Eine fluviatile Zuschärfung der Toma ist örtlich durchaus festzustellen, so z. B. N Nassereith im Bereich des Fernpaßbergsturzes (41.05). Dort haben sich mehrere Schotterterrassenreste im Erosionsschatten der Hügel erhalten. Dabei stellt die Steilböschung der Terrassen die unmittelbare Fortsetzung der flächenhaften Abdachung der Toma dar, was die fluviatile Unterschneidung bestätigt. Da Toma jedoch oft von allseitig geschlossenen Hohlformen umgeben sind oder von einer Moränenhaut überzogen werden, scheidet in vielen Fällen eine fluviatile Überformung aus.

4. Besonders häufig kam es im Bereich der Bergsturz-Toteislandschaften zur Bildung von Toma. Die regelmäßigen Schutthügel sind hier die Restaufragungen zwischen den einzelnen Toteiskesseln. Zu einer solchen Tomabildung kann es sowohl bei Niedergang der Bergstürze auf (Tot-)Eis (s. S. 110ff) als auch bei den Fels-Eis-Trümmerströmen (s. S. 114f) kommen.

5. Auch bei Überföhrung der Bergstürze durch die Gletscher können infolge selektiver Glazialerosion Toma entstehen (s. S. 118 ). Dies wird durch die Moränenhäute bestätigt, die einige der Tomalandschaften überziehen.

Nicht immer ist eine eindeutige Zuordnung der Tomalandschaften zu diesen verschiedenen Entstehungsarten möglich. In einigen Fällen liegt Moräne nicht nur auf den Toma, sondern auch zwischen den Bergsturstrümmern, und es ist schwer zu entscheiden, ob die Trümmer auf Eis niedergingen, ob Eis als Fracht oder Schurf mitgeführt wurde oder ob eine Eisüberfahung erfolgte. Dies gilt v. a. für den Pfinwald beim Bergsturz von Siders (21.13; s. Bild 42), die Tomalandschaft S der Vorderrheinschlucht beim Bergsturz von Flims (24.11) und die beiden Äste des Fernpaßbergsturzes (41.05)<sup>69</sup>. Es ist durchaus vorstellbar, daß mehrere Ursachen bei der Gestaltung der Tomalandschaften zusammenwirkten. So kann ein Bergsturz zunächst auf Eis oder zusammen mit Eis (als Schurf oder Fracht) niedergegangen sein. Bevor das Toteis unter dem oder im Trümmerkörper abgeschmolzen war, kann eine Eisüberfahung erfolgt sein. Erst beim endgültigen Abschmelzen des Eises, zuerst des überlagernden, dann des im oder unter dem Trümmerwerk eingeschlossenen, wäre es dann zur Tomabildung, zur Entstehung der dazwischen eingesenkten Toteislöcher und der Wechsellagerung von Moräne und Bergsturzmateriale gekommen.

### 13. Die physisch-geographischen Folgen der Bergstürze

Von großer Wirkung über das engere Areal der Bergstürze hinaus sind einerseits die durch die Bewegung selbst verursachten Begleiterscheinungen und andererseits die erst nach der Ablagerung der Trümmer eintretenden Folgeerscheinungen.

#### 13.1. Die Begleiterscheinungen der Bergstürze

Über die Begleiterscheinungen der historischen Bergstürze hat HEIM (1932) ausführlich berichtet. Hier soll daher nur eine Art der Begleiterscheinungen zur Sprache kommen, die besonders große Wirkungen zeigt und die gerade in jüngster Vergangenheit am Beispiel der Katastrophe von Longarone gut studiert werden konnte: die Flutkatastrophen.

Ein großer Teil der nördlichen Talflanke des Mte. Toc (76.03) glitt am 9. Oktober 1963 mit breiter Front in den neu aufgestauten Vaiontspeicher (s. Bilder 44–48)<sup>70</sup>. Die dabei verdrängten Wassermassen (48 Mio. m<sup>3</sup>) stiegen zunächst am Gegenhang bis zu einer Höhe von 230 m über den damaligen Wasserspiegel des Speichersees und erreichten fast den Ort Casso. Dem Aufbränden des Wasserschwall am Gegenhang folgte ein Rückschwalm, der große Partien der Gleitscholle selbst überströmte und die Depressionszone zwischen dem westlichen Abbruchgebiet und der Hauptgleitmasse mit Wasser füllte (Lago di Massalezza). Ein Teil der Wassermassen wurde in das talauf gelegene östliche Speicherbecken gedrängt, wo die Brandungswoge ebenfalls weit über den Seespiegel anstieg. Die Spuren der Flut ließen sich überall deutlich verfolgen, da sie die Vegetationsdecke, die Bodenkrume, ja selbst einen Teil des aufliegenden Lockermaterials (Moräne und andere Aufschüttungen; vgl. SELLI und TREVISAN 1964, S. 38) beseitigte und so auf weite Flächen den anstehenden Fels freilegte. Auch die Oberfläche der Gleitscholle selbst wurde dadurch völlig verändert (MÜLLER 1964, S. 194). Der Hauptwasserschwall (25 Mio. m<sup>3</sup>) schwappte über die Staumauer (die erhalten blieb!) und schoß durch die enge Vaiontschlucht in das knapp 300 m tiefer als die Krone der Staumauer gelegene Piavetal.

---

<sup>69</sup> Eine besonders enge Verzahnung zwischen Bergsturz und Moräne zeigten beispielsweise die inzwischen beseitigten Toma NE des Weißensees im Bereich des Fernpaßbergsturzes (s. Bild 43).

<sup>70</sup> Eine ausführliche Beschreibung der Flutkatastrophe von Vaiont geben SELLI und TREVISAN (1964, S. 34–39). Die im folgenden aufgeführten Werte sind dieser Arbeit entnommen.

Am Fuße der Steilstufe vermochte die Flut aus den Piaveschottern eine Hohlform auszuspülen, die in den ersten Wochen nach der Katastrophe von einer großen Wasserlache erfüllt war (vgl. SELLI und TREVISAN 1964, S. 39). Die Flut konnte sich im Piavetal auf weiter Fläche ausbreiten und schoß dabei über 2,5 km piaveaufwärts. Trotzdem besaß sie noch die Kraft, am Gegengehänge aufzubranden und die dort gelegenen Orte Longarone, Pirago und Villanova größtenteils zu zerstören.

Eine Flutkatastrophe hat auch der im Jahre 1806 vom Roßberg niedergegangene Bergsturz von Goldau (24.01) verursacht. Der E-Flügel des Trümmerstroms schoß in den Lauerzer See und erzeugte dort eine Flutwelle, die einen Teil des Dorfes Seewen zerstörte und sich bis Brunnen am Vierwaldstätter See, 5 km unterhalb des Ausflusses des Lauerzer Sees, ausbreitete (vgl. ZAY 1807, S. 170, S. 253ff und 301-304 und MONTANDON 1933, S. 313).

Im benachbarten Vierwaldstätter See führten die Felsstürze von Seelisberg im Jahre 1769 und bei Sisikon im Jahre 1801 zu großen Flutwellen (BUCK 1920/21, S. 35ff). Eine große Flutkatastrophe ereignete sich im Tal des Cordevole, als der zweite Bergsturz vom Monte Forca in den vom ersten aufgestauten Allegehese (75.22) hineinfuhr.

Weit stärker als die Alpen ist das fjord- und seenreiche Norwegen von derartigen Katastrophen bedroht. Die Felsstürze in den Lovatn in den Jahren 1905 und 1936 lösten hier jeweils verheerende Flutwellen aus (BJERRUM und JORSTAD 1966).

Auf die vom Steinsholtshlaup (Bergsturz in S-Island) in Bewegung gesetzte Flut, die 35 km talab bis zur Einmündung des Markarfjot in das Meer zu verfolgen war, wurde in anderem Zusammenhang eingegangen (s. S. 84). Durch Felsstürze bedingte Flutwellen riesigen Ausmaßes werden aus dem Bereich der Lituya Bay (Alaska) beschrieben (MILLER 1960). Die im Jahre 1792 durch eine vulkanische Eruption ausgelösten schnellen Massenbewegungen vom Maye-Yama (Japan) führten zu einer Tsunami, die die dicht besiedelte Meeresküste auf 77 km Länge verwüstete (OMORI 1907, S. 142ff und OGAWA 1924, S. 220f).

Da die Alpen nach Rückzug des Würmeises und im Spätglazial in weit stärkerem Maße von Seen eingenommen waren als heute, muß angenommen werden, daß es bei den damals besonders häufigen Bergstürzen nicht selten zur Bildung derartiger Flutwellen kam. Es sei hier auf die Flutablagerungen am Zusammenfluß von Vorder- und Hinterrhein (24.11) und im Almtal (44.01) hingewiesen, bei denen in anderem Zusammenhang eine solche Möglichkeit diskutiert wird (s. S. 135ff).

### 13.2. Die Folgeerscheinungen der Bergstürze

Nach dem Niedergang eines Bergsturzes vollziehen sich sowohl im Abbruchgebiet als auch im Ablagerungsgebiet einschneidende Veränderungen, die oft weit über den eigentlichen Bergsturzsbereich hinausgreifen. Im Bereich des Abbruchgebiets gehören hierzu die in anderem Zusammenhang besprochenen Nachstürze und die besonders häufigen nachträglichen Sackungsbewegungen am oberen Rand der Abrißwände (s. S. 90ff).

Auch die Rutschungen N des Piz Aulta auf dem südlichen Flimserstein konnten erst nach Niedergang des Flimser Bergsturzes (24.11) bzw. nach dessen Nachstürzen (24.15) einsetzen.

Im Ablagerungsgebiet sind die Folgen der Bergstürze besonders vielfältig. Sie sollen unter verschiedenen Gesichtspunkten betrachtet werden:

#### 13.2.1. Die Bergsturzseen

Unter den Bergsturzseen lassen sich zwei Gruppen unterscheiden, die Bergsturzstauseen, die bei der Ablagerung der Bergstürze in den Tälern hinter der Schuttbarriere aufgestaut wurden, und die Bergsturzseen im engeren Sinne, die die Hohlformen inmitten des oft sehr unruhigen und kleinhügeligen Bergsturzreliefs einnehmen (vgl. HEIM 1932, S. 168-174).

Die Bergsturzstauseen gehören zu den häufigsten Folgeerscheinungen der Bergstürze. Von ihnen seien einige der größeren erwähnt: Lac Lauvitel (14.05), Lac de Montriond (18.03), Oeschinensee (21.11), Obersee (N Rautispitz; 24.03), Klöntaler See (24.07/08), Davoser See (34.06), Lago di Poschiavo (35.01), Eibsee (41.15), Almsee (44.01), Oberberger See (52.08), Lago di Antrona (65.01), Molvenosee (73.09), Pragser Wildsee (75.14), Allegehese (75.22) und Lago Morto (76.02); ferner die Stauseen bei 21.04, 21.08, 24.05, 25.02, 35.04, 35.05, 41.18, 41.19, 43.06, 45.01, 52.04, 54.01, 54.02, 64.02, 75.15, 75.17, 75.20 und 78.02.

Der Lago di Santa Croce wurde durch die Trümmernasse von Fadalto (76.01) zumindest höhergestaut. HEIM (1932, S. 171) vermutet, daß der Sarnersee zunächst durch den Kernwaldbergsturz (23.01) vom Vierwaldstätter See getrennt wurde, was allerdings durch die nachträgliche fluviale Übersättigung der Trümmer nicht mehr zu erkennen ist. Der Daubensee ist entgegen der Ansicht von HEIM (1932, S. 171) und FURRER (1967, S. 263) kein Bergsturztausee, denn er wird allein durch die Felsschwelle des Seestutzes und nicht durch die darüber abgelagerte Bergsturmoränen-decke (21.07) abgedämmt.

Bei den heute noch vorhandenen Seen handelt es sich nur um einen Teil der einstigen Bergsturztauseen. Die meisten wurden völlig zugeschüttet, und an ihrer Stelle breiten sich Stauböden aus (s. S. 128). Andere Bergsturzseen verschwanden nach der fluvialen Zerschneidung der Schuttbarriere, wie bei den Bergstürzen von Disentis (33.02), bei Borca (75.27) und am Mte. Auda (76.05; vgl. MONTANDON 1933, S. 304 und 314).

Beim Verschwinden der Bergsturzseen greifen häufig beide Vorgänge, Zuschüttung des Seebeckens und Zerschneidung der Bergsturzbarriere, ineinander. Zeugen einst höherer Seestände und der teilweisen Zuschüttung dieser Seen sind beispielsweise die Deltakegel oberhalb des Bergsturzes am Col de la Madeleine (14.10; Delta von Bessans; s. Abb. 68), im Lermooser Becken oberhalb des Ehrwalder Bergsturzes (41.12; Delta am südlichen Ortsausgang von Ehrwald, vgl. ABELE 1964, S. 44) und oberhalb des Bergsturzes „In der Wöhr“ (53.02; Pfitschertal, vgl. KLEBELSBERG 1953, S. 84). Die Stauböden, die hinter diesen Bergstürzen durchweg vorhanden sind, liegen in tieferem Niveau als die Deltas, da bei ihrer Aufschüttung der Bergsturzkörper schon stärker zerschnitten war. Beim Totalbergsturz (34.06) beweist u. a. das Delta am Ausgang des Sertigbachs die einst viel größere Ausdehnung des Davoser Sees (CADISCH 1926, S. 289 und 1929, S. 84; s. S. 127). Ein Sonderfall unter den Bergsturztauseen ist der durch die Deltas des Glenner (s. Bild 49 und 50) und Laaxer Bachs bezugte Ilanzer See, der wahrscheinlich mehrmals hinter dem Flimser Bergsturzkörper (24.11) aufgestaut wurde (ABELE 1970 b, S. 349–356).

Die Trümmerbarriere von Köfels (52.06), deren Stauboden im Längenfelder Becken heute in 1150 m liegt, mag einst einen höheren See aufgestaut haben (vgl. LICHTENECKER 1929, S. 244). Zumindest scheint darauf die W des heutigen Ausflusses der Ötztaler Ache aus dem Längenfelder Becken auf über 1200 m gelegene Kerbe im Bergsturzgebiet NW Winklen hinzuweisen. Ist diese Kerbe fluvialer Entstehung, so kann sie nur von einem Seeausfluß erzeugt worden sein, dessen Spiegel weit über dem Längenfelder Stauboden lag (vgl. KLEBELSBERG 1935, S. 492).

Ein mächtiges Delta liegt auch bei Châtillon im Aostatal oberhalb des Bergsturzes vom Monte Avi (64.03; vgl. GRASSO 1968). GRASSO (S. 121ff) nimmt an, daß das Delta in einem hinter diesem Bergsturz aufgestauten See aufgeschüttet wurde. Es ist hier allerdings fraglich, ob die schmale, aber nach GRASSO (S. 122) über 170 m hohe Schuttbarriere des Bergsturzes vom Monte Avi der Zerschneidung durch die wasserreiche Dora Baltea so großen Widerstand zu bieten vermochte, daß sich dahinter das mächtige Delta von Châtillon über 600 m in den See vorbauen konnte. Es wäre zu prüfen, ob der See nicht schon vor Niedergang des Bergsturzes durch eine Eis- oder Moränenplombe in der Talenge des Aostatals aufgestaut war<sup>71</sup>.

Während die Bergsturztauseen meist mehr oder weniger rasch aufgefüllt wurden und/oder durch Zerschneidung der Trümmerbarriere verschwanden, bleiben die inmitten des Bergsturzgeländes liegenden Bergsturzseen im engeren Sinne meist länger erhalten, da sie i. a. abseits der den Bergsturz querenden (aufschüttenden bzw. zerschneidenden) Wasserläufe liegen. Bergsturzseen im engeren Sinne bilden sich in den im unruhigen Bergsturzgebiet reichlich vorhandenen abflußlosen Hohlformen. Meist handelt es sich um kleinere seichte Wasseransammlungen oder Versumpfungszonen, wie bei folgenden Bergstürzen: Abîmes de Myans (17.01), Diablerets (21.04), Seelisdorf (21.12), Kernwald (23.01), Goldau (24.01), Parpan-Lenzerheide<sup>72</sup> (34.01), Lavini di Marco (74.01) und Masiere di Vedana (75.28). Einige der Seen liegen in bergsturzmechanisch vorgeprägten Quermulden der Trümmerzungen, wie bei den Bergstürzen im Kandertal (21.10; Blausee), am Fernpaß (41.05; Blindsee, Mittersee, Samaranger See sowie N- und S-Teil

71 Daß der Aufstau des Sees in enger Anlehnung an die Vergletscherung des Aostatals erfolgte, beweisen die von GRASSO (1968, S. 122f) erwähnten Moränenlager auf Sedimenten des Seenniveaus zwischen Châtillon und Chambave. Auch die Störungen in diesen Sedimenten und im Delta von Châtillon weisen auf glaziale Beeinflussung hin.

72 Der Haidsee wurde künstlich höher gestaut.

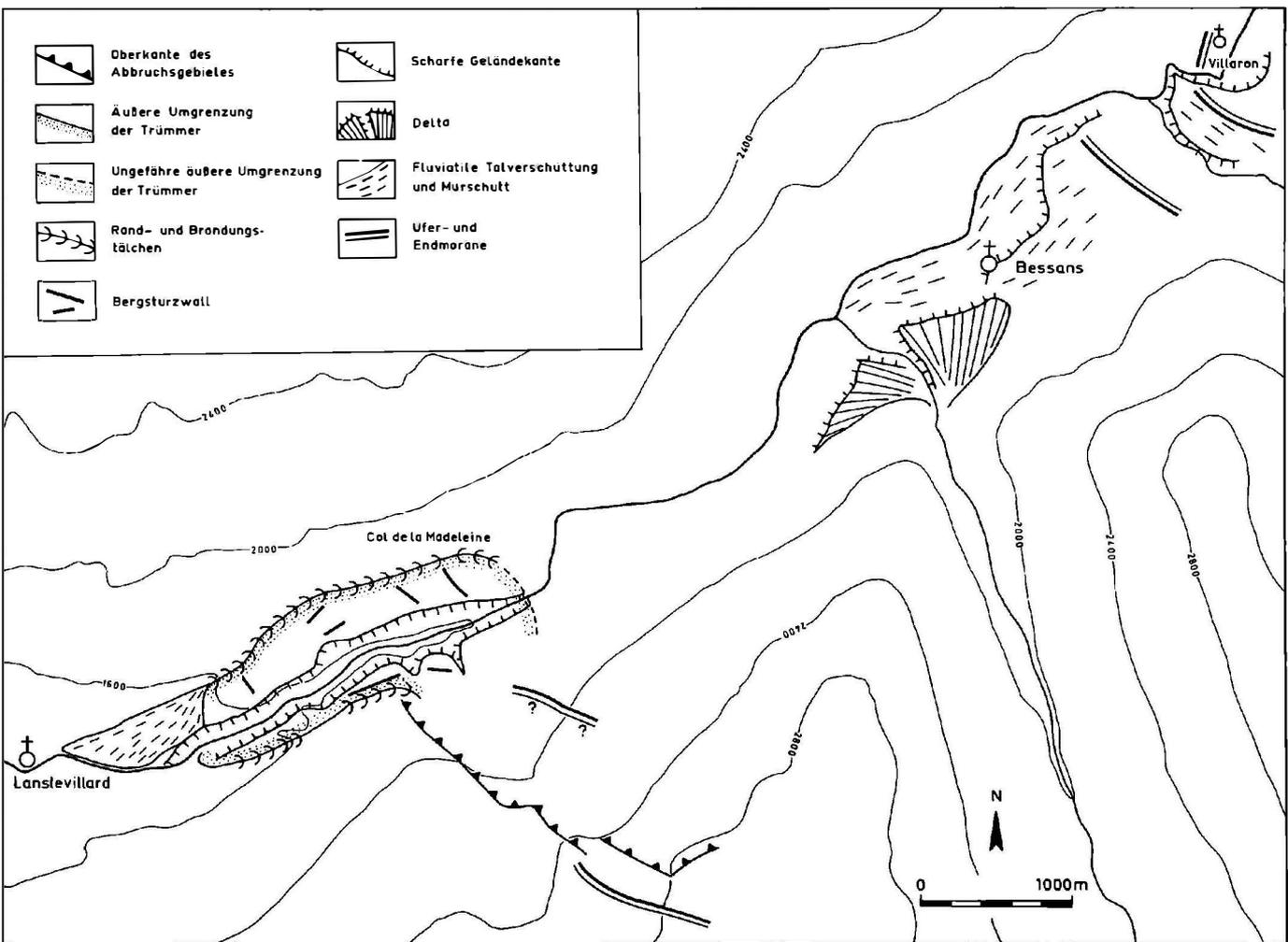


Abb. 68. Der Bergsturz am Col de la Madeleine (14.10)

des Fernsteinsees), im Almtal (44.01; Großer und Kleiner Ödsee) und im Tragöß W (45.01; Grüner See). Der Lago di Tovel (73.02) und der Lago di Massalezza (76.03) nehmen jeweils die Tiefzonen ein, wie sie sich zuweilen am Fuße von Steilstufen im Längsprofil der Fahrbahn entwickeln.

Die Randtälichen der Trümmerzungen besitzen nicht immer gleichsinniges Gefälle. Daher kommt es auch hier teilweise zu Seebildung: so z. B. beim Weißensee und beim W- und E-Teil des Fernsteinsees (Fernpaßbergsturz; 41.05) sowie beim Hartlsee (Bergsturz von Wildalpen; 45.03).

Zahlreich sind auch die Bergsturzseen im glazial geformten Bergsturzgebiet: Im Zungenbecken eines spätglazialen Gletschers, auf den der Bergsturz niederging, liegen der Oberberger See (52.08; vgl. PASCHINGER 1953, S. 315), der Karersee (75.03), der Obere Weißenfelsee (78.01) und evtl. der Lago di Saoseo (35.04). Der Eibsee nimmt nach VIDAL (1953, S. 76) die Hohlform eines einstigen Toteis- oder Gletscherrests ein, über den der Eibseebergsturz (41.15) erfolgte. Von kleinen Seen eingenommen werden außerdem die trichterförmigen Toteislöcher der Bergstürze vom Kleinen Rinderhorn (21.08; Arvenwald), am Eibsee (41.15; kleine Seen N des Eibsees) und bei Siders (21.13; Pfinwald). Allerdings wurde bei letzterem Bergsturz der Lac de Géronde im toten Winkel zwischen zwei Bergsturzhängeln erst durch die davorliegenden Rhônealluvionen auf- oder höhergestaut. Die Hohlform zwischen diesen Bergsturzhängeln ist jedoch ebenfalls im Bereich des abschmelzenden Eises entstanden (BUFFLE 1943). Beim Flimser Bergsturz (24.11) waren die Kessel des Lag Tuleritg und Caumasees zur Zeit, als der Segnesgletscher das Flimser Zungenbecken einnahm, von Toteis erfüllt (ABELE 1970, S. 355). Andernfalls würden die N davon vorbeiziehenden gegeneinander versetzten Schmelzwasserrinnen, von denen eine im Kessel des Lag Prau Pulté ihren Ausgang nimmt, in diese Tiefzonen einmünden und nicht an deren oberem Rand vorbeiziehen.

Nicht nur auf dem Rücken der in Lockerschutt aufgelösten Bergstürze, sondern auch auf den Sackungskörpern werden Seen aufgestaut. Diese Nackenseen (vgl. HEIM 1932, S. 172) bilden sich in der zwischen der abgesackten Scholle und deren Rückgehänge entstehenden Hohlform. Bei Sackungstreppen sind die Seen oft übereinander angeordnet. Von Nackenseen erfüllt sind beispielsweise die Rücktiefungen der Sackungstreppen am Rocher des Fis (17.03; Lac Gris, Lac Vert; s. Abb. 70), an der Garvera (33.01; Lac de Laus) und am Lago Palù (35.06). Evtl. handelt es sich auch bei den Wasseransammlungen auf der Massenbewegung N Satarma (31.07), am Mausarkogel (54.07) und bei Casteller (74.05) um Nackenseen.

### 13.2.2. Die Ausbrüche von Bergsturzstauseen

Der Ausfluß der Bergsturzstauseen erfolgt nicht immer allmählich, sondern manchmal auch in Form rasch verlaufender Ausbrüche, bei denen z. T. mehr zerstört wird als bei den Bergstürzen selbst. Bei den historischen Massenbewegungen der Alpen gibt MONTANDON (1933, S. 336) insgesamt 25 Stauseeausbrüche an.

Historisch belegt ist der Ausbruch des hinter der Buzza di Biasca (32.06) aufgestauten Sees im Jahre 1514, dessen Flut von Biasca ticinoabwärts große Verwüstungen anrichtete (HEIM 1932, S. 172f). Ein katastrophaler Murgang ereignete sich im Jahre 1594 bei Glarus, als der durch den Bergsturz vom Vorderglärnisch aufgestaute Damm brach (SCHINDLER 1959, S. 126). Zwei hintereinandergestaffelte Bergsturzstauseen brachen im Jahre 1882 im Val Vanoi (Dolomiten) aus: Die Flutwelle des oberhalb Caoria ausbrechenden Sees brachte hier auch den unterhalb davon gelegenen, im Jahre 1825 aufgestauten Lago Nuovo zum Auslaufen (MONTANDON 1933, S. 324).

Auf die Möglichkeit von Bergsturzstausee-Ausbrüchen im Bereich der Trümmermassen von Flims (24.11) und im Almtal (44.01) wird in anderem Zusammenhang eingegangen (s. S.135ff).

Besonders groß waren die Zerstörungen beim Überlaufdurchbruch des Lac de St. Laurent (Oisans) im Jahre 1219 (ALLIX 1929, S. 28-37) und bei den wiederholten Ausbrüchen des Passeirer Wildsees (Südtirol) zwischen dem 15. und 18. Jahrhundert (BÖHM 1886, S. 633, BLAAS 1902, S. 526 und KLEBELSBERG 1935, S. 586). Die Abdämmung erfolgte in diesen beiden Fällen allerdings nicht durch Bergsturmassen, sondern durch Murgänge bzw. kleinere Abstürze.

Unter den außeralpinen Bergsturzstauseeausbrüchen sei in diesem Zusammenhang der im Tal des Gros Ventre River (Wyoming) angeführt (ALDEN 1928), der besonders gut beobachtet wurde.

### 13.2.3. Die Wasserläufe im Bergsturzgebiet

Das Lockermaterial der Bergstürze ist stark wasserdurchlässig. Daher fehlt ein oberflächlicher Abfluß im Bergsturzareal weitgehend, oder er ist auf die moränenüberkleisterten Bergstürze beschränkt. Durchgehende Wasserläufe bilden daher im allgemeinen nur die vom umliegenden Bereich kommenden „Fremdlings“-flüsse bzw. -bäche. Als Abflußbahnen werden dabei vor allem die schon bergsturzmechanisch vorgeprägten Tiefenzonen benutzt (s. S. 67ff.). Nicht selten versickern jedoch die aus dem umliegenden Gelände kommenden Wasserläufe im Bergsturzgebiet. Dies geschieht durch unterirdischen Seeabfluß oder Bach- bzw. Flußschwinden.

Bergsturzstauseen ohne oberflächlichen Abfluß sind der Lac Lauvitel (14.05), der See oberhalb Schwarenbach (21.08), der Obersee N der Rautispitz (24.03), der Haslensee (24.05), der Voralpsee (25.02), die Vordere und die Hintere Blaue Gumpe (41.18/19), der Dorfer See (54.02), der Molvenosee (73.09), der Lac Pissodel (75.15) und der Lago Morto (76.02). Der Lac de Montriond (18.03) besitzt zwar eine Überlaufrinne, entwässert aber unter normalen Umständen nicht oberflächlich. Einen unterirdischen Abfluß durch den Bergsturzkörper besitzt außerdem der Oeschinensee (21.11), der jedoch einst - zumindest zeitweise - oberflächlich entwässerte (NIKLAUS 1967, S. 82).

Zur Bachversickerung ohne vorherige Seebildung kommt es bei folgenden Bergstürzen: Diablerets (21.04; nur N-Teil), Arvenwald bei Schwarenbach (21.08; nur im Bereich der Spittelmatte), Eibsee (41.15; nur unterer Teil) und Santa Anna (73.08). Bei den Bergstürzen am Iffigensee (21.06), bei der Melköde (41.02), im Tragöß W und E (45.01/02) und bei Rateče (78.02) versickert das Wasser schon im Bereich der oberhalb der Trümmerbarriere gebildeten Stauböden. Die 2 bis 5 m tiefen Erdfälle der südlichen Prada von Mulin (24.11; s. S. 94; OBERHOLZER 1933, S. 603) auf dem Rücken des Flimser Bergsturzes entstanden evtl. ebenfalls als Versickerungstrichter. Dasselbe gilt für die kleinen trichterförmigen Hohlformen, die OBERHOLZER (1900, S. 198) auf dem Boden des Haslensees (24.05) beschrieb. Die im Kristallin angelegten Trichter an der Nahtstelle zwischen dem Längenfelder Talboden und dem S-Rand der Köfeler Trümmermasse (52.06; bei Winklen; KLEBELSBERG 1935, S. 492) sind gleicher Entstehung.

Ein weiteres hydrographisches Kennzeichen der Bergstürze sind deren Schuttquellen. Besonders ergiebig sind diese bei folgenden Bergstürzen: Lac de Montriond (18.03), Oeschinensee (21.11), Voralpsee (25.02), Vordere Blaue Gumpe (41.19) und Lac Pissodel (75.15). Schuttquellen liegen u. a. auch bei den Bergstürzen 14.09, 21.04, 34.11, 41.02, 43.03 und 65.01.

Liegt ein Bergsturz auf einer Talstufe, so läßt sich aus der Höhenlage des Schuttquellenhorizonts auf die Mindesthöhe der Stufe bzw. Schwelle schließen. Dies gilt für die Bergstürze am Lac Lauvitel (14.05; s. Abb. 69) und am Haslensee (24.05), wo jeweils mehrere sehr starke Schuttquellen nebeneinander liegen und damit einen deutlichen Quellhorizont bilden. An eine Talstufe gebunden ist evtl. auch die starke Schuttquelle der Oberen Reinsalpe des Bergsturzes im Obernbergtal (52.08). Häufig liegen die Schuttquellen dort, wo das Bergsturzmaterial ausdünnert, z. B. beim Eibseebergsturz (41.15), am Hintersee (43.06; Schuttquellen im Zauberwald), am Dorfersee (54.02), im Tragöß W und E (45.01/02), oder wo die Trümmer auf die umliegende Talbodenverschüttung stoßen, wie im Arvenwald beim Bergsturz von Schwarenbach (21.08) und bei Rateče (78.02; besonders ergiebige Schuttquellen). Dasselbe gilt für die Ablagerungsgebiete der (evtl. langsamen) Massenbewegungen Täschgufer (31.09), Tufernalp (31.10), Lauinenbodmen (31.13), Furr-

wald (31.14), Abc-Gufer (31.16) und Zugwald (34.05). Quellaustritte liegen außerdem in tiefen Mulden innerhalb des Bergsturzgebietes, so z. B. beim Fernpaßbergsturz (41.05; am Ufer des Weißensees und in der Tiefenzone N des Mittersees) sowie im mittleren Teil des Bergsturzes im Tragöß W (45.01).

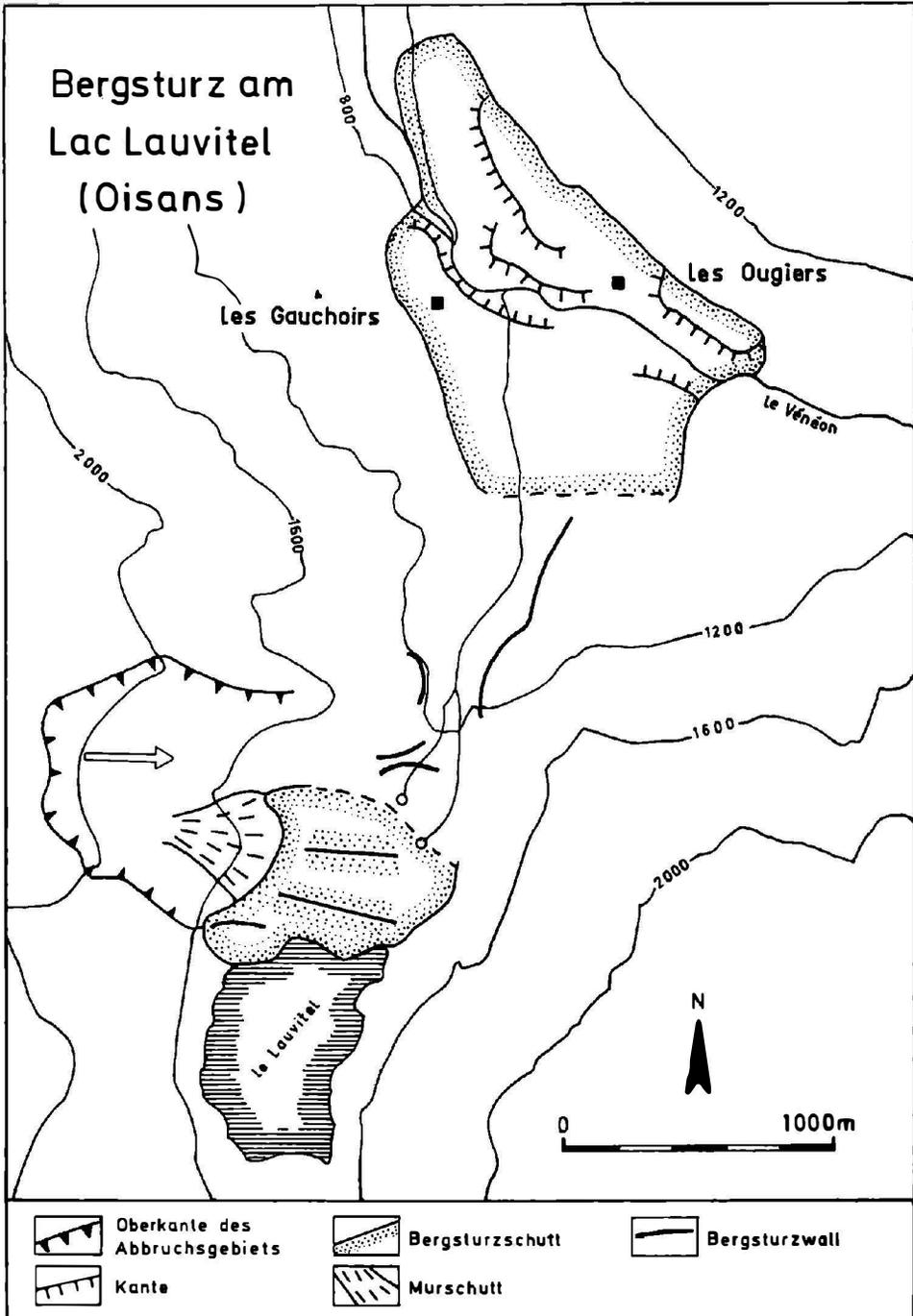


Abb. 69. Bergsturz am Lac Lauvital (Oisans; 14.05)

#### 13.2.4. Die Verlagerung der Wasserläufe und Wasserscheiden

Meist wurde der Wasserabfluß durch die Bergstürze nur gehemmt. Die Bach- oder Flußläufe wurden an den Gegenhang gedrängt, oder sie fanden ihren Weg zwischen der Hauptbergsturzmasse und dem Abbruchshang bzw. im Randtälchen. In einigen Fällen kam es jedoch zur Ablenkung der Wasserläufe oder zur Verlagerung der Wasserscheiden.

Nach dem Niedergang der Köfeler Trümmermasse (52.06) wurde beispielsweise der Horlachbach gezwungen, auf eine Terrasse am Talhang auszuweichen. Deren Steilabsturz gegen das Ötztal überwindet er im Stuibenfall (vgl. HEUBERGER 1966, S. 29f).

Die Massenbewegungen von St. Moritz (34.14) sollen nach HEIM (1932, S. 58) den Inn aus seiner alten Schlucht am Fuß des nordwestlichen Talhangs zu seinem heutigen Abfluß, der Charnadüra, abgedrängt haben.

Von größerer Bedeutung für das Flußnetz ist die Verlegung der Wasserscheiden durch die Bergstürze: Das bekannteste Beispiel hierfür ist der von CADISCH (1926) beschriebene Totalbergsturz (34.06; s. Abb. 55): Dieser ging in einen der Landquart tributären Talzug nieder, dessen Talwasserscheide S Davos lag. Dadurch wurde ein größerer Vorläufer des heutigen Davoser Sees aufgestaut, der seinen Abfluß über die alte Wasserscheide fand (CADISCH 1929, S. 84). Das auf etwa 1540 m gelegene große Delta des Sertigbaches belegt diesen einstigen Seestand. Der ursprüngliche See wurde im N bis auf den Rest des heutigen Davoser Sees von den Seitentälern verschüttet, während er im S durch die Zerschneidung der Schuttmassen, die die alte Wasserscheide bildeten, leer lief (CADISCH 1926, S. 289).

Der Bergsturzurücken des Passo San Giovanni (73.11) staute den heute trocken gelegten Lago di Loppio auf. Seine Schuttmassen bilden zumindest oberflächlich die Wasserscheide zwischen dem Etsch- und Gardaseegebiet.

Ähnlich sind die Verhältnisse am Fedaiapaß. Der Bergsturz von der Mesolina (75.20) trägt hier die Paßhöhe, die vor Niedergang der Trümmer weiter im W lag. Der hinter der Bergsturzschwelle aufgestaute Lago di Fedaiia scheint jedoch, der alten Entwässerungsrichtung folgend, unterirdisch nach E abzufließen.

Der Fernpaß wird in seiner heutigen Höhe vom mächtigsten Trümmerwall des Fernpaßbergsturzes (41.05) gebildet. PENCK (1901/09, S. 293) nimmt hier an, daß der Bergsturz in ein dem Inn tributäres Talsystem fiel und so eine neue Wasserscheide zwischen dem Loisachsystem im N und den Innzuflüssen im S geschaffen habe<sup>73</sup>. Der dabei im Lermooser Becken aufgestaute See hätte dann im N den Überlaufdurchbruch der Loisach geschaffen. Eine einstige S-Entwässerung des Lermooser Beckens ist durchaus möglich. Ob diese jedoch beim Niedergang des Fernpaßbergsturzes noch existierte, ist nicht zu beweisen. Der eigentliche Grund für die Anzapfung des Lermooser Beckens von N und für den heutigen Abfluß durch die Loisachschlucht ist die tiefere Erosionsbasis des Werdenfelder Beckens im N. Die etwa 100 m bis über 200 m tief in den widerständigen Plattenkalk eingesägte Loisachschlucht kann nur durch allmähliche rückschreitende Erosion und nicht erst seit dem posthochwürmzeitlichen Niedergang des Fernpaßbergsturzes entstanden sein. Sollte aber tatsächlich ein vom Fernpaßbergsturz aufgestauter See in der Loisachschlucht einen Überflusdurchbruch geschaffen haben, so hat dieser nur eine Wasserscheide vorgefunden, die vom Werdenfelder Becken her schon unter 1 110 m eingetieft war, denn sonst wäre der See über die Talwasserscheide bei Lähn (1 110 m) nach W in das Zwischentorental abgeflossen (vgl. LEVY 1920, S. 117). Doch selbst eine nur auslösende Rolle des Fernpaßbergsturzes bei der Entwässerungsumkehr ist fraglich, denn die vor dem Fernpaßbergsturz aufgeschütteten Inntalterrassensedimente im Gurgltal und am W-Rand der Mieminger Terrasse bezeugen eine Verschüttungshöhe im Inntal von mindestens 1 060 m. Diese Verschüttungshöhe liegt etwa 100 m über dem Aufschüttungsboden des Lermooser Beckens und nur 50 m unter der maximal möglichen Höhe der hypothetischen Wasserscheide von 1 110 m. Falls die Entwässerungsumkehr nicht infolge einer Anzapfung,

<sup>73</sup> Vgl. auch AMPFERER 1904, S. 80, WUNDERLICH 1913, S. 333f und LEVY 1920, S. 117f

sondern bei einem Überflüßdurchbruch zustande gekommen sein sollte, konnte dies schon bei der Ablagerung der Inntalterrassensedimente, also vor Niedergang des Fernpaßbergsturzes, geschehen sein. Wahrscheinlich hat der Fernpaßbergsturz nur zur Erhöhung einer schon vorhandenen niedrigen Talwasserscheide geführt.

Eine Erhöhung der Wasserscheide, aber keine Verlegung, bewirkten auch die Bergsturmassen von Parpan-Lenzerheide (34.01; vgl. GLASER 1926, S. 54).

### 13.2.5. Die Stauböden

Geht die Zuschüttung des hinter der Bergsturzbarriere gelegenen Staubereichs schneller vor sich als die Zerschneidung der Trümmer, so bilden sich Stauböden. Oft sind unmittelbar hinter dem Stauriegel noch Überreste der ehemals größeren Seen vorhanden, in die sich die Stauböden immer weiter vorschieben, so z. B. bei folgenden Bergstürzen: Obersee (24.03), Dejenstock (24.07), Hintersee (43.06), Almtal (44.01), Obernberg (52.08), Hintersee/Felbertal (54.01), Dorfersee (54.02), Pragser Wildsee (75.14), Lac Pissodel (75.15), Alleghe See (75.22) und Weißenfels (78.01). Bei den Bergstürzen Pré de Mme Carle (14.04), Grand Clapier (14.06), Iffigensee (21.06), Kandersteg (21.10), Engelberg (23.02), Chironico (32.05), Eibsee (41.15; nur im Loisachtal), Köfels (52.06) und Bormio (72.01) wurde dagegen der ganze dahinter gelegene Stauraum aufgeschüttet, ebenso hinter den Absatzstrecken des Rocher des Fis (17.03) und des Lago Palù (35.06)<sup>74</sup>.

Wurde der Bergsturziiegel nach der Sedimentation dahinter zerschnitten, so entwickelten sich Staubodenterrassen, wie oberhalb der Bergstürze Glärnisch-Guppen (24.09), Bargis (24.16), Casaccia (34.13), Mordbichl (55.01), Lienzer Klause (55.02), Croveo (65.03), Forni di sotto (77.01) und auch oberhalb der Sackungstreppe der Garvera (33.01).

Nicht nur die mächtigen Trümmerkörper in den Talräumen, sondern auch die Randwände der Bergstürze vermögen in Seitentälern Aufschüttungsböden aufzustauen. Hinter dem Randwall eines postglazialen Nachsturzes bei Fliems nahe der Segneshütte (24.12; s. S. 70f) wurde der von OBERHOLZER (1933, S. 602) erwähnte Stauboden von Segnas aufgeschüttet. Am Ausgang des S davon liegenden Paralleltals hat das Längswallsystem der spätglazialen Trümmer S der Alp Nagiens (24.13) den Aufschüttungsboden Plaun aufgestaut. In ähnlicher Weise führte der nördliche Randwall eines Nachsturzes am Fernpaß (41.07) zum Stauboden am Ausgang des Kälberbachtals (Vorderer Birchboden), der inzwischen wieder zerschnitten wurde.

Der Aufschüttungsboden zwischen Weißenfels und Rateče wird sowohl im W als auch im E von Bergsturzmoräne aufgestaut (78.01 und 78.02); er trägt die Wasserscheide zwischen dem Einzugsgebiet der Gailitz und dem der Save.

### 13.2.6. Die Umlagerungskegel

Das bei der Zerschneidung der Bergsturzbarrieren fluviatil mitgeschleppte Schuttmaterial wird talab oft in ausgedehnten Umlagerungskegeln abgelagert. So schüttete der Oeschinenbach den großen, noch in Weiterbildung begriffenen Umlagerungskegel auf, der beim Bergsturz am Oeschinensee (21.11) seinen Ausgang nimmt und im Talraum von Kandersteg die Kander an die westliche Talseite abdrängt. Zwar wird der Kegel auch durch Schutt des aus SE von außerhalb des Bergsturzbereichs kommenden Staubbachs gespeist, doch besteht ein großer Teil seiner Aufschüttungen aus Umlagerungsschutt aus der fluviatilen Ausräumzone des Bergsturzes.

Beim Umlagerungskegel des Ticino im S-Teil des Bergsturzes von Chironico (32.05) war die Aufschüttung so stark, daß der aus W kommende Seitenbach an die westliche Talflanke abgedrängt wurde und erst weiter talab in den Ticino einmünden kann.

---

<sup>74</sup> Weitere Stauböden finden sich bei den Bergstürzen 11.01, 12.01, 14.01, 14.02, 14.03, 14.07, 14.09, 14.10, 21.04, 21.12, 24.17, 32.07, 32.09, 34.04, 41.02, 41.16, 41.18, 43.01, 43.03, 43.04, 44.02, 44.03, 45.01, 45.02, 52.01, 52.04, 52.05, 53.01, 53.02, 53.03, 54.03, 54.05, 54.06, 54.08, 54.09, 64.02, 65.04, 66.01, 73.06, 73.10, 74.06, 75.02, 75.03, 75.20, 75.21, 78.02, 78.03, 78.05 und 78.06. Dasselbe gilt für die Massenbewegungen: 13.01, 13.02, 15.02, 21.23, 31.03, 31.07, 31.10, 31.13, 32.10, 34.02, 34.05, 34.10, 34.12, 41.01, 52.02, 52.03, 62.01, 62.03, 62.05, 62.06, 64.01.

Im Gegensatz dazu wurde der W an den Bergsturz am Col de la Madeleine (14.10) anschließende Kegel so stark durch den von N kommenden Nebenbach, den Ruisseau de Burel, überschüttet, daß sein Gefälle eher durch diesen als durch den Arc bestimmt wird.

Am E-Fuß des Bergsturzes am Dejenstock (24.07) liegt der große Umlagerungskegel der Löntsch (vgl. OBERHOLZER 1900, S. 93ff). Er beginnt bei Barschi Rüti in der Bergsturzschlucht und findet S des Sitenwaldbergsturzhügels in der Allmeind seine Fortsetzung. Tiefer gelegene Terrassenstufen dieses Umlagerungskegels liegen beiderseits des heutigen Laufes der Löntsch, N des Sitenwaldhügels.

In der Maurachschlucht, die die Köfeler Trümmermasse (52.06) durchschneidet, nimmt der große Umlagerungskegel von Neudorf (S Umhausen) seinen Ausgang. Er vereinigt sich bei Umhausen mit einem weiteren Umlagerungskegel, dessen Schuttmassen aus dem Rand- und Brandungstal stammen, das am Fuße des Stuibenfalls durch Murabgänge stark vertieft wurde (s. S.93).

Im Bereich des Flimser Bergsturzes (24.11) liegt der flächenmäßig größte dieser Umlagerungskegel (s. Bild 51). Er beginnt bei Ransun 180 m über dem heutigen Rhein und findet in den Verebnungen von Dabi im N sowie Zault und Tuleu im S seine Fortsetzung.

Mit Ausnahme der Aufschüttungen des Oeschinenbachs sind alle erwähnten Umlagerungskegel nicht mehr in rezenter Aufschüttung begriffen, sondern durch Schluchten zerschnitten. Diese Eintiefung erfolgte durchweg phasenhaft, was die ineinandergeschichteten Terrassensysteme bei jedem dieser Kegel beweisen. Besonders gut ausgeprägt sind die übereinandergestaffelten Terrassen beiderseits der Löntsch (Bergsturz am Dejenstock) und die von STAUB (1908/10, S. 23ff) beschriebene Terrassenflur beiderseits des Vorder rheins (Flimser Bergsturz). Der obere Ausgangspunkt der Kegel liegt in keinem Falle erst am talwärtigen Bergsturztende, sondern schon weit innerhalb der Schlucht, die das Bergsturzmateriel durchschneidet. Dabei überrascht die starke Breitenentwicklung der Terrassen, wo doch im Trümmerbereich eines Bergsturzes eher eine rasche Tiefenerosion zu erwarten wäre. Auffallend ist ferner – zumindest beim Flimser Bergsturz – die geringe Mächtigkeit des sehr breiten Umlagerungskegels. Überspitzt ausgedrückt handelt es sich hier weniger um eine Akkumulationsform als um eine schotterbedeckte Erosionsterrasse. Die bedeutende Seitenerosion im Bereich dieser Aufschüttungs- und Erosionsterrassen läßt sich wohl auf die besonders starke Schuttbelastung der die Bergsturzkörper querenden Wasserläufe zurückführen. Die Sonderbedingungen beim Flimser Bergsturz wurden in anderem Zusammenhang behandelt (ABELE 1970 b, S. 356f).

Beim Flimser Bergsturz fällt auf, daß die höchste Terrasse fast ausschließlich aus kantigem, umgelagertem Bergsturzschtutt besteht. Die tieferen Terrassen enthalten einen größeren Anteil gut gerundeten und bergsturz fremden Materials, evtl. aus der Plombierungsmasse der Vorderrheinschlucht (s. S. 136ff).

### 13.2.7. Die Epigenesen

Die fluviatilen Einschnitte durch die Bergsturzarrieren wurden vor allem im Bereich der bergsturzmechanisch vorgeprägten oder glazial vorgebahnten Tiefenzonen angelegt. Dabei fand der Wasserlauf beim Tiefserschneiden häufig den alten Tallauf nicht mehr wieder und schnitt sich epigenetisch in Felsschwellen oder Bergflanken ein. So zwang beispielsweise die Trümmermasse von Rusna (24.17) die Aua da Mulins zum epigenetischen Einschnitt in die westlich gelegene Felsschwelle. Beim Totalbergsturz (34.06) hat sich der Stützbach sowohl im östlichen (N Pkt. 1326) als auch im westlichen Randtälchen (S Pkt. 1187) in das Anstehende eingeschnitten (vgl. geologische Karte von CADISCH 1916–1927). Auch in der engen Schlucht, die den Bergsturz von Mallnitz (54.08) im Bereich seiner oberen Steilstufe (NE Rabisch) durchbricht, wurde das Anstehende angeschnitten (HAMMER 1927, S. 54). Weiter talab stürzt der Mallnitzbach im orographisch rechten Randtälchen der Bergsturzzunge über einen etwa 30 m hohen

Wasserfall in eine ebenso tiefe Schlucht im Anstehenden. Erst N der Burg Raufen, am Ende der Bergsturzzone, mündet die enge Schlucht in den breiteren Talraum des alten Mallnitztals aus. Es bleibt allerdings zu prüfen, ob es sich bei der Schlucht um eine echte Epigenese oder um eine schon vor Niedergang des Bergsturzes vorgeformte Rinne handelt. Epigenetische Einschnitte finden sich außerdem im Abbruchsbereich des Bergsturzes von Siders (21.13; verschiedene Einschnitte der Raspille), bei Chironico (32.05; im Bereich des Ticinetto; HEIM 1921, S. 525), bei Ludiano (32.07; HEIM 1921, S. 525), am Fuß der Massenbewegung Pian San Giacomo (32.10), beim Felssturz am Breitlahner (53.03) und evtl. bei den Masiere di Vedana (75.28; kl. Einschnitt des Cordevole in das Anstehende bei Mas).

Am Fuße der Sackungstreppe bei den Rochers des Fis (17.03; s. Abb. 70) wurde die Arve an den Gegenhang abgedrängt, wo sie die bis zu 200 m tiefe Kerbe von Le Châtelard einschneidet oder zumindest vertiefte (vgl. REVIL 1928, S. 88). Dies geschah zu einer Zeit, als die Stirn der Sackung mächtiger war als heute und in höherem Niveau auf das Gegenhänge stieß. Später verließ die Arve dieses Tal und schuf weiter im N an der Nahtstelle

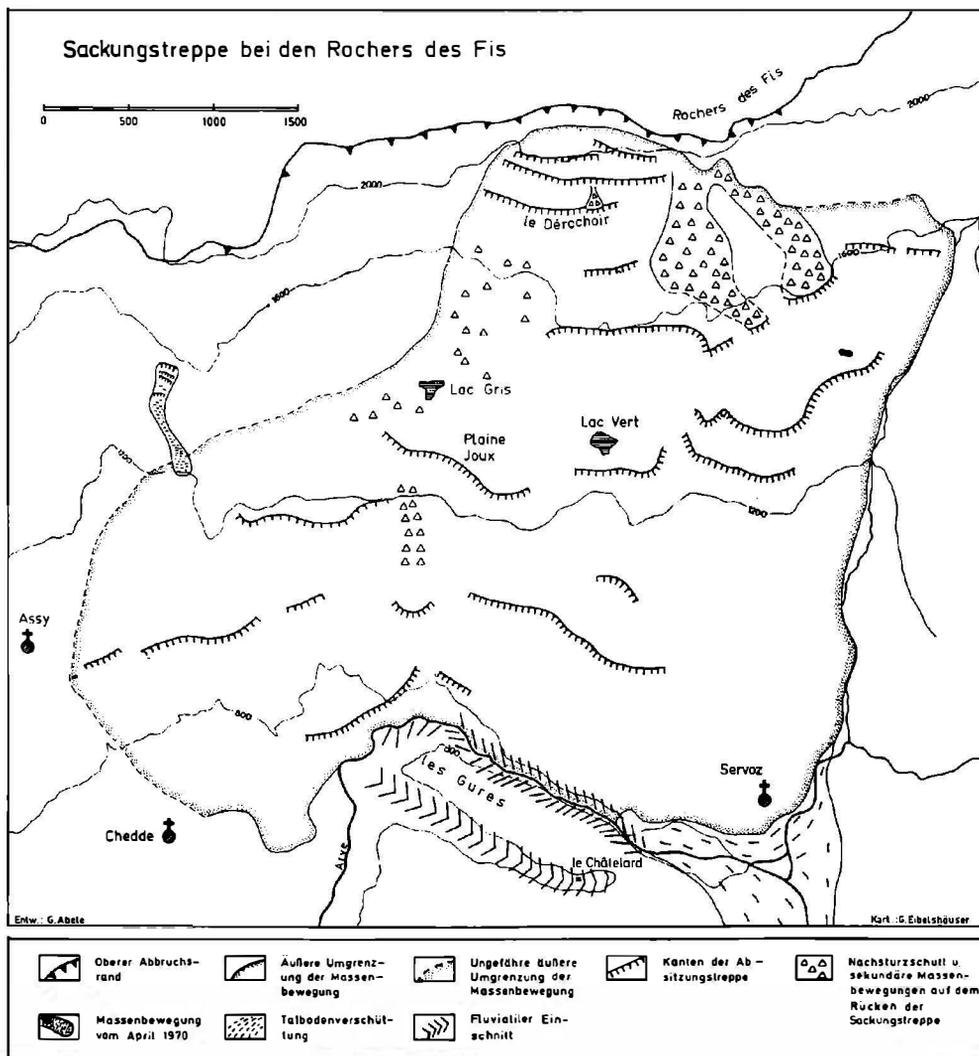


Abb. 70. Sackungstreppe bei den Rochers des Fis (17.03)

zwischen dem Schutt der Massenbewegung und dem Gegenhang ihre heutige Schlucht. Der heute von der Bahn nach Chamonix benutzte Einschnitt von le Châtelard blieb als Trockental zurück. Der neue Arvelauf hat inzwischen am Sackungsfuß W Servoz erneut eine kleine epigenetische Kerbe in den Gegenhang eingeschnitten.

### 13.2.8. Die gegenseitige Beeinflussung der Massenbewegungen

Die Steiflanken der alpinen Täler haben sich über lange Zeiträume auf einen Neigungswinkel eingespielt, der eine Art „Gleichgewichtszustand“ darstellt. Durch den Niedergang von Massenbewegungen wird dieses „Gleichgewicht“ abrupt gestört. Im Bereich der Rückwände des Abbruchsgebiets macht sich dies durch Nachstürze bemerkbar (s. S. 90f.). Doch selbst im Ablagerungsgebiet und am Gegenhang können die veränderten „Gleichgewichtsverhältnisse“ oder hydrographischen Bedingungen zu weiteren Massenbewegungen führen. Besonders häufig kommt es vor, daß eine – meist langsam verlaufende – Massenbewegung den Talbach an die gegenüberliegende Talseite abdrängt. Durch die stärkere fluviatile Unterschneidung setzt nun auch dort eine Massenbewegung ein.

Beispielsweise löste die Massenbewegung am Plan de Parouart (13.02) am Gegengehänge eine Sackung aus, die einen kleinen See aufstaute (vgl. GOGUEL 1946, S. 246). In ähnlicher Weise mögen auch die einander gegenüberliegenden und sich am Fuße jeweils berührenden Massenbewegungspaare Punta Castellar/SW Chiotti Santa Anna (62.01/03; vgl. MERLO 1969, S. 192f), Villar/S Villar (62.05/06), Tschingelberg/Burglauenen (21.22/23), Rona/Gegenhang (34.10), Balderschwang/Gegenhang (41.01) und Bec Rouge/Gegenhang (15.02) entstanden sein. Die Massenbewegungen von Campo (32.02) wurden durch die Felsstürze vom Gegenhang beschleunigt, denn die Rovana wurde hierbei gegen die Stirn des bewegten Gehänges abgedrängt (v. BÜREN 1953, S. 79 und HIRSBRUNNER 1958, S. 17).

Bei Niedergang der Trümmer auf gleitfähiges Gehänge kann es zu sekundären Massenbewegungen im Ablagerungsbereich kommen: So beschreibt DÜRR (1970, S. 68) Felssturm Massen in den westlichen Dolomiten, die nach ihrer Ablagerung am Fuß der Steilwände auf den Rutschungsgehängen der Wengener und Cassianer Schichten weitertransportiert wurden. S der Tschierspitzen (Pré da Cir; 75.07) und evtl. auch bei Masarëi (75.12) haben sich die Trümmer auf diese Weise weit vom Wandfuß wegbewegt. Die Trümmern Massen von Taola (75.10) wurden in eine Sackung einbezogen, was sich besonders deutlich an den jungen, nicht vom Felssturzsutt bedeckten vertikalen Versetzungen zeigt. Es ist durchaus möglich, daß diese Bewegungen der Trümmerunterlage durch den Niedergang der Fels- bzw. Bergstürze ausgelöst oder verstärkt wurden. Dasselbe gilt evtl. auch für Bergstürze, die am Gegenhang abgelagert wurden: So liegt der Brandungswall des Bergsturzes am Obersee (N Rautispitz 24.03; s. Abb. 71) zumindest in seinen oberen Partien auf dem Flyschgehänge des Näfelser Berges. Die Rutschungserscheinungen auf diesem Hang können durch die Auflagerung der mächtigen Schutt Massen des Bergsturzes ausgelöst oder verstärkt worden sein. Welchen Einfluß der Bergsturz von Engelberg (23.02; s. Abb. 66) auf die gegenüberliegende Massenbewegung von Schwand-Stoffelberg (23.04) ausübte, ist schwer zu entscheiden. Auffallend sind auch die drei Massenbewegungen, die an der Front des Flimser Bergsturzes (24.11) vom Bündner Schiefergegehänge abgegangen sind (Valendas 33.03, Carrera 33.04 und Salums 33.05). Ein direkter Zusammenhang mit dem Niedergang des Flimser Bergsturzes muß allerdings nicht bestehen, zumal auch die Bündner Schiefer der Umgebung sehr stark zu Massenbewegungen neigen (vgl. v. a. JÄCKLI 1948). Immerhin mag bei den Massenbewegungen von Valendas und Carrera die Unterschneidung des Gehänges durch den gerade an diesen Stellen nach S abgedrängten Vorderrhein eine Rolle gespielt haben. Das abrupte Aussetzen der Flimser Bergsturm Massen im Bereich der Rutschungsgehänge NW Valendas und zwischen Carrera und dem Alatobel ist darauf zurückzuführen, daß sie bei der Tiefenerosion der Rheinschlucht auf dem Rücken dieser Massenbewegungen bergab gefahren sind und anschließend vom Rhein beseitigt wurden.

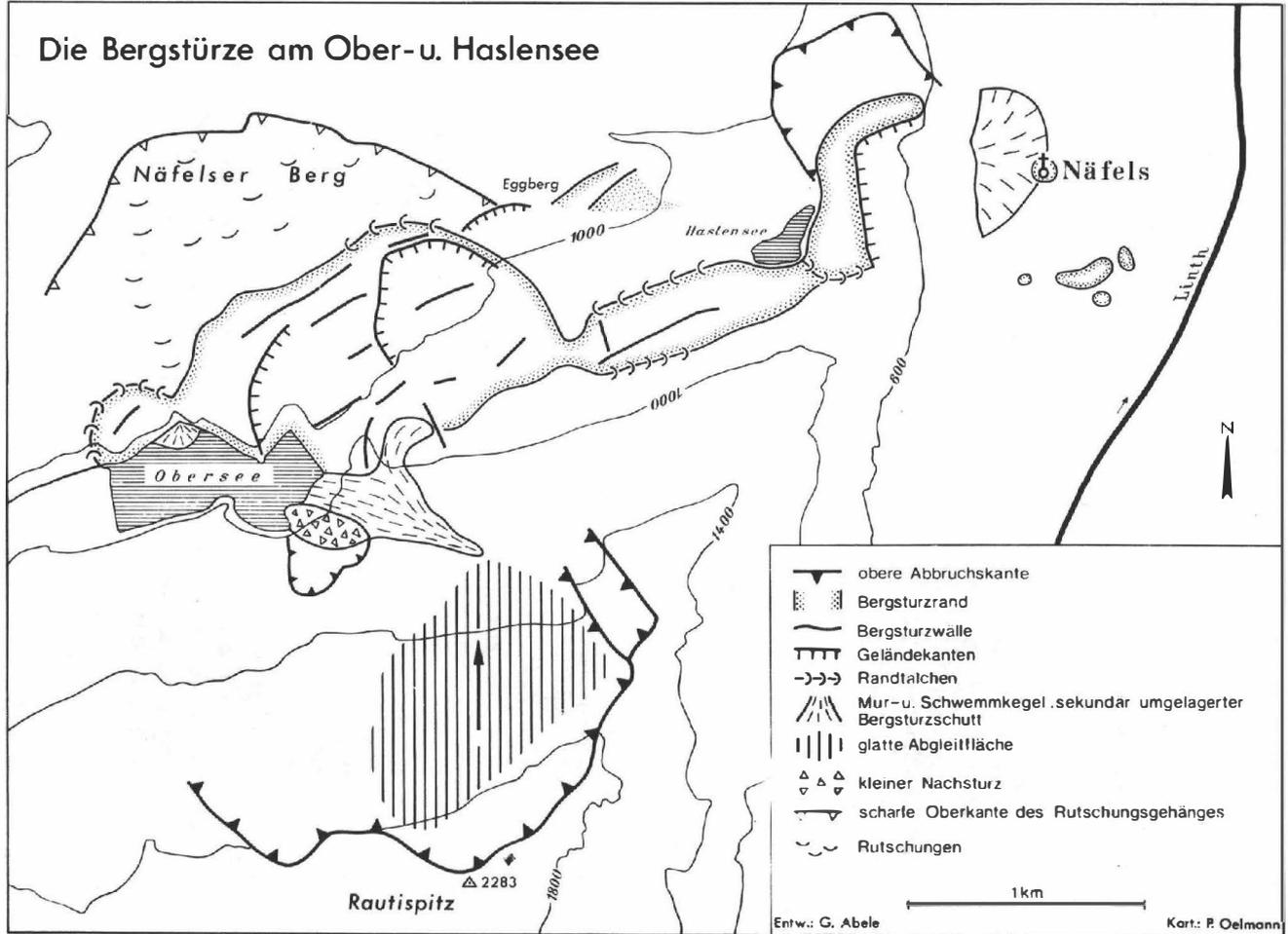


Abb. 71. Die Bergstürze am Ober- und Haslensee (24.03/05)

### 13.2.9. Die Bergsturzvegetation unter Berücksichtigung der Bodenbildung und des Lokalklimas

Die verschiedenartigen Bergstürze schaffen eine günstige „Versuchsordnung“, um die junge Pflanzenbesiedlung unter verschiedenen Umweltbedingungen zu studieren<sup>75</sup>. Umgekehrt gibt ein Vergleich der Bodenbildung und Vegetationsentwicklung bei Bergstürzen mit bekanntem Zeitpunkt der Talfahrt Anhaltspunkte für die Datierung anderer junger Bergstürze, bei denen ein historischer Beleg fehlt. Wegen der lokal sehr verschiedenen raschen Bodenbildung und Pflanzenbesiedlung kann es sich hier jedoch nur um grobe Hinweise handeln.

Bei der Vegetationsentwicklung lassen sich – in Anlehnung an die Untersuchungen von MAYER (1964, S. 191f) – i. a. folgende Sukzessionsstadien feststellen: Zunächst siedeln sich Spezialisten wie Silberwurz oder Steinbrecharten, die den extremen ökologischen Verhältnisse gewachsen sind, in Rissen und Spalten an. Mit zunehmender Verwitterung, Humusanreicherung und damit verbundener Verbesserung des Wasserhaushalts kommen Kräuter, Gräser und Farne auf, bis sich bei weiterer Humusbildung eine Zwergstrauchdecke ausbreiten kann. Als erster Baum siedelt sich in vielen Fällen die Kiefer an.

Die Kiefer ist der Charakterbaum vieler, auch älterer Bergsturzlandschaften. Sie ist dem stark wasserdurchlässigen Bergsturzgelände besser angepaßt als die meisten übrigen Waldbäume. So kommen z. B. beim prähistorischen Bergsturz in der Lienzer Klause (55.02) neben der Fichte sehr viele Kiefern vor, die im Bereich der umgebenden Talhänge fehlen. In ähnlicher Weise tritt beim Bergsturz vom Mte. Auda (76.05) der Anteil der Laubbäume weit hinter dem der Kiefer zurück, während in unmittelbarer Umgebung durchweg Laubwald stockt.

Weitere Pionierbaumarten sind Birke, Weide und Lärche. Erst im Schutz der zunächst sehr spärlichen Kiefernwälder entwickelt sich die Fichte und später an dafür günstigen Standorten die Tanne und Buche. Voraussetzung hierfür ist, daß sich eine mehr oder weniger geschlossene wasserhaltende Humusschicht gebildet hat, in der diese anspruchsvolleren Arten wurzeln können (AICHINGER 1951, S. 72).

Die Besiedlung verläuft bei verschiedenen Bergstürzen unterschiedlich rasch. Als hemmend erweisen sich die Bedingungen der hochgelegenen Standorte mit kurzer Vegetationszeit; so sind die Bergstürze der alpinen und subalpinen Stufe wegen ihrer spärlicheren Vegetationsdecke meist besser im Landschaftsbild zu erkennen als die tiefer gelegenen. Als Beispiel seien hier die sehr vegetationsarmen Fels- und Bergsturztrümmer der Brentagruppe genannt. Auch die Gebiete geringen Niederschlags zeigen eine langsame Vegetationsentwicklung. Dies gilt beispielsweise für die prähistorischen Bergstürze in den tiefen südalpinen Tälern, so für Teile des Bergsturzes am Molvenosee (73.09), der Marocche im Sarcatal (73.10; s. Bild 28), der Lavini di Marco (74.01) und der Masiere di Vedana (75.28). Bei kalkigem, grobblockigem und stark wasserdurchlässigem Trümmermaterial wird die Verwitterung und Bodenbildung und in engem Zusammenhang damit die Vegetationsentwicklung entscheidend gehemmt. Gerade dies trifft auch für die oben erwähnten Bergstürze der tiefen südalpinen Täler zu. Wie rasch die Entwicklung umgekehrt im Kristallin und bei kleinstückigem Trümmermaterial vor sich gehen kann, zeigt der im Jahre 1952 niedergegangene Bergsturz von der Becca di Lusened (64.02), dessen im Valpelline gelegene, tiefsten Teile schon von kleinen Lärchen bestanden sind (Beobachtungsjahr 1969). Auch eine Beimengung toniger bzw. mergeliger Gesteine fördert die Vegetationsbesiedlung. Beispielsweise zeigt der von Mergeln durchsetzte Bergsturzkörper am Col de Plainpalais (17.02) eine solch starke Bodenbildung, daß kaum mehr einer der Kalkblöcke über die Bodenkrume und die dichte Vegetationsdecke aufragt.

Daß aber auch Kalktrümmer rasch von Vegetation eingenommen werden können, sofern sie wenigstens teilweise aus feinerem Material bestehen, beweist der Felssturz von Fidaz (24.14), der im Jahre 1939 zutraf und auf dem schon ein relativ dichter

<sup>75</sup> Darstellungen der Pflanzenbesiedlung der Bergstürze, die in vorliegender Untersuchung benutzt wurden, stammen von AICHINGER (1951) und MAYER (1964).

Bestand kleiner Bäume, vor allem Birken, stockt. Zur raschen Vegetationsbesiedlung mag hier jedoch auch der beim Niedergang mitgeschleppte Bergsturzschorf (s. S. 58 ) beigetragen haben.

Der Bewuchs unterscheidet sich nicht nur bei verschiedenen Bergstürzen, er ändert sich auch im Bereich eines Bergsturzes sehr stark. MAYER (1964, S. 192) bezeichnet das kleinräumige Vegetationsmosaik geradezu als Charakteristikum der Bergstürze. Viele dicht nebeneinander liegende Kleinstandorte bieten ganz verschiedene Lebensbedingungen (AICHINGER 1951, S. 76), je nach Exposition, Feuchtigkeitsanfall und Bodenbildung.

Schon das kleinhügelige Bergsturzrelief führt zu einem raschen Wechsel auf engstem Raum. Die steilen Schutthänge, unter diesen vor allem die S exponierten, sind i. a. trockener als die flacheren Partien. Selbst bei den Flachzonen ist mancherorts zwischen den trockeneren Standorten auf den BergsturZRücken und den feuchteren in den Bergsturzmulden zu unterscheiden. Oft siedeln sich daher die anspruchsvolleren Arten in den Mulden an (AICHINGER 1951, S. 112). Die raschere Bodenbildung und Vegetation in den Mulden wird sicher auch durch das von den umliegenden Erhebungen herabgeschwemmte Feinmaterial begünstigt.

Das kleinräumige Vegetationsmosaik wird ferner durch die heterogene Beschaffenheit der Bergsturzkörper bedingt. Partien groben Bergsturzblockwerks wechseln oft mit solchen feineren Schutts. Nicht selten sind den kalkalpinen Bergstürzen leicht verwitternde tonige bzw. mergelige Gesteine beigemengt.

Besonders deutlich ist der Einfluß der Materialbeschaffenheit beim 1946 niedergegangenen Bergsturz bei der Alp Serin (21.28). Im Bereich des grobblockigen Kalkblockwerks konnte noch keine Vegetation aufkommen. Dagegen konnten sich im feineren Trümmermaterial inzwischen über ein Meter hohe Lärchen und Fichten bilden. Besonders gut entwickelt ist die Vegetation am Bergsturstrand, wo den Trümmern reichlich aufgeschürfter Boden beigemengt ist (s. Bild 10).

Ein weiterer Faktor für die kleinräumige Vegetationsüberkleidung der Bergstürze ist das Lokal- und Mikroklima, das - entsprechend der reichen Gliederung des Bergsturzeliefs - starkem Wechsel unterworfen ist. In vielen allseitig abgeschlossenen Hohlformen vermögen sich kleine Kaltluftseen zu bilden. Von großem Einfluß auf den Pflanzenwuchs ist auch die auffallend kalte Bodenluft im Grobblockgebiet der Bergstürze (vgl. MAYER 1964, S. 198). In den Hohlräumen des Trümmerwerks vermag sich das Bodeneis und die Kaltluft („Eiskellerluft“) bis in den Sommer hinein zu erhalten. Im Extremfall übersommert das Eis in den Hohlräumen, wie dies bei den Eislöchern von Eppan (73.01) in nur etwa 500 m Höhe (!), inmitten einer allseitig abgeschlossenen Mulde im Bergsturzgebiet, der Fall ist (vgl. PFAFF 1933). Ein Hohlraum inmitten des Blockgefüges der Massenbewegung W Evolène (34.04) vermag ebenfalls ein derartiges Eisvorkommen bis in den Hochsommer zu bewahren.

Die unterschiedliche Vegetationsentwicklung im Bereich der Bergstürze ist schließlich auch auf den Einfluß des Menschen zurückzuführen (AICHINGER 1951). Dies gilt vor allem für die südalpinen Bergstürze. In diesem Zusammenhang sei nicht nur die Waldverwüstung, sondern auch das Aufkommen von Nutzpflanzen erwähnt, wie z. B. der Eßkastanie bei den Tessiner Bergstürzen (32.03; 32.05; 32.07; 32.09) und bei Eppan (73.01).

Der Wechsel der Standortgunst äußert sich vor allem in der floristischen Zusammensetzung. So erwähnt MAYER (1964, S. 195) beim Felssturz von der Farrenleitenwand (Berchtesgadener Kalkalpen) eine Pionierbestockung von Lärchen im grobblockigeren tieferen Teil, während im feinkörnigeren höheren Teil die Fichte schon weit stärker vorgedrungen ist. Häufig wird die auf den trockenen Standorten stockende Kiefer in den feuchteren Partien von der Fichte abgelöst. Dies gilt beispielsweise für den Fernpaßbergsturz (41.05), wo die stark moränendurchsetzten Partien vor allem Fichtenwald tragen, während die ausschließlich aus Trümmermaterial bestehenden Areale überwiegend von Kiefern eingenommen werden.

Besonders eindrucksvoll ist dieser Wechsel auf engem Raum im Bereich der Bergstürze der tief gelegenen südalpinen Täler, vor allem bei den Marocche im Sarcatal (73.10), den Lavini di Marco (74.01), den Masiere di Vedana (75.28) und stellenweise auch bei den Bergstürzen von Eppan (73.01) und Pontives (75.02). Vegetationsarme oder vegetationslose Grobblockhänge ohne jegliche Bodenbildung werden hier von meist flacheren Partien mit dünner Bodenkrume, niederwüchsigem Wald und Buschwerk abgelöst.

Wegen des unterschiedlichen Tempos der Bodenbildung und Pflanzenbesiedlung bei verschiedenen Bergstürzen und des Nebeneinanders der verschiedenen Entwicklungsstadien bei ein und demselben Bergsturz gelingt eine Datierung des Bergsturniedergangs mit Hilfe der Vegetation nur bei vergleichbaren Standortverhältnissen. So kann in einem Bergsturzareal oft ein weniger stark vegetationsbedeckter oder vegetationsloser Nachsturz vom Hauptsturz getrennt werden, wie bei den Bergstürzen am Dobratsch (55.03–06; vgl. TILL 1907) oder beim Bergsturz am Karersee (75.03). Eindeutig läßt sich auch der fast vegetationslose Bergsturz vom Monte Corno (73.03) von den bewaldeten Trümmern am Lago di Tovel (73.02) trennen. Schwierig wird die Entscheidung beim Bergsturz am Allegheese (75.22). Dessen S-Teil weist nur eine geringe Bodenbildung und eine lückenhafte Bedeckung durch niedrige krüppelwüchsige Bäume auf, während im N hochstämmiger und dichter Wald auf den Trümmern stockt. Wegen der großen Expositionsunterschiede zwischen dem N- und dem S-Teil wäre es voreilig, ein unterschiedliches Alter dieser beiden Bergsturzteile anzunehmen. Es sind hier zwar zwei aufeinanderfolgende Bergstürze nachgewiesen, doch ereigneten sich diese in kurzem Abstand voneinander im Jahre 1792 (der erste evtl. schon 1791; KLEBELSBERG 1935, S. 587).

### 13.3. Die bergsturzbedingten Mur- und Flutablagerungen

Viele historische Bergstürze führten zu Mur- und Flutkatastrophen, die entweder durch Niedergang der Trümmer in Seen (s. S. 120f ) oder durch den Ausbruch von Bergsturztauseen (s. S. 124 ) entstanden. Sicher ereigneten sich auch bei den im allgemeinen weit größeren prähistorischen bzw. spätglazialen Bergstürzen derartige Begleit- oder Folgeerscheinungen. Dies bezeugen zumindest die Mur- oder Flutsedimente beim Bergsturz im Almtal und am Zusammenfluß von Vorder- und Hinterrhein im Bereich des Flimser Bergsturzes.

Bei den Ausläufern des Bergsturzes im Almtal (44.01; s. Abb. 59 und Bilder 52–54) nimmt eine Terrasse ihren Ausgang, die etwa 1,5 km nördlich der letzten Bergsturz Hügel in der Schottergrube südlich Heckenau auf große Erstreckung aufgeschlossen ist. Es handelt sich um ungeschichtete, nur stellenweise leicht eingeregelter Schotter. Die Korngröße nimmt von unten nach oben ab. Auffallend sind die steilgestellten und verbogenen Feinsandlager sowie die Scholle geschichteter Schotter, die mitten im ungeschichteten Schotterpaket schwimmen. Außerdem werden isolierte Fetzen von Bergsturzschutt von den Terrassenschottern überlagert und unterteuft. Diese Trümmer konnten nicht durch den Bergsturz selbst in das Schotterpaket gelangen, da eine Bergsturzmasse bei ihrer Ablagerung ihren Zusammenhang bewahrt (s. S. 23 ). Vielmehr müssen sie zusammen mit den Schottern aus dem Bergsturzgebiet verfrachtet worden sein <sup>76</sup>. Deutet man diese Ablagerungen als Mur- bzw. Flutsedimente, so ist dies durchaus vorstellbar. Ein Murstrom bzw. eine Flut kann hier auf verschiedene Art entstanden sein:

1. Die Schotter- und Bergsturzschollen können bei einem Bergsturztauseeausbruch aufgegriffen und bis in ihre heutige Lage weitertransportiert worden sein. Die Anordnung der Bergsturzmassen in talquergestellten Wällen bot reichlich Gelegenheit zum Aufstau ausbruchsbereiter Staueen. Auch der Ausbruch eines höher als heute gestauten Almsees ist denkbar (vgl. ABELE 1970 a, S. 123f).

---

<sup>76</sup> Daß die in Einzelschuttstücke aufgelösten Bergsturzpartien und das geschichtete Schotterpaket den Transport überstanden, ohne zerrissen zu werden, ist evtl. darauf zurückzuführen, daß sie in gefrorenem Zustand verfrachtet wurden.

2. Es ist andererseits durchaus möglich, daß der Bergsturz bei seiner Talfahrt die Wasserfüllung von Seen ausquetschte, ähnlich wie dies die Felsgleitung im Vaiont-speicher (76.03) und der Steinsholtshlaup im Steinsholtslón (s. S.120f) getan haben. In der Flut des Steinsholtshlaup wurden Bergsturzböcke mehr als 5 km weitertransportiert.

3. Es ist ferner an die Möglichkeit zu denken, daß der spätglaziale Bergsturz im Almtal Eis vom Abbruchsgebiet her mit sich führte oder im Tal aufschürfte, was ebenfalls zur Entstehung eines Murstroms beitragen konnte (s. S.57ff und S. 114f ).

Welche dieser drei Möglichkeiten auch zutrifft, wichtig ist v. a., daß ein Murstrom entstand, der Bergsturzaflagerungen mit sich riß und damit die wirren Lagerungsverhältnisse zwischen dem Bergsturzmateriel und den Almtaler Schottern erklärt. Durch Weitertransport großer Bergsturzmassen in diesem Murstrom ist evtl. auch die im Vergleich zum Volumen und der Höhendifferenz der Fahrbahn abnorm große Fahrbahnlänge des Bergsturzes (s. Abb. 39) zu erklären.

Auch beim S-Ast des Fernpaßbergsturzes (41.05), der eine Fahrbahnlänge von 15,5 km aufweist, obwohl nur ein kleiner Teil der Gesamttrümmernasse nach S abgelenkt wurde, ist ein solcher murartiger Weitertransport in Erwägung zu ziehen. Hierbei ist v. a. an die oben aufgezeigte Möglichkeit einer Einbeziehung von Eis in die Talfahrt zu denken, zumal auch andere Beobachtungen darauf hinweisen (s. S. 114f).

Besonders eindrucksvoll sind die über 70 m mächtigen Flutablagerungen der Bonaduzer Schotter<sup>77 78</sup>, die am Zusammenfluß von Vorder- und Hinterrhein hinter der Bergsturzschwelle von Reichenau (24.18 und/oder 19) aufgestaut wurden (s. Abb. 72 und 73 sowie Bilder 55-57). Das Schotterpaket greift von dort mit großen Unterbrechungen 12 km hinterrheinaufwärts und 14 km durch die Vorderrheinschlucht des Flianser Bergsturzes (24.11). Bei diesen Ablagerungen handelt es sich meist um gerundete Schotter, die überwiegend ungeschichtet und stellenweise eingeregelt sind. Auffallend ist der vertikale Fazieswechsel von groben Schottern (unten) zu feinen Schottern oder Sand (oben). Typisch sind ferner steil gestellte und verbogene Siltlager. Der Schotterkörper gleicht damit dem im Almtal. In seiner für weitere Untersuchungen sehr anregenden Arbeit nahm PAVONI (1968) an, daß der Bergsturz vom Säsagit (24.18) unterhalb des Zusammenflusses von Vorder- und Hinterrhein in den Schotterkörper fuhr und diesen in breiartige Bewegung gesetzt habe. Dieser Brei hätte sich dann hinterrheinaufwärts ausgebreitet und wäre dort in Form der Bonaduzer Schotter abgelagert worden.

Weitere Untersuchungen der Bonaduzer Schotter ergaben, daß Leitgerölle des Vorderreingebiets (Puntegliasgranit) nicht nur in der Vorderrheinschlucht vorkommen, sondern auch vereinzelt im Hinterrheintal bis Unterrealta im Domleschg (ABELE 1970 a, S. 124 und 1970 b, S. 437 f; s. Abb. 72, Pkt. 6). Dies spricht für eine einheitliche Entstehungsursache und Herkunft der Bonaduzer Schotter im Vorder- und Hinterrheintal. Umgekehrt fehlen Hinterrheingerölle (z. B. roter Verrucano) in der westlichen Vorderrheinschlucht. Damit scheidet der Bereich unterhalb des Zusammenflusses von Vorder- und Hinterrhein als gemeinsames Herkunftsgebiet der Schotter aus, denn sonst müßten in beiden Talästen jeweils Gerölle beider Einzugsgebiete zu finden sein. Der Bergsturz vom Säsagit kann daher das Schotterpaket nicht in Bewegung gesetzt haben. Dies bestätigt auch das Moränenlager an der W-Flanke des Ils Aults Hügels zwischen der Reichenauer Bergsturzmasse im Liegenden und den Bonaduzer Schottern im Hangenden (s. Abb. 72 und 73, Pkt. 5), denn damit konnte die Ablagerung der Bonaduzer Schotter erst nach der Eisüberföhrung der Trümmern erfolgt sein (ABELE 1969; S. 135).

---

<sup>77</sup> Die Bonaduzer Schotter, ihre Verbreitung und ihre Beziehungen zu den Bergstürzen werden bei GSELL (1917/18), OBERHOLZER (1933), NABHOLZ (1954), REMENYIK (1959) und PAVONI (1968) ausführlich beschrieben.

<sup>78</sup> Bei gemeinsamen Exkursionen mit den Herren JÄCKLI, PAVONI, SCHELLER (Zürich), MESSERLI, NABHOLZ (Bern) und HEUBERGER (Innsbruck) erhielt der Verfasser wertvolle Anregungen zur Deutung der Bonaduzer Schotter.

Dieser Befund wird zusätzlich gestützt durch die Beobachtungen von ZIMMERMANN (1971, S. 167ff), der die Gletscherschrammen auf den großen Malmkalkblöcken beschreibt, die in der Schottergrube S der Station Reichenau unter den Bonaduzer Schottern zutage treten (Aufschlußverhältnisse seit 1969). Eine Überlagerung von innig durchmischem Bergsturz- und Moränenmaterial durch die grobsandige Fazies der Bonaduzer Schotter zeigt auch ein kleiner Aufschluß an der E-Flanke des Bergsturzrückens Cresta Leunga (N Rhäzüns).

Für die Entstehung der Bonaduzer Schotter ergeben sich folgende Möglichkeiten:

1. Eine Auspressung des Schotterkörpers im Vorderrheintal durch den Flimser Bergsturz (24.11) und eine murartige Weiterbewegung der Schotter, wie dies PAVONI (1968) im Falle des Reichenauer Bergsturzes angenommen hatte. Durch die schon vorhandene Bergsturzschwelle von Reichenau wären die Schotter gezwungen gewesen, hinterrheinaufwärts auszuweichen.

Hierfür scheint zunächst die Verzahnung von Bergsturzmaterial und Schottern in der Vorderrheinschlucht bei Sagogn (vgl. OBERHOLZER 1933, S. 607) und im Versamer Tobel (SCHELLER 1970, S. 81) zu sprechen (s. Abb. 72 und 73, Pkt. 1). Auch die Lage der meisten Bonaduzer Schottervorkommen in der Nähe des Bergsturzrands könnte darauf hinweisen.

Gegen eine Aufschürfung oder Verdrängung der Schotter durch den zutal fahrenden Bergsturz sprechen jedoch folgende Befunde:

a) Die gut gerundeten Gerölle der Bonaduzer Schotter sind erhalten geblieben. Bei Aufschürfung unter einem mehrere hundert Meter mächtigen (!) und schnell bewegten Gesteinspaket wären die Schotter jedoch zerbrochen worden, dies umso mehr, als die tieferen Teile der Flimser Trümmermasse, in die sie z. T. eingebettet sind, sehr stark beansprucht wurden (s. S. 56 ).

b) Bei der Ruine Wackenau (s. Abb. 72 und 73, Pkt. 4) sowie gegenüber der Station Trin und SE Sagogn sind die Bonaduzer Schotter gradiert. Eine derartige Sortierung nach Größe wäre unter den überfahrenden Bergsturmassen nicht möglich gewesen.

c) Die Auflagerung der Schotter auf den Trümmern ist im W-Teil des Aufschlusses im Versamer Tobel (SCHELLER 1970, S. 81; s. Abb. 72 und 73, Pkt. 2) und bei der Station Trin, wo sie in eine alte Schlucht eingelagert wurden (GSELL 1917/18, S. 141), gut erkennbar.

d) Einzelne Schottervorkommen liegen nicht in der Nähe des Bergsturzrands, sondern mitten im Trümmerkörper, vor allem die Schotter bei der Station Trin sowie die W der Ruina dallas Foppas und im untersten Teil des Laaxer Tobels (ABELE 1969, S. 141). Sie liegen außerdem z. T. hoch über dem Bergsturzuntergrund. Dies gilt zumindest für ein bisher noch nicht beschriebenes Vorkommen ungeschichteter, größtenteils gut gerundeter und kristallinreicher Schotter, das am Steilabhang zum Vorderrhein N Zault in etwa 710 m aufgeschlossen ist (Koord. 745,8/186,3; s. Abb. 72 und 73, Pkt. 3). Diese Schotter können keinesfalls durch bloße Aufschürfung in ihre heutige Lage 100 m über dem Vorderrhein gekommen sein. Es handelt sich hier nicht um die Schotter des Umlagerungskegels von Ransun-Zault-Tuleu (s. S. 129 ), denn diese sind - gut geschichtet - über diesem Vorkommen aufgeschlossen.

e) Die Bonaduzer Schotter wurden mindestens 12 km hinterrheinaufwärts transportiert. Wären sie im Vorderrheintal vom Flimser Bergsturz in Bewegung gesetzt worden, so würden sie auch im Hinterrheintal ausschließlich oder fast ausschließlich aus Vorder Rheinmaterial bestehen. Die Vorderrheingerölle stellen dort jedoch nur einen untergeordneten Anteil.

f) Sowohl der Flimser Trümmerkörper als auch die Reichenauer Bergsturzschwelle sind von Rheingletschermoräne bedeckt, die zwischen beiden liegenden Bonaduzer Schotter hingegen nicht. Wären sie gleichzeitig mit dem Flimser Bergsturz in ihrer heutigen Form abgelagert worden, so müßten sie ebenfalls völlig vom Rheingletscher überfahren worden sein. Darüber hinaus müßte die Moräne auf den Schottern besonders mächtig sein, da viel Bergsturzmaterial aufgearbeitet worden wäre.

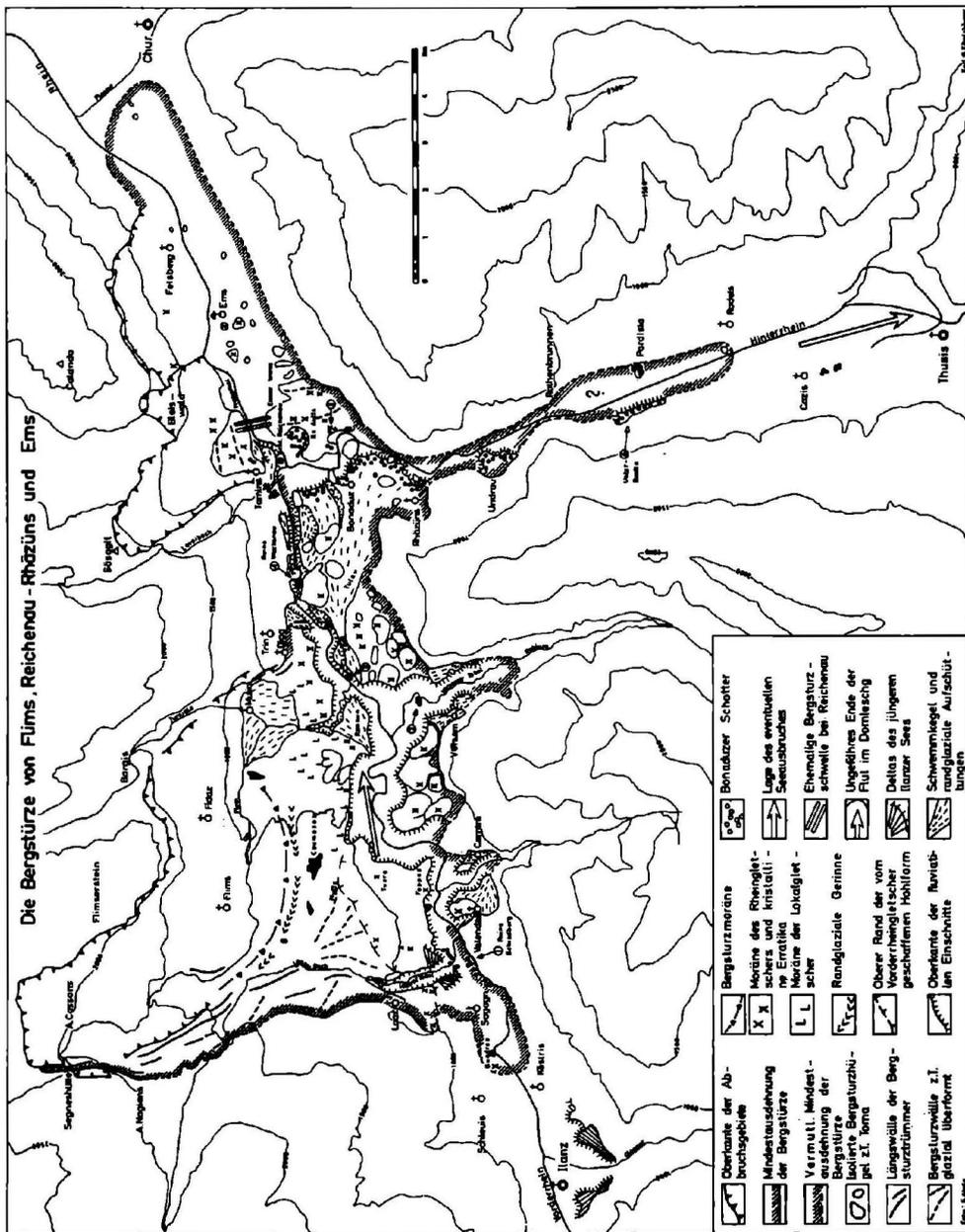
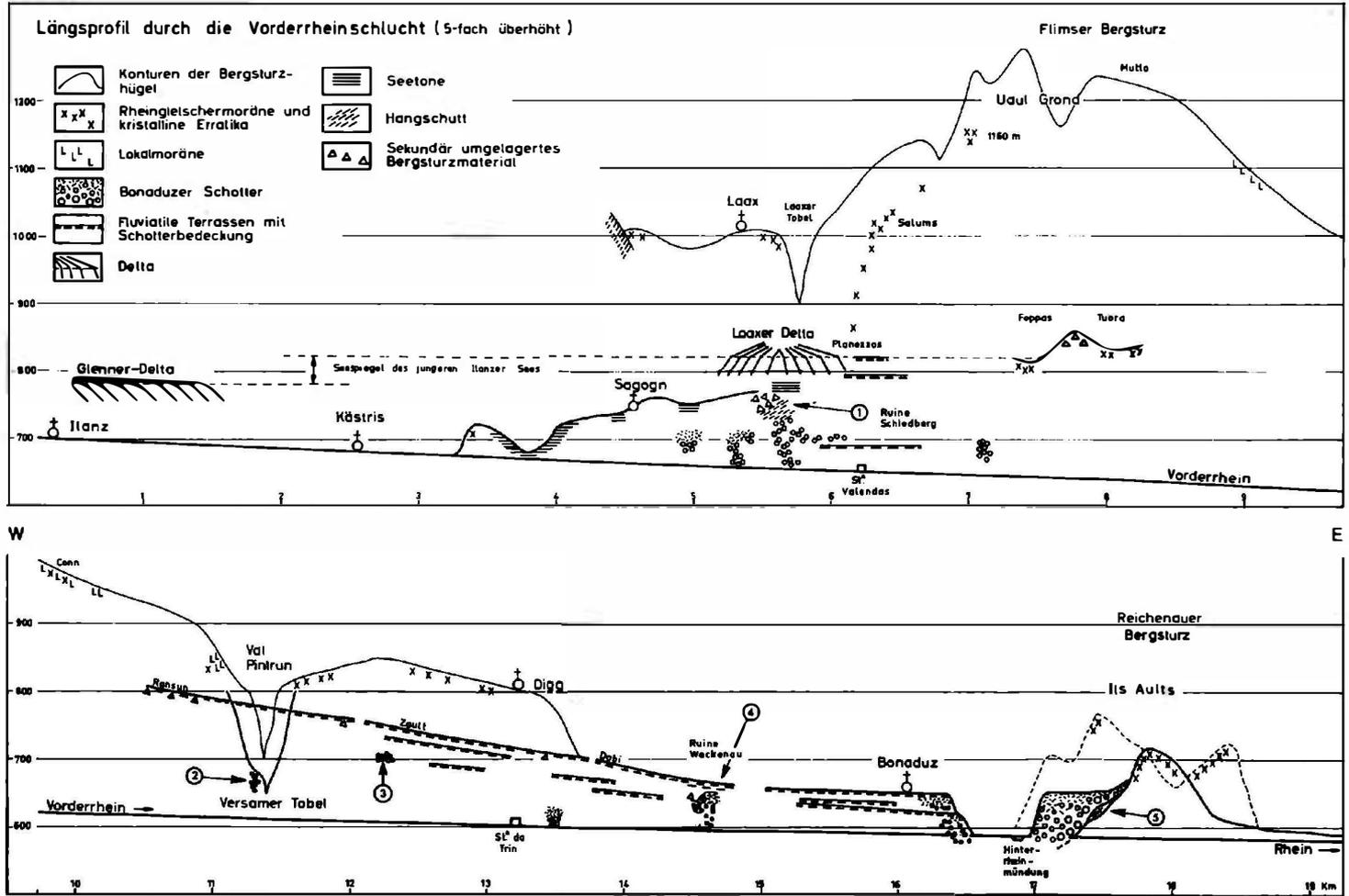


Abb. 72. Die Bergstürze von Flims (24.11), Reichenau/Rhätüns (24.18/19) und Ems (24.20). Nach Kartierungen ABELE 1962-69, unter Verwendung der Geolog. Karte von OBERHOLZER 1920.

Abb. 73 Längsprofil durch die Vorderrheinschlucht (24.11 u. 24.18/19)



Bei den Bonaduzer Schottern zeigen nur die westlichen Teile bei Sagogn und die südlichen SE Rhäzüns Spuren, die auf Eisüberfahung hindeuten könnten. Die Gletscher aus dem Vorder- und Hinterrheintal haben daher höchstens die beiden Ausläufer des Schotterpakets erreicht.

Das Fehlen der Moräne auf den Bonaduzer Schottern könnte allenfalls durch folgende Reihenfolge der Ereignisse erklärt werden: 1. Bergsturz von Reichenau, 2. Eisüberfahung dieses Bergsturzes durch Vorder- und Hinterrheingletscher, 3. Flimser Bergsturz und Vorgang, der zur Aufschüttung der Bonaduzer Schotter führte, 4. Vorstoß des Vorderrheingletschers über große Teile des Flimser Bergsturzes, aber nicht mehr über die Bonaduzer Schotter am Zusammenfluß von Vorder- und Hinterrhein. Diese Möglichkeit ist jedoch nicht sehr wahrscheinlich, da der Flimser Bergsturz bis in große Höhen von Moräne bedeckt ist und demnach einen mächtigen überfahenden Gletscher fordert, der sicher weit nach E über die Bonaduzer Schotter hinaus vorgerückt ist (s. S. 115f ).

2. Eine weitere Möglichkeit zur Erklärung der Bonaduzer Schotter ist die Annahme eines Ausbruchs des hinter dem Flimser Bergsturz aufgestauten Ilanzer Sees (ABELE 1970 a, S. 124 und 1970 b; SCHELLER 1970, S. 82ff): Der dabei entstandene Wasserschwall griff am E-Fuß des Flimser Bergsturzes am Zusammenfluß von Vorder- und Hinterrhein abgelagerte Schotter auf und transportierte sie – abgelenkt durch die Bergsturzschwelle von Reichenau – hinterrheinaufwärts, wo ebenfalls noch Schotter aufgegriffen wurden. Dieser Vorgang würde die Mischung von Vorder- und Hinterrheinschottern im Hinterrheintal und das ausschließliche Vorkommen von Vorderrheinmaterial in den Bonaduzer Schottern der westlichen Vorderrheinschlucht gut erklären. Darüber hinaus ist nunmehr auch die fehlende Moränenbedeckung der Bonaduzer Schotter am Zusammenfluß von Vorder- und Hinterrhein zu deuten: Da ein Stauseeausbruch zeitlich nicht unmittelbar an das Bergsturzeignis gekoppelt ist, läßt sich – im Gegensatz zu den Erklärungsmöglichkeiten 1, 3 und 4 – folgende Abfolge der Ereignisse herausstellen: 1. Niedergang der Bergstürze (wohl zu verschiedenen Zeitpunkten, vgl. ABELE 1970 b, S. 349–352); 2. Eisüberfahung der Bergstürze und Ablagerung der Moränenüberdeckung; 3. Stauseeausbruch und Aufschüttung der Bonaduzer Schotter.

Die Annahme eines Seerausbruchs bereitet jedoch drei Probleme:

- a) Der rasche Durchbruch einer breiten Bergsturzschwelle ist kaum möglich.
- b) Schwer zu erklären ist außerdem die Herkunft des Ausgangsmaterials der sehr mächtigen Bonaduzer Schotter.
- c) Auch die Deutung der Bonaduzer Schotter in der Vorderrheinschlucht, im Laaxer und im Versamer Tobel bereitet weiterhin Schwierigkeiten.

Diese drei Probleme sind jedoch bei folgender Annahme zu lösen: Die Flimser Bergsturzschwelle war schon vor dem Seeausbruch von der Vorderrheinschlucht, zerschnitten. Der Ilanzer See wurde – nach einer Eisüberfahung des Flimser Bergsturzes – durch eine Schluchtfüllung aus Moräne, Toteis und/oder sekundär umgelagertem Bergsturzmateriale aufgestaut. Diese labile Plombe ermöglichte einen raschen Ausbruch. Durch die Einbeziehung eines großen Teils der Füllung der Vorderrheinschlucht in die Murflut ist die große Mächtigkeit der Bonaduzer Schotter zu erklären. Verständlich werden nunmehr auch die Bonaduzer Schottervorkommen in der Vorderrheinschlucht und deren Seitenschluchten.

Ein Rest der ehemaligen Plombe, hinter der der See aufgestaut war, ist möglicherweise das innig ineinander verzahnte Bergsturz- und Moränenmaterial an den Wänden der Vorderrheinschlucht bei Sagogn und am Ausgang des Laaxer Tobels.

Die weitere morphologische Entwicklung, wie sie sich auf der Grundlage dieser zweiten Entstehungsmöglichkeit der Bonaduzer Schotter ergibt, hat der Verfasser in anderem Zusammenhang aufgezeigt (ABELE 1970 b)<sup>79</sup>. Es sei hier nur erwähnt, daß die gut ausgeprägten Deltas des Laaxer Bachs und des Glenner nicht dem höher gelegenen Stand des ausgebrochenen Ilanzer Sees entsprechen, sondern daß sie auf den Spiegel eines jüngeren Ilanzer Sees eingestellt sind, der erst nach Aufschüttung der Bonaduzer Schotter und der Bildung einer erneuten Beckenplombe aufgestaut wurde.

---

<sup>79</sup> Eine ausführliche Darstellung ist in Vorbereitung.

3. Eine weitere Möglichkeit für die Entstehung der Bonaduzer Schotter wäre ein Niedergang des Flimser Bergsturzes in einen hinter der Bergsturzschwelle von Reichenau aufgestauten See<sup>80</sup>. Dadurch wäre eine gewaltige Flutwelle erzeugt worden, die die Schotterfüllung des Vorder- und Hinterrheintals aufarbeitete und in Form der Bonaduzer Schotter wieder ablagerte.

4. Es wäre auch vorstellbar, daß bei der Talfahrt des Flimser Bergsturzes Eis vom Abbruchsgebiet her mitgeschleppt oder im Tal aufgeschürft wurde. Infolge eines dadurch bedingten plötzlichen und sehr starken Wasseranfalls (s. S. 114) hätte das Schottermaterial im Vorder- und Hinterrheintal auf ähnliche Weise wie bei Möglichkeit 3 aufgearbeitet und wieder abgelagert werden können.

Diese beiden Deutungsmöglichkeiten (3 und 4) erklären die Zusammensetzung der Bonaduzer Schotter im Vorder- und Hinterrheingebiet ebenso gut wie der zweite Deutungsversuch. Dennoch ergeben sich hier große Schwierigkeiten:

a) Dies gilt v. a. für die fehlende Moränenbedeckung der Bonaduzer Schotter (vgl. Lösungsmöglichkeit 1 Punkt f).

b) Auch die Herkunft des Ausgangsmaterials der mächtigen Bonaduzer Schotter ist weniger gut zu deuten als bei der Lösungsmöglichkeit 2.

c) Unklar bleibt auch, wie die in der Vorderrheinschlucht sowie im Laaxer und Versamer Tobel aufgeschlossenen Bonaduzer Schotter in den Flimser Trümmertörper gelangt sind.

Wägt man die vier Erklärungsmöglichkeiten der Bonaduzer Schotter gegeneinander ab, so bereitet die Annahme eines Bergsturzstauseeausbruchs die geringsten Schwierigkeiten.

Der Wechsel von feinerem und gröberem Material in den Bonaduzer Schottern und den Schottern im Almtal (44.01) findet übrigens eine interessante Parallele beim Gletscher-Bergsturz vom Huascarán: Partien an der Oberfläche, die aus Schlamm ohne Beimengung gröberer Materials bestehen, werden durch das Ausfließen des „flüssigeren“ Feinmaterials aus dem gröberen Schutt erklärt (PLAFKER u. a. 1971, S. 557).

Flutsedimente, die den geschilderten gleichen, liegen auch im Bereich der Bergstürze im Ötztal (52.04–52.06; s. Bilder 58 und 59). Es ist hier jedoch schwer festzustellen, ob die Entstehung dieser Ablagerungen überhaupt mit dem Niedergang der Bergstürze zusammenhängt.

#### 14. Die anthropogeographischen Folgen der Bergstürze

Wie bei den naturgeographischen lassen sich auch bei den anthropogeographischen Auswirkungen der Bergstürze die durch den niedergehenden Bergsturz bedingten Auswirkungen und die erst nach Niedergang des Bergsturzes eintretenden Folgeerscheinungen unterscheiden. Die direkt beim Niedergang der Bergstürze eintretenden anthropogeographischen Auswirkungen wurden in den Abhandlungen von HEIM (1882 a, b, 1921 und 1932) sowie in dem chronologischen Überblick von MONTANDON (1933) ausführlich dargestellt. Daher sollen hier nur drei jüngere, in diesen Arbeiten noch nicht aufgeführte Katastrophen sowie einige besonders verhängnisvolle Ereignisse zur Sprache kommen: Dazu gehört der Felssturz von Fidaz (24.14), der am 10. 4. 1939 aus der S-Wand des Flimsersteins niederging und ein Kinderheim zerstörte. Dabei wurden 18 Menschen, meist Kinder, getötet (vgl. NIEDERER 1941, S. 7ff). Ein am 8. 6. 1952 von der Becca di Luseny (64.02) niedergegangener Bergsturz erreichte durch ein steiles Seitental den Haupttalboden des Valpelline (STRAGIOTTI und PERETTI 1953) und verschüttete dort eine Alm. Dabei kamen 4 Menschen ums Leben (mündl. Auskunft eines Ingenieurs des ENEL).

---

<sup>80</sup> SCHELLER (1970, S. 84f) schließt nicht aus, daß beim Niedergang des Flimser Bergsturzes eine Seefüllung durch die Schuttmassen verdrängt wurde.

Eine der größten Katastrophen in der Geschichte der alpinen Massenbewegungen ereignete sich am 9. Oktober 1963, als die Felsgleitung vom Monte Toc (76.03) in den Vaiont-speicher abging und die daraus entweichende Flutwelle die Orte Longarone, Pirago und Villanova im Piavetal fast völlig zerstörte. Die Zahl der Todesopfer betrug etwa 1900 (MÜLLER 1964, S. 189).

Nur wenige Katastrophen in den Alpen erreichten ähnliche Ausmaße: Im Jahre 1219 wurden beim Ausbruch des durch Schuttablagerungen von den Talflanken aufgestauten Lac de St. Laurent, der das Oisans auf eine Strecke von 15 km und bis zu einer Tiefe von 15 m bedeckte, Siedlungen im Romanchetal von der Flut mitgerissen. An der Einmündung in das Isèretal wurde die Hälfte von Grenoble durch die Flut und von der dadurch aufgestauten Isère zerstört. Bei dieser Katastrophe sollen mehrere tausend Menschen getötet worden sein (vgl. ALLIX 1929, S. 28-37 und MONTANDON 1933, S. 284f).

Besonders stark waren die Zerstörungen beim Bergsturz vom Mont Granier (17.01), der am 14. November 1248 die Abîmes de Myans aufschüttete und dabei mehrere Siedlungen vernichtete. Die Schätzung über die Zahl der Todesopfer reicht von 1500-2000 (GUILLOMIN 1937, S. 587) bis zur wohl sehr gewagten Annahme von 5000 (MONTANDON 1933, S. 287; nach einer historischen Quelle).

Bei der Verschüttung des Städtchens Plurs (66.02) im Jahre 1618 sollen nach BERTRAND (1757, s. 54) über 1200 Menschen ums Leben gekommen sein, was angesichts der Ausdehnung der Schuttmassen etwas hochgegriffen scheint. Der Ausbruch des hinter der Buzza di Biasca (32.06) aufgestauten Sees verwüstete große Areale ticinoabwärts bis zum Lago Maggiore. Etwa 600 Menschen seien dabei getötet worden (vgl. HEIM 1932, S. 173). Weitere Bergstürze mit hoher Zahl an Todesopfern sind die von Goldau (24.01; 457 Tote), Borca (75.27; 260), Elm (24.10; 115) und Antronapiana (65.01; 95) (vgl. MONTANDON 1933, S. 334).

Weit größer als bei diesen alpinen Katastrophen waren die Verluste beim Gletscher-Bergsturz, der beim großen Erdbeben von Peru im Jahre 1970 vom Huascarán niederging und u. a. die Stadt Yungay verwüstete. Dabei sollen schätzungsweise 18 000 Menschen getötet worden sein (vgl. PLAFKER u. a. 1971, S. 556). Über 15 000 Menschenleben forderte auch die im Jahre 1792 durch die Massenbewegungen vom Mae-Yama (Japan) ausgelöste Tsunami (s. S. 121).

Ausführlicher als die direkten Wirkungen der Bergstürze sollen deren erst nach Niedergang eintretenden anthropogeographischen Folgeerscheinungen behandelt werden:

#### 14.1. Das Kulturland und die Siedlungen im Bereich der Bergstürze

Wegen ihres kleinhügeligen Reliefs, der Grobblockigkeit, Wasserdurchlässigkeit und oft nur geringmächtigen Bodenkrume sind die Bergstürze i. a. kulturland- bzw. siedlungsfeindlich. Völlig ungenutzt blieben viele der jüngeren historischen Bergstürze: so z. B. die Claps de Luc (12.01), der Nachsturz am Dobratsch (55.05), die Schuttmassen vom Monte Corno (73.03) und der Nachsturz der Lavini di Marco (74.02).

Eine spärliche Waldbedeckung mit mehr oder weniger großen Inseln von Ödland weisen vor allem die Bergstürze der tiefen Lagen der S-Alpenabdachung auf. Dies gilt beispielsweise für die Bergstürze von Brione (32.03), Chironico (32.05), Biasca (32.06), Ludiano (32.07), Santa Anna (73.08), Marocche im Sarcatal (73.10), Passo San Giovanni (73.11), Lavini di Marco (74.01), Casotto (74.06), Alleghese (75.22), Masiere di Vedana (75.28) und Fadalto (76.01).

Besonders häufig sind die alpinen Berg- und Felssturzmassen jedoch von hochstämmigem Wald bestanden (bei den 208 untersuchten schnellen Massenbewegungen in 113 Fällen). Beim Flimser Bergsturz (24.11) liegen das Kulturland und die Siedlungen bezeichnenderweise nur im Bereich von Aufschüttungsböden am Rande des ausgedehnten Trümmerareals. Dasselbe gilt in kleinerem Maßstab für die meisten anderen Bergstürze. Ausnahmen bilden vor allem einige aus rasch verwitterndem Kristallin bestehende Bergstürze, deren Oberfläche zum großen Teil von Wiesen und stellenweise sogar von Ackerland überzogen ist: Dazu gehören die Bergstürze von Stilfes (53.01; Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllit; KLEBELSBERG 1953, S. 107), Mareit (52.09), St. Jakob (53.04), Bucheben (54.06) und Mallnitz (54.08). Beim erst im Jahre 1881 niedergegangenen Bergsturz von Elm (24.10) konnte das aus leicht zerfallenden Schieferblöcken bestehende Trümmerrelief rasch wieder in Kulturland umgewandelt werden (vgl. HEIM 1932, S. 97). Nur noch zwei große Blöcke, die aus den Wiesen aufragen, zeugen von der großen Katastrophe. Völlig in Kulturland umgewandelt wurde auch das Ablagerungsgebiet der

1618 niedergegangenen Massenbewegung von Plurs (66.02). Im kleinhügeligen Ablageungsgebiet der 1248 abgestürzten Abîmes de Myans (17.01) entstand durch mühsame Kleinarbeit das zweitgrößte Weinbaugebiet Savoyens (GUILLOMIN 1937, S. 599-608). Stark durch den Weinbau umgestaltet wurde auch die Tomalandschaft von Siders (21.13), wo man die Hügel zur Gewinnung zusätzlicher Anbaufläche von unten her abgrub und damit versteilte sowie von oben her abflachte. In ähnlicher Weise wurde der prähistorisch aufgeschüttete Teil der Lavini di Marco (74.01) und der Bergsturz von Varini (74.03) in Weinbaugebiet umgewandelt. Auch beim Bergsturz am Passo San Giovanni (73.11) wurden die lebhafteren Geländeformen ausgeglichen (STINY 1908, S. 325).

Obwohl die meisten Trümmerlandschaften siedlungsfeindlich sind, wurden einige wenige Bergstürze zu ausgesprochenen Siedlungsträgern, vor allem dann, wenn sie aus einst versumpften Talböden aufragen. Dies gilt beispielsweise für folgende Bergstürze: Vervev (21.02; überragt Rhônetalboden), Schloßwald (25.01; überragt Rheintalboden), Norantola (32.09; überragt Misoxer Talboden) und Stilfes (53.01; überragt Talboden des Eisack). In letzterem Falle ist der versumpfte Talboden durch den Bergsturz selbst bedingt.

Die isoliert stehenden Bergsturzauftragungen dienen nicht selten als Standort für repräsentative Einzelbauwerke: So werden die Toma von Ems (24.20), Tamins (24.18) und Oberberg (52.08) jeweils von Kirchen gekrönt. Das Schloß von Mareit steht auf der Zunge des Bergsturzes von Mareit - Ridnaun (52.09). Die Großblöcke der Plaine des Rocailles und bei La Roche sur Foron (17.05) bilden den Sockel von Türmen. Die Trümmermasse von Castelpietra (74.04) ist Standort einer Burg.

#### 14.2. Die trennende Wirkung der Bergsturzarbarrieren

Die Bergstürze und vor allem das sich talauf oft anschließende versumpfte Gelände sind häufig große Verkehrshindernisse. So muß beispielsweise die Straße von Ilanz nach Chur bei der Überquerung des Flimser Bergsturzes (24.11) eine Gegensteigung von 400 m in Kauf nehmen. Die Straße aus dem Gailtal nach Villach umgeht die oberhalb des Dobratschbergsturzes (55.03-06) gelegene Versumpfungszone auf einer südlich anschließenden Felsterrasse und überwindet dort eine Gegensteigung von über 100 m. Diese Trennungsfunktion der Bergstürze führt dazu, daß sich politische Grenzen, Volkstums- oder Sprachgrenzen nicht selten an die Trümmerlandschaften halten.

Der Pfinwald bei Siders (21.13) trennt heute das französischsprachige vom deutschsprachigen Wallis. Eine wichtige Grenzfunktion besitzt außerdem der Flimser Wald (24.11), der die Graubündner Landesteile Surselva und Sutselva mit ihren eigenen rätoromanischen Idiomen sowie das katholische obere und protestantische untere Vorder- rheingebiet voneinander trennt (vgl. STAUB 1938, S. 84f und GUTERSOHN 1965). Der Kernwaldbergsturz (23.01) scheidet Nidwalden von Obwalden (CADISCH 1953, S. 349). Über den Fernpaß (41.05) zieht die Grenze zwischen dem Landesteil Außerfern und dem übrigen Tirol. Im Bereich der oberhalb des Pletzschbergsturzes (42.01) gelegenen Versumpfungszone lag bis zum Jahre 1504 die Landesgrenze zwischen Bayern und Tirol (vgl. SCHREIBER 1950, S. 75). Die durch die Trümmermasse von Rona (34.10) gebildete Talstufe trennt im Oberhalbstein die Landschaften Sur Got und Sot Got.

#### 14.3. Die Verwertung des Bergsturzmateri als

Das in Lockerschutt zerfallene Bergsturzmateri eignet sich gut zur Gewinnung von Straßenschottern. Ein Abbau wird beispielsweise bei den Bergstürzen von Kandersteg (21.10), Kernwald (23.01), Haltenguet N Netstal (24.06), Pontives (75.02), Casteller (74.05), Fadalto (76.01) und am Lago Morto (76.02) betrieben. Als Grundlage für die Zementherstellung dient das kalkalpine Bergsturzmateri von Sassenage (12.02), der Lavini di Marco (74.01) und der Masiere di Vedana (75.28). Beim Bergsturz von der Bockstein-

wand (54.05) werden Natursteinplatten hergestellt, bei dem am Antronasee (65.01) wird der widerständige Granitgneis zu Baustein verarbeitet. Der „Kramsacher Marmor“, der seit dem 16. Jahrhundert aus den Trümmern des Pletzachbergsturzes (42.01) gewonnen wird, ist ein geschätzter Werk- und Dekorationsstein (GÜMBEL 1861, S. 822 und KLEBELSBERG 1935, S. 76).

#### 14.4. Die Elektrizitätsgewinnung im Bereich der Bergsturzarbarrieren

Die von Schuttkörpern der Massenbewegungen gebildeten Talstufen und -schwelen werden häufig zur Elektrizitätsgewinnung ausgenutzt, vor allem wenn sie ein wasserreicher Fluß quert (24 Fälle bei den kartierten Massenbewegungen). Unter den Bergsturztauseen dienen der Obersee (24.03), Klöntalersee (24.07/08), Davoser See (34.06), Lago di Poschiavo (35.01), Molvenosee (73.09), Lago di Santa Croce (76.01) und Lago Morto (76.02) der Energiegewinnung. Der ursprünglich abseits eines Durchflusses gelegene Lago di Cavedine (73.10) wird dadurch genutzt, daß man die Sarca künstlich einleitet. Der Marmorertausee wird durch den Bergsturzkörper von Marmorera (34.11) und einen Erddamm aufgestaut. In ähnlicher Weise dienten die Trümmerwälle des Bergsturzes der Alpe Cheggio (65.02) zur Anlage des Bacino Alpe dei Cavalli, zu dessen Aufstau nur noch eine kleine Mauer notwendig war. Besonders hoch sind die für die Energiegewinnung genutzten Talstufen beim Grand Clapier (14.06; 150 m) und am Fuß der Sackung am Rocher des Fis (17.03; 190 m). Noch größer ist die Höhenspanne beim Obersee (24.03; 550 m), Klöntalersee (24.07/08; 350 m) und Davoser See (34.06; 360 m), wo zusätzlich zur Bergsturzschwelle noch das Gefälle einer Talstufe im Anstehenden genutzt wird. Der Energiegewinnung dienen ferner die Talstufen bei folgenden Massenbewegungen: 21.10, 21.22/23, 23.02, 24.11, 43.01, 55.04 und 75.28. Staubecken waren außerdem hinter den Trümmerbarrieren am Col de la Madeleine (14.10; GIGNOUX und BARBIER 1955, S. 18ff), bei Köfels (52.06) und bei Bormio (72.01; E. FURRER 1962, S. 240) geplant. Diese Projekte kamen jedoch nicht zur Ausführung.

#### 14.5. Die Bergstürze als Fremdenverkehrsgebiete

Viele Bergsturzlanschaften haben sich zu ausgesprochenen Anziehungspunkten für den Fremdenverkehr entwickelt. Dies ist nicht nur darauf zurückzuführen, daß sie meist inmitten größerer alpiner Fremdenverkehrsgebiete liegen; mit ihren ausgedehnten Wäldern, in die sich oft kleine Seen einschieben, und ihrem reizvollen und abwechslungsreichen kleinhügeligen Relief besitzen sie einen landschaftlichen Eigenwert, der sie vom stärker besiedelten und agrarisch genutzten umliegenden Bereich unterscheidet. Der rasche Wechsel zwischen Mulden und Hügeln verschiedener Form und Größe, zwischen Wald, ödem Grobblockgebiet, Wiese und stark zerlappter Seefläche sowie das Fehlen oder Zurücktreten von extremen Steigungen und Felsabstürzen macht die Bergsturzlanschaft zum idealen Wander- und Erholungsgebiet.

Von großen benachbarten Fremdenverkehrsorten sind die Bergstürze oft durch ein dichtes Netz von Spazierwegen erschlossen; z. B. bei Kandersteg (21.10), Engelberg (23.02), Flims (24.11), Parpan-Lenzerheide (34.01), Klosters/Davos (34.06), Fernpaß (41.05), Tschirgant (41.13), Eibsee (41.15; Grainau), Lofer (43.03) und Hintersee (43.06; „Zauberwald“). Sehr reizvoll ist auch die kleinhügelige Weinbaulandschaft im Trümmerbereich von Siders. (21.13).

Besondere Anziehungspunkte sind außerdem die Bergsturztseen wie beispielsweise der Lac de Montriond (18.03), Oeschinensee (21.11), Lac de Géronde (21.13; Siders), Obersee (24.03), Haslensee (24.05), Klöntalersee (24.07/08; Dejenstock und Löcherwald/Stotzigen), Voralpsee (25.02), Hintersee (43.06), Almsee (44.01), Pipurger See (52.04), Obemberger See (52.08), Lago di Antrona (65.01), Lago di Tovel (73.02), Lago di Molveno (73.09), Karersee (75.03), Pragser Wildsee (75.14), Lago di Alleghe (75.22) und die Weißenfelder Seen (78.01). Viel besucht sind auch die Nackenseen im Bereich der Sackungstreppe der Rochers des Fis (17.03).

Nur in den wenigsten Fällen wird dem Besucher die katastrophale Entstehung dieser so reizvollen Bergsturzlandschaften bewußt. Am ehesten mögen die z. T. vegetationsarmen, wilden und grobblockigen Trümmerlandschaften der tieferen südalpinen Talbereiche zu derartigen Betrachtungen anregen, wie z. B. die Marocche im Sarcatal (73.10), die Masiere di Vedana (75.28) und nicht zuletzt die Lavini di Marco (74.01), die schon in Dantes Göttlicher Komödie als Bergsturz aufgefaßt wurden. Nur eine Massenbewegung in den Alpen wird als Schauplatz einer gewaltigen Katastrophe besucht: die Frana vom Monte Toc (76.03; Vaiont) vom Jahre 1963. Die frische Gleitfläche, die großenteils vegetationslose Gleitscholle, die deutlichen Spuren des zutal brausenden Wasserschwall und vor allem die Zerstörung von Longarone, Pirago und Villanova führen Art und Ausmaß der Katastrophe eindrucksvoll vor Augen.

## 15. Das Namensgut im Bereich der Bergstürze

Die Bergstürze werden häufig auch von der in ihrer Umgebung wohnenden Bevölkerung als Fremdkörper im Talraum empfunden. Dies zeigt sich vor allem darin, daß nicht nur die den Bewohnern bekannten historischen Bergstürze, sondern auch prähistorische Trümmerlandschaften, deren Entstehung der Bevölkerung nicht bekannt ist oder war, durch besondere Namen ausgezeichnet sind. Schon die Gestalt der Abbruchsgebiete findet seinen Niederschlag im Namensgut: Bei den auffallend glatten Abgleitflächen der Schlipfstürze sind Bezeichnungen mit dem Namen „Platte“ häufig: Trosplatten (Obersee N Rautispitz; 24.03), Plattenwald (Haslensee; 24.05), Schwarze Platten (Dorfersee; 54.02). Die andere Färbung der Abbruchswände im Vergleich zu den umliegenden Wandpartien spiegelt sich in folgenden Bezeichnungen: Weiße Wand (Tschirgant; 41.13), Schwarze Platten (s. o.) und Rote Wand (Dobratsch; Junge Schütt 55.05). Bei historischen Massenbewegungen wird das Abbruchsgebiet im französischen Sprachbereich zuweilen mit Dérochoir (Rochers des Fis; 17.03 und Diablerets; 21.04) oder Dérotchia (E des Grammont, SW der Rhôneemündung in den Genfer See) bezeichnet. Der Roßberg, von dem neben anderen Bergstürzen (vgl. BALTZER 1875, S. 18) auch der von Goldau (24.01) niederging, wird von den Bewohnern auch Rüfißberg genannt (vgl. ZAY 1807, S. 163). Montagne des Eboulements heißt der Berg, von dem im Jahre 1728 die Eis- und Felssturzmassen von Pré de Bar (Mt. Blanc Massiv) abstürzten (MONTANDON 1933, S. 306).

An den Vorgang der Massenbewegungen erinnern oft Namen wie Geriesel (Abbruchsgebiet bei der Furgenalp; 34.04), Rieseten (am E-Ende des Briener Sees, nahe 21.26), Groß Rüfi (bei Felsberg 24.22) oder Schlipfhalden (im Abbruchsgebiet bei Balderschwang; 41.01)<sup>81</sup>. Dabei handelt es sich jedoch meist nur um Benennungen der immer wiederkehrenden oder langfristigen Bewegungen und nicht der einmaligen Berg- oder Felssturzereignisse. In deren Ablagerungsgebiet bezieht sich das Namensgut weit häufiger auf die Grobblockigkeit der Trümmermasse als auf deren Niedergang. Dies gilt überraschenderweise auch für die historischen Berg- und Felsstürze.

Eine grobblockige Schuttmasse wird in den Walliser und Berner Alpen häufig als Gufer bezeichnet. Dieser Name wird beispielsweise bei den Massenbewegungen Guferwald (21.19), Täschgufer (31.09), Moosgufer (31.15) und Abcgufer (31.16) verwandt. Weitere Benennungen für das rauhhöckerige Schuttrelief im deutschsprachigen Bereich sind: Steinenwald (Wengen; 21.21), Im Schutt, Schuttwald (Goldau; 24.01), Steinrigwald (Eibsee; 41.15), Beim Steingerümpel (41.18), Schütterwald, Oberschütt, Unterschütt (Dobratschbergsturz 55.03-06). Auch der Name „Maurach“ bei der Trümmermasse von Köfels (52.06) nimmt auf die Schuttmassen Bezug.

---

<sup>81</sup> Vgl. HEIM 1921, S. 810; 1932, S. 11, 154; PFAFF 1933, S. 5; MONTANDON 1933, S. 304 und GAMS 1928, S. 70.

Beim Flimser Bergsturz und dessen Nachstürzen (24.11–13) werden die rätoromanischen Bezeichnungen Runc, Runcs, Ruinas und La Crappa verwandt.

Besonders vielfältig sind die Benennungen im italienischen Sprachbereich, wo das Grobblockrelief sich besonders deutlich aus seiner Umgebung abhebt. Auffallend ist vor allem die Bezeichnung Marocche, ein Trentiner Dialektausdruck, der große durcheinandergewürfelte Blockmassen bezeichnet (MARCHESONI 1959, S. 48). Stark verbreitet ist dieser Name im westlichen Trentino: bei Torbole (Marocchi; 73.12), bei den bekannten Marocche im Sarcatal (73.10) sowie in der Brentagruppe bei den Marochi am NW-Ufer des Molvenosees und bei der Busa del maroccz im Val delle Seghe. In den Dolomiten und den angrenzenden Gebieten sind Bezeichnungen wie Masarëi (beim Pordoi-Joch; 75.12 sowie bei Penia; 75.19), Masaré (Allegheese; 75.22) und Masiere (Masiere di Vedana; 75.28) üblich. Dagegen dominieren in Piemont Namen wie cassere, clapié, clapey und ciapere (SACCO 1940, S. 763). Weitere Benennungen des italienischen Sprachbereichs sind: Buzza (Buzza di Biasca; 32.06), Sassere (Lago di Tovel; 73.02), Lavini (Lavini di Marco; 74.01), Rovina (Borca; 75.27). Auch die Siedlungen Pietramurata (73.10) und Castelpietra (74.04) verdanken wohl ihre Namen den Bergsturzablagerungen.

Auffallende Namen im französischen Sprachbereich sind Claps (nach BOURDIER 1961, S. 345 eine provenzalische Bezeichnung für éboulement; Claps de Luc; 12.01), Clapier (nach GIRARDIN 1905, S. 13 eine Bezeichnung für grobblockige Ablagerungen; Clapier de Fodan bei Bonneval, 15.01; Grand Clapier, 14.06), Abîme (nach MONTANDON 1933, S. 287 eine Bezeichnung für éboulement in savoyardischer Mundart; Abîmes de Myans; 17.01) und Liapey (Diablerets; 21.04). Die Benennung Plaine des Rocailles (17.05) bezieht sich auf die im Becken von Bonneville außerhalb des alpinen Reliefs besonders auffallenden Bergsturzgroblöcke. Nach einem dieser Blöcke ist der Ort La Roche sur Foron benannt.

Besondere Namen tragen oft auch die für das Bergsturzgelände typischen isoliert aufragenden Hügel. Der Name „Bühl“ oder verwandte Formen sind dabei sehr häufig: Büelen (bei Näfels, Bergsturz von Obersee/Rautispitz; 24.03), -buel (Flims; 24.11), Bichl (Fernpaß; 41.05 und Marquartstein; 43.01), Bühl (Eibsee; 41.15 und St. Jakob; 53.04). Auch die Bezeichnung „In Hublen“ beim Bergsturz von Unterbach (21.26) bezieht sich auf die isolierten Hügel. Dasselbe gilt für die „Dossi al Lago“ beim Bergsturz von San Giovanni (73.11). Der rätoromanische Name Crest Aulta bei den Bergstürzen von Flims (24.11) und vom Säsagit (24.18) bezeichnet jeweils Hügel, deren Flanken nach oben spitz zusammenlaufen.

In ihrer regelmäßigen Gestalt besonders auffallend sind die „Toma“ oder „Tuma“ bei Ems und Chur (24.20). Wegen ihrer eigentümlichen kegel- oder pyramidenförmigen Gestalt taucht ihr Name schon früh in Beschreibungen der Churer Umgebung auf (vgl. BRUNNER 1962, S. 67f). Nach den Emser und Churer Toma prägte HEIM (1891, S. 451f) auch den Begriff Toma, der auf ähnliche Aufragungen in anderen Bergsturzgebieten übertragen wurde. Das Wort Toma, dessen Schreibweise in der Landeskarte der Schweiz 1 : 25 000, Blatt Reichenau in Tuma abgeändert wurde, soll vom lateinischen tumulus abstammen (BRUNNER 1962, S. 67).

Nicht nur die Vollformen, sondern auch die nicht minder auffälligen, oberflächlich abflußlosen Spalten, Kessel und Trichter der Massenbewegungen tragen eigene Namen, so beispielsweise Loch (Glärnisch-Guppen; 24.07), Löcherwald (24.08), Gruoben (Parpan-Lenzerheide; 34.01), Ferngruben, Grübeli und Lärchwaldgruben (Eibsee; 41.15). Die tiefen Spalten der Massenbewegung Bella Lui (21.15) werden Les Caves genannt. Der Name Seeliswald (21.12) bezieht sich auf die in den abflußlosen Kesseln vorhandenen Tümpel.

Flurnamen und Lokalitätsbezeichnungen bei historischen Bergstürzen können außerdem an verschüttete Siedlungen erinnern. Dies gilt für die Flurnamen Röten bei Goldau (verschüttet durch Vorläufer des Bergsturzes von 1806; 24.01; vgl. ZAY 1807, S. 159–162)

sowie Piuro und Prati Ruina bei Plurs (Piuro; 66.02). Im Rheintal W Chur wurde infolge der seit 1834 anhaltenden Bedrohung durch Felssturm Massen vom Calanda (24.22) die regelmäßig angelegte Siedlung Neufelsberg neben dem alten Dorf Felsberg gegründet. Heute sind beide Siedlungsteile, Alt- und Neufelsberg, bewohnt.

Schließlich sei auch auf heute nicht mehr erkennbare Folgeerscheinungen der Massenbewegungen hingewiesen, die im Namensgut fortwirken: Dazu gehört der Plan du Lac oberhalb des Grand Clapier (14.06; vgl. GIGNOUX und BARBIER 1955, S. 15ff) und der Siedlungsname le Lac oberhalb der Sackungstreppe der Rochers des Fis (17.03; MONTANDON 1933, S. 278).

## 16. Zusammenfassung

Durch die katastrophalen Massenbewegungen, die sich in den letzten Jahren im Gefolge der großen Erdbeben von Montana (USA), Chile, Alaska und Peru ereigneten, sowie durch den Niedergang der Felsgleitung in den Vaiontspeicher (Piavegebiet, Italienische Alpen) gewann die Erforschung der Bergstürze und verwandter Massenbewegungen an Aktualität. Spuren derartiger Ereignisse aus historischer und prähistorischer Zeit sind in den Alpen in großer Zahl zu erkennen.

Trotz seiner Mißverständlichkeit wird der Begriff Bergsturz, der sich in der geologischen und geomorphologischen Literatur eingebürgert hat, beibehalten. Im Rahmen der vorliegenden Untersuchung gilt folgende Definition: *Bergstürze sind Fels- und Schuttbewegungen, die mit hoher Geschwindigkeit (in Sekunden oder wenigen Minuten) aus Bergflanken niedergehen und im Ablagerungsgebiet ein Volumen von über 1 Mio. m<sup>3</sup> besetzen oder eine Fläche von über 0,1 km<sup>2</sup> bedecken.*

Um eine Übersicht über die lokale Häufung der Bergstürze zu erhalten, wurden Verbreitungskarten der Bergsturzflächen und -volumina entworfen. Das Verbreitungsmuster hält sich eng an die petrographischen Zonen: Die meisten Bergstürze gingen in den Nördlichen und Südlichen Kalkalpen zutal. Besonders groß sind sie in den Schweizer Kalkalpen in einem Halbkreis um das bergsturzlose kristalline Aarmassiv, wo sich im Bereich der oft über weite Strecken talwärts einfallenden Schichtstapel der helvetischen Decken mächtige und ausgedehnte Gesteinspakete in Bewegung setzen konnten. Häufiger, aber kleiner als in den Schweizer Kalkalpen sind die Bergstürze in den Südlichen Kalkalpen. Am schwächsten unter allen petrographischen Zonen sind die alten Massive von Bergstürzen besetzt. In den kristallinen Zentralalpen ist die Bergsturzdichte zwar wieder größer, sie steht aber weit hinter der der Nördlichen und Südlichen Kalkalpen zurück.

Durch statistischen Vergleich der quantitativen und qualitativen Daten der kartierten Berg- und Felsstürze wurde versucht, morphologische und bergsturzkinematische Gesetzmäßigkeiten herauszustellen. Dabei ergab sich, daß vor allem zwei Faktoren einen vorrangigen Einfluß auf viele der übrigen Daten ausüben: Die petrographische Beschaffenheit und das Volumen. Die kalkalpinen Bergstürze hinterlassen im Abbruchgebiet eher steile Rückwände als die kristallinen. Auch zeigen ihre Nischen größere Einbuchtungen, was darauf hinweist, daß sich im kalkalpinen Bereich mächtigere Gesteinspakete abgelöst haben. Dennoch ist ihre relative Mächtigkeit im Ablagerungs-

gebiet, d. h. ihre durchschnittliche Mächtigkeit bezogen auf die Grundfläche, weit geringer als im Kristallin. Dies erklärt sich durch ihre größere Streuung. Die Bergstürze mit großem Volumen besitzen im allgemeinen eine kleinere Rückenböschung, eine größere Fahrbahnlänge und daher auch einen geringeren Fahrböschungswinkel als die kleineren Bergstürze. Weitere Faktoren, die die Abmessungen der Bergstürze beeinflussen, sind die Form des Abbruchsgebiets, der Höhenunterschied zwischen der Oberkante des Abbruchsgebiets und dem Ende des Ablagerungsgebiets sowie das Relief, in das die Trümmer eingelagert werden: Bei flachem Abgleithang werden im allgemeinen größere Bergsturzschollen bereitgestellt als bei steilerem. Mit zunehmendem Höhenunterschied wächst die Fahrbahnlänge. Trifft die Bergsturzmasse auf einen Gegenhang, so ist die Streuung und Fahrböschung geringer, doch die relative Mächtigkeit größer als bei Ausbreitung auf freier Fläche. Die in Tallängsrichtung schießenden Trümmerströme besitzen – wegen der kanalisierenden Wirkung der beiderseitigen Talflanken – die größten Fahrbahnlängen und die kleinsten Fahrböschungen, aber nur eine mittlere Streuung.

Die Größe der Bergstürze hängt stark vom Bergsturzmateriale ab. Kalke und Dolomite liefern mehr und größere Bergstürze als die metamorphen Schiefer, Gneise, gneisartigen und granitischen Gesteine. Eine große Ausnahme ist der Trümmerkörper von Köfels im Ötztal, dessen Volumen fast so groß ist wie das aller anderen kartierten kristallinen Bergstürze zusammen. Diese große Sonderstellung steht wohl in engem Zusammenhang mit den viel diskutierten bimssteinartigen Vorkommen von Köfels.

Die zufahrende Bergsturzscholle kann fast ganz im Verband bleiben oder völlig in Lockerschutt zerfallen. Dazwischen gibt es sämtliche Übergangserscheinungen. Bei Fallstürzen und Schlipfstürzen mit steiler oder teilweise steiler Fahrbahn werden die Bergsturzschollen fast durchweg zu Schutt zerschlagen. Dagegen bleiben bei Schlipfstürzen mit flacherer Fahrbahn häufig größere Gesteinspakete im Verband.

Während sich Grobblöcke bei Berg- und Felssturzhalten im allgemeinen an deren unterem Rand häufen, liegen die größten Felspakete der langen Trümmerströme eher in der Nähe des Abbruchsgebiets.

Die häufige vertikale Sonderung von auf der Bergsturzoberfläche liegenden Grobblockdecken und unterlagerndem feinerem oder stärker zerrüttetem Material ist auf die stärkere Beanspruchung der tieferen Partien bei der Talfahrt zurückzuführen. Das wenig beanspruchte Blockwerk kann die Trümmerzunge oft in ihrer ganzen Länge überdecken. Dies ist nur dadurch zu erklären, daß das Grobmaterial auf dem übrigen Schutt zutal „schwimmt“. Möglicherweise können sich auch ursprünglich im Trümmerkörper eingeschlossene Grobblöcke während der Talfahrt an der Oberfläche ansammeln.

Bei den meisten Bergstürzen ist der durch die niedergehenden Trümmer mitgenommene Schurf gering. Größeren Umfang erreicht er allerdings bei hoher Geschwindigkeit der Schuttmassen und damit verbundener starker Relativbewegung am Untergrund. Außerdem kann Lockerschutt, der dem Angriff der Trümmer direkt ausgesetzt ist, in starkem Maße in die Bergsturzbewegung einbezogen werden.

Durch die Reibung am Bergsturzuntergrund ergibt sich eine unterschiedliche Geschwindigkeit, Bewegungsdauer und damit eine unterschiedliche Transportweite im Längs-, Quer- und Vertikalprofil der Bergstürze. Auf steil in Fahrtrichtung geeigneten Strecken bleiben oft beiderseits der Fahrbahn längsgerichtete ufermoränenartige Randwälle zurück. Die dazwischen weiter schießende Trümmermasse hinterläßt eine Depressionszone und damit ein konkaves Querprofil. Bei flacher werdendem oder gegenläufigem Gefälle werden die Trümmer auch auf dem Stromstrich abgelagert. Da sie in der Bergsturzmittle stärker zugeführt werden als am Bergsturtrand, kommt es zum konvexen Querprofil. Werden die Trümmerzungen in Tallängsrichtung abgelagert, so bilden sich auf beiden Talseiten Randtälchen. Im Bereich des konvexen Querprofils entstehen außerdem Querwälle, wenn die Bergsturzstirn früher abgebremst wird als das nachfolgende Material. Kommen dagegen die proximalen Teile vor den distalen zur Ruhe, so wird der

Trümmerstrom „in die Länge gezogen“, und es kann sich ein gestuftes Längsprofil bilden. Die Lagerungsverhältnisse und die Konfiguration der Bergsturزابlagerungen geben teils Hinweise auf eine Blockbewegung bzw. differentielle Blockbewegung (insbesondere bei konkavem Querprofil der Ablagerungen), teils sprechen sie für eine Fluidalbewegung (insbesondere bei konvexem Querprofil der Ablagerungen).

Die meisten großen Bergstürze gingen im ausgehenden Pleistozän, vor allem im Spätglazial, nieder. Hierfür war nicht nur das Schwinden des Eiswiderlagers, sondern auch der Verlust des Auflagerungsdrucks auf den Gehängen maßgebend. Außerdem mögen die unausgeglichene Entwässerungsverhältnisse beim Eisrückzug zu einer Durchfeuchtung der tieferen Hangpartien geführt haben, was die Talfahrt von Massenbewegungen begünstigte. Zum Niedergang der ebenfalls sehr häufigen spätglazialen Felsstürze hat möglicherweise das Abschmelzen des Permafrosts in den über die einstige Eisoberfläche aufragenden Hang- und Wandpartien beigetragen.

Nach Ablagerung der Bergstürze kommt es im stark aufgelockerten Trümmerkörper zu Setzungserscheinungen, bei denen das feinere Material zwischen den größeren Blöcken in die tieferen Partien verlagert wird.

Wird ein Bergsturz auf einem rutschungsanfälligen Gehänge abgelagert, so kann er Rutschungen auslösen bzw. beschleunigen und in diese einbezogen werden.

Die fluviatile Überformung der Bergstürze vollzieht sich meist entlang der bergsturzmechanisch vorgeprägten Tiefenzonen, vor allem in den Randtälchen und den Quermulden.

Viele Bergstürze kamen bei oder nach ihrer Talfahrt mit dem Eis in Berührung. Dabei ergaben sich verschiedene Arten der glazialen Umgestaltung: Bei Niedergang der Trümmer auf einen Gletscher und Transport auf dessen Rücken bilden sich am Gletscherende Bergsturzmoränen, deren Morphologie entscheidend glazial bestimmt ist. Werden die Schuttmassen bei ihrer Ablagerung stark aufgehäuft, so entstehen ufer- bzw. stirn-moränenartige Bergsturzmoränenwälle. Die Trümmer können jedoch auch als weitflächig verteilte Bergsturzmoränendecken abgesetzt werden, die das vorher schon vorhandene Relief überkleiden, ohne eigenständig formbildend zu sein. Gehen die Bergstürze auf Toteis oder wenig bewegtes Eis nieder, so bildet sich beim Abschmelzen der Eisunterlagerung ein Bergsturz-Toteisrelief mit trichterförmigen Vertiefungen und isolierten Aufragungen, den Toma. Eine derartige Bergsturz-Toteislandschaft wird auch durch die Fels-Eistrümmerströme erzeugt, die Eis als Fracht oder Schurf mit sich führen. Wird ein Bergsturz vom Gletscher überfahren, so entsteht ein glaziales Erosionsrelief, das durch trogartige Vertiefungen gekennzeichnet ist. Durch selektive Eiserosion im Bereich des sehr heterogenen Bergsturzkörpers werden an manchen Stellen isolierte Aufragungen herauspräpariert, aus denen beim Abschmelzen des Eises die regelmäßig geformten Toma entstehen. Eine Tomalandschaft kann sich somit sowohl bei Eisüberfahrung als auch bei Eisunter- oder -einlagerung im Bereich der Bergsturzkörper ergeben.

Von großer Wirkung über das eigentliche Ablagerungsgebiet der Bergstürze hinaus sind deren Begleit- und Folgeerscheinungen. Dazu gehören vor allem die beim Niedergang in Seen ausgelösten Flutwellen oder die Ausbrüche von hinter den Bergsturzbarrieren aufgestauten Seen. Bei derartigen Ereignissen entstanden wohl die Flutsedimente im Bereich der Bergstürze von Flims (Graubünden), im Almtal (Totes Gebirge) und evtl. im Ötztal (Tirol). Weitere Folgen der Bergstürze sind die Verlegung von Wasserläufen, die Schaffung neuer Wasserscheiden, die Bildung der Stauböden oberhalb und der breiten Umlagerungskegel unterhalb der Trümmerschwelle sowie die Epigenesen. Die Bergstürze und anderen Massenbewegungen können sich außerdem gegenseitig beeinflussen. Drängt eine Massenbewegung den Fluß oder Bach an den Gegenhang, so führt dies dort oft ebenfalls zu Hangbewegungen.

Ein Wechsel auf engstem Raum kennzeichnet das Vegetationsmosaik der Bergstürze.

In anthropogeographischer Hinsicht haben die Bergstürze nicht nur direkte (zerstörende) Wirkungen, sondern auch mannigfache indirekte Folgen: Ihr Trümmerareal ist - von wenigen Ausnahmen abgesehen - kulturland- und siedlungsfeindlich und blieb daher meist dem Wald vorbehalten. An die Bergsturzbarrieren, in deren Staubereich sich in manchen Fällen verkehrsfeindliche Versumpfungszonen befinden, halten sich oft die politischen oder Volkstumsgrenzen. Viele von den Trümmerkörpern gebildete Talstufen und Schwellen werden zur Elektrizitätsgewinnung ausgenutzt. Die reizvollen kleinhügeligen und seenreichen Bergsturzlanschaften haben sich oft zu ausgesprochenen Fremdenverkehrsgebieten entwickelt.

## Summary

The disastrous mass movements caused during the last years by the earthquakes of Montana (USA), Chile, Alaska and Peru as well as by the rockslide into the Vaiont storage lake (Italian Alps) made the study of landslides and related phenomena a subject of immediate interest. In the Alps the deposits of such mass movements are to be found in many places.

Though the German term *Bergsturz* (mountain fall) is somewhat misleading it is maintained in this context, because it is widely accepted in German geological and geomorphological literature. It is defined as follows: *Bergstürze* are movements of rock or debris which come down from mountain sides at high speed (in seconds or a few minutes) and the deposits of which exceed 1 million m<sup>3</sup> or cover an area of more than 0,1 km<sup>2</sup>.

The English term "landslide" will be used in this summary instead of the German term *Bergsturz*, though the two are not completely synonymous.

The distribution of landslides corresponds to the petrographic zones of the Alps. Most landslide areas lie in the Northern and Southern Calcareous Alps, the biggest of them in the Swiss Calcareous Alps in a semicircle around the crystalline Aar-massif, which is completely devoid of landslides. The main cause of their great size is the gradual dip of large and thick parts of the Helvetian covers. In the Southern Calcareous Alps there are more though smaller landslides than in the Northern Calcareous Alps. Only very few landslides are to be found in the Old Massifs. In the crystalline Central Alps there are more landslides than in the Old Massifs but far less than in the Northern and Southern Calcareous Alps.

A statistical comparison demonstrates, that the extent and morphology of landslides is mainly influenced by petrographic quality, volume, shape of the starting scar, vertical drop, and the relief of the deposit area.

The size of the landslides mainly depends on petrographic quality. Usually there are more and bigger landslides in the limestone and dolomite areas than in those of gneiss, metamorphic or granitic rocks. One great exception is the landslide of Köfels (52.06; Ötz valley, Tyrol), whose volume is nearly as big as that of all other known crystalline landslides, which are compiled in map No. 3. Probably there is a connexion between the great size of the landslide and the presence of the much disputed pumice-like material near Köfels.

The rocks of a landslide may retain their coherence or they may decompose to form a heap of scree. But there are all sorts of transitions between these two extremes.

Very often there is a vertical separation of big solid blocks on the surface and finer material or more disrupted rocks below. The solid blocks may cover the landslide tongue to its full length. This phenomenon can only be explained by the greater mechanical stress in the lower parts, while at the same time the upper solid blocks floated on top of the other material. There is also a possibility that the big blocks had come to the surface during the process of the landslide.

By friction at the bottom the downward movement of the landslides leads to a different speed, duration of movement and distance of transport in the longitudinal, cross and vertical sections of the detrital bodies. On moving down steep slopes the landslides accumulate marginal ridges on their flanks. Between these ridges the debris glides further on and it leaves a concave cross profile behind it. When the gradient becomes less steep the cross sections of the detrital bodies are convex, because now more material is transported and accumulated in the central parts than in the marginal ones. If the front of the landslide tongue comes to a halt before the material behind, transverse ridges are accumulated. If however the rear parts are deposited before the frontal parts the debris tongue becomes elongated and a step-like longitudinal profile develops. The configuration of the landslide sediments gives evidence in part of a block-movement or differential block-movement (accompanied mostly by a concave cross section of the deposits), in

part it gives evidence of a fluidal movement (above all when the cross section is convex).

Most of the big landslides came down during the late glacial stages after the melting of the ice support and the loss of pressure towards the slopes.

Smaller landslides may have been caused by the melting of permafrost in those parts of the slopes and walls which once rose above the ice surface.

Many landslides came into contact with ice during or after their descent. If the debris is deposited and transported on the surface of a glacier, it can be accumulated at its end as landslide-moraines, whose morphology is mainly determined by glacial deposition. The debris is either heaped up to form high ridges or laid down to form thin but large landslide moraine covers. Landslides which are deposited on stagnant ice give rise to a dead-ice-relief with funnel-like depressions and isolated hills, the so called *Toma*. A dead-ice-relief can also be formed by combined rock and ice landslides.

If a landslide is overrun by a glacier trough-like depressions are carved out. The selective erosion of the heterogeneous landslide bodies however often leads to a formation of isolated elevations which form the regular *Toma* after the melting of the ice. A *Toma*-relief therefore can either result from inclusion of melting ice in or under the debris, or from the selective erosion by the overrunning glacier.

Accompanying and sequential phenomena of landslides are the flood waves produced with the rushing down of the rocks into lakes and the outbursts of lakes dammed up by landslides. The flood sediments of the landslides of Flims (24.11; Graubünden, Switzerland) and in the Alm valley (44.01; Totes Gebirge/Austria) were probably caused by such events. Further effects of the landslides are the shifting of watersheds, the damming up of accumulation plains at the upper end and the formation of large cones of fluviially transported landslide material at the lower end. Furtheron they give rise to the formation of superimposed valleys. There can also be a mutual dependence of landslides and other mass movements. If one mass movement forces the river or stream towards the opposite side of the valley this may lead to another mass movement. The vegetation on the debris is characterized by frequent change from place to place.

From the point of view of Human Geography landslides not only lead to direct (destructive) effects, but also may have indirect consequences. Their debris heaps are usually devoid of fields and settlements, they are covered mainly by woods. Together with the swampy areas dammed up by them they are often the borders between different political and cultural areas. The vertical drop caused by these barriers is often used by hydroelectrical power stations. The pretty hilly relief with its great number of small lakes make the landslide areas especially attractive for tourists.

## 17. Literatur

- ABELE, G. (1964): Die Fernpaßaltung und ihre morphologischen Probleme. – Tübinger Geogr. Studien, 12, Tübingen, 123 S.
- (1969): Vom Eisgeformte Bergsturzlandschaften. – Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. Bd. 8, S. 119–147.
- (1970 a): Der Bergsturz im Almtal im Toten Gebirge. – Mitt. d. Österr. Geogr. Ges., Bd. 112, S. 120–124.
- (1970 b): Bergstürze und Flutablagerungen im Rheintal westlich Chur. – Der Aufschluß, Jg. 21/11, S. 345–359.
- (1972): Kinematik und Morphologie spät- und postglazialer Bergstürze in den Alpen. – Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. Bd. 14, S. 138–149.
- ADRIAN, H. (1939): Rhônental bei Sierre. Kommentare zum Schweizerischen Schulwandbilderwerk. – Schweizerische Lehrerzeitung, Jg. 84/35, S. 693–700.
- (1956): V-Tal und Rhônental bei Siders-Sierre. – Kommentare zum Schweizerischen Schulwandbilderwerk, 21. Bildfolge, Zürich, 34 S.
- AICHINGER, E. (1951): Lehrwanderungen in das Bergsturzgebiet der Schütt am Südfuß der Villacher Alpe. – Angewandte Pflanzensoziologie, Jg. 1951/4, S. 67–118.
- ALDEN, W. C. (1928): Landslide and Flood at Gros Ventre, Wyoming. – Am. Inst. Min. Met. Eng., Trans., vol. 76, S. 347–361.
- ALESTALO, J. (1971): Dendrochronological Interpretation of geomorphic Processes. – Fennia, 105, 140 S.
- ALLIX, A. (1929): L'Oisans au moyen-âge. – Paris.
- ALMAGIA, R. (1907, 1910): Studi geografici sulle frane in Italia. – Roma, Bd. I u. II.
- (1910): Bergstürze und verwandte Erscheinungen in der italienischen Halbinsel. – Geographische Zeitschr., Jg. 16, S. 272–279.
- (1924): Les éboulements en Italie. – Matériaux pour l'étude des calamités. Genève, H. 1, 2, S. 99–121.
- ALTMANN, H. J. (1957/58): Bergstürze und Rutschungen in den Lütschinentälern. – Jahresbericht d. Geogr. Ges. Bern, Bd. 44, 85 S.
- AMPFERER, O. (1902): Grundzüge der Geologie des Mieminger Gebirges. – Verh. k. k. Geol. Reichs-Anst., S. 170–180.
- (1904): Die Bergstürze am Eingang des Ötztals und am Fernpaß. – Verh. k. k. Geol. Reichs-Anst., S. 73–87.
- (1905): Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. – Jb. k. k. Geol. Reichs-Anst., S. 451–560.
- (1924): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. – Bl. Lechtal (5045), Wien, 55 S.
- (1934 a): Neue Wege zum Verständnis des Flimser Bergsturzes. – Sitzungsberichte d. Akad. d. Wiss. Wien, math. nat. Kl., Abt. I, Bd. 143, S. 123–135.
- (1934 b): Tektonische Studien im Vorderrheintal. – Sitzungsberichte d. Akad. d. Wiss. Wien, math. nat. Kl., Abt. I, Bd. 143, S. 299–312.
- (1939 a): Über einige Formen der Bergzerreißen. – Sitzungsberichte d. Akad. d. Wiss. Wien, math. nat. Kl., Abt. I, Bd. 148, Wien, S. 1–14.
- (1939 b): Die geologischen Hypothesen über die Formung des Talraumes zwischen Umhausen und Längenfeld im Ötztale. – Sitzungsberichte d. Akad. d. Wiss. Wien, math. nat. Kl., Abt. I, Bd. 148, S. 123–140.
- (1940): Zum weiteren Ausbau der Lehre von den Bergzerreißen. – Sitzungsberichte d. Akad. d. Wiss. Wien, math. nat. Kl., Abt. I, Bd. 149, S. 51–70.
- (1941): Bergzerreißen im Inntalraume. – Sitzungsberichte d. Akad. d. Wiss. Wien, math. nat. Kl. Abt. I, Bd. 150, S. 97–114.
- AMPFERER, O. und W. HAMMER (1924): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Bl. Landeck (5145). – Wien, 88 S.
- (1932): Geologische Karte der Lechtaler Alpen: Heiterwand-Mutterkopfgebiet, 1 : 25 000. – Wien, 125 S.
- AMPFERER, O. und Th. OHNESORGE (1924): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Bl. Zirl-Nassereith (5046). – Wien, 68 S.
- ANNAHEIM, A. (1958): Morphologische Dynamik des bündnerischen Rheingebietes. – Geographica Helvetica, Bd. 13, S. 281–287.
- ARBENZ, P. (1907): Zur Geologie des Gebiets zwischen Engelberg und Meiringen. – Ecl. Geol. Helv., Bd. 9, S. 464–483.
- (1909): Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal bei Bonaduz und Rhäzüns. – Ecl. Geol. Helv., Bd. 10, S. 729–731.
- (1910): Berichtigung der Angaben über das Domleschg. – Verhandlungen d. Schweizer Naturf. Ges., 93. Jahresversammlung Basel, S. 244.
- (1911): Geologische Karte des Gebirges zwischen Engelberg und Meiringen, 1 : 50 000, Spezialkarte 55.
- (1913): Bericht über die Exkursion der Schweizer Geologischen Gesellschaft in die Obwaldner Alpen vom 10.–13. September 1913. – Ecl. Geol. Helv., Bd. 12, S. 689–721.
- (1934): Geologischer Führer der Schweiz. – Basel, S. 770–772, 778 und 976–984.

- ARBENZ, P. und W. STAUB (1910): Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal und die Überschiebung der Bündnerschiefer südlich von Bonaduz. – Vierteljahresschr. d. Naturf. Ges. Zürich, Jg. 55, S. 23–62.
- ARLT, H. (1911): Die geologischen Verhältnisse der östlichen Ruppoldingen Berge mit Rauschberg und Sonntagshorn. – Mitt. d. Geogr. Ges. München, Bd. 6, S. 337–382.
- ASCHER, H. (1952): Neuer Sachbestand und neue Erkenntnisse über das Bergsturzgebiet von Köfels. – Geologie und Bauwesen, 19, S. 128–134.
- BADOUX, H. (1960): Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz, 1 : 25 000, Atl. Bl. 37, Monthey. – Bern.
- (1965): Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz, 1 : 25 000, Atl. Bl. 1264 Montreux. – Bern.
- BADOUX, H., E. G. BONNARD und M. BÜRRI (1959): Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz, 1 : 25000, Atl. Bl. 35, St. Léonard. – Bern.
- BADOUX, H. und A. LOMBARD (1962): Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz, 1 : 25000, Atl. Bl. 41, Lenk. – Bern.
- BALTZER, A. (1874/75): Über die Bergstürze in den Alpen. – Jahrbuch des Schweizer Alpenclub, Jg. 10, S. 409–456.
- (1875): Über einen neuerlichen Felssturz am Roßberg, nebst einigen allgemeinen Bemerkungen über derartige Erscheinungen in den Alpen. – Neues Jahrbuch f. Min. Geol. u. Pal., S. 15–26.
- (1880): Über Bergstürze. – Neues Jahrbuch f. Min. Geol. u. Pal., S. 197 ff.
- BARSCH, D. (1969 a): Permafrost in der oberen subnivalen Stufe der Alpen. – Geographica Helvetica, Jg. 24, S. 10–12.
- (1969 b): Studien zur Geomorphogenese des zentralen Berner Juras. – Basler Beiträge zur Geographie, H. 9, Basel, 221 S.
- BAUER, P. P. v. (1960): Das Erdbeben vom 22. Mai 1960 in der Provinz Llanquihue in Südchile. – Erdkunde, Bd. 14, S. 288–297.
- BEARTH, P. (1953): Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz, 1 : 25 000, Atl. Bl. 535, Zermatt. – Bern.
- (1957): Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz, 1 : 25 000, Atl. Bl. 30 und 31, Saas und Monte Moro. – Bern.
- (1964): Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz, 1 : 25 000, Bl. Randa. – Bern.
- BEAUMONT, A. (1806): Description des Alpes Grecques et Cottiennes ou tableau historique et statistique de la Savoie. – Vol. 2, Teil 2, Paris, 659 S.
- BECK, P. (1925): Geologische Karte Thun-Stockhorn, 1 : 25 000. – Bern.
- (1929): Vorläufige Mitteilung über die Bergstürze und den Murgang im Kandertal (Berner Oberland). – Ecl. Geol. Helv., vol. 22, S. 155–158.
- (1952 a): Der Bergsturz vom Bunschlergrat-Horrenegger-Garstatt im Simmental (Kt. Bern). – Ecl. Geol. Helv., Bd. 45, S. 270 f.
- (1952 b): Der Erdschlipf im Eriz (Kt. Bern) vom Mai 1951. – Ecl. Geol. Helv., Bd. 45, S. 272–276.
- (1952 c): Neue Erkenntnisse über die Bergstürze im Kandertal. – Ecl. Geol. Helv., Bd. 45, S. 277–280.
- BENEVENT, E. und E. MAURY (1927): Les grandes pluies de l'automne 1926 et la catastrophe de Roquebillière (Alpes Maritimes). – Revue de Géogr. Alpine, t. 15, S. 151–157.
- BERSIER, A. (1953): Les collines de Noville-Chessel, crêtes de poussée glaciaire. – Bull. de la Soc. vaudoise des sciences naturelles, vol. 65, No. 285, S. 489–494.
- BERTRAND, M. E. (1757): Mémoires historiques et physiques sur les tremblements de terre. – (La Haye), 326 S.
- BJERRUM, L. und F. JÖRSTAD (1966): Stabilitet av fjellskråninger i Norge. – Norges Geotekniske Institutt, Publikasjon Nr. 67, Oslo, S. 59–78.
- BLAAS, J. (1892): Beiträge zur Geologie von Tirol. – Verh. k. k. Geologischen Reichs-Anst. Wien, S. 350–353.
- (1902): Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. – Innsbruck, 983 S.
- BLANCHARD, R. (1914): Le Lac de l'Oisans. – Recueil des Travaux de l'Institut de Géogr. Alpine, Grenoble, Bd. 2, S. 427–449.
- BLUMENTHAL, M. (1911): Geologie der Ringel-Segnesgruppe. – Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 33, Bern, 71 S.
- (1912): Der Calanda. – Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 39, Bern.
- (1925): Der Bergsturz von Monbiel bei Klosters aus dem Jahre 1770 und die geologische Beschaffenheit seines Gehänges. – Bündner Monatsblatt, S. 97–112.
- BÖHM, A. (1885): Die alten Gletscher der Enns und Steyr. – Jahrb. d. k. k. Geol. Reichs-Anst., Bd. 35, S. 429–610.
- (1886): Die Hochseen der Ostalpen. – Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, Bd. 29, S. 625–647.
- BOMBARD, J. P. (1968): Une approche des problèmes posés par l'étude des mouvements de terrain – Essai méthodologique. – Thèse, Faculté des Sciences de Grenoble.
- BORNHAUSER, G. (1950): Morphologische Untersuchungen des Gemeindeareals von Klosters. – Diss. Univ. Bern, 49 S.
- BORREL, M. L. (1878): Sur l'éboulement de la montagne du Bec-Rouge (Savoie). – Bull. de la Soc. Géol. de France, 3ème série, tome 6ème, S. 47–50.
- BOURDIER, F. (1961 und 62): Le bassin du Rhône au quaternaire. – Paris, 2 Bde.

- BRETH, H. (1967): Calculation of the Shearing Strength of a Moraine Subjected to Landsliding due to Reservoir Filling in Kauner Valley, Austria. - Proceedings of the Geotechnical Conference, Oslo, vol. I, S. 171-174.
- BROILI, F. (1914): Kampenwand und Hochplatte, ein Beitrag zur Geologie der Chiemgauer Berge. - Neues Jahrbuch f. Min. Geol. u. Pal., Beilage - Bd. 37, S. 391-456.
- BRÜCKNER, E. (1895): Der Gletscherabbruch an der Altels im Berner Oberland vom 11. Sept. 1895. - Himmel und Erde, Bd. 8, S. 57-72.  
- (1901/09): s. PENCK, A. u. E. BRÜCKNER.
- BRUNNER, H. (1949): Die Landschaft von Chur und Umgebung. - Geographica Helvetica, Bd. 4, S. 70-77.  
- (1962): Die Churer Toma. - Bündner Jahrbuch, S. 67-75.
- BUCK, D. (1920/21): Stürzende, gleitende und fließende Gesteinsbewegungen in der Schweiz. - Jahresber. d. Stiftsschule Maria Einsiedeln, Einsiedeln, 59 S.
- BUFFLE, J. P. (1943): Sur la nature et l'origine du grand lac de Géronde près de Sierre (Valais). - Comptes Rendus de la Soc. phys. et hist. nat. de Genève, vol. 60, S. 93-96.
- BÜREN, K. v. (1953): Die Rovanatäler. - Geographica Helvetica, Bd. 8, S. 73-187.
- BÜRRI, M. (1955): La Géologie du Quaternaire aux environs de Sierre. - Bull. des Lab. de Géol. etc. de l'univ. de Lausanne, No. 114, S. 1-14.  
- (1961): Les dépôts quaternaires de la vallée du Rhône entre St. Maurice et le Léman. - Bull. Murithienne, No. 78, S. 36-59.  
- (1967): De Pont de la Morge à Sierre. - Geologischer Führer der Schweiz, H. 3, Basel, S. 131-135.
- BÜTLER, M. (1946): Beziehungen zwischen Sonnenaktivität, Mondkonstellation, Bergstürzen, Erdbeben und Vulkanismus. - Schweizerische Bauzeitung, Bd. 128, Nr. 11, S. 143-144.
- BUSS, E. und A. HEIM (1881): Der Bergsturz von Elm den 11. September 1881. - Zürich, 163 S.
- CADISCH, J. (1916-27): Geologische Karte von Mittelbünden, Bl. B: Davos, 1 : 25 000, Spezialkarte Nr. 94 B.  
- (1926): Zur Talgeschichte von Davos. - Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens, 64, Chur, S. 285-299.  
- (1929): Zur Geologie von Davos. - Festschr. f. d. 110. Jahresvers. d. Schweizerischen Naturf. Ges. in Davos, Basel, S. 83-92.  
- (1944): Beobachtungen im Bergsturzgebiet der Umgebung von Reichenau und Rhäzüns (Graubünden). - Ecl. Geol. Helv., Bd. 37, S. 409-412.  
- (1953): Geologie der Schweizer Alpen. - 2. Aufl., Basel, 480 S.
- CADISCH, J. und A. STRECKEISEN (1967): Klosters-Dorf - Davos. - Geologischer Führer der Schweiz, H. 8, Basel, S. 727-732.
- CADROBBI, M. (1961): Guida geologica del basso Sarca. - 72. pubbl. della Soc. Museo Civico di Rovereto, Rovereto, 131 S.
- CARLONI, G. C. und R. MAZZANTI (1964 a): Aspetti geomorphologici della frana del Vaiont. - Rivista Geogr. Ital., Bd. 71, S. 201-231.
- CARLONI, G. und R. MAZZANTI (1964 b): Rilevamento geologico della frana del Vaiont. - Giornale di Geologia, Annali del Museo Geologico di Bologna, ser. 2, vol. 32, fasc. 1, S. 105-123.
- CASTIGLIONI, G. (1955): Un'antica frana in Val Formazza. - Rivista Geogr. Ital., S. 225-229.  
- (1958): Studio geologico e morfologico del territorio di Baceno e Premia (Val d'Ossola - Alpi Lepontine). - Consiglio Nazionale delle ricerche. Centro di studi di petrografia e geologia e centro Studi di geografia fisica, Padova, 82 S.  
- (1964): Sul morenico stadiale nelle Dolomiti. - Consiglio nazionale delle ricerche. Centro di studio per la geografia fisica, Padova, 16 S.
- CIABATTI, M. (1964): La dinamica della frana del Vaiont. Giornale di Geologia, Annali del Museo Geologico di Bologna, ser. 2, vol. 32, fasc. 1, S. 139-154.
- CLAPPERTON, C. M. und P. HAMILTON (1971): Peru beneath its eternal threat. - Geographical Magazine, Bd. 43, S. 632-639.
- CLAR, E. und P. WEISS (1965): Erfahrungen im Talzuschub des Magnesit-Bergbaues auf der Millstätter Alpe. - Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, Jg. 110, S. 447-460.
- CLAYTON, L. (1964/65): Karst Topography on stagnant Glaciers. - Journal of Glaciology, vol. 5, No. 37-42, S. 107-112.
- CLUFF, L. S. (1971): Peru Earthquake of May 31, 1970. Engineering Geology Observations. - Bull. of the Seismol. Soc. of Am., vol. 61, No. 3, S. 511-533.
- CORNELIUS, H. P. (1932): Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe, 1 : 25 000.  
- (1936/38): Der Bergsturz des Ganotz im Kalser Tal (Osttirol). - Zeitschr. f. Geomorph., Bd. 10, S. 87-100.
- CORNELIUS, H. P. und E. CLAR (1935): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Großglocknergebietes. - Wien, 34 S.
- DAL PIAZ, G. (1936): Su alcuni casi di scoscendimento ad uncino osservati in Valle Aurina e in Val di Vize (Alto Adige). - Studi trentini di scienze naturali, Soc. di studi per la Venezia Tridentina, Annata 17/1, S. 1-16.
- DAMIAN, J. (1890): Der Molveno-See in Tirol. - Petermanns Mitt., Bd. 36, S. 262-270.  
- (1891): Die Bergstürze von St. Anna und Castelier in Südtirol. - Zeitschr. f. wissenschaftl. Geographie, Bd. 8, S. 171-183.

- DELEBECQUE, A. (1909): Sur l'origine de la plaine des Rocailles (Haute Savoie). - Comptes rendus des séances de l'Acad. des Sciences, t. CXLIX, No. 22, S. 1022 f.
- (1909/10): Sur les terrains glaciaires des feuilles Annecy, Chambéry et Nantua. - Bull. des services de la Carte Géologique de la France. Comptes rendus des collaborateurs, 20, S. 76-81.
- DEMANGEOT, J. (1939): Le relief de Haute Ubaye. - Annales de Géogr., t. 48, S. 343-358.
- DESIO, A. u. a. (1968): Per una classificazione geologica delle frane. - Accad. nazionale dei lincei, anno CCCLXV, quaderno 112. Atti del Convegno sul tema: Le scienze della natura di fronte agli eventi idrogeologici, Roma, S. 175-264.
- DHEIN, A. (1944): Geologie der Alpenrandzone zwischen Marquartstein und Bergen in Oberbayern. - Neues Jahrbuch f. Min., Geol. u. Pal., Abh. Abt. B., Bd. 88, S. 176-228.
- DÜRR, E. (1970): Kalkalpine Sturzhalden und Sturzschuttbildung in den westlichen Dolomiten. - Tübinger Geographische Studien, H. 37, 120 S.
- ESCHER, H. C. (1807): (ohne Titel; über Bergstürze in der Schweiz.) - Neujahrsblatt d. Naturf. Ges. Zürich, S. 1-8.
- EXNER, C. (1952): Prähistorischer Bergsturz des Mausarkogels bei Bad Hofgastein. - Bad Gasteiner Badesblatt, Jg. 12/11, S. 63-65.
- (1957): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Gastein, 1 : 50 000. - Wien, 168 S.
- FABIANI, R. und L. TREVISAN (1939): Note illustrative della Carta Geologica delle tre Venezie, Foglio Schio. - Padova, 88 S.
- FALBESONER, H. (1886): Der Fernpaß und seine Umgebung in bezug auf das Glazialphänomen. - 9. Progr. d. fürstbischöflichen Gymnasiums Brixen, 41 S.
- FELLENBERG, E., E. KISSLING und H. SCHARDT (1900): Lötschberg und Wildstrubeltunnel. Geologische Expertise. - Mitt. d. Berner Naturf. Ges., S. 100-131.
- FEUGEUR, L. und J. GOGUEL (1955): Présence du Wildflysch sous une digitation supérieure de la nappe de Morcles au Dérochoir (Haute-Savoie). - Compte rendu sommaire des séances de la Soc. Géol. de la France, S. 96-99.
- FIELD, W. O. (1968): A G S Party in Alaska to observe Sherman Landslide. - Ubique, S. 1-3.
- FISCHER, H. (1969): Das Gailtal und die Bergstürze an der Villacher Alpe. - Luftbildatlas Österreich, hrsg. v. L. SCHEIDL, Wien, S. 180 f.
- FISCHER, K. (1967): Erdströme in den Alpen. - Mitt. d. Geogr. Ges. München, Bd. 52, S. 231-246.
- FLIRI, F. u. a. (1970): Der Bändertorn von Baumkirchen (Inntal, Tirol). - Zeitschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol., Bd. 6, S. 5-35.
- FLÜCKIGER, O. (1934): Glaziale Felsformen. - Petermanns Mitt., Erg.-H. 218, Gotha.
- FRANCESCHETTI, B. (1962): La degradazione accelerata nei bacini montani del fiume Astico e dei torrenti Lavarda e Longhella (Prov. di Vicenza). - C. N. R. Centro Studio Geografia fisica, l'erosione del suolo in Italia, 1, Padova.
- FRECH, F. (1903): Über das Antlitz der Tiroler Zentralalpen. - Zeitschr. d. Deutschen u. Österr. Alpenvereins, Jg. 34, S. 1-31.
- (1905): Die wichtigsten Ergebnisse der Erdgeschichte. - Geographische Zeitschrift, 11. Jg., S. 65-85.
- FRÜH, J. (1930 und 1938): Geographie der Schweiz. - St. Gallen, Bd. 1 u. 3.
- FUGANTI, A. (1969): Studio geologico di sei grandi frane di roccia nella regione Trentino-Alto Adige. - Memorie del Museo Tridentino di Scienze Naturali, anno 31-32, vol. 17, fasc. 3, Trento, 70 S.
- FURRER, E. (1915): Bemerkung über einen Bergsturz bei Bormio. - Vierteljahresschr. d. Naturf. Ges. Zürich, Jg. 60, S. 48-54.
- (1961): Über „Windlöcher“ und Kälteflora am Lauerzer See (Schwyz). - Berichte d. Geobotanischen Institutes d. ETH, Stiftung Rübel, 32. H., Zürich, S. 83-96.
- (1962): Der Bergsturz von Bormio. - Vierteljahresschr. d. Naturf. Ges. Zürich, Jg. 107, S. 233-242.
- FURRER, H. (1938): Geologische Untersuchungen in der Wildstrubelgruppe (Berner Oberland). - Mitt. d. Naturf. Ges. Bern, S. 35-167.
- (1948): Das Sackungsgebiet von Greich-Goppisberg, nördlich Mörel, und der Riederhornstollen (Oberwallis). - Ecl. Geol. Helv., Bd. 41, S. 291-296.
- (1962): Erläuterungen z. Geologischen Karte der Schweiz, 1 : 25 000, Bl. 473, Gemmi. - Bern.
- (1967): Frutigen-Kandersteg-Gemmipaß-Leukerbad. - Geologischer Führer der Schweiz, H. 4, Basel, S. 257-268.
- FUTTERER, K. (1892): Die Entstehung der Lapsinischen Seen. - Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., Bd. 44, S. 123-134.
- GAGNEBIN, E. (1938): Les Collines de Noville-Chessel, près de Villeneuve, sur la plaine vaudoise du Rhône. - Bull. des Lab. de Géol. de l'Univ. de Lausanne, No. 60, S. 27-35.
- GAMS, H. (1928): Der Bergsturz von Balderschwang im Allgäu. - 46. Bericht d. Naturwiss. Ver. f. Schwaben u. Neuburg e. V., Augsburg, S. 66-74.
- GANGL, G. (1969): Ein Beitrag zur Seismizität des Alpenostrandes. - Österr. Akad. d. Wiss., math. nat. Kl., Mitt. d. Erdbebenkommission, N. F. Nr. 68., Wien, S. 1-22.
- GANSS, O. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1 : 25 000, Bl. 8240, Marquartstein. - München, 276 S.
- GANSSER, A. (1967): Lugano-Menaggio-Chiavenna-Maloia. - Geologischer Führer der Schweiz, H. 9, Basel, S. 856-863.
- GASPARIN, M. (1830): Notice sur la formation d'un lac dans le département de la Drôme. - Annales des sciences Naturelles, t. 19, S. 424-434.

- GEISTBECK, A. (1885): Die Seen der Deutschen Alpen. Eine geographische Monographie. - Mitt. d. Vereins f. Erdkunde in Leipzig, Leipzig, 56 S.
- GERLACH, H. (1883): Die Penninischen Alpen. - Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, Lief. 27, Bern, 159 S.
- GERMAIN, M. (1967/68): Les formations quaternaires dans le massif des Bornes et ses bordures. - Diplôme universitaire d'études supérieures, Univ. Grenoble, Inst. de Géogr. Alpine (maschinenschriftl.), 106 S.
- GEYER, G. und O. ABEL (1918): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, Bl. Kirchdorf (4852). - Wien, 66 S.
- GIGNOUX, M. und R. BARBIER (1955): Géologie des barrages et des aménagements hydrauliques. - Paris, 343 S.
- GILLITZER, G. (1912): Geologischer Aufbau des Reiteralpgebirges im Berchtesgadener Land. - Geognostische Jahreshfte, Jg. 25, S. 161-227.
- GIRARDIN, P. (1905): Les phénomènes actuels et les modifications du modelé dans la Haute Maurienne. - La Géographie, 12, S. 1-20.
- GLASER, T. (1926): Zur Geologie und Talgeschichte der Lenzerheide. - Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 49, Lief., Abt. 7, Bern, 58 S.
- GOGARTEN, E. (1909): Terrainbewegungen in der Schweiz. - Naturwiss. Wochenschrift, NF Bd. 8, Jena, S. 538-539.
- GOGUEL, J. (1937): Les glissements de terrain du Sud-Est de la France. - Ann. des Ponts et Chaussées, No. 1, S. 47-60.
- (1946): Sur quelques cuvettes des vallées glaciaires dépourvues de verrous rocheux. - Annales de Géogr., Bd. 55, S. 241-246.
- (1956): Le glissement des gorges de l'Arly (Savoie). - Compte rendu sommaire des séances de la Soc. Géol. de France, S. 158-159.
- (1965): Traité de tectonique. - Paris.
- (1967): Application de la géologie aux travaux de l'ingénieur. - 2. Aufl., Paris, 373 S.
- GOLDBERGER, J. (1950): Morphologische Beobachtungen am Tschirgant bei Imst. - Alpen-geographische Studien (KINZL-Festschrift), Schlern-Schriften Bd. 65, Innsbruck, S. 9-17.
- (1961): Felssturz und Muren am Gr. Pölven bei Wörgl (Tirol). - Mitt. d. Österr. Geogr. Ges., Bd. 103, S. 342-344.
- GRAEBNER, K. (1970): Meteoritensturz in den Alpen. - Informationsdienst für Bildungspolitik und Forschung (ibf), Nr. 219, Wien, S. 8-10.
- GRASSO, F. (1968): La frana del Monte Avi (Valle d'Aosta). - Boll. Soc. Geol. Ital., 87, S. 109-131.
- GROLL, M. (1904): Der Oeschinensee im Berner Oberland. - Jahresber. d. Berner Geogr. Ges., Bd. 19, S. 1-78.
- GSELL, R. (1917/18): Beiträge zur Kenntnis der Schuttmassen im Vorderrheintal. - Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens, N. F. Bd. 58, S. 127-202.
- GUICHONNET, P. (1950): La catastrophe du Glacier du Tour. - Revue de Géogr. Alpine, 38, S. 198-201.
- GUÏLLOMIN, A. (1937): Les Abîmes de Myans. - Revue de Géogr. Alpine, 25, S. 583-617.
- GÜMBEL, W. v. (1861): Geognostische Beschreibung des Bayerischen Alpengebietes. - Gotha.
- (1894): Geologie von Bayern. - Bd. 2, Kassel, 1184 S.
- GUMPRECHT, O. (1891): Zur Entwicklung der Wasserscheiden, insbesondere der Thalwasserscheiden, im Gebiete der Julischen Alpen. - Petermanns Mitt., Bd. 37, S. 90-98.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. und R. WYSS (1938): Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz, 1 : 25 000. - Atl. Bl. 396, Grindelwald. - Bern.
- GUTERSOHN, H. (1961 und 1964): Geographie der Schweiz. - Bd. 2, Alpen, 2 Teile, Bern.
- (1965ff) Flims-Reichenau-Erms. - Atlas der Schweiz, Bl. 83 Nordostschweiz und Graubünden, Karte 2, Wabern. - Bern.
- HADLEY, J. B. (1964): Landslides and related Phenomena accompanying the Hebgen Lake Earthquake of August 17, 1959. - The Hebgen Lake, Montana, Geol. Survey Prof. Paper 435 K, Washington D. C., S. 107-138.
- HAEFELI, R. (1967): Kriechen und progressiver Bruch in Schnee, Boden, Fels und Eis. - Schweizerische Bauzeitung, Jg. 85, H. 2, S. 21-29.
- HAMMER, W. (1923): Über das Vorkommen jungvulkanischer Gesteine im Ötztal (Tirol) und ihr Alter. - Sitzungsberichte d. Akad. d. Wiss. Wien, math. nat. Kl., Bd. 132, S. 329-342.
- (1927): Geologische Beobachtungen beim Bau des Wasserkraftwerkes bei Mallnitz (Kärnten). - Jahrbuch d. Geol. Bundes-Anst., Bd. 77, S. 29-62.
- (1929): Erl. zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. - Bl. 5146, Ötztal, Wien, 58 S.
- HAMMER, W. und O. REITHOFER (1936): Vulkanismus und Glazialformation im Ötztal. - Führer f. d. Quartärexkursionen in Österreich, 2. Teil, Wien, S. 89-101.
- HANIEL, C. A. (1929): Geologischer Führer durch die Allgäuer Alpen südlich von Oberstdorf. - 2. Aufl., bearb. v. M. RICHTER, München, 32 S.
- HANNSS, CHR. (1967): Die morphologischen Grundzüge des Ahrntales. - Tübinger Geogr. Studien, H. 23, Tübingen, 144 S.
- HANTKE, R. (1968): Die Diffluenz des würmzeitlichen Rheingletschers bei Sargans (Kt. St. Gallen) und die spätglazialen Gletscherstände in der Walenseetalung und im Rheintal. - Eiszeitalter u. Gegenwart, Bd. 19, S. 219-226.

- HANTKE, R. (1970 a): Les stades tardiwürmiens sur le versant nord des Alpes suisses. - Revue de Géogr. Alpine, S. 429-434.
- (1970 b): Zur Diffuenz des würmeiszeitlichen Rheingletschers bei Sargans und die spätglazialen Gletscherstände in der Walensee-Talung und im Rheintal. - Vierteljahresschr. d. Naturf. Ges. Zürich, Jg. 115, S. 101-126.
  - (1970c): Aufbau und Zerfall des würmzeitlichen Eisstromnetzes in der zentralen und östlichen Schweiz. - Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg, 60, S. 5-33.
  - (1970 d): Die Datierung spätwürmzeitlicher Gletscherstände am Rande des Säntisgebirges. - Ecl. Geol. Helv., Bd. 63/2, S. 501-509.
- HARRISON, J. V. und N. L. FALCON (1937): The Saidmarreh Landslip, South-West Iran. - Geographical Journal, vol. 89, S. 42-47.
- (1938): An ancient Landslip at Saidmarreh in Southwestern Iran. - Journal of Geology, vol. 46, S. 296-309.
- HARTUNG, G. (1884): Das alte Bergsturzgebiet von Flims. - Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, Bd. 19, S. 161-194.
- HAUENSCHILD, P. G. (1870): Über einige Reste der Glacialperiode im Alm- und Steyerlingtal. - Verhandl. d. k. k. Geol. Reichs-Anst.
- HAUER, F. R. (1871): Kugelförmige Hügel in Tirol. - Mitt. d. Anthropol. Ges. Wien, 1, S. 107.
- HAUSING (1898): Die Grube Silberleiten und die neuesten Aufschlußarbeiten im Liegenden der Wasserkluft. - Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, 46, S. 101-106.
- HEIM, A. (1881): siehe BUSS, E.
- (1882 a): Der Bergsturz von Elm. - Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., Bd. 34, S. 74-115.
  - (1882 b): Über den Bergsturz von Elm. - Zeitschr. d. Deutschen Geologischen Ges., Bd. 34, S. 435-439.
  - (1882 c): Über Bergstürze. - Neujaahrsblatt d. Naturf. Ges. Zürich, Bd. 84, 31 S.
  - (1882/83): Der alte Bergsturz von Flims. - Jahrbuch d. Schweizer Alpenclub, 18, S. 295-309.
  - (1891): Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. - Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, Lief. 25, Bern, 503 S.
  - (1898): Die Bodenbewegungen von Campo im Maggiathale, Kanton Tessin. - Vierteljahresschr. d. Naturf. Ges. in Zürich, Jg. 43, S. 1-24.
  - (1921): Geologie der Schweiz. Bd. 2. Die Schweizer Alpen. - Leipzig, 1018 S.
  - (1932): Bergsturz und Menschenleben. - Zürich, 218 S.
- HEIM, A. und J. OBERHOLZER (1934): Zu Otto Ampferers „Gleitformung der Glarner Alpen“ und „Flimser Bergsturz“. - Eclogae Geol. Helv., Bd. 27, S. 507-516.
- HEISSEL, W. (1965): Das „Bimssteinvorkommen“ von Köfels im Ötztal (Tirol). - N. Jb. f. Min., Monatshefte, S. 285-287.
- HELBLING, R. (1938): Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarneralpen. - Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. Lief. 76, Bern.
- (1948): Photogeologische Studien in der Schweiz. - Zürich, 141 S.
- HEUBERGER, H. (1966): Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain und Ötztal. - Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, H. 20, Innsbruck, 126 S.
- (1968 a): Die Ötztalmündung (Inntal, Tirol). - Veröffentl. d. Univ. Innsbruck, Nr. 1, (Festschr. f. H. KINZL), Innsbruck, S. 53-90.
  - (1968 b): Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial. - Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 19, S. 270-275.
- HIRSBRUNNER, G. (1958): Beiträge zur Morphologie und Hydrologie der Rovana-Täler. - Diss. Bern, 79 S.
- HOERNES, R. (1878): Aus der Umgebung von Belluno, Feltre und Agordo. - Zeitschr. d. Deutschen u. Österr. Alpenver., Bd. 11, S. 107-156.
- HOFF, K. E. A. v. (1834): Geschichte der durch Überlieferung nachgewiesenen natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche. - III Theil, Gotha, 511 S.
- HÖHL, G. (1953): Beobachtungen über Doppelgrate in den Ostalpen. - Petermanns Mitt., Bd. 97, S. 174-179.
- HOLZINGER, J. (1946): Morphologie der Grünauer Voralpen. - Diss. (maschinenschriftl.) Wien, 188 S.
- HOWE, E. (1909): Landslides in the San Juan Mountains, Colorado, including a Consideration of their Causes and their Classification. - United States Geol. Survey Prof. Paper, 67, Washington D. C., 58 S.
- HÜTTNER, R. (1969): Bunte Trümmerrmassen und Suevit. - Geologica Bavarica, 61, S. 142-200.
- JACKLI, H. (1944): Zur Geologie der Stätzerhornkette. - Ecl. Geol. Helv., vol. 37, S. 1-30.
- (1948): Die Bodenbewegungen im Hinterrhein-Tal und ihre bautechnischen Auswirkungen. - Schweizerische Bauzeitung, Jg. 66, S. 503-506.
  - (1952): Geologische Eigentümlichkeiten der Geschiebeherde des bündnerischen Rheingebietes. - Wasser- und Energiewirtschaft. Schweizerische Monatsschrift, Jg. 44.
  - (1957): Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebiets. - Beitr. zur Geol. d. Schweiz. Geotechn. Serie, Lief. 36, Zürich, 136 S.
  - (1963): Der Felssturz von Sarnest, Gemeinde Zillis. - Bündnerwald, Jg. 16/6, S. 183-185.
  - (1965): Pleistocene Glaciation of the Swiss Alps and Signs of Postglacial Differential Uplift. - Geol. Soc. of Am., Special Paper 84, S. 153-157.
  - (1967): Reichenau-Domleschg-Thusis-Via Mala-Zillis. - Geologischer Führer der Schweiz, H. 8, Basel, S. 786-789.

- JÄTZOLD, R. (1971): Die verschüttete Stadt Yungay, Peru. - Die Erde, 102. Jg., S. 108-117.
- KENT, P. E. (1966): The Transport Mechanism in Catastrophic Rock Falls. - Journal of Geology, vol. 74, S. 79-83.
- KILIAN, W. (1911): Sur les «seuils de débordement» glaciaires et sur une phase importante dans la succession des oscillations glaciaires dans les Alpes françaises. - Bull. de la Soc. Géol. de France, 4<sup>ème</sup> série, t. 11, S. 33-38.
- (1914-16): Les formations fluvioglaciaires de la région du Faucigny (Haute Savoie). - Compte rendu sommaire et Bull. de la Soc. Géol. de France, année 1914, 4<sup>ème</sup> série, t. 14, S. 167-169.
- (1916): Sur l'âge exact de la «Plaine des Rocailles» près de la Roche-sur-Foron (Haute-Savoie) et sur les stades fluvioglaciaires du Genevois-Faucigny. - Comptes rendus des séances de l'Acad. des Sciences, t. 163, S. 474-478.
- KILIAN, W. und J. REVIL (1916/17): Etudes sur la période pleistocène (quaternaire) dans la partie moyenne du Bassin du Rhône. - Trav. du Lab. de Géol. de la Fac. des Sciences, Univ. de Grenoble, t. 11, 3<sup>ème</sup> fasc., S. 87-248.
- KINZL, H. (1940): La ruptura del lago glacial en la quebrada de Ulta en el año 1938. - Boletín del Museo de Historia Natural „Javier Prado“, Año 4, No. 13, S. 153-167.
- KIRCHEN, E. (1970): Bergstürze in Graubünden. - Terra Grischuna, 29. Jg., Nr. 5, S. 220-224.
- (1971): Die Ruinaulta. - Terra Grischuna, 30. Jg., Nr. 3, S. 114-118.
- KJARTANSSON, G. (1967): The Steinsholtshlaup, Central South Iceland on January 15th, 1967. - Jökull 17, S. 249-262.
- KLEBELSBERG, R. v. (1920): Der Bergsturz von Stilfes bei Sterzing. - Der Schlern, 1, Bozen, S. 369-373.
- (1927): Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten. - Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., Bd. 79, S. 280-354.
- (1931): Alte Gletscherstände im Iseltal (Osttirol) und seiner Nachbarschaft. - Zeitschr. f. Gletscherkunde, 19, S. 163-174.
- (1935): Geologie von Tirol. - Berlin, 872 S.
- (1948 und 1949): Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. - Wien, 2 Bde.
- (1953): Südtiroler geomorphologische Studien. Das obere Eisacktal. - Schlern-Schriften, H. 113, Innsbruck, 112 S.
- (1956): Südtiroler geomorphologische Studien: Das Pustertal (Rienz-Anteil). - Forsch. z. Deutschen Landeskunde, Bd. 94, Remagen, 218 S.
- KNOBLAUCH, P. und M. REINHARD (1939): Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz, 1 : 25 000, Atl. Bl. 516, Jorio. - Bern.
- KNOBLAUCH, P. und M. ZURBRUCHEN (1927): Die Bewegungen am Motto d'Arbino bei Bellinzona. - Die Alpen, 3, S. 361-373.
- KOCH, G. A. (1883): Garnerathal und Plattenspitze in Vorarlberg. - Zeitschr. d. Deutschen und Österr. Alpenvereins, Bd. 14, S. 444-458.
- KRAUS, E. (1945-48): Stauvergriesung über der nordalpinen Narbe. - Neues Jahrbuch f. Min. Geol. u. Pal., Monatshefte, Abt. B, Geol. u. Pal., S. 182-194.
- KREBS, N. (1928): Die Ostalpen. - Stuttgart, 2 Bde.
- KURAT, G. und W. RICHTER (1968): Ein Alkalifeldspat-Glas im Impaktit von Köfels/Tirol. - Naturwissenschaften, Bd. 55, S. 490.
- (1972): Impaktite von Köfels, Tirol. - Tschermarks Min. und Petr. Mitt. 17, S. 23-45.
- LACGER, L. (1903): De Lausanne à Zermatt. Excursion de Géogr. Physique en Suisse. - Annales de Géogr., 12, S. 411-427.
- LACQUANITI, L. (1947): La frana quaternaria del Monte Peron nelle Dolomiti (Masiere di Vedana). - L'Universo, anno 12/1, S. 347-357.
- LEBLING, C. u. a. (1935): Geologische Verhältnisse des Gebirges um den Königs-See. - Abh. d. Geol. Landesuntersuchung am Bayer. Oberbergamt, H. 20, 46 S.
- LECHNER, A. (1967): Geomorphologie des östlichen Toten Gebirges (Prielgruppe). - Diss. (maschinenschriftl.), Wien.
- LEHMANN, O. (1926): Die Verheerungen in der Sandlinggruppe. - Denkschr. Akad. d. Wiss. in Wien, math. nat. Kl., Bd. 100, S. 259-299.
- LEIDLMAIR, A. (1956): Die Formenentwicklung im Mitter Pinzgau. - Forschungen z. Deutschen Landeskunde, Bd. 89, Remagen, 102 S.
- LEVY, F. (1920): Diluviale Talgeschichte des Werdenfeller Landes und seiner Nachbargebiete. - Ostalpine Formstudien, Abt. 1, H. 1, 192 S.
- LEUCHS, K. (1921): Die Ursache des Bergsturzes am Rheintalanger (Wettersteingebirge). - Geolog. Rundschau, 12, S. 189-192.
- LICHTENECKER, N. (1929): Bergsturz und Bimssteingang von Köfels im Ötztal (Tirol). - Geograph. Jahresber. aus Österr., Bd. 14 und 15, Wien, S. 228-254.
- (1930): Zur Deutung des Bimssteinvorkommens von Köfels im Ötztal. - Verhandl. d. Geol. Bundes-Anst., Wien, S. 173-179.
- LOMBARD, A. (1936): Les formations quaternaires de la vallée du Giffre Bas (Haute-Savoie). - Revue de Géogr. phys., t. 9, fasc. 2, S. 209-220.
- LOMBARD, F. (1884-85): Les catastrophes dans les Alpes. - L'Echo des Alpes, Genève, S. 244-269.
- LUGEON, M. (1898): L'éboulement de Sierre en Valais. - Le Globe, Genève, Bd. 37, S. 82-84.
- (1910 a): Sur l'éboulement de Sierre (Valais). - Bull. de la Soc. Vaudoise des sciences naturelles, Bd. 66. S. LXII.

- LUGEON, M. (1910 b): Carte géologique des Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. 1 : 50 000, Spez.-Karte 60.
- (1910 b): Carte géologique des Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. 1 : 50 000, Spez.-Karte 60.
- (1914–18): Les hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. – Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. Lief. 30, 3 Bde.
- LUTZ, W. (1966): Gröden. Landschaft, Siedlung und Wirtschaft eines Dolomitenhochtales. – Tiroler Wirtschaftsstudien, 21. Folge, Innsbruck, 360 S.
- MACHATSCHKEK, F. (1920): Der Bergrutsch am Sandling im Salzkammergut. – Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, S. 303–305.
- MACHATSCHKEK, F. und W. STAUB (1927): Morphologische Untersuchungen im Wallis. – Ecl. Geol. Helv., Bd. 20, S. 335–379.
- MARCHESONI, V. (1954): Il Lago di Molveno e la foresta riaffiorata in seguito allo svaso. – Studi trentini di scienze naturali, Trento, 31, S. 9–24.
- (1958): La datazione col metodo del carbonio 14 del Lago di Molveno e dei resti vegetali riemersi in seguito allo svaso. – Studi trentini di scienze naturali, Trento, S. 95–98.
- (1959): La val di Tovel e il „Lago Rosso“. – La Natura Alpina, Jg. 10/2, S. 41–74.
- MARIETAN, I. (1945–46): Le tremblement de terre du 25 janvier 1946. – Bull. de la Murithienne, Soc. Valaisanne des sciences naturelles, fasc. 63, S. 70–87.
- MARINELLI, O. (1926): Le vicende di un laghetto alpino. – Le vie d'Italia, anno 32, No. 12, Milano, S. 1313–1322.
- MARTIN, G. (1963/65): Die Verschüttung von Plurs (Piuro) im Bergell und die Deutung ihrer geologischen Ursachen durch Friedrich Rolle. – Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens, Bd. 91.
- MASSEPORT, J. (1946): Le Haut Diois. Etude de géographie physique. – Revue de Géogr. Alpine, t. 34, S. 479–553.
- MATZNETTER, J. (1955/56): Der Vorgang der Massenbewegungen an Beispielen des Klostertales in Vorarlberg. – Geogr. Jahresber. aus Österreich, Bd. 26, S. 41–61.
- MAYER, H. (1961): Märchenwald und Zauberwald im Gebirge. – Jahrbuch d. Vereins z. Schutze der Alpenpflanzen und -tiere, 26, S. 22–37.
- (1964): Bergsturzbesiedlung in den Alpen. – Mitt. aus der Staatsforstverwaltung Bayerns, H. 34, S. 191–203.
- MEJEAN, P. (1928): Le bassin de Bonneville (Haute Savoie). – Revue de Géographie Alpine, t. 16, S. 5–168.
- MELIK, A. (1955): Nekaj glacioloških opažanj iz zgornje doline. – Geografski zbornik, Ljubljana, 3, S. 299–318.
- MERIAN, R. (1945): Die Talböden des Engelberger Tales. – Der Schweizer Geograph, Jg. 21, S. 65–81.
- (1946): Eine neue geomorphologische Untersuchungs- und Darstellungsmethode am Beispiel des oberen Engelberger Tales. – Diss. Univ. Zürich, 88 S.
- MERLO, C. (1969): Frane presso Chiotti Sant'Anna nell'alta Val Grana (Alpi Cozie). – Rivista Geografica Ital., anno 76, S. 181–194.
- MESSINES, J. (1941): Les glissements du Noyer, dans les Bauges. – Revue de Géogr. Alpine, t. 29, S. 713–720.
- (1948): Note au sujet de l'éboulement du Breuil (Commune de Puget-Théniers). – Revue de Géogr. Alpine, t. 36, S. 427–433.
- MICHEL, R. (1961): Le glissement de terrain de la Motte-Chalancon (Drôme). – Travaux du Laboratoire de Géol. Grenoble, S. 121–127.
- MILLER, D. J. (1960): Giant waves in Lituya Bay, Alaska. – Geol. Survey, Prof. Paper 354-C, Washington D. C., S. 51–86.
- MILLER, H. (1962): Zur Geologie des westlichen Wetterstein und Mieminger Gebirges (Tirol). – Diss., Univ. München, 118 S.
- MILTON, D. J. (1965): Fused Rock from Köfels, Tyrol. – Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 9, S. 86–94.
- MONTANDON, F. (1924): Les éboulements de la Dent du Midi et du Grammont. – Le Globe, t. 63, Genève.
- (1933): Chronologie des grands éboulements alpins, du début de l'ère chrétienne à nos jours. – Matériaux pour l'étude des calamités, No. 32, Genève, S. 271–340.
- (1937): Les Monticules de Crébelley. – Etudes Rhodaniennes, Lyon, 13/1, S. 35–57.
- (1953): Les tremblements de terre destructeurs en Europe. – Genève, 195 S.
- MORANDINI, G. (1963–64): Aspetti dell'erosione accelerata. – Atti e Mem. Accad. Pataviana Scienze, Lettere ed Arti, 76, Padova S. 5–18.
- MORET, L. (1935): L'éboulement de Fourvoirie en Chartreuse. – Revue de Géogr. Alpine, t. 23, S. 859–862.
- (1945): Les éboulements de terrains en montagnes. – Editions de la Revue „Les Alpes“, Grenoble, 2. Aufl., 49 S.
- MORITZI, W. (1842): Notices sur les collines de Coire. – Bibliothèque universelle des Sciences, Belles lettres et Arts. Partie des sciences, Genève, S. 183–191.
- MOUGIN, M. P. (1931): La restauration des Alpes. – Paris, 584 S.
- MUCH, M. (1871): Kegelförmige Hügel in Tirol (Nassereith, Fernpaß, Lermoos). – Mitt. Anthrop. Ges. Wien, 1, S. 107.
- MUDGE, M. R. (1965): Rockfall-Avalanche and Rockslide-Avalanche Deposits at Sawtooth Ridge, Montana. – Geol. Soc. of America, Bull. vol. 76, S. 1003–1014.

- MÜLLER, L. (1963): Der Felsbau. Bd. 1. - Stuttgart, 624 S.
- (1964): The Rock Slide in the Vajont Valley. - Felsmechanik und Ingenieurgeologie, Bd. 2, S. 148-212.
- (1968): New Considerations on the Vaiont Slide. - Felsmechanik und Ingenieurgeologie, Bd. 6, S. 1-91.
- MUTSCHLECHNER, G. (1935): Spuren von jungem Vulkanismus in der Umgebung von Innsbruck. - Verhandlungen d. Geol. Bundes-Anst., Wien, S. 51-54.
- NABHOLZ, W. (1951): Diluviale (pleistozäne) Schotter im Lugnez und Safiental. - Ecl. Geol. Helv., Bd. 44, S. 323-332.
- (1954): Neue Beobachtungen im Bergsturzgebiet südlich Reichenau-Tamins. - Verhandl. d. Naturf. Ges. Basel, Bd. 65/1, S. 67-81.
- (1967): Chur-Reichenau-Ilanz-Vals-Zerveila. - Geologischer Führer der Schweiz, H. 8, Basel, S. 743-775.
- NÄNNY, P. (1946): Neuere Untersuchungen zum Prätigauflysch. - Eclogae Geologicae Helv., 39, S. 115-132.
- NARDI, A. (1965): Il bacino del Vaiont e la frana del M. Toc. - Universo, Firenze, 45, S. 21-70.
- NEUMAYR, M. (1889): Über Bergstürze. - Zeitschr. d. Deutschen u. Österr. Alpenvereins, 20, S. 19-56.
- NIEDERER, J. (1941): Der Bergsturz am Flimserstein, Fidaz, am 10. April 1939. - Jahrbuch d. Naturf. Ges. Graubündens, Bd. 77, S. 3-27.
- NIKLAUS, M. (1967): Geomorphologische und limnologische Untersuchungen am Oeschinensee. - Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Hydrologie, 14, Bern, 116 S.
- NONVEILLER, E. (1967): Shear Strength of Bedded and Jointed Rock as determined from the Zalesina and Vajont Slides. - Proceedings of the Geotechnical Conference, Oslo, S. 289-294.
- NÖTH, L. (1929): Geologie des mittleren Cordevolegebietes zwischen Vallazza und Cencenighe (Dolomiten). - Jahrbuch d. Geolog. Bundes-Anst., Bd. 79, S. 129-202.
- NUSSBAUM, F. (1934): Über die Formen der Bergsturzmassen mit besonderer Berücksichtigung des Bergsturzes im Kandertal. - Der Schweizer Geograph, 11. Jg., H. 1, S. 12f.
- (1940): Über das Alter des Bergsturzes von Siders (Wallis). - Verhandlungen d. Schweizerischen Naturf. Ges., 120. Sitzung, S. 229f.
- (1942): Die Bergsturzlandschaft von Siders im Wallis. - Verhandlungen d. Schweizerischen Naturf. Ges., 122. Sitzung, S. 176f.
- (1945): Nochmals über das Alter des Bergsturzes von Siders. - Verhandlungen der Schweizerischen Naturf. Ges., 124. Sitzung, S. 237f.
- (1956/57): Dreißig Jahre Beobachtungen über Erdbeben, Fels- und Bergstürze in der Schweiz. - Revue pour l'étude des calamités, Genève, Bd. 16, No. 34-35, S. 36-46.
- (1957): Über rezente Erdbeben und Felsstürze in der Schweiz. - Geographica Helvetica, Bd. 12, S. 216-222.
- OBERHOLZER, J. (1900): Monographie einiger prähistorischer Bergstürze in den Glarneralpen. - Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 9. Lief., 1900, 209 S.
- (1900 a): Karte der Bergstürze von Glarus, Schwanden und Näfels, 1 : 20000.
- (1920): Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein, 1 : 50 000, Spez. Karte Nr. 63. - Bern.
- (1933): Geologie der Glarneralpen. - Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. Lief. 28, Bern, 626 S.
- OBERHOLZER, J. und A. HEIM (1914): Geologische Karte der Glarner Alpen, 1 : 50 000. - Bern.
- OECHSLIN, M. (1962): Der Felssturz am Kleinen Spannort. - Die Alpen. Monatsbulletin des S. A. C., 38. Jg., S. 29f.
- OGAWA, T. (1924): Notes on the Volcanic and Seismic Phenomena in the Volcanic District of Shimabara, with a Report on the Earthquake of December 8<sup>th</sup> 1922. - Memoirs of the College of Science, Kyoto Imperial University, ser. B, vol. 1, S. 201-254.
- OMBONI, G. (1877): Le Marocche, antiche morene mascherate da frane. - Atti della Soc. Ital. di Scienze Naturali, 20, S. 65-80.
- OMORI, F. (1907): Note on the Eruptions of the Unsen - daké in the 4<sup>th</sup> year of Kansei (1792). - Bull. of the Imperial Earthquake Investigation Committee, vol. 1, S. 142-144.
- ONDE, H. (1938): La Maurienne et la Tarantaise. - Thèse Lettres, Grenoble, 612 S.
- OTT, E. und F. FREI (1926): Geologische Karte von Mittelbünden, 1 : 25 000, Blatt E, Piz Michèl, Spezialkarte Nr. 94 E.
- PAMPANINI, R. (1924): La frana del Monte Antelao (21. aprile 1814). - L'Universo, Firenze, 5/12, S. 883-892.
- PASCHINGER, H. (1953): Bergsturz und spätglaziale Moränen im Obernberger Tal (Brenner Tirol). - Zeitschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol., Bd. 2, H. 2, S. 312-316.
- PAVONI, N. (1968): Über die Entstehung der Kiesmassen im Bergsturzgebiet von Bonaduz-Reichenau (Graubünden). - Ecl. Geol. Helv., Bd. 61/2, S. 494-500.
- PENCK, A. (1882): Die Vergletscherung der Deutschen Alpen. - Leipzig, 438 S.
- (1886): Die Slavini di San Marco bei Rovereto. - Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, Bd. 29, S. 395-398.
- (1894): Morphologie der Erdoberfläche. - Stuttgart, 2 Bde.
- (1901/09): s. PENCK, A. und E. BRÜCKNER
- (1925): Der postglaziale Vulkan von Köfels im Ötztale. - Sitzungsberichte d. Preuß. Akad. d. Wiss., phys.-math. Kl., Bd. 12, Berlin, S. 218-225.

- PENCK, A. und E. BRÜCKNER (1901/09): Die Alpen im Eiszeitalter. – Leipzig, 3 Bde.
- PENCK, A. und E. RICHTER (1885): Das Land Berchtesgaden. – Zeitschr. d. Deutschen u. Österr. Alpenvereins, Bd. 16, S. 217–298.
- PENTA, F. (1956): Sulla classifica delle frane interessanti d'ingegneria. – La Ricerca Scientifica, Roma, t. 26, S. 833–837.
- (1959 a): Studi sulle frane. – La Ricerca Scientifica, Roma, t. 29, S. 2230–2236.
- (1959 b): Frane, classifiche e nomenclatura. – Giornale del Genio Civile, 97, S. 227–237.
- PERRET, R. (1931): L'évolution morphologique du Faucigny. – Paris, 166 S.
- PFAFF, W. (1933): Die Eislöcher in Überetsch. – Schlern-Schriften, Bd. 24, Innsbruck, 72 S.
- PICHLER, A. (1863): Zur Geognosie Tirols. II. Die vulkanischen Reste von Köfels. – Jahrbuch d. k. k. Geol. Reichs-Anst., 13, S. 591–594.
- PIETH, F. (1948): Der Felsberger Bergsturz und die Siedlung Neu-Felsberg. – Bündnerisches Monatsblatt, S. 278–283.
- PIPEROFF, CHR. (1897): Geologie des Calanda. – Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. Lief. 7, Bern, 66 S.
- PIPPAN, TH. (1967 a): Slides and Mudflows. – Revue de Géomorph. Dynamique, XVII/4, S. 185f.
- (1967 b): Slope movements and recent uplift. – Revue de Géomorph. Dynamique, XVII/4, S. 187.
- (1967 c): On climatic control of mass movements. – Revue de Géomorph. Dynamique, XVII/4, S. 187.
- PLAFKER, G., G. E. ERICKSEN und F. CONCHA (1971): Geological Aspects of the May 31, 1970 Perú Earthquake. – Bull. Seismol. Soc. of Am., vol. 61, No. 3, S. 543–578.
- POLLACK, V. (1892): Der Bergsturz im „Großen Tobel“ nächst Langen am Arlberg am 9. Juli 1892. – Jahrbuch d. Geol. Reichs-Anst., S. 661–671.
- (1925): Versuch einer Übersicht der Massen- oder Bodenbewegungen. – Jahrbuch d. Geol. Bundes-Anst., Bd. 75, S. 45–95.
- (1926): Über die bisherige Klassifikation der Boden- oder Massenbewegungen und deren Verwertung. – Zeitschr. f. Geomorphologie, Bd. 1, S. 302–339.
- PONTOPIPIDAN, H. (1911): Die geologischen Verhältnisse des Rappenalptales sowie der Bergkette zwischen Breitach und Stillach. – Geognost. Jahreshefte, Jg. 24, S. 1–21.
- POZZI, R. und A. GIORCELLI (1959): Memoria illustrativa della carta geologica della regione compresa fra Livigno ed il Passo dello Stelvio (Alpi Retiche). – Boll. del Servizio Geologico d'Italia, vol. 81/1, S. 1–72.
- PRESSER, H. (1963): Vom Berge verschlungen in Büchern bewahrt. Plurs, ein Pompeji des 17. Jahrhunderts im Bergell. – 2. Aufl. Bern, 26 S.
- PREUSS, E. (1974): Der Bimsstein von Köfels im Ötztal/Tirol. – Jahrbuch des Vereins zum Schutze der Alpenpflanzen und -tiere, 39. Bd.
- PREY, S. (1956): Die eiszeitlichen Gletscher des Traunstein-Zwillingskogelkamm und im Almtal bei Gmunden, Oberösterreich. – Zeitschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol., Bd. 3/2, S. 213–234.
- PURTSCHELLER, F. (1971): Ötztaler und Stubai Alpen. – Sammlung Geologischer Führer, Bd. 53, Berlin-Stuttgart, 111 S.
- RAGUIN, E. und F. HERMAN (1931 a): Notice explicative, Carte Géologique de la France, 1 : 50 000. Feuille du Petit Saint Bernard. – Paris, 42 S.
- (1931 b): Notice explicative, Carte Géologique de la France, 1 : 50 000. Feuille de Lanslebourg. – Paris, 47 S.
- RAPP, A. (1960): Recent development of Mountain Slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. – Geografiska Annaler, Bd. 62, S. 65–200.
- REIS, O. M. und F. W. PFAFF (1910): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wettersteingebirges, 1 : 25 000. – Geognostische Jahreshefte, 23, S. 61–114.
- REITHOFER, O. (1930): Bericht über Kluftmessungen in der Umgebung von Köfels im Maurach und am Tauferer Berg im vorderen Ötztal. – Anzeiger d. Akad. d. Wiss. Wien, Nr. 27.
- (1932): Neue Untersuchungen über das Gebiet von Köfels im Ötztal. – Jahrbuch d. Geol. Bundes-Anst., Bd. 82, S. 275–342.
- (1956): Über die Aufschlüsse beim Bau der neuen Bundesstraße zwischen Haiming und Brennbiel bei Imst (Tirol). – Verhandl. d. Geol. Bundes-Anst., S. 256–267.
- REMENYIK, T. (1959): Geologische Untersuchung der Bergsturzlandschaft zwischen Chur und Rodels (Graubünden). – Ecl. Geol. Helv., Bd. 52, S. 177–235.
- RENGERS, N. und L. MÜLLER (1969): Kinematische Versuche an geomechanischen Modellen. – Rock Mechanics, Supplementband 1, S. 20–31.
- REUIL, J. (1928): Les glissements de terrains des régions montagneuses. – Bull. de la Soc. d'Histoire Naturelle de Savoie, 2ème série, t. 21, S. 85–93.
- RICHTER, E. (1885): Der Bergsturz an der Bocca di Brenta. – Mitt. d. Deutschen u. Österr. Alpenvereins, S. 72–73.
- RINALDINI, B. v. (1926): Der postglaziale Vulkan von Köfels im Ötztal und die „Kluft“ von Pipurg. – Zeitschr. f. Geomorph., Bd. 1, S. 294–296.
- ROTHE, J. P. (1967): Cartes de sismicité de la France. – Annales de l'Institut de Physique du Globe, Univ. de Strasbourg, nouvelle série, 3ème partie, Géophysique, t. 8, S. 3–10.
- ROTHE, J. P. und N. DECHEVOY (1967): La sismicité de la France de 1951 à 1960. – Annales de l'Institut de Physique du Globe, Univ. de Strasbourg, nouvelle série, 3ème partie, Géophysique, t. 8, S. 19–84.

- ROTHPLETZ, A. (1881): Der Bergsturz von Elm. - Zeitschr. d. Deutschen Geologischen Ges., Bd. 33, S. 540-564.
- (1882): Nachtrag zu dem Aufsatz „Der Bergsturz von Elm“. - Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., Bd. 34, S. 430-432.
- RUSSEL, R. J. (1927): Landslide Lakes of the Northwestern Great Basin. - Univ. of California, Publ. in Geogr., vol. 2, S. 231-254.
- RYBAŘ, J. (1968): Ein Beispiel von Bewegungsmessungen an Rutschungen. - Zeitschr. f. Angewandte Geologie, Bd. 14, S. 138-141.
- (1970): Hangbewegungen (Beispiele von Grundtypen). Unveröffentlichte Zusammenstellung.
- RYBAŘ, J., J. PAŠEK und L. REPKA (1965): Dokumentation der systematischen Untersuchung der Rutschungsgebiete in der Tschechoslowakei. - Engineering Geology, 1, S. 21-29.
- SACCO, F. (1940): Le marocche del Veneto. - L'Universo, Firenze, anno 21/11, S. 763-782.
- SALATHE, H. R. (1961): Die stadiale Gliederung des Gletscherrückganges in den Schweizer Alpen und ihre morphologische Bedeutung. - Verhandl. d. Naturf. Ges. Basel, Bd. 72, S. 137-231.
- SALIS, F. v. (1874/75): Notanden über erratische Erscheinungen im Rheingebiet. (Quaternäre Bildungen). - Jahrbuch des Schweizer Alpenclub, Jg. 10, S. 457-474.
- SANDBERG, C. G. S. (1927): Einiges über die Zentral-, sog. „herzynischen“ Massive der westlichen Alpen und die rezenten Vulkanausbrüche in dieser Zone. - Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., 79. Bd., S. 122-135.
- SANDNER, B. (1925): Note illustrative della Carta Geologica delle tre Venezie. Foglio Bressanone. - Padova, 57 S.
- SANDNER, B. und W. HAMMER (1926): Note illustrative della Carta Geologica delle tre Venezie. Foglio Merano. - Padova, 72 S.
- SARNTHEIN, R. v. (1940): Moor- und Seeablagerungen aus den Tiroler Alpen in ihrer waldgeschichtlichen Bedeutung. 2. Teil. Seen der Nordtiroler Kalkalpen. - Beihefte z. Botan. Zentralblatt, Bd. 60, Abt. B, S. 437-492.
- (1949): Moor- und Seeablagerungen aus den Tiroler Alpen in ihrer waldgeschichtlichen Bedeutung. - 3. Teil. Österr. Botan. Zeitschr., S. 1-85.
- SCHARDT, H. (1908 a): Der prähistorische Bergsturz von Siders. - Geographisches Lexikon der Schweiz. 5. Bd., Neuenburg, S. 525.
- (1908 b): Tauretunum. - Geographisches Lexikon der Schweiz. 5. Bd., Neuenburg, S. 630.
- (1910): L'éboulement préhistorique de Chironico. - Boll. Soc. tic. Sc. nat. Lugano.
- SCHAUBACH, A. (1845-47): Die Deutschen Alpen. - Jena, Teil I-V.
- SCHEIDEGGER, A. (1961): Theoretical Geomorphology. - Berlin, Göttingen, Heidelberg, 333 S.
- SCHELLER, E. (1970): Geophysikalische Untersuchungen zum Problem des Taminser Bergsturzes. - Diss. Zürich (ETH), 91 S.
- (1971): Beitrag zum Bewegungsverhalten großer Bergstürze. - Ecl. Geol. Helv., Bd. 64/1, S. 195-202.
- SCHERZER, H. (1927): Geologisch-botanische Wanderungen durch die Alpen. Bd. 1, Das Berchtesgadener Land. - München, 218 S.
- SCHINDLER, C. M. (1959): Zur Geologie des Glärnisch. - Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 107, Lief., Bern, 135 S.
- SCHMIDT-THOME, P. (1960): Zur Geologie und Morphologie des Ifen Gebirgsstockes (Allgäu). - Erdkunde, Bd. 14, S. 181-195.
- SCHNEIDER, E., F. ELMIGER, F. EBSTER und H. KINZL (1964): Nevado Huascarán, Cordillera Blanca, Peru. Topographische Karte der Gletschersturz-Mure vom 10. Jänner 1962, 1 : 15 000.
- SCHNEIDER, G. (1968): Erdbeben und Tektonik in Südwestdeutschland. - Tectonophysics, Bd. 5, S. 459-511.
- SCHREIBER, W. (1950): Der Pletzach-Bergsturz bei Kramsach. - Schlernschriften, Bd. 65, Alpengeographische Studien (Kinzl-Festschrift), S. 63-76.
- SCHUSTER, M., Hrsg. (1929): Abriß der Geologie von Bayern. - München.
- SCHWEIZER, G. (1968): Der Formenschatz des Spät- und Postglazials in den Hohen Seealpen. - Zeitschr. f. Geomorphologie. Supplementbd. 6, 167 S.
- SCHWINNER, R. (1912): Der Monte Spinale bei Campiglio und andere Bergstürze in den Südalpen. - Mitt. d. Geol. Ges. Wien, Bd. 5, S. 128-197.
- SEIFFERT, R. (1960): Zur Geomorphologie des Calancales. - Basler Beitr. z. Geogr. u. Ethnologie, H. 1, Basel, 54 S.
- SELLI, R. und L. TREVISAN (1964): Caratteri e interpretazione della frana del Vaiont. - Giornale di Geologia, Annali del Museo Geologico di Bologna, ser. 2, vol. 32, fasc. 1, S. 7-68.
- SHARPE, C. F. S. (1960): Landslides and related Phenomena. - New Jersey, 137 S.
- SHREVE, R. L. (1966): Sherman Landslide, Alaska. - Science, vol. 154, S. 1639-1643.
- (1968 a): Leakage and Fluidization in Air-Layer Lubricated Avalanches. - Geol. Soc. of America, Bull. 79, S. 653-657.
- (1968 b): The Blackhawk Landslide. - Geol. Soc. of America, Boulder, Col., 47 S.
- SÖLCH, J. (1924): Nordtirol. - Sammlung geographischer Führer, Bd. 1, Berlin, 258 S.
- (1935): Fluß- und Eiswerk in den Alpen zwischen Ötztal und St. Gotthard. - Petermanns Mitt., Erg.-H. 219, 220.
- SPENGLER, E. und J. STINY (1926): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. Bl. Eisenerz, Wildalpe u. Aflenz. - Wien, 99 S.

- SPENGLER, E. (1926/27): Die tertiären und quartären Ablagerungen des Hochschwabgebietes und deren Beziehungen zur Morphologie. – Zeitschr. f. Geomorph., Bd. 2, S. 21–73.
- SPREITZER, H. (1959-60): Der eiszeitliche Murgletscher in Steiermark und Kärnten. – Geogr. Jahresber. aus Österr., 28. Bd., S. 1–50.
- ŠPŮREK, M. (1972): Historical Catalogue of Slide Phenomena. – *Studia Geographica*, Československá Akad. věd Geografický ústav Brno, 19, 178 S.
- SRBIK, R. v. (1935): Geologische Bibliographie der Ostalpen von Graubünden bis Kärnten. – München, Berlin, 2 Bde.
- (1937): Geologische Bibliographie der Ostalpen von Graubünden bis Kärnten. 1. Fortsetzung. – Innsbruck, 388 S.
- STAUB, R. (1938): Altes und Neues vom Flimser Bergsturz. – Verh. d. Schweizer Naturf. Ges., 119. Vers., Chur, S. 60–85.
- STAUB, R. u. E. WEBER (1952): Zur Geologie des Juliawerkes Marmorera-Tinzen. – Wasser- und Energiewirtschaft, Nr. 5/6/7, S. 121–124.
- STAUB, W. (1908/10): Die Tomalandschaften im Rheintal von Reichenau bis Chur. – Jahresber. d. Geogr. Ges. Bern, Bd. 22, S. 1–28.
- STINY, J. (1908): Über Bergstürze im Bereiche des Kartenblattes Rovereto-Riva. – Verh. d. Geol. Reichs-Anst., S. 320–326.
- (1911): Die Talstufe von Mareit. – Mitt. d. k. k. Geogr. Ges. Wien, Bd. 54, S. 114–126.
- (1925/26): Zur Frage der Doppelgrate. – Zeitschr. f. Geomorph., Bd. 1, S. 299–301.
- (1938): Über die Regelmäßigkeit der Wiederkehr von Rutschungen, Bergstürzen und Hochwasserschäden in Österreich. – Geologie und Bauwesen, Jg. 10, S. 9–31 und 33–48.
- (1941): Unsere Täler wachsen zu. – Geologie und Bauwesen, Jg. 13/3, S. 71–79.
- STORZER, D., P. HORN und B. KLEINMANN (1971): The Age and the Origin of Köfels Structure, Austria. – *Earth and Planetary Science Letters* 12, S. 238–244.
- STRACHEY, R. (1894): The Landslip at Gohna in British Garwhal. – *Geographical Journal*, vol. 4, S. 162–170.
- STRAGIOTTI, L. und L. PERETTI (1953): Osservazione di coni di ghiaccio sulla frana della Becca di Lusenej (Valle d'Aosta). – *Boll. del Comitato Glaciol. Ital. Ser 2, No. 4, S. 213–219.*
- STREIFF-BECKER, R. (1958): Toteis und Blockströme. – *Leben und Umwelt*, Bd. 12, S. 259f.
- STRELE, G. (1937): Chronologie des grands éboulements alpins du début de l'ère chrétienne à nos jours. Premier Supplement. – *Matériaux pour l'étude des calamités*, No. 38, Genève, S. 121–137.
- STÜTZER, O. (1936): Die Talweitung von Köfels im Ötztal (Tirol) als Meteorkrater. – *Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges.*, Bd. 88, S. 523–525.
- SUDA, F. (1886): Die Lavini di Marco im Etschtale. – *Zeitschr. d. Deutschen u. Österr. Alpenvereins*, Bd. 17, S. 95–118.
- SUESS, F. E. (1936): Zur Deutung des „Bimssteinvorkommens“ von Köfels im Ötztale. – *Anzeiger d. Akad. d. Wiss. Wien, math. nat. Kl.*, Nr. 10, S. 77f.
- (1937): Der Meteorkrater von Köfels bei Umhausen im Ötztale, Tirol. – *Neues Jahrbuch f. Min. Geol. Pal., Abhandlungen*, 72. Beil. Bd., Abt. A, Stuttgart, S. 98–155.
- TARAMELLI, T. (1881): Di alcuni scoscendimenti postglaciali sulle Alpi meridionali. – *Rendiconti del Reale Istituto Lombardo di scienze e lettere*, ser. 2, vol. 14, S. 74–81.
- TARNUZZER, CH. (1895/96): Geologische Beobachtungen während des Baues der Rhätischen Bahn bei Chur und Reichenau. – *Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens*, Bd. 39, S. 55–63.
- (1897/98): Die erratischen Schuttmassen der Landschaft Churwalden-Parpan. – *Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens*, Bd. 41, S. 1–55.
- (1898/99): Geologische Beobachtungen in der Umgebung von Chur. – *Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens*, Bd. 42, S. 86–89.
- (1901): Ein diluvialer Bergsturz der Bündnerschieferzone auf der Flimserbreccie von Valendas. – *Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens*, Bd. 44, S. 95–105.
- TARNUZZER, CH., G. NUSSBERGER und P. LORENZ (1899/1900): Notices sur quelques gisements métallifères du Canton des Grisons, Suisse. – *Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens*, Bd. 43, S. 1–39.
- TERZAGHI, K. (1950, 1958): Mechanism of Landslides. – *Application of Geology to Engineering Practice*, BERKEY-Volume, New York, S. 83–123.
- TILL, A. (1907): Das große Naturereignis von 1348 und die Bergstürze des Dobratsch. – *Mitt. d. Geogr. Ges. Wien*, Bd. 50, S. 534–645.
- TRABUCCO, G. (1913): Sulla classificazione e sull'origine delle frane. – *Rivista Geogr. Ital.*, anno 20, vol. 20, S. 330–341 und 479–495.
- TRENER, G. B. (1924): Geologia delle Marocche. – *Gli impianti elettrici della città di Trento II*, Trento, S. 25–33.
- (1933): Note Illustrative della Carta Geologica delle tre Venezie. Foglio Trento. – Padova, 84 S.
- TREVISAN, L. (1936): Le formazioni glaciali del Gruppo di Brenta. – *Boll. del Comit. Glaciol. Ital.*, No. 16, S. 117–142.
- (1939): Il Gruppo di Brenta. – *Mem. dell'Ist. Geolog. della Univers. di Padova*, vol. 13.
- (1941): Profili tettonici nella regione della bassa Sarca. – *Studi Trentini di Scienze Naturali*, anno 22, fasc. 1, S. 3–9.
- TRÜMPY, R. (1960/63): Sur les racines des nappes helvétiques. – *Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot*, t. 2, Soc. Géol. France, Paris, S. 419–428.
- (1967): *Sierre-Ayer*. – *Geologischer Führer der Schweiz*, H. 3, Basel, S. 141–144.

- TURNAU, V. (1906): Beiträge zur Geologie der Berner Alpen. 1. Der prähistorische Bergsturz von Kandersteg. - Mitt. d. Naturf. Ges. Bern, S. 1-35.
- TUTHILL, S. J. (1966): Earthquake Origin of superglacial Drift on the glaciers of the Martin River Area, South Central Alaska. - Journal of Glaciology, No. 43, S. 83-88.
- VACEK, M. (1911 a): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, Bl. 5546, Trient. - Wien, 104 S.
- (1911 b): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, Bl. 5646, Rovereto-Riva. - Wien, 100 S.
- VACEK, M. und G. GEYER (1916): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, Bl. 4952, Liezen. - Wien, 58 S.
- VENETZ, M. (1861): Mémoire sur l'extension des anciens glaciers. - Neue Denkschr. d. allg. Schweizer Ges. über die ges. Naturwiss., 2. Dekade, Bd. 8, 33 S.
- VENZO, G. A. (1960-61): Fenomeni franosi nel Trentino. - Mem. Museo St. Natur. Venezia Tridentina, anno 23-24, vol. 13, fasc. 2, Trento, 118 S.
- VENZO, G. A. und A. FUGANTI (1969): Studio geologico per il progetto della galleria ferroviaria del Brennero da Vipiteno ad Innsbruck. - Mem. del Museo Tridentino di Scienze Naturali, Anno 31-32, vol. 17, fasc. 3, Trento, 57 S.
- VERNET, J. (1952): Feuilles de Saint-Christophe de la Mure et d'Orcières au 50000<sup>e</sup>. - Bull. du Service de la Carte Géologique de la France, Bd. 50, No. 237, S. 167-174.
- VIDAL, H. (1953): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes. - Geologica Bavarica, Nr. 17, München, S. 56-88.
- WAGNER, G. (1950): Rund um Hochifen und Gottesackergebiet. - Öhringen, 116 S.
- WAHNSCHAFFE, F. (1902): Die eiszeitliche Endmoräne am Eingang des Otztales. - Naturwissenschaftl. Wochenschr. N. F. 1, Nr. 12, Jena, S. 140f.
- WANNER, E. (1929): Beiträge zur Geographie der Erdbeben. - Gerlands Beitr. z. Geophysik, 23, S. 334-348.
- (1945): Die Erdbebenherde in der Umgebung von Zürich. - Ecl. Geol. Helv., 38, S. 151-161.
- WANNER, E. und N. PAVONI (1965): Erdbebenzentren. - Atlas der Schweiz, 1. Lief. Bl. 10, Wabern-Bern.
- WEBER, J. (1915): Geologische Wanderungen durch die Schweiz. Bd. 3, Kristallinische Alpen und Randgebiete. - Clubführer des Schweizer Alpen Club, Zürich, 356 S.
- WEBER, M. (1968): Fließförderung in Rinnen und Rohrleitungen. - Maschinenmarkt, Jg. 74, Nr. 102, S. 1945-1948.
- WEISCHET, W. (1960 a): Die geographischen Auswirkungen des Erdbebens vom 22. Mai 1960 im Kleinen Süden Chiles. - Erdkunde, Bd. 14, S. 273-288.
- (1960 b): Voraussetzungen, Vorgang und Folgen thixotroper Massenverlagerungen ins Tal des Rio San Pedro (Prov. Valdivia/Chile). - Mitt. d. Geogr. Ges. München, Bd. 45, S. 39-50.
- WEISS, E. H. (1964): Vajont, Geologische Betrachtungen zur Felsgleitung in den Stausee. - Steir. Beitr. z. Hydrogeol., Jg. 1963/64, Graz, S. 11-36.
- WELSCH, W. und H. KINZL (1970): Der Gletschersturz vom Huascarán (Peru) am 31. Mai 1970, die größte Gletscherkatastrophe der Geschichte. - Zeitschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol., Bd. 6, S. 181-192.
- WILHELMY, H. (1960): Erdbeben. - Geogr. Rundschau, Jg. 12, S. 1-9.
- WINTERHALTER, R. U. (1951): Der Bergsturz von Silenen vom 18. Juli 1948. - Die Alpen, S. 85-87.
- WUNDERLICH, E. (1913): Eibsee- und Fernpaßbergsturz und ihre Beziehungen zum Lermooser Becken. - Mitt. d. Deutschen u. Österr. Alpenvereins, Bd. 29, S. 333-334.
- ZACHER, W. (1964): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1 : 25000, Bl. 8430, Füssen. - München, 151 S.
- ZANKL, H. (1958/64): Der Bergsturz am 6./7. Februar 1959 im Wimbachtal (Berchtesgadener Land), ein Beispiel für Bewegungsablauf und Erscheinungsform glazialer Bergstürze. - Zeitschr. f. Gletscherkunde und Glazialgeol., Bd. 4, S. 207-214.
- ZÁRUBA, Q. und V. MENCL (1969): Landslides and their Control. - Prag, 205 S.
- ZAY, K. (1807): Goldau und seine Gegend, wie sie war und was sie geworden. - Zürich, 390 S.
- ZELLER, J. G. (1964): Morphologische Untersuchungen in den östlichen Seitentälern des Val Blenio. - Diss. Univ. Bern, Thun, 108 S.
- ZIMMERMANN, H. W. (1971): Zur spätglazialen Morphogenese der Emser Tomalandschaft. - Geographica Helvetica, 26. Jg., S. 163-171.
- ZISCHINSKY, U. (1966 a): On the Deformation of High Slopes. - Proceedings of the First Congress of the Internat. Soc. of Rock Mechanics, vol. 2, Lisboa, S. 179-185.
- (1966 b): Bewegungsbilder instabiler Talflanken. - Mitt. d. Ges. Geol. Bergbaustud., 17. Bd., S. 127-168.
- (1969): Über Sackungen. - Rock Mechanics, 1, S. 30-52.



## Tabellen

**Tabelle 1:**  
Zahl der kartierten Bergstürze (über 1 km<sup>2</sup>) in den verschiedenen Alpentteilen

		W A S	W A N	S A	E A W	E A M	E A E	Insgesamt
Nördliche Kalkalpen und Französische Kalkalpen	A	0	5	21	9	3	2	40
	B	0	5,3	21	9,5	11,5	1,7	6,5
Alte Massive	A	0	1	0				1
	B	0	2,8	0				1,3
Zentralalpen	A	0	2	4	10	4	0	20
	B	0	2,9	3,2	6	2,7	0	2,7
Südliche Kalkalpen	A					28	4	32
	B					16,3	5,6	11,2
Insgesamt	A	0	8	25	19	35	6	93
	B	0	4	9,5	6,5	10,2	1,7	5,4

Legende: W A S Westalpen-Süd, S Drôme-Drac-Durance-Dora Riparia  
W A N Westalpen-Nord, W Rhône-Gr. St. Bernhard-Dora Baltea  
S A Schweizer Alpen und südl. anschließende Ital. Alpen, W Rhein-Splügen-Comersee  
E A W Ostalpen-West, W Inn-Brenner-Judikarientlinie  
E A M Ostalpen-Mitte, W Salzach-Radstädter Tauern-Katschberg-Villach-Kanaltal-  
Tagliamento  
E A E Ostalpen-Ost

A Zahl der Bergstürze mit über 1 km<sup>2</sup> Fläche  
im Ablagerungsgebiet  
B Zahl der Bergstürze (über 1 km<sup>2</sup>) auf  
10000 km<sup>2</sup>

**Tabelle 2:**  
Fläche der kartierten Bergstürze (über 1 km<sup>2</sup>) in den verschiedenen Alpentteilen

		W A S	W A N	S A	E A W	E A M	E A E	Insgesamt
Nördliche Kalkalpen und Französische Kalkalpen	A	0	30,2	169,5	53,3	6,9	8,5	268,4
	B	0	3,2	16,9	5,6	2,7	0,7	4,3
Alte Massive	A	0	1,6	0				1,6
	B	0	0,5	0				0,2
Zentralalpen	A	0	2,8	6,3	45,6	7,9	0	62,6
	B	0	0,4	0,5	2,7	0,5	0	0,8
Südliche Kalkalpen	A					101,6	6,7	108,3
	B					5,9	0,9	3,8
Insgesamt	A	0	34,6	175,8	98,9	116,4	15,2	440,9
	B	0	1,7	6,6	3,4	3,4	0,4	2,5

Legende: W A S Westalpen-Süd, S Drôme-Drac-Durance-Dora Riparia  
W A N Westalpen-Nord, W Rhône-Gr. St. Bernhard-Dora Baltea  
S A Schweizer Alpen und südl. anschließende Ital. Alpen, W Rhein-Splügen-Comerseer  
E A W Ostalpen-West, W Inn-Brenner-Judikarienlinie  
Ostalpen-Mitte, W Salzach-Radstädter Tauern-Katschberg-Villach-Kanaltal-  
Tagliamento  
E A E Ostalpen-Ost

A Fläche der Bergsturzablagerungsgebiete in km<sup>2</sup>  
B Fläche der Bergsturzablagerungsgebiete  
in % der Gesamtfläche

**Tabelle 3:**  
**Formen der Bergsturz-Abbruchsgebiete**

Form des Abbruchsgebiets	Berg- und Felsstürze	
	Zahl	%
<b>Hangformen:</b>		
1. Hänge i. e. S.	19	10,4
2. Hänge mit Einbuchtung	6	3,3
3. Nischen mit Rückgehänge	9	4,9
4. Abgleitflächen	13	7,0
<b>Hangformen insgesamt</b>	<b>47</b>	<b>25,6</b>
<b>Wandformen:</b>		
5. Wände i. e. S.	72	39,5
6. Wände mit Einbuchtung	16	8,7
7. Nischen mit Rückwänden	25	13,6
8. Nischen mit Rückwänden und Abgleitflächen	23	12,6
<b>Wandformen insgesamt</b>	<b>136</b>	<b>74,4</b>
<b>Abbruchsgebiete insgesamt</b>	<b>183</b>	<b>100,0</b>

**Tabelle 4:**  
**Lage und Abmessungen der kartierten Massenbewegungen sowie Literaturhinweise und Register**

**Legende:**

<b>M</b>	<b>Art der Massenbewegung:</b>	<b>B</b> Bergsturz <b>F</b> Felssturz <b>L</b> langsame Massenbewegung <b>V</b> langsame und schnelle Massenbewegung ohne Signatur es wurde keine Zuordnung zu den genannten Arten der Massenbewegungen vorgenommen <b>?</b> Schuttmassen, deren Zugehörigkeit zu den Massenbewegungen zweifelhaft ist
<b>Nr.</b>	<b>Kennzeichnung der Massenbewegungen nach Gebirgsgruppen (Zahl vor dem Punkt) und durch fortlaufende Nummer innerhalb der einzelnen Gebirgsgruppen (hinter dem Punkt)</b> ( ) bei den in der Statistik nicht erfaßten Massenbewegungen steht die Nummer in Klammern	
<b>N/O</b>	<b>Name und nähere Ortsangabe der Massenbewegungen</b>	
<b>G/K</b>	<b>Lage im Gradnetz bzw. Koordinaten</b>	Koordinaten: französischer, schweizerischer und deutscher Bereich Lage im Gradnetz: österreichischer und italienischer Bereich; in Italien wird die Geogr. Länge auf den Meridian von Rom bezogen (W = westl. Rom) In verschiedenen Grenzgebieten wird die Lage nach dem Gradnetz bzw. den Koordinaten des Nachbarlandes angegeben, da dessen Karten benutzt wurden
<b>L</b>	<b>Fahrbahnlänge in km</b>	
<b>Fb</b>	<b>Fahrböschungswinkel in Grad</b>	
<b>F</b>	<b>Fläche des Ablagerungsgebiets in km<sup>2</sup></b>	
<b>S</b>	<b>Streuung 1 : . . .</b>	
<b>V</b>	<b>Volumen A</b> Hohlvolumen des Abbruchsgebiets in Mio. m <sup>3</sup> <b>B</b> Volumen des Ablagerungsgebiets in Mio. m <sup>3</sup>	
<b>Mr</b>	<b>relative Mächtigkeit</b> Die Messungen konnten meist nur näherungsweise vorgenommen werden	
<b>Lit. u. B.</b>	<b>Literatur und Bemerkungen</b> GKS Geologische Karte der Schweiz	
<b>Register</b>	Ziffern in Normalschrift - Textseiten Ziffern in Fettdruck - wichtige Textseiten Ziffern in Kursivschrift - Seiten der Abbildungen und Bilder	
<b>*</b>	siehe Literatur	
<b>†</b>	siehe Literatur	
<b>( )</b>	sehr grobe Messungen stehen in Klammern	
<b>?</b>	bei verschiedenen Möglichkeiten ist der weniger wahrscheinlichen ein Fragezeichen vorangestellt	
<b>!</b>	extreme Werte sind besonders gekennzeichnet	

## FRANZÖSISCHE ALPEN

M	Nr.	N/O	G/K	L	Fb	F	S	V	Mr	Lit. u. B.	Register
B	11.01	<b>Auron</b> Alpes Maritimes	966/224	2,5	17	0,5				SCHWEIZER 1968, S. 93f	95, 128
	11.02	<b>Fours</b> Alpes Maritimes N Col de la Cayolle	946/233	1,7	25	0,5					54
B	12.01	<b>Claps de Luc</b> SE Die, Drôme	849/262	0,9*	26	0,2				BOURDIER 1961, S. 345; *GIGNOUX u. BARBIER 1955, S. 21ff, S. 74; GOGUEL 1967, S. 314; MASSEPORT 1946, S. 511f; MONTANDON 1933, S. 278; MORET 1945, S. 10f; MOUGIN 1931, S. 93	16, 56, 91, 128, 142, 146, 201
B	12.02	<b>Sassenage</b> W Grenoble	866/330	>2,5 ? 3,5	25 ? 19	>1,4				MORET 1945, S. 10	25, 58, 143
	13.01	<b>Combe Brémond</b> Ob. Ubayetal	960/264	1,5		0,5					9, 91, 95, 128
	13.02	<b>Plan de Parouart</b> Ob. Ubayetal	961/264	1,2*	26,5	0,6				BOURDIER 1961, S. 345; GIGNOUX u. BARBIER 1955, S. 56; *GOGUEL 1946, S. 245f	9, 52, 57, 91, 95, 128, 131
B	14.01	<b>Fouronnière</b> Tal der Navette S Valgaudemar	905/286,5	1	35	>0,1					128
B	14.02	<b>Les Portes</b> Tal der Navette S Valgaudemar	905/287,5	>1,5	<25	<0,2				VERNET 1952, S. 173	25, 95, 128
B	14.03	<b>Le Casset</b> Valgaudemar	907/288,5			0,1					128
B	14.04	<b>Pré de Mme Carle</b> NE Mt Pelvoux	923,5/299	>2,5		<0,5				VERNET 1952, S. 173	38, 90, 95, 128
B	14.05	<b>Lac Lauvitel</b> Oisans	894/304	5 ? 1,6	19	>1,6 ? 0,4	2,7 ! ? 0,7	A 75 B 68 B ? 25 B >16	<0,037 ? 0,098	GIGNOUX u. BARBIER 1955, S. 18f u. S. 55; VERNET 1952, S. 173	16, 25, 60, 89, 95, 121, 125, 126
B	14.06	<b>Grand Clapier</b> Tal des Vénéon Oisans	899,5/304,5	2,2	26	0,41			0,061	BOURDIER 1961, S. 344; GIGNOUX u. BARBIER 1955, S. 15ff; VERNET 1952, S. 173	90, 128, 144, 146, 147

F	14.07	<b>E Le Bourg d'Arud</b> Tal des Vénéon Oisans	899/305,5	(0,3	40	0,006		B 0,1	0,22)	VERNET 1952, S. 173f	90, 128
B	14.08	<b>Rioupéroux</b> Romanche	881/316			0,57					5, 87
B	14.09	<b>St André</b> Maurienne	936/331	1,9	25	0,79	10,73	A 88 B 21	0,03	ONDE 1938, S. 277	9, 24, 47, 75, 95, 125, 128
B	14.10	<b>Col de la Madeleine</b> Maurienne	961/343	4,2	20	1,84	11,07	A 150 B 115	0,046	GIGNOUX u. BARBIER 1955, S. 18-21; GIRARDIN 1905, S. 13f; ONDE 1938, S. 234-236; RAGUIN u. HERMAN 1931b, S. 43.	9, 27, 48, 52, 75, 87, 88, 89, 95, 122, 123, 128, 129, 144, 211
B	15.01	<b>Clapier de Fodan</b> Bonneval, Maurienne	971,5/353	(0,7		0,1		◀*	<0,063)	GIRARDIN 1905, S. 13; *MONTANDON 1933, S. 290; ONDE 1938, S. 275f	146
L	15.02	<b>Bec Rouge</b> St Foy, Tarantaise	956/79	1,5	37	(0,5)				BORREL 1878; MONTANDON 1933, S. 322; MOUGIN 1931, S. 85f; RAGUIN u. HERMAN 1931a, S. 38	128, 131
	15.03	<b>La Louie</b> E St Foy, Tarantaise	958/79	(1,3	27	0,2)					
B	17.01	<b>Abîmes de Myans</b> Mt Granier; SE Chambéry	884/62	7 5*		15 20*		150†	0,0026	*GIGNOUX u. BARBIER 1955, S. 313; BEAUMONT 1806, S. 500-503; BOURDIER 1961, S. 344; †GUILLOMIN 1937; MONTANDON 1933, S. 287f; MORET 1945, S. 7f; MOUGIN 1931, S. 87; REVIL 1928, S. 87	2, 30, 50, 63, 89, 91, 122, 142, 143, 146
B	17.02	<b>Col de Plainpalais</b> Bauges, NE Chambéry	888/78	3	14	0,9					50, 60, 94, 133
V	17.03	<b>Rochers des Fis</b> Tal der Arve N St Gervais	943/115	4,6	20	13,8 8,25*				BEAUMONT 1806, S. 60ff u. 68ff; FEUGEUR u. GOGUEL 1955, S. 98f; MONTANDON 1933, S. 278, S. 293f; MORET 1945, S. 8f; MOUGIN 1931, S. 83; *REVIL 1928, S. 87	2, 14, 52, 80, 91, 95, 124, 128, 130f, 130, 144, 145, 147
F	17.04	<b>NE Assy</b> Tal der Arve N St Gervais	939,5/115	0,65	28	0,05					



NÖRDLICHE KALKALPEN; SCHWEIZ

M Nr.	N/O	G/K	L	Fb	F	S	V	Mr	Lit u. B.	Register
B 21.01	Noville Chessel Unt. Rhônetal S Genfer See	558,5/135	>9*	10*	4†				BADOUX 1965, S. 14f; BERSIER 1953; BÜRRI 1961; BRÜCKNER 1901/09, S. 571f; GAGNEBIN 1938; HEIM 1921, S. 675; MONTANDON 1924, S. 45-59, 1937; SCHARDT 1908b * incl. evtl. glazialem Transport; † diese Fläche nur lückenhaft von Berg- sturzmoränendecke eingenommen	89, 107
B 21.02	Ververy Unt. Rhônetal S Genfer See	561/133,5	2,9	26	0,7	1,5			BADOUX 1960, S. 19; HEIM 1921, S. 675	143
B 21.03	Yvorne Unt. Rhônetal S Genfer See	564,5/134			>1*		10†		BADOUX 1960, S. 19; BERTRAND 1757, S. 47f; ESCHER 1807, S. 3; HEIM 1921, S. 675f, 1932, S. 155, 186; LOMBARD 1884-85, S. 252; †MONTANDON 1933, S. 298f * nur sehr grobe Schätzung des Trümmer- areals vor Niedergang der Muren	63, 91, 93
B 21.04	Diablerets Seitental des Wallis N Ardon	583/126	5,7*	19,5*	2,2*		50†	0,017	BUCK 1920/21, S. 83f; ESCHER 1807, S. 2f; HEIM 1882a, S. 108f, *1921, S. 461, *1932, S. 114f, 130-132, 187; † MONTANDON 1933, S. 305, 307; SANDBERG 1927, S. 128f	17, 28, 38, 50, 51, 69, 73, 74, 74, 75, 79, 90, 91, 95, 121, 122, 125, 128, 145, 146, 209 17, 25, 79, 108
B 21.05	Pas de Cheville S der Diablerets	580/126	(4	19	±1)					
B 21.06	Iffigensee Bernern Alpen	597/137	1,4		0,16	2			BADOUX u. LOMBARD 1962, S. 24	125, 128
B* 21.07	Daubensee Bernern Alpen N Gemmi	614/141	2,6	20	0,4				BRÜCKNER 1901/09, S. 631; FURRER, H. 1962, S. 48, 1967, S. 263; HEIM 1932, S. 171; SALATHE 1961, S. 188 * Bergsturzmoränendecke	89, 107f, 108, 122
B 21.08	Kleines Rinderhorn Schwabenbach u. Arvenwald, Bernern Alpen N Gemmi	614,5/142,5	4,1 ? 1,8	14 ? 26	1 ? 0,4	1,7 ? 0,6	A 50 B 40 B ?28	0,04	BRÜCKNER 1895, S. 58; FURRER, H. 1962, S. 48, 1967, S. 263	17, 25, 27, 75, 108, 112f, 121, 124, 125

## NÖRDLICHE KALKALPEN; SCHWEIZ

M	Nr.	N/O	G/K	L	Fb	F	S	V	Mr	Lit. u. B.	Register
B*	21.09	<b>Spittelmatte</b> Bernere Alpen N Gemmi	615,5/144,5	4*	23*	0,9*				BRÜCKNER 1895, S. 58; * Angaben beziehen sich auf zusammengesetzte Bergsturzmoräne	101
B	21.10	<b>Kandertal</b> Bernere Alpen	618/150	12,5	9 10*	6,8	2,4	A 850 A 650 B 900*	0,048	ABELE 1969, S. 123; BECK 1952c, 1929; BRÜCKNER 1895, S. 58, 1901/09, S. 630f; FELLENBERG, KISSLING u. SCHARDT 1900, S. 107-116; FURRER 1967, S. 257 bis 261; GROLL 1904, S. 3ff; † HEIM 1921, S. 435f, 1932, S. 75, 116f, 124; NIKLAUS 1967, S. 81f; NUSSBAUM 1934, S. 12f; *TURNAU 1906, S. 5-28; WEBER 1915, S. 88, 91-96.	9, 17, 19, 22, 24, 38, 46, 48, 51, 54, 55, 67, 69, 73, 75, 85, 88, 93, 95, 114 119, 122, 128, 143, 144, 207
B	21.11	<b>Oeschinensee</b> Bernere Alpen	620,5/149,5	2	15	> 1,7	3	A 140 A 110* B 120	0,05	BRÜCKNER 1895, S. 58; GROLL 1904, S. 3ff; HEIM 1921, S. 436, 1932, S. 76, 171; *NIKLAUS 1967, S. 82f; TURNAU 1906, S. 29-35	9, 17, 27, 95, 121, 125, 128, 144
B	21.12	<b>Seeliswald</b> zw. Niederstocken u. Reutingen S Thun	612/172,5			0,8				BECK, Geol. K. 1925	27, 122, 128, 146
B	21.13	<b>Siders (Sierre)</b> Wallis	609/128	17	6	28	>2	>2000*	0,013	ABELE 1969, S. 141f; ADRIAN 1939, 1956; BADOUX, BONNARD u. BÜRRI 1959, S. 23; BRÜCKNER 1901/09, S. 624; BUCK 1920/21, S. 17; BUFFLE 1943; BÜRRI 1955, 1959, S. 23, 1967, S. 134f; CADISCH 1953, S. 348f; GERLACH 1883, S. 38-44; HEIM 1921, S. 459, 1932, S. 77f; *LACGER 1903, S. 417; LUGEON 1898, 1910 a, b; MACHATSCHEK u. STAUB 1927; NUSSBAUM 1940, 1942, 1945; TRÜMPY 1967, S. 141; WEBER 1915, S. 264-271	8, 9, 17, 19, 22, 30, 33, 39, 44, 52, 53, 54, 56, 67, 69, 73, 80, 87, 89, 91, 92, 96, 114, 115, 118ff, 118, 124, 130, 143, 144, 212, 220f
L	21.14	<b>Tschuggelrosch</b> Wallis N Salgesch	610/132,5			0,2				NUSSBAUM 1945, S. 238	91, 92
L	21.15	<b>Bella Lui</b> Wallis NW Siders	604,5/132							HEIM 1921, S. 460	146
	21.16	<b>Leuk</b> Wallis	615,5/130,5	(3,8	21	2	2,7)			BUCK 1920/21, S. 17f; GERLACH 1883, S. 44; HEIM 1921, S. 459f	16

	21.17	<b>Clawinenalp</b> NE Leukerbad	616,5/138						FURRER, H. 1962, S. 47	128
	21.18	<b>Fluhalp</b> NE Leukerbad	617,5/138,5						FURRER, H. 1962, S. 47	9
	21.19	<b>Guferswald</b> b. Isenfluh, NW Lauterbrunnen, Berners Alpen	634/163	1,5	26	1,1			ALTMANN 1957/58, S. 35ff	59, 145
	21.20	<b>Lauterbrunnen</b> W Talflanke	635/161,5	1,75	30	2			ALTMANN 1957/58, S. 24ff	59
	21.21	<b>Wengen</b> E Lauterbrunnen	637/162	2,5	30	3,5			ALTMANN 1957/58, S. 31ff; GÜNZLER- SEIFFERT u. WYSS 1938, S. 25f; HEIM 1921, S. 434f	59, 145
	21.22	<b>Tschingelberg</b> S Burglauenen W Grindelwald	640,5/164,5	1,6	37	1,6			ALTMANN 1957/58, S. 55f; GÜNZLER- SEIFFERT u. WYSS 1938, S. 26	59, 131, 144
	21.23	<b>Burglauenen</b> W Grindelwald	641/166	2,2	32	1,1			ALTMANN 1957/58, S. 52ff; GÜNZLER- SEIFFERT u. WYSS 1938, S. 26	59, 128, 131, 144
	21.24	<b>Grindelwald-Schwendi</b> NW Grindelwald	644/164,5	4	20	3,3			ALTMANN 1957/58, S. 42ff; HEIM 1921, S. 434	59
B	21.25	<b>Wellhorn</b> Berners Alpen W Rosenlauri	652,5/169	3,8	18	0,9	3		GÜNZLER-SEIFFERT u. WYSS 1938, S. 26	9, 95
B	21.26	<b>Unterbach</b> E Briener See	649,5/176,5	>1,4	31	±0,5				145, 146
	21.27	<b>Tällihütte*</b> Unterhalb Tällihütte zw. Oberaletschbach u. Aletschgletscher	644,5/139			0,06			* nicht zu den Kalkalpen, sondern zum Aarmassiv gehörend	61
B	(21.28)	<b>Alp Serin</b>	598/132			0,8	4*		BADOUX, BONNARD u. BURRI 1959, S. 23; *MARIETAN 1945/46; NUSSBAUM 1957, S. 218	6, 27, 53, 57f, 62, 73, 75, 78, 82, 83, 90, 134, 205, 212
B	23.01	<b>Kernwald</b> b. Kerns NE Samersee	665/197	>5	13	>6			HEIM 1921, S. 433, 1932, S. 171	27, 55, 122, 143

## NÖRDLICHE KALKALPEN; SCHWEIZ

178

M	Nr.	N/O	G/K	L	Fb	F	S	V	Mr	Lit. u. B.	Register
B	23.02	<b>Engelberg</b> Unterwaldner Alpen	673/185	7	14	>9	>1,5	A > 1500 B > 2000 B > 2500*	0,074	*ARBENZ 1913, S. 713-716, 1934, S. 770 - 772, S. 778; BUCK 1920/21, S. 19; HEIM 1921, S. 433f, 1932, S. 78; MERIAN 1946, S. 76f	8, 9, 13, 17, 22, 30, 32, 33, 44, 51, 53, 88, 89, 115, 116ff, 117, 128, 131, 144, 220
F	23.03	<b>Fulenwasserteufi</b> E Hahnen b. Engelberg	678,5/186	0,5	35	0,09					16
L	23.04	<b>Unter Stoffelberg</b> N Engelberg	673/188	2,5	22	2,4					131
F	23.05	<b>Kleiner Spannort</b> NNW-Flanke SE Engelberg	682/181,5							OECHSLIN 1962, S. 29f	6, 16, 54, 58, 82, 90, 97
B	24.01	<b>Goldau</b> NE Rigi	685,5/211,5	4,5	12,5	4	6,7	A 40 > 30† < 40†	10,005	BALTZER 1874/75; BUCK 1920/21, S. 37f; HEIM 1932, S. 71-73, 108f, †114f, 187f, 197f	2, 9, 15, 17, 19, 27, 50, 55, 56, 60, 64, 65, 82, 89, 90, 121, 122, 142, 145, 146
B	24.02	<b>Ahornenälpli</b> S Bockmattli Glarner Alpen	715,5/217	0,7	33	0,1	2,5			OBERHOLZER 1933, S. 558	6, 54, 59f
B	24.03	<b>Obersee</b> N Rautispitz Glarner Alpen	720,5/217	6 5*	17 16*	2,5 ? 2,9	1,7	A 120 B 160 B 120	0,038	BRÜCKNER 1901/09, S. 634; *HEIM 1932, S. 118f, 169; OBERHOLZER 1900, S. 163-189, 1900a, 1933, S. 556f	9, 10, 24, 25, 89, 91, 93, 95, 100, 121, 125, 128, 131, 132, 144, 145, 146
F	24.04	<b>Niderseealp</b> b. Obersee	720/216	0,4	32	0,05	! 0,8				91
B	24.05	<b>Haslensee</b> b. Näfels Glarner Alpen	722,5/217,5	1,4	23	0,7	2	A 30	0,05	BRÜCKNER 1901/09, S. 634; OBERHOLZER 1900, S. 190-201, 1900a, 1933, S. 557	9, 10, 25, 90, 93, 121, 125, 132, 144, 145
F	24.06	<b>Haltenguët</b> N Netstal Glarner Alpen	724/215	0,5	40	0,075	3	0,15*		*HEIM 1921, S. 401; OBERHOLZER 1933, S. 578	55, 143
B	24.07	<b>Dejenstock</b> W Glarus	720/211	7,5	12*	6,4*	3,9	A 280 B ?600*	0,022	BRÜCKNER 1901/09, S. 634; *HEIM 1921, S. 399, 1932, S. 80, 169; OBERHOLZER 1900, S. 65-107, 1900a, 1933, S. 572ff; SCHINDLER 1959, S. 125f	10, 13, 16, 21, 69, 88, 95, 121, 128, 129, 144, 146
B	24.08	<b>Löcherwald- Stotzigen</b> W Glarus	721/210,5		14*	10 8*		B 770		BRÜCKNER 1901/09, S. 633f; *HEIM 1921, S. 398f, 1932, S. 118f; OBERHOLZER 1900, S. 17-64, 1933, S. 571f; SCHINDLER 1959, S. 87-95	

B	24.08	Löcherwald- Stotzigen W Glarus	721/210,5		14*	10 8*		B 770		BRÜCKNER 1901/09, S. 633f; *HEIM 1921, S. 398f, 1932, S. 118f; OBERHOLZER 1900, S. 17-64, 1933, S. 571f; SCHINDLER 1959, S. 87-95	6, 10, 21, 121, 144, 146
B	24.09	Glärnisch-Guppen S Glarus	724,5/207,5	7,5*	20*	8,8†	5	A 400 B 730 800*	0,036	BRÜCKNER 1901/09, S. 633f; HEIM 1921, S. 398, *1932, S. 118f, 174; OBERHOLZER 1900, S. 117-160, 1933, S. 569ff; SCHINDLER 1959, S. 87-95	27, 51, 88, 95, 115, 128
B	24.10	Elm Glarner Alpen	732/198	2,38*	16*	0,58†	5	10*	0,018	BUSS u. HEIM 1881; HEIM 1882a, 1882b, †1921, S. 401f, 1932, S. 97, 109, *114f, 123, 163f, 199-209; MONTANDON 1933, S. 323; ROTHPLETZ 1881, 1882	2, 56, 58, 65, 82, 91, 92, 94, 119, 142
B	24.11	Flims Vorderrheintal	741/187	>16	7 8*	51 49†	1,2	A !13000 B !9000 !12000*	0,025	Lit. s. ABELE 1970b u. SCHELLER 1970; *HEIM 1921, S. 400; KIRCHEN 1971; †OBERHOLZER 1933, S. 599; ZIMMERMANN 1971 (wegen der großen Zahl der Veröffentlichungen nur neueste Literatur).	6, 8, 9, 10, 13, 15, 17, 19, 20, 21, 22, 24, 30, 32, 33, 38, 39f, 44, 51, 53, 56, 59, 71, 72, 80, 85, 86, 88, 89, 91, 93, 94, 95, 109, 114, 115f, 115, 119f, 122, 124, 125, 129, 131, 136f, 138, 142, 143, 144, 146, 202f, 217, 225f, 228f
B	24.12	Segnas (Segneshütte) NW Flims	738/192	5	14	3				ABELE 1970b, S. 357; OBERHOLZER 1933; S. 599	70, 71, 73, 75, 78, 86, 91, 128, 146, 210
B†	24.13	Nagiens b. Flims	743/188	9*	11*	5*				ABELE 1970b, S. 355 † unt. Teil: Bergsturzmoräne * incl. glazialem Transport	10, 70, 71, 72, 73, 86, 88, 89, 91, 94, 109, 128, 146, 210, 214, 217
B	24.14	Fldaz E Flims	743/190	1,35	27,5	0,2*		A 0,1* B 0,4*	0,0044	JÄCKLI 1957, S. 32; *NIEDERER 1941	20, 44, 51, 53, 55, 56, 58, 65, 76, 82, 90, 91, 133, 141, 207f
B	24.15	Scheja u. Prau Tumasch NE Flims	741/190 742/189,5							OBERHOLZER 1933, S. 609	121
B	24.16	Bargis NE Flims	744/191	> 1						OBERHOLZER 1933, S. 593f	128
B	24.17	Rusna Tal N Bargis NE Flims	742/194			0,2				OBERHOLZER 1933, S. 594	128, 129

## ZENTRALALPEN; SCHWEIZ

M	Nr.	N/O	G/K	L	Fb	F	S	V	Mr	Lit. u. B.	Register
B	24.18	<b>Säsagit</b> N Reichenau W Chur	751/188	14* ? 6	5,4* ? 12,5	>17 ? 4,6	3,8 ? 1,2	A 1600 A 1000* B 1300†	0,023	Lit. s. ABELE 1970b u. *SCHELLER 1970; ZIMMERMANN 1971 † gemessen wurden nur die über die Tal- bodenverschüttung aufragenden Erosions- relikte	6, 10, 17, 19, 21, 22, 24, 30, 40, 44, 51, 53, 68, 73, 80, 81, 85, 86, 87, 89, 94, 118f, 136ff, 138, 139, 143, 146
B	24.19	<b>Bleiswald</b> NE Reichenau	751,5/189,5					A 500 A 300*		Lit. s. 24.18 *SCHELLER 1970, S. 78	6, 10, 17, 21, 24, 30, 40, 51, 68, 73, 80, 81, 85, 86, 87, 89, 94, 118f, 136ff, 138, 139
B	24.20	<b>Calanda</b> W Chur	754/190					A 1400 B 16*		Lit. s. 24.18; ZIMMERMANN 1971; * gemessen wurden nur die über die Tal- bodenverschüttung aufragenden Erosions- relikte der Toma, die allerdings nicht vom Calanda stammen müssen.	9, 10, 17, 21, 30, 53, 56, 86, 89, 91, 118f, 138, 143, 146, 221
B*	24.21	<b>Calanda-Nachstürze</b> N Fms	754/190,5	(> 1,5	<38	3*)				OBERHOLZER 1933, S. 595f * bei der Flächenbestimmung wurden die Lücken zwischen den Trümmern mit erfaßt. Zahl u. Größe der einzelnen Fels- oder Berg(?)stürze läßt sich nicht ermitteln.	10
F	24.22	<b>Felsberg</b> W Chur	755/190,5	(> 1,25	<37	0,1*		0,1*	0,0031)	BALTZER 1874/75, S. 442ff; HEIM 1932, S. 153f; *JÄCKLI 1957, S. 32; MONTAN- DON 1933, S. 317ff; OBERHOLZER 1933, S. 595f; PIETH 1948	55, 91, 145, 147
	24.23	<b>Oberterzen</b> S Walensee	738/219	4*	18*	> 5		100*		*HEIM 1921, S. 946, 1932, S. 44; OBERHOLZER 1933, S. 584f	
	24.24	<b>Rote Wand</b> b. Schwendi Weisstannental	746,5/209	1,5	34	< 1				OBERHOLZER 1933, S. 590	
	24.25	<b>Bärenboden</b> b. Schwendi Weisstannental	745,5/208	1,2	34	> 0,5				OBERHOLZER 1933, S. 590	
	24.26	<b>Pizalun</b> SE Bad Ragaz	759,5/205,5	1,5	32	1,5				OBERHOLZER 1933, S. 595	
B	25.01	<b>Schloßwald</b> S Sennwald, Rheintal W Feldkirch	756/235	> 4,5	<15	> 4,7				HEIM 1921, S. 372, 1932, S. 79	27, 58, 143

B	25.02	<b>Voralpsee</b> SW Grabs	747,5/225,5	1,3 2,88*	18 15*	0,85	40 30*	0,051	HANTKE 1970d, S. 506; HEIM 1921, S. 381, *1932, S. 116f, 133. 171	24, 121, 125, 144
B	31.01	<b>Prayon</b> Val Ferret	574/90	2	37	> 0,2	(5)			
	31.02	<b>Lourtier</b> Val de Bagnes Walliser Alpen	587,5/99	1,2	37	> 0,6				9
B	31.03	<b>Fionnay</b> Val de Bagnes	590,5/97,5	<1	35	> 0,4	(4)		GKS	128
	31.04	<b>W Evolène</b> Val d'Hérens Walliser Alpen	603,5/97,5			(>1)			GKS	9, 57
	31.05	<b>Les Haudères</b> Val d'Hérens	605,5/103			(0,5)			GKS	57
	31.06	<b>N Arolla</b> S-Forts. Val d'Hérens	603,5/97,5			(0,5)			GKS	
	31.07	<b>Satarma</b> S-Forts. Val d'Hérens	603,5/100			(0,5)			GKS	124, 128
	31.08	<b>Zinal</b> Val d'Anniviers	615/108						GKS	9
	31.09	<b>Täschgufer</b> Mattertal	626,5/103	>2	35	> 1			GKS	9, 125, 145
	31.10	<b>Tufernalp</b> NE Zermatt	625,5/97,5	<2	19	> 2			BEARTH 1953, S. 6	9, 52, 125, 128
B	31.11	<b>Winkelmatten</b> S Zermatt	624/ 96	1,4	18	0,25	(3)		GKS	
	31.12	<b>Fluhalp</b> E Zermatt	629/96	>1	22	< 0,5			BEARTH 1953, S. 6	
	31.13	<b>Lauinenbodmen</b> SE Saas-Balen Saastal	638,5/110,5			3			BEARTH 1957, S. 6	9, 125, 128

## ZENTRALALPEN; SCHWEIZ

M	Nr.	N/O	G/K	L	Fb	F	S	V	Mr	Lit. u. B.	Register
	31.14	<b>Furrwald</b> E Saas-Grund	639/108			0,7				BEARTH 1957, S. 6	9, 125f
	31.15	<b>Moosgufer</b> N Saas-Almagell	640/105,5	1,1	34	0,4				BEARTH 1957, S. 6	9, 145
	31.16	<b>Abc-Gufer</b> S Saas-Almagell	640,5/102,5	1,3	29	0,5				GKS	9, 126, 145
F	31.17	<b>N Feeletscherzunge</b> SW Saas Fee	636,5/105,5	0,8	18	0,1					90
B	31.18	<b>Simplon</b> S Simplonpaß	646,5/116,5	5	25	(0,5)				MONTANDON 1933, S. 326 evtl. Vorläufer: BERTRAND 1757, S. 49f; MONTANDON 1933, S. 299	50, 59
	31.19	<b>Oberwald</b> Goms	671,5/155	1,6	32	0,7					95
B	32.01	<b>Oberstes Val Bedretto</b> E Nufenenpaß, Tessin	675,5/147,5	1,6	17	0,2				FLÜCKIGER 1934, S. 22f	
L	32.02	<b>Campo</b> Valle Maggia	681/127	2,3*		1,5*		>120*		*HEIM 1921, S. 526, 1932, S. 49-55, 1898; v. BÜREN 1953, S. 78f; HIRSBRUNNER 1958, S. 17; MONTANDON 1933, S. 321	95, 131
B	32.03	<b>Brione</b> Val Verzasca	704,5/127	1,2	19	0,7	2,3	A 14 B 16	0,028	CADISCH 1953, S. 365	9, 16, 24, 75, 90, 94, 95, 134, 142
F	32.04	<b>Airolo</b> Valle Leventina	689,5/155	1,27*	32,5*			0,5*		*HEIM 1932, S. 114f, 121f; MONTANDON 1933, S. 325	44
B	32.05	<b>Chironico</b> Valle Leventina	709/142			> 1,8		B 300 500*	0,13	*HEIM 1921, S. 525f; TARAMELLI 1881, S. 79	9, 21, 23, 32, 33, 51, 53, 75, 94, 95, 128, 130, 134, 142
B	32.06	<b>Biasca</b>	718/137	3,25	29	1		>15*		BUCK 1921, S. 24f; HEIM 1921, S. 526, 1932, S. 172f; *MONTANDON 1933, S. 295f	9, 16, 38, 69, 73, 124, 142, 146
B	32.07	<b>Ludiano</b> Val Blenio	718/142	2	27	0,6		B 14	0,03	CADISCH 1953, S. 365; HEIM 1921, S. 525	9, 16, 24, 53, 90, 94, 95, 128, 130, 134, 142

L	32.08	<b>Motto d'Arbino</b> E Bellinzona	726/118	1,8	31	1,5			HEIM 1932, S. 156ff; KNOBLAUCH u. REINHARD 1939, S. 82ff; KNOBLAUCH u. ZURBRUCHEN 1927; MONTANDON 1933, S. 328f	52
B	32.09	<b>Norantola</b> Valle Maselcina	734/127,5			>0,6				128, 134, 143
	32.10	<b>Pian San Giacomo</b> Valle Mesolcina	738/142	3	29	>0,7				128, 130
	32.11	<b>P. di Campello</b> Valle del Lucomagno	708/153	<2	30	1,4				
	32.12	<b>S. Carlo</b> Val Bavona	684/139,5							
	33.01	<b>Garvera</b> E Disentis Vorderrheintal	713/175	3	26	8,5			CADISCH 1953, S. 358; HEIM 1921, S. 948	52, 57, 91, 95, 124, 128
B	33.02	<b>Disentis</b>	709/174	2*	21*	0,8 1†	15† >10* <20*	0,021	HEIM 1921, S. 948, *1932, S. 114f, 133; †JÄCKLI 1957, S. 32; MONTANDON 1933, S. 304	52, 91, 122
	33.03	<b>Valendas</b> E Ilanz	740/183	2,25	20	1,9			OBERHOLZER 1933, S. 608f; TARNUZZER 1901	86, 95, 131
	33.04	<b>Carrera</b> E Ilanz	742,5/183,5	1,75	24	0,9			OBERHOLZER 1933, S. 609	86, 95, 131
	33.05	<b>Salums</b> W Bonaduz	747,5/185	2	20	1,3			OBERHOLZER 1933, S. 609	131
B	34.01	<b>Parpan-Lenzerheide</b> S Chur	762/179	5	17 15*	8†	B 400	0,0137	ARBENZ 1934, S. 982f; †GLASER 1926, S. 33-55; HEIM 1921, S. 808, *1932, S. 116f; TARNUZZER 1897/98	8, 10, 50, 51, 58, 88, 91, 122, 128, 144, 146
L	34.02	<b>Brienz</b> NE Tiefencastel	765/171	2	23	<2			HEIM 1932, S. 57	128
L	34.03	<b>Igl Rutsch b. Brienz</b> NE Tiefencastel	765,5/171	1	24	0,2*	1*	0,008	HEIM 1921, S. 809f, 1932, S. 55f; *JÄCKLI 1957, S. 32	
B	34.04	<b>Furggenalp</b> NE Arosa	773/184	(3,5	16	1,5)			HEIM 1921, S. 810	51, 128, 134, 145

## ZENTRALALPEN; SCHWEIZ

184

M	Nr.	N/O	G/K	L	Fb	F	S	V	Mr	Lit. u. B.	Register
B*	(35.04)	<b>Cima di Saoseo</b> E Val Poschiavo	809/141	5,5††	15			150† 80††		†HEIM 1921, S. 811f, ††1932, S. 116f, 137 * evtl. Bergsturzmoränen	6, 9, 69, 104, 121, 124
B	(35.05)	<b>Clma di Dosdè</b> Val Viola, W Bormio	810/144	3,7*	24			20*		*HEIM 1932, S. 116f, 137	9, 121
	(35.06)	<b>Lago Palù</b>	786/130								6, 52, 124, 128
	34.05	<b>Zugwald</b> S Klosters	785/193	2,5	22	3		300*		BORNHAUSER 1950, S. 39; CADISCH u. STRECKEISEN 1967, S. 730; *HEIM 1921 S. 809	95, 126, 128
B	34.06	<b>Totalp</b> NE Davos	785/190	6,6	9,5	4,3	1,3	A 400 B 600 B >500†	0,068*	BORNHAUSER 1950, S. 38f; CADISCH 1926, 1929, S. 83–85; CADISCH u. STRECKEISEN 1967, S. 730; †HEIM 1921, S. 750, 1932, S. 171 *Mr nach V = 0,6 bestimmt	21, 23, 27, 46, 67, 73, 75, 76, 88, 89, 94, 95, 121, 122, 127, 129, 144
B	34.07	<b>Monbiel</b> E Klosters	789,5/193			0,055*		0,07*		BLUMENTHAL 1925; BORNHAUSER 1950, S. 39f; HEIM 1932, S. 122; *JÄCKLI 1957, S. 32; MONTANDON 1933, S. 308f	
B	34.08	<b>Salouf</b> Oberhalbstein	764/166			>9				OTT u. FREI Geol. K. 1926	8, 55, 89, 95, 118
B*	34.09	<b>Val Gronda</b> Piz Toissa Oberhalbstein	761/165,5			0,3				OTT u. FREI Geol. K. 1926 * Bergsturzmoräne	
	34.10	<b>Rona</b> Oberhalbstein	768/159,5	3,2	20	>2,3		500*		*HEIM 1921, S. 808f, 1932, S. 45	57, 128, 131, 143
B	34.11	<b>Marmorera</b> Oberhalbstein	768/153	(1,6	22	>0,5)				STAUB u. WEBER 1952, S. 122††	125, 144
	34.12	<b>Bivio</b> Oberhalbstein	769,5/150,5			>1				CORNELIUS Geol. K. 1932	128
B	34.13	<b>Casaccia</b> Bergell	771,5/140,5			0,8				GANSSER 1967, S. 863	128
L	34.14	<b>St. Moritz</b> Oberengadin	784,5/153	1,6	20	0,8				HEIM 1921, S. 801, 1932, S. 57f	127

B	35.01	<b>Lago di Poschiavo</b> NW Tirano	806/128	4*	19*	1		B 180 150†	10,18	†HEIM 1921, S. 811, *1932, S. 116f, 137 - 139; TARAMELLI 1881, S. 79	16, 23, 32, 33, 90, 121, 144
	35.02	<b>Muot Selvas</b> Val Fex	780,5/139	1,9	18	0,8					6
	35.03	<b>Muot da Crasta</b> Val Roseg	787/146,5								6

#### NÖRDLICHE KALKALPEN; OSTALPEN

M	Nr.	N/O	G/K	L	Fb	F	S	V	Mr	Lit. u. B.	Register
	41.01	<b>Balderschwang</b> Allgäuer Alpen	3580 5257,5	(1	30	7,5)				GAMS 1928	50, 128, 131, 145
B	41.02	<b>Melküde</b> Schwarzwassertal	3584,5 5245	1,25	25	0,72*		A 8† B 10† B 7*	0,013	*SCHMIDT-THOME 1960, S. 185; †WAGNER 1950, S. 54f	60, 125, 128
B	41.03	<b>Himmelsschrofen</b> Stillachtal S Oberstdorf	3595,5 5248,5	(1,4	32	0,35)				HANIEL 1929, S. 25	
B	41.04	<b>Pflach</b> N Reutte	4402 5265	(3,5	14	>1)				SÖLCH 1924, S. 61; ZACHER 1964, S. 57	
B	41.05	<b>Fernpaß</b> Tirol	10°50' 47°21'30"	N10,5 S 15,5	7 5	14,5	3,2	A <1000 B <1000	0,0165	ABELE 1964, S. 51-97, 1969; AMPFERER 1902, 1904, 1924; AMPFERER u. OHNESORGE 1924, S. 49f; BLAAS 1902, S. 450; FALBESONER 1886; GÜMBEL 1861, S. 201; PENCK 1882, S. 56-60, 1901/09, S. 292f; SARNTHEIN 1940, S. 482- 484 KLEBELSBERG 1935, S. 583; WUNDERLICH 1913	8, 13, 15, 16, 23, 24, 27, 30, 33, 38, 40, 46, 48, 51, 52, 53, 54, 59, 61, 63, 68, 73, 75, 79, 80, 83, 84, 86, 87, 89, 91, 93, 95, 114f, 119f, 122, 124, 126, 127f, 134, 136, 143, 144, 146, 222

## NÖRDLICHE KALKALPEN; OSTALPEN

M	Nr.	N/O	G/K	L	Fb	F	S	V	Mr	Lit. u. B.	Register
B	41.06	<b>Am Saum</b> N Fernpaßhöhe	10°50' 47°22'	1	22	1		B 100	0,1	ABELE 1964, S. 87-90	17, 51, 80, 91
B	41.07	<b>Fernpaßhöhe</b> Nachsturz	10°50' 47°21'30"	6	10	(2,5)				ABELE 1964, S. 90ff	69, 73, 85, 86, 91, 128
	41.08	<b>Schachtkopf</b> NE Fernpaß	10°54' 47°22'	2,5	29	>1,2				ABELE 1964, S. 47f; AMPFERER 1905, S. 495, 1941, S. 103; HAUSING 1898, S. 105; MILLER 1962, S. 69	61f
B*	41.09	<b>SE Weißensee</b> E Fernpaß	10°53' 47°21'30"			(0,3)				ABELE 1964, S. 31, 49f * zusammengesetzte Bergsturzmoränen	61f, 101
B*	41.10	<b>Sonnspitze W</b> S Ehrwald	10°55' 47°23'	1,5	30	(0,8*)				ABELE 1964, S. 32, 49f, 1969, S. 144 * wahrscheinlich zusammengesetzte Bergsturzmoränen	61f, 101
B	41.11	<b>Zunterköpfe N</b> S Ehrwald	10°56' 47°23'30"	1	30	(0,4)				ABELE 1964, S. 49f	61f
B*	41.12	<b>Ehrwald</b> E der Loisachschlucht	10°56' 47°25'30"	3,5	26	(2*)				ABELE 1964, S. 32, 49f; WUNDERLICH 1913, S. 333 * zusammengesetzte Bergsturzmoränen	61f, 101, 122
B	41.13	<b>Tschirgant</b> Inntal b. Mündung d. Ötz	10°51'30" 47°13'30"	7*	9*	13,2*	7,3	>180* <240*	0,016	Lit. s. *HEUBERGER 1968a; PURT- SCHELLER 1971, S. 50, 64	8, 9, 16, 17, 27, 30, 32, 48, 63, 89, 95, 99f, 144, 145
B	41.14	<b>Haiming</b> Inntal E Mündung d. Ötz	10°54'45" 47°15'45"	3	19	1,7*	4,8	>25* <34*	0,015	AMPFERER u. OHNESORGE 1924, S. 28; HAMMER 1929, S. 46; HEUBERGER 1966, S. 18f, *1968a, S. 61f; KLEBELSBERG 1935, S. 582f; PURT- SCHELLER 1971, S. 50	9, 16, 17, 27, 59, 63, 89, 95, 100
B	41.15	<b>Eibsee</b> W Garmisch	4424 5259	N6 NE10	N17 NE10,5	>11		B 400	0,012	ABELE 1964, S. 92; GEISTBECK 1885, S. 46; GUMBEL 1861, S. 822, 1894, S. 141 u. 145; HEIM 1932, S. 180; VIDAL 1953, S. 75f	8, 16, 23, 25, 25, 27, 53, 58, 60, 63, 89, 94, 113, 121, 124, 125, 128, 144, 145, 146 128
F	41.16	<b>Oberer Anger</b> oberes Reintal Wettersteingebirge	4427 5252,25			0,08					

F	41.17	<b>Oberer Anger SW</b> oberes Reintal	4426,5 5252					0,02*	0,05*		*LEUCHS 1921	82, 91	
B	41.18	<b>Beim Steingerümpel</b> Reintal Wettersteingebirge	4429,3 5252,6	0,7* 1,1*				0,13			GEISTBECK 1885, S. 46; GÜMBEL 1861, S. 823; * mit u. ohne Ablenk. n. E	9, 121, 125, 128, 145	
F	41.19	<b>Vordere Blaue Gumpel</b> Reintal	4430 5253					> 0,03			BÖHM 1886, S. 633; GEISTBECK 1885, S. 46	9, 121, 125	
B	42.01	<b>Pletzackogel</b> b. Kramsach Unterinntal	11°51'30" 47°26'30"	3,5	16,5			> 4 5,42*	B >80	<0,01	GÜMBEL 1861, S. 822; KLEBELSBERG 1935, S. 582f; SCHAUBACH 1845-47 II, S. 148f; *SCHREIBER 1950	60, 69, 87, 96, 143, 144	
B	42.02	<b>Mariathal</b> N Kramsach	11°51'30" 47°27'20"					< 1			SCHREIBER 1950		
B	43.01	<b>Marquartstein</b> S Chiemsee	4534,5 5290,5	>3,9	15			2,3	B 50	0,013	BROILI 1914, S. 440-442; DHEIN 1944, S. 208f; GANSS 1967, S. 146ff	109, 128, 144, 146	
B	43.02	<b>N Unken</b> Saalachtal	12°45' 47°40'					> 1			GILLITZER 1912, S. 189; LEIDLMAIR 1956. S. 89		
B	43.03	<b>Lofer</b> Saalachtal	12°42' 47°36'	4	15			3,58*	A 85* B 80*	0,0117	BLAAS 1902, S. 254f; *LEIDLMAIR 1956, S. 87ff	27, 38, 52, 95, 125, 128, 144	
F	43.04	<b>Paß Luftenstein</b> Saalachtal	12°43' 47°34'					0,1			LEIDLMAIR 1956, S. 87	95, 128	
B	43.05	<b>Schwarzbachwacht</b> zw. Saalachtal u. Ramsau	4564,5 5277,5					(0,42)				5	
B	43.06	<b>Hintersee</b> Berchtesgadener Alpen	4565 5274,5	3,6	21			0,75	3,4	A 17 B 13	0,0196	GILLITZER 1912, S. 190; GÜMBEL 1861, S. 823, 1894, S. 226; PENCK u. RICHTER 1885, S. 217-298; SCHERZER 1927, S. 149 u. 151; SCHUSTER 1929, S. 69	16, 25, 28, 38, 69, 70, 73, 121, 125, 128, 144
B	44.01	<b>Almtal</b> Totes Gebirge	14°1'30" 47°45'	15	6			7,5	5,5	A 300	0,0146	ABELE 1970a	5, 24, 27, 33, 38, 40, 46, 54, 67, 68, 73, 75, 83, 84, 89, 93, 95, 98, 99, 114, 121, 124, 128, 135f, 144, 226f
B	44.02	<b>Grimming/N</b> b. Klachau N des Ob. Ennstales	14°1'30" 47°33'	2	(>26)			0,6			VACEK u. GEYER 1916, S. 53	9, 95, 128	

## NÖRDLICHE KALKALPEN; OSTALPEN

M Nr.	N/O	G/K	L	Fb	F	S	V	Mr	Lit. u. B.	Register
B 44.03	<b>Grimming E</b> b. Pürgg	14°3' 47°32'	2	(>26)	0,6				VACEK u. GEYER 1916, S. 53	9, 95, 128
B 45.01	<b>Tragöß W</b> Hochschwab	15°2'30" 47°32'40"	3,5	17	>1				SPENGLER u. STINY 1926, S. 86f; SPENGLER 1926/27, S. 72	7, 8, 9, 67, 73, 75, 121, 124, 125, 126, 128
B 45.02	<b>Tragöß E</b>	15°4'15" 47°33'	2,5	14	0,8				s. 45.01	7, 8, 9, 125, 128
B (45.03)	<b>Wildalpen*†</b> Salzatal N Hochschwab	14°59'30" 47°39'							* frdl. mdl. Mitt. MAURIN u. HÖTZL † Bergsturzzunge ist evtl. N-Forts. der von LICHTENECKER 1929, S. 252 u. SPENGLER 1926/27, S. 72f erwähnten Trümmer nördl. Bergzug Brandstein- Ebenstein	5, 6, 8, 14, 27, 38, 51, 53, 57, 59, 67, 79, 80, 87, 93, 94, 95, 96, 124

## ZENTRALALPEN; OSTALPEN

M	Nr.	N/O	G/K	L	Fb	F	S	V	Mr	Lit. u. B.	Register
B	52.01	<b>Platz</b> Kaunertal	10°44'30" 47°3'			< 1				AMPFERER u. HAMMER 1924, S. 29	128
?	52.02	<b>St Leonhard</b> Pitztal	10°51' 47°37'30"								128
	52.03	<b>Wiese</b> Pitztal	10°47'30" 47°7'			< 1				AMPFERER u. HAMMER 1924, S. 29; PURTSCHELLER 1971, S. 97	128
B	52.04	<b>Pipurger See</b> Ötztal	11°54' 47°11'30"	2	24	> 0,6				HAMMER 1929, S. 47; KLEBELSBERG 1935, S. 584; PURTSCHELLER 1971, S. 65	90, 95, 121, 128, 141, 144, 229
B	52.05	<b>Tumpen</b> Ötztal	10°55' 47°11'	3*	16*	> 1,3				s. 52.04 * falls Abbruchsgebiet im E	7, 90, 128, 141, 229
B	52.06	<b>Köfels</b> Ötztal	10°56' 47°7'	6	10* 7† 5††	12**	1,55	A !2200 B !2100	0,052	AMPFERER 1939b; ASCHER 1952; GRAEBNER 1970; HAMMER 1923, **1929, S. 43ff, 47f; HAMMER u. REITHOFER 1936; HEISSEL 1965; HEUBERGER 1966, S. 24-37; KLEBELS- BERG 1935, S. 490-495, 583f; KURAT u. RICHTER 1968, 1972; LICHTENECKER 1929, 1930; MILTON 1965; PENCK 1901/09, S. 296, 1925; PICHLER 1863, S. 591-594; PREUSS 1974; PURTSCHELLER 1971, S. 66-70; REITHOFER 1930, 1932; RINALDINI 1926; SCHAUBACH 1845-47 II, S. 407; STORZER u. a. 1971; STUTZER 1936; SUESS 1936, 1937; * gemessen zw. ehem. Grat u. Ende d. Trümmer b. Niederthai; † gemessen zw. ob. Abbruchskante u. Ende d. Trümmer b. Niederthai †† zw. tiefster Einsenkung d. ob. Abbr.- Kante u. Ende d. Trümmer	6, 8, 14, 15, 17, 20, 23, 30, 32, 44, 52, 56, 57, 61f, 62, 63, 80, 85, 93, 95, 122, 125, 127, 128, 129, 141, 144, 145, 206, 230
	52.07	<b>Mutenkogel</b> Sellrain	11°5'30" 47°12'15"	1,1	33	0,3				HEUBERGER 1966, S. 91	
B	52.08	<b>Obernbergtal</b> W Brenner	11°24'30" 46°59'15"	7	11 12,5*	2,7	4,5	A 60 A 56,5*	0,014	FRECH 1903, S. 11; *PASCHINGER 1953	8, 16, 25, 67, 69, 73, 75, 99, 121, 124, 125, 128, 143, 144

## ZENTRALALPEN; OSTALPEN

M	Nr.	N/O	G/K	L	Fb	F	S	V	Mr	Lit. u. B.	Register
B	52.09	<b>Mareit</b> Ridnaun W Sterzing	11°20' 46°53'45"			1		190*		KLEBELSBERG 1935, S. 584f, 1953, S. 64ff; PENCK 1901/09, S. 932; SANDNER u. HAMMER 1926, S. 59; *STINY 1911	16, 27, 51, 57, 67, 73, 75, 91, 94, 95, 142, 143
B	53.01	<b>Stilfes</b> Eisaktal SE Sterzing	11°28'30" 46°52'	5,3	14	> 1,5				KLEBELSBERG 1920, 1935, S. 584.1953, S. 106ff; SANDNER 1925, S. 50	55, 94, 128, 142, 143
B	53.02	<b>In der Wöhr</b> Pfitschertal NE Sterzing	11°31' 46°55'30"	<2,5	20	> 0,9				KLEBELSBERG 1935, S. 584f, 1953, S. 84f; PENCK 1901/09, S. 933; SANDNER 1925, S. 50; SCHAUBACH 1845-47 IV, S. 190	24, 51, 56, 90, 94, 122, 128
B	53.03	<b>Breitlahner</b> Zemmgrund Zillertaler Alpen	11°45'30" 47°3'	0,65	37	0,1				SÖLCH 1924, S. 147	128, 130
B	53.04	<b>St Jakob</b> Ahrntal	12°1' 47°0'30"	2,1	23	0,3				BLAAS 1892, S. 352f; HANNSS 1967, S. 95ff; KLEBELSBERG 1935, S. 586f, 1956, S. 39	95, 142, 146
B	54.01	<b>Hintersee</b> <b>Felbertal</b> Hohe Tauern	12°28'30" 47°12'			0,3 ? 0,7				BÖHM 1886, S. 632; MONTANDON 1933, S. 295; SCHAUBACH 1845-47 III, S. 32	62, 121, 128
B	54.02	<b>Dorfer See</b> N Kals, Hohe Tauern	12°37'30" 47°5'15"	0,9	24	0,38				BÖHM 1886, S. 632; CORNELIUS u. CLAR 1935, S. 32; KLEBELSBERG 1935, S. 586; SCHAUBACH 1845-47 V, S. 26	75, 90, 121, 125, 128, 145
B	54.03	<b>Kals</b> Hohe Tauern	12°38' 47°1'	3,5	19	< 1		A 15* B >10* B <30*		*CORNELIUS 1936/38; KLEBELSBERG 1931, S. 170f	69, 88, 128
	54.04	<b>Heiligenblut</b> Hohe Tauern	12°49' 47°3'30"	3	26	1,7				CORNELIUS u. CLAR 1935, S. 32	
B	54.05	<b>Bocksteinwand</b> Hüttwinkltal S Rauris Hohe Tauern	12°59' 47°7'30"	5,5	12,5	3				EXNER 1957, S. 37	51, 75, 128, 143f
B	54.06	<b>Buchehe</b> Hüttwinkltal	12°58'15" 47°9'45"	2,2	25	> 1				s. 54.05	128, 142
L	54.07	<b>Mauskarkogel</b> W Bad Hofgastein	13°5' 47°10'	5	18	17*				*EXNER 1952, S. 63-65, 1957, S. 32	52, 54, 60, 124

B	54.08	<b>Mallnitz</b> Hohe Tauern	13°11' 46°58'15"	6,3	14*	2,4 2*	2	A 100	0,027	*HAMMER 1927, S. 54–56	16, 19, 67, 73, 128, 129, 142
L	54.09	<b>S Bruck</b> Fuschertal Hohe Tauern	12°50' 47°16'	1,5	23	0,4					128
B	55.01	<b>Mordbichl*</b> Drau, SW Lienz	12°41'45" 46°47'15"	1,75	22	0,45		B 20	0,066	KLEBELSBERG 1935, S. 586 * in Tab. 1 u. 2 zu S Kalkalpen gerechnet	9, 95, 128
B	55.02	<b>Lienzer Klause*</b> Drau, SW Lienz	12°43'30" 46°47'45"	1,38	30	0,23				KLEBELSBERG 1935, S. 586 * s. 55.01	9, 75, 128, 133
B	55.03	<b>Dobratsch*</b> <b>Alte Schütt W</b> Gailtal W Villach	13°42' 46°34'	5	15	8 24†		B 170 B 535†	0,0079	AICHINGER 1951; FISCHER 1969, S. 180f; MONTANDON 1933, S. 288, 1953, S. 118; SCHAUBACH 1845–47 V, S. 70f; TILL 1907; † Angaben von TILL für gesamtes Bergsturzgebiet; * s. 55.01	10, 16, 17, 23, 27, 30, 32 59, 85, 86, 89, 91, 94, 95, 110ff, 111, 135, 143, 145, 218
B	55.04	<b>Dobratsch*</b> <b>Alte Schütt E</b>	13°43' 46°34'	4†	14†	16		B 360	0,0056	†TILL 1907, S. 641 * s. 55.01	10, 16, 17, 23, 27, 30, 32, 85, 86, 91, 94, 111, 135, 144, 145
B	55.05	<b>Dobratsch*</b> <b>Junge Schütt W</b>	13°44' 46°34'	3,5	15	> 5		B 30†	0,0019**	†TILL 1907, S. 643f. Junge Schütt insg. ** f. Junge Schütt insg. * s. 55.01	2, 10, 27, 62, 85, 86, 91, 94, 111, 135, 142, 145
B	55.06	<b>Dobratsch*</b> <b>Junge Schütt E</b>	13°46'30" 46°34'15"		22†	> 1				†TILL 1907, S. 643 * s. 55.01	2, 10, 27, 62, 85, 86, 91, 94, 111, 135, 145
B	55.07	<b>Storl Höhe*</b> NE Unterschütt W Villach	13°47'30" 46°34'15"	0,9	27	0,2				TILL 1907, S. 601 * s. 55.01	
B	57.01	<b>Teufenbach</b> Murtal	14°22' 47°8'20"	0,95	31,5	> 0,1				SPREITZER 1959–60, S. 41ff	55, 87, 94

## ITALIENISCHE WESTALPEN

M	Nr.	N/O	G/K	L	Fb	F	S	V	Mr	Lit. u. B.	Register
B	62.01	<b>Punta Castellar</b> Val Grana Cottische Alpen	W5°15'45" 44°24'	0,9	24	0,5				MERLO 1969	128, 131
	62.02	<b>Chiotti Sant'Anna</b> Val Grana	W5°15'30" 44°24'			(0,008)				MERLO 1969	
	62.03	<b>SW Chiotti Sant'Anna</b>	W5°16' 44°23'30"			0,55				MERLO 1969	128, 131
	62.04	<b>SE Chiotti Sant'Anna</b>	W5°15'15" 44°23'15"			0,25				MERLO 1969	
	62.05	<b>Villar</b> Val Varàita, W Sampéyre, Cottische Alpen	W5°19' 44°35'30"	3,5	19,5	2,4					128, 131
	62.06	<b>S Villar</b>	W5°19' 44°34'30"			1,6					128, 131
	64.01	<b>Eaux Rousses</b> Valsavaranche	W5°14'15" 45°33'			(0,6)					128
B	64.02	<b>Becca di Lusenev</b> Valpelline	W4°59' 45°52'30"	3,5	23	>0,5				STRAGIOTTI u. PERETTI 1953	25, 28, 38, 50, 53, 61, 68, 69, 73, 90, 114, 121, 128, 133, 141, 209
B	64.03	<b>Monte Avi</b> Aostatal SE Châtillon	W4°47'30" 45°44'	2		1*		B 40	0,04	*GRASSO 1968	16, 87, 95, 122
	64.04	<b>Verres</b> Aostatal	W4°46' 45°40'30"			0,2					128
B	65.01	<b>Lago di Antrona</b> Val di Antrona W Villadossola	651/100,5	3,5	19	1		12*	0,012	BEARTH 1957, S. 6; GERLACH 1883, S. 37; MARINELLI 1926; *MONTANDON 1933, S. 303	55, 121, 125, 142, 144
B†	65.02	<b>Alpe Cheggio</b> N Antronapiana W Villadossola	652/103,5	6,2*	15*	2,5*				† Bergsturzmoränen * einschließlich des vom Eis transportierten Materials	55, 89, 95, 97f, 97, 144, 215
	65.03	<b>Croveo NW</b> Baceno Valle Antigorio	666,5/125			0,2				CASTIGLIONI 1958, S. 33	89, 95, 104, 128

B 65.04	<b>Fondovalle</b> Val Formazza/Pommat	676/132,5	2,15	30	0,4					CASTIGLIONI 1955	95
B 66.01	<b>Cimaganda</b> Valle San Giacomo	748/137	1,2	36	0,2						128
B 66.02	<b>Piuro/Plurs</b>	754/132,5			(0,3)		>3*			BERTRAND 1757, S. 54f; BUCK 1920/21, S. 28f; HEIM 1921, S. 578, 1932, S. 180f, 186f; MARTIN 1963/65; *MONTANDON 1933, S. 300f; PRESSER 1963	2, 50, 91, 142, 143, 147

### SÜDLICHE KALKALPEN

M Nr.	N/O	G/K	L	Fb	F	S	V	Mr	Lit. u. B.	Register
B 72.01	<b>Bormio**</b> Zusammenfluß v. Viola u. Adda	823/152	5	16	4*	2,9	A 170 B 180* B 500†	0,022	FURRER, E. *1915, †1962; HEIM 1932, S. 116f, 133ff; POZZI u. GIORCELLI 1959, S. 55f ** in Tabelle 1 u. 2 zu den Zentralalpen gerechnet	7, 8, 16, 21, 24, 52, 54, 60, 89, 95, 128, 144
B 73.01	<b>Eppan</b> Überetsch	11°15' 46°26'30"			1*		A 10*	0,01	FUGANTI 1969, S. 41-49, *S. 63; KLEBELSBERG 1935, S. 585; PFAFF 1933	86, 134, 135
B 73.02	<b>Lago di Tovel</b> NE Brentagruppe	W1°30'30" 46°15'30"	6,5*	14*	5,2*		B >200* B <300*	0,015	MARCHESONI 1959, S. 43-48f; *SCHWINNER 1912, S. 176, 180; TRENER 1933, S. 63; TREVISAN 1936, S. 133; VENZO 1960/61, S. 81f	9, 25, 27, 124, 135, 144, 146
B 73.03	<b>Monte Corno</b> NE Lago di Tovel	W1°29'45" 46°16'	2,6*	17*	0,7*		B >15* B <20*	0,025	*SCHWINNER 1912, S. 176	16, 51, 135, 142
B 73.04	<b>Monte Spinale**</b> E Madonna di Campiglio, Brentagruppe	W1°36' 46°13'30"	7*	13*	11,6*		B >400* B <700*	0,01	*SCHWINNER 1912; TREVISAN 1936, S. 121-129 ** nach TREVISAN glazialer Transport	104
B 73.05	<b>Oberes Vallesinella</b> Brentagruppe	W1°33'45" 46°12'15"	3,2*	17*	0,88		B >7* B <11*	0,0096	*SCHWINNER 1912, S. 176	
B 73.06	<b>Tuckethütte</b> Brentagruppe	W1°34'45" 46°11'30"	1,7*	19*	0,43		B >5* B <6*	0,0183	*SCHWINNER 1912, S. 176	128

## SÜDLICHE KALKALPEN

191

M	Nr.	N/O	G/K	L	Fb	F	S	V	Mr	Lit. u. B.	Register
B	73.07	<b>Val Brenta alta</b> Brentagruppe	W1°34'15" 46°9'45"	1,5*	31*	0,6		B >6* B <10*	0,0128	MONTANDON 1933, S. 323f; RICHTER 1885; *SCHWINNER 1912, S. 175f	14
B	73.08	<b>Santa Anna</b> NW Monte Bondone	W1°24'45" 46°2'45"	4,75	14	1,15	1,9			BLAAS 1902, S. 764; DAMIAN 1891, S. 173; TRENER 1933, S. 41	15, 16, 19, 24, 69, 73, 75, 77, 125, 142
B	73.09	<b>Lago di Molveno</b> S Brentagruppe	W1°31' 46°6'	7*	13,5*	3,6* 4†		B >300* B <500* <200†	0,044**	DAMIAN 1890; †FUGANTI 1969, S. 22-32, 62f; MARCHESONI 1954, 1958; *SCHWINNER 1912, S. 176, 181f; TRENER 1933, S. 62; TREVISAN 1936, S. 133; VACEK 1911a, S. 95; VENZO 1960/61, S. 68; ** ermittelt nach den Daten von SCHWINNER	7, 9, 21, 52, 85, 89, 100, 121, 125, 133, 144, 216
B	73.10	<b>Marocche im Sarcatal</b> zw. Dro u. Pietramurata N Gardasee	W1°31' 45°59'30"	3,5	17,5	12**	8,6	A 340 B >187* B <750*	0,0082	CADROBBI 1961; OMBONI 1877; PENCK 1901/09, S. 914; SACCO 1940, S. 771-775; SCHAUBACH 1845-47 IV, S. 273; TARAMELLI 1881, S. 78; TRENER 1924, S. 25-33, 1933, S. 63; *TREVISAN 1941, S. 3f, 25; VACEK 1911a, S. 95, 1911b, s. 94 ** evtl. mehrere sich überlappende Bergstürze	9, 10, 16, 30, 32, 53, 55, 86, 89, 91, 94, 95, 100, 113, 128, 133, 135, 142, 144, 145, 146, 214
B	73.11	<b>San Giovanni</b> E Nago NE Gardasee	W1°32'45" 45°52'20"	>3	9	1,2		B 25	0,019	MONTANDON 1933, S. 293; PENCK 1901/09, S. 913; SACCO 1940, S. 771-775; STINY 1908, S. 324f; VACEK 1911b, S. 95	9, 10, 52, 57, 63, 113, 127, 142, 143, 146
B	73.12	<b>Torbole</b> NE Gardasee	W1°33'30" 45°52'	2	17	1,1	1,47	A 45 B 30	0,026	PENCK 1901/09, S. 913; STINY 1908, S. 323f; VACEK 1911b, S. 95	16, 19, 50, 146
B	74.01	<b>Lavini di Marco</b> Etschtal S Rovereto	W1°26'30" 45°51'30"	4,75	12	3,5		B 100 B 200*	0,016	FABIANI u. TREVISAN 1939, S. 30 u. 49; *FUGANTI 1969, S. 7-22; HEIM 1932, S. 74f; MONTANDON 1933, S. 281f; PENCK 1886, 1901/09, S. 913; SACCO 1940, S. 765-770; SCHAUBACH 1845-47 IV, S. 258f; STINY 1908, S. 321f; SUDA 1886; TARAMELLI 1881, S. 77f; VACEK 1911b, S. 94	9, 15, 16, 19, 55, 57, 60, 69, 73, 89, 91, 94, 113, 122, 133, 135, 142, 143, 145, 146
B	74.02	<b>Lavini di Marco</b> Nachsturz	W1°26' 45°50'30"			1				FUGANTI 1969, S. 17ff	2, 63, 85, 142
B	74.03	<b>Varini</b> S Lavini di Marco	W1°26'30" 45°50'			> 0,8		B 16	0,022	SACCO 1940, S. 767	89, 113, 143

B	74.04	<b>Castelpietra</b> Etschtal S Calliano	W1°21'15" 45°55'15"	0,7	42	0,25			DAMIAN 1891, S. 172; MONTANDON 1933, S. 283	143, 146
B	74.05	<b>Casteller</b> Etschtal SE Trient	W1°18'30" 46°1'15"	2,5	20	1,4			DAMIAN 1891, S. 178ff; PENCK 1901/09, S. 914; TRENER 1933, S. 41	52, 57, 124, 143
B	74.06	<b>Casotto</b> Valle d'Astico	W1°7' 45°53'30"			> 1			Note illustrative della Carta d'Italia 1968, S. 83	69, 87, 90, 95, 128, 142
L	74.07	<b>Arsiero</b> Valle d'Astico	W1°7' 45°47'30"			> 1			s. 74.06	95
	75.01	<b>Unternon</b> W Seiser Alm	11°36' 46°32'30"			> 1				

B	75.02	<b>Pontives</b> Grödner Tal	11°38'30" 46°46'	3	23	>2	(50*)		*FUGANTI 1969, S. 49-59; KLEBELSBERG 1935, S. 585; LUTZ 1966, S. 52f; PENCK 1901/09, S. 948	19, 95, 128, 135, 143
B†	75.03	<b>Karersee</b> SE Welschnofen	11°35' 46°24'30"	5,1*	17*	3*			CASTIGLIONI 1964, Karte; PENCK 1901/09, S. 946f; *incl. glaziale Transport † Bergsturzmoränen	87, 89, 91, 95, 101, 102, 124, 128, 135, 144
B	75.04	<b>Latemar</b> Nachsturz v. 75.03	11°35'30" 46°23'30"	1,2		0,2			evtl. PENCK 1901/09, S. 946	91
B	75.05	<b>Steinerne Stadt</b> (Cuëncenes) E Langkofel	11°45' 46°30'40"	1,5	28	>1			CASTIGLIONI 1964, Karte; DÜRR 1970, S. 79	9, 27, 79, 91
	75.06	<b>Confinboden</b> WNW Langkofel	11°42'30" 46°32'						DÜRR 1970, S. 77	101
	75.07	<b>Pré da Cir</b> ENE Grödner Joch	11°49' 46°33'20"						DÜRR 1970, S. 27 u. Karte 2	9, 131

## SÜDLICHE KALKALPEN

M	Nr.	N/O	G/K	L	Fb	F	S	V	Mr	Lit. u. B.	Register
F	75.08	<b>Adang Kamin</b> N Grödner Joch	11°49' 46°33'20"					B*		* nach DÜRR 1970, S. 78: 5000 m <sup>3</sup>	
B*	75.09	<b>W Val Pudra do Cavazes</b> NE Sellajoch	11°46'20" 46°31'			0,7				DÜRR 1970, S. 74; * zusammengesetzte Bergsturzmoränen	101
B	75.10	<b>Taola</b> S Sellatürme	11°46'20" 46°30'30"			0,3				DÜRR 1970, Karte 1	9, 79, 131
	75.11	<b>Il Col</b> Val d'Antermont NE Canazei	11°47'20" 46°30'							DÜRR 1970, S. 77	
B	75.12	<b>Masarëi</b> W Pordoijoch	11°48' 46°29'20"			0,5				DÜRR 1970, Karte 1	9, 27, 131, 146
	75.13	<b>Campo Longo</b> E Sella	11°52'30" 46°31'							CASTIGLIONI 1964, Karte; DÜRR 1970, Karte 1	
B	75.14	<b>Prags</b> S des Pustertales	12°5'30" 46°42'30"			>2,5				CASTIGLIONI 1964, Karte; KLEBELSBERG 1927, S. 305ff, 1935, S. 586	55, 89, 95, 104, 121, 128, 144
B	75.15	<b>Lac Pissodel</b> zw. Pederühütte u. Kl. Fanes Alm	12°2'30" 46°37'30"	2,8	20	(>0,5)				KLEBELSBERG 1927, S. 302f, 1935, S. 86	75, 121, 125, 128, 211
B	75.16	<b>Varella</b> SW Kl. Fanes Alm	12° 46°36'			(0,3)				KLEBELSBERG 1927, S. 304	6
B	75.17	<b>Lago di Fanes</b> NW Cortina d'Ampezzo	12°3' 46°36'			(0,2)				KLEBELSBERG 1935, S. 586	121
B	75.18	<b>Valparolapaß</b> NW Falzaregopaß	11°59'30" 46°32'			(<0,5)				KLEBELSBERG 1927, S. 300, 1935, S. 586	
B	75.19	<b>Penia</b> NW Marmolada	W0°38'30" 46°27'30"	1,5	29	0,45	6,9				146
B	75.20	<b>Fedaiapaß</b> NE Marmolada	W0°24' 46°27'15"	1,05	21	0,25	1,4	A 10 B 10	0,08		121, 127, 128
B	75.21	<b>Col</b> W Rocca Piëtore	W0°29'30" 46°25'45"			(0,25)				NÖTH 1929, S. 167	95, 128

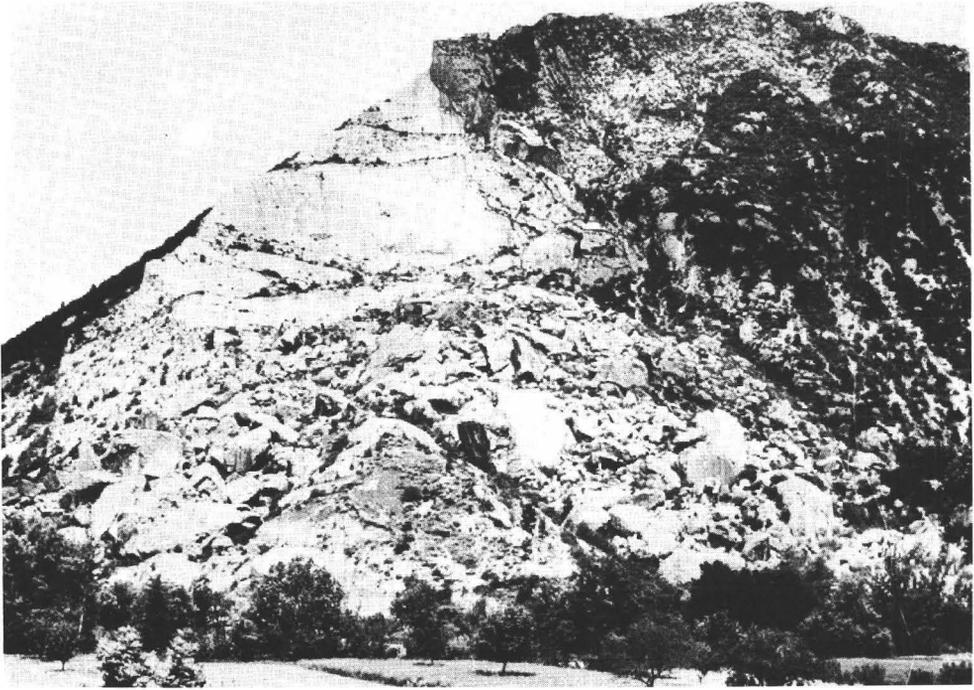
B	75.22	Lago di Alleghe Tal des Cordevole	W0°26'30" 46°24'	1,8	27	>0,5	1,7	20*	0,057	BÖHM 1886, S. 633; BRÜCKNER 1901/09, S. 994; KLEBELSBERG 1935, S. 586f; *MONTANDON 1933, S. 309; NÖTH 1929, S. 167; SCHAUBACH 1845-47, IV, S. 176	16, 55, 91, 95, 121, 128, 135, 142, 144, 146
B	75.23	SW Forcella di Col Rean Civetta	W0°25'30" 46°22'45"			(0,5)					101
B	75.24	Malga Fiorentina NW Monte Pelmo	W0°20' 46°25'45"			(1)					
B	75.25	NE Col di Vallon SW Monte Pelmo	W0°21' 46°24'			(0,5)					
B	75.26	Mareson SSW Monte Pelmo	W0°19'30" 46°23'45"			(>1)					
B	75.27	Borca W Monte Antelao	W0°14' 46°26'45"	2,5	(31)	1,3				BRÜCKNER 1901/09, S. 994; KLEBELSBERG 1935, S. 587; MONTANDON 1933, S. 288f, 314; PAMPANINI 1924; SCHAUBACH 1845-47, IV, S. 169	69, 73, 91, 122, 142, 146, 208
B	75.28	Masiere di Vedana Ausgang des Cordevoletales	W0°20' 46°09'	5*	13*	7* 6†	9,7*	A 75 B 140 B 200†	0,004*	BRÜCKNER 1901/09, S. 971; CASTIGLIONI 1964, Karte; HOERNES 1878, S. 151-154; †MONTANDON 1933, S. 283f; LACQUANITI 1947; SACCO 1940, S. 775-782; TARAMELLI 1881, S. 76f; * bei evtl. glaz. Transport u. Ausbreitung	55, 59, 86, 91, 96, 109, 122, 130, 133, 135, 142, 143, 144, 145, 146, 203f, 206,
B	76.01	Fadalto S des Lago di Santa Croce	W0°7' 46°4'30"	4,3	14	(3,5)				BÖHM 1886, S. 633; BRÜCKNER 1901/09, S. 970f; CASTIGLIONI 1964, Karte; FUTTERER 1892; HOERNES 1878, S. 150f; MONTANDON 1933, S. 280; SCHAUBACH 1845-47, IV, S. 171; SCHWINNER 1912, S. 186; TARAMELLI 1881, S. 762	27, 62, 91, 122, 142, 143, 144
B	76.02	Lago Morto N Vittorio Veneto	W0°8'30" 46°2'30"	(1,9)	30	1,2)				BRÜCKNER 1901/09, S. 970f; CASTIGLIONI 1964, Karte; FUTTERER 1892, HOERNES 1878, S. 150f	27, 55, 75, 121, 125, 143, 144
B	76.03	Vaiont E Longarone Piavegebiet	W0°7' 46°16'	1,75	13	1,9*		B >270† B <300†	0,114	CARLONI u. MAZZANTI 1964a, *1964b; CIABATTI 1964; †MÜLLER 1964, 1968; NARDI 1965; NONVEILLER 1967; SELLI u. TREVISAN 1964; WEISS 1964	3, 13, 16, 19, 21, 22, 51, 57, 64, 65, 80, 83, 86, 89, 90, 91, 92, 119, 120f, 124, 142, 145, 204, 213, 222ff

## SÜDLICHE KALKALPEN

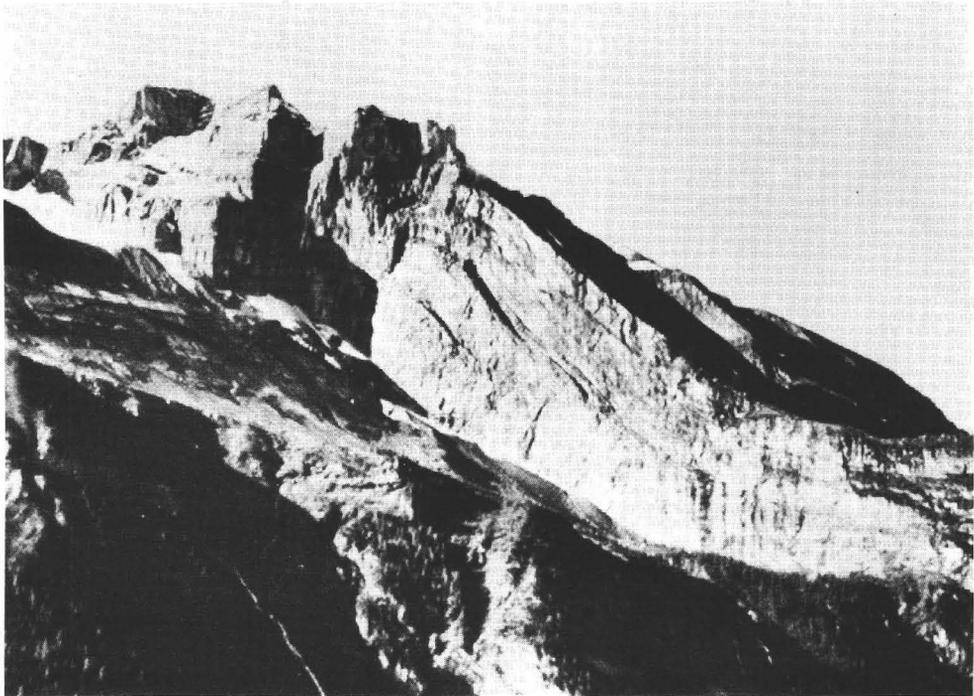
M	Nr.	N/O	G/K	L	Fb	F	S	V	Mr	Lit. u. B.	Register
B	76.04	<b>Pineda</b> E 76.03	W0°5' 46°16'			(1,5)				SELLI u. TREVISAN 1964, S. 17f; TARAMELLI 1881, S. 75	53, 58, 86f
B	76.05	<b>Monte Auda</b> Tal des Tagliamento	E0°20'30" 46°23'			0,5 0,42*				*MONTANDON 1933, S. 304	27, 55, 95, 122, 133
B	77.01	<b>Forni di sotto</b>	E0°14'30" 46°23'45"			>0,5				BRÜCKNER 1901/09, S. 1027	96, 128
B†	78.01	<b>Weißenfels</b> NW Julische Alpen	13°40'15" 46°29'	7*	12*	>3*				BRÜCKNER 1901/09, S. 1059f; GUMPRECHT 1891, S. 96 * incl. Transport u. Ausbreitung durch das Eis † Bergsturzmoränen	52, 89, 101ff, 103, 124, 128, 144
B†	78.02	<b>Rateče u. Planica</b> N Julische Alpen	13°43'15" 46°28' u. 46°29'30"	(8*)	(11*)	>1,5*				BRÜCKNER 1901/09, S. 1059f; GUMPRECHT 1891, S. 96 * incl. glaz. Transport u. Ausbreitung † Bergsturzmoränen	89, 103, 109, 121, 125, 128
B	78.03	<b>Dom Zlatorog</b> Trentatal Julische Alpen	13°45'15" 46°23'15"			(0,2)					95, 128
B	78.04	<b>Za otoki</b> Tal der Soča E Bovec (Flitsch)	13°37'30" 46°20'15"			(<0,5)					96
B	78.05	<b>Srpenica-Trnovo</b> Tal der Soča N Kobarid (Karfreit)	13°31'30" 46°17'15"	(2,5)	22	> 1)				BRÜCKNER 1901/09, S. 1039f	128
B	78.06	<b>Magozd</b> N Kobarid	13°35' 16°16'15"	(2)	24	> 1)				BRÜCKNER 1901/09, S. 1039f	104, 128

**Bildteil**





*Bild 1. Felssturz Claps de Luc (Tal der Drôme; 12.01), mit gut ausgeprägter Abgleitfläche.*



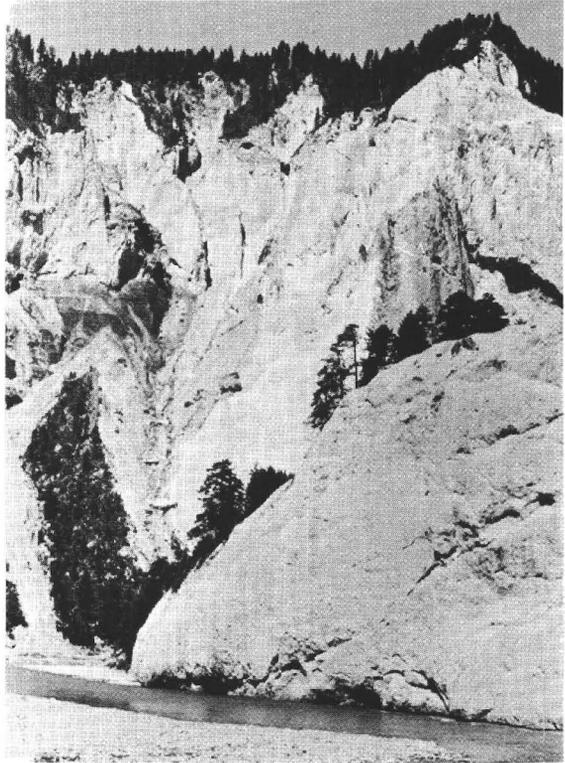
*Bild 2. Abbruchsgebiet des Bergsturzes im Kandertal (Berner Oberland; 21.10). Das talwärts einfallende Schichtpaket, das den Fisistock (li.) aufbaut, ist im Bereich der davorliegenden Nische zutalgefahren.*



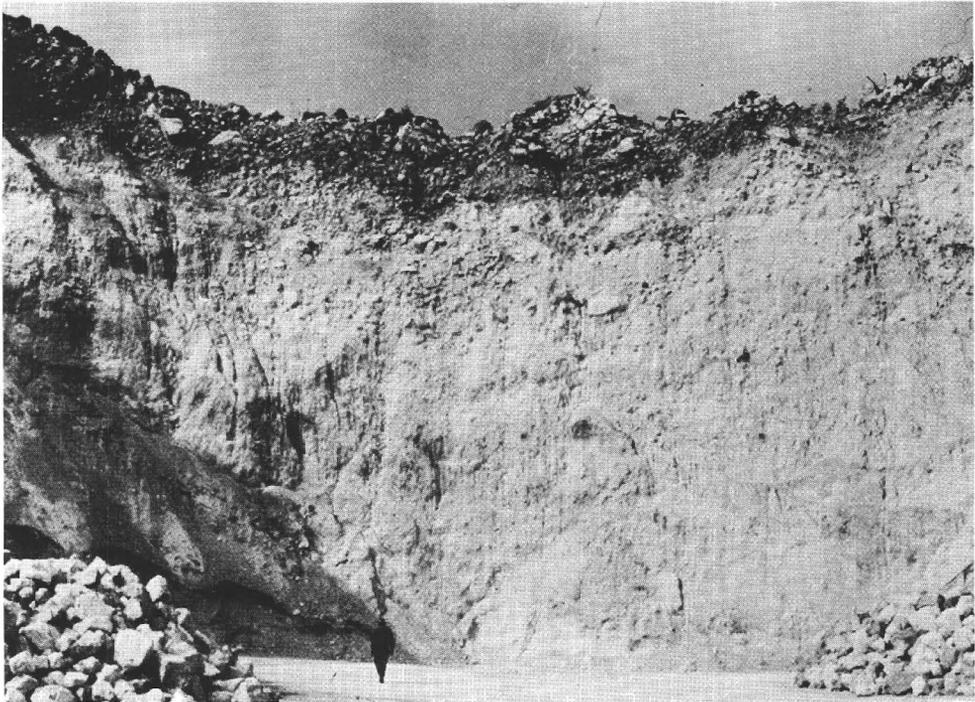
*Bild 3. Gut erhaltene Abgleitflächen in den obersten Teilen der Flimser Abbruchsnische (Vorderrheingebiet; 24.11)*



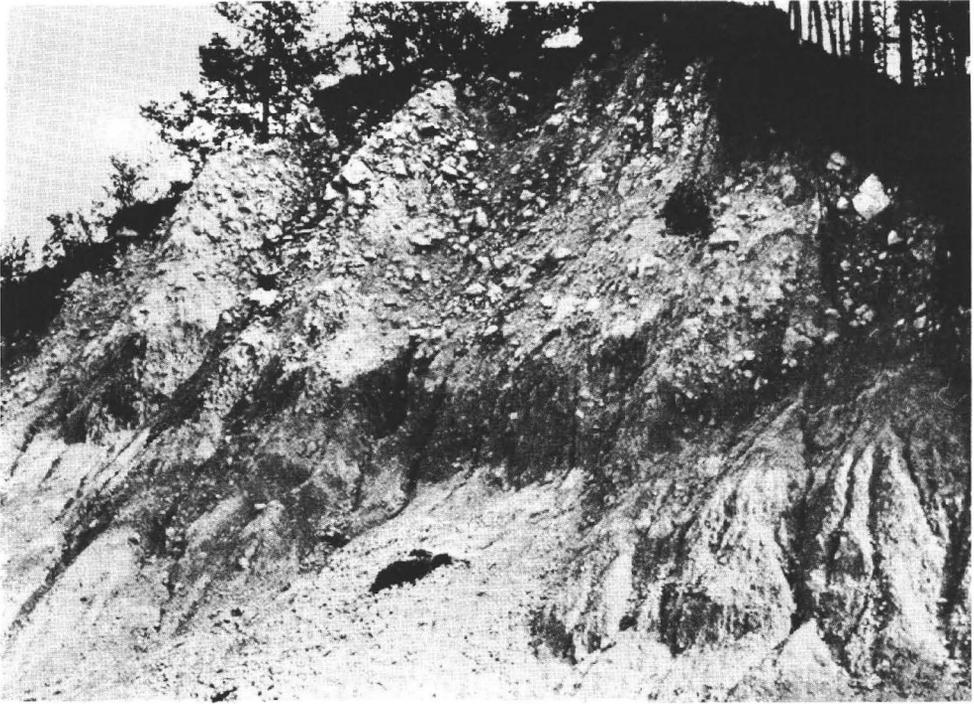
*Bild 4. Die orographisch rechte Talflanke des Tales von Bargis (in der Richtung des Weges) fuhr beim Niedergang des Flimser Bergsturzes (24.11) mit zutal (Abbruchrichtung nach rechts).*



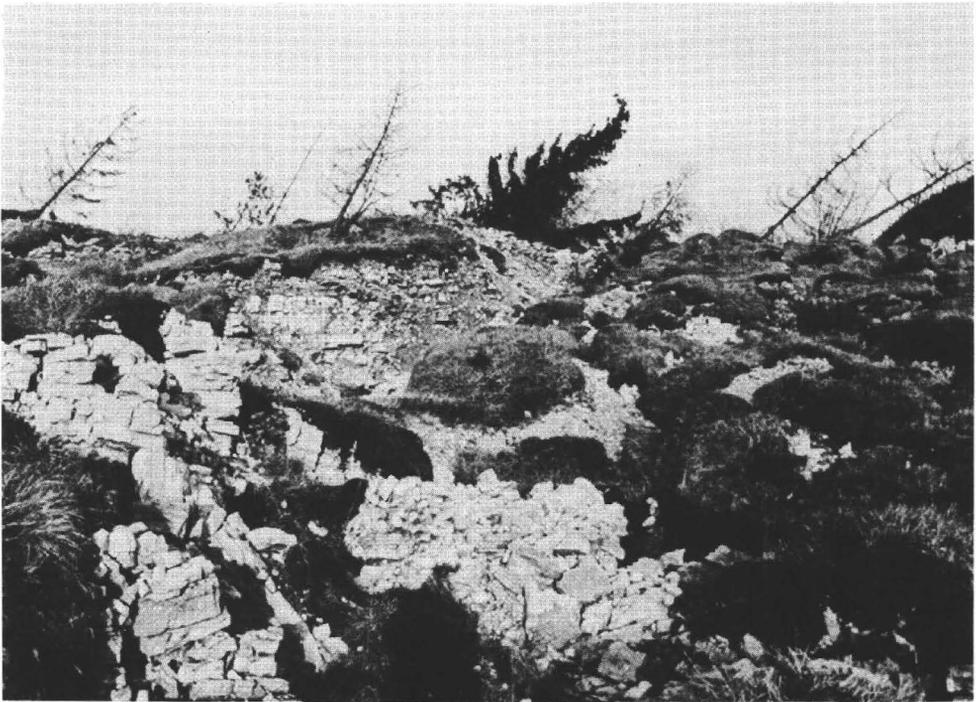
*Bild 5. Vorderrheinschlucht durch den Flimser Bergsturz (24.11) im Bereich des Chrummwag. Die steilen, knapp 400 m hohen Schluchtwände demonstrieren die Standfestigkeit des Trümmermaterials.*



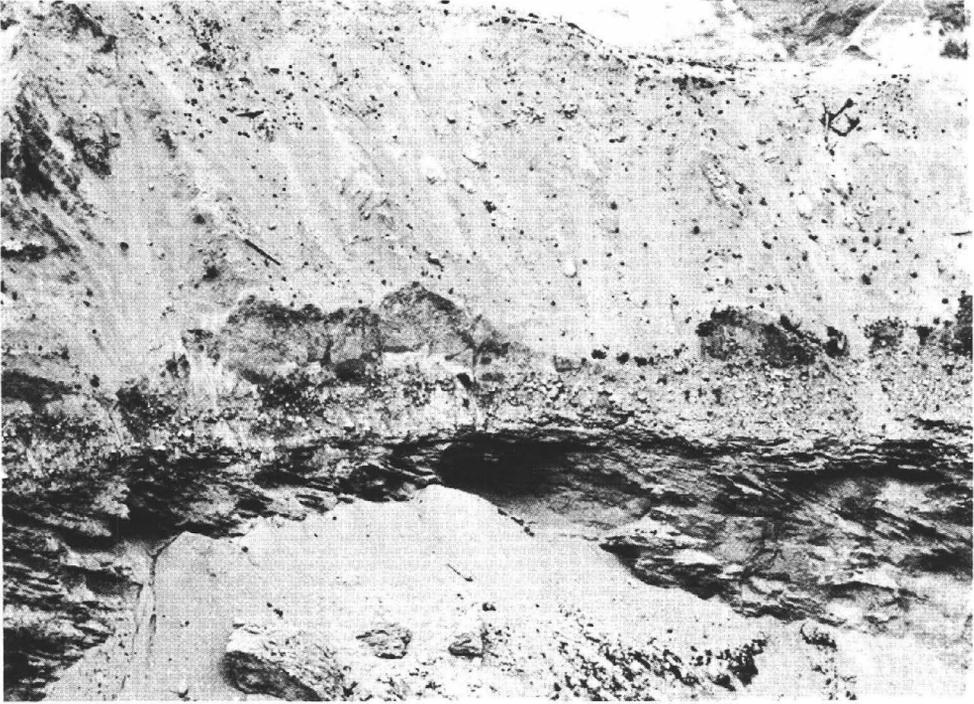
*Bild 6. Vertikale Sonderung von Grobmaterial (oben) und Feinmaterial (unten) im Steinbruch W Ponte Mas bei den Masiere di Vedana (Cordevole; 75.28).*



*Bild 7. Vertikale Sonderung von Grobmaterial (oben) und Feinmaterial (unten) SE Torbe bei den Masiere di Vedana (Cordevole; 75.28).*



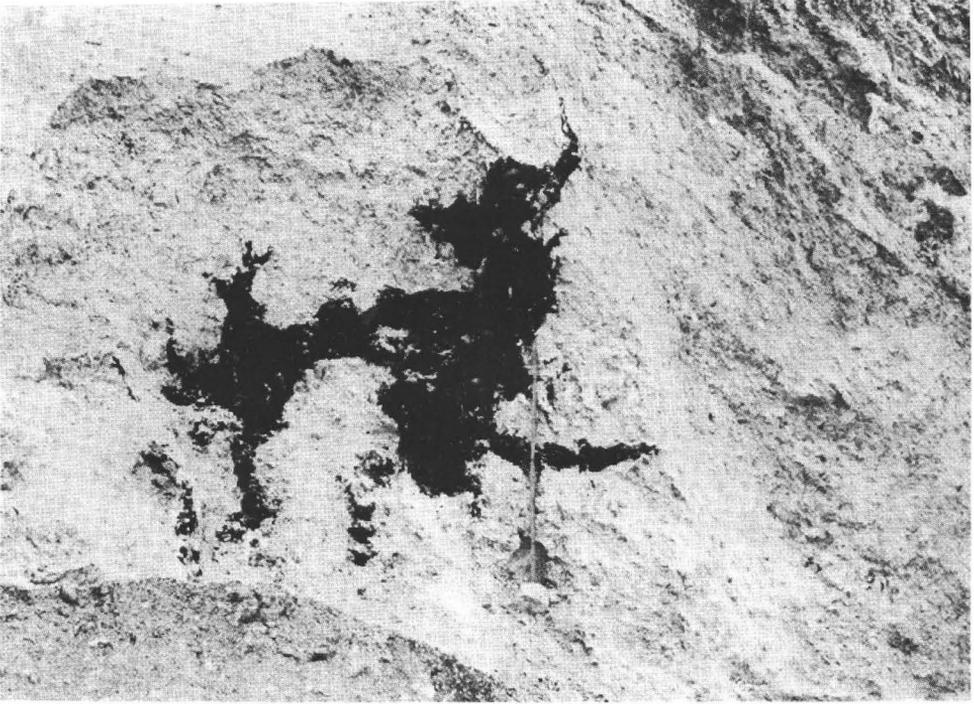
*Bild 8. Auf dem Rücken der im Verband gebliebenen Gleitscholle von Vaiont (Piavegebiet; 76.03) haben stellenweise die Bodendecke und Grasnarbe, ja selbst Bäume den Transport überstanden. Die Bäume sind gegen die Bewegungsrichtung geneigt.*



*Bild 9. Der Bergsturz von Pineda (Vaiont, Piavegebiet; 76.04) liegt mit scharfer Kontaktfläche auf Murschutt und dem Delta des Torrente Mesazzo. Die tonigen dunkleren Lagen unmittelbar über der Auflagerungsfläche gehören zum Bergsturzkörper und begünstigten wohl dessen Fortbewegung.*



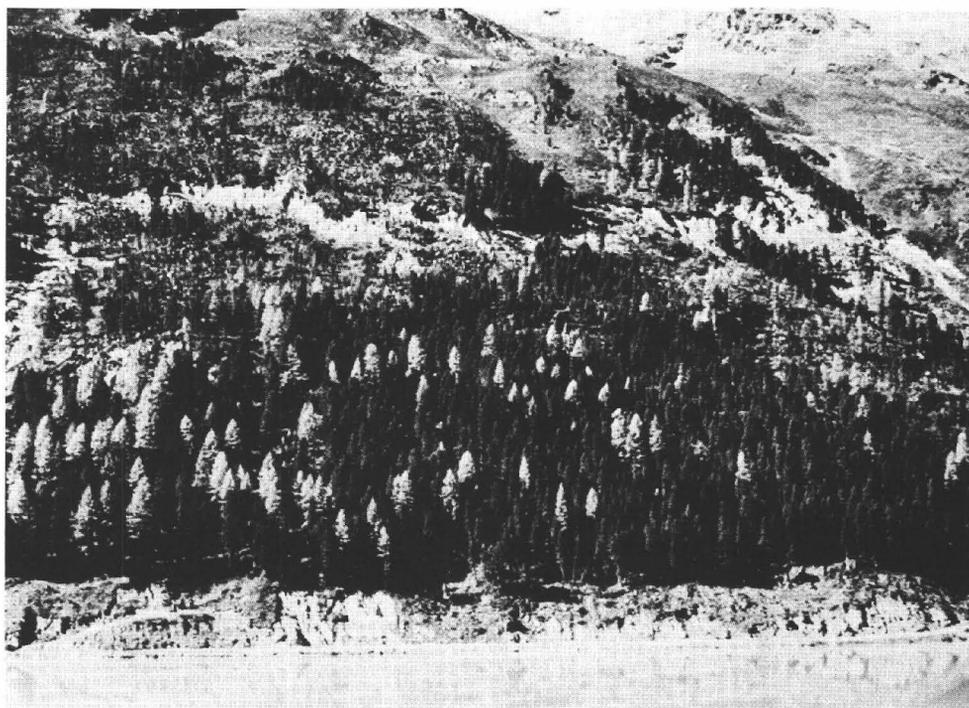
*Bild 10. Orographisch rechter Rand der Zunge des Alp Serin-Bergsturzes (21.28). Der relativ dichte Bewuchs der Randpartien ist auf die starke Beimengung feineren Schurfmaterials zurückzuführen. Gegen links, gegen die Bergsturzmittle, ist an der Oberfläche kein Schurfmaterial mehr vorhanden, daher tritt die Vegetation hier zurück.*



*Bild 11. Aufgeschürftes oder im Bereich des abschmelzenden Eises abgelagertes Moränenvorkommen knapp über der Auflagerungsfläche der Masiere di Vedana (Cordevole; 75.28) im Steinbruch W Ponte Mas.*



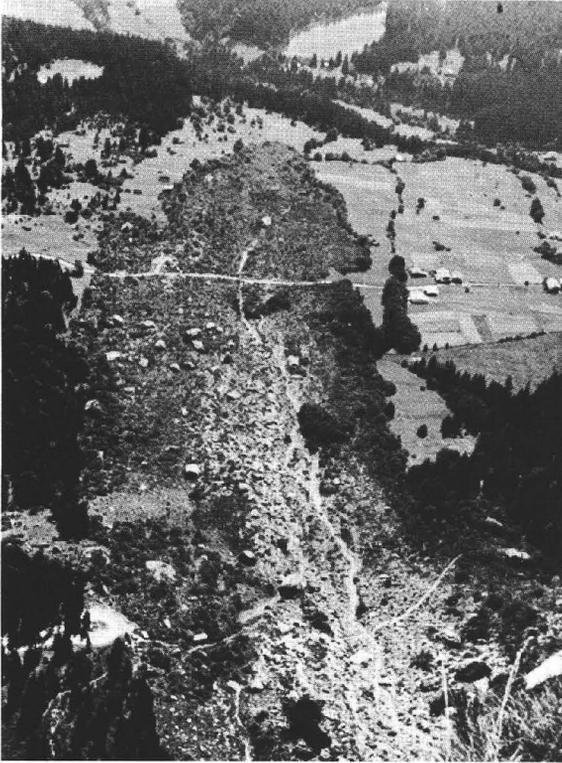
*Bild 12. Blick vom Horlachtal gegen das Abbruchgebiet von Köfels (Ötztal; 52.06; Oberkante des Abbruchgebiets ist der nach rechts abfallende Rücken im Hintergrund). Davor die Trümmernasse des Tauferer Bergs (bewaldeter Rücken), durch die der inzwischen zerschnittene Aufschüttungsboden von Niederthai (im Vordergrund) aufgestaut wurde.*



*Bild 13. Hangbewegung, die durch den Aufstau des Gepatschspeichers (Kaunertal, Ötztaler Alpen) veranlaßt wurde.*



*Bild 14. Blick von E gegen das Abbruchgebiet des Flims Bergsturzes (24.11). Vor den Abrißwänden des Flimsenstein liegt die verhältnismäßig schwach geneigte Abgleitfläche. Auf dieser wurde der Felssturz von Fidaz (24.14) abgelagert (hinter dem im Vordergrund liegenden Waldgebiet).*



*Bild 15. Blick vom Flimserstein auf die in sich geschlossene und scharf umgrenzte Trümmerzunge von Fidaz (24.14).*



*Bild 16. Blick auf die steile Innenseite des Randwalls der Sturzmasse von Borca (75.27).*



*Bild 17. Blick auf die Außenseite des orographisch rechten Randwalls beim Bergsturz von der Becca di Lusney (64.02).*



*Bild 18. Blick auf die Außenseite des orographisch rechten Randwalls beim Diableretsbergsturz (21.04) N Six Blanc. Im Talraum dahinter konnten sich die Trümmer weit ausbreiten (bewaldetes Gelände). Die Zunge schob sich in das nach rechts abgehende Tal.*



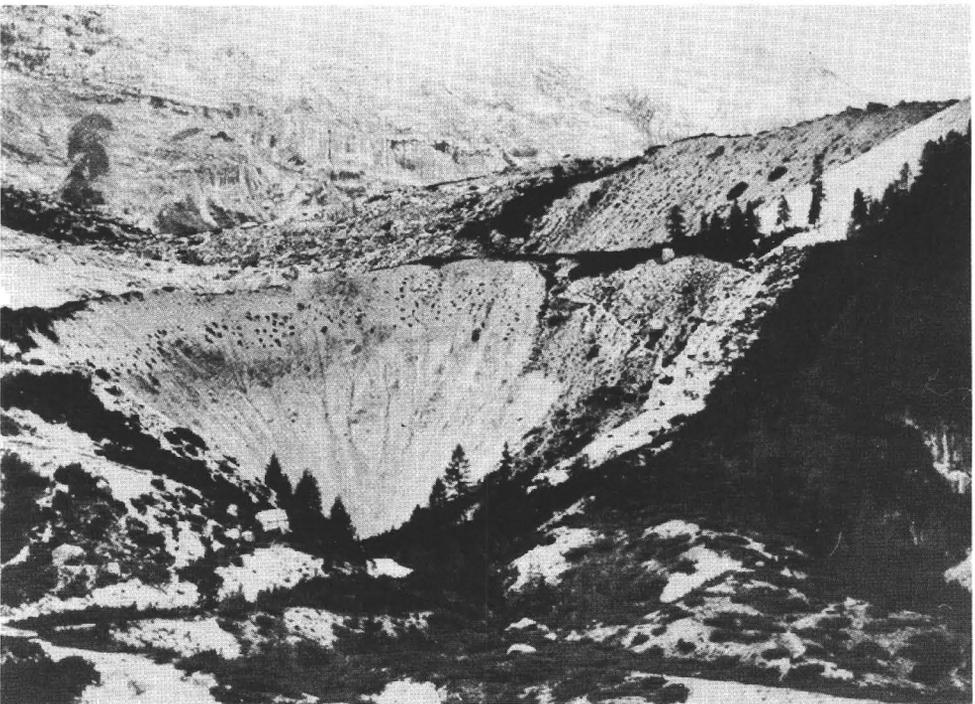
*Bild 19. Randwall eines Nachsturzes des Flimser Bergsturzes bei der Segneshütte (24.12), der in Blickrichtung zutalfuhr. Rechts davon der durch den Randwall aufgestaute Aufschüttungsboden des Segnestales. Links dahinter das höhere und ältere Randwallsystem von Nagiens. Im Vordergrund die glatte Abgleitfläche.*



*Bild 20. Randwall und Randtälchen der Nachsturzmassen des Flimser Bergsturzes bei Nagiens (24.13). Rechts davon und dahinter die Bergsturznische, an deren Rand die Trümmer abgelagert wurden.*



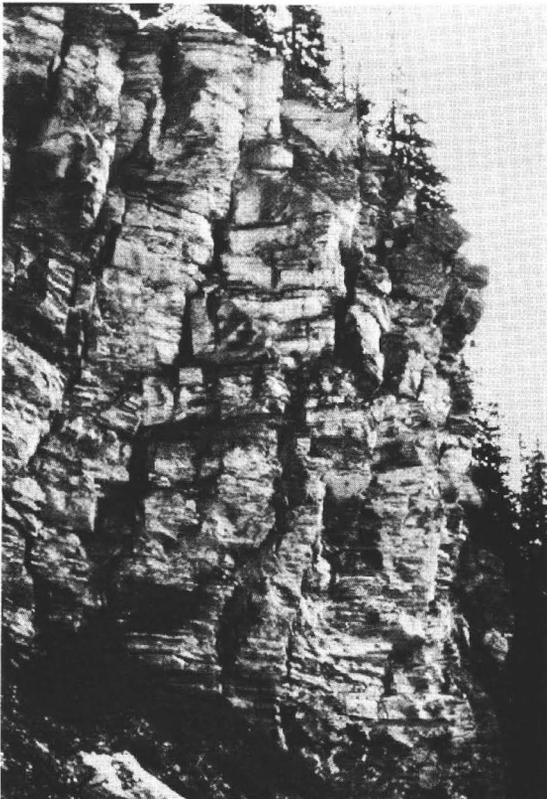
*Bild 21. Bergsturz am Col de la Madeleine (Maurienne; 14.10). Der Bergsturz kam von S (links) und brandete am Gegenhang (rechts) auf. Zwischen dem bewaldeten Brandungswall und dem Gegenhang liegt das Brandungstälchen, dem die Straße folgt.*



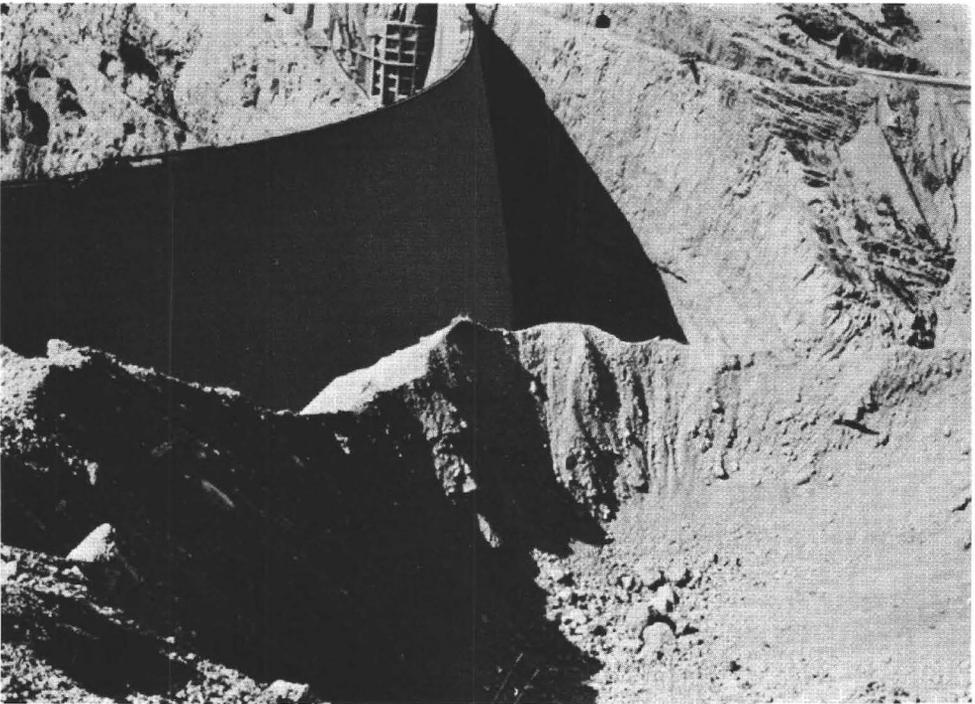
*Bild 22. Zwei Stufen des Bergsturzes am Lac Pissodel (Dolomiten; 75.15), der sich gegen die Blickrichtung bewegte.*



*Bild 23. Zunge des Alp Serin-Bergsturzes (21.28). Die unterschiedliche Höhe der Trümmer beruht auf einem wechselseitigen Aufbranden auf beiden Talseiten.*



*Bild 24. Bei Bèveron, im oberen Teil des Abbruchsgebiets von Siders (21.13) bereiten sich kleinere Abbrüche vor.*



*Bild 25. u. 26. Trichter an der Stirn der Felsgleitung von Vaiont (Piavegebiet; 76.03).*



*Bild 27. Grobblockiges Kleinrelief bei Nagiens (24.13). Eine Eisüberfahung wie beim 1000 m tiefer gelegenen Flimser Bergsturz ist hier ausgeschlossen. Es handelt sich hier daher wohl um Nachsturzschutt.*



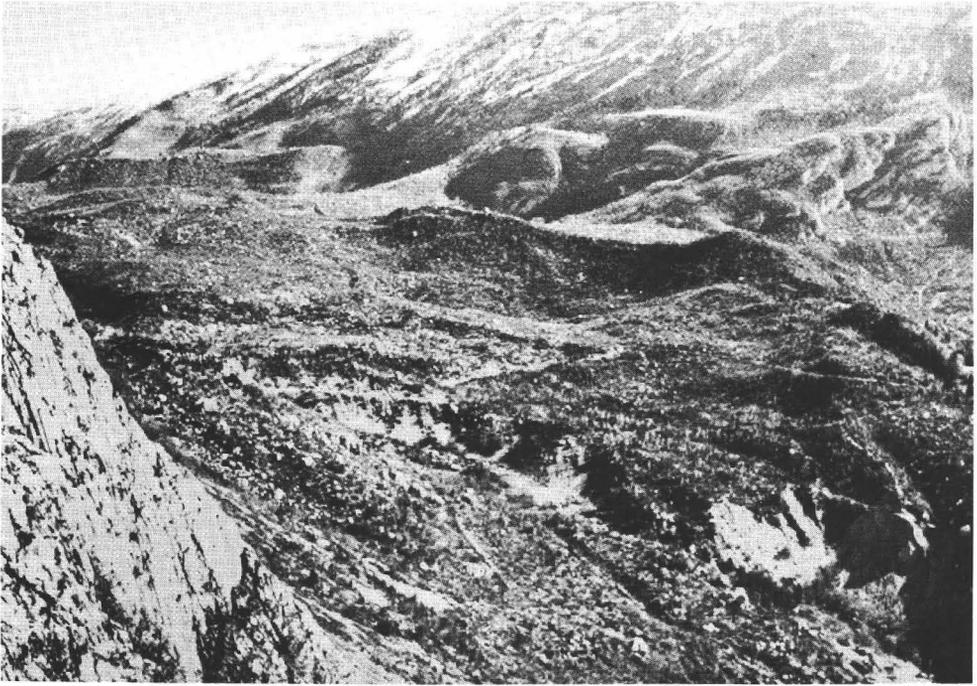
*Bild 28. Grobblockgebiet der Marocche im Sarcatal.(73.10).*



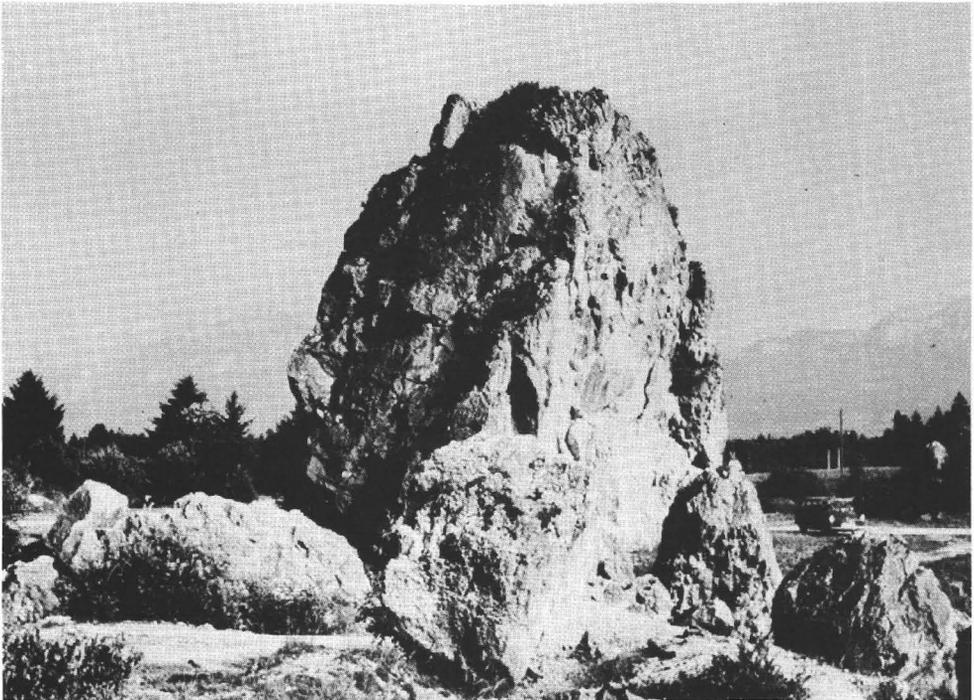
*Bild 29. Bergsturzfermoräne bei der Alpe Sacca (Alpe Cheggio; 65.02). Der First der Moräne liegt hinter der obersten Haarnadelkurve.*



*Bild 30. Bergsturz-Eisrand-Terrasse bei den Alpi di Campo (Alpe Cheggio; 65.02). Der gestufte Terrassenrand liegt rechts des Weges.*



*Bild 31. Blick von S auf den Bergsturz am Lago di Molveno (73.09). Gut erkennbar sind die am Gegenhang übereinandergestaffelten Schuttwälle und -terrassen.*



*Bild 32. Bergsturzmoränenblöcke im Bereich der Plaine des Rocailles (17.05). Im Hintergrund, links des großen Blocks, liegt die Pointe d'Andey, das Herkunftsgebiet der Trümmer.*



*Bild 33. Blick von Bargis auf den E-Teil des Flimser Bergsturzes (24.11). Die waldfreie Tiefenzone in der Bildmitte wurde durch den von links kommenden Bargisgletscher im Bereich des Trümmerkörpers ausgeschürft.*



*Bild 34. Blick von Bargis auf den W-Teil des Flimser Bergsturzes (24.11). Der langgestreckte, völlig bewaldete Rücken in der Bildmitte (Mutta) besteht durchweg aus Bergsturzschutt. Der davor liegende Bereich wurde durch den von rechts kommenden spätglazialen Segnesgletscher gestaltet. Das Zungenbecken von Flims wird begrenzt von der größtenteils bewaldeten Bergsturzmoräne, die - vor dem Muttahügel - von Waldhaus (re.) gegen den Crestasee (li.) hinabzieht (24.13).*



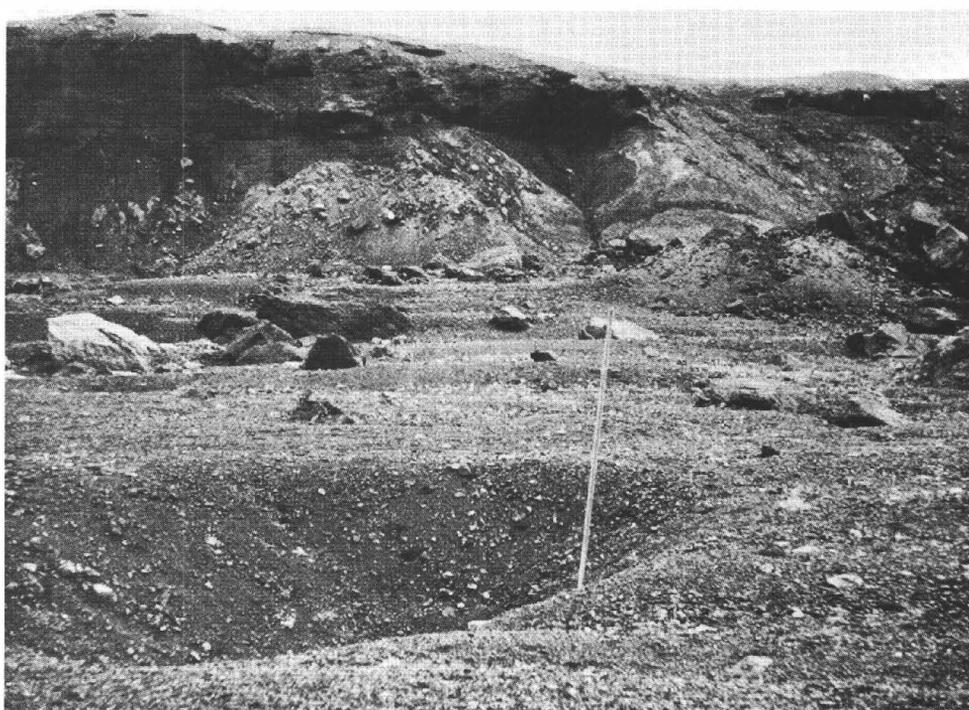
*Bild 35. Toma bei Gailitz (Dobratsch, Alte Schütt-W; 55.03).*



*Bild 36. Toteiskessel bei Gailitz (Dobratsch, Alte Schütt; 55.03). Der Kesselboden ist von Sand bedeckt.*



*Bild 37. Toma im Bereich der Zunge des Steinholtshlaup (s. u.). Die kegelförmigen Aufragungen entstanden nach Abschmelzen der Eismassen dieses Fels-Eis-Trümmerstroms.*



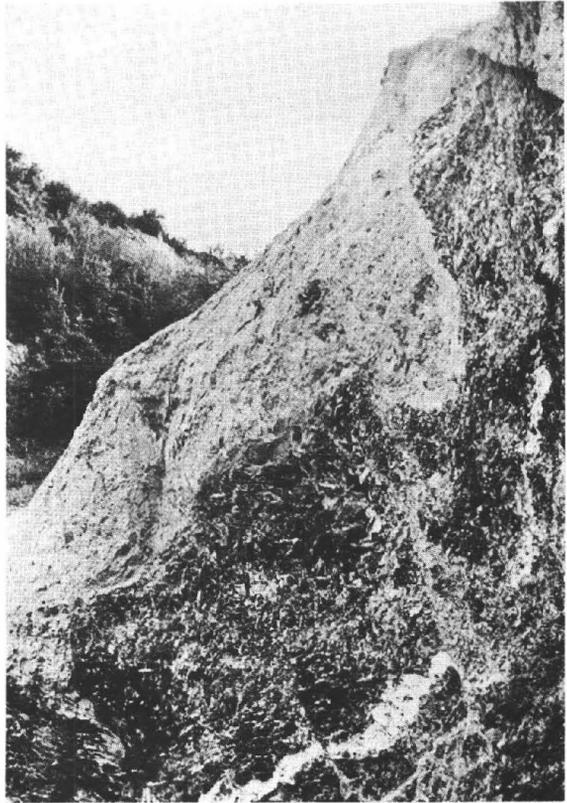
*Bild 38. Toteisloch im Bereich der Zunge des Steinholtshlaup, der im Jahre 1967 in S-Island niederging.*



*Bild 39. Blick von W auf den Bergsturz von Engelberg (23.02), dessen Trümmersmassen die bewaldeten Hügel beiderseits des Tales aufbauen. Die trogartige Hohlform im Trümmerskörper wurde vom spät- und/oder hochglazialen Engelberger Talgletscher geschaffen.*



*Bild 40. Toma im westlichen Pfinwald bei Siders (21.13).*



*Bild 41. N-Flanke des Tuma Casti (bei Ems; 24.18 od. 20). Das lehmige Material (oben links) greift taschenförmig in die stark zerrütete Bergsturzscholle. Die Tasche liegt im Bereich einer Störungszone des Felspakets!!*



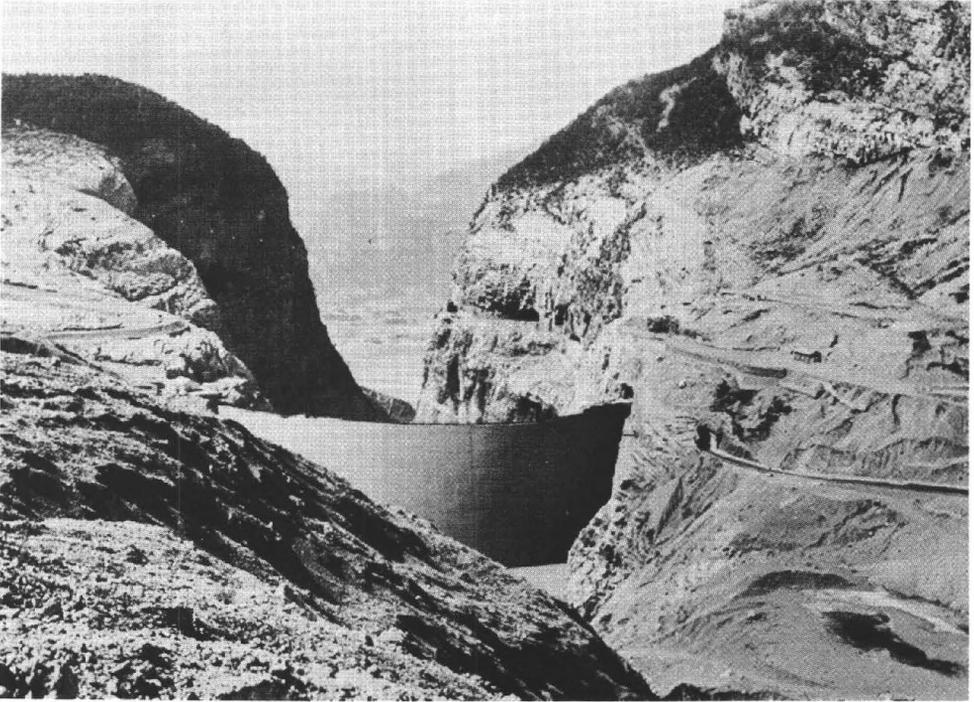
*Bild 42. Bergsturz-Toteislandschaft im Pfinwald bei Siders (21.13).*



*Bild 43. Im Bereich der Toma NE des Weißensees (Fernpaßbergsturz; 41.05) verzahnt sich die mächtige Inngletschermoräne (hell) mit dem Bergsturzschutt (dunkel).*



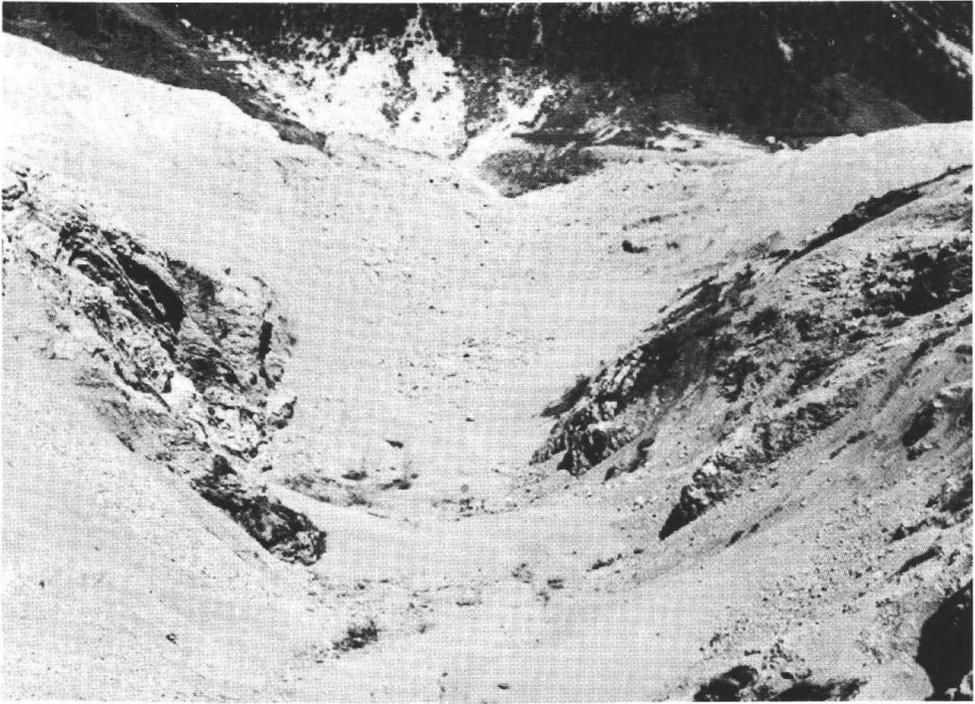
*Bild 44. Blick von NW auf die Felsgleitung von Vaiont (76.03). Gut zu erkennen ist die Abgleitfläche am Monte Toc (rechts hinten) und die größtenteils im Verband gebliebene Gleitscholle (jenseits der Straße).*



*Bild 45. Der durch die Felsgleitung von Vaiont (76.03) in Bewegung gesetzte Wasserschwall stürzte über die Staumauer in die Vaiontschlucht und in das Piavetal. Im überfluteten Bereich beiderseits der Staumauer fehlt die Vegetation.*



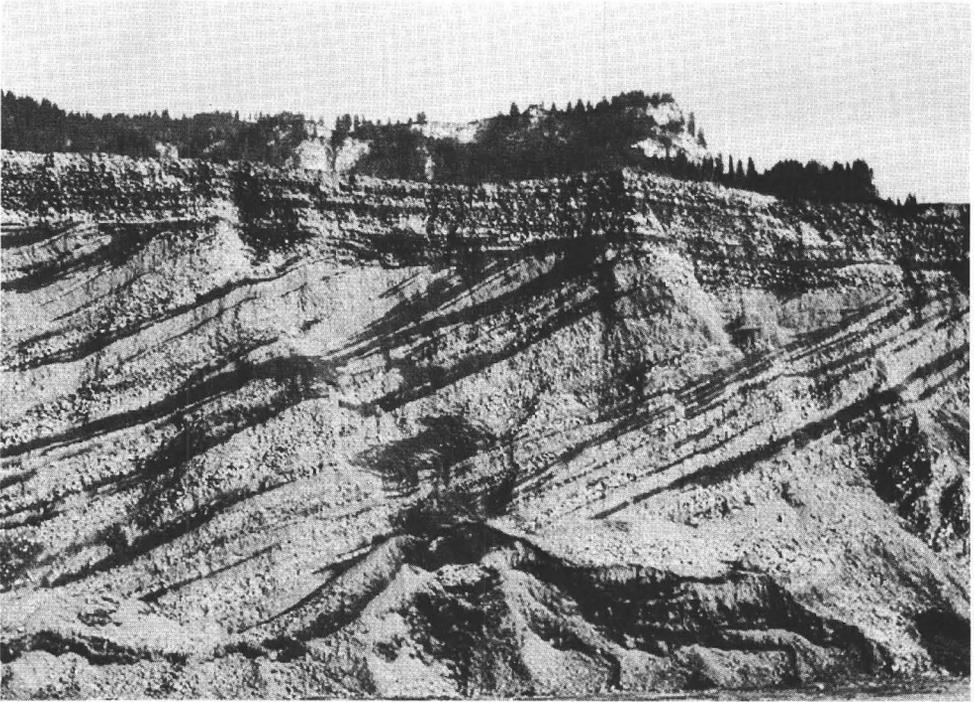
*Bild 46. Blick auf die im Verband gebliebene NW-Stirn der Gleitscholle von Vaiont (76.03).*



*Bild 47. Blick von S auf den Massalezza-Einschnitt (Vaiont; 76.03), der infolge der Felsgleitung entgegen der ursprünglichen Entwässerungsrichtung nach S geneigt ist.*



*Bild 48. Blick von S auf das E-Ende der Felsgleitung von Vaiont (76.03). Die Trümmer bilden hier keine geschlossene Front wie im N. Ihre Oberfläche wird durch viele isolierte Aufragungen gegliedert.*



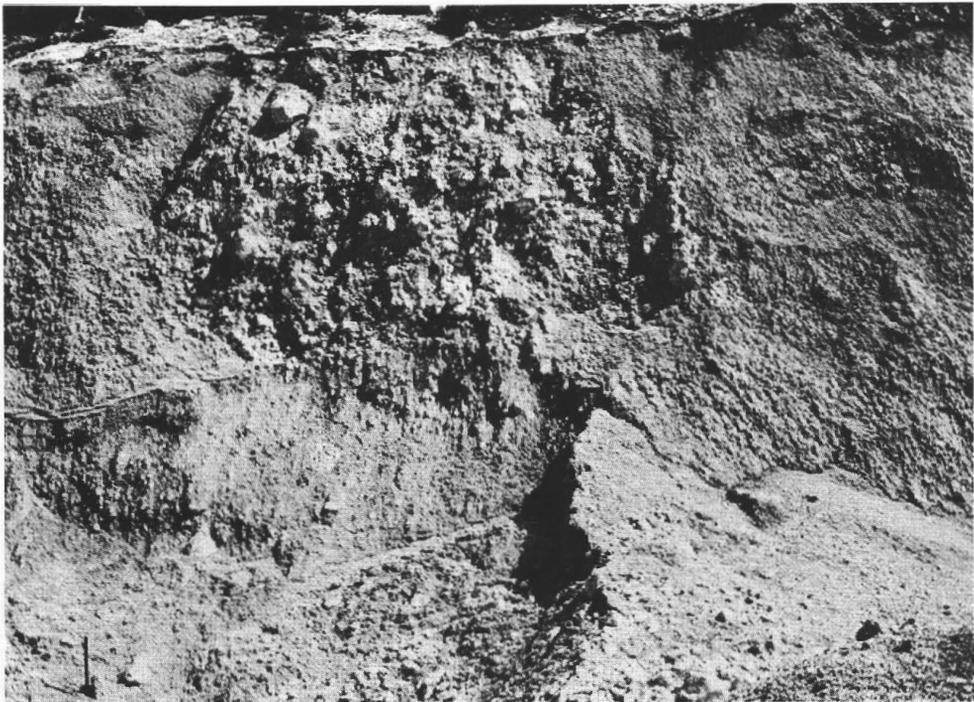
*Bild 49. Delta des Glenner in den Ilanzer See, der hinter der Trümmerbarriere von Flims (24.11) aufgestaut war.*



*Bild 50. Blick von Luven gegen die Trümmerbarriere von Flims (24.11). Die Obergrenze des Nebels liegt auf der Höhe des Spiegels des Ilanzer Sees, zur Zeit der Aufschüttung des Glennerdeltas (Flachzone hinter den Bäumen im Vordergrund).*



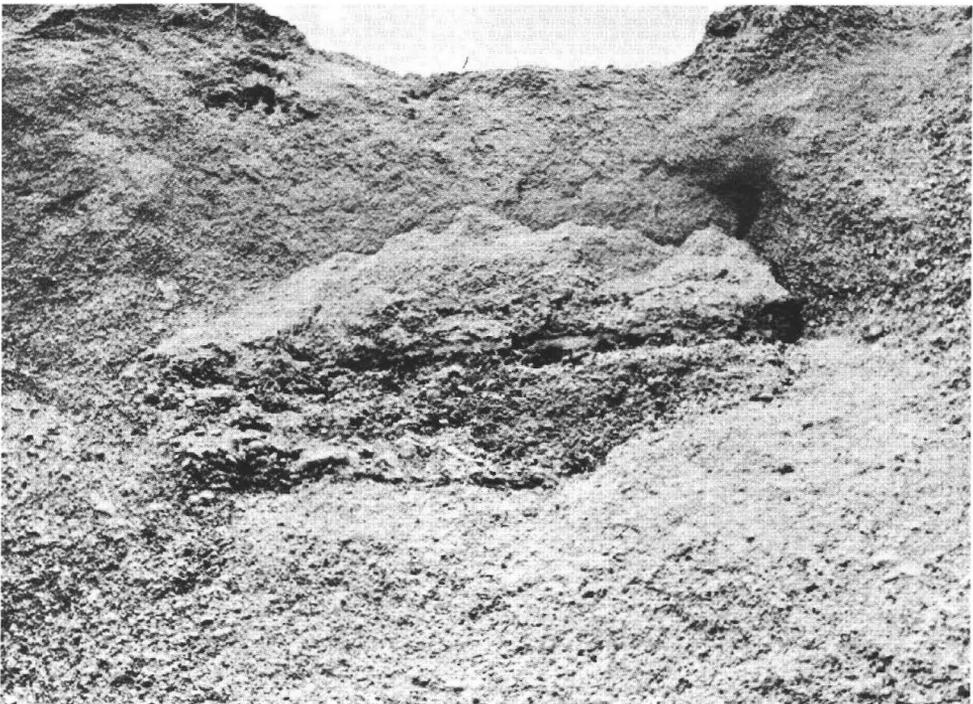
*Bild 51. Terrassentreppe S des Vorderrheins im Bereich des Umlagerungskegels E der Flimser Bergsturzbarrriere (24.11).*



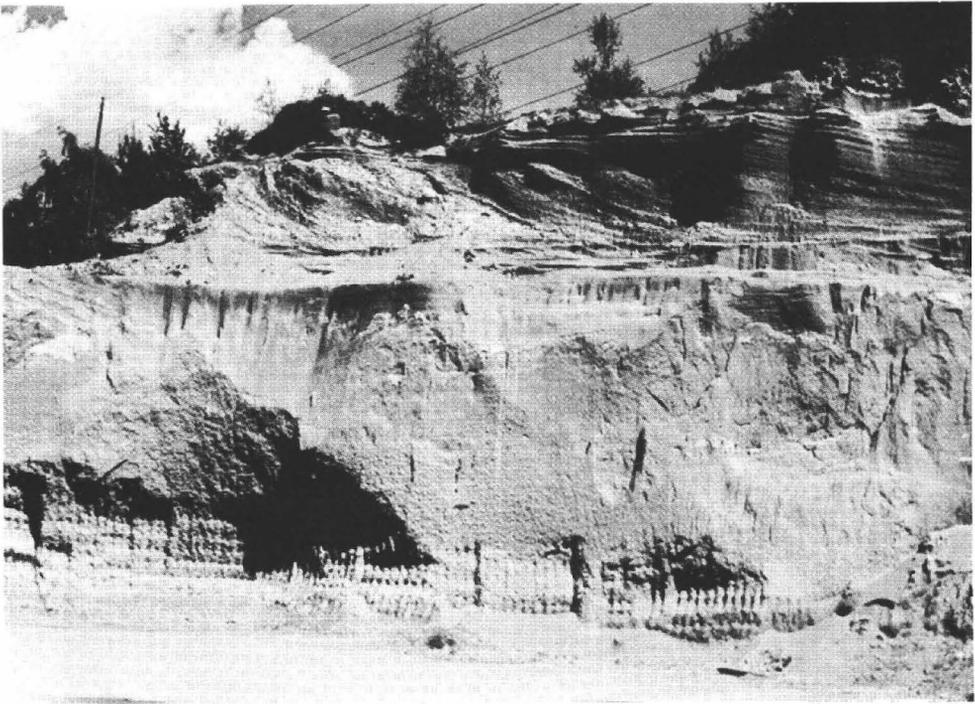
*Bild 52. In den Flutsedimenten N des Bergsturzes im Almtal (44.01) „schwimmen“ isolierte Schollen aus Bergsturz-Lockerschutt.*



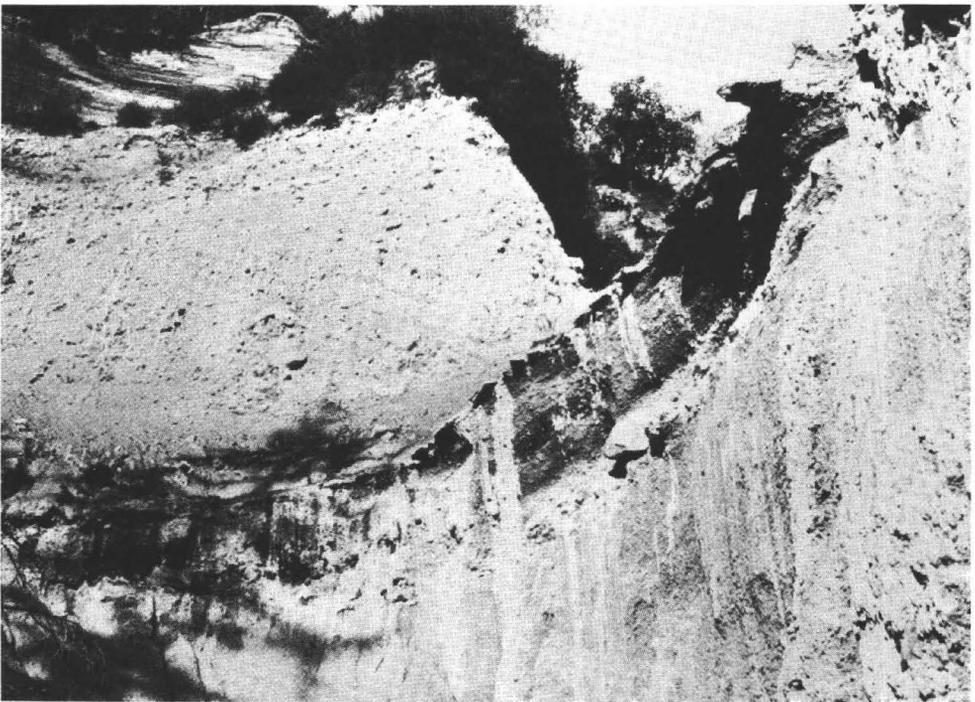
*Bild 53. Stark gestörte Siltlinse in den Flutsedimenten N des Bergsturzes im Almtal (44.01).*



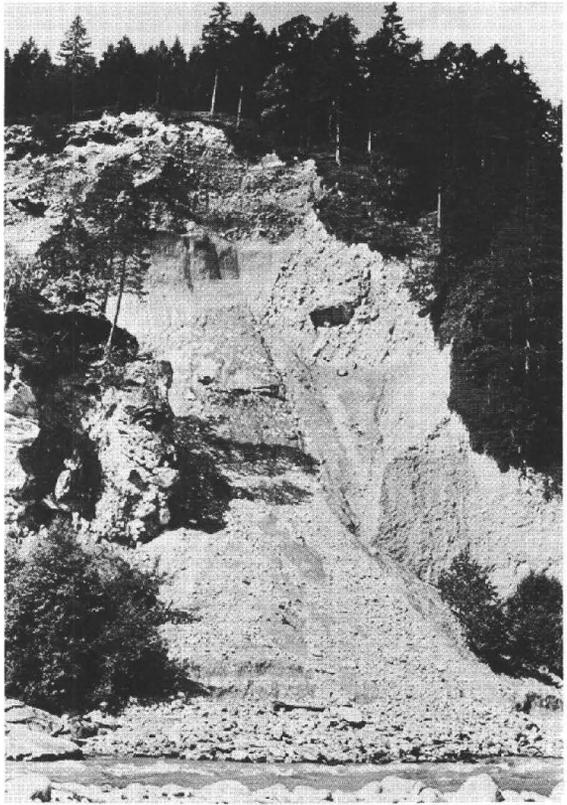
*Bild 54. Ein im Zusammenhang gebliebenes geschichtetes Schotterpaket „schwimmt“ in den ungeschichteten Flutsedimenten N des Bergsturzes im Almtal. Die Schotter der Flutsedimente werden nach oben feiner.*



*Bild 55. Bei Rhäzüns werden die ungeschichteten Flutsedimente der Bonaduzer Schotter (24.11) von geschichteten Schottern überlagert, die hinterrheinaufwärts(!) geschüttet wurden.*



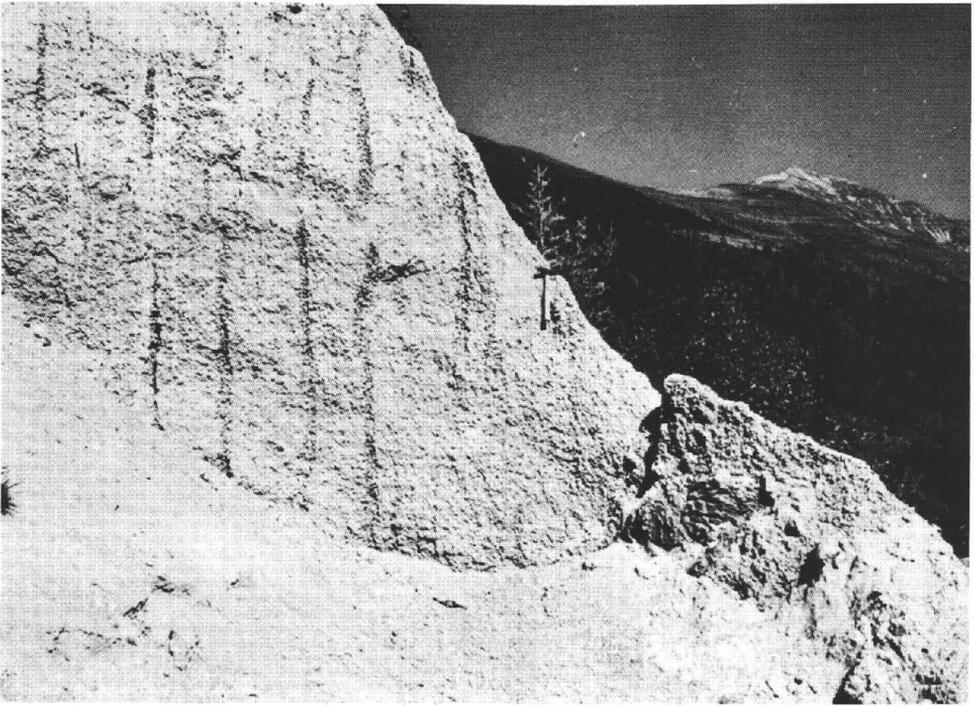
*Bild 56. S der Ruine Schiedberg (Flimser Bergsturz; 24.11; westliche Vorderrheinschlucht) liegt auf den Bonaduzer Schottern (unten) ein geschichteter Hangschuttmantel, der seinerseits von sekundär umgelagertem Bergsturzmaterial und gerundeten Geschieben überlagert wird. Darüber folgen die Seetone des jüngeren Ilanzer Sees (links oben).*



*Bild 57. Blick von N auf die ungeschichteten Bonaduzer Schotter bei der Ruine Wackenau (Vorderreinschlucht, Flimser Bergsturz; 24.11). Rechts oben ist darin eine von der Flut mitgerissene Bergsturzmasse eingebettet. Über die Bonaduzer Schotter, die nach oben feiner werden, legt sich das deutlich geschichtete gröbere Schottermaterial des großen Umlagerungskegels, der bei Ransun seinen Ausgang nimmt.*



*Bild 58. Ungeschichtete Flutablagerungen W Ötz (52.04-06?).*



*Bild 59. Flutablagerungen im Bereich des Staubodens von Niederthai hinter der Trümmerschwelle des Tauferer Bergs (Köfels; 52.06). Im Bereich der gut sichtbaren vertikalen „Röhren“ fehlt das Feinmaterial, das sich sonst zwischen den Schottern befindet. „Röhren“ ähnlicher Art beschreibt PAVONI (1968) bei den Bonaduzer Schottern (24.11).*

# L E G E N D E

sedimentär    kristallin  
 ●                    ○                    Bergsturz allgemein

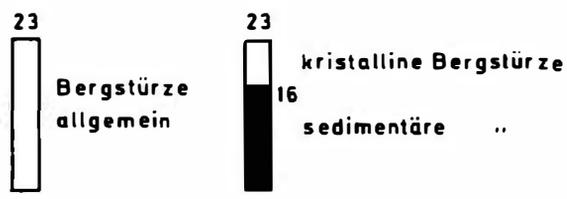
## VERHÄLTNIS DER HAUPTTRÜMMERMASSEN ZUR VORFORM

- |   |   |                                 |
|---|---|---------------------------------|
| ▲ | ◁ | Hang in Fahrtrichtung geneigt   |
| ▼ | ▽ | enger Talraum quer u. Gegenhang |
| ■ | □ | Fläche u. weiter Talraum quer   |
| ◐ | ◑ | Talraum längs                   |

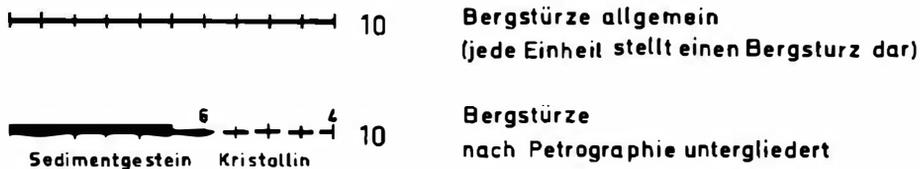
## FORMENGRUPPEN DER ABBRUCHSGEBIETE

- |   |   |   |
|---|---|---|
| ◐ | ◑ | Hang  |
| ▮ | ▯ | Wand i.e.S.                                 |
| ▲ | △ | Wand mit Einbuchtung u. Nische mit Rückwand |
| ◆ | ◇ | Nische mit Abgleitfläche                    |

## SÄULENDIAGRAMME

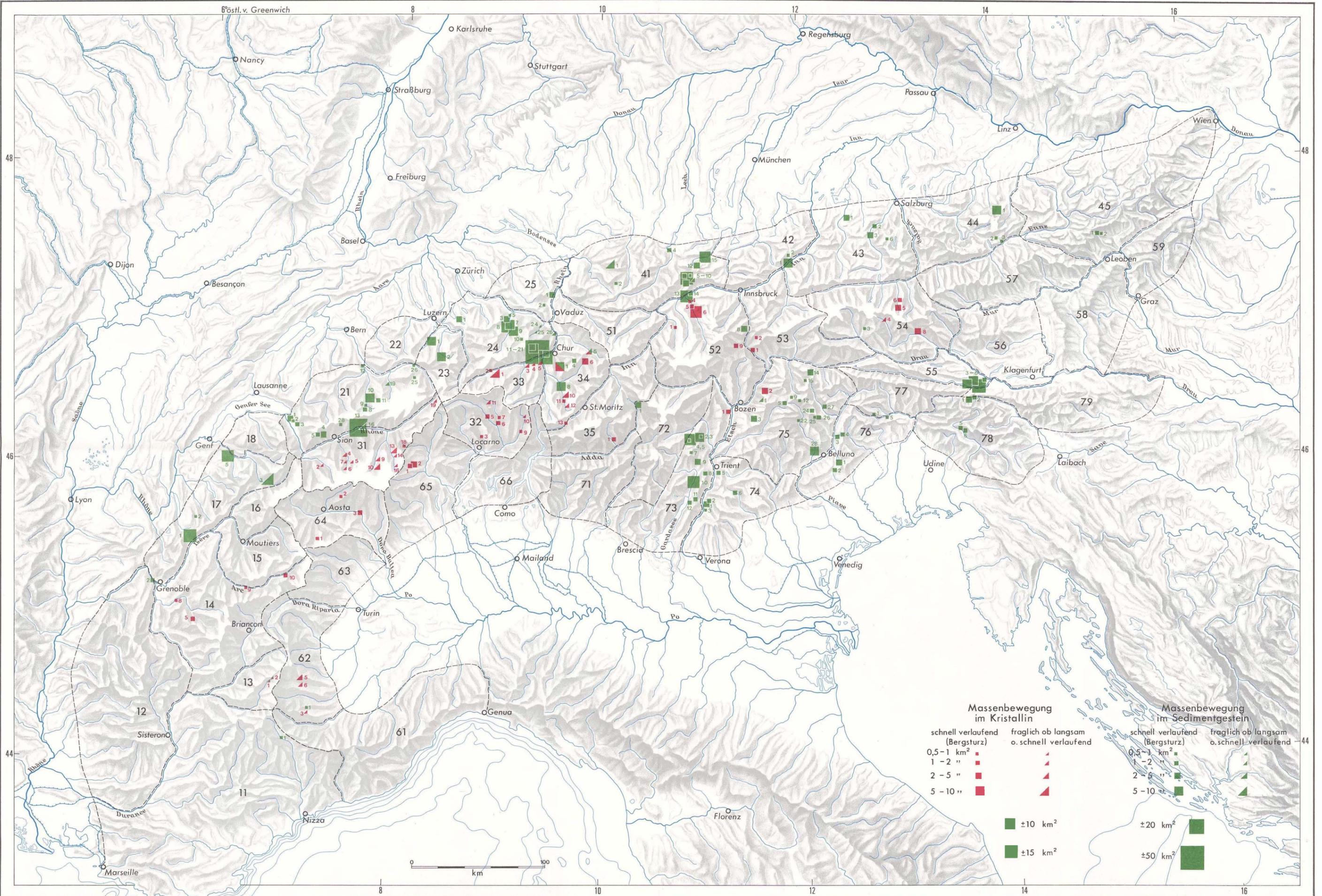


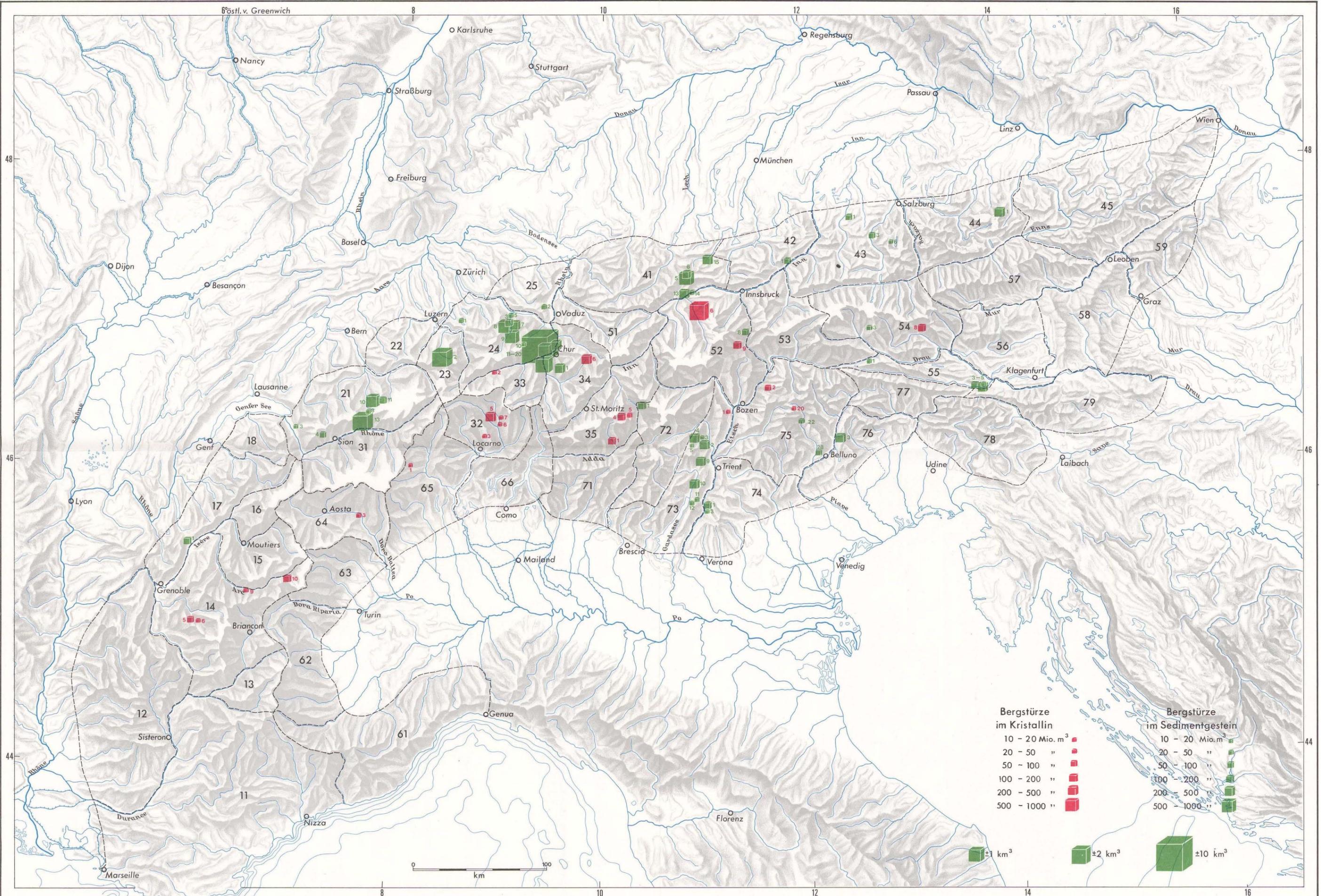
## WINKELDIAGRAMME





- Lage des Abbruchgebietes
- Öffnung zeigt grob die Abbruchrichtung
- ↔ zweiphasige Massenbewegung (Haupt- u. Nachsturz)
- ↔↔↔ drei- u. mehrphasige Massenbewegung
- Herkunft der Sturzmassen nicht eindeutig festgestellt





Verwendung der Grundkarten (Gewässernetz und Schummerung) mit freundlicher Genehmigung der Kartographischen Anstalt Freytag - Berndt und Artaria, Wien

Entwurf: G. Abele Kartographische Bearbeitung: P. Oelmann