

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 86 (1993)
Heft: 3

Artikel: Die Ereignisse vom 18. April und 9. Mai 1991 bei Randa (VS) : ein atypischer Bergsturz in Raten
Autor: Schindler, Conrad / Cuénod, Yves / Eisenlohr, Thomas
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-167257>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 11.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Die Ereignisse vom 18. April und 9. Mai 1991 bei Randa (VS) – ein atypischer Bergsturz in Raten

p 82 45

Von CONRAD SCHINDLER ¹⁾, YVES CUÉNOD ²⁾, THOMAS EISENLOHR ¹⁾ und
CHARLES-LUIS JORIS ³⁾



ZUSAMMENFASSUNG

30 Mio m³ Fels sind gesamthaft aus der steilen linken Talflanke des Mattertals bei Randa abgestürzt. Betrachtet man die Abrissnische, so handelt es sich um einen gewaltigen Fallsturz. Die Ablagerungen dagegen entsprechen einer aussergewöhnlichen Anhäufung von Felsstürzen. Dies ist der Aufspaltung in zwei Hauptereignisse zu verdanken, welche sich ihrerseits wieder über viele Stunden erstreckten. Dieses ungewöhnliche Verhalten erlaubte eine eingehende instrumentelle Beobachtung, welche sich bei den späteren Abstürzen als Alarmdispositiv bewährte.

Trotz günstig liegender Orientierung von Schichtgrenzen und Schieferung konnte sich eine instabile Situation entwickeln, dies einerseits wegen polyedrischer Zerlegung des Gebirges durch späte Phasen der alpinen Deformation, andererseits wegen der bis 200 m tief greifenden Entspannungserscheinungen. Dadurch wurden Grundwasser und Verwitterung der Weg geöffnet. Dabei erreichte die Auflockerung der Felsmasse mit 7–15 % Kluftvolumen ein ungewöhnliches Ausmass. Dies könnte teilweise die Folge von Erdbeben sein, steht aber auch mit der destabilisierenden Wirkung der Einschwemmung von Feinmaterial durch das Grundwasser im Zusammenhang. Die Situation hat sich progressiv verschlechtert, ohne dass ein aussergewöhnlicher, auslösender Faktor festgestellt werden konnte. Der Zusammenbruch erfolgte bei Schneeschmelze und hohem Wasserstand. Die beiden Hauptstürze begannen schlagartig nahe der Basis, in der Nähe von Quellaustritten, und ergriffen erst spät die obersten Teile der Abrissnische.

RÉSUMÉ

Une masse de 30 mio de m³ s'est écroulée à partir du flanc gauche de la vallée de Zermatt en face de Randa. Si on ne considère que la niche d'arrachement, on pense avoir affaire à un gigantesque écroulement, alors que la masse des dépôts éboulés correspond à un empilement de différents éboulements. Ceci est dû au fait qu'il y a eu au moins deux événements principaux ayant duré chacun plusieurs heures. Cette situation a permis une observation instrumentale intensive qui s'est révélée un dispositif d'alarme très efficace au cours des éboulements qui ont suivi.

Malgré un litage et une schistosité plongeant favorablement en direction du versant, une situation d'instabilité s'est formée. Une des causes en est la fracturation polyédrique qui a affecté le massif au cours d'une phase tardive de déformation alpine. Les autres causes en sont les phénomènes de libéralisation des contraintes qui se sont produits jusqu'à 200 m de profond créant un cheminement au travers duquel les eaux souterraines se sont infiltrées et l'altération a pu se propager.

Ces facteurs ont causé une très forte fracturation qui atteint entre 7 et 15 % du volume. Il est possible que des secousses sismiques aient contribué à cette fracturation, mais le facteur prépondérant est en tout cas l'entraînement des matériaux fins dans les fissures, qui a créé l'action destabilisante principale. Cette situation s'est progressivement aggravée, sans qu'un facteur déclenchant extraordinaire puisse être mis en cause. Les écroulements ont eu lieu en période de fonte. Les deux éboulements principaux ont débuté très brusquement près de la

¹⁾ Ingenieurgeologie ETH, ETH-Hönggerberg, CH-8093 Zürich, Switzerland.

²⁾ Geotest Martigny SA, Tsavez 15, CH-1955 Chamoson, Switzerland.

³⁾ Geol. Büro O. Schmid, Bahnhofstrasse 11, CH-3900 Brig, Switzerland.

base dans une zone d'émergence de suintements et n'ont atteint qu'après coup les parties supérieures de la niche d'arrachement.

SUMMARY

Altogether 30 million m³ of rock in total have fallen from the steep flank of the Matter Valley near Randa. When one considers the tear-off area, we suppose to see an enormous rockfall. But the deposits rather compare to an extraordinary sequence of many rock-slides.

This is the result of two main events, the duration of each lasting many hours. This unusual behavior permitted an in-depth instrumental observation, which proved its value as an alarm warning system for subsequent slides.

Despite the favourable orientation of the bed boundaries and the cleavage, an unstable situation developed, on one hand because of the polyhedral decomposition of the formation during the late phases of the alpine orogeny, and on the other hand due to stress-releasing phenomena effective up to a depth of 200 m. Through these processes the way was opened up for groundwater and weathering. This led to a loosening of the rock-mass, which attained an exceptional proportion of 7–15% of voids. This could have been in part, the results of earthquakes, or was caused by the destabilizing effect of fine material being flushed in by groundwater movements. The situation has deteriorated progressively, and no exceptional triggering factor could be determined. The collapse took place during thaw at a high water level. The two major rockfalls began abruptly near the base, close to spring outflows, and the top parts of the tear-off area followed only at a much later stage.

1. Einleitung

Rund 30 Millionen m³ Fels stürzten im Frühjahr 1991 innert drei Wochen aus der steilen westlichen Talflanke nahe Randa ab (Fig. 1). Den Felsmassen fielen 30 Schafe, 7 Pferde und 33 Landwirtschaftsgebäude oder Ferienhäuser zum Opfer, Bahn und Strasse wurden abgeschnitten und der Schuttkegel staute die Vispa zu einem See zurück. Verglichen mit den Katastrophen von Rossberg-Goldau (1806, 30–40 Mio m³) oder Val Pola (1987, 40 Mio m³) bleibt die Reichweite der Zerstörungen trotz ähnlicher Kubatur aber erstaunlich klein. Dieses gutartige Verhalten kann teilweise durch die Aufspaltung in zwei Hauptstürze erklärt werden (18. 4. 1991 und 9. 5. 1991), welche aber ihrerseits noch immer die Kubatur von Elm (1881, 10–11 Mio m³) erreichten oder übertrafen.

Die beiden Ereignisse von Randa erstrecken sich über viele Stunden, erfolgten also in zahlreichen Teilstürzen. Eine empfindliche Messstation des Schweizerischen Erdbebendienstes in 9 km Distanz bei Zmutt registrierte den genauen Zeitpunkt der grössten Abstürze. Über die Vorgeschichte des ersten Sturzes liegen sehr wenige Beobachtungen vor, unmittelbar danach zog aber der Kantonsgeologe, J. D. Rouiller, verschiedene Spezialisten bei, so die Geotest AG (H. Ischi, E. Scheller) zur generellen Beurteilung und zur instrumentellen Beobachtung, A. Wagner (Centre de recherches scientifiques fondamentales et appliquées, Sion) für strukturelle Studien und Ch. Joris (Büro O. Schmid, Brig) als lokalen Geologen, ferner zwei Vermessungsbüros.

Die seither laufend eintreffenden Beobachtungen und Messresultate wurden vorerst provisorisch ausgewertet, eine gesamthafte Übersicht, Deutung und Bewertung stand aber bisher noch aus. Ende September 1991 wurde C. Schindler mit dieser Aufgabe betraut, dies in einer Arbeitsgruppe gemeinsam mit Y. Cuénod, Ch. Joris und Th. Eisenlohr, welche ihrerseits durch J. D. Rouiller, J. P. Tripet (Landeshydrologie und -geologie) und das Bundesamt für Wasserwirtschaft (A. Götz, H. Willi, Lichtschlag) begleitet wurde. Die wichtigsten Resultate dieses Gemeinschaftswerkes seien hier vorgestellt.

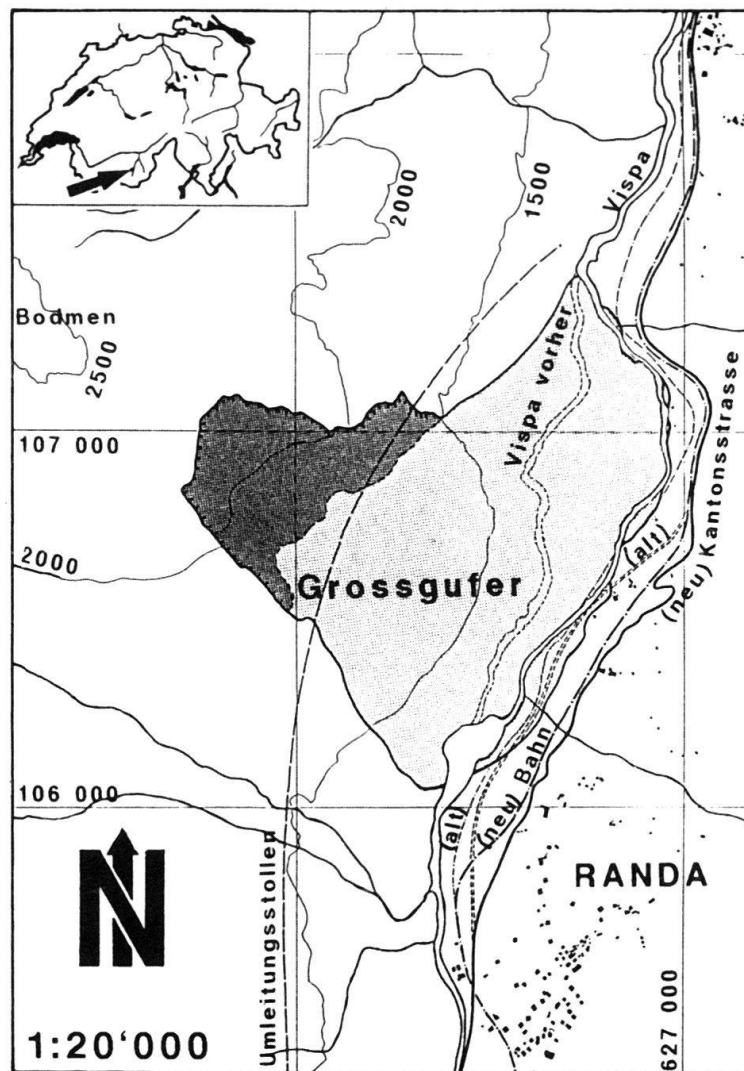


Fig. 1. Lage der Ausbruchsnische und des Ablagerungskegels von Randa (vergl. Fig. 11). Verlauf des Umleitungstollens, sowie des ehemaligen und des heutigen künstlichen Laufes der Vispa.

2. Natürliche Rahmenbedingungen

2.1 Geologie, Diskontinuitätsflächen

Die Stürze erfassten Gesteine des Kristallinkerns der penninischen Siviez-Mischabeldecke, wobei in der Abrissnische eine auffällige Grenze zu erkennen ist, welche von N (1950 m) gegen S hin (1850 m) abfällt. Nach Bearth (1964) besteht der Sockel aus dem hellgrauen, nur leicht geschieferten Augengneis von Randa (ursprünglich eine variszische Granitintrusion), die höheren Gesteinsmassen dagegen aus stärker schiefrigem, braun anwitterndem Altkristallin (Paragneise mit Bändern von Amphibolit und ausgewalzten Granitintrusionen). Ausserhalb der Nische steigt die Obergrenze des Randagneis weiterhin flach gegen N hin an, gegen S hin sinkt sie dagegen nahe dem Bistal, in enge Falten gelegt, rasch ab (Einfluss der Mischabel-Rückfalte). Für die Hangstabilität der beiden N-S gerichteten Visper Täler wichtig ist, dass die tektonischen Einheiten axial gegen W hin abfallen, dies bei Randa mit rund 25° (Bearth 1964). Damit sind die Westflanken

stabiler und steiler als die von zahllosen Rutschungen, Sackungen, Stürzen und Wildbachablagerungen geprägten Ostflanken.

Strukturelle Studien von A. Wagner, unterstützt von M. Sartori, M. Schafer und A. Escher (interne Berichte 1991) ergaben, dass um Randa bei hoher Temperatur und hohem Druck zwei subparallele Systeme von Schieferung sowie isoklinale Falten entstanden, welche alle wie die Gesteinsgrenzen mit 20–40° gegen WSW fallen. In der Bergsturnische sind sie hangeinwärts geneigt, liegen für die Stabilität also günstig. Ganz anders wirkten sich die postmetamorphen, späten, überwiegend spröden Verformungen aus. Diese Strukturen, welche das Gebirge polyedrisch zerlegen, wurden durch die Gruppe von A. Wagner, aber auch von der Geotest, eingemessen und in verschiedene Systeme gegliedert. Theoretisch könnte, bei durchgehender, gleichwertiger Durchtrennung, daraus ein räumliches Schema abgeleitet werden, aus welchem die kritischen instabilen Felskörper geometrisch bestimmt werden könnten – dies abhängig von der Orientierung des Hanges. Selbst wenn man die Rauigkeit, Ondulation und allfällige Zementierung der einzelnen Systeme als zusätzliche Faktoren berücksichtigt, stösst diese Methode allerdings auf Grenzen, wie dies das Beispiel Randa zeigt:

- Die starke Streuung in der Orientierung der Diskontinuitäten macht die Gliederung in Systeme gleicher Ausrichtung problematisch. Es fragt sich zudem, wie repräsentativ die Messungen an einzelnen Aufschlüssen für das Gesamtbild sind.
- Räumlicher Verlauf, Häufigkeit und insbesondere auch Neigung vieler Diskontinuitäten hängen von der Kompetenz der Gesteinsarten sowie von den Grenzen zwischen verschiedenartigen Bereichen ab. Der fast massige Randagneis wird in relativ grosse, überwiegend steil abgegrenzte, tendenziell kubische Körper zerlegt, das weniger kompetente Altkristallin wird dagegen kleinräumiger, plattiger und flachliegender durchtrennt. Mit zunehmendem Abstand vom Randagneis wirkt das Bild zudem immer unsystematischer (Fig. 2).
- Einzelne Systeme von Diskontinuitäten durchtrennen das Gebirge weiträumig, so z. B. Scherflächen, während die typischen Klüfte seitlich bald aussetzen und staffelförmig abgelöst werden. Dies gilt insbesondere für ein in der Abrissnische besonders kritisches, weil hangauswärts fallendes System. Da es nicht durchgehend auftrat, wurde ein plötzlicher, synchroner Zusammenbruch der Sturzmasse behindert (Fig. 2).

Die jungen Störungssysteme beeinflussten die Stabilität zweifellos massgeblich, doch sind die Zusammenhänge komplex. Der Einfluss auf den Verlauf des oberen Abrissrandes vom 9. Mai 1991 bleibt zum Beispiel recht bescheiden, wie dessen bogenförmige Gestalt zeigt (Fig. 9 und 11).

2.2 Erosion, Entspannungsvorgänge

Glazialerosion schuf bei Randa ein steilwandig begrenztes Trogtal, dessen Felssohle um Kote 1250–1300 m ü. M. liegen dürfte, vor den Stürzen also 100–150 m unter dem Talboden verborgen war (Fig. 3). Im Hochwürm erreichte die Eisoberfläche nach Jäckli (1962) Kote 2550 m. Die Schliffgrenze um 2700 m (P. Bearth 1964) weist auf frühere, noch höhere Eisstände hin. In der ausgehenden Würmeiszeit baute sich der gewaltige Eisdruck auf die Talflanken rasch ab, der Talboden wurde spätestens vor 10000 Jahren endgültig eisfrei (Winistorfer 1977).

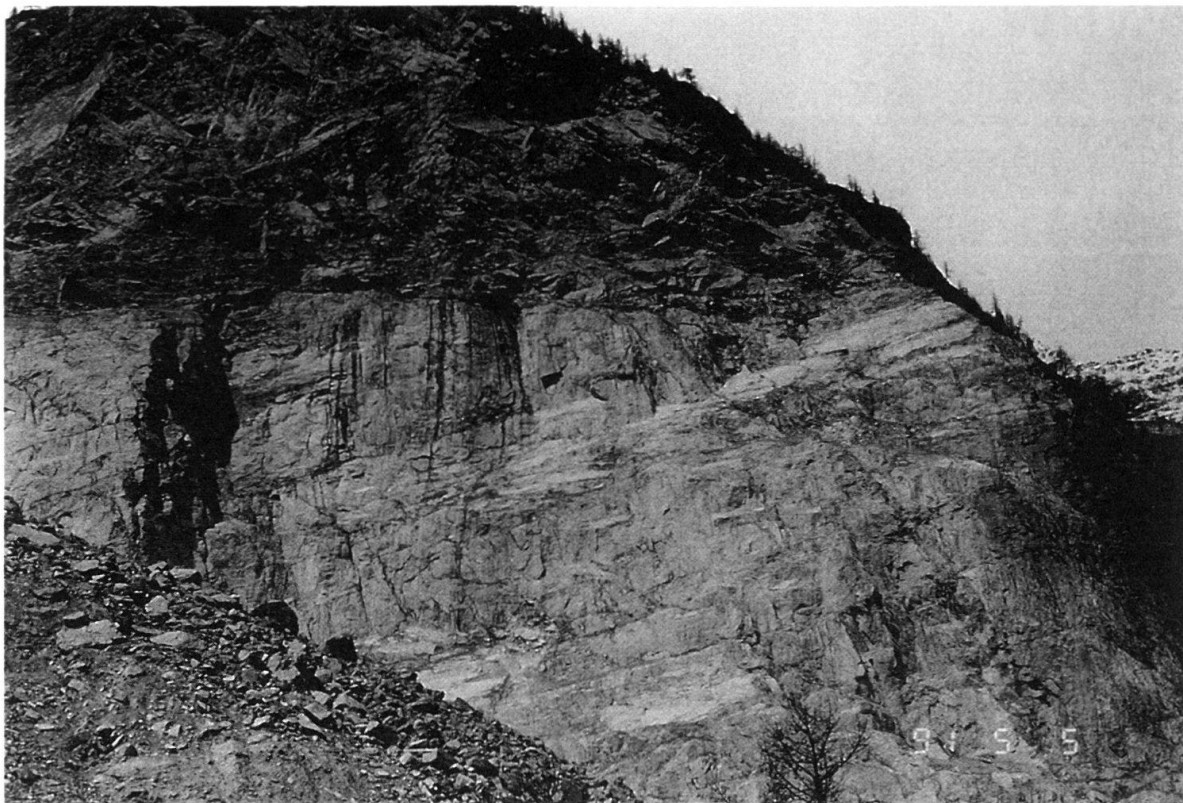


Fig. 2. Abrissnische nach dem Sturz vom 18. April 1991. Unten helle, massige Randagneise mit auffälliger, gegen den Betrachter hin fallender Klüftung, nicht durchgehend. Oben Altkristallin mit intensiverer, flacher liegender Durchtrennung, dunkler. Die steilen Streifen im Mittelfeld sind Wasseraustritte, welche der Obergrenze der Randagneise entspringen. Foto J. Rouiller, 5. Mai 1991.

Die Erosion und der Abbau des Eisdrucks lösten eine Entspannung des Gebirges aus, welche eine Dehnung ungefähr senkrecht zur Oberfläche und die Öffnung von Diskontinuitäten bewirkte. Wo der Berg bereits intensiv tektonisch zerlegt war – wie bei Randa – konnten dafür bestehende Trennflächen aktiviert werden. Die Entstehung neuer zusätzlicher Talklüfte ist unwahrscheinlich. Dieser unscheinbare Vorgang öffnete der Wasserzirkulation und Verwitterung den Weg und schwächte die Hangstabilität.

2.3 Hydrogeologie

Leider fehlen im kritischen Hang und seiner Umgebung Sondierungen, so dass man sich auf Beobachtungen und Indizien stützen muss. Dem Fuss der künftigen Sturzmasse entfloren einst aus einem Bruch periodisch Quellen. Kleinere Austritte fanden sich ferner nahe unterhalb der Obergrenze des Randagneis (Fig. 3 und 5). Weiter hangaufwärts liessen sich aber keinerlei Oberflächengewässer feststellen. Das Niederschlags- und Schmelzwasser musste also in der dünnen Lockergesteinsdecke oder direkt im Fels versickern und konnte dort zirkulieren. Dies bestätigen angerostete, beim Sturz freigelegte Diskontinuitäten, welche einst von gut 200 m Gestein überlagert gewesen waren (senkrecht zur Geländeoberfläche gemessen). Mindestens so tief hatte also die Entspannung dem Wasser den Weg geöffnet – eine Grössenordnung, wie sie auch bei Untertage-

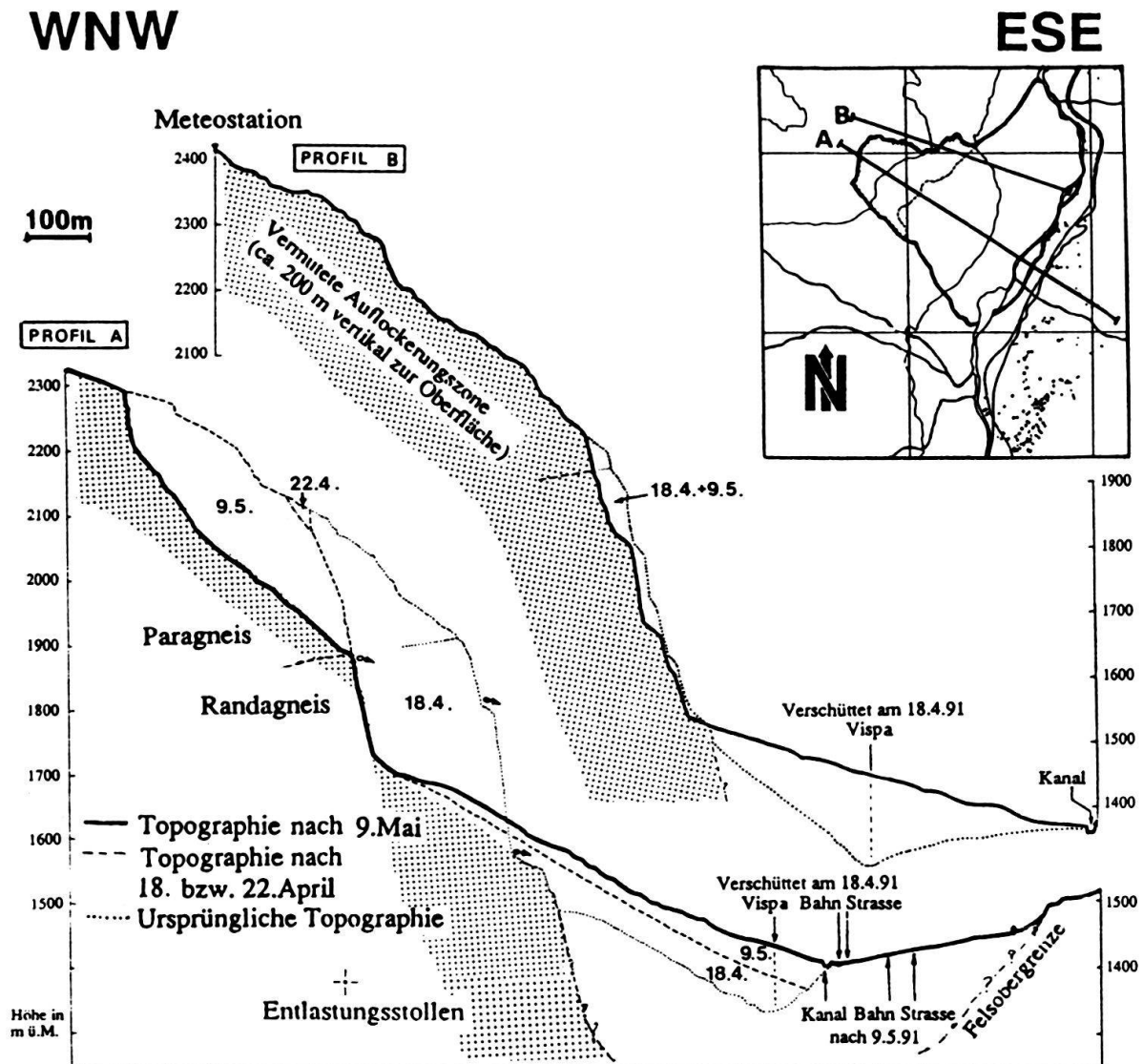


Fig. 3. Profile durch das Sturzgebiet. Punktiert: Durch Entspannung aufgelockerter Bereich. Profil A liegt in der Hauptachse der Abrissnische. Man beachte die Verlagerung der Quellaustritte durch den Sturz vom 18. April 1991. Da der Ablagerungskegel gegen N hin abdreht, erscheint seine grösste Mächtigkeit im Profil B. Unter den Sturzmassen liegen mächtige junge Lockergesteine.

bauten z. B. im Nordtessin oder im Aarmassiv festzustellen ist. Vor wie auch nach den Stürzen flossen die Quellen in der Regel ab April und versiegten gegen Ende Juni, was eine Speisung durch Gletscherwässer (z. B. Bisgletscher) ausschliesst, da deren Abflussspitze ja im Juli und August liegt. Beobachtungen weisen dagegen auf eine Abhängigkeit von der Schneeschmelze in den überliegenden Hängen hin, dies bis mindestens 2530 m ü. M. (Verebnung von Bodmen, Fig. 11) hinauf. Interessanterweise sprechen die Quellen nur träge auf kurzfristige Einflüsse an und springen ab Juli selbst nach intensiven Niederschlägen kaum mehr an. Dies weist auf relativ langsamen Durchfluss, eine bedeutende Speicherkapazität im Berg und auf zusätzliche tiefliegende, vermutlich unter Lockergestein versteckte Quellen hin. Die Grundwasserzirkulation wird von progressiver Verwitterung und von Einschwemmungen begleitet (siehe Abschnitt 5.2).

2.4 Seismizität

Gemäss Erdbeben-Risikokarten (1977) erreicht die Seismizität im Gebiet um Randa überdurchschnittliche Werte (Wahrscheinlichkeit in 1000 Jahren MSK 8.7, in 10000 Jahren MSK 9.6): sie wächst talabwärts weiter an. Am 25. Juli 1855 ereignete sich ein Erdbeben mit Epizentrum zwischen Brig und Visp (MSK 8–9), welches bei St. Niklaus (nördlich Randa) Steinschlag und zahlreiche Felsstürze auslöste und auch mehrere Häuser zerstörte. Keine Schadenmeldungen liegen dagegen über das 1991 aktivierte Sturzgebiet von Randa vor. Starke Erdbeben dürften auf wenig stabile Felsmassen auflockernd wirken, selbst wenn keine Abstürze stattfinden.

3. Abfolge der Ereignisse, Messungen

3.1 Zustand vor 1979

Der heute unter Bergsturz begrabene Hangfuss trug den Namen „Grossgufer“, was auf eine Ansammlung gewaltiger Blöcke hinweist. Bearth (1964) kartierte hier Bergsturzsutt. Ein Foto aus dem Jahre 1972 (Fig. 4) zeigt eine zerklüftete, auf den Randagneis beschränkte Felswand. Auf dem darunterliegenden Sutt wächst hochstämmiger Wald – dies ein Beweis für eine lange Ruhepause. Einzig unter dem mittleren, zerklüfteten Teil der Wand zeichnet sich eine Zone aktiven Steinschlags ab, welcher die Vegetationsdecke zerstört hat. Gut zu erkennen ist auf dem Bild auch eine alte, gegen das Bistal hin gerichtete Sackungszone, welche vom Abrissrand des 9. Mai 91 knapp erreicht wurde, aber passiv geblieben ist. Vor dem Absturz wurden an verschiedenen Orten bis zu 1,5 m breite, tief in den Berg greifende Spalten unbekannten Alters festgestellt.

3.2 Sturz vom 18. April 1991 und sein Vorspiel

Die Phase relativer Ruhe endete 1979, als aus dem linken, oberen Teil der Wand eine Felsnase niederbrach und sich anschliessend weitgestreut Steinschlag ereignete. Der Wald des „Grossgufers“ war deshalb im Jahre 1985 bereits bis auf Relikte zerstört. Ab Anfang 1991 brachen vermehrt auch kleinere Felskomplexe nieder (Fig. 5).

Am Vortag des ersten, grossen Sturzes flossen die Quellen am Fusse der Felswand nach einer längeren Wärmeperiode mit Schneeschmelze stark. Knapp über ihnen wurden zwei grosse Felsplatten explosionsartig herausgesprengt (Fig. 5).

Der eigentliche Absturz setzte am 18. April 1991 um 06.25 h ein und dauerte bis 23.05 h. Vorerst erfasste er hauptsächlich Randagneis, wobei das Felssims unterhalb der Quellen anscheinend intakt blieb (Fig. 3). Gewaltige Staubwolken behinderten sehr bald die Sicht, doch konnte der Augenzeuge A. Truffer aus Randa vorher beobachten, wie in mehreren Phasen gewaltige Pakete von Gestein steil absackten und nicht etwa überkippten – „die Lärchen fuhren stehend nach unten“. Zudem brachen aus zerklüfteten Partien der Wand riesige, steilstehende Keile von Gneis nieder. Am Morgen des 19. April wurde sichtbar, dass späte Niederbrüche weit ins Altkristallin hinaufgegriffen hatten. Knapp unter der Obergrenze des Randagneis erschienen stark fliessende neue Quellen, die ehemaligen lagen tief unter Sutt verborgen (Fig. 2 und 3).

Der abgestürzte Felssutt bildete einen regelmässigen, gegen unten etwas abflachenden Kegel, dessen scharfe Untergrenze nur von wenigen, gewaltigen Blöcken überschrit-



Fig. 4. Zustand des späteren Sturzhanges im Jahre 1972. Im Talgrund der Weiler Lärch, links das Bistal mit der Zunge des Bisgletschers. Die Abrissnische wird nach dem 9. Mai 1991 die rechte Hälfte des Bildes bis nahe zu den dunklen, horizontalen Felssimsen in der oberen Ecke erfassen, Punkt 117 bleibt unberührt (vergl. Fig. 9). Dieser Punkt liegt auf einer schräg nach links unten ziehenden alten Sackung. Die helle Felswand rechts besteht ausschliesslich aus Randagneis, darunter folgt im „Grossgufer“ Hochwald, dies mit Ausnahme eines Steinschlaggebiets am rechten Bildrand (mittlerer, stark zerklüfteter Teil der Wand). Foto H. Röthlisberger.

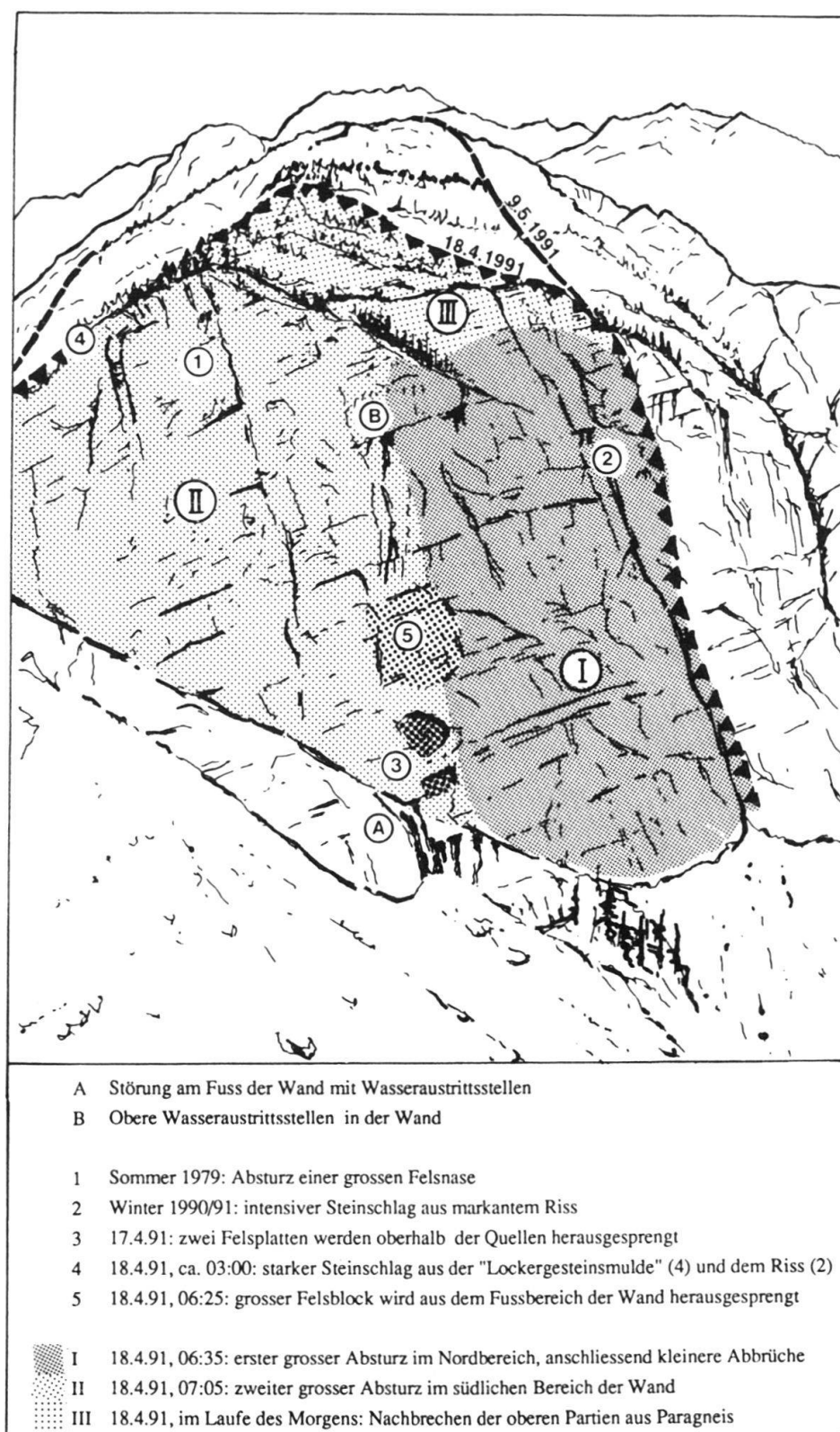


Fig. 5. Schematische Abfolge der Abbrüche vor und am 18. April 1991. Basis der Darstellung ist ein Foto, von Y. Dupertuis am Nachmittag des 17. April 1991 aufgenommen. Man beachte die markante, gegen rechts fallende Störung A, welcher zahlreiche Quellen entspringen. Das Felssims unter dem Bruch blieb vom Absturz verschont. Der ursprüngliche Wald (Fig. 4) ist bereits bis auf Relikte zerstört.



Fig. 6. Unterster Teil des Ablagerungskegels, Sturz vom 18. April 1991, Flugaufnahme der Schweizer Armee am 19. April 1991. Der Weiler Unter Lärch rechts unten blieb noch verschont, auch die Strasse (links untere Ecke) ist noch benutzbar, während die Eisenbahnlinie von den Trümmern nahe dem linken Bildrand erreicht wurde. Die in ihrer Nähe stehenden Bäume wurden durch den Luftstoss umgelegt, die Dächer der Häuser dagegen blieben grösstenteils an Ort. Mit Ausnahme eines Spritzers im mittleren Teil des Bildes ist der Sturzkegel scharf abgegrenzt, einzelne Blöcke erreichen eine gewaltige Kubatur. Eine dicke, helle Staubschicht bedeckt das Gelände.

ten wurde (Fig. 6). Teilweise fast isometrische Blöcke häuften sich nahe am Fuss, wobei Einzeltrümmer von Randagneis eine Kubatur von bis zu $10\,000\text{ m}^3$ erreichten. Der überlicherweise Bergstürzen vorausseilende, verheerende Luftstoss blieb weitgehend aus, dagegen entstanden gewaltige Mengen von Staub, welche sich weiträumig als feinkörnige, helle Decke von bis zu 50 cm Mächtigkeit absetzten. Das Bett der Vispa wurde auf 850 m Länge verschüttet und die Bahnlinie unterbrochen (Fig. 1). Die Morphologie der Schuttablagerung entsprach erstaunlicher- und glücklicherweise vollkommen einem Trockenschuttkegel, nicht aber einem klassischen Bergsturz.

3.3 Zeitraum vom 19. April bis zum Nachsturz des 22. April 1991

Unmittelbar nach der Katastrophe wurde die weitere Umgebung des Abrissgebiets geologisch begangen. Kurzfristig wurden einfache Messeinrichtungen über klaffende Spalten eingerichtet und Reflektoren angebracht, deren Distanz von einer Messstation im sicheren Gegenhang her eingemessen werden konnte. Dieses Dispositiv wurde im kritischen Bereich durch vier Erschütterungsmessstationen vom Typ „Vibroguard“ ergänzt und bewährte sich bereits kurz nach der Installation: Vom 21. April an mehrten sich die Alarmzeichen. Die Baustelle zur Schaffung eines neuen Auslaufs für die Vispa wurde deshalb rechtzeitig geräumt. Am Nachmittag des 22. April 1991 ereigneten sich

Seism. Ereignisse im Gebiet Randa

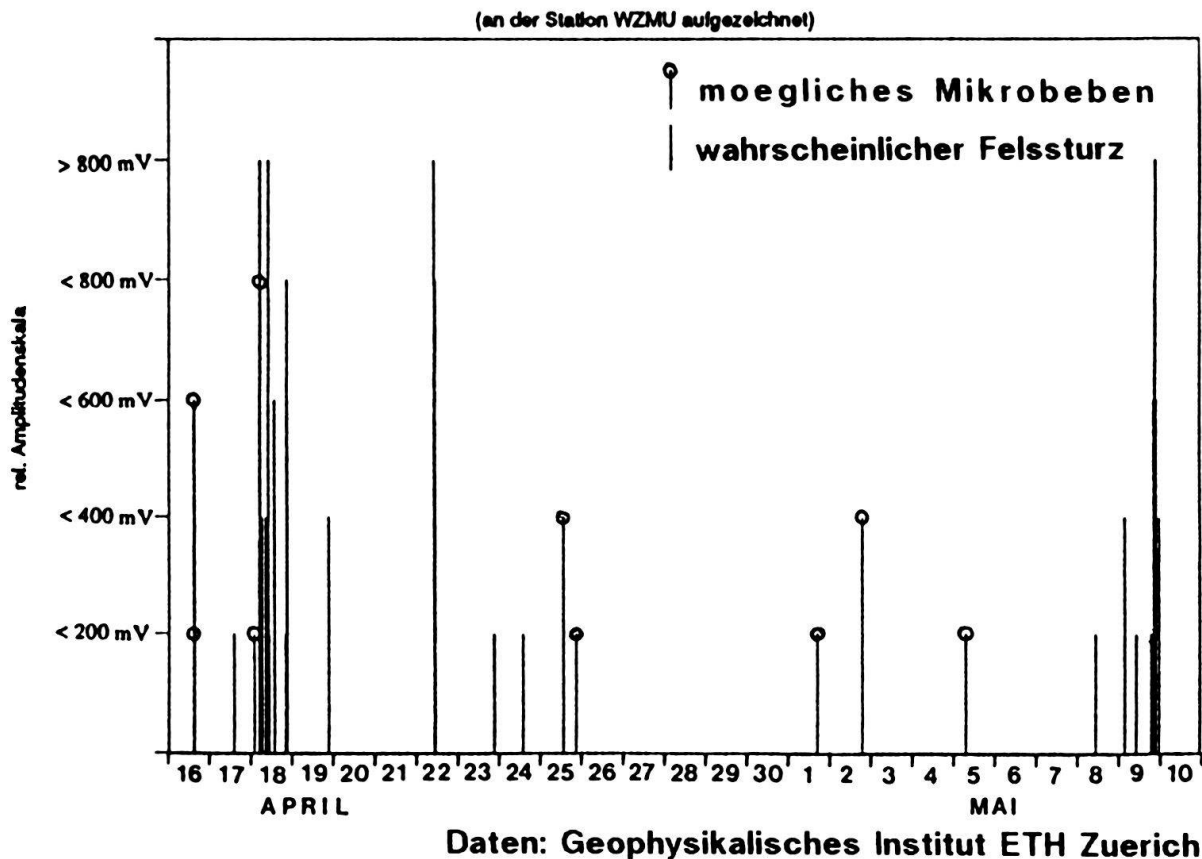


Fig. 7. Auswertung der Aufzeichnungen der seismischen Station Zmutt durch das Institut für Geophysik der ETH Zürich. Verschiedene Signale entsprechen eindeutig Mikroerdbeben, andere gehen auf die Stürze vom 18. April, 22. April und 9. Mai 1991 zurück. Bei einzelnen schwachen Signalen lässt sich die Ursache nicht eindeutig eruieren.

zwei Nachstürze (insgesamt wenige 100 000 m³), die wenig Schaden anrichteten, aber auf der Erdbebenmessstation Zmutt ein deutlich erkennbares Signal auslösten (MSK 2–3) (Fig. 7).

3.4 Zeitraum vom 23. April bis zum Sturz vom 9. Mai 1991

Das Beobachtungsnetz wurde nun auf 20 Messstellen über Spalten und auf 15 geodätische Messpunkte ausgebaut und durch ein automatisches Meteoaufnahmesystem mit Fernübertragung ergänzt. Talaufwärts der frischen Sturzmassen hatte sich ein See gebildet, doch versickerte sein Auslauf im groben Schutt. Die Arbeiten für den Auslaufkanal wurden wieder aufgenommen.

Bis zum 6. Mai 1991 zeigten die meisten geodätischen Stationen und ein Teil der Messungen über Spalten leichte, aber tendenziell zunehmende Bewegungen. Am 7. Mai setzte aber eine exponentielle Steigerung ein – ein klassisches Verhalten im Vorfeld eines Absturzes. Die Signale des Vibroguard-Systems häuften sich und wurden teilweise stärker (Fig. 8).

Am 6. Mai beobachtete A. Kurt, wie plötzlich nahe den Quellen, bei der Obergrenze der Randagneise, ein schlammbeladener Wasserstrahl schätzungsweise 40 m weit nahezu

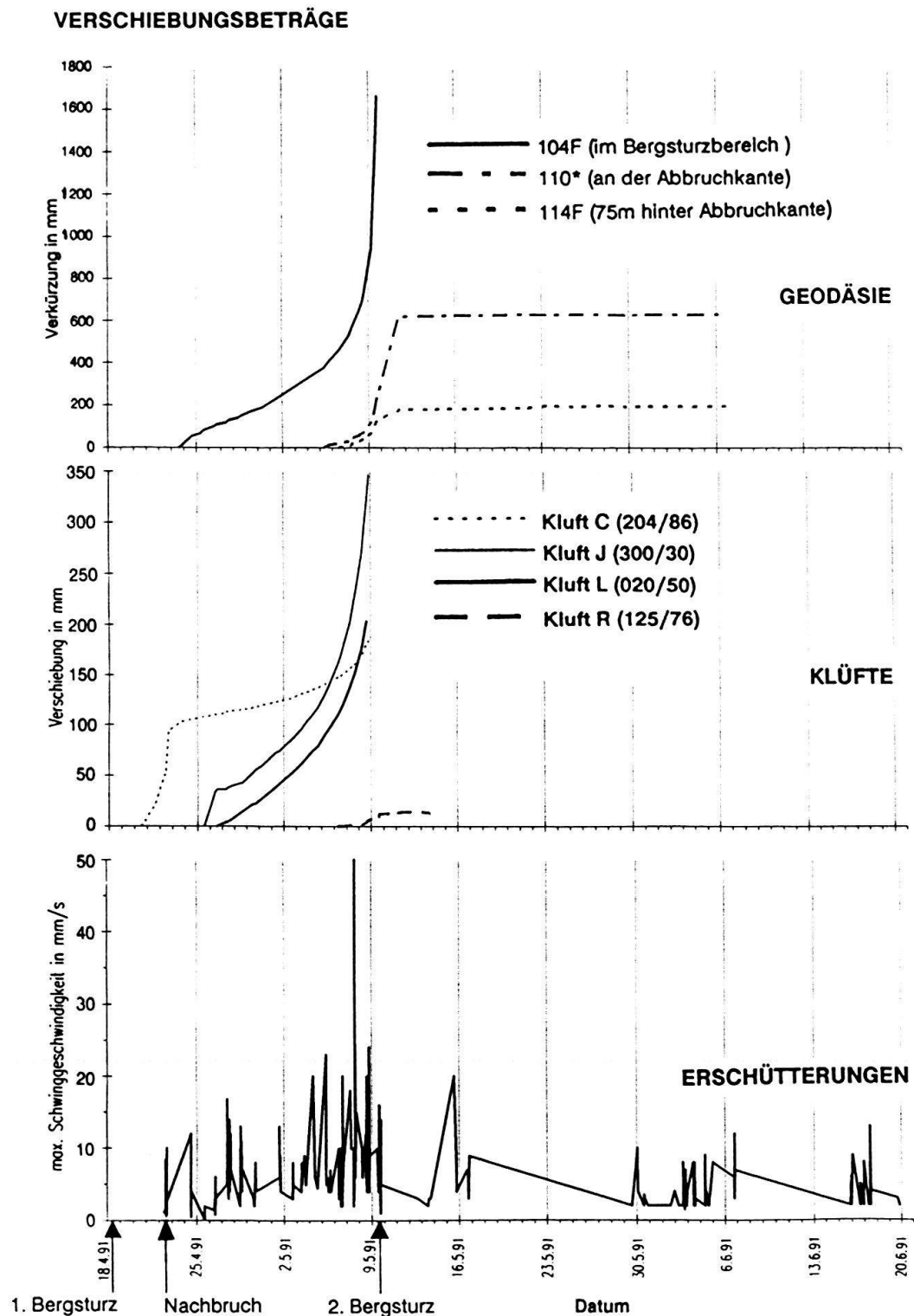


Fig. 8. Vergleich der Resultate verschiedener Messmethoden (Geotest). Oben: geodätische Distanzmessungen, Mitte: einfache Handmessungen über Spalten, unten: Erschütterungsmessungen mit System Vibroguard. In den beiden oberen Feldern kündigt sich der Sturz vom 9. Mai 1991 schon mehrere Tage im voraus durch Zunahme der Verschiebungen an. Die Seismometer geben vor und nach dem Sturz zahlreiche Signale, deren Häufigkeit und Amplitude steigert sich aber vor dem Ereignis.

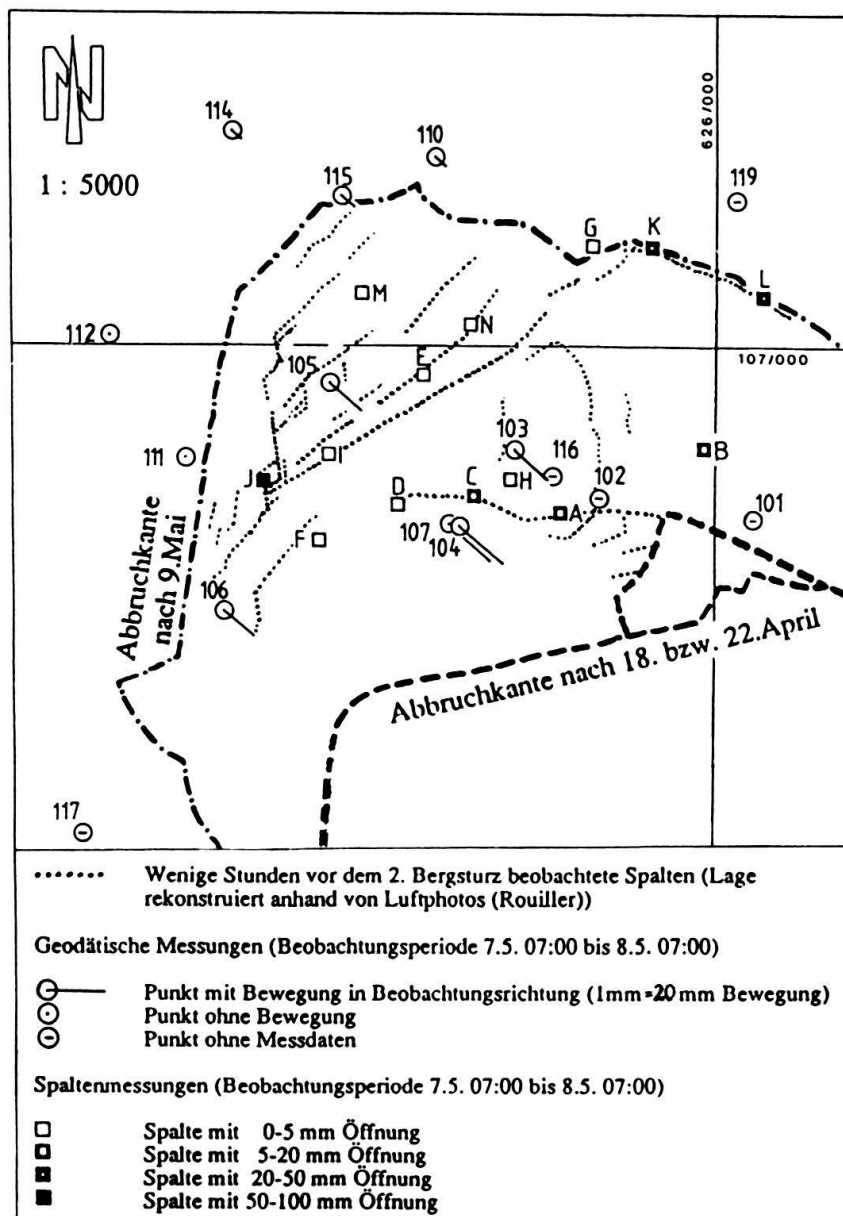


Fig. 9. Messungen an Spalten und geodätischen Punkten, Verschiebungen innert 24 Stunden, kurz vor dem Sturz vom 9. Mai 1991. Alle später abgestürzten geodätischen Punkte zeigen grosse Verschiebungen in Beobachtungsrichtung, es bewegensich aber auch die Punkte 110, 114 und 115 weiter hangaufwärts. Viele der Spalten sprechen dagegen nicht an. Vor dem Absturz entstanden zahlreiche klaffende, neue Spalten. Sie bildeten ein komplexes System und beweisen, dass sich die Felsmasse zunehmend aufspaltete, ohne dass sich eine durchgehende Gleitfläche ausbildete.

waagrecht aus der Wand schoss. Fröhnmorgens am 9. Mai begannen sich nahe dem Anrissgebiet zunehmend Spalten zu öffnen, grosse Blöcke wurden explosionsartig herausgesprengt, vereinzelt wurden auch Fontänen von Staub oder Wasser beobachtet. Die Situation der Messequipe wurde allmählich dramatisch. Um 17.00 h erreichte die Verschiebung einzelner geodätischer Punkte 70 cm innert 11 Stunden, worauf im Tal Alarm ausgelöst wurde (Fig. 9).

Der eigentliche Absturz setzte kurz danach mit explosionsartigen Ausbrüchen im Altkristallin unmittelbar über den Wasseraustrittstellen ein (Fig. 2). Der weitere Ablauf

der Ereignisse ähnelt jenem vom 18. April 1991. Bis zum Einbruch der Dämmerung ist er durch eine Videoaufnahme und zahlreiche Photos gut dokumentiert. Die Abstürze verteilten sich über 7 Stunden, erfassten ausschliesslich Altkristallin und griffen erst in der Nacht in die obersten Bereiche. Viele Felsmassen sackten ohne Überkippung ab, andere lösten sich in steilen Keilen ab. Die vorerst zusammenhängenden Komplexe spalteten sich beim Sturz sehr rasch und unter intensiver Staubentwicklung in Einzelblöcke auf. Mehrmals floss aus dem Quellbereich stossweise anscheinend schlammbeladenes Wasser aus. Die Staubwolken stiegen höchstens sporadisch über Kote 1900 m auf, hüllten aber den Talboden ein und wurden vom Wind bis nach Zermatt verfrachtet. In Randa schirmten sie sowohl das Tageslicht wie auch die Sturzgeräusche fast vollständig ab.

Der Ablagerungskegel stiess weit über die Grenzen vom 18. April vor und blockierte dabei Strasse und Bahn, seine Morphologie entsprach wiederum einem Trockenschuttkegel (Fig. 11). Der Sperriegel für die Vispa wurde erhöht, was zu einem raschen Anstieg des Seespiegels führte.

3.5 Seitherige Entwicklung

Das am 9. Mai 1991 teilweise samt Instrumenten vernichtete Beobachtungsnetz wurde neu angelegt und aufgrund der Auswertung der Messungen hangaufwärts und gegen N hin ausgedehnt. Die eingemessenen Spalten verhielten sich – abhängig von der Orientierung – stark verschieden: Im gleichen Gebiet blieben einige stabil oder zeigten gar schliessende Tendenz, andere öffneten sich dagegen. Nur die letztgenannte Gruppe gibt Resultate, welche mit den geodätischen Messungen vergleichbar sind. Fünf solche Spalten wurden mit automatisch registrierenden Stationen ausgerüstet, deren Resultate ebenso wie jene der meteorologischen Stationen über der Abrissnische (auf 2410 m) von Randa her abgerufen werden können. Erschütterungsmessungen (mit einer moderneren Apparatur) sind nur vorgesehen, falls die Situation erneut alarmierend wird.

Unmittelbar vor und nach dem Sturz vom 9. Mai 1991 rissen verschiedene, teilweise schon früher existierende Spalten stark auf, dies oft nicht geradlinig. Sie verhielten sich vorerst rund drei Monate ruhig, danach wurden sie teilweise wieder etwas aktiv und verschoben sich ebenso wie verschiedene geodätische Punkte, ohne dass im Frühling 1992 die erwartete starke Beschleunigung eingesetzt hätte. Aufgrund der Verteilung der rezenten Bewegungen, aber auch der geologischen und topographischen Verhältnisse, konnten die von weiteren Abstürzen bedrohten Bereiche grob umgrenzt werden.

Der Stau der Vispa schuf nach dem 9. Mai grosse Probleme, dies einerseits wegen der Überschwemmung eines Teils von Randa und der Gefahr einer Schwallwelle bei weiteren Abstürzen in den See, andererseits wegen der Möglichkeit eines teilweisen, plötzlichen Zusammenbruchs des Riegels. Der Seespiegel wurde vorerst soweit möglich durch Pumpen abgesenkt. Heute wird das Wasser durch einen grabenartigen Kanal abgeleitet. Dieser schmale Auslass kann allerdings sowohl durch Nachstürze wie auch durch Murgänge aus der gegenüberliegenden Talflanke (Dorfbach von Randa) blockiert werden, weshalb zur Zeit im Fels der linken Talflanke ein Umleitstollen gebaut wird (Fig. 1). Ein Bauwerk zur Bremsung der Murgänge ist bereits erstellt worden.

4. Ausmass und Kinematik der Abstürze

4.1 Kubatur der Stürze und Ablagerungen, Staub, Setzungen, Spaltenraum

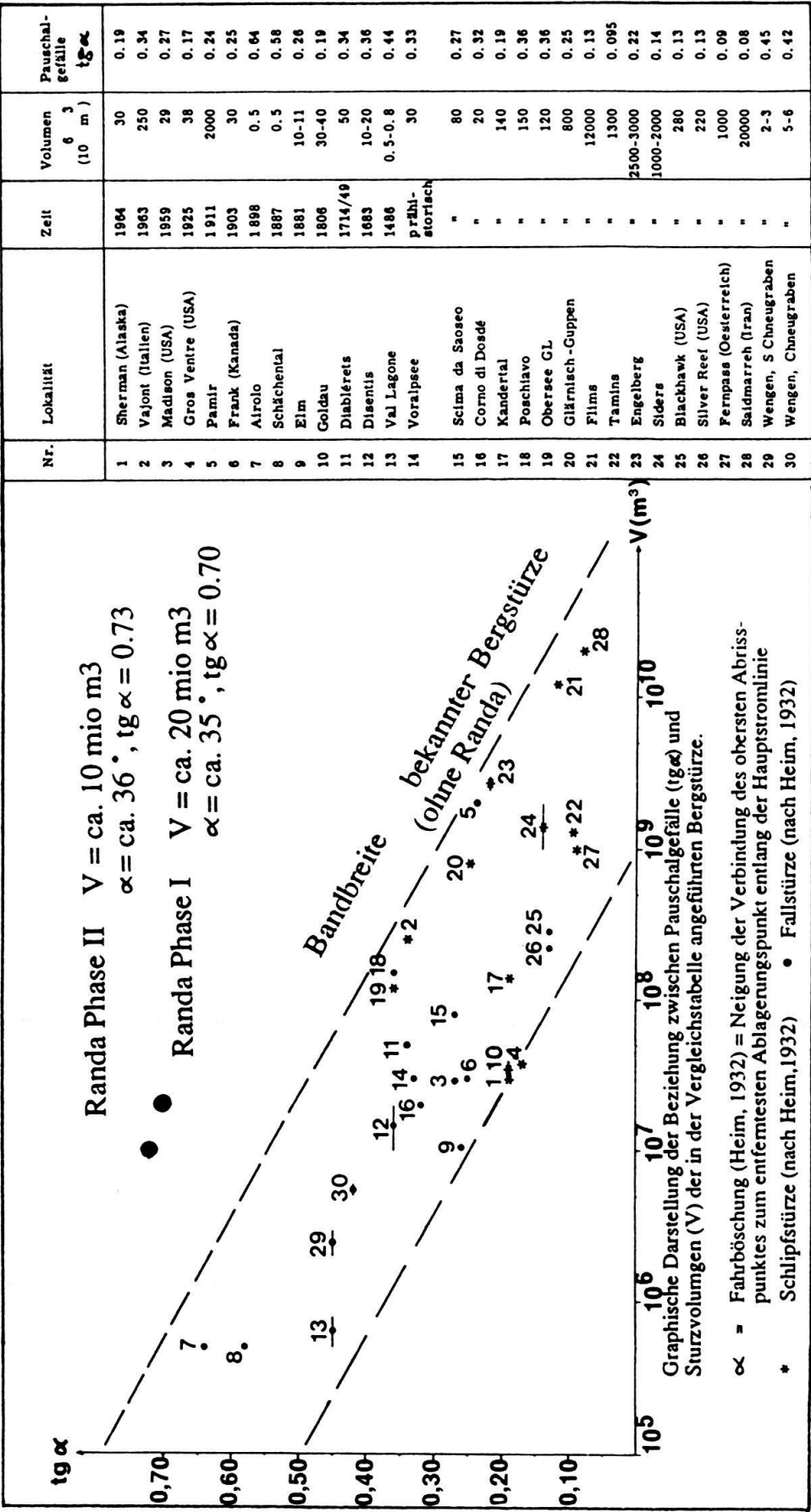
Glücklicherweise ist die Topographie vor den Abstürzen durch eine Karte 1:10 000 gut belegt, so dass zuverlässige Angaben über die totale Sturzkubatur möglich sind. Das Ausbruchvolumen wurde auf 29.72 Mio m³, jenes der Ablagerungen auf 33.63 Mio m³ berechnet. Leider erlaubten die nach dem ersten Sturz gemachten Luftaufnahmen keine photogrammetrische Auswertung, so dass der Anteil der beiden Ereignisse nur grob abgeschätzt werden kann. Der Sturz vom 18. April 1991 erfasste rund 20 Mio m³, jener vom 9. Mai 1991 (ausschliesslich Altkristallin) rund 10 Mio m³, wie dies eine Überprüfung aller verfügbaren Unterlagen ergab. Vergleicht man die Kubatur von Ausbruch und Ablagerungen, so ergibt sich der erstaunlich niedrige Auflockerungskoeffizient⁴⁾ von 1.13, während für Absturz oder Ausbruch von massivem Fels Werte von 1.25–1.35 zu erwarten wären. Die im Auslaufkanal der Vispa aufgeschlossene Trümmermasse zeigt ein Gemisch aller Fraktionen zwischen Ton und sehr grossen Blöcken, wobei die Lagerung relativ locker wirkt und gelegentlich Hohlräume auftreten, so dass das Trockenraumgewicht auf 1.9–2.0 g/cm³ geschätzt werden kann.

Bei den Stürzen entstanden gewaltige Staubwolken, welche weitflächig sedimentiert wurden. Nach Schätzungen der Geotest kamen am 9. Mai 1991 zwischen 200 000 und 500 000 m³ Staub zur Ablagerung; ähnliche Mengen entstanden vermutlich am 18. April 1991 (doppelte Sturzkubatur, aber kürzerer Sturzweg, viel Randagneis). Analysen des Staubs vom 9. Mai am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Bern ergaben rund 20 % Quarz, 15–20 % Glimmer und 50–60 % Feldspäte, was dem Altkristallin grob entsprechen dürfte. Das Trockenraumgewicht liegt bei 0,906 g/cm³, die Kornverteilung ist viel stärker abgestuft als bei einem typischen Windsediment (18 % Ton, 62 % Silt, 30 % Feinsand). Rundet man die Staubmenge auf 620 000–1,2 Mio m³ auf und setzt sie gesamthaft in Gestein mit der Dichte 2,7 g/cm³ um, so würde dies 200 000–400 000 m³ Fels entsprechen. Selbst diese sehr grosszügige Schätzung erhöht den Auflockerungskoeffizienten nur auf 1.14–1.145. Bedeutsamer ist der Einfluss von Setzung, ausgelöst durch die Auflast des bis 140 m mächtigen Bergsturzschutts auf die Lockergesteinsunterlage (Fig. 3). Diese dürfte hauptsächlich aus Murgangablagerungen des Dorfbachs, ferner aus meist grobem Felsschutt bestehen, beides in unbekannter Tiefe unterlagert durch Moräne. Ohne hier näher auf die Annahmen bei der Abschätzung der Setzungen durch M. A. Gautschi (Dr. von Moos AG, Zürich) einzugehen, sei als Resultat gegeben, dass das Setzungsvolumen rund 5–7 % der Trümmermasse erreicht. Man kommt somit zu einem korrigierten Auflockerungskoeffizienten von rund 1.19–1.215. Der Vergleich mit der geschätzten Porosität des Schutts (25–30 %) lässt darauf schliessen, dass im Gebirge vor dessen Absturz 7–15 % Klufttraum vorlag. Dies weist auf einen ungewöhnlich hohen Grad von Zerrüttung hin (siehe Abschnitt 5.2).

4.2 Kinematik

In Abschnitt 3.2 und 3.4 wurde auf die ungewöhnliche Morphologie der Oberfläche des Trümmermaterials wie auch auf die minimalen Auswirkungen der dem Sturz voraussei-

4) $\frac{\text{Volumen Schuttmasse}}{\text{Volumen Felsmasse}}$



Graphik und Tabelle aus Scheller (1970)

Fig. 10. Vergleich des Tangens der Fahrböschung α bei verschiedenen grossen Bergstürzen, nach Scheller 1970. Die Stürze von Randa ergeben viel zu steile Fahrböschungen und liegen ausserhalb der Erfahrungswerte.

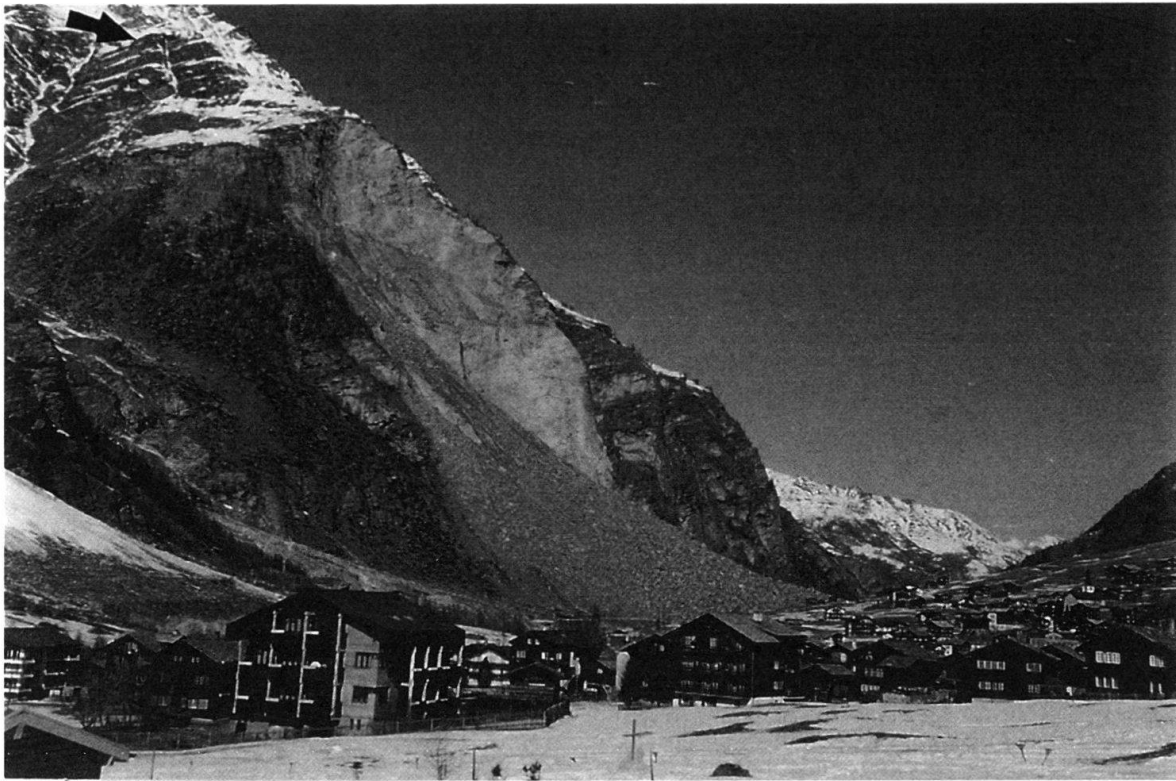


Fig. 11. Zustand nach dem Sturz vom 9. Mai 1991. Im Vordergrund das Dorf Randa, dahinter der Ablagerungskegel mit seinem regelmässigen, gegen unten abflachenden Gefälle. Im Abrissgebiet lässt sich die steile, helle Basis aus Randagneis von der flacheren, gebogenen Nische im Altkristallin gut unterscheiden. Grundwasser fliesst dem kritischen Gebiet aus dem Bereich des darüberliegenden Grates zu, dies mindestens bis hinauf auf Bodmen (ab dunklem Sims nahe oberem Bildrand, Pfeil).

lenden Luftstösse (einige entwurzelte Bäume, geknickte Masten und abgedeckte Dächer in unmittelbarer Nähe der Trümmergrenze, siehe Fig. 6) hingewiesen. Heim (1932) definierte die Fahrböschung α als Neigung der Verbindung zwischen oberstem Abrisspunkt und entferntestem Ablagerungspunkt entlang der Hauptstromlinie. Die von Scheller (1970) zusammengestellten Vergleiche zwischen Fahrböschung und Sturzkubatur klassischer Bergstürze liessen erwarten, dass die beiden Stürze von Randa zwischen 1.8 km und 4 km weit vorstossen würden – dies mit katastrophalen Folgen für die Talschaft. Fig. 10 zeigt ein ausserhalb jeder Norm liegendes Verhalten von Randa – dies zweifellos dank dem Umstand, dass die *Massen in zahllosen Einzelportionen abstürzten*, welche kaum je 1 Mio m^3 Kubatur überschritten. Die Form der Abrissnische lässt im Sinne von Heim (1932) auf einen mächtigen Fallsturz schliessen, die Gestalt des Ablagerungskegels weist dagegen auf eine Akkumulation von sehr vielen Felsstürzen (Fig. 11).

5. Ursachen für die Stürze von Randa

5.1 Genereller Verlauf

Die Stürze vom 18. April, 22. April und 9. Mai 1991 haben sich mehrere Tage vorher bereits durch Geländeverschiebungen, beschleunigtes Öffnen von Spalten, starken Stein-schlag, Absprengen von Felspartien und teilweise durch ungewöhnliches Verhalten des

Grundwassers angekündigt. Schlecht belegt ist dies für den ersten Sturz, immerhin hatten sich dort die Anzeichen für Unstabilität während sechs Jahren gesteigert. Vor und während den Hauptstürzen traten drei Haupttypen von Ablösungen der Felsmassen auf:

- Explosionsartiges Aufplatzen, begleitet von starker Staubentwicklung. Vorgängig trat teilweise unter grossem Druck schlammbeladenes Wasser oder Staub aus, nach der Absprengung floss oft Wasser aus. Diese Vorgänge ereigneten sich meist nahe der Quellen und schufen Überhänge.
- Vorerst schiefes, dann subvertikales Abgleiten grosser Felsmassen ohne Überkipung. Hierfür ist eine geneigte, basale Gleitfläche anzunehmen.
- Reines Abstürzen steil abgegrenzter, oft keilartiger Massen oder auch unterschchnittener Bereiche, dies z. T. aus hochgelegenen Felspartien, während die beiden erstgenannten Vorgänge normalerweise von der Basis her einsetzten.

5.2 *Gefüge des Berges vor dem Absturz, Grundwasserzirkulation, Einschwemmungen*

Bereits beschrieben wurde die polyedrische Zerlegung des Gebirges durch junge Diskontinuitäten, wobei diese im Randagneis überwiegend steil, im Altkristallin dagegen meist mässig geneigt verlaufen. Entspannungsvorgänge griffen langfristig rund 200 m unter die Felsoberfläche und öffneten Wasserzirkulation und Verwitterung den Weg, wobei die Stabilität des Steilhangs progressiv geschwächt wurde. Wie in Abschnitt 4.1 dargelegt, erreichte die Auflockerung mit 7–15 % Spaltenraum im Fels ein ungewöhnlich hohes Ausmass, so dass man von zerrüttetem Gebirge sprechen kann. Dies beweist Fig. 12, wo zudem zu erkennen ist, dass viele Hohlräume durch braungraues, nichtbindiges, vermutlich überwiegend sandiges Lockergestein aufgefüllt worden sind. Darauf weisen auch Beobachtungen von A. Wagner sowie die schlammbeladenen Wasserausbrüche hin. Leider ist die Kornzusammensetzung des Füllmaterials nicht untersucht worden. Es muss sich um eingeschwemmtes Feinmaterial aus der Moränendecke oder aus Bachschutt handeln, wobei quellbare Tonmineralien in diesem hoch gelegenen, alpin metamorphen Gebiet (Grünschieferfacies) kaum zu erwarten sind. Im Centovalli (Baumer & Schindler 1992) konnten in hochmetamorphem Gebiet in Klüften Einschwemmungen durch das Grundwasser untersucht werden. Es handelt sich dort um locker gelagerte, nichtbindige Mittel- und Feinsande mit etwas Silt und Grobsand sowie selten Feinkies (oft gerundet).

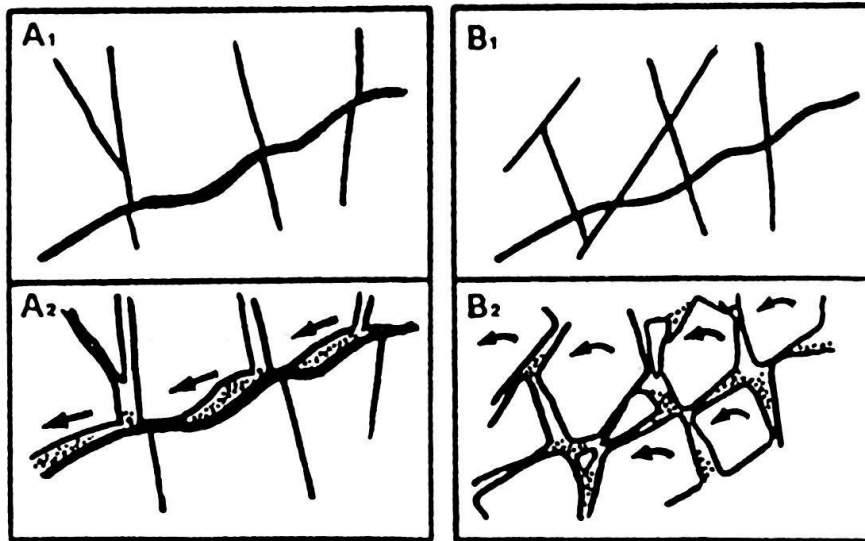
Wann und wieso haben sich die Spaltenräume derart stark geöffnet, obwohl die westliche Talflanke als relativ stabil zu gelten hat (Abschnitt 2.1)? Entspannungsvorgänge erfolgen nicht schlagartig, sondern spielen sich über Jahrhunderte bis Jahrtausende ab. Die Auflockerung wurde durch das sehr steile Gelände, die Verwitterung und wahrscheinlich auch durch kräftige Erdbeben gefördert. Unsicher ist, ob sich selbst schwache Beben auswirkten, wie dies Ch. Joris aufgrund kleiner Anomalien bei den geodätischen Messungen bei Randa vermutet. Ein weiterer wichtiger Faktor war das Grundwasser, dessen Spiegel mit Sicherheit periodisch über die Obergrenze der Randagneise stieg (hochliegende Quellen, Fig. 5), das aber auch das Altkristallin durchsickerte (Einschwemmungen). In den geöffneten, grösstenteils subvertikalen Klüften des Randagneises entstanden bei hohem Wasserstand ein gewaltiger Druck, weiterhin gesteigert durch die Einschwemmung von detritischem Material – die Kluft Räume wurden breiter,



Fig. 12. Oberster Teil der Abrissnische vom 9. Mai 1991, oberhalb Kote 2200 m, Blick gegen das Bistal. Intensive Zerspaltung und Zerrüttung des Altkristallins. Das dunkel erscheinende Füllmaterial wird als Einschwemmung durch Grundwasser gedeutet, ist nichtbindig und besteht vermutlich hauptsächlich aus Sand und Silt. Staubablagerungen können ausgeschlossen werden, da die Staubwolken nicht bis hierher aufstiegen und deren Sedimente zudem viel heller wären. Foto A. Truffer am 10. Mai 1991.

die Stabilität immer prekärer. Im Altkristallin mit seiner intensiveren, teilweise viel flacheren, wirren Durchtrennung bewirkte die wachsende Auflockerung zudem häufig Kippbewegungen und die Öffnung keilförmiger oder komplex geformter Hohlräume (Fig. 13). Da aber diese Spalten zeitweise von Grundwasser durchflossen wurden, konnte das mitgeschleppte detritische Material leicht verlagert werden. Kippbewegungen und Kluftöffnungen führten deshalb dazu, dass die Kontaktflächen Fels-Fels zunehmend durch ein Lockergesteinskissen ersetzt wurden (Fig. 13 B). Dies setzte schon im trockenen Zustand die Reibung des Gebirges herab. Wurde dieses aber von Grundwasser durchströmt, so war das Fliessen des Wassers in den mit Silt und Sand gefüllten Spalten stark behindert, dies im Gegensatz zu Hohlräumen ohne Sediment. Im Grenzbereich konnte sich deswegen lokal ein hohes Druckgefälle entwickeln, was eine rasch in die Lockergesteine zurückgreifende Erosion auslöste. Dabei wurden Kluft Räume freigesetzt oder verfüllt, Wasserwege verstopft oder umgeleitet, die Stabilität des Gebirges also wesentlich beeinträchtigt. Im Fall der Sackung Dirinei im Centovalli mit einer steilen, undulierten Gleitfläche (Baumer & Schindler 1992) führte dies während längeren Regen-

Schematische Darstellung der Bewegungsmechanismen unter Berücksichtigung der Einschwemmungen



A Fall Centovalli
Rutschen auf undulöser
Gleitfläche

B Fall Randa
(Internes Verkippen
des zerlegten Felsverbandes)

Fig. 13. Schematische Darstellung des Mechanismus bei Auflockerung eines bereits vorgängig mit Diskontinuitäten durchsetzten Felskomplexes unter Mitwirkung von nichtbindigem, relativ feinkörnigem Einschwemm-Material.

perioden zu einem klassischen Rutschverhalten (Fig. 13 A), bei Randa dagegen zu einer progressiven Zerrüttung.

Bemerkenswert ist die Tatsache, dass sich der Hang „Grossgufer“ vor 1979 über längere Zeit beruhigt hatte (Abschnitt 3.1). Dies könnte möglicherweise klimatisch bedingt sein: Nach Abschätzungen und Berechnungen von W. Haeberli und M. Hölzle (VAW Zürich) lag die lokale Permafrostgrenze während der „Kleinen Eiszeit“ (ca. 1600–1880 n. Chr.) zwar sicher oberhalb der Abrissnische der Stürze, sie dürfte aber in das Einzugsgebiets des zufließenden Grundwassers hineingegriffen haben. Im Bereich des Permafrosts bleiben oberflächennahe Bereiche des Untergrunds mit Ausnahme der obersten Schicht dauernd gefroren. Poren und Spalten sind mit Eis gefüllt und damit wasserundurchlässig. Dies könnte im Hang ab Grossgufer den Zufluss vermindert, den Grundwasserspiegel gesenkt und die Umlagerung von Feinmaterial erniedrigt haben. Trifft diese Hypothese zu, so liess die nachfolgende Erwärmung die Permafrostgrenze langsam zurückweichen und gab die Wasserwege allmählich frei, wodurch die Hangstabilität nachteilig beeinflusst wurde.

5.3 Mögliche Faktoren für die Auslösung der Stürze

Wie dargelegt, hat sich die Stabilität unseres Hanges seit dem Ende der Eiszeit laufend verschlechtert, dies vielleicht mit einem Unterbruch im Gefolge der Klimaver schlechterung der „Kleinen Eiszeit“. Der Ablauf der Ereignisse beweist mit aller Deutlichkeit, dass hohe Grundwasserspiegel, kombiniert mit einer Umlagerung und zeitweisen Blockierung von Wassermengen durch Feinmaterial, sehr kritische Situationen schaffen können. Gibt es aber für den Sturz vom 18. April 1991 einen klar erkennbaren auslösenden Faktor? Diese Frage wurde eingehend geprüft, da vorerst viele Hypothesen zirkulierten.

- Die Wettersituation förderte einen hohen Anfall an Schmelzwasser, war aber keineswegs aussergewöhnlich, wie dies die Aufzeichnungen der Wetterstation Zermatt zeigen. Am Vortag des Sturzes vom 18. April 1991 sank die Temperatur plötzlich unter den Gefrierpunkt. Die These einer Behinderung des Ausflusses des unter hohen Druck stehenden Grundwassers durch Eisbildung muss aber abgelehnt werden, denn dafür war die Kälteperiode viel zu kurz.
- Leichte Erdstösse wurden in der Messstation Zmutt vor und während der Abstürze registriert (Fig. 7), wobei nach D. Mayer-Rosa die Signale von Beben und Stürzen leicht zu unterscheiden waren. Am 29. März, 16. April und 18. April 1991 wurden schwache Beben festgestellt, letzteres 11 Min. (06.36 h) nach dem Beginn der Abstürze. Der Zeitpunkt der Beben wie auch deren geringe Intensität (weniger als MSK 3) sprechen klar gegen eine auslösende Wirkung. Im Untersuchungsgebiet ereignen sich recht häufig viel stärkere Erschütterungen.

5.4 Gründe für das aussergewöhnliche Verhalten der Stürze von Randa, Prognose

Die Ereignisse von 1991 in Randa lassen keinen aussergewöhnlichen, auslösenden Faktor erkennen; vielmehr verschlechterte sich die Stabilität allmählich bis zum Bruchpunkt. Zu Beginn des Sturzes vom 18. April hatte sich keine durchgehende Ablösungsfläche bis hinauf ins Altkristallin ausgebildet. Vielmehr lagen mehrere Schwachstellen vor, so z.B. nahe über dem Fuss der Wand und in steilen Verkeilungszonen. Der erste Zusammenbruch zerstörte vorerst in rascher Folge das prekäre Gleichgewicht benachbarter Bereiche im Randagneis. Nach Wegfall des stützenden Fusses gerieten auch grosse Massen von Altkristallin in Bewegung, dies aber paketweise, meist über hangauswärts geneigten, glücklicherweise aber nicht auf grosse Strecken durchgehenden Kluftflächen, seitlich abgegrenzt durch weitere, z. T. steilstehende Störungen. Nachstürze lösten weitere, teils keilartige, teils bereits unterschchnittene Partien ab. Im überaus steil angeböschten Altkristallin der Anrissnische bauten sich die Widerstände gegen einen Absturz progressiv ab, doch beweist das in Fig. 9 gezeigte Rissbild, dass auch am 9. Mai 1991 nicht eine einzige Ablösungsfläche, sondern eine Vielzahl von unstabilen Einzelkörpern entstand.

Wie ist die Situation heute? Die Bewegungsmessungen, zahlreiche sichtbare Spalten und die angefertigten Geländeprofile legen die Annahme nahe, dass beträchtliche weitere Felsmassen abstürzen könnten, dies insbesondere oberhalb und auch seitlich der nördlichen Hälfte der heutigen Abrissnische, in kleinerem Ausmass auch weiter südlich. Grosse Unbekannte sind die heutigen Grundwasserverhältnisse, die bergseitige und seitliche Ausdehnung der Zerrüttungszone und das Ausmass der Einschwemmungen. Schwer zu

beurteilen ist die heutige Standfestigkeit des Sockels aus Randagneis. Am 18. April 1991 stürzte der durch Entspannung gelöste, rund 200 m tiefe Bereich mit Ausnahme der nördlich angrenzenden und der tiefsten Partien nahezu vollständig ab (Fig. 3). Der dahinterliegende, gesunde Fels geriet dadurch in den Bereich der Entspannung, so dass sich bestehende Diskontinuitäten neu öffnen könnten. Im parallel zur Wand verlaufenden Umleitungsstollen für die Vispa steht das fast massige Gebirge derart unter Spannung, das sich bergseitig aus dem Strossenbereich Felskörper explosionsartig ablösen (Bergschlag) – dies relativ nahe zur steil abfallenden Felsoberfläche. Angesichts der tiefen Lage des Stollens (Fig. 3, Profil A) bleibt unsicher, ob dies den jüngsten Vorgängen zuzuschreiben ist oder ob es sich um ältere (tektonische?) Restspannungen handelt.

Wie rasch werden sich die bestehenden, steilen Diskontinuitäten öffnen? Wird der heute sehr geringe Wasseranfall bald zunehmen? Wie standfest ist der Sockel aus Randagneis im N, wo er noch nicht abgestürzt ist (Fig. 3, Profil B)?

Die bisherigen Erfahrungen lassen erwarten, dass bei sorgfältiger Überwachung des Hanges ein allfälliger neuer Absturz rechtzeitig vorausgesagt werden kann, dass also die notwendigen Massnahmen getroffen werden können. Heute besteht die Gefahr einer Zerstörung der Verkehrsverbindungen und einer Blockierung des Auslaufkanals der Vispa. Eine Vorwarnung würde allerdings beim sehr unwahrscheinlichen Falle eines grossen Erdbebens bei hohem Grundwasserstand im Hang fehlen. Eine Erdbebenkatastrophe hätte neben einem möglichen Bergsturz auch viele andere verheerende Folgen.

Abschliessend soll darauf hingewiesen werden, dass in der steilen Westflanke der Vispertäler auch an anderen, ähnlichen Orten allmählich analoge Situationen heranreifen könnten. Es wäre sehr zu wünschen, dass Geologen und Geodäten solche Gefahrenzonen frühzeitig untersuchen und identifizieren würden. Nicht jeder Sturz verhält sich so gutartig wie jener von Randa.

LITERATURVERZEICHNIS

- BAUMER, A. & SCHINDLER, C. 1992: Complex, steep rock slide of Dirinei: Stabilization, experiences with methods of investigations, mechanism. 6th Int. Symposium on Landslides, Christchurch, New Zealand, Balkema, Rotterdam. Vol. 1, 655–661.
- BEARTH, P. 1964: Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000 mit Erläuterungen (Atlasblatt Randa, Nr. 43). Schweiz. Geol. Kommission.
- HEIM, A. 1932: Bergsturz und Menschenleben. Vierteljahresschr. natf. Ges. Zürich, Jg. 77.
- HOELZLE, M. 1992: Permafrost occurrences from BTS-measurements and climatic parameters in the eastern Swiss Alps. Permafrost and periglacial processes 3, 143–147.
- JÄCKLI, H. 1962: Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum. *Ecolae geol. Helv.* 55, 285–294.
- SCHELLER, E. 1970: Geophysikalische Untersuchungen zum Problem des Taminser Bergsturzes. Diss. ETH Zürich Nr. 4560.
- SCHWEIZ. ERDBEBENDIENST, BASLER & HOFMANN (1977): Erdbeben-Risikokarten der Schweiz.
- WINISTORFER, J. 1978: Paléogéographie des stades glaciaires des vallées de la rive gauche du Rhône entre Viège et Aproz. Thèse Univ. Lausanne, Fiorina et Burgener, Sion.

UNPUBLIZIERTE BERICHTE

- GEOTEST MARTIGNY SA 1991: Bersturz Grossgufer Randa. Erschütterungsüberwachung April bis Juni 1991, V 9107 vom 18.10.91.
- GEOTEST AG 1991: Bergsturz Grossgufer vom April/Mai 1991: Zusammenfassender Bericht über die Aktivitäten der Geotest AG, Bericht Nr. 91126 vom 19.12.91.

- MAYER-ROSA, D. 1991: Bergsturz Randa: Vorläufiger Bericht Schweizerischer Erdbebendienst vom 3.10.91.
- ROUILLER, J. D. 1991: Bergsturz Grossgufer (Gemeinde Randa). Geologische Lage am 19. Juni 1991.
- ROUILLER, J. D. 1991: Bergsturz Grossgufer (Gemeinde Randa) 1991: Protokoll der Begehung vom 11. Juli 1991.
- SARTORI, M., SCHAFER, M. ESCHER, A. 1991: Rapport concernant un premier stade d'évaluation des causes géologiques de l'éboulement de Randa. In: Wagner 16.9.91.
- SCHINDLER, C., EISENLOHR, TH, GEOTEST MARTIGNY SA, SCHMID, O. 1992: Bergsturz Grossgufer bei Randa, geologisch-geotechnische Expertise vom 29. 5. 92.
- SCHMID, O. 1992: Bergsturz Grossgufer Randa: Geologische Interpretation der geodätischen Messungen seit Juni 1991 (Joris).
- WAGNER, A. 1991: Bergsturz Grossgufer Randa, étude structurale et géomécanique, Cent. rech. sci. fondam. appl. 91.35 vom 26.9.91.

Manuskript eingegangen 21. Dezember 1992

Revidierte Fassung angenommen 22. Mai 1993

