

Wissenschaftliche Alpenvereinshefte

Heft 33

Gemeinsam herausgegeben
vom Deutschen und vom Österreichischen Alpenverein

**GRUNDLAGEN, ERFASSUNG
UND DARSTELLUNG
VON STURZ-, RUTSCH-
UND MURPROZESSEN**

Vorträge im Rahmen des Münchner Forums Massenbewegungen

Zusammengestellt von
Andreas von Poschinger und Johann Stötter

MÜNCHEN 2001

Wissenschaftliche Alpenvereinshefte

Heft 33

Gemeinsam herausgegeben
vom Deutschen und vom Österreichischen Alpenverein

**GRUNDLAGEN, ERFASSUNG
UND DARSTELLUNG
VON STURZ-, RUTSCH-
UND MURPROZESSEN**

Vorträge im Rahmen des Münchner Forums Massenbewegungen

Zusammengestellt von
Andreas von Poschinger und Johann Stötter

MÜNCHEN 2001

Bezugsnachweis:

Haus des Alpinismus
Alpines Museum
Praterinsel 5
D - 80538 München

Tel.: (089) 211224 - 0 • Fax: (089) 211224 - 40

online-Bestellung: <http://www.alpenverein.de/museum/kontakt.htm>

ISBN 3 - 928777 - 72 - 6

ISSN 0084 - 0912

Alle Rechte vorbehalten.
Nachdruck, auch auszugsweise,
nur mit vorheriger Genehmigung
durch die Herausgeber.

Druck: EOS Verlag und Druck, St.-Ottilien

Vorwort

Naturgefahrenprozesse wie beispielsweise Felsstürze, Rutschungen und Muren haben in den letzten Jahren im Alpenraum zunehmende Schäden verursacht. Im Zuge der Untersuchungen der Hintergründe für die Zunahme zeigt sich ein komplexes Kausalgefüge, das nur durch interdisziplinäre Auseinandersetzung mit dem Problem lösbar erscheint.

Den Veranstaltungen des „*Münchner Forums Massenbewegungen*“ liegt der Gedanke zugrunde, daß sich vor allem im Raum München eine Vielzahl von Wissenschaftlern und Praktikern verschiedenster Disziplinen mit den Phänomenen der Hangbewegungen befassen, teils ohne intensive fachüberschreitende Zusammenarbeit, teils sogar ohne voneinander zu wissen. Ziel des Forums ist es deshalb, eine Plattform für den interdisziplinären Gedankenaustausch zu schaffen, die gleichzeitig auch als Ausgangspunkt für Zusammenarbeit wirken soll.

Seit 1994 wurden drei Vortragsveranstaltungen sowie jährlich Exkursionen mit Teilnehmern aus dem gesamten Alpenraum durchgeführt. Das vorliegende Heft enthält die schriftliche Fassung von Vorträgen der Foren von 1995 (Thema: „*Erfassung und Darstellung von Massenbewegungen*“) und 1998 (Thema: „*Klima und Massenbewegungen*“).

Die Veranstalter sind der Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft, dem Deutschen IDNDR-Komitee für Katastrophenvorbeugung, der Universität München, der Technischen Universität München sowie der Arbeitsgemeinschaft für vergleichende Hochgebirgsforschung für finanzielle Unterstützung der Veranstaltungen bzw. der Drucklegung zu großem Dank verpflichtet. Zusätzlicher Dank gebührt dem Deutschen und dem Österreichischen Alpenverein für die Aufnahme des Heftes in ihre gemeinsame Publikationsreihe sowie die Übernahme der restlichen Druckkosten.

München und Innsbruck
im Dezember 2000

*Andreas von Poschinger
Johann Stötter*

Inhalt

Vorwort

| | | |
|--------------|---|-----|
| I. | Landslides in Britain Characteristics, Problems and Solutions | 9 |
| | John N. Hutchinson | |
| II. | Lubricants for Rockslides - Air, Granite and what not? | 41 |
| | Theodor H. Erismann | |
| III. | Die geologisch-geotechnische Erkundung von Großhangbewegungen | 61 |
| | Möglichkeiten - Ergebnisse - Probleme | |
| | Michael Moser | |
| IV. | Geophysikalische Erkundung von Massenbewegungen | 83 |
| | Ewald Brückl und Karl-Heinz Roch | |
| V. | Geodätische Möglichkeiten und Überlegungen zur Erfassung von Hangrutschungen | 105 |
| | Walter M. Welsch | |
| VI. | Analyse von Abfluß- und Abtragungsprozessen als Grundlage zur Entwicklung von Gefahrenkarten | 119 |
| | Raphaelae Löhmannsröben | |
| VII. | Gefahrenkarten - Möglichkeiten und Probleme | 135 |
| | Edmund Krauter | |
| VIII. | Erfahrungen mit dem Gefahrenzonenplan im Kanton Graubünden, Schweiz | 151 |
| | Hansruedi Aebli | |
| IX. | Zum Fließverhalten von Murgängen | 161 |
| | Dieter Rickenmann | |

I. Landslides in Britain

Characteristics, Problems and Solutions

John N. Hutchinson

1. Synopsis

Because of the considerable age of most of the landforms in Britain, the country is relatively inactive with regard to current landsliding. The largest and most active are on the coast, where erosion tends to be strong and continuing and is expected to worsen in the future through the rising sea levels resulting from global warming. Inland, the situation is dominated by the presence of relict mass movements, inherited mainly from the last glacial/periglacial period (Devensian = Würm). These features are generally stable or quasi-stable at present, but are readily and increasingly reactivated by human activities.

A brief review of the nature of the main types of landslide in Britain is given, together with an indication of some current problems. Finally the more commonly used solutions, including landslide stabilisation techniques, are outlined.

2. Introduction

The principal mountain areas of Britain, in Scotland, NW England and Wales were produced by the Caledonian orogeny around 400 million years ago. Except where freshened up by Late Quaternary glacial erosion, for example, they are therefore relatively worn down and stable. The succeeding Variscan orogeny had less marked effects, while the influence of the Alpine orogeny was slight in the present context. Hence, given also the generally moderate climate, it is perhaps not surprising that landslides present little hazard in Britain. This is illustrated by the low number of deaths from naturally caused landslides, which averages between one and two per year.

There are, however, two important and one less important natural landslide generating factors in Britain:

Firstly, the repeated and often deep freeze-thaw of the Pleistocene, and particularly the Late-Devensian, which severely weakened the surface and near-surface rocks and left much of inland Britain mantled by relict mass movements. These processes are best developed in the former periglacial areas. They were also present in the former glaciated areas where glacial erosion, particularly in the Late-Devensian, also plays a part in generating landslides.

Secondly, marine erosion around the coast, which is responsible for most of our natural present-day landslide activity. This is expected to increase in the future as mean sea level rises as a result of global warming.

Thirdly, some landsliding is caused by fluvial erosion. As many British rivers are misfit streams, however, such erosion and attendant landsliding is generally concentrated along parts of recently glacially diverted rivers and is of relatively minor importance. In addition, landslides are caused increasingly by man's activities.

3. Geology

The solid geology of Britain is extremely varied, but broadly displays an increase in age and rock resistance towards the north-west. This is illustrated by figure 1 (JONES and LEE, 1994).

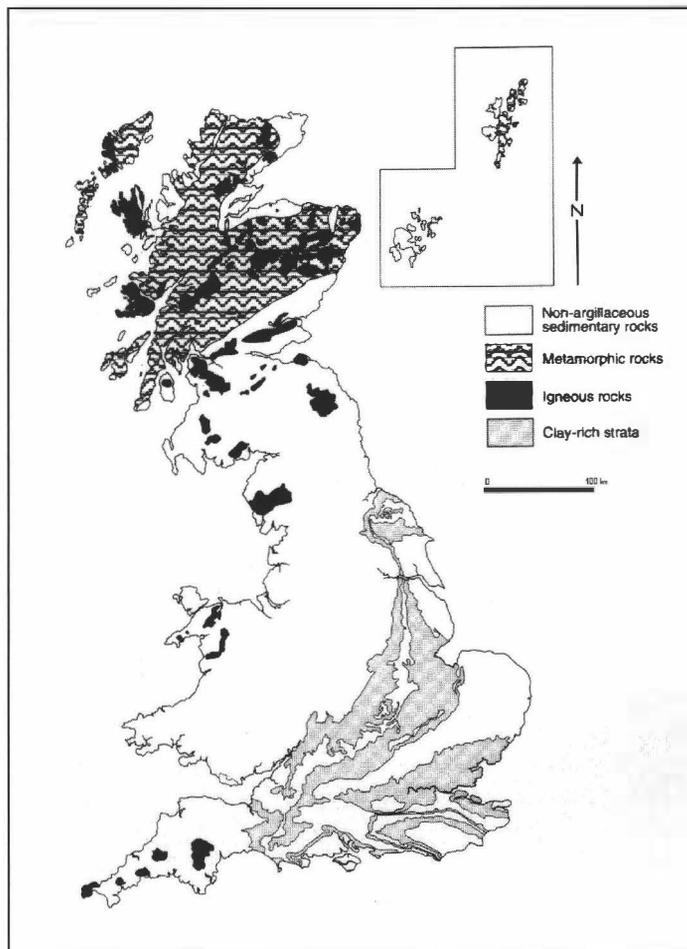


Fig. 1: Broad division of the geological fabric of Britain (after JONES and LEE 1994).

The incomplete information on the spatial incidence of landslides suggests that these are distributed more evenly throughout the country than figure 1 might suggest. This is doubtless partly because of the presence of widespread, thick superficial deposits over much of the formerly glaciated areas in central and northern Britain. The latter areas are shown in figure 2. A fuller discussion of the interrelationships between landsliding and solid and Quaternary geology is given by JONES and LEE (1994).

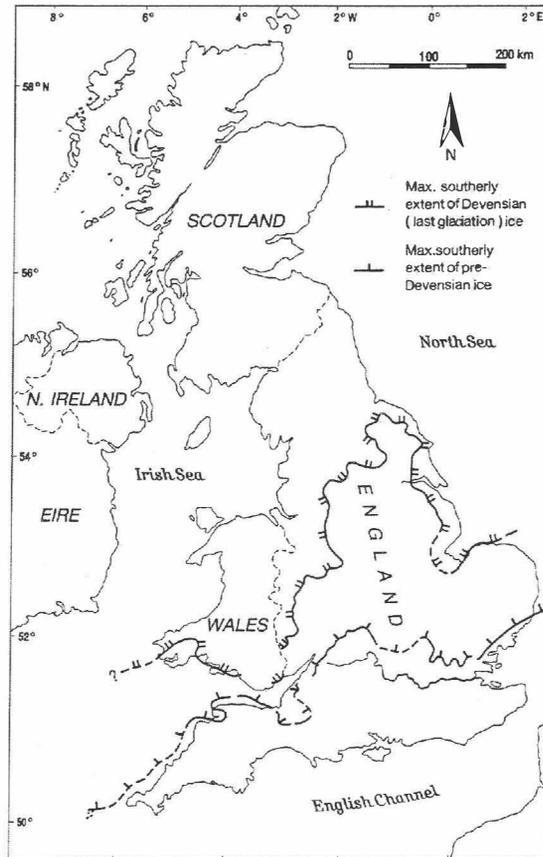


Fig. 2: Glacial limits in Britain
(after BOWEN et al., 1986).

4. *Landslide classifications*

It is widely recognized that two landslide classifications are necessary (SKEMPTON and HUTCHINSON 1969):

- A A predominantly morphological classification, for reconnaissance and descriptive purposes and to facilitate the exchange of ideas, and
- B A geotechnical classification, for more detailed quantitative purposes, including landslide stabilisation.

A simplified version of A is given in figure 3. A fuller version, including creep, sagging of mountain slopes, and cambering and valley bulging, is provided by HUTCHINSON (1988). The essential elements of B are a recognition of, on the one hand, first-time slides and slides on pre-existing shears and, on the other, of the pore-water pressure conditions on the slip surface, whether undrained, intermediate, drained or combinations of these, for example, drained-undrained. A full discussion of this geotechnical classification is also provided by HUTCHINSON (1988).

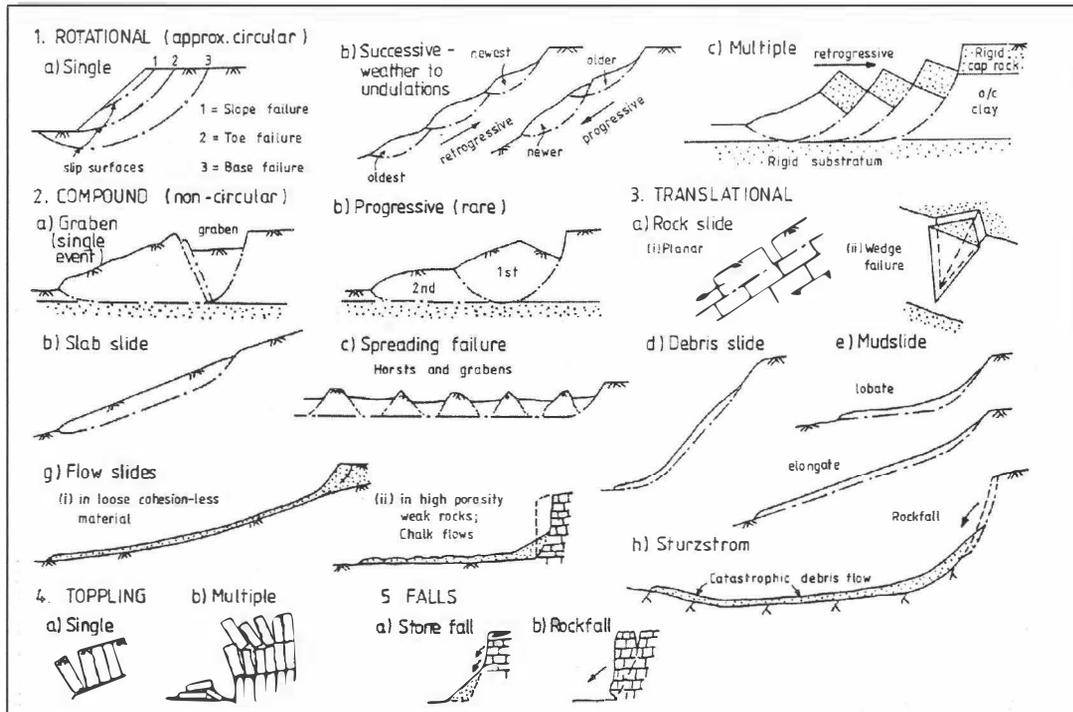


Fig. 3: Outline classification of landslides.

5. Characteristics of landslides in Britain

It is convenient to treat these under the headings; Inland, natural and man-induced; Coastal, natural and man-induced.

Each example quoted is given a number in brackets. These numbers are used to show site locations on figure 4.

5.1. Natural and man-induced inland landslides

Natural, old deep-seated landslides, of both Lateglacial and Postglacial age, are fairly common on the escarpments of southern England, in the hills of South Wales and the Pennines and in the mountainous areas to the west and north.



Fig. 4: Map of Britain, showing locations of sites referred to (as (1), (2),...etc.).

An example at Troedryhiw (1) in the formerly glaciated valley of the River Taff, S. Wales, undated but probably of Lateglacial age, is shown in figure 5. In Scotland, perhaps the largest rock avalanche, of controversial origin but probably of Lateglacial date, is that below Beinn Alligin (2) (BALLANTYNE and HARRIS 1994). Mam Tor in the Pennines (3) is a large Postglacial slide degenerating into a mudslide (SKEMPTON et al. 1989). Many other Pennine examples are described by JOHNSON (1965) and JOHNSON and WALTHALL (1979). Sagging of mountain slopes is reported from Scotland: that at Ben Attow (4) is shown in

figure 6 (HOLMES and JARVIS 1985). Related deep-seated toppling deformations are described by DE FREITAS and WATTERS 1973).

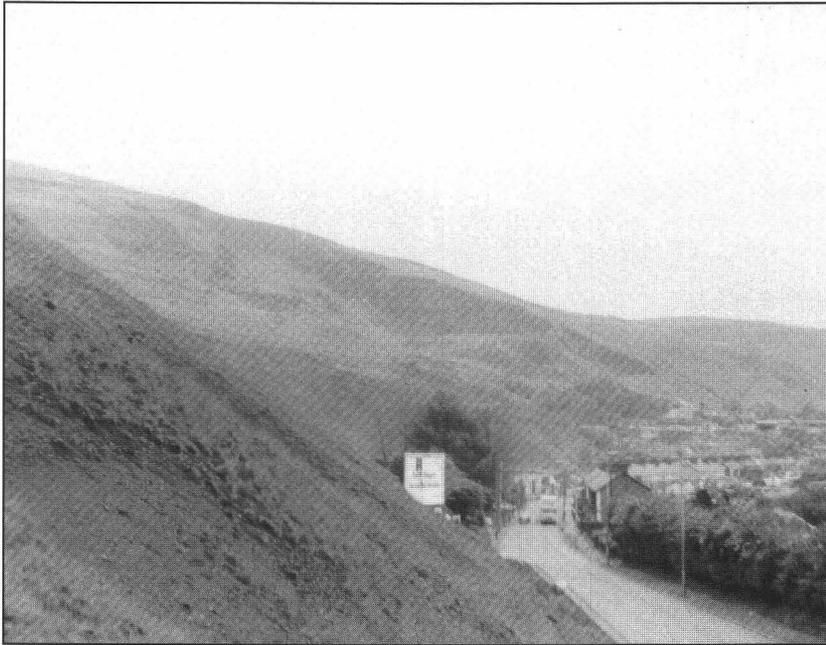


Fig. 5: Old, deep-seated landslide at Troedyrhiw, S. Wales.



Fig. 6: Counterscarps produced by toppling within a sagged slope on Ben Attow, Scotland (after HOLMES and JARVIS, 1985).

Cambering and valley bulging is a complex and widespread relict mass movement of periglacial origin, which affects valleys from the south coast of England to about the Scottish border, but is particularly well developed in the Jurassic strata of the English midlands. A diagrammatic section of such a mass movement, illustrating its main features, is given in figure 7. The best recorded case is that at Empingham, Rutland (5) (Fig. 7) (HORSWILL and HORTON 1976). The phenomena are described and discussed by HUTCHINSON (1988, 1991a).

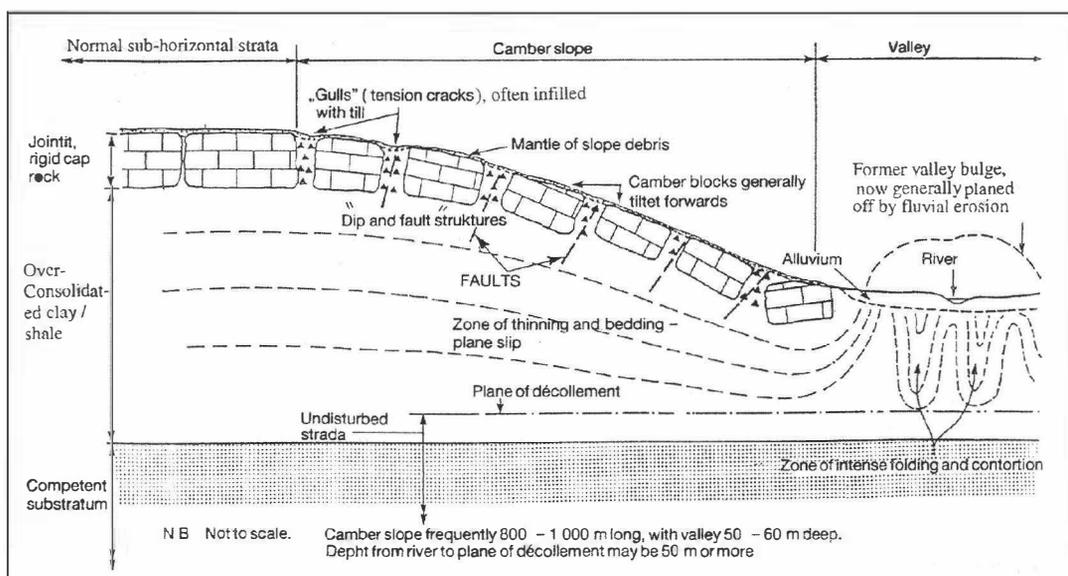


Fig. 7: Diagrammatic section of cambering and valley bulging at Empingham, Rutland (exaggerated vertical scale).



Fig. 8: Periglacial solifluction lobe at Sevenoaks, Kent.

Periglacial solifluction deposits, chiefly but not only from the Devensian and Lateglacial, are widespread. Where these have affected clayey substrata, as especially in much of the central and southern parts of the country, predominantly translational mass movements with pre-existing shears are formed. Despite their age, of 10,000 years or more, the geochemical environment is such that healing of these relict slip surfaces has not generally taken place. Periglacial solifluction lobe at Seveoaks, Kent. If not recognized and dealt with in construction works, renewed slip movements can thus readily be triggered. Earthworks failures from this cause are frequent, giving rise to losses of several millions of pounds per year.

At Sevenoaks (6) the slopes beneath the Hythe Beds escarpment are mantled by extensive sheets of Devensian solifluction deposits which are, in turn, overridden by periglacial solifluction lobes dating from the Loch Lomond Stadial (Fig. 8), the last period of periglacial activity in southern Britain (Younger Dryas, c. 10.8 to 10 ka B.P.). These features were reactivated by the attempt, in the early 1960s, to build the Sevenoaks by-pass over this sidelong ground. This expensive failure and the resulting investigation (SKEMPTON and WEEKS 1976) brought home, for the first time in Britain, the potential dangers of relict clayey periglacial solifluction in civil engineering projects. Despite this, such failures continue to occur. For example, the slides into the cutting for the M4 Motorway at Burderop and Hodson in 1972 (7) (Fig. 9) were caused by the partial removal of an accumulation of relict clayey, periglacial solifluction deposits at the toe of the Upper Cretaceous escarpment near Swindon (SKEMPTON 1985a), and the collapse of the major earth dam at Carsington (8) during construction in 1984 is attributed partly to a failure to recognize the presence of relict periglacial solifluction shears in its foundation (SKEMPTON 1985b; SKEMPTON et al. 1991).



Fig. 9: Landslides into the cutting for the M4 motorway (during construction), near Swindon.

As noted above, landslides caused by fluvial erosion are generally small and of minor importance, except in the case of rivers that experienced diversion during the Late Quaternary. An excellent example of the latter is provided by the River Severn, which originally flowed northwards into Liverpool Bay, but was glacially diverted southwards during the Late Devensian into its present course to the Bristol Channel. The resulting Ironbridge Gorge (9) is still actively unstable. It is estimated (HUTCHINSON 1995a) that landslides on pre-existing shears, originating as Late Quaternary mass movements, constitute well over 90% of the present inland landslides in Britain. The frequency with which relict landslides on pre-existing shears are reactivated by modern earthworks has been indicated above. Such earthworks also lead sometimes to first-time slides.

The best-known of these are the slips in railway and, to a lesser extent, road cuttings. Much of our present understanding of the mechanics of slope instability has been derived from a series of intensive studies of these failures, particularly those in the London Clay (10) (Fig. 10). The pre-finite element position is summarised by SKEMPTON (1977). Related studies on cuttings in the Lias have been made by CHANDLER (1972, 1976). More recent work on the London Clay cuttings, using finite elements in conjunction with realistic, strain-softening material characteristics, has yielded important conclusions regarding the development of progressive failure (VAUGHAN 1994).

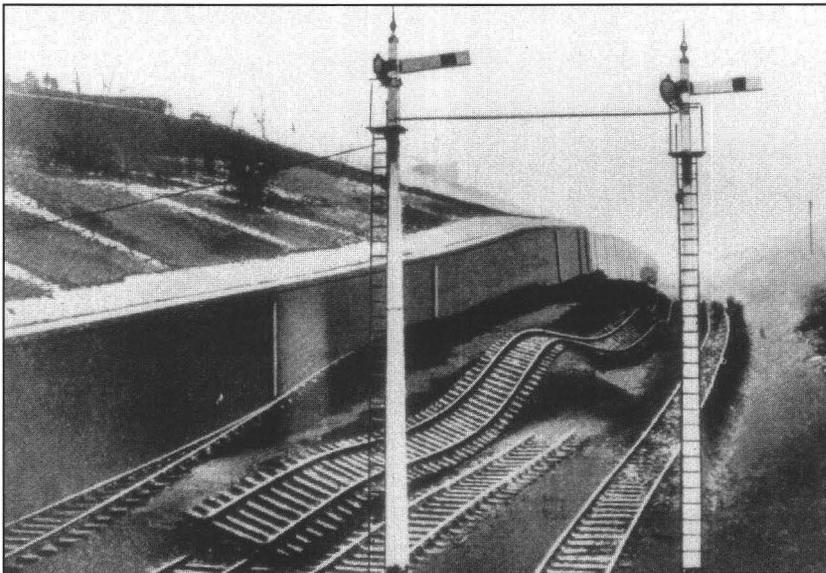


Fig. 10: The landslide in 1918 at Wembley Hill, London (acknowledgement to The Engineer).

By far the most disastrous landslide in Britain was the failure of a tip of coal-mine waste at Aberfan, S. WALES (11), in 1966 (Fig. 11). In this, 144 lives were lost, mostly of children in the Aberfan Junior School. The failure, a flow or liquefaction slide, resulted from the uncontrolled tipping of loose debris on a sloping hillside mantled by superficial deposits. It ran out for more than 600m on a

slope of about 110. The technology needed to prevent the disaster was available, but was not applied because of failures in organisation and, above all, human relations. This side of the matter is described compellingly by DAVIES (1967). Technical matters are dealt with by BISHOP et al. (1969); BISHOP (1973); and HUTCHINSON (1986).

5.2. *Natural and man-induced coastal landslides*

Not surprisingly, it is first-time failures that are the main result of the active erosion around the coast. In addition, however, there are important, large-scale landslides on pre-existing shears, originating in the Devonian or earlier, which have generally been reactivated by the resumption of marine erosion which followed (usually in about 8 - 5ka B.P.) the recovery of global sea levels in the Flandrian transgression. Examples of the latter group are provided by the very large, multiple rotational landslides at The Storr and Quirang in the Isle of Skye (12) (Fig. 12) (ANDERSON and DUNHAM 1966), those forming the Undercliff of the S. coast of the Isle of Wight (13) (Fig. 13) (HUTCHINSON 1991b; HUTCHINSON et al. 1991) and those at Folkestone Warren, S.E. England (14) (Fig. 14) (HUTCHINSON 1969; HUTCHINSON et al. 1980).



Fig. 11: The Aberfan disaster of 1966, S. Wales.



Fig. 12: The rear scarp and upper part of The Storr landslide, Isle of Skye (acknowledgements to Prof. S. THOMSON).



Fig. 13: The landslides of the Isle of Wight Undercliff (acknowledgements to the Committee of Aerial Photography, University of Cambridge).



Fig. 14: The Folkestone Warren landslides, Kent (acknowledgements to the Committee for Aerial Photography, University of Cambridge).

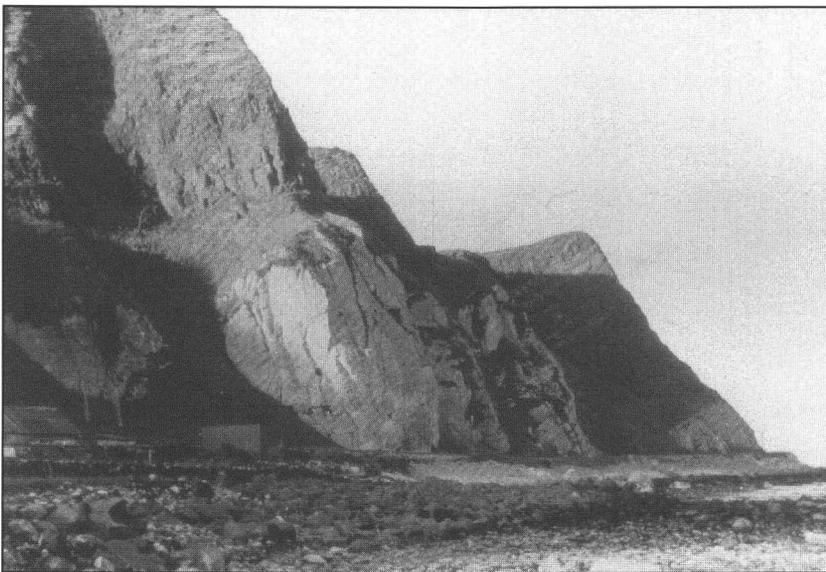


Fig. 15: The landslides at Garron Point, Northern Ireland.

All these involve a sub-horizontal "sandwich" of a thick, rigid and jointed capping stratum overlying thick, overconsolidated clay on a competent substratum. In the Isle of Wight Undercliff, a long term cyclic pattern of failure, of about 8ka, has been discerned (HUTCHINSON et al. 1991). Related large old slides at Garron Point, Antrim, Northern Ireland (15) (Fig. 15) appear to have not yet been re-activated. One of the largest, first-time historical landslides is that which occurred at Bindon, Devon (16), in 1839 (PITTS 1974).



Fig. 16: The landslides at Warden Point, Isle of Sheppey, Kent (acknowledgements to the Committee of Aerial Photography, University of Cambridge).

Studies of the coastal landslides in the London Clay on both sides of the Thames Estuary, enabled HUTCHINSON (1973) to distinguish the marked effects of differing rates of toe erosion on the landslides affecting the cliffs. Strong toe erosion leads to deep-seated rotational slides, as at Warden Point (17) (Fig. 16). These fail in a cyclic pattern about every 40 years (Fig. 17). Where the depth of the clay is restricted by underlying sandstone, as in the Miramar slide, Herne Bay (18) (Fig. 18), compound slides with a marked graben occur. These have been back-analysed by BROMHEAD (1978). Moderate toe erosion, where the removal of debris is in balance with its rate of production by weathering and shallow sliding, leads to the formation of mudslides and to parallel retreat of the cliff slopes, as at Beltinge (19) (Fig. 19). In abandoned cliffs, with zero removal of debris from the toe, a process of free degradation, controlled by climate and weathering, ensues

(Fig. 20), as explored in detail at Hadleigh (20) (Figs. 21 and 22) (HUTCHINSON and GOSTELOW 1976).

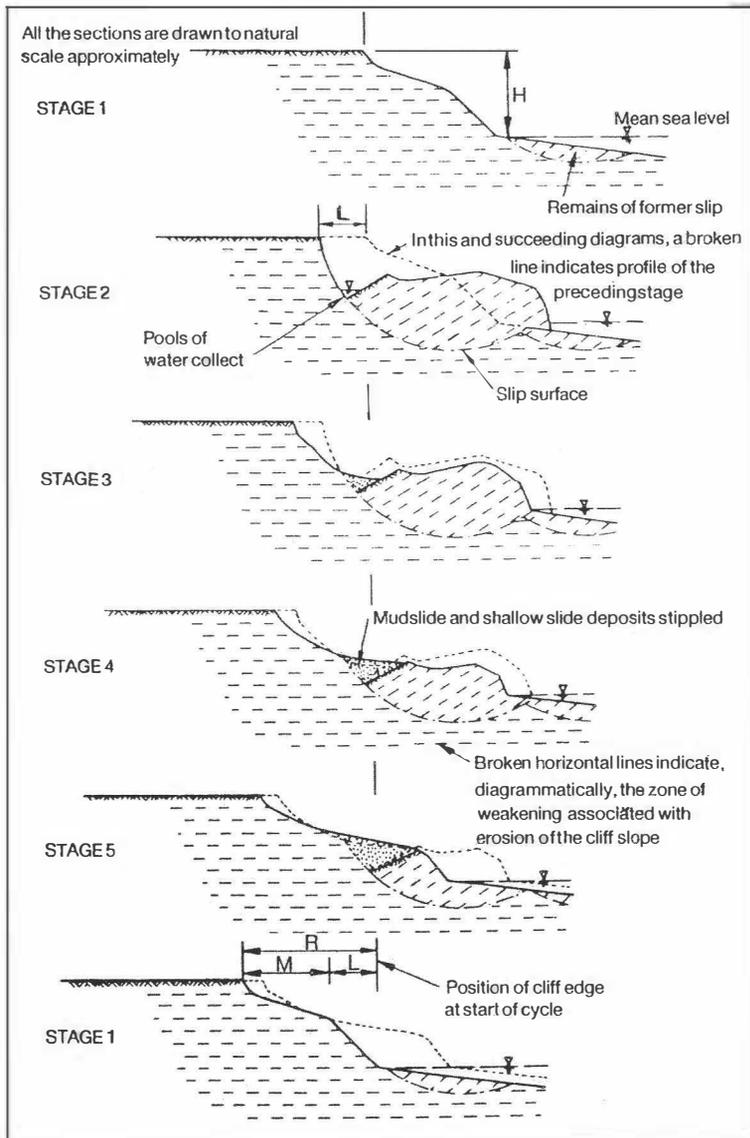


Fig. 17: Cartoon of cyclic behavior in the Sheppey coastal landslides (after HUTCHINSON, 1973).

Although these patterns were worked out for the London Clay, they can be expected to be exhibited by other stiff clays and, in principle, in some other geologies. Another good example of an abandoned cliff, in the Weald Clay, is that at Lympne (21) (HUTCHINSON et al. 1985). It differs somewhat from that at Hadleigh in having a deficient accumulation zone (HUTCHINSON 1995). The largest coastal mudslides in Britain are those at Black Ven (22) in Dorset, involving Lower Cretaceous and Liassic strata (BRUNSDEN 1985).



Fig. 18: The “Miramar” slide of 1953, Herne Bay, Kent
(acknowledgements to the Kent Messenger).

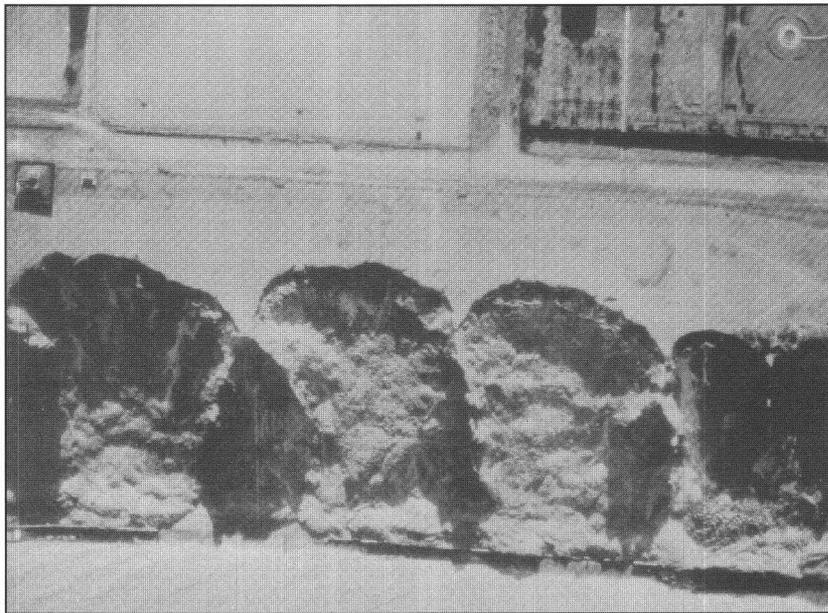


Fig. 19: Mudslide embayments at Beltinge, Kent
(acknowledgements to Photoflight Ltd.).

The chalk cliffs of the SE coasts are generally subject to strong erosion. Their most common form of failure is a partly joint controlled “fall”. A typical example is that at Joss Bay (23) (Fig. 23) (HUTCHINSON 1972). In the areas of softer, high porosity chinks, for example between Folkestone and Dover (24), the larger falls transform into chalk flows (Fig. 24). These belong to the flow slide family and can run out across the near-horizontal shore platform for distances of up to five times

the cliff height. The essential mechanism is believed to be the generation of excess pore-water pressures through impact collapse (HUTCHINSON 1980, 1988 and 1995b).

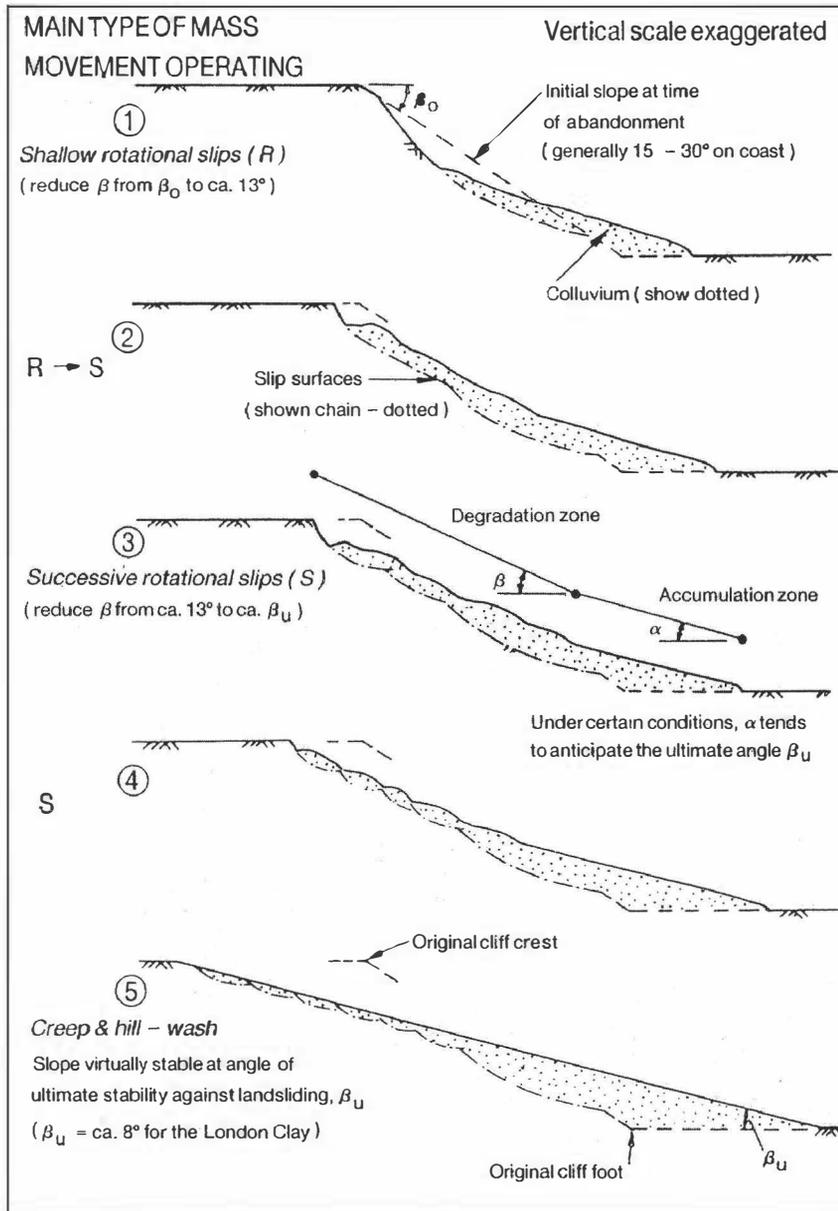


Fig. 20: Cartoon showing the process of free degradation in abandoned London Clay cliffs (after HUTCHINSON, 1973).

Topples on the coast are not common. The biggest historical example is that at Gore Cliff, from the rear scarp of the Isle of Wight Undercliff landslides, in 1928 (25) (Fig. 25) (COLENUTT 1928), with a volume estimated to have been around $50,000\text{m}^3$.

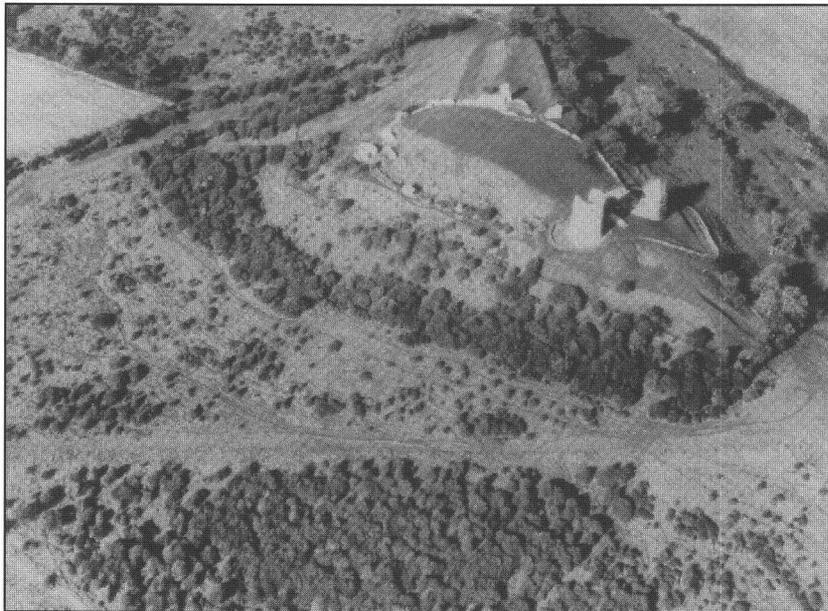


Fig. 21: The abandoned cliff at Hadleigh, Essex (after HUTCHINSON and GOSTELOW, 1976).

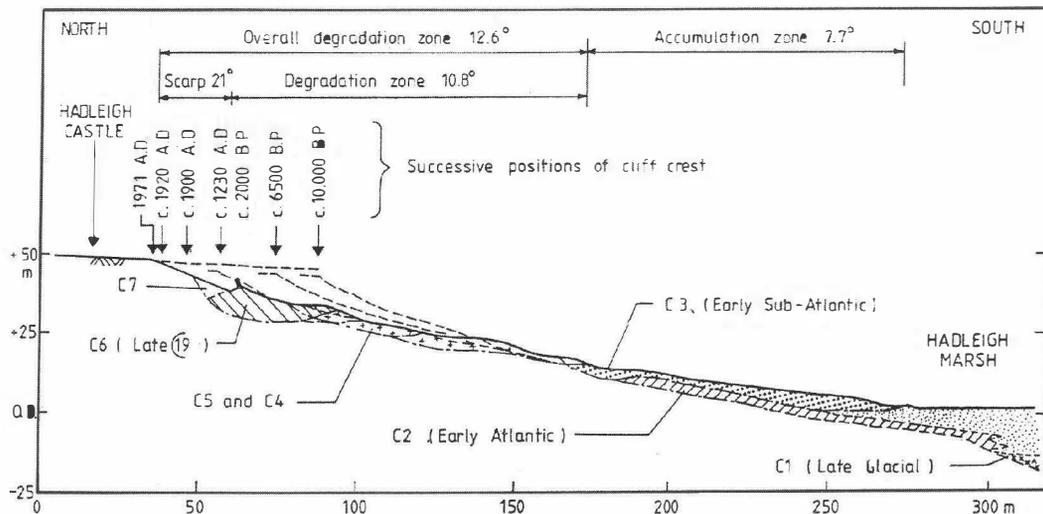


Fig. 22: Section of the abandoned cliff at Hadleigh, Essex (after HUTCHINSON and GOSTELOW, 1976); (O.D. = Mean Sea Level).

All the coastal examples cited above involve the solid geology. As noted earlier, this is frequently mantled by considerable thicknesses of superficial deposits, typically tills, glacio-fluvial sands and gravels and periglacial solifluction deposits. In many places, such deposits form the whole cliff and associated landslides are commonplace, particularly on the east and north-east coasts. Examples are the Holbeck Hall slide of 1963 at Scarborough (26) (JONES and LEE 1994), the

landslides between Cromer and Overstrand (27) (Fig. 26) (HUTCHINSON 1976) and those just to the south near Sidestrand (28) (Fig. 27).

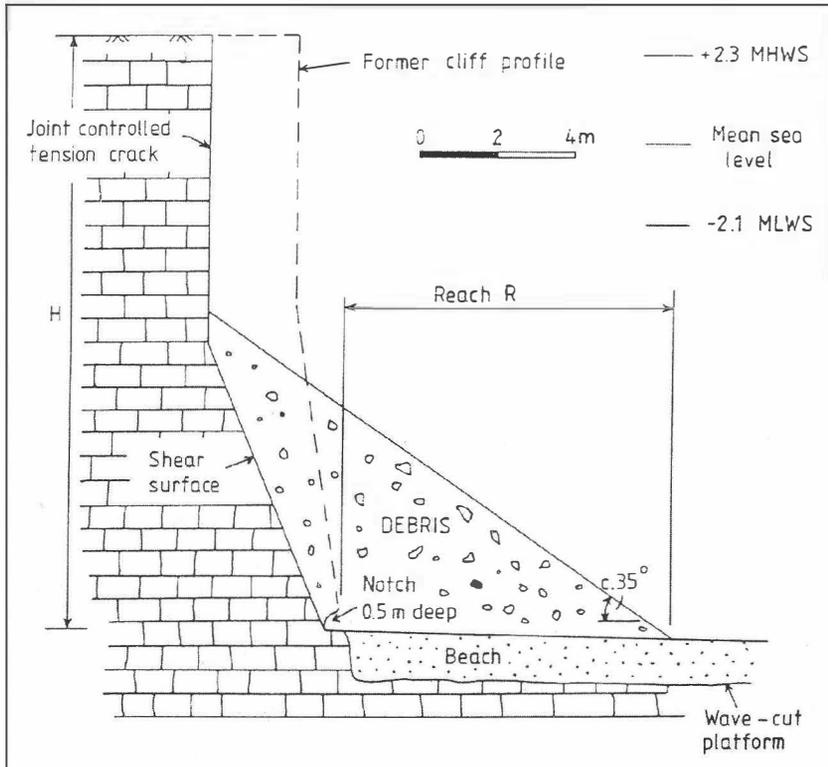


Fig. 23: Section of the chalk fall at Joss Bay, Kent (after HUTCHINSON, 1972).



Fig. 24: The debris of the chalk flow of 1911 at Abbotcliff, Kent (acknowledgements to Folkstone Public Libraries).



Fig. 25: The toppling failure of 1928 at Gore Cliff, Isle of Wight, in mid-air (acknowledgements to Dr. A. N. INSOLE, Sandown Museum, Isle of Wight).



Fig. 26: The landslide of 1962 between Cromer and Overstrand, Norfolk (after HUTCHINSON, 1976).

Seepage erosion is a potentially highly destructive process which can lead to very damaging landslides and mudslides. Examples are frequent in the superficial deposits of the east coast and also in fine sands within Oligocene (29) and Cretaceous (30) strata on the south coast (HUTCHINSON et al. 1981).

The majority of coastal landslides are of natural origin. However, some are man-induced, most commonly because of the effects of intended or unintended interruption of the littoral drift. A good example of this is provided by the

landslides at Folkestone Warren (14) (Fig. 14). There, the net littoral drift is to the east.



Fig. 27: Landslide in the vicinity of Sidestrand, Norfolk
(acknowledgements to Aerofilm Ltd.).

Thus, when the ferry harbour at Folkestone, updrift of the landslides, was constructed and successively extended during the 19th and early 20th centuries, the protective beach in front of the Warren was progressively denuded.

HUTCHINSON et al. (1980) show that this was a major factor in triggering the great renewals of movement in these slides in 1877, 1896 and 1915.



Fig. 28: The Llanhilleth viaduct in the Rhondda Fawr valley, S. Wales (acknowledgements to Gwent County Council and to the New Civil Engineer).

6. *Some problems*

6.1. *General*

All too frequently there is a failure to locate and properly define a local landslide problem. This of course militates against any effective planning provisions and may lead to reactivation of the slide during any associated construction works. The most common reasons for such failures are an overly narrow approach and particularly an absence of geomorphological and engineering

geological mapping using a combination of air photo interpretation and field checking and a lack of Quaternary geological input. Some responsibility for this should be connected with the training provided by the universities (HUTCHINSON and WILSON 1993): the matter is also commonly made worse by the procedure of awarding the site investigation contract, without pre-conditions or precautions, to the lowest tenderer. Over the past twenty years or so, in an attempt to reduce the considerable world-wide losses of life and property, much attention has been given to developing techniques of regional landslide hazard assessment. In these, the well known methods of local landslide assessment, involving, *inter alia*, sub-surface investigations, are generally not feasible on grounds of cost. These regional assessment techniques are described and discussed, for example, by VARNES (1978); BRABB (1984); HANSEN (1984); CARRARA *et al.* (1990) and HUTCHINSON (1995a, 1995b). The problem of assessing the hazard from first-time landsliding without sub-surface information is considerable. Fortunately, particularly in formerly glaciated and periglacial countries, as noted earlier, relict landslides are dominant inland. In these conditions, assessment of the regional landslide hazard can essentially be made on the basis of the mapping of pre-existing landslides alone (HUTCHINSON 1995a).

As in Britain planning committees are free to decide to what extent geomorphological and engineering geological factors should be considered in any particular application, these matters have sometimes been neglected. This situation is now much improved, largely as a result of advice from the Department of the Environment.

6.2. *Geotechnical*

Present geotechnical difficulties include the prediction of pre-failure deformations and the extent of progressive failure, the forecasting of the time of failure and the estimation of landslide run-out. In a seismic context, estimation of the proneness of a deposit to liquefaction and prediction of shear behaviour on a shear surface under rapid and/or cyclic loading remain difficult tasks.

7. *Some solutions*

7.1. *Avoidance*

Providing that potential landslide hazards have been properly delineated, it may be possible to avoid or mitigate these by the re-siting of a proposed road or structure.

A related expedient in some slow-moving and preferably shallow slides is bridging, allowing the sliding mass to continue to move between appropriately strengthened piers. The Llanhilleth viaduct in the Rhondda valley, S. Wales (31) is an example (Fig. 28).

7.2. *Acceptance*

Where slide movements are sufficiently slow and the cost of stabilisation is too high to afford, the best recourse may be to "live with the slide". This landslide management strategy has recently been applied in the town of Ventnor, which is sited on part of the Undercliff complex of coastal landslides on the Isle of Wight (13) (Fig. 29) (LEE et al. 1991a, 1991b).



Fig. 29: The town of Ventnor, situated almost entirely on part of the Undercliff landslide of the S. coast of the Isle of Wight (acknowledgements to the Committee for Aerial Photography, University of Cambridge).

7.3. *Landslide stabilisation*

If a landslide cannot be avoided, or its movements accepted, it is generally necessary to stabilise it. The most commonly used techniques are reviewed by HUTCHINSON (1977, 1984a) and described briefly below. It is often desirable to use two or more methods in combination.

7.4. *Drainage*

The reduction of ground water pressures by drainage is always beneficial and has no unwelcome side effects, apart sometimes from slight settlements. The main danger with drainage is that of clogging in the medium to long term, by siltation,

chemical or biochemical action. Long term monitoring of piezometric conditions and ground movements should be carried out: these will provide warning of any deterioration in stability. The effects of clogging should also be minimized as far as possible in the design of drains and their maintenance systems.

The most suitable type of drain depends partly on the depth to the groundwater surface. Where this is small, typically between 0 and 2m, trench or counterfort drains, generally up to 6m deep, filled with granular drainage material and running down the line of steepest slope, are widely used. Counterfort drains differ from trench drains only in penetrating the basal slip surface of the landslide. They are clearly to be preferred, if the conditions allow, as they give a buttressing or slip surface replacement effect (unaffected by clogging) in addition to their drainage effect (Fig. 30). A design method, based upon a two-dimensional seepage model (Fig. 31) is given by HUTCHINSON (1977). Construction of trench/counterfort drains in an unstable till slope at Boulby, N.E. England (32) is shown in figure 32.

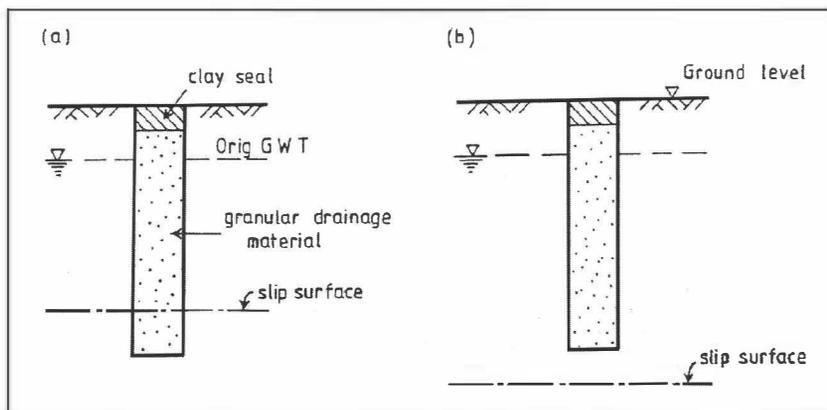


Fig. 30: Sections of: (a) Counterfort and (b) Trench drains (after HUTCHINSON, 1977).

Where the ground water is too deep to reach with trench drains, bored, near-horizontal drains, constructed from surface pits or from deep shafts, may be used. An example of these in a coastal landslide in the London Clay at Herne Bay, S.E. England (18), is shown in figure 33.

In large slides with deep ground water, drainage adits are often employed. These are usually driven in solid strata beneath the basal slip surface of the slide: radial drains bored upwards through the adit roof to penetrate this slip surface (often an aquiclude with a perched water table above it) to effect drainage of the slide mass. The drainage adits at Folkestone Warren (14) are unusual in being driven straight into the slide mass (Fig. 34), necessarily so because the slip base is well below sea level. The potential destructiveness of seepage erosion has been referred to earlier. This can be remedied either by placing an inverted filter over the seeping face or by removing the source of this water by drainage. Application of the former technique at Newhaven, on the S. coast (33) is described by WARD (1948). Locally

removing the soft slide debris to permit placing of the filter was a difficult operation. The curing by drainage of damaging seepage erosion at Bournemouth, also on the S. coast (34), is illustrated in figure 35.

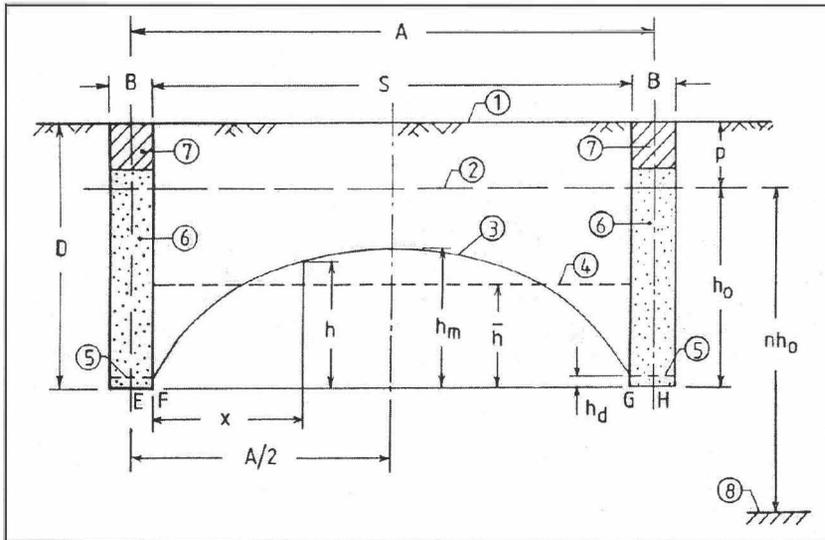


Fig. 31: Key diagram for the two-dimensional seepage analysis of trench drains (after HUTCHINSON, 1977).



Fig. 32: Trench and counterfort drains under construction at Boulby, Yorkshire (acknowledgements to Imperial Chemical Industries Ltd., Agricultural Division, and to Cleveland Potash Ltd.).

7.5. Modification of slope profile by cuts and fills

These are commonly used stabilisation techniques. Once successfully placed, fills do not deteriorate in the long term and in fact tend to increase their strength

and that of their foundation with time. The swelling associated with cuts means that they reduce in strength with time and may fail in the intermediate or long term.

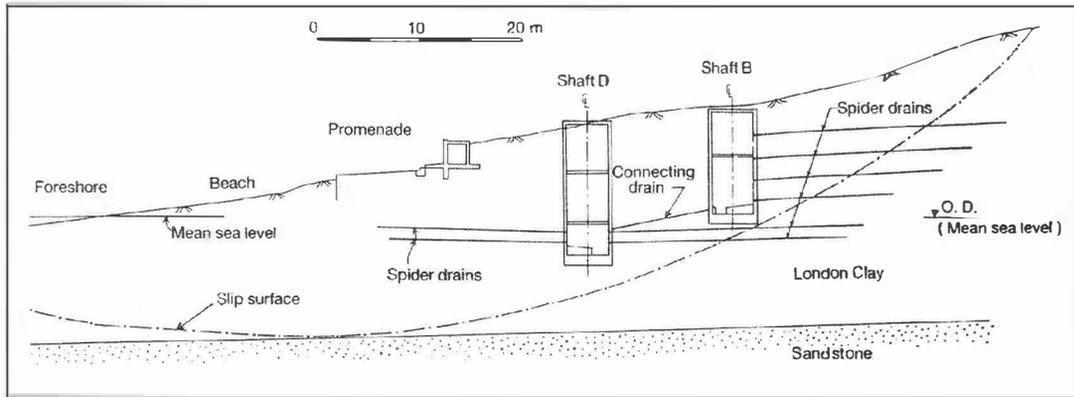


Fig. 33: Section of a landslide at Herne Bay, Kent (acknowledgements to City Engineer, Canterbury City Council).

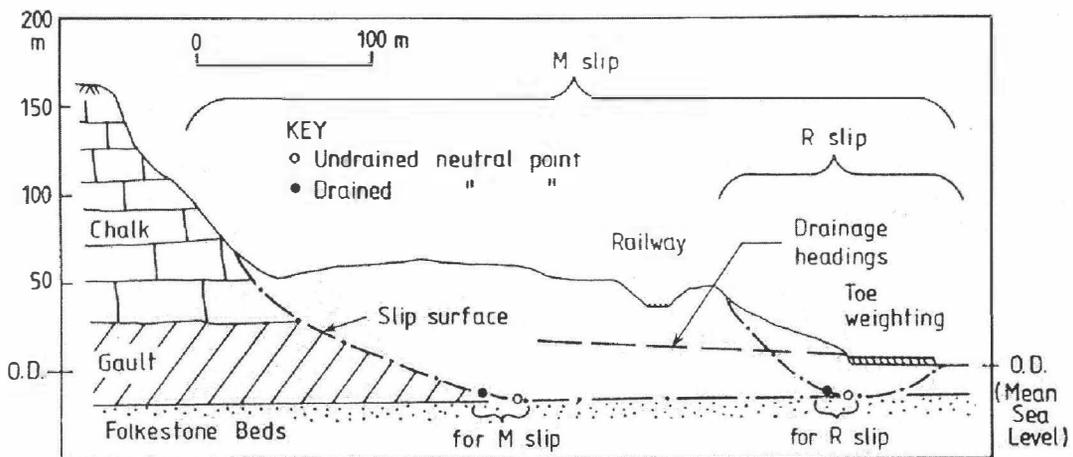


Fig. 34: Section of the Folkestone Warren landslides, showing drainage adits and toe weighting (after HUTCHINSON et al., 1980).

Before undertaking any profile changes, it is essential to be aware of all possible failure modes, otherwise the stability could be unintentionally worsened. Also cuts and fills are rather specific features which can be by-passed by under- or over-rider slides. For primarily landslides on pre-existing shears, an influence line approach (Fig. 36, where a = slope of slip surface, F_0 = original factor of safety of the landslide without an influence load acting, and F_1 = factor of safety of slip with the influence load acting) clarifies the effects of cuts and fills and is useful in design (HUTCHINSON 1977, 1984b).

It also shows that fills at a slide toe are more effective and economical than cuts at its head and that it is prudent to leave unmodified the slopes of complex landslides between their head and toe.

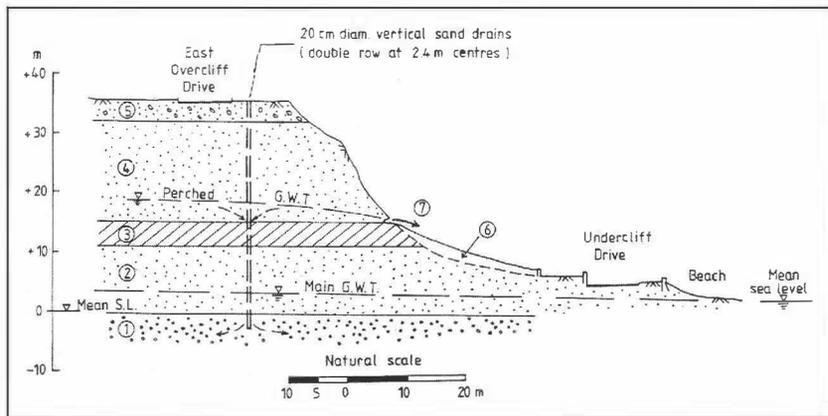


Fig. 35: Section of cliffs at Bournemouth, Hampshire, showing measures to counter seepage erosion (after HUTCHINSON, 1982).

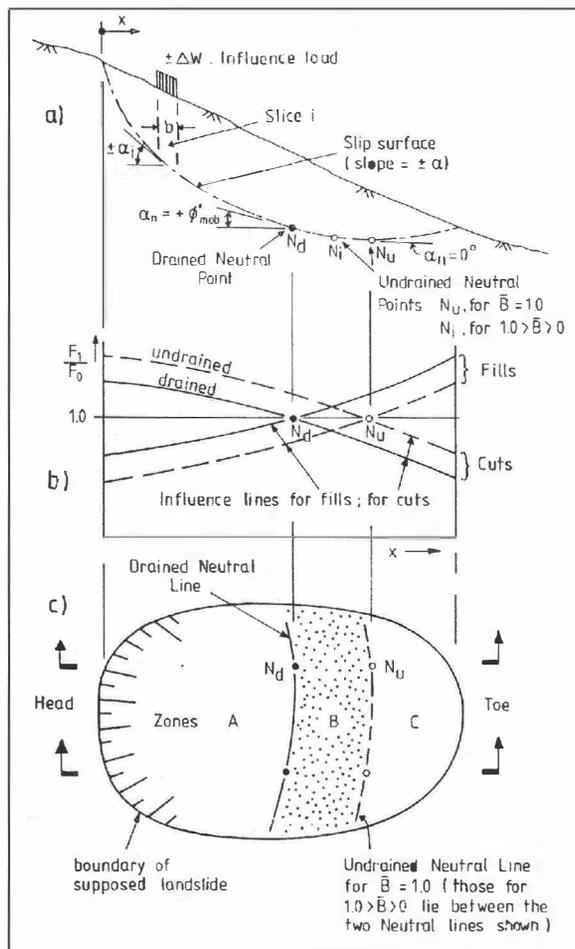


Fig. 36: Diagrams illustrating the influence line approach to the stabilisation of landslides by cuts and fills (after HUTCHINSON, 1977; 1984b).

7.6. Restraining structures and anchors

As such structures introduce an element of brittleness into the situation, they should be avoided if possible. However, their use is frequently unavoidable, for instance because of a lack of space, particularly in steep terrain or on crowded urban sites. Walls, piles, pile walls, crib walls, caissons and anchors are the main structures used. Examples are given, for example, by ZARUBA and MENCL (1982) and BRANDL (1985). The use of rock anchors to stabilize slopes of superficial deposits at Nantgarw, S. Wales (35) and a chalk cliff at Kingsgate, S.E. England (23) (HUTCHINSON 1984a) is illustrated in figures 37 and 38, respectively.

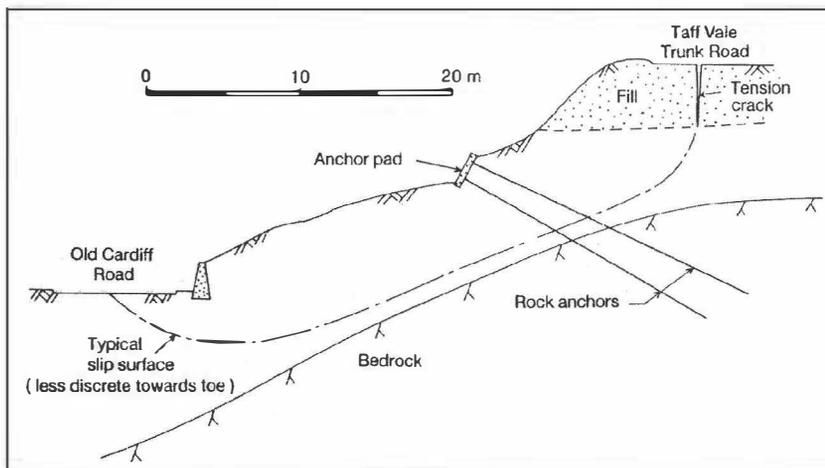


Fig. 37: Anchoring of an unstable slope in superficial deposits at Nantgarw, S. Wales (acknowledgements to the Director of Engineering (Transport & Highways), Welsh Office).

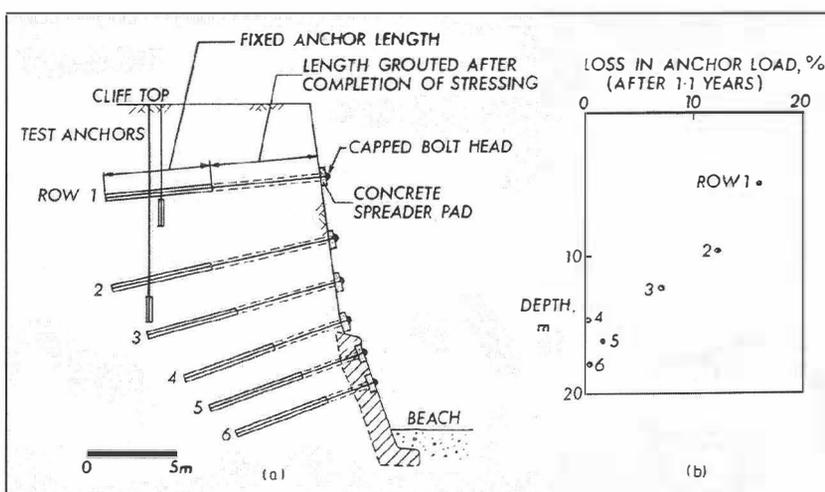


Fig. 38: Anchoring of a chalk cliff at Kingsgate, Kent (after HUTCHINSON, 1984a).

8. References

ANDERSON, F.W. and DUNHAM, K.C. (1966): The geology of northern Skye. Memoir, Geol. Surv. of Scotland. Edinburgh: H M S O.

BALLANTYNE, C.K. and HARRIS, C. (1994): The Periglaciation of Great Britain. Cambridge: University Press.

BISHOP, A.W. (1973): The stability of tips and spoil heaps. *Quart. Jour. Eng. Geol.*, 6, p. 335-376.

BISHOP, A.W., HUTCHINSON, J.N., PENMAN, A.D.M. and EVANS, H.E. (1969): Aberfan Inquiry: Geotechnical investigation into the causes and circumstances of the disaster of 21st October, 1966. A selection of Technical Reports submitted to the Aberfan Tribunal, p. 1-80. London: H M S O, Welsh Office.

BOWEN, D.Q., ROSE, J., McCABE, A.M. and SUTHERLAND, D.G. (1986): Correlation of Quaternary glaciations in England, Ireland, Scotland and Wales. *Quaternary Science Reviews*, 5, p. 299-340.

BRABB, E.E. (1984): Innovative approaches to landslide hazard mapping. 4th Int. Symp. on Landslides, Toronto, 1, p. 307-323.

BRANDL, H. (1985): Slope stabilisation and support by crib walls and prestressed anchors. 3rd Int. Seminar, Soil Improvement Methods, Singapore, p. 179-198.

BROMHEAD, E.N. (1978): Large landslides in London Clay at Herne Bay, Kent. *Quart. Jour. Eng. Geol.*, 7, p. 291-304.

BRUNSDEN, D. (1985): Mudslides. In: Slope stability (ed. BRUNSDEN, D. and PRIOR D.B.), p. 363-418, Chichester: John Wiley & Sons.

CARRARA, A., CARDINALI, R., DETTI, R., GUZZETTI, F., PASQUI, V. and REICHENBACH, P. (1990): Geographical Information Systems and multivariate models in landslide hazard evaluation. In: Alps 90 (ed. CAN-CELLI, A.), 6th Int. Conf. and Field Workshop on Landslides, Milano, p. 17-28.

CHANDLER, R.J. (1972): Lias Clay: Weathering processes and their effect on shear strength. *Geotechnique*, 22, p. 403-431.

CHANDLER, R.J. (1976): The history and stability of two Lias Clay slopes in the Upper Gwash Valley, Rutland. *Phil. Trans. R. Soc.*, London, A283, p. 463-491.

COLENUTT, G.W. (1928): The cliff-founder and landslide at Gore Cliff, Isle of Wight. *Proc. Isle of Wight Nat. Hist. and Archaeol. Soc.*, 1, p. 561-570.

DAVIES, SIR HERBERT EDMUND (Chairman) (1967): Report of the Tribunal appointed to inquire into the Disaster at Aberfan on October 21st 1966. London: H M S O.

DE FREITAS, M.H. and WATTERS, R.J. (1973): Some field examples of toppling failure. *Geotechnique*, 23, p. 495-514.

HANSEN, A. (1984): Landslide hazard analysis. In: *Slope stability* (ed. BRUNSDEN, D. and PRIOR, D.B.), p. 523-602, Chichester: John Wiley & Sons.

HOLMES, G. and JARVIS, J.J. (1985): Large scale toppling within a sackung type deformation at Ben Attow, Scotland. *Quart. Jour. Eng. Geol.*, 18, p. 287-289.

HORSWILL, P. and HORTON, A. (1976): Cambering and valley bulging in the Gwash Valley at Empingham, Rutland. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A283, p. 427-462.

HUTCHINSON, J.N. (1969): A reconsideration of the coastal landslides at Folkestone Warren, Kent. *Geotechnique*, 19, p. 6-38.

HUTCHINSON, J.N. (1972): Field and laboratory studies of a fall in Upper Chalk cliffs at Joss Bay, Isle of Thanet. *Stress-strain behaviour of soils*, Proc. Roscoe Meml Symp., Cambridge, p. 692-706, Henley-on-Thames: G.T. Foulis & Co. Ltd.

HUTCHINSON, J.N. (1973): The response of London Clay cliffs to differing rates of toe erosion. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, 8, p. 221-239.

HUTCHINSON, J.N. (1976): Coastal landslides in cliffs of Pleistocene deposits between Cromer and Overstrand, Norfolk, England. In: *Laurits Bjerrum Meml Volume* (ed. JANBU, N., JORSTAD, F. and KJAERNSLI, B.), p. 155-182, Oslo: Norwegian Geotechnical Inst..

HUTCHINSON, J.N. (1977): Assessment of the effectiveness of corrective measures in relation to geological conditions and types of movement. *Bull. Int. Ass. Eng. Geol.*, 16, p. 131-155.

HUTCHINSON, J.N. (1980): Various forms of cliff instability arising from coastal erosion in the UK. *Fjellsprengningsteknikk-Bergmekanikk-Geo-teknikk 1979*, p. 19.1-19.32, Trondheim: Tapir for Norsk Jord -og- Fjellteknisk Forbund tillknyttet N I F.

HUTCHINSON, J.N. (1982): Damage to slopes produced by seepage erosion in sands. *Landslides and Mudflows. Reports of Alma-Ata Int. Seminar, Oct. 1981* (ed. SHEKO), p. 250-268, Centre of Int. Projects, Moscow: GKNT.

HUTCHINSON, J.N. (1984a): Landslides in Britain and their countermeasures. *Jour. Japan Landslide Soc.*, 21, p. 1-24.

HUTCHINSON, J.N. (1984b): An influence line approach to the stabilisation of slopes by cuts and fills. *Canadian Geotech. Jour.*, 21, p. 363-370.

HUTCHINSON, J.N. (1986): A sliding-consolidation model for flow slides. *Canadian Geotech. Jour.*, 23, p. 115-126.

HUTCHINSON, J.N. (1988): Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and geohydrology. *5th Int. Symp. on Landslides, Lausanne*, 1, p. 3-35.

- HUTCHINSON, J.N. (1991a): Periglacial and slope processes. *Geol. Soc. Eng. Geol. Spec. Pub.*, 7, p. 283-331.
- HUTCHINSON, J.N. (1991b): The landslides forming the South Wight Undercliff. *Int. Conf. Slope Stability Eng. - Developments and Applications*, p. 157-168, London: Thomas Telford.
- HUTCHINSON, J.N. (1995a): The assessment of sub-aerial landslide hazard. *Landslides Hazard Mitigation Conference Proc.*, p. 57-66, London, Royal Acad. Eng.
- HUTCHINSON, J.N. (1995b): Landslide hazard assessment. *Proc. 6th Int. Symp. on Landslides*, Christchurch, New Zealand, 3, p. 1805-1841.
- HUTCHINSON, J.N., BROMHEAD, E.N. and CHANDLER, M.P. (1991): Investigations of the landslides at St. Catherine's Point, Isle of Wight. *Int. Conf. Slope Stability Eng. - Developments and Applications*, p. 169-179, London: Thomas Telford.
- HUTCHINSON, J.N., BROMHEAD, E.N. and LUPINI, J.F. (1980): Additional observations on the landslides at Folkestone Warren. *Quart. Jour. Eng. Geol.*, 13, p. 1-31.
- HUTCHINSON, J.N., CHANDLER, M.P. and BROMHEAD, E.N. (1981): Cliff recession on the Isle of Wight SW coast. *Proc. 10th Int. Conf. Soil Mech. Found. Eng.*, Stockholm, 1, p. 429-434.
- HUTCHINSON, J.N. and GOSTELOW, T.P. (1976): The development of an abandoned cliff in London Clay at Hadleigh, Essex. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A283, p. 557-604.
- HUTCHINSON, J.N., POOLE, C., LAMBERT, N. and BROMHEAD, E.N. (1985): Combined archaeological and geotechnical investigations of the Roman Fort at Lympne, Kent. *Britannia*, 16, p. 209-236.
- HUTCHINSON, J.N. and WILSON, D.D. (1993): The influence of education and training in engineering geology on site investigation practice in Britain. *Geoscientist*, 3, p. 23-24.
- JOHNSON, R.H. (1965): A study of the Charlesworth landslides near Glossop, North Derbyshire. *Trans. Inst. Br. Geogr*, 37, p. 111-126.
- JOHNSON, R.H. and WALTHALL, S. (1979): The Longdendale landslides. *Geol. Jour.*, 14, p. 135-158.
- JONES, D.K.C. and LEE, E.M. (1994): *Landsliding in Great Britain*. London: H M S O.
- LEE, E.M., MOORE, R., BRUNSDEN, D. and SIDDLE, H.J. (1991a): The assessment of ground behaviour at Ventnor, Isle of Wight, *Int. Conf. Slope Stability Eng. - Developments and Applications*, p. 207-212, London: Thomas Telford.
- LEE, E.M., MOORE, R., BURT, N. and BRUNSDEN, D. (1991b): Strategies for managing the landslide complex at Ventnor, Isle of Wight, *Int. Conf. Slope Stability Eng. - Developments and Applications*, p. 219-225, London: Thomas Telford.

- PITTS, J. (1974): The Bindon Landslip of 1839. *Proc. Dorset Nat. Hist. and Archaeol. Soc.*, 95, p. 18-29.
- SKEMPTON, A.W. (1977): Slope stability of cuttings in brown London Clay. *Proc. 9th Int. Conf. Soil Mech. Found. Eng.*, Tokyo, 3, p. 261-270.
- SKEMPTON, A.W. (1985a): Residual strength of clays in landslides, folded strata and the laboratory. *Geotechnique*, 35, p. 3-18.
- SKEMPTON, A.W. (1985b): Geotechnical aspects of the Carsington Dam failure. *Proc. 11th Int. Conf. Soil Mech. Found. Eng.*, San Francisco, 5, p. 2581-2591.
- SKEMPTON, A.W. and HUTCHINSON, J.N. (1969): Stability of natural slopes and embankment foundations. *Proc. 7th Int. Conf. Soil Mech. Found. Eng.*, Mexico, State-of-the-Art Vol., p. 291-340.
- SKEMPTON, A.W., LEADBEATER, A.D. and CHANDLER, R.J. (1989): The Mam Tor landslide, North Derbyshire. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A329, p. 503-547.
- SKEMPTON, A.W., NORBURY, D., PETLEY, D.J. and SPINK, T.W. (1991): Solifluction shears at Carsington, Derbyshire. *Geol. Soc. Eng. Geol. Spec. Pub.*, 7, p. 381-387.
- SKEMPTON, A.W. and WEEKS, A.G. (1976): The Quaternary history of the Lower Greensand escarpment and Weald Clay vale near Sevenoaks, Kent. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A283, p. 493-526.
- VARNES, D.J. (1978): *Landslide hazard zonation: a review of principles and practice*. Paris: U N E S C O.
- VAUGHAN, P.R. (1994): Assumption, prediction and reality in geotechnical engineering. *Geotechnique*, 44, p. 573-609.
- WARD, W.H. (1948): A coastal landslide. *Proc. 2nd Int. Conf. Soil Mech. Found. Eng.*, Rotterdam, 2, p. 33-38.
- ZARUBA, Q. and MENCL, V. (1982): *Landslides and their control* (2nd ed.). Amsterdam, Oxford, Elsevier Scientific Publishing Co.

Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. John N. HUTCHINSON, Department of Civil Engineering, Imperial College of Science, Technology and Medicine, University of London.

II. Lubricants for Rockslides – Air, Granite and what not?

Theodor H. Erismann

Vorbemerkung für deutschsprachige Leser: Der Vortrag vom 5. Mai 1995 vor dem Münchener Forum "Massenbewegungen" wurde in deutscher Sprache gehalten. So ist eine Entschuldigung am Platze, wenn der folgende Text englisch abgefaßt ist und in verschiedenen Einzelheiten vom Vorgetragenen abweicht. Der Verfasser, der an einer größeren englischen Veröffentlichung über Bergstürze arbeitet, wäre aber nicht in der Lage gewesen, ein Manuskript des zur Hauptsache frei gehaltenen Vortrages zeitgerecht bereitzustellen, wenn er es nicht in Anlehnung an die im Entstehen begriffene Arbeit getan hätte. Er bittet um Verständnis.

1. Zusammenfassung

Schmiermittel für Bergstürze - Luft, Granit oder was sonst?

Aufgrund einer weit gefaßten Definition des Begriffs "Schmierung" wurden vier bekannte Vorschläge für entsprechende Mechanismen kritisch auf ihre Eignung hin untersucht. Die erforderlichen Auswertungen basierten auf Feldbefunden und experimentellen Untersuchungen, vor allem aber auf realistischen mathematischen Modellen. Es zeigte sich, daß weder ein Kissen aus komprimierter Luft noch hochenergetischer Staub in der Lage ist, eine größere Felsmasse (gleichgültig, ob kohärent oder zerkleinert) wirksam zu tragen. Dagegen ist sowohl durch Reibungswärme thermisch veränderter Fels (in geschmolzenem oder chemisch dissoziiertem Zustand) als auch vom Bergsturz aus einem wasserreichen Talboden gepreßtes Wasser durchaus als Schmiermittel geeignet. Ein Fragezeichen besteht hinsichtlich der Wirkungsdauer bei zerkleinertem Material, da das Schmiermittel in einer quantitativ schwer zu erfassenden Weise aus seiner Wirkungszone entweicht. Zudem sind Feldbefunde über dissoziierte Karbonate sehr selten (ganz zu schweigen von Wasserschmierung). Insgesamt unterstreicht die Arbeit den Wert quantitativer Methoden.

2. Summary

On the basis of an extensive definition of the term "lubrication", four well-known proposals for appropriate mechanisms were critically reviewed with respect to their aptitude for the rockslide process. The required evaluations were based on field evidence and experimental work and, in first instance, on realistic mathematical models. It became evident that neither a cushion of compressed air nor highly energetic dust are able to support efficiently a considerable rock

overthrust (no matter whether coherent or disintegrated). Contrarily, both heat-transformed rock (be it in fused or in chemically dissociated state) and water of a water-saturated valley fill, pressed out by the weight of the slide, are able to act as powerful lubricants. An open question is the duration of effectiveness with disintegrated material as the lubricant tends to escape from its zone of activity in a manner difficult to quantify. In addition field evidence about dissociated carbonates is very rare (not to speak of water lubrication). As a whole the study stresses the importance of quantitative methods.

2.1. Dedication

In the investigation of hitherto undiscussed mechanisms of lubrication, PREUSS and ABELE have demonstrated equal zeal, self-criticism, and creative power, though under extremely different conditions. Over almost twenty years PREUSS was able to work in his favourite subject, and he had the satisfaction to see the growing interest his ideas were raising in the scientific world. ABELE, on the other hand, was already fatally ill when the first sketchy publication of his new hypothesis appeared, and he was forced to leave to his friends the care of carrying through the edition of a more detailed paper. So it is with good reasons that the following study is dedicated to the memory of these two friends who are no longer able to attend to scientific workshops.

3. Introduction

Interest in the possibility of rockslide motion being lubricated has grown with the investigation of so-called long run-out events in which masses are moving far beyond the distance that could have been expected when considering the size effect (an idea first expressed by HEIM 1932, p. 121-130, and quantified by SCHEIDEGGER 1973). This fact is an important obstacle for a reliable mathematical modelling of rockslides intended to predict the threatened area. The span of uncertainty can, of course, be reduced by taking into account various morphological circumstances; however, very substantial differences still remain, and without the introduction of further mechanisms effective mathematical modelling remains hopeless. One of the possible approaches for an improvement is the study of lubrication.

Lubrication is essentially a technical term. It describes the reduction of frictional resistance by introducing a third medium (the lubricant) between the surfaces of two bodies displaced with respect to each other.

This definition offers the advantage of leaving open the technological details of the lubricant and the very mechanism of economizing frictional energy. In fact, technical bearings - in many cases rotational - display a wide variety of different solutions. Several examples will illustrate this fact: the lubricant may be a liquid of high or low viscosity (e. g. oil or water), a gas (air or other), a granular or near-to-liquid solid (graphite, grease), and it may be kept in place either by its own

coherence (oil, grease) or by external means (hydraulic pressure and sealings). In addition, a lubricant may modify its character in service (reduction of viscosity due to frictional heat) or even be generated from at least one of the two bodies by such a modification (self-lubricating materials).

The hypothetical possibilities of lubrication in rock motion are almost as many-sided as in technical applications. In considering the proposals hitherto made for lubricants (water, snow and ice, mud, clay, air, dust etc.) and for their genesis (from external sources or, be it by abrasion or by frictional heat, from the rock involved) one is tempted to use "FIRE" for heat, "WATER" for liquid, "AIR" for gas, and "EARTH" for solid and thus to subdivide the four most important groups of mechanisms according to the four classic elements postulated by Empedocles.

4. "Air"

Under the present heading a hypothesis presented by SHREVE (1968b) has to be considered in the first instance. In describing the Blackhawk rockslide in Southern California, SHREVE mentioned morphological facts pointing to an extreme concentration of velocity gradient at (or even below) the bottom of the moving disintegrated mass. So the deposits made the impression of not having been massively disturbed during their descent. For instance, "...color bands...continue from clast to clast without...offset" (SHREVE 1968b, p. 29) so that the catchword "jigsaw puzzle" was considered appropriate. As a whole the mass looked as if it had been "moved as a nearly undeforming sheet" (SHREVE 1968b, p. 30).

Such evidence, though not entirely new (HEIM 1932, p. 104-105), was impressive enough to give rise to the daring idea that the disintegrated mass, after having taken off on an appropriate "jumping hill", might have been transported over several kilometers riding on top of a cushion of compressed air.

SHREVE was aware of the fact that a crucial problem of the considered mechanism consists in the permanent tendency of compressed air to escape wherever possible. So in a further publication SHREVE (1968a, p. 653-655) gave the problem a short mathematical treatment based on the assumption of a laminar air flow through the debris as a unique escape mechanism. Without more detailed analysis a certain permeability, as known from routine experiments, was declared as plausible. The volume of trapped air was deduced from the volume enclosed below the respective ballistic trajectory and thus calculated as a function of the assumed velocity.

In spite of immediately being criticized with convincing arguments (SCHELLER 1970, p. 62-65), the compressed air hypothesis persisted for many years as an accepted school of thought. First doubts came up when long run-out slides were found on the Moon and Mars where the atmosphere, if any, is obviously unable to act as a lubricant (HSÜ 1975; LUCHITTA 1978). Certainly the fact was not conclusive as air lubrication might be just one of several mechanisms

giving rise to long run-out. So the idea of rocks riding on air still remained alive in the minds of many scientists.

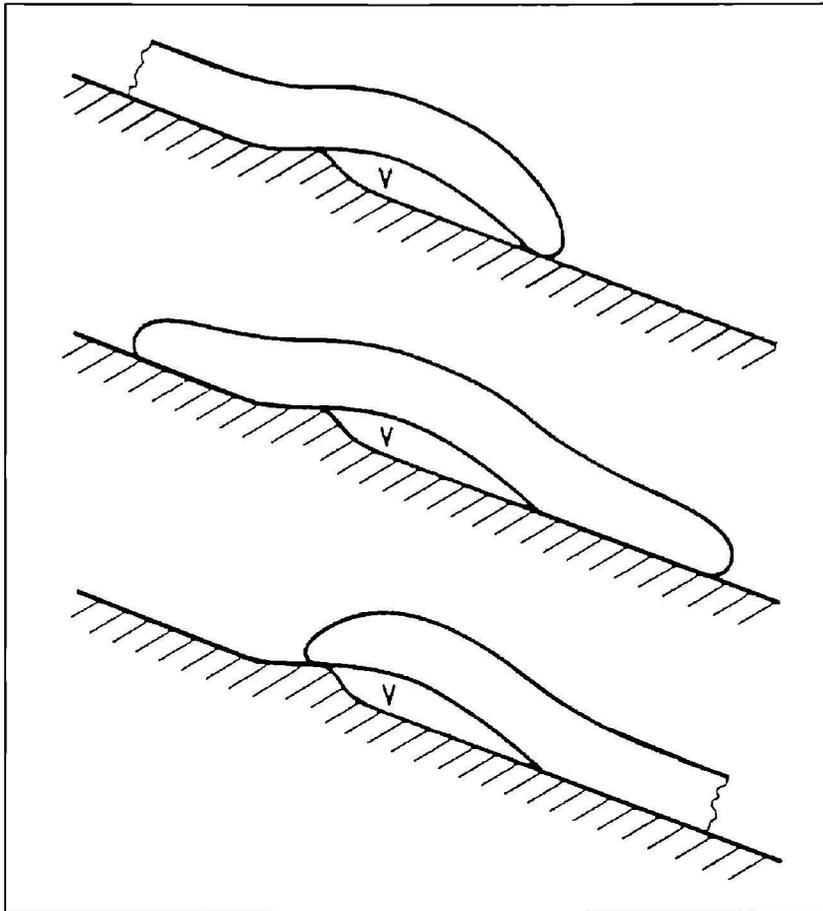


Fig. 1: Air lubrication. Rockslide mass crossing a „jumping hill“. As long as speed is not decreasing dramatically, the volume V below the mass remains approximately constant and no substantial compression of the air is possible.

Even a detailed quantitative analysis (ERISMANN 1979, p. 30-33) failed to change the situation. It is, perhaps, worthwhile to recall the most important arguments presented. It was pointed out and illustrated by a sketch (reproduced in Fig. 1) that compression can take place only if air is enclosed in a volume which is reduced during the procedure, and that the volume below a bouncing mass remains practically constant as long as the velocity of the following particles approximately equals that of the preceding ones. In other words: compression on the required scale cannot occur. Further it was stated that very thick slides can travel remarkably far while the air cushion hypothesis obviously would favour thin masses and thus contradict the size effect. Furthermore: a calculation was made for the lateral air escape from below a perfectly impermeable mass. The results were disappointing: even in the most favourable configurations the remaining thickness after 30

seconds "flight" would be at least 200 (or rather: 1000) times lower than the height of trajectory at the beginning. Accordingly, a final conclusion was given as follows: the air cushion hypothesis can no longer be considered as an explanation of the observed low coefficients of friction (ERISMAN 1979).

It is, perhaps, useful to add a further reason giving a vivid impression of what comes out when a realistic model of an air-supported dome consisting of debris is synthesized. It is nothing but a commonplace notion that, in technical applications, the tent roof of such a dome undergoes a substantial tensile stress. However, a disintegrated mass has as well as no tensile strength. So the dome, if at all formed, inevitably is torn to pieces - all the more in view of the fact that a disintegrated mass necessarily has comparatively thin portions ready to act as "safety valves".

5. "Earth"

A particularly fascinating idea for a mechanism of fluidization was based on considerations excluding conventional fluids like water or air. As a matter of fact, extraterrestrial rockslides of enormous dimensions were found both on the Moon and Mars. As neither a liquid nor an atmosphere of sufficient density could be assumed, an uplifting stress generated by a "dispersion of fine debris and... dust among the colliding blocks..." was proposed (HSÜ 1975, p. 129).

This idea was not precisely a mechanism of lubrication but rather one of fluidization. It will be observed, however, that the particular model used hereafter to demonstrate the questionable aspects of HSÜ's hypothesis (1975), though chosen for the reason of being the most promising mechanism compatible with the basic idea of dynamic fluidization, turns out to be in perfect accordance with the definition given above for a mechanism of lubrication.

To follow HÜS's line of thought it is necessary to take note of BAGNOLD's considerations on the motion of grains in a flowing *Newtonian* fluid (1954, 1956). The basis thereof were theoretical and experimental studies of the phenomena occurring in the annular space between two cylinders, one of which was rotating, the other immobile. The said space was filled with a liquid of given viscosity containing a dispersion of solid spheres. Equal densities were chosen for spheres and liquid to make the dispersion gravity-free. Obviously the contents of the annular space were undergoing a forced shearing deformation. The results thus obtained can qualitatively be expressed in two sentences.

On the one hand, the shearing stress acting upon the immobile cylinder strongly depends on the radial gradient of velocity: below a critical limit it is directly proportional, above the limit it is quadratically proportional to this gradient. This striking analogy with the respective behaviour of laminar and turbulent flow in fluids is complemented by a linear dependence on viscosity below, and on density above the critical limit.

On the other hand, the presence of a dispersion results in an additional dispersive pressure depending on velocity, viscosity, and density in a similar way as the shearing stress and being proportional thereto, though with different proportionality factors below and above the critical limit.

While BAGNOLD never mentioned the possibility of some other medium than a liquid or a gas as a basis for such dispersions, HSÜ conceived the idea that the role of a fluid might be played by fine debris as amply generated by any rockslide in the form of dust and other small particles (HSÜ 1975, p. 135).

Unfortunately, beside a tentative calculation of the dispersion's density (HSÜ 1975, p. 136), its interpretation as a "... mixture of one-third dust and stones and two-thirds air or vacuum", and the remark that one could easily fancy "...a stream of colliding blocks swimming with terrifying speeds in a sea of small stones and dry rock powder...", no details are given about the suggested mechanism. Nevertheless, the rock dust is treated as if it were a liquid, i. e. a medium able to support part of the heavy blocks and to remain free of friction in so doing and in displacing its own weight. The said calculation, though taken from BAGNOLD (1954, p. 63), has nothing to do with his equations dealing with dispersive pressure etc., but is merely the formula expressing the sliding angle for the mixture of a heavier (frictionally active) solid and a lighter (frictionless) liquid.

Further unanswered questions are raised as soon as Lunar or Martian events are considered in more detail. In fact, it should be taken into account that many relations between parameters depend on the gravity of the celestial body in question. To state two small examples: for the release of a rockslide the strength of equal materials is independent from gravitational acceleration while the weight (and thus the driving force) is proportional thereto; and, of course, the relation between kinetic and potential energy shows a similar difference. So, in order to compare comparable items, it would be necessary to know the details of a Lunar slide as well as those of a terrestrial one. Assuming, for instance, congruent geometry on the Earth and on the Moon, a given obstacle might be cut away by the terrestrial slide while it would stop the Lunar event owing to lack of kinetic energy. Thus the comparison of rockslides on different celestial bodies turns out to be more difficult than it might appear at first sight.

This problem is further complicated by another fact. The size of the best-known extraterrestrial events (GUEST 1971; HOWARD 1973; LUCHITTA 1978) exceeds that of the largest slides on Earth by so much that the extrapolation of the size effect becomes more than questionable. We simply do not know whether the Tsiolkovski slide on the Moon, with a mass sixty times that of Saidmarreh on the Earth, when looked at from a Lunar point of view, really is a long run-out event or not.

Eventually, an important difference between rockslides with and without atmosphere consists in the aerodynamic drag of dust particles. This drag is directly proportional to both the density of the respective medium and the cross section of

the body, and quadratically proportional to the velocity. For geometrically similar particles consisting of equal materials and moving at equal (turbulent, subsonic) velocities this means that the aerodynamic deceleration is inversely proportional to the linear dimensions. For instance, a dust particle of 1mm diameter is decelerated a thousand times faster than a block of 1m diameter. So the aerodynamic drag in free motion through the air very quickly consumes the kinetic energy of small particles. In a vacuum, on the contrary, such particles, if equal initial velocities and the absence of collisions are assumed, achieve trajectories of equal size as the largest blocks. In addition, owing to their minute mass, small particles, in case of collisions, may be accelerated to substantially higher velocities than large boulders. The final issue is clear: the clouds of dust are replaced by a far-reaching spreading of small debris over the surrounding landscape, and it becomes questionable whether the dust for the proposed mechanism is at all available.

In spite of such disappointing results, a conclusive rejection of HSÜ's idea would remain uncertain if not based on physically indisputable factors. Several authors have dealt with a mechanism promising an effect more or less similar to that of a Bagnoldian fluid, namely the action of many small particles moving at high velocities and thus producing an effect comparable with that of fluid molecules. A detailed discussion of these studies would exceed the size reserved for the present paper. Jet certain weak points excluding their straight-forward application should be mentioned: concentration on velocity in an experiment with dominating influence of acceleration (DAVIES 1982); use of spheres to simulate debris playing volleyball with overburdens of many millions of tons (DENT 1985; CAMPBELL 1989).

To obtain a definite answer a seemingly absurd model will turn out as being useful (Fig. 2). Let m_1 be a large, more or less coherent mass and m_2 , far smaller than m_1 , the sum of many minute masses, rapidly moving up and down in the free space between m_1 and the horizontal ground, thus alternatively colliding with both and, in doing so, holding m_1 suspended. Further assume the negligibility of the energy required for the following mechanisms: disintegration of rock into small particles; friction between m_2 and its collision partners; other than strictly vertical relative displacements of m_2 with respect to m_1 ; collisions between particles belonging to m_2 ; necessity to overcome gravitation when accelerating m_2 upwards. It will be observed that according to these assumptions practically nothing but the energy W_2 , lost in frictionless, though not perfectly elastic, collisions, has the capacity of remaining non-negligible. However, W_2 necessarily includes a subsidiary mechanism of some kind required to make up, immediately after each collision, for the energy lost in colliding; and this mechanism necessarily must work by transforming potential energy of m_1 (via kinetic energy of m_1) into kinetic energy of m_2 . In the present context, however, no further details of such a mechanism are required besides its overall energetic efficiency e_1 .

It is needless to say that the assumption of a horizontal ground makes sense, various well-known slides having run out quite far on extremely mild and even on slightly ascending slopes.

To facilitate understanding of the following reasoning it is, perhaps, helpful (though by no means necessary) to consider the particles of m_2 as moving up and down in unison (thus adequately represented by a single mass in Fig. 2). In the energy balance appear the following parameters: both masses, the vertical velocity u of m_2 , the free space s for the motion of m_2 , the run-out duration t , the energetic restitution coefficient of collisions e_2 (i. e. the fraction of kinetic energy available after a collision), the total altitude difference Δz , and the energy $W_1 = m_1 * g * \Delta z$ resulting from the descent. On this basis the force exerted upon m_1 can be calculated and, by equalling it with the weight of m_1 , the quotient

$$W_2 / W_1 = 0.5 * \Delta t * (1 - e_2) * \sqrt{(s * g * m_1 / m_2)} / (\Delta z * e_1)$$

is obtained. It expresses the fraction of the total available energy consumed by running the supporting mechanism.

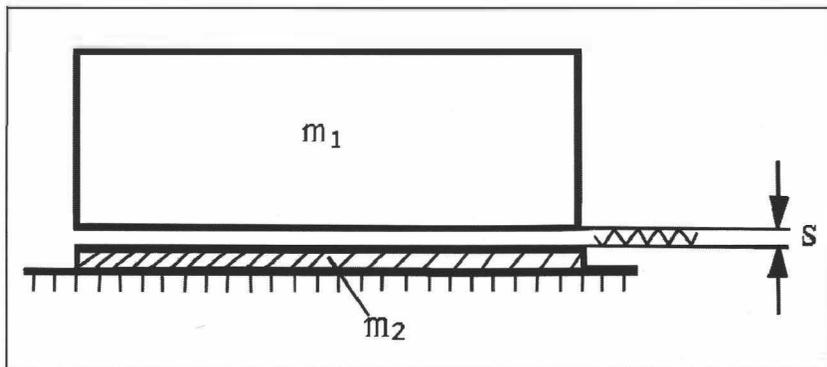


Fig. 2: Lubrication of large mass m_1 by collisions with highly energetic small mass m_2 .

To obtain significant numerical results the parameters have to be considered in some more detail. In the case presented here as far as possible typical values were chosen. The remaining parameters were based on experimental results or, if no other information was available, estimated after careful consideration of the circumstances (to quote an example: the free space s hardly can be less than 1m without permanently impeding the correct function of the mechanism by direct collisions between protruding parts of m_1 and the ground). With $\Delta t = 60s$, $\Delta z = 1000m$, $e_1 = 0.25$, $e_2 = 0.2$, $s = 1m$, and $m_1 / m_2 = 10$ the above equation yields $W_2 / W_1 = 0.95$, a most disappointing result. In fact, if the model of a hypothetical energetic system, in spite of deliberate neglect of substantial losses, requires an energy demand practically equal to the total available energy, something serious must be wrong with the mechanism.

In other words, the chance of an artificial "fluid" consisting of fine dry debris acting as a lubricant for a disintegrated rockslide mass is not better than that of

trapped air. It is needless to say that an integral fluidization, characterized by embracing all parts of a mass instead of the minute fraction as needed for a mere lubrication, would require a substantially higher amount of energy - not to speak of the complexity of a mechanism able to energize the interstitial dust in a proper manner.

6. "Fire"

First publications demonstrating the importance of heat in rockslide mechanics date from the late sixties. HABIB (1967, p. 151-153, 1975) proposed lubrication by evaporating water, including plausible calculations without and with heat conduction, and introducing for the last-mentioned case a critical velocity at which a balance is obtained between heat generated by friction and lost by evaporation and diffusion. A remarkable result consists in the fact that critical velocity was shown to be far below the range typical for rockslides. Almost simultaneously GOGUEL (1969, p. 154-160), in a study dealing more generally with the role of water and heat in tectonic phenomena, mentioned various consequences of frictional heat (dehydration, evaporation, chemical dissociation), and drew attention to the balance between generation and diffusion of the respective products as a cardinal problem of heat in frictional systems. In the same context he pointed out that very high degrees of impermeability at the bottom of slides may be the consequence of compaction. A strong point of the mentioned studies consists in the fact that lubrication by vapour automatically takes place at the points needing it, namely the protruding edges. An inherent difficulty is given by the almost complete absence of traces recognized as typical: searchers dealing with events potentially lubricated by evaporation are reduced to the general morphological situation and to mathematical modelling. In this last respect an extension of the above studies might be of great use.

The next phase of research dealing with heat-initiated lubrication can be assumed as more or less known. Most readers are informed about the so-called pumice (fused rock) of Köfels that, in the course of growing field experience, changed from "volcanic remnants" (PICHLER 1863, p. 591-594) to an "impactite" generated by a meteorite (SUESS 1937; STUTZER 1937; MILTON 1965; KURAT and RICHTER 1968, 1972) and, under the impression of evidence first reported by PREUSS (1971, 1974), to a "frictionite", defined as an "at least partially melted product, generated by friction near the surface as a consequence of exogeneous processes exclusively resulting from terrestrial gravitation", or, in other terms, as rock fused on the sliding surface of a rockslide (ERISMANN et al. 1977).

The last-mentioned publication made clear that in view of the morphological situation only a rockslide could have generated the melt, that a meteorite (if any) only could have acted as a trigger, and - on the basis of an elaborate physico-mathematical model - that under the most probable circumstances melting could have occurred after a remarkably short distance travelled. In addition, various assumptions made by the research team [PREUSS, HEUBERGER and

ERISMANN] in the course of the investigations were confirmed. New findings of fused material were made in places where they had been expected (Fig. 3). The experimental simulation of frictionite generation with an appropriate set up (Fig. 4) was remarkably successful: even with surprizingly low simulated thickness (least value: 25.5m) and comparatively low velocity (about 10m / s) rock from Köfels was melted after several meters of travel (i. e. in fractions of a second). Finally, the findings in Langtang Valley (Central Himalaya, Nepal, originally published by SCOTT and DREVER 1953), could be interpreted as a further support to the frictionite hypothesis (MASCH and PREUSS 1974, 1977; HEUBERGER et al. 1984).

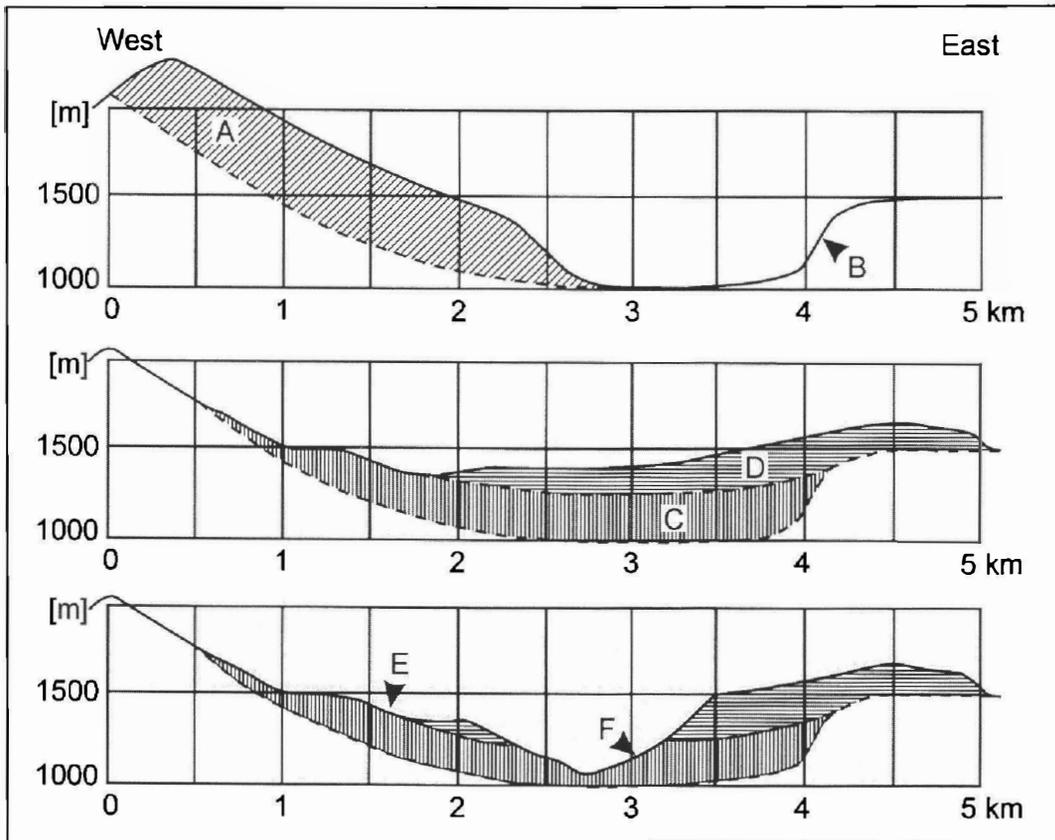


Fig. 3: Longitudinal section through rockslide of Köfels. From top to bottom: before event, immediately after event, at present. A: initial position of mass; B: steep slope on opposite side; C: bottom portion of mass; D: top portion of mass; E: main secondary sliding surface (where frictionites were found); F: shattered rock in „Maurach“ gorge retaining original fabric (with minor secondary sliding surface where frictionites were predicted and found).

For the aspect of lubrication one result of the said experiment was unexpectedly interesting. As the tests were run with complete measuring instrumentation, the coefficient of friction could be deduced from the results. It turned out to depend strongly on the simulated material thickness, and the dependence pointed to a size

effect: the higher the chosen thickness, the smaller was the coefficient of friction (Fig. 5). Obviously a mechanism of self-lubrication by melting rock was involved. This result not only was in perfect agreement with field evidence, it also encouraged more detailed studies of the processes in the vicinity of the sliding surface (ERISMANN 1979, 1980) aiming directly at the prediction of the area threatened by an expected rockslide.

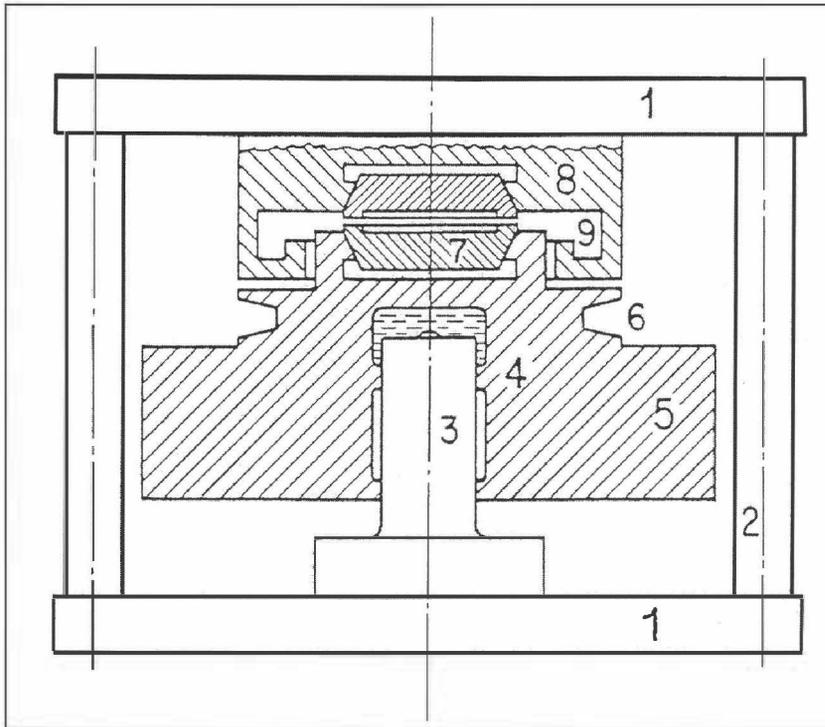


Fig. 4: Section through set-up for generating artificial frictionite: 1: platens; 2: columns; 3: immobile servo-hydraulic piston; 4: rotating servo-hydraulic actuator (able to apply programmed load in few milliseconds); 5: flywheel; 6: groove for driving belt; 7: specimens (gneiss from Köfels); 8: gripping device for immobile specimen; 9: groove for retaining debris.

In this context was included the testing of a further hypothesis. Obviously the considerations hitherto made are valid only for a material able to melt, i.e. for crystalline rock. The majority of rockslides, however, occur in carbonate. And carbonate, when heated, usually dissociates chemically instead of melting (the last-mentioned being improbable in rockslide conditions, KELLER 1981). A typical formula is $\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{CaO} + \text{CO}_2$. So the question arose what would happen with a material producing a solid powder of CaO and large quantities of gaseous carbonic acid in sliding downhill. It could by no means be excluded that a "Hovercraft" gas lubrication was active under favourable conditions. Field evidence, however, was completely lacking: even the bare fact of dissociation seemingly never had been observed in connection with a rockslide until HEWITT (1988, p. 66), in describing

a series of three consecutive slides in the Karakoram, reported that he had burnt his skin by touching unslaked lime. He also remarked that "...naturally generated limes in large landslides may easily go unreported...". In fact, CO_2 rather quickly escapes into the atmosphere, and CaO , under the influence of atmospheric agents (water and carbonic acid), is recycled to limestone so that, after a short time, no evidence of the transformations having taken place is perceptible. In view of the size effect being observed both in crystalline and carbonate rock, it was decided to treat both possibilities in parallel.

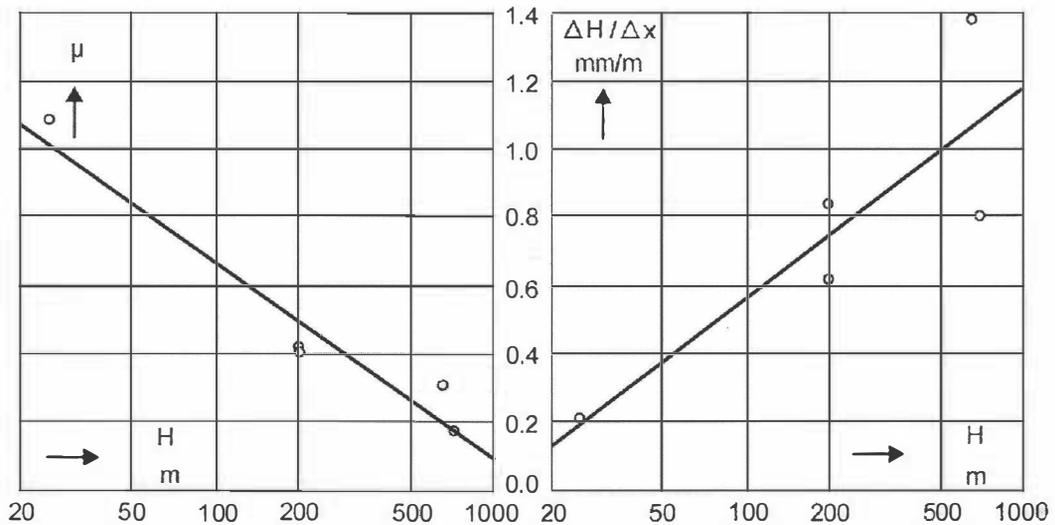


Fig. 5: Lubrication by fused rock. Results obtained with set-up according to Fig. 4. Coefficient of friction (left) and quotient H / x (right; H = abrasion; x = sliding displacement) as a function of simulated thickness H of mass. Circles are measured points. Lines are obtained by regression.

In connection with the work done by HABIB and GOGUEL it is interesting to compare the energy demands for transforming various candidate materials. The following approximate values in kJ / kg (partially taken from ERISMANN et al. 1977, p. 35) give an overview.

| | |
|--|------|
| Melting of ice | 330 |
| Melting of Köfels gneiss, including quartz | 1280 |
| Dissociation of CaCO_2 under atmospheric pressure | 1275 |
| Dissociation of CaCO_2 under 500m rock | 1380 |
| Evaporation of water under atmospheric pressure | 1840 |

It will be observed that the differences, besides the unrivalled "cheapness" of ice, are surprisingly low.

The investigation then turned to the quantitative application of self-lubrication in practical use (ERISMANN 1979, p. 34-43, 1980). The basis for calculation was given by a simple reason: frictional heat generates per unit of time a certain amount of liquid or gaseous lubricant, thus building up a certain pressure; the said pressure, in helping to support the overburden mass, reduces both the friction and the rate of lubricant generation; in addition, it forces the lubricant to escape by any available passage. So it becomes obvious that for any given configuration of parameters there is a state of equilibrium characterized by equal values for generation and escape of lubricant. In such instances, in the fundamental differential equation

$$dv / dt = g * (\sin\beta - \mu_{\text{eff}} * \cos\beta)$$

the effective (i.e. thickness- and velocity-dependant) coefficient of friction can be expressed by

$$\mu_{\text{eff}} = \mu * (1 - p_L / p_M)$$

where μ is Coulomb's coefficient of friction, p_L the pressure in the lubricant, and p_M the compressive strain in the solid-to-solid contact area. In the first equation v is velocity, t is time, g is gravitational acceleration, and β the local slope angle. It will be observed that the second equation is correct only if μ , in spite of the generation of lubricant, remains unchanged in the solid-to-solid contact surfaces and, in addition, if two assumptions are justified, namely that the solid-to-solid contact area is small in comparison with the total area of the mass; and that the hydrodynamic (or gas-dynamic) resistance of the lubricant is small in comparison with the solid-to-solid friction. These and less important simplifications were accepted on the basis of quantitative preliminary considerations.

While generation of lubricant (no matter, whether by fusion or by dissociation) could reasonably well be dealt with by energetic considerations, the main difficulty lay on the escape side of the lubricant balance. To quote only the most important problems: as at the time no data could be made available about the viscosity of fused rock as well as the - notoriously low, but never quantified - permeability of the bottom layers in a disintegrated mass, calculations had to be based on as plausible assumptions as could be imagined. For the question of viscosity a "worst case" (from the point of view of good load-bearing quality of lubrication) was introduced by basing the calculation on a liquid of no viscosity at all. In parentheses it must, however, be remarked that viscosity has two aspects in high-speed lubrication, no matter whether natural or technical: on the one hand a highly viscous lubricant is easily kept in place, it escapes slowly and thus grants a high load bearing quality; on the other hand high viscosity increases resistance against the lubricated motion. Concerning the permeability (which, of course, has little to do with conventionally determined permeability figures), in spite of a careful estimation of parameters, it was clear that the results obtained were far from being applicable for prediction of future events (ERISMANN 1979, p. 39). In other terms: certainly fused rock has to be considered as a powerful lubricant in those cases of cubic-kilometer slides in which coherent and remarkably straight layers of

frictionite have been observed or may be assumed with good reasons (Köfels, Langtang), but there is, for the time being, no sufficient evidence to consider this mechanism as an universal working principle. This is true especially for disintegrated material. In spite of being theoretically even more promising (ERISMANN 1979, p. 41-43), gas lubrication, owing to its inherent evasiveness in offering field evidence, provisionally remains only an enticing field for future research.

7. "Water"

Not many keywords are more frequently used in connection with downhill mass movements than "water". It seems that the role of water as an efficient lubricant is usually taken for granted, although its particular qualities in this field are seldom considered in detail.

One of these particular qualities consists in a very low viscosity of 0.00134 kg / (ms). It is with good reason that the attribute "watery" is used for low-viscosity liquids. In accordance with the general remarks made about the viscosity of lubricants in the context of "FIRE", low viscosity means that water, so long as a not too thin layer is involved, on the one hand will allow the relative displacement practically unhindered, but, on the other hand, will escape very quickly under overthrust load if not maintained in place or continually supplied in sufficient quantity. So dealing with water as a lubricant in rockslides mainly consists in detecting circumstances under which water has a chance to contribute in supporting the overburden load for a sufficient time to exert a perceptible influence upon the effective coefficient of friction.

In terms of practical application: the presence of abundant water undoubtedly may favoure a mass-motion in the course of seconds, but its effectiveness over several kilometers in a long run-out can only be confirmed after critical analysis of the circumstances.

Probably the most promising mechanism in this context has been proposed by ABELE (1991, p. 33), initially in a rather general form, though already declared as "a kind of self-lubrication" and based on three cases of impressive field evidence, and later in a theoretically more elaborate form and backed up by further observations (1997). The idea, as illustrated in Fig. 6, needs little comment. When a rockslide, usually having acquired a disintegrated state, reaches a valley floor with a water-saturated fill of gravel and/or finer material, two mechanisms are started: on the one hand, parts of the fill, mixed with water, are pushed forth like a bow wave; on the other hand, the remaining fill is compressed under the weight of the slide. The first mechanism obviously has a rather turbulent character so that disintegrated rockslide material is mixed with valley fill and generates an unstratified deposit that, according to the local circumstances, may or may not be graded. The second mechanism can be compared with the compression of a water-saturated sponge: water is pressed out, and its pressure contributes to support the

mass of the slide, thus acting as a lubricant in the true sense of the word. (The term "self-lubrication", however, is not entirely correct as the lubricant is not generated from the moving mass.)

Once more, it is most important to remember the fact that the pressurized water tends to escape by any practicable passage. Owing to the normally reduced permeability in the sole of the mass and the back-pressure of the bow wave mentioned above, the most important (though not unique) possibility of escape is lateral. If the valley is wide in comparison with the moving mass (Fig. 6B), the lateral displacement of water will induce a secondary lateral motion of the slide riding on its top. The result is lateral spreading, and the formation of longitudinal grabens is probable. If, by contrast, the valley is narrow, its channelling effect reduces the possibility of lateral escape so that an ideal configuration for retaining the water in the lubricating zone is created (Fig. 6A). But even in such instances the continuous escape of water cannot be sealed completely, so that the leading portion of the rockslide mass, owing to its overriding fresh portions of valley fill, is kept lubricated. A further consequence is a tendency of the mass to be elongated so that finally lateral grabens may be formed before the unavoidable cessation of lubrication.

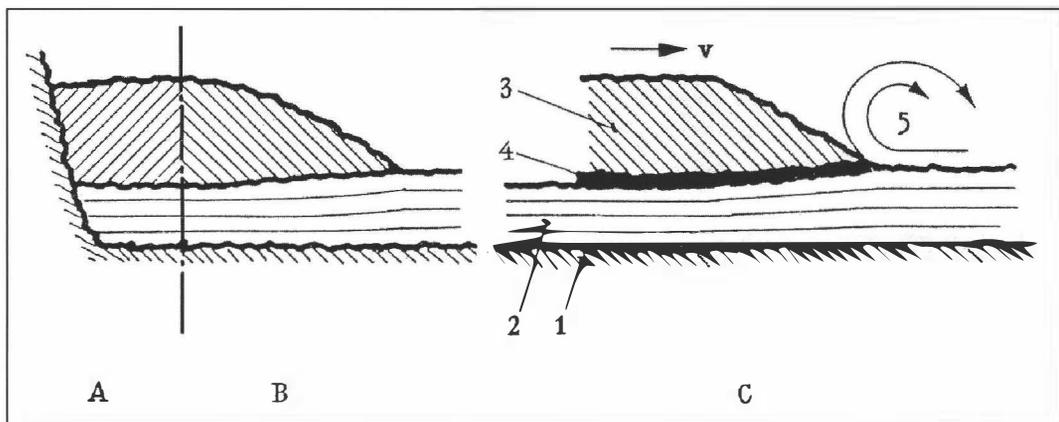


Fig. 6: Lubrication by water of saturated valley-fill. A: section across narrow, channelling valley; B: section across wide valley; C: longitudinal section; V = velocity of slide; 1: bedrock; 2: fill; 3: rockslide mass; 4: comparatively impermeable bottom layer; 5: turbulent „bow wave“.

Such pull-apart structures are particularly well developed in the young Tschirgant rockslide (radiocarbon age about 3000 years B.P., PATZELT and POSCHNER 1993). In certain cases, grabens were completely opened so that a water jet, carrying along gravel, was pressed out at high velocity, a process that, by its safety-valve function, necessarily cut short the lubrication. So the jet was overrun by the next-following portion of rockslide debris. Naturally the material in the arrested jet is graded according to the degree of being dragged upward by the water (i. e. coarse at the base). A further example described by POSCHINGER

(1991) refers to a slide near Altenau (Bavaria) where a pull-apart mechanism resulted in deposits shaped like the fingers of an enormous hand.

For the time being, mathematical modelling of the proposed mechanism is not very advanced. At least it can be stated on the basis of preliminary calculations that a highly efficient initial lubrication may be expected. This fact is due to a high apparent elasticity module of the water involved. As the valley fill contains only a small water volume while the water surface exposed to the weight of the rockslide mass exceeds by far that of the respective rock-to-rock contact, the water behaves as if it had an elasticity module several times higher than under normal conditions. Elasticity is however not the only source of yielding in the gravel: local stress concentrations evoke crushing, and the compacting effect of a heavy overburden load induces displacements of particles. (The preliminary calculation was made with local crushing as a unique (and easy-to-obtain) compacting parameter; nevertheless an unexpectedly high initial support by water was obtained.)

By contrast, the small volume of available water excludes an ample supply over a considerable time, and as a consequence the duration of effective lubrication is short, resulting in enhanced lubrication of the distal end of the mass and, above all, a particularly powerful lubrication in high-speed events.

8. Conclusions

Lubrication must be considered as perhaps the most promising candidate for an explanation of the long run-out problem. In this context the consideration of giant extraterrestrial rockslides has to be treated with caution, as various circumstances differ greatly from those on Earth.

Lubrication is a question of balance between the availability and the escape of lubricant, no matter whether it is stored permanently in the system or continuously generated (or supplied) during an event. Thus rapidly moving masses normally have a better chance of being well-lubricated than slower ones. While quantification of storing, generating, or supplying is usually feasible, the parameters determining escape are far more difficult to ascertain, even if the correct mechanisms are well known. Lubrication by compressed air is revealed as ineffective owing to the absence of an appropriate compressing mechanism and to the possibility of rapid escape, be it laterally or through a dome-shaped mass with no tensile strength, as demonstrated by mathematical modelling.

Lubrication (not to speak of fluidization) by small, highly energetic particles is also ineffective, as the energy required to re-accelerate the rapidly moving particles after collisions with the ground and the overburden mass is an order of magnitude more than the total available energy supplied by gravity, also shown by mathematical modelling.

Lubrication by melted snow or ice can be observed in various cases. Lubrication by fused rock is, at least, very probable in large crystalline rockslides moving as a

coherent or otherwise compact mass. How far it is active in smaller events and how far other cases of lubrication by heat (evaporation of water; dissociation of carbonate) exist, remains an open question owing to the practically inexistent traces left by the respective mechanisms. Mathematical modelling is usually easy for generation but problematic for the escape of the lubricant.

Lubrication by water of a water-saturated valley fill, on the basis of preliminary calculations, has to be considered as a promising mechanism. Once more, an open question lies in the rate of escape of the lubricant.

The present study, though originally initiated by morphological evidence, uses mathematical modelling as the main approach. It is observed that the power of this approach not only depends on a realistic set up of calculation programs but also on the availability of the main parameters. This favours critical analyses in comparison with developing new hypotheses: a hypothesis becomes questionable if only one necessary link in the line of argument is proved to be wrong; in contrast, to make a new hypothesis acceptable, a completely new line of reasoning has to be developed, and each link has to be adequately modelled.

9. References

ABELE, G. (1991): Durch Bergstürze mobilisierte Muren und durch Muren transportierte Bergstürze. Annual Rep. 1989-1990, Oesterr. Geogr. Ges., Zweigverein Innsbruck, p. 33-39.

ABELE, G. (1997): Rockslide movement supported by mobilization of groundwater-saturated valley floor sediments. *Zeitschr. f. Geomorphologie*, 41, p. 1-20.

BAGNOLD, R.A. (1954): Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proc. R. Soc. London, A*, 225, p. 49-63.

BAGNOLD, R.A. (1956): The flow of cohesionless grains in fluids. *Proc. R. Soc. London, A*, 249, p. 235-297.

CAMPBELL, C.S. (1989): Self-lubrication for long run-out landslides. *The Jour. of Geol.* 97, 6, p. 653-665.

DAVIES, T.R.H. (1982): Spreading of rock avalanche debris by mechanical fluidization. *Rock Mechanics*, 15, p. 9-24.

DENT, J.D. (1985): Flow properties of granular materials with large overburden loads. Script, Dep. of Civ. Eng. / Eng. Mech., Montana State University.

ERISMANN, T.H. (1979): Mechanisms of large landslides. *Rock Mechanics*, 12, p. 15-46.

ERISMANN, T.H. (1980): Der Gefahrenbereich grosser Bergstürze. EMPA Anniversary S. 1880-1980, Dübendorf (Switzerland), p. 270-277.

- ERISMANN, T.H. et al. (1977): Der Bimsstein von Köfels (Tirol), ein Bergsturz-
"Friktionit". *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 24, p. 67-119.
- GOGUEL, J. (1969): Le rôle de l'eau et de la chaleur dans les phénomènes tectoniques.
Rev. de Géol. Phys. et de Géol. Dyn., 2, p. 153-164.
- GUEST, J.E. (1971): Geology of the farside crater Tsiolkovski. In: FIELDER, G. (ed.):
Geology and Physics of the Moon. Elsevier, Amsterdam, p. 93-103.
- HABIB, P. (1967): Sur lo mode de glissement des massifs rocheux. *C. R. Acad. Sc. Paris*,
264, A, p. 151-153.
- HABIB, P. (1975): Production of gaseous pore pressure during rock slides. *Rock
Mechanics*, 7, p. 193-197.
- HEIM, A. (1932): *Bergsturz und Menschenleben*. FRETZ and WASMUTH, Zürich.
- HEUBERGER, H. et al. (1984): Quaternary landslides and rock fusion in central Nepal
and in the Tyrolean alps, In: *Mountain research and development*, 4, Boulder, p. 345-362.
- HEWITT, K. (1988): Catastrophic landslide deposits in the Karakoram Himalaya. *Science*,
242, p. 64-67.
- HOWARD, K. (1973): Avalanche mode of motion: implications from lunar examples.
Science, 180, p. 1052-1055.
- HSÜ, K.J. (1975): Catastrophic debris streams generated by rockfalls. *Geol. Soc. of
America, Bull.* 86, p. 129-140.
- KELLER, J. (1981): Carbonatic volcanism in the Kaiserstuhl alkaline complex. In: *Journal
of Volcanology and Geothermal Research*, 9, 423-431.
- KURAT, G. and RICHTER, W. (1968): Ein Alkalifeldspat-Glas im Impaktit von
Köfels/Tirol. *Naturwiss.*, 55, p. 490.
- KURAT, G. and RICHTER, W. (1972): Impaktite von Köfels, Tirol. *Tschermaks Min.
Petr. Mitt.*, 17, p. 23-45.
- LUCHITTA, B.K. (1978): A large landslide on the Mars. *Geol. Soc. of America, Bull.* 89,
p. 1601-1609.
- MASCH, L. and PREUSS, E. (1974): Rocks and rock formation in an example of
frictional fusion on a thrust plane in Langtang Himal, Nepal. *IMA-Meeting, Collected
Abstracts*, p. 193.
- MASCH, L. and PREUSS, E. (1977): Das Vorkommen des Hyalomylonits von Langtang
Himal, Nepal. *N. Jahrb. Min.* 129, 3, p. 292-311.
- MILTON, D.J. (1965): Fused rock from Köfels, Tyrol. *Tshermaks Min. Petr. Mitt.*, 9, p.
86-94.

- PATZELT, G. and POSCHNER, G. (1993): Der Tschirgant-Bergsturz. Arbeitstagung Geol. B. -A., Geologie des oberinntaler Raumes – Scherpunkt Blatt 144 Landeck, Exkursionsbericht, Wien, p. 209-215.
- PICHLER, A. (1863): Zur Geognose Tirols. Jahrb. der K. K. Geol. Reichsanstalt, Vienna, p. 591-594.
- POSCHINGER, A. v. (1991): Zur Genese der Köchel von Altenau bei Unterammergau, Geol. Bau., 96, München, p. 215-221.
- PREUSS, E. (1971): Über den Bimsstein von Köfels/Tirol. Fortschr. Min., 49, Beiheft 1, p. 70.
- PREUSS, E. (1974): Der Bimsstein von Köfels im Ötztal/Tirol. Die Reibungsschmelze eines Bergsturzes. Jahrb. z. Schutze d. Alpenpfl. u. -Tiere, München, 39, p. 85-95.
- SCHEIDEGGER, A.E. (1973): On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides. Rock Mechanics, 5, p. 231-236.
- SHELLER, E. (1970): Geophysikalische Untersuchungen zum Problem des Taminser Bergsturzes. Doctor's Thesis, ETH, Zürich.
- SCOTT, J.S. and DREVER, H.I. (1953): Frictional fusion along a Himalayan thrust. In: Proceedings of the Royal Society, 65, B, Part 2, 121-142.
- SHREVE, R.L. (1968a): Leakage and fluidization in air-layer lubricated avalanches. Geol. Soc. of America Bull., 79, p. 653-658.
- SHREVE, R.L. (1968b): The Blackhawk Landslide. Geol. Soc. of America, Spec. Paper 108, p. 1-47.
- STUTZER, O. (1937): Die Talweitung von Köfels im Ötztal (Tirol) als Meteorokrater. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 88, p. 523-525.
- SUESS, F.E. (1937): Der Meteorokrater von Köfels bei Umhausen im Ötztale. Tirol. N. Jahrb. für Min. Geol. Paleont., 72, A, p. 98-155.

Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Theodor H. Erismann, Tannenstraße 27, CH-8212 Neuhausen.

III. Die geologisch-geotechnische Erkundung von Großhangbewegungen

Möglichkeiten - Ergebnisse – Probleme

Michael Moser

1. Einleitung, Problemstellung

Obwohl Großhangbewegungen im alpinen Raum immer wieder eine meistens unerwartete, aber massive Beeinträchtigung der alpinen Umwelt dargestellt haben, sind detaillierte, besonders quantitative Untersuchungen erst seit etwa 20 Jahren vorgelegt worden. Die ersten qualitativen Untersuchungen reichen schon in die 40er und 50er Jahre zurück und sind u.a. mit den Namen AMPFERER (1939), STINI (1941) und HORNINGER (1958) verknüpft. Eine detaillierte Untersuchung sollte zahlreiche Aspekte berücksichtigen, die häufig nur in interdisziplinärer Zusammenarbeit und über längere Zeiträume zu verwirklichen sind. Die Möglichkeiten reichen dabei von geologisch-morphologischen, boden- und felsmechanischen, über geophysikalische und geodätische bis hin zu geotechnischen Methoden.

Welche Hangbewegungen sollen hier betrachtet werden?

Großhangbewegungen in Form von:

- Talzuschüben ("sagging of mountain slopes")
- Blockbewegungen, Bergzerreißungsfelder ("mountain splitting areas")
- Schuttströme ("earth flows")

Nicht betrachtet:

- spontane, kleinflächige Hangbewegungen in Lockergesteinen ("landslides")
- Muren ("debris flows")
- Oberflächenkriechen ("superficial creep")
- Fels- und Bergstürze ("rockfalls")

Definitionen:

Talzuschiebe ("sagging of mountain slopes")

Talzuschiebe sind großflächige (z.T. mehrere km²) und tiefgreifende (z.T. >100 m) Hangbewegungen. Hierdurch wird eine tiefgreifende Deformation der Gebirgshänge bewirkt, wobei es aber nicht zu einem Bruch kommt wie bei Bergstürzen, wo die zumeist nischenförmige Anbruchsfläche und die daran anschließende Gleit- und Sturzbahn ausgeprägt ist. Zu beobachten sind diese tief in den Gebirgskörper eingreifenden Massenbewegungen vor allem in Glimmerschiefern, Gneisen und Phylliten. Bei der Betrachtung der verformten Masse als Ganzes bleibt der Zusammenhang gewahrt, doch kann im Maßstab von Felsaufschlüssen eine Auflösung der kontinuierlich erscheinenden Verformung beobachtet werden.

Schuttströme ("earth flows")

Bei Schuttströmen handelt es sich um plastische, feinkörnige Massen, die sich in Hangmulden oder Hangeinschnitten unmerklich langsam bis mäßig schnell abwärts bewegen und sich dabei gletscherähnlich der von ihnen benutzten Depression anschmiegen. Die fließende Masse hat seitlich scharfe Begrenzungslinien. Der Ursprung liegt zumeist in einer weit gespannten Mulde, wo sich mächtige, zumeist feinkörnige, tonige Verwitterungs- und Hangschuttmassen im Laufe der Zeit gebildet haben. Weit verbreitet und z.T. mit katastrophalen Folgen für Siedlungen und Verkehrswege sind solche Schuttströme z.B. in den Flyschgebieten der Karpaten, in der Hallstätter Zone und in der Flyschzone von Oberösterreich, wo mächtige pelitische Tonschiefer und Mergelserien entwickelt sind. Die Ausmaße solcher Schuttströme können erheblich sein (z.B. Handlova 1960/61: Länge 2.000 m, bewegte Kubatur 14,5 Mio. m³, Tiefe je nach Lage 7-25 m). Die Hangneigungen überschreiten selten 15°.

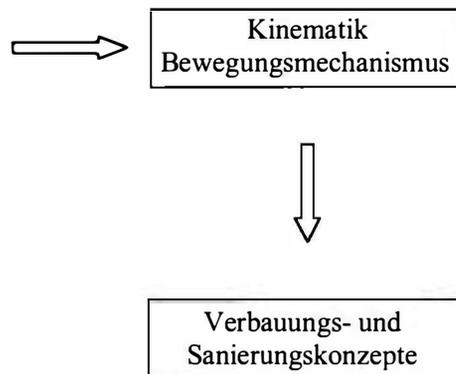
Bergzerreißungsfelder, Blockbewegungen ("mountain splitting areas")

Das Ablösen mächtiger Felstürme von den Rändern spröder Gesteinsplatten, die auf weichen, duktilen Schichtabfolgen lagern, stellt im alpinen Bereich in mehreren Gebieten eine akute Gefährdung von Siedlungen und Verkehrswegen dar. Zum einen muß sowohl das Instabilwerden der an sich festen Deckplatte durch die Felsturmablösung und resultierende Fels- und Bergstürze als potentielle Gefahrenquelle angesehen werden, andererseits können dadurch Massenbewegungen (Schuttströme, Muren) in den weichen inkompetenten Gesteinsabfolgen ausgelöst werden (HUTCHINSON 1988).

2. Ziele der Untersuchung

Obwohl sich bei oben genannten Hangbewegungen Schwerpunkte der Untersuchungsinhalte ergeben, wird folgendes Untersuchungsprogramm i.a. zielführend sein:

- oberflächliche Ausdehnung und Art der Hangbewegung
- morphologische Ausbildung der Hangbewegung
- geologisch-geotechnische Eigenschaften des Gebirges in den verschiedenen Zonen der Hangbewegung
- mechanische Eigenschaften
- Bewegungsablauf an der Oberfläche
- Bewegungsablauf nach der Tiefe
- Einfluß externer Faktoren auf die Hangbewegung
- Tiefgang der Hangbewegung
- räumliche Geometrie des Massenkörpers
- Lage und Form der Gleitzonen



Da es sich bei diesen Hangbewegungen um dauernd aktive bzw. um periodisch aktive Prozesse handelt, wird es eine Hauptaufgabe sein, fundierte Hinweise zur Kinematik und dem Bewegungsmechanismus zu erhalten. Oben genannte Untersuchungen sind gerade für die Praxis notwendig, da für sinnvolle Verbauungsmaßnahmen der Prozeß und der Mechanismus der Hangbewegung bekannt sein müssen. Die Auswirkungen solcher Großhangbewegungen auf die alpine Umwelt sind z.T. sehr einschneidend, wie am Beispiel der Reppwand-Gleitung/Kärnten gezeigt werden kann (Abb. 1).

Nachfolgend werden für einige Untersuchungsschwerpunkte Ergebnisse, aber auch Probleme der hier angesprochenen Großhangbewegungen mitgeteilt.

2.1. *Morphologische Ausbildung der Hangbewegung, geologisch-geotechnische Eigenschaften des Gebirges*

Morphologische Analysen und Beschreibung der geologisch-geotechnischen Eigenschaften des Gebirges sind qualitative, finanziell wenig aufwendige Methoden, um einen ersten Überblick, aber auch erste Anhaltspunkte zum Prozeß und Bewegungsmechanismus zu erhalten. Besonders werden Angaben über die Durchschnittsneigung und über die morphologische Gliederung im Detail des instabilen Gebirgskörpers helfen, erste kinematische Fragen ohne aufwendige finanzielle Methoden näher abzuklären. In diesem Zusammenhang sind zu erwähnen:

- Ansatzpunkt, Lage und Form der Gleitzonen
- Mächtigkeit des instabilen Gebirgskörpers

Einschätzung gewisser Teilbereiche und der gesamten Masse der Großhangbewegung hinsichtlich ihrer Stabilität (aufgrund des Vergleiches mit den festigkeitsmechanischen Eigenschaften des Gebirges).

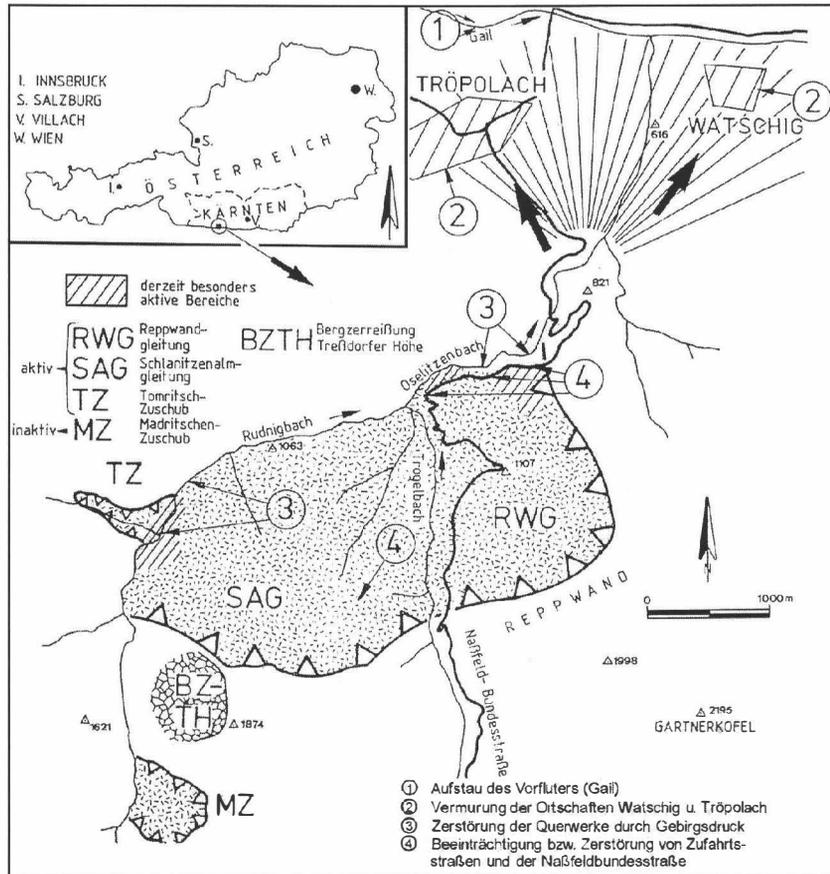


Abb. 1: Negative Auswirkungen von Talzuschüben auf bautechnische Anlagen und Siedlungen im Nafeldgebiet/Kärnten.

Weitere quantitative Hinweise zur kinematischen Möglichkeit, Teilbeweglichkeit und Bruchmechanismen können aus der Stellung, Ausbildung und Art des Trennflächengefüges und der petrographischen Beschaffenheit des Gebirges gewonnen werden. Diese Sachverhalte können in gromastabigen Karten und Profilen dargestellt werden. Besonders in nicht überhöhten Profilen lassen sich kinematische Details sehr gut herausarbeiten.

Beispiele:

Längenschnitt über den unteren Bereich der Talzuschubsmasse Pleiv-Villa/Graubünden (Abb. 2):

Aus morphologischen Detailanalysen wird in Zusammenhang mit geologisch-petrographischen Übersichtsaufnahmen auf Form und Ansatzpunkt von Gleitzonen geschlossen.

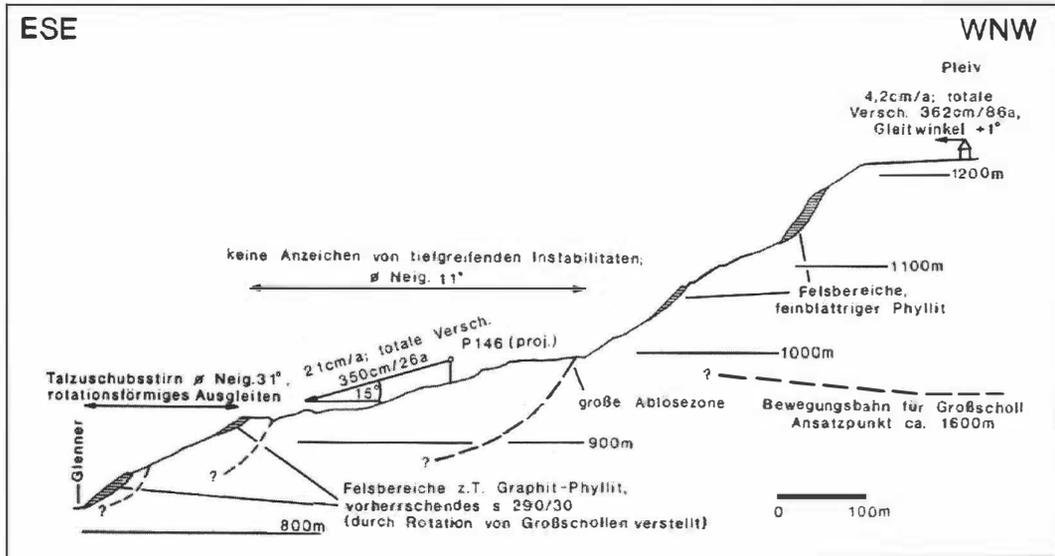


Abb. 2: Morphologische Ausbildung und Folgerungen zur Kinematik im unteren Bereich der Talzuschubsmasse Pleiv-Villa/Graubünden.

Längenschnitt über die Talzuschubsstirn der Reppwand-Gleitung/Kärnten (Abb. 3):

Der Vergleich von beobachtbaren Neigungsverhältnissen mit der Ausbildung des Gebirges und festigkeitsmechanischen Angaben lassen erste Schlüsse auf mögliche Arten der Instabilitäten zu (Abb. 4).

Lageplan Talzuschubsstirn Reppwand-Gleitung/Kärnten (Abb. 4):

Im vorliegenden Fall wurde aus der Aufnahme

- der morphologischen Verhältnisse (Neigung, Kleingliederung des Geländes, Spalten usw.)
- der hydrogeologischen Gegebenheiten (Wasserführung, Unterschneidung)
- der Gesteins- und Gebirgsausbildung

eine ingenieurgeologische Zonenkarte mit der Ausscheidung der Art der Nachböschungsvorgänge erstellt. Diese Aufnahmen werden die Deutung der quantitativ ermittelten Daten, wie z.B. Bewegungsgeschwindigkeit, ebener und räumlicher Bewegungsvektor, wesentlich erleichtern.

Lageplan Hallstätter Mühlbach, Rotes Kögele-Hallstatt/Oberösterreich (Abb. 5):

Durch die Kennzeichnung des Gebirges (geologisch-geotechnisch) werden Großhangbewegungszonen (Bergzerreißungsfelder, Schuttströme) lokalisiert. Der Problembereich innerhalb des Bergzerreißungsfeldes Rotes Kögele mit ausgeprägten Dehnungs- und Sackungserscheinungen innerhalb des in Großblöcke zerlegten Gebirges, in dem detaillierte Untersuchungen zur Blockkinematik

durchgeführt werden sollen, kann aus der vereinfachten Darstellung vorab erkannt werden.

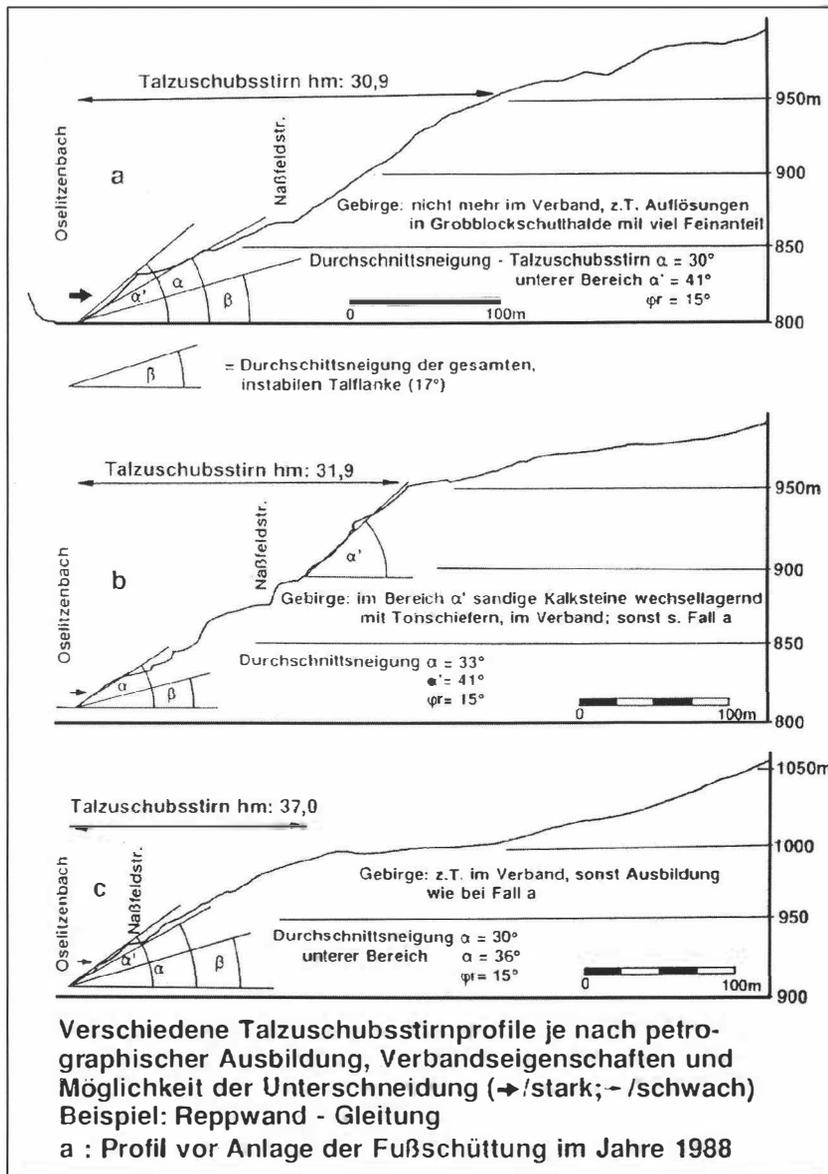


Abb. 3: Längsschnitt über die Talzuschubsstirn der Reppwand-Gleitung/Kärnten.

Längsschnitt Bergzerreißenfeld Rotes Kögele - Hallstatt/Oberösterreich (Abb. 6):

Die in Abbildung 5 schematisch wiedergegebene Situation wird hier in einem ingenieurgeologischen Längsschnitt näher erläutert.

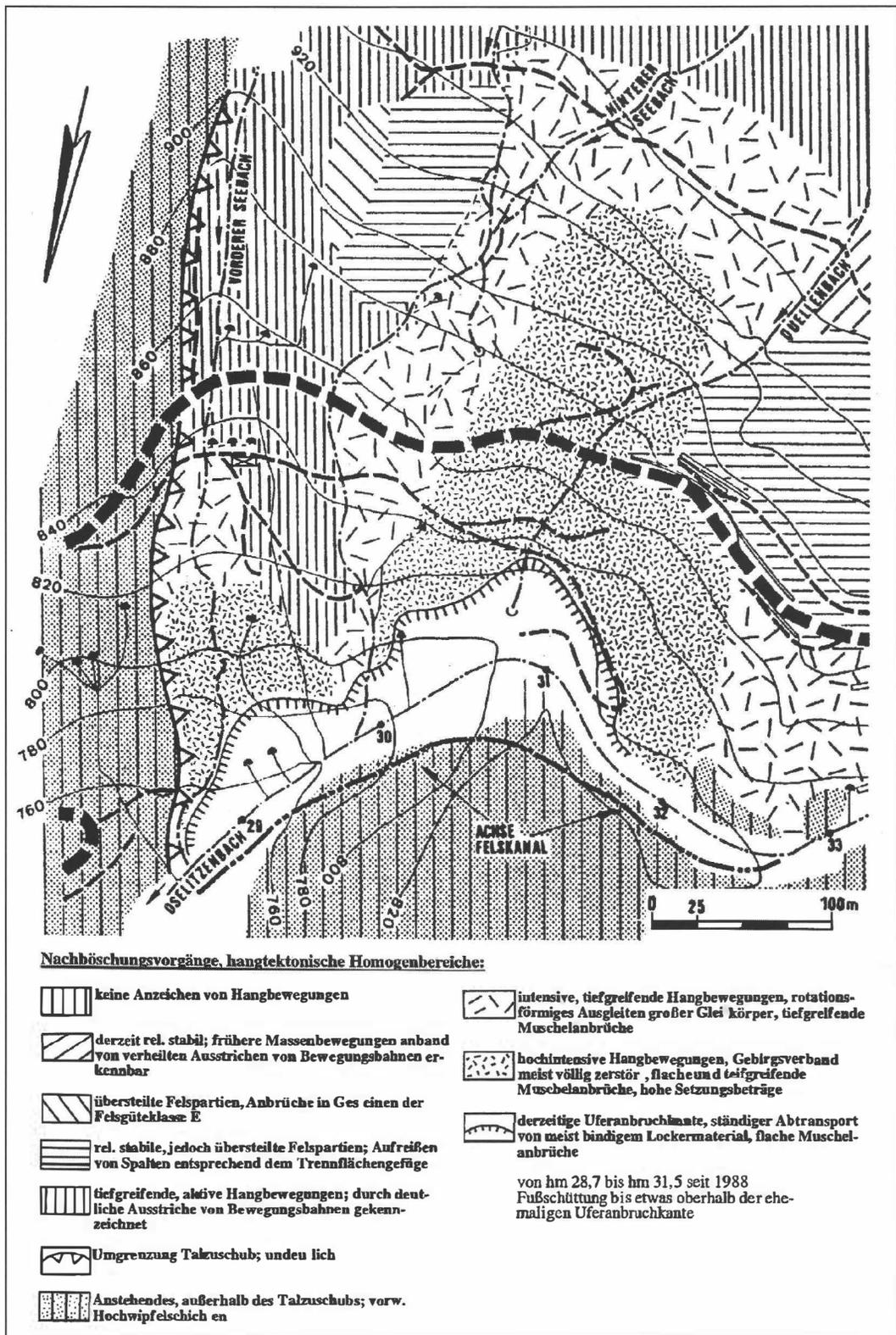


Abb. 4: Art der Nachböschungsvorgänge; östlicher Stirnbereich der Talzuschubsmasse Reppwand/Kärnten.

Der Längenschnitt entwirft ein anschauliches Bild über

- die Dynamik der Hangbewegungen
- den potentiellen Instabilitätsbereich
- die meßtechnisch zu untersuchenden Teilbereiche (flächig, punktuell) und
- mögliche sekundäre Anbruchzonen in Lockergesteinen.

Die in diesem Kapitel vorgestellten Methoden werden es erlauben, Lage, Umfang und Art zielführender Meßeinrichtungen für ein weiteres, finanziell aufwendiges, quantitatives Meßprogramm anzugeben (FISCHER 1967; BUNZA 1976; KIENHOLZ 1977).

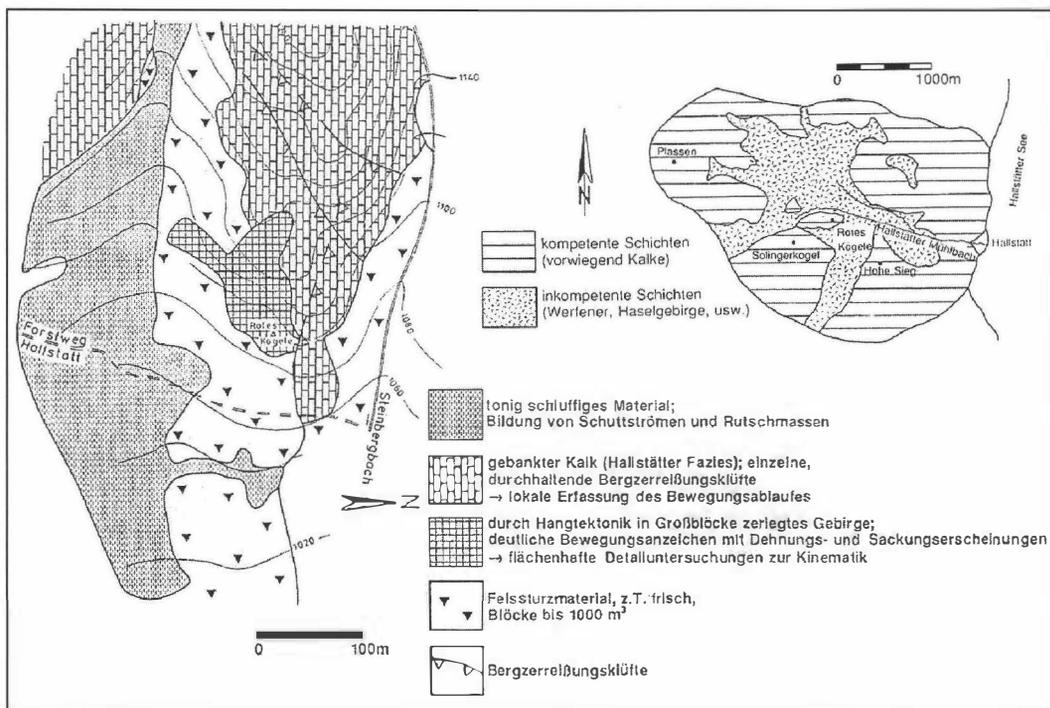


Abb. 5: Stark vereinfachte ingenieurgeologische Karte Rotes Kögele – Hallstatt/Oberösterreich.

2.2. Mechanische Eigenschaften

Dieser sehr wichtige Punkt beinhaltet bodenmechanische (z.B. Schuttströme) oder felsmechanische (z.B. Talzuschübe, Bergzerreißungsfelder) Untersuchungen, welche im Rahmen dieser Ausführungen nicht weiter erörtert werden (HUDER 1976; ZIEGLER 1982; MOSER und GLUMAC 1982; DUTI 1984; HÖWING und KUTTER 1985; ROHN 1991).

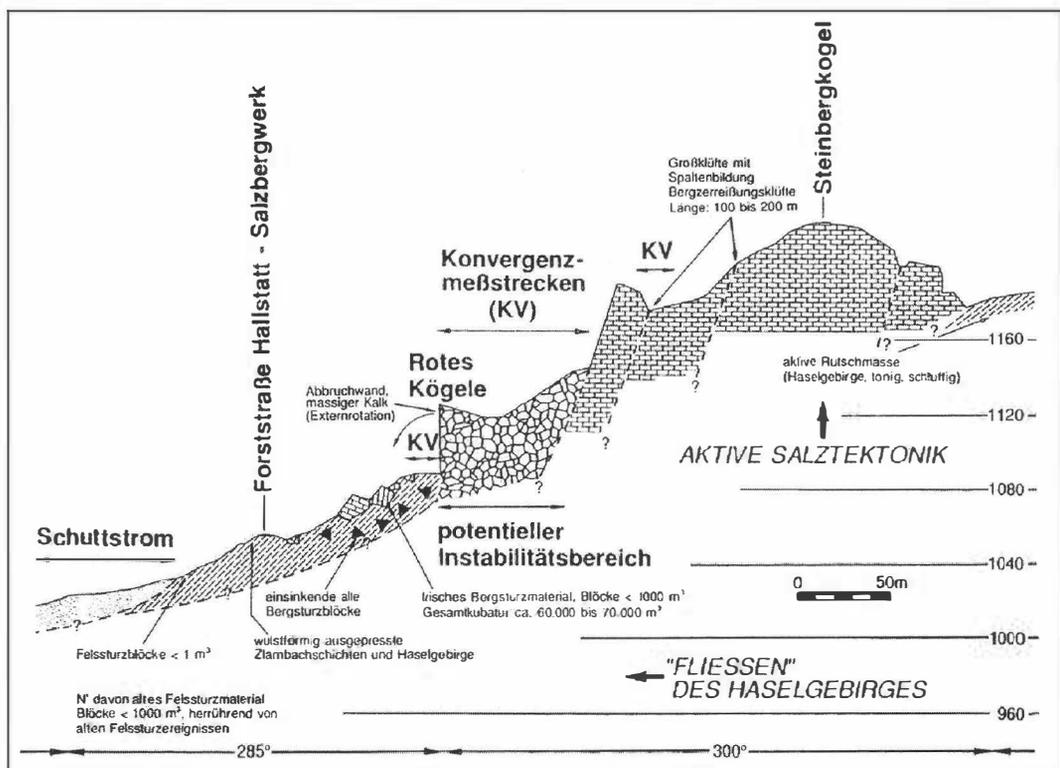


Abb. 6: Ingenieurgeologischer Längenschnitt über das Bergzerreißungsfeld Rotes Kögele – Hallstatt/Oberösterreich.

2.3. Bewegungsablauf an der Oberfläche

In diesem Zusammenhang sollten kinematische Parameter wie Bewegungsgeschwindigkeit, Art des Bewegungsablaufes und der ebene und räumliche Bewegungsvektor geprüft werden.

Möglichkeiten u.a.:

- Geodäsie
- tragbares und stationäres Inklinometer
- Stahlbandmessungen
- Drahtextensometer
- Auswertung multitemporaler Luftbilder

Da es sich bei den hier vorgestellten Großhangbewegungen meistens um sehr langsame Prozesse handelt, liegen die Schwierigkeiten neben finanziellen Engpässen vor allem:

- am flächenhaften Erfassen der Hangbewegung (häufig $> 1 \text{ km}^2$)

- am Vorhandensein eines ausreichenden Meßzeitraumes (häufig >10 Jahre)
- an der Notwendigkeit einer feinen Auflösung der Hangbewegung

Die Abbildungen 7 und 8 verdeutlichen diese Zusammenhänge. Besonders kann aus Abbildung 8 entnommen werden, daß Messungen eines einzelnen Punktes nur in großen Zeitabständen innerhalb einer Großhangbewegung die Kinematik und den Prozeß der Bewegung nicht auflösen kann.

2.3.1. Die Bewegungsgeschwindigkeit

Die Fragen, die hier zu beantworten sind, betreffen die Dimension der Geschwindigkeit für kürzere Zeitperioden (5 - 10 Jahre), aber auch ihre Entwicklung über längere Zeiträume. Eine besondere Schwierigkeit wird sein, ob die an wenigen Punkten gemessene Geschwindigkeit auch flächenhaft auf die gesamte Masse übertragbar ist.

Die großen Unterschiede in den Geschwindigkeiten (z.B. für Talzuschübe) zeigt die Aufstellung in Abbildung 9. Hier wird deutlich, daß für ein komplettes Geschwindigkeitsbild nur großflächige, in kurzen Zeitabständen und über lange Zeiträume durchgeführte Messungen auch im Hinblick auf praxisgerechten Verbauungen und Sanierungskonzepte zielführend sind.

2.3.2. Der genaue Bewegungsablauf

Hier sind Fragen zu beantworten, ob der Verlauf der Bewegung konstant oder ruckhaft erfolgt. Weiterhin wird zu prüfen sein, ob der Bewegungsablauf Beschleunigungsphasen aufweist und eventuell zyklischen Charakter besitzt. Diese Fragen sollten immer in engem Bezug zu den wirksamen externen Faktoren gelöst werden (siehe Kap. 2.4.).

Die Erkundung des genauen Bewegungsablaufes kann vorzugsweise nicht flächenhaft über den gesamten Massenkörper, sondern aus finanziellen und technischen Gründen nur an einigen ausgewählten kleinflächigen Bereichen mit Konzept a) "punktweise" durchgeführt werden (Abb. 7). Dies bedeutet aber, daß geprüft werden muß, ob die gemessene Bewegung als signifikant für die gesamte Hangbewegung oder wenigstens für größere Bereiche des Massenkörpers (z.B. Talzuschubstirn) angesehen werden kann. Aus technischen Gründen kommen besonders Stahlbandmessungen (manuell) oder kontinuierlich aufzeichnende Präzisionsdrahttextensometer (z.B. bei Talzuschüben) in Frage, die besonders günstig an der Stirnfront solcher Massenkörper montiert werden können.

Beispiele, Ergebnisse:

Für die Analyse des Bewegungsablaufes soll der Talzuschub Gradenbach/Kärnten näher erläutert werden. Hier kann für das detaillierte Bewegungsverhalten eine nun 19-jährige Meßreihe, die in 14-tägigen Abständen an der Talzuschubstirn

erstellt wurde, herangezogen werden (Ausschnitt für die Jahre 1972-1980, Abb. 10).

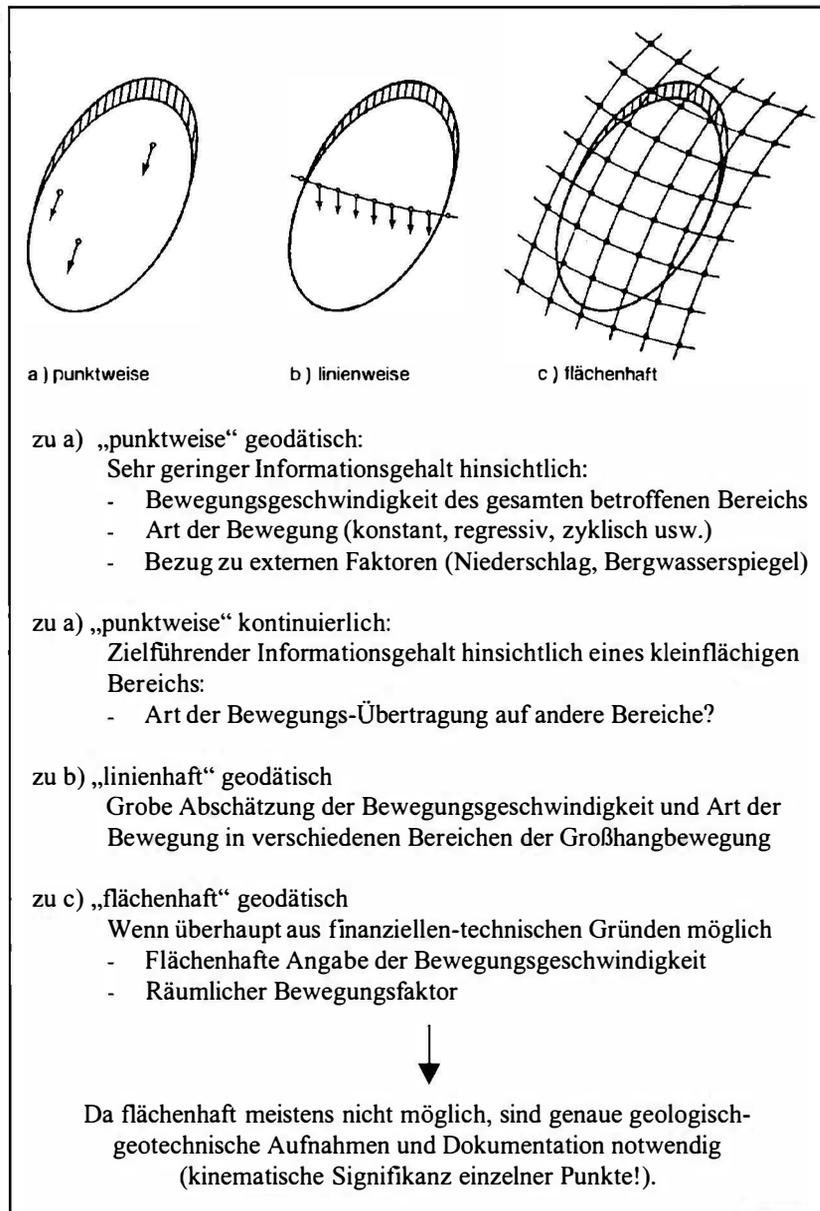


Abb. 7: Möglichkeiten der Bewegungsmessung an der Oberfläche von Massenkörpern (nach KOVARI 1988).

Zusammenfassend ergibt sich folgendes Bild:

- Bei Betrachtung eines einjährigen Zeitabschnittes zeigt sich ein differenziertes saisonales Bild, das sich in Wintergeschwindigkeiten mit ca. 0,02 cm/Tag, in Frühlingsgeschwindigkeiten (starke Bewegungsphase) mit ca. 0,4 cm/Tag

und in Spätsommer- und Herbstgeschwindigkeiten mit ca. 0,05 cm/Tag aufgliedern läßt.

- Die völlig aus dem Rahmen fallenden Werte des Jahres 1975 mit Bewegungsgeschwindigkeiten von 4,7 cm/Tag in der starken Bewegungsphase können sinnvoll nur mit externen Extremereignissen interpretiert werden.
- Bei Betrachtung eines größeren Zeitabschnittes kann entnommen werden, daß sich dieses jährliche Bewegungsbild mit gewissen Modifikationen auch über die gesamte Meßperiode 1972-1980 verfolgen läßt, d.h., wir haben ein regressiv zyklisches Verhalten, wobei sich die einzelnen Abschnitte hinsichtlich Intensität und ihrem zeitlichen Einsatz etwas unterscheiden können.

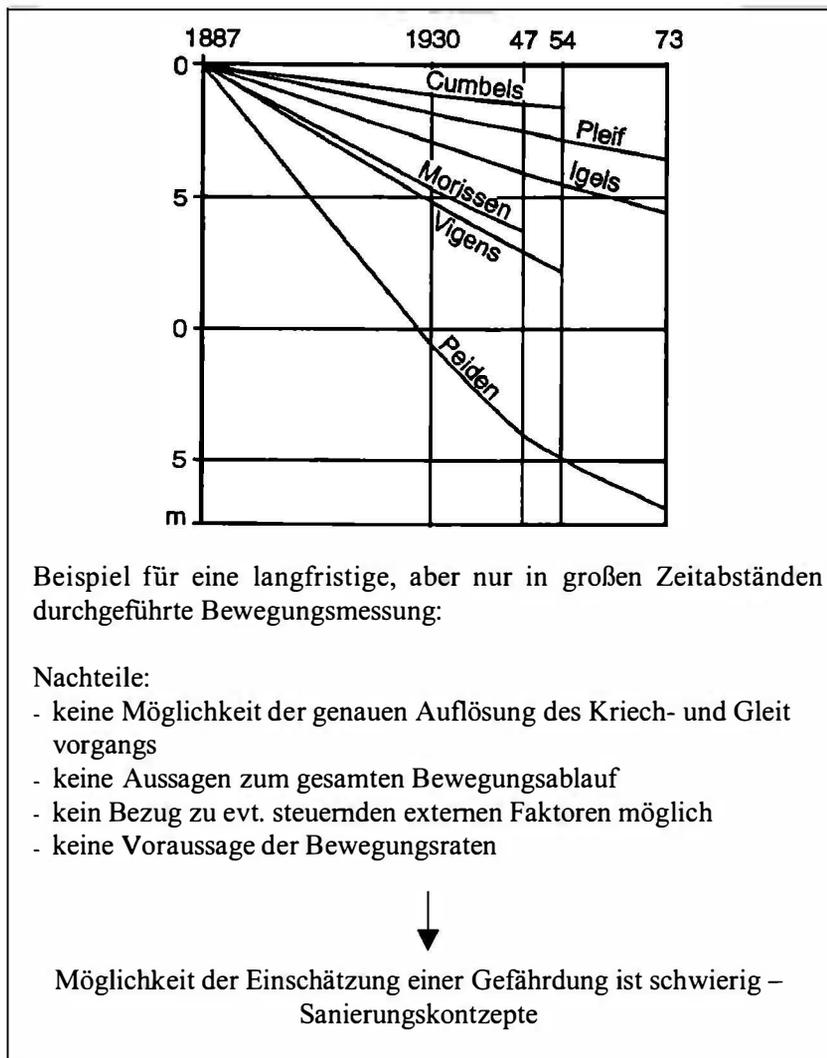


Abb. 8: Horizontale Bewegung von Kirchtürmen von 1887 – 1973 im Kriechgebiet von Lugenz/Graubünden (nach HUDER 1976).

Auch hinsichtlich der Feinmotorik konnten durch kontinuierliche Präzisionsdrahttextensometermessungen mit Datensammler in den letzten Jahren neue Erkenntnisse gewonnen werden. Die feine Auflösung der kontinuierlichen Meßaufzeichnungen kann ein sehr heterogenes Bild zeigen, das von einer "stick-slip" Bewegung bis hin zu einem streng kontinuierlichen, stationären Bewegungsablauf reicht, der wenigstens für kürzere Zeiträume einen Kriechprozeß im mechanischen Sinne nahelegt. Ein solches Verhalten zeigt z.B. die Felsturmablösung an der Front eines Bergzerreibungsfeldes (Abb. 11) (HEIM 1932; HAEFELI 1967; SIJING 1981; MOSER und GLUMAC 1982; ZIEGLER 1982; BLANC et al. 1987; BHANDARI 1988; KOVARI 1988; VIBERT et al. 1988; MOSER 1994).

| Name des Talzschubes | min | max | durchschn. | Zeitraum | |
|----------------------|---------------------------|-----|------------|---------------|------|
| | Geschwindigkeit [cm/Jahr] | | | | |
| Reppwand | 6,0 | 136 | 33 | 1983 - | 1988 |
| Reppwand | 3,0 | 26 | 11 | ab | 1988 |
| Gradenbach | 6,0 | 352 | 23 | 1972 - | 1990 |
| Millstätter Alpe | 39,0 | 83 | 42 | ab | 1960 |
| Schuders | 0,3 | 802 | 111 | vorw. ab 1945 | |
| Heinzenberg | 0,4 | 25 | 15 | z.T. ab 1887 | |
| Lugnez | 0,3 | 21 | 5 | z.T. ab 1887 | |

- sehr große Unterschiede innerhalb einer Talzschubmasse
- sehr große Unterschiede bei Betrachtung verschiedener Talzschübe



Funktion von

- Petrographie, Verbandseigenschaften
- Mechanische Eigenschaften
- Bergwasserspiegelverhältnisse
- Unterscheidung am Hangfuß
- Extreme Witterungsbedingungen

Abb. 9: Bewegungsgeschwindigkeit einiger Talschübe.

2.3.3. Ebene und räumlicher Bewegungsvektor

Der ebene und räumliche Bewegungsvektor wird uns Angaben über

- Lage der Gleitzonen
- Gleitkörpergeometrie

- Bewegungsmechanismus (Rotation, Translation, Kippen)

ermöglichen. Im Rahmen dieser Präsentation wurde kein Beispiel ausgearbeitet, daher wird verwiesen auf NEUHAUSER und SCHÖBER (1970); HUDER (1976); KRONFELLNER-KRAUS (1980); MOSER und GLUMAC (1982); ZIEGLER (1982); MOSER und GLAWE (1994).

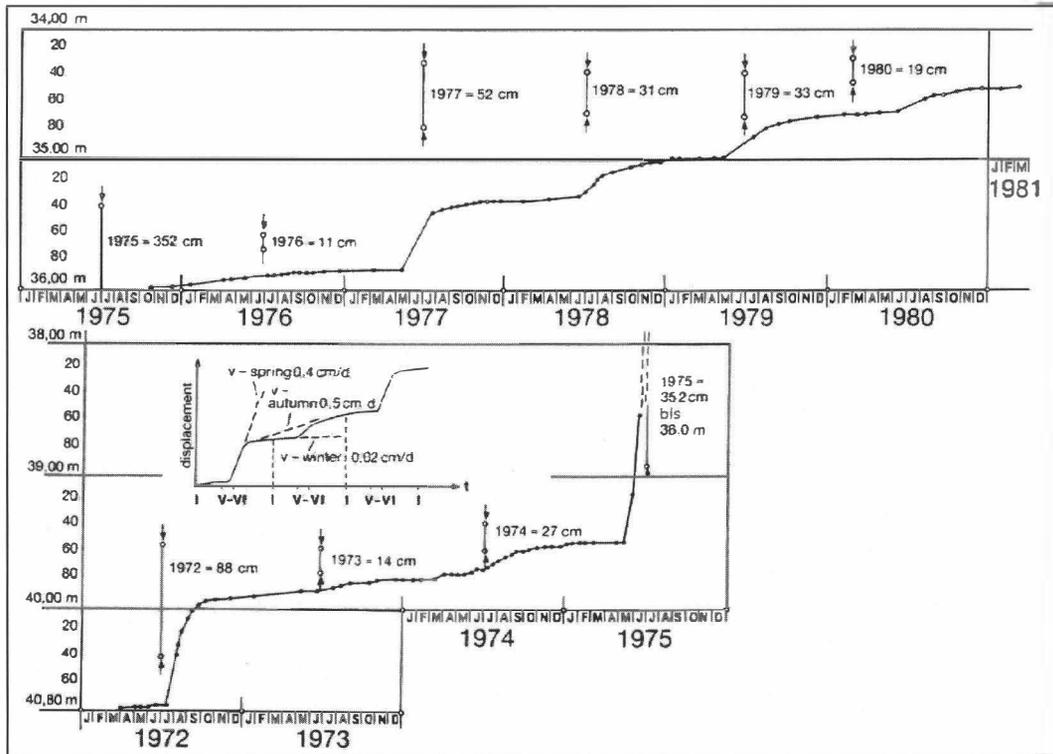


Abb. 10: 14-tägige Stahlbandmessungen an der Stirn des Talzuschubes Gradenbach/Kärnten: deutlich ist der zyklische und instationäre Bewegungsablauf ausgeprägt.

2.4. Der Einfluß externer Faktoren auf den zeitlichen Ablauf

Unter externen Faktoren sollen hier Niederschläge, Schneeschmelzvorgänge, Bergwasserspiegel, Unterschneidungen am Fuß der Großhangbewegung und Erdbeben verstanden werden. Auch bei Großhangbewegungen wurde in den letzten Jahren versucht, Abhängigkeiten der Intensität, des Einsetzens der Großhangbewegung, Beschleunigungsphasen etc. von externen Faktoren herzustellen. Leider sind die Ergebnisse häufig nicht zufriedenstellend, da

- die einzelnen Meßreihen (Hangbewegung, Niederschläge etc.) unterschiedliche zeitliche Abstände aufweisen und
- sehr häufig auch der Abstand der einzelnen Messungen so groß ist, daß keine verbindlichen Aussagen hinsichtlich einer signifikanten Abhängigkeit von oben

genannten Parametern getroffen werden kann. Nach den wenigen quantitativen Untersuchungen tragen folgende externe Faktoren zur Steuerung der besprochenen Großhangbewegungen bei:

| | |
|------------------------|--|
| Talzuschiebe: | Bergwasserspiegelstände, Unterschneidungsvorgänge, Schneeschmelzvorgänge |
| Schuttströme: | undrainierte Belastung |
| Bergzerreibungsfelder: | Starkniederschläge, Schneeschmelzvorgänge |

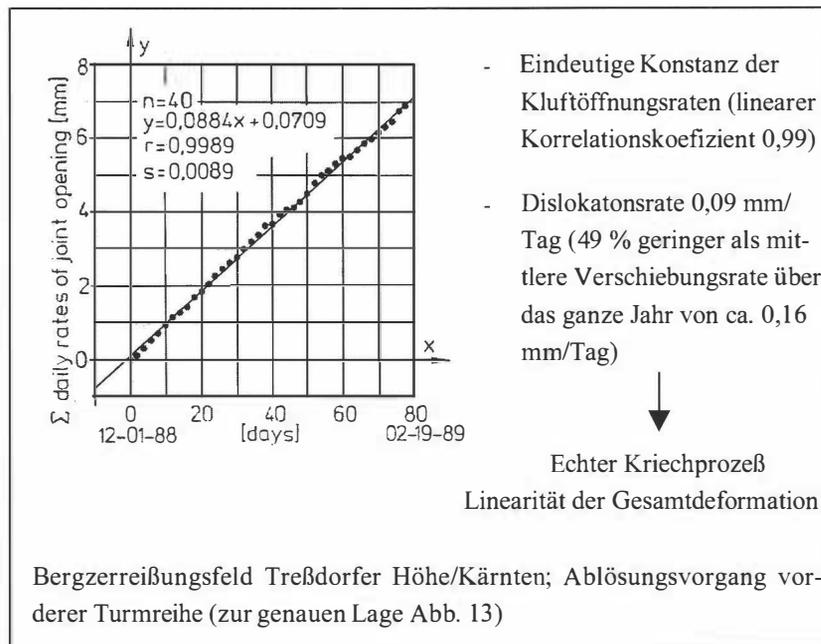


Abb. 11: Präzisionsdrahtextensometermessungen (kontinuierliche Erfassung der Bewegung zwischen Felsturm 1A/1C), Wintermonate 1988/1989.

Beispiele, Ergebnisse:

Talzuschieb Gradenbach/Kärnten

- Die Auswertungen der Bergwasserspiegelmessungen seit 1979 zeigen, daß besonders ein zusätzlicher hydraulischer Kluftwasserschub berücksichtigt werden muß, der sich in bestimmten Zonen des Gebirgskörpers ab Anfang Mai aufzubauen beginnt.
- Die Ergebnisse der multivariaten Zeitreihenanalyse, welche die Einflüsse der Niederschläge, der Bergwasserspiegelstände und -schwankungen auf die Hangbewegungen dokumentieren, zeigen deutlich gegenseitige Abhängigkeiten und Wechselbeziehungen. Die maximalen Bewegungsraten folgen den maximalen Bergwasserspiegelständen mit einer zeitlichen Verzögerung von 6 bis 8 Wo-

chen. Dies ergeben die entsprechenden Kreuzkovarianzfunktionen, die bei $\tau = 6$ - 8 Wochen liegen (Abb. 12).

Bergzerreißungsfeld Treßdorfer Höhe/Kärnten:

Im Bergzerreißungsfeld konnte durch verschiedene quantitative Verfahren dem Ablösen großer Felstürme an der Front des Feldes nachgegangen werden (Abb. 13). Der synchrone Einsatz von Präzisionsextensometer-, Niederschlags- und Temperaturmessungen am Felsturm 1 erbrachte folgende Ergebnisse: In Zeiten ohne Wasserzufuhr (d.h. der Frostperiode) muß von einer ausgesprochenen Linearität der Gesamtdeformation ausgegangen werden (Abb. 11). In Zeiten mit Wasserzufuhr, insbesondere in den niederschlagsreichen Frühlings- und Herbstmonaten, sind signifikante Beschleunigungsphasen zu verzeichnen. Gemäß Abbildung 13 können eine sprunghafte Beschleunigung bei rd. 15 mm Niederschlagssumme (bei mehreren Ereignissen registriert) und ein Einstellen konstanter Bewegungsraten mehrere Tage nach einem Niederschlagsereignis betrachtet werden. KRONFELLNER-KRAUS (1980); MOSER und GLUMAC (1982); BLANC et al. (1987), GLAWE und MOSER (1993).

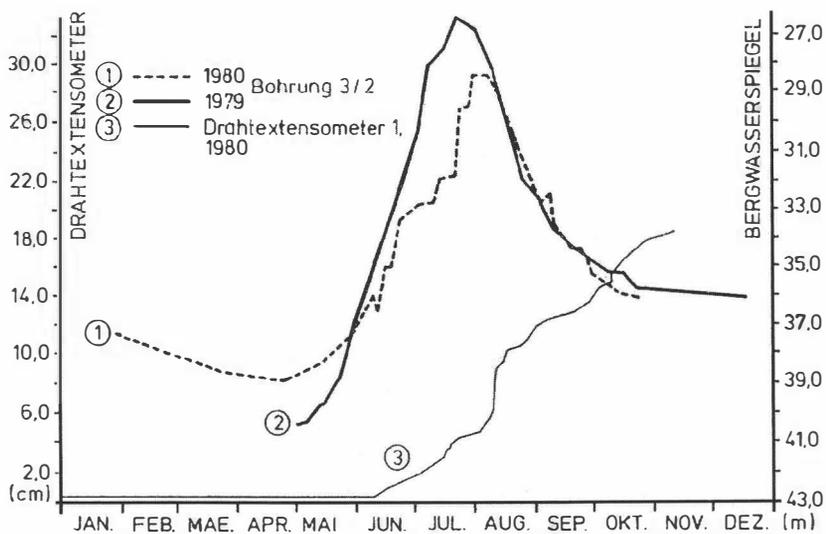


Abb. 12: Korrelation zwischen dem Ansteigen des Bergwasserspiegels und dem Verlauf der Hangbewegung (Talzuschub Gradenbach/Kärnten); die Zeitverformungskurve korrespondiert mit einer gewissen Verzögerung der Kurve des Bergwasserspiegels.

1.5. Bewegungsablauf nach der Tiefe

Sehr häufig manifestieren sich langfristige Kriechbewegungen oder Gleitbewegungen in der Anfangsphase nicht mit Oberflächenveränderungen. Hier werden präzise Messungen in Bohrungen (Inklinometer, Trivec) Aufschlüsse über den Bewegungsablauf geben.

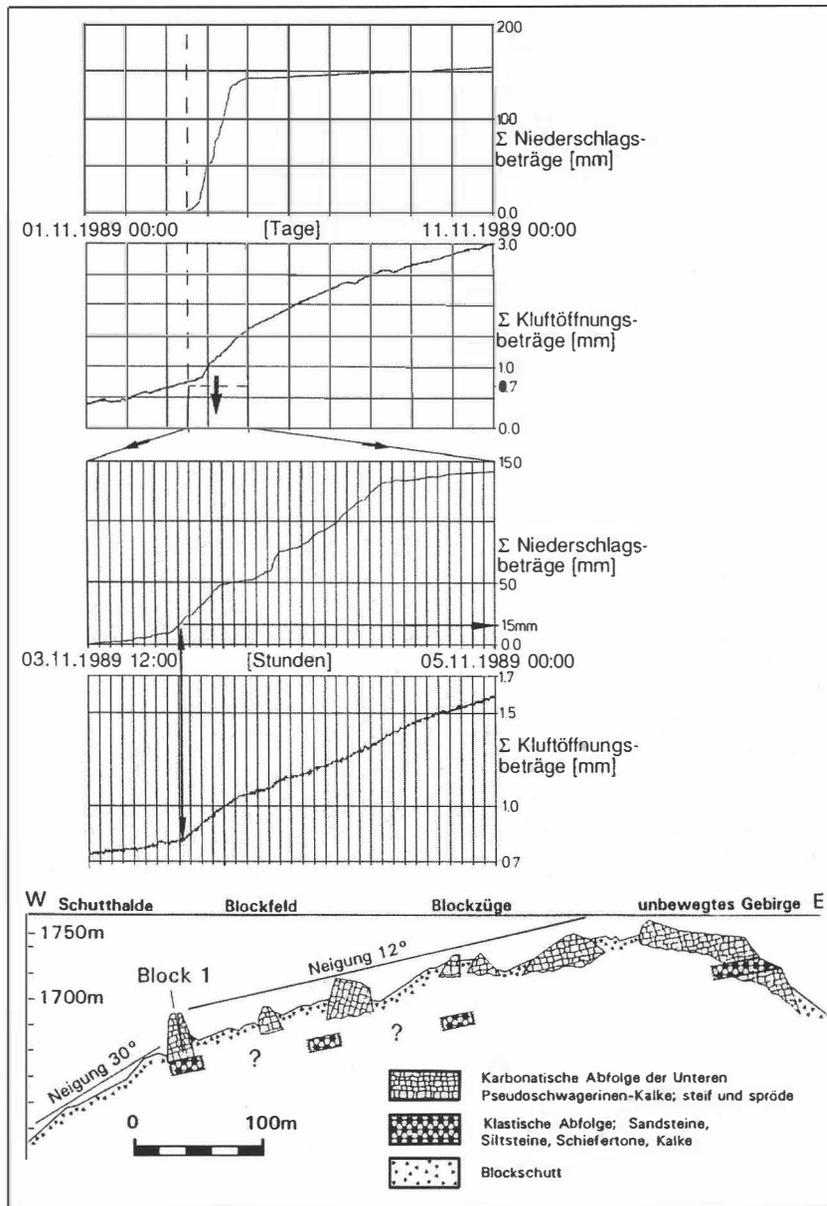


Abb. 13: Bergzerreißung Treßdorfer Höhe/Kärnten; Korrelation zwischen der Summe der Niederschlagsbeträge und der Summe der Verschiebungsbeträge.

Diese Messungen werden Aussagen erbringen über:

- Geschwindigkeitsverteilung über die Tiefe
- Lage der Gleitzonen, Volumen der Hangbewegung
- Verschiebungskomponenten im Raum
- Bewegungsmechanismus

Probleme und Schwierigkeiten ergeben sich besonders bei sehr tiefliegenden (>100 m) und aktiven Hangbewegungen, so daß sich die mitgeteilten Ergebnisse zum weitaus größeren Teil auf Schuttströme beziehen.

Mit Hilfe von Inklinometermessungen konnte gezeigt werden, daß bei Schuttströmen verschiedene Bewegungsbilder beobachtet werden können; sie reichen von kontinuierlichen Kriechen über die Entwicklung einer Gleitzone bis hin zur Bildung von Mehrfach-Gleitzone, die oft auch dachziegelartig übereinander gelagert sind (Abb. 14). HAEFELI (1967); BOVIS (1985); KOVARI (1988); VULLIET and HUTTER (1988); ROHN (1991); BERTI et al. (1994); BUCCOLINI et al. (1994); FROLDI and LUNARDI (1994).

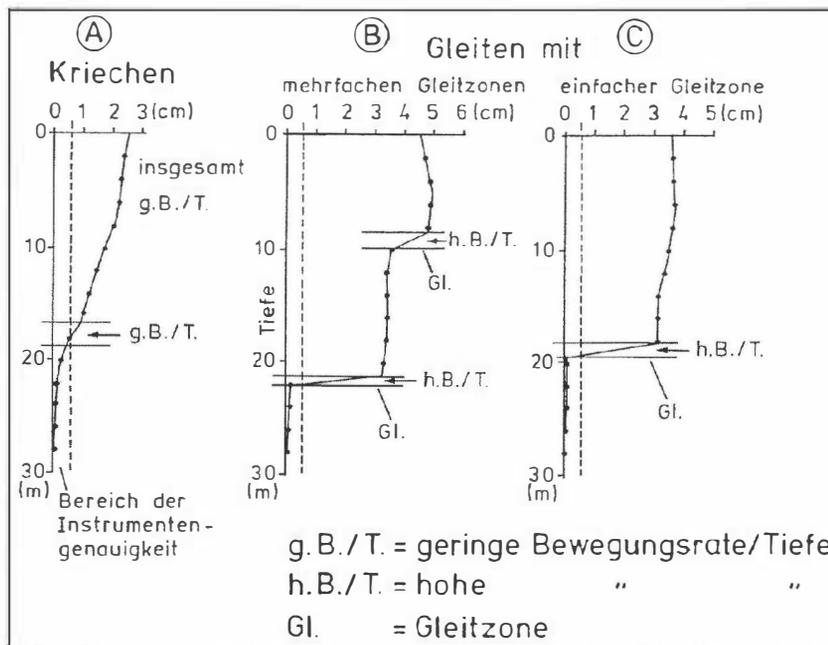


Abb. 14: Bewegungsablauf und Bewegungsmechanismus nach der Tiefe bei Schuttströmen (nach FROLDI und LUNARDI 1994).

1.6. Gleitkörpergeometrie

Talzuschiebe

Die von HUTCHINSON (1988) für Talzuschiebe aufgestellte Bemerkung "subsurface information is usually lacking" muß aber weitgehend bestätigt werden. Die bis jetzt vorgelegten Untersuchungen für diesen Typ sind fast ausschließlich theoretischer Natur, oder es werden Schlüsse aufgrund sehr allgemeiner geologischer Untersuchungen gezogen.

Hinsichtlich der Ausbildung der Gleitzonen legt die Untersuchung mehrerer Talzuschiebe den Schluß nahe, daß eine durchgehende Gleitzone von der Kammregion bis in den Fußbereich für den Typ Talzuschiebe ("sagging of mountain slopes")

nicht vorhanden ist, sondern daß aufgrund der Inhomogenität der geotechnischen Verhältnisse Teilkörper mit der Bildung z.T. rotationsförmiger Gleitzonen entstehen. Besonders ist darauf hinzuweisen, daß hohe Abrißkanten in der Kammregion nicht den Schluß auf eine durchgehende Gleitfläche bis in den Fußbereich erlauben. Vorwiegend in den oberen Bereichen wird sich die Hangbewegung entlang einer Serie von nicht kontinuierlich verbundenen und nicht rotationsförmigen Trennflächen vollziehen.

Schuttströme

Bei Schuttströmen, die häufig in der Größenordnung bis 30 m Mächtigkeit liegen, erlaubt ein Bohrprogramm im Zusammenhang mit Inklinometermessungen und refraktionsseismischen Messungen ein komplettes Bild des Aufbaues der Rutschmasse, aber auch hinsichtlich der kinematischen Verhältnisse. FROLDI und LUNARDI (1984); HUTCHINSON (1988); ROHN (1991); MOSER (1994).

3. AUSBLICK

Die Untersuchung von Großhangbewegungen vom Typ "Talzuschub" (sagging of mountain slope), "Schuttstrom" (earthflow) und "Bergzerreißung" (mountain splitting area) hat besonders in den 80er Jahren weitere Fortschritte gemacht. Während ausgehend von den Arbeiten von STINI (1941) und AMPFERER (1939) im Anfang rein qualitativ beschreibende Arbeiten im Vordergrund standen, hat man in den 60er und 70er Jahren versucht, diese Phänomene modellhaft und z.T. weitgehend abstrahierend zu erfassen (z.B. BRÜCKL und SCHEIDEGGER 1972; TER-STEPANIAN 1977; ZISCHINSKY 1966). Seit etwa 15 Jahren konnte durch verfeinerte Meßmethoden die Kinematik des Kriech- und Gleitprozesses weiter aufgegliedert werden. Insgesamt gesehen muß aber festgehalten werden, daß für die besonders tiefreichenden Großhangbewegungen in Form von Talzuschüben unser Wissensstand bei weitem noch nicht als perfekt zu bezeichnen ist. Weiterführende Erkenntnisse sind hier nur mit großem finanziellen Aufwand und einer interdisziplinären Zusammenarbeit zu erwarten.

4. LITERATUR

AMPFERER, O. (1939): ber einige Formen der Bergzerreißung. - Sitzber. Akad. Wiss., Mathem. naturwiss. Kl., 1, S. 1-14, Wien.

BERTI, M. et al. (1994): The use of drainage systems in the stabilization of a complex landslide. - 7th Int. IAEG Congress, p. 1751-1758, Lisboa.

BHANDARI, R.K. (1988): Special lecture: Some practical lessons in the investigation and field monitoring of landslides. - 5th Intern. Symp. Landslides Vol. 3, p. 1435-1457, Lausanne.

BLANC, et al. (1987): Méthodes de surveillance d'un glissement de terrain de très grande ampleur: la Clapière, Alpes Maritime, France. - Bull. Int. Ass. Eng. Geol. 35, p. 37-44, Paris.

BOVIS, M.J. (1985): Earthflows in the Interior Plateau southwest British Columbia. - Can. Geotech. J. 22, p. 315-334.

BRÜCKL, E. and SCHEIDEGGER, A.E. (1972): The rheology of spatially continuous mass creep in rock. - Rock Mechanics, 4, p. 237-250, Wien.

BUCCOLINI, M. et al. (1994): Fontanelle Landslide in Chieti territory (Abruzzo, Italy). - 7th Int. IAEG Congress, p. 1721-1729, Lisboa.

BUNZA, G. (1976): "Systematik und Analyse alpiner Massenbewegungen". In: BUNZA, G., J. KARL & J. MANGELSDORF (1976): "Geologisch-morphologische Grundlagen der Wildbachkunde". Schriftenreihe des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft, H.11, S.1-84, München.

DUTI, (1984): Detection et utilisation des terrains instables. - Rapport d'activité à fin 1983. - Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Lausanne

FISCHER, K. (1967): Erdströme in den Alpen. – Mitt. Geogr. Ges. München, 52, S. 231 – 246, München.

FROLDI, P. & LUNARDI, P. (1994): Geometric and dynamic properties of landslides in scaly clays in Northern Italy. - 7th Int. IAEG Congress, p. 1341-1349, Lisboa.

FÜRLINGER, W. (1973): Böschungsverhalten in zweischarig geklüftetem Material. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 22, S. 233-242, Wien.

GLAWE, U. und MOSER, M. (1992): Geotechnische Untersuchungen an Blockbewegungen. - Int. Symp. Interpraevent, 2, S. 93-112, Bern.

GLAWE, U. und MOSER, M. (1994): Meßtechnische und theoretische Bearbeitung von Bergzerreibungen und Blockbewegungen. - Felsbau 11, Nr. 5, S. 235-250, Essen.

HAEFELI, R. (1967): Kriechen und progressiver Bruch in Schnee, Boden, Fels und Eis. - Schweiz. Bauzeitg., 85, H. 1/2, S. 1-9, S. 21-28, Zürich.

HAUSWIRTH, E.K. and SCHEIDEGGER, A.E. (1988): Rockslide on the Red Wall above Hallstatt, Upper Austria. - 5. Int. Symp. on Landslides, Vol. 2, p. 1333-1338, Lausanne.

HEIM, A. (1932): Bergsturz und Menschenleben. - Beiblatt zur Vierteljahreszeitschrift d. Naturforschenden Ges. in Zürich, Nr. 20, S. 1-218, Zürich.

HORNINGER, G. (1958): Einiges über Talzuschübe und deren Vorzeichnung. Geol. u. Bauw., 24, S.37-54 (Springer), Wien.

HÖWING, K. und KUTTER, H.K. (1985): Kriechverhalten gefüllter Gesteinstrennflächen. – In: HEITFELD, K.H. (Hrsg.): Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgesteinen, S. 526-540 (Springer), Berlin.

HUDER, J. (1976): Creep in Bündner Schist. - L. Bjerrum Memorial Vol., p. 125-153, Oslo.

HUTCHINSON, J.N. (1988): General report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. - 5th Int. Symp. Landslides, Vol. 1, p. 3-35, Lausanne.

KIENHOLZ, H. (1977): Kombinierte geomorphologische Gefahrenkarte 1 : 10.000 von Grindelwald mit einem Beitrag von Walter Schwarz. - Geographica Bernensia, 64, S. 1-204, Bern.

KOVARI, K. (1988): General Report: Methods of monitoring landslides. - 5th Int. Symp. Landslides, p. 1421-1433, Lausanne.

KRONFELLNER-KRAUS, G. (1974): Die Wildbacherosion im allgemeinen und der Talzuschub im besonderen. - 100 Jahre Hochschule f. Bodenkultur, S. 309-342, Wien.

KRONFELLNER-KRAUS, G. (1980): Neue Untersuchungsergebnisse in Wildbächen – Der Talzuschub in Abhängigkeit von Niederschlägen. – Int. Symp. Interpraevent, Bd. 1, S. 179-192, Bad Ischl.

MAHR, T., BALIAK, F. (1973): Regional investigation of slope deformations in the high mountain area of the West Carpathians. - Proc. 10th Congr. CB6A, Sect. V, p. 169-178, Bratislava.

MOSER, M. (1985): Ingenieurgeologische Karten instabiler Hangbereiche. - Geotechnik, 8/1, S. 38-46, Essen.

MOSER, M. (1986): Ingenieurgeologische Karten für die Gefahrenzonenplanung in Hangbereichen. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. 33, S. 57-76, Wien.

MOSER, M. (1994): Geotechnics of large-scale movements ("Talzuschübe") in Alpine regions. - 7th Int. IAEG Congress, Vol. 3, p. 1533-1542, Lisboa.

MOSER, M. und GLUMAC, S. (1982): Geotechnische Untersuchungen zum Massenkriechen im Fels am Beispiel des Talzuschubes Gradenbach (Kärnten). - Verh. Geol. B.-A., H. 3, S. 209-241, Wien.

NABHOLZ, W.K. (1975): Geologischer Überblick über die Schiefersackung des mittleren Lugez und über das Bergsturzgebiet Ilanz-Flims-Reichenau- Domleschg. - Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing. Vol. 41, S. 38-54, Zürich.

NEUHAUSER, E. und SCHOBER, W. (1970): Das Kriechen der Talhänge und elastische Hebungen beim Speicher Gepatsch. - 2. Kongreß Int. Ges. f. Felsmech., Th. 8, S. 447-458, Belgrad.

ROHN, J. (1991): Geotechnische Untersuchungen an einer Großhangbewegung in Bad Goisern (Oberösterreich). - *Schr. Angew. Geol. Karlsruhe*, 14, Karlsruhe.

SIJING, W. (1981): On the Mechanism and Process of Slope Deformation in an Open Pit Mine. - *Rock Mechanics*, Vol. 13, p. 145-156, Wien.

STINI, J. (1941) - Unsere Täler Wachsen zu. - *Geol. u. Bauw.*, 13, S. 71-79, Wien.

TER-STEPANIAN, G. (1977): Deep-Reaching Gravitational Deformation of Mountain Slopes. - *Bull. Int. Ass. Eng. Geol.*, 16, p. 87-94, Krefeld.

TERZAGHI, K. (1962): Stability of steep slopes on hard unweathered rock. - *Géotechnique*, 12, p. 251-270, London.

TRAN, I. et al. (1988): Analyse et suivi d'un grand glissement de versants dans les Andes Colombiennes. - *5th Int. Symp. Landslides*, Vol. 1, p. 783-788, Lausanne.

VIBERT, CH. et al. (1988): Essai de prévision de rupture d'un versant montagneux à Saint-Etienne-de-Tinée. - *5th Int. Symp. Landslides*, Vol. 1, p. 789-792, Lausanne.

VULLIET, L. and HUTTER, K. (1988): Continuum model for natural slopes in slow movement. - *Géotechnique*, 38, No. 2, p. 199-217, London.

ZIEGLER, H.J. (1982): Die Hangbewegungen im Lugnez, am Heinzenberg und bei Schuders (Graubünden). *Geologie und Geomechanik*. - Unveröff. Diss., 106 S., Bern.

ZISCHINSKY, U. (1966): On the deformation of high slopes. - *Congr. Int. Soc. Rock. Mech.*, Vol. 2, p. 179-185, Lisboa.

IV. Geophysikalische Erkundung von Massenbewegungen

Ewald Brückl und Karl-Heinz Roch

1. Einleitung

Massenbewegungen sind ein wichtiger Faktor der Landschaftsentwicklung im alpinen Raum. Ihre systematische Erkundung ist die Voraussetzung für die Planung technischer Eingriffe, die Erfassung von Gefahrenzonen und die Raumplanung. Da geophysikalische Parameter von Massenbewegungen verändert werden und geophysikalisch erfassbare Strukturen von Massenbewegungen verursacht werden, bzw. mit diesen im Zusammenhang stehen, bietet sich der Einsatz der Geophysik für die Erkundung von Massenbewegungen an.

Im Rahmen dieses Beitrags sollen die geologisch-geophysikalischen Grundlagen und die in der Praxis am häufigsten angewandten Methoden besprochen werden. Am Beispiel von durchgeführten Projekten sollen die tatsächlich zu erzielenden Erkenntnisse aufgezeigt werden. In einem Ausblick auf künftige Anwendungen wird auch über neuere Entwicklungen im Bereich der Auswertung und Interpretation berichtet.

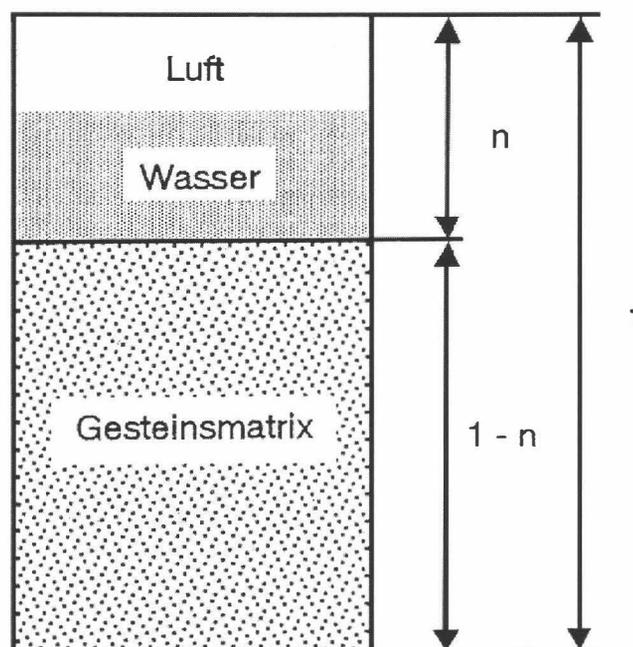


Abb. 1: Definition der Porosität n

2. Physikalische Grundlagen – grundsätzliche Meßmöglichkeiten

2.1. Porosität - Klüftigkeit

Abbildung 1 zeigt ein einfaches mechanisches Modell, in dem das Gestein bzw. das Gebirge (Fels) in einen Feststoffanteil (Gesteinsmatrix) und einen Hohlraumanteil (Poren- bzw. Kluftvolumen) aufgeteilt wird. Da Massenbewegungen das Gebirge zerbrechen und damit auflockern, verändern sie auch den Hohlraumanteil und damit die Dichte und die elastischen Parameter. Eine wichtige Rolle spielt die Porenfüllung, ob es sich um Luft, Wasser oder tonige Materialien (oder ein Gemisch) handelt. In diesem Zusammenhang ist eine Kenntnis des Einflusses der Porenfüllung auf die Eigenschaften des Gesteinskörpers wesentlich. Dieser Einfluß kann an Proben im Labor bestimmt werden und stellt die Grundlage für die richtige Beurteilung der in situ gemessenen Parameter dar (ROCH 1987).

2.2. Seismische Geschwindigkeiten und Gebirgsklassifikation

Bestimmt man das Verhältnis der in situ gemessenen seismischen Geschwindigkeit zu an Gesteinsproben ermittelten Geschwindigkeiten, kann man dem untersuchten Gebirge einen Klüftungsgrad zuordnen. In Abbildung 2 ist diese Zuordnung zu einer Gebirgsklassifikation nach ZYSCHINSKY (1968) dargestellt (BRÜCKL 1977). Wie bereits erwähnt, verändert die Porenfüllung die seismischen Geschwindigkeiten. Mit Hilfe rheologischer Modelle kann das Verhältnis der Werte für wassergesättigtes und trockenes Gebirge abgeschätzt werden (Abb. 3). Dadurch ist es möglich, unter Berücksichtigung des Wassergehaltes, Aussagen über die Klüftigkeit des Gebirges zu treffen.

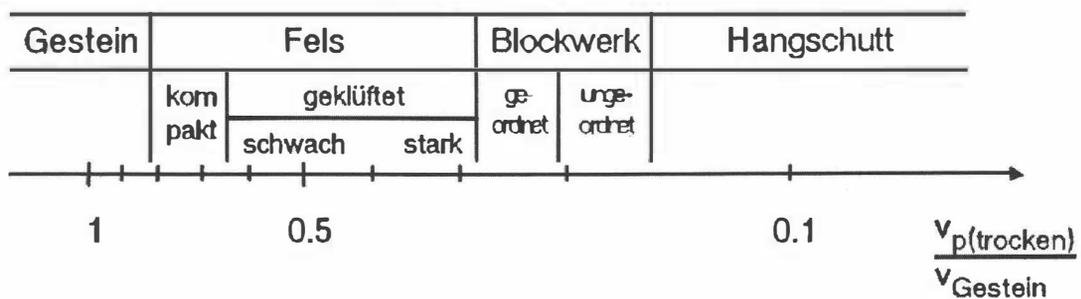


Abb. 2: Gebirgsklassifikation mit Hilfe der p-Wellen-Geschwindigkeit (nach BRÜCKL 1977). $v_{p(\text{trocken})}$ = p-Wellen-Geschwindigkeit des trockenen Gebirges, v_{Gestein} = p-Wellengeschwindigkeit des Gesteins.

2.3. Verhältnis von Druck- zu Scherwellengeschwindigkeit

Können bei seismischen Untersuchungen sowohl Druck- (p-Wellen) als auch Scherwellen (s-Wellen) ausgewertet werden, kann aus deren Verhältnis die Poisson- oder Querdehnungszahl berechnet werden, womit eine recht indikative Größe zur Verfügung steht. Aus einer großen Zahl von Felddaten (BRÜCKL 1977)

hat sich ergeben, daß eine Zuordnung zu Fels- bzw. Lockergesteinen möglich ist (Abb. 4). Darüber hinaus wurde die Beobachtung gemacht, daß bei Massenbewegungen sehr kleine, zum Teil sogar negative Poissonzahlen, auftreten können.

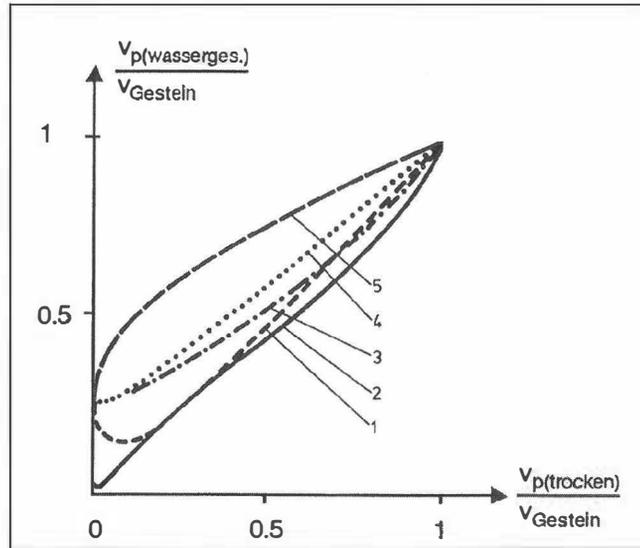


Abb. 3: p-Wellengeschwindigkeit des wassergesättigten Gebirges in Abhängigkeit von der p-Wellengeschwindigkeit des trockenen Gebirges (BRÜCKL 1984). Rheologisches Modell: 1 = VOIGHT-Modell, 2 = REUSS-Modell, 3 = Kombiniertes Modell, 4 = GASSMANN-Modell, 5 = Laufzeit-Modell.

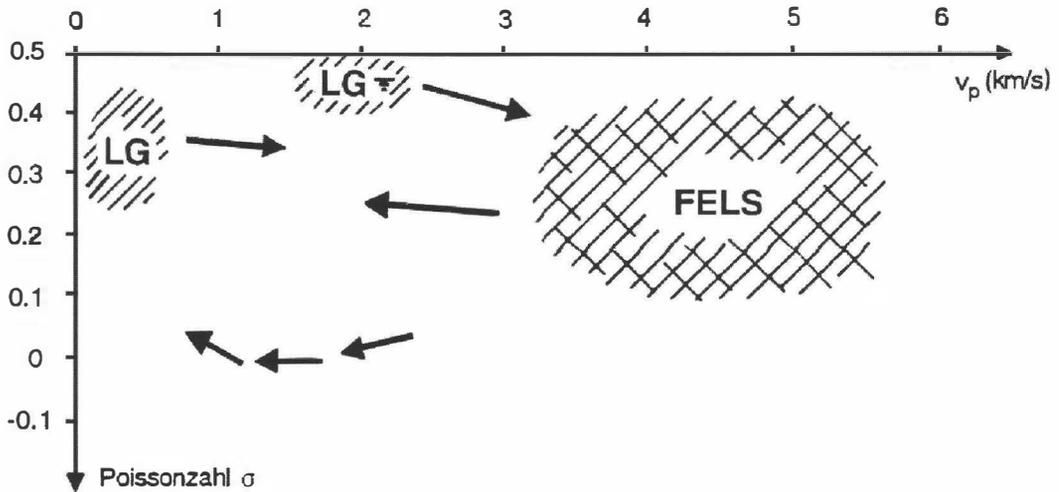


Abb. 4: v_p -Diagramm zur Klassifizierung von Lockergestein (LG) und Fels (BRÜCKL 1987).

2.4. *Spezifischer elektrischer Widerstand, Tongehalt und Reibungswinkel*

Auf Basis idealisierter Vorstellungen über die Ausdehnung und Anordnung der Porenräume können Modelle entwickelt werden, die einen Zusammenhang zwischen spezifischem elektrischem Widerstand und Tongehalt herstellen. Da der Tongehalt im allgemeinen auch mit dem Winkel der inneren Reibung korreliert, können aus dem spezifischen elektrischen Widerstand auch Aussagen über den Reibungswinkel gemacht werden (Abb. 5a-5c). Diese, unter bestimmten geologischen und geomechanischen Gegebenheiten gewonnenen Zusammenhänge, können nicht ohne weiteres auf andere Gebiete übertragen werden. Eine lokale Eichung durch bodenmechanische Untersuchungen ist unbedingt erforderlich.

3. *Geomechanische Strukturen*

Im Folgenden soll an einigen Beispielen gezeigt werden, wie sich geomechanische Strukturen infolge von Massenbewegungen ändern und wie sich das in der Veränderung physikalischer Parameter ausdrückt. Die Bezeichnungsweise folgt dabei der Klassifikation von Hangbewegungen nach NEMCOK et al. (1972).

3.1. *Bergzerreißung*

Bei Auflockerungen im oberen Hangbereich oder Bergzerreißungen (Abb. 6a-b) bilden sich steilstehende Klüfte oder Spalten aus. Diese bewirken eine starke Verringerung der p-Wellengeschwindigkeit. Durch das Aufreißen kommt es in Abhängigkeit von der Wasserwegigkeit des Gebirges auch zu einer Veränderung der Bergfeuchte. Diese kann über Widerstandsmessungen erfaßt werden.

3.2. *Sackung*

Bei einer Sackung (Abb. 6c) wird der gesamte Hang von oben bis unten verformt. Es ist keine dominante Gleitfläche ausgebildet, aber das Gebirge ist durch großräumige Verformungen (z.B. als Hakenwerfen im großen Maßstab) stark zerbrochen. Die bewegten Massen können infolge ihrer erhöhten Klüftigkeit und der damit verbundenen Abnahme der elastischen Module seismisch gegenüber dem unbewegten, kompakten Felsuntergrund abgegrenzt werden. Da die elastischen Parameter sehr empfindlich auf eine beginnende Entfestigung reagieren, können Anzeichen einer beginnenden Massenbewegung seismisch erfaßt werden.

3.3. *Gleitung*

Bei Gleitungen finden die größten Verformungen in einer eng begrenzten Tiefenzone statt. Mit geophysikalischen Methoden können jedoch nur ausreichend große geologische Körper gegeneinander abgegrenzt werden. Die direkte Bestimmung einer dünnen Gleitzone innerhalb eines ansonst ungestörten Gebirges ist geophysikalisch kaum möglich.

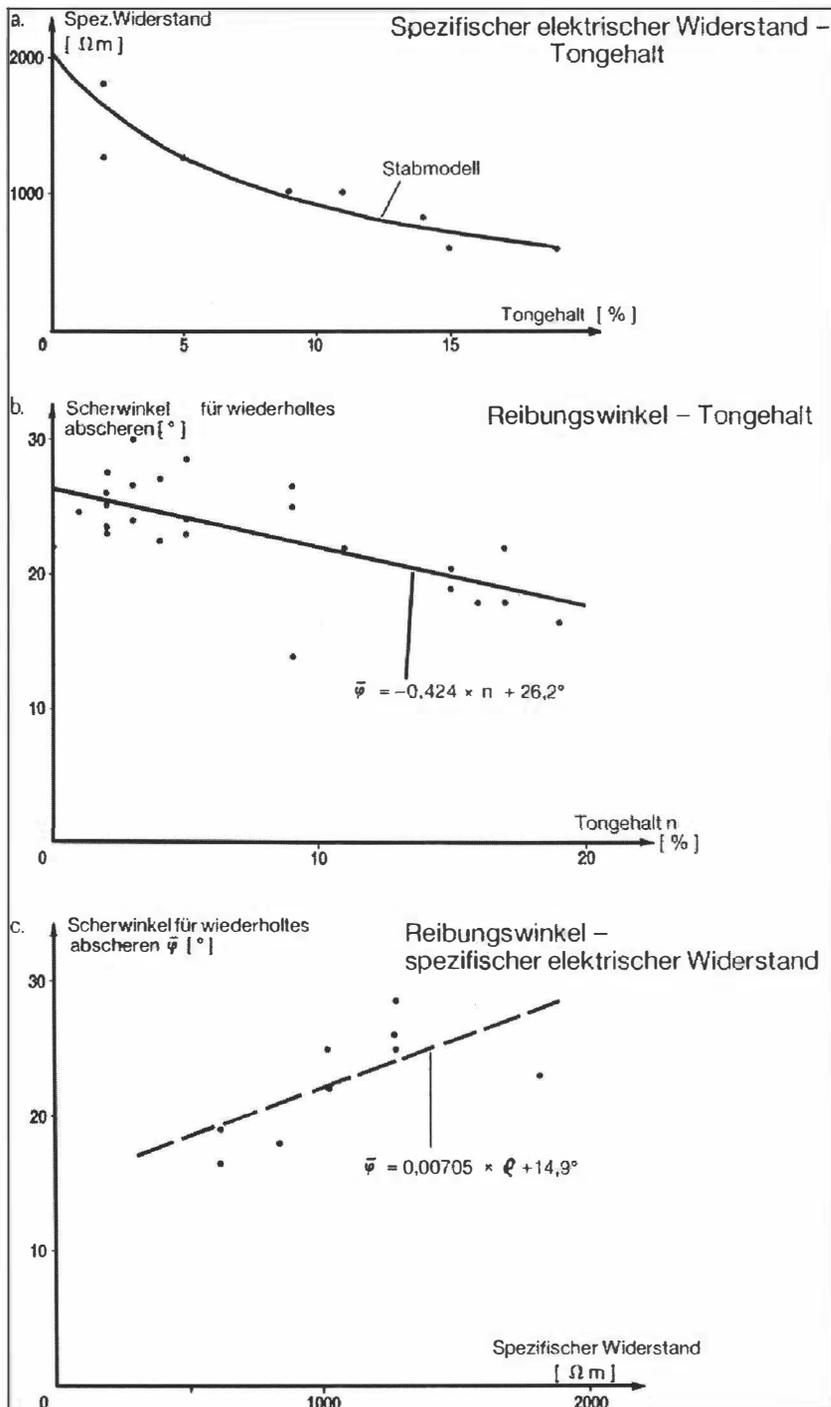


Abb. 5: Zusammenhänge zwischen spezifischen elektrischen Widerstand, Tongehalt und Reibungswinkel (BRÜCKL 1977).

Zumeist reichen aber auch die sekundär, innerhalb der Gleitmasse entstehenden Auflockerungen aus, um eine Gleitung geophysikalisch erfaßbar zu machen. Wenn, wie im in Abbildung 6d gezeigten Beispiel, die Bewegung auch eine Verformung der bewegten Masse unbedingt erfordert, dann kann man davon ausgehen, daß sich

die elastischen Eigenschaften verändert haben. Geophysikalisch erfaßbar ist auch der Bergwasserspiegel, der den Porenwasserdruck an der Gleitfläche bestimmt.

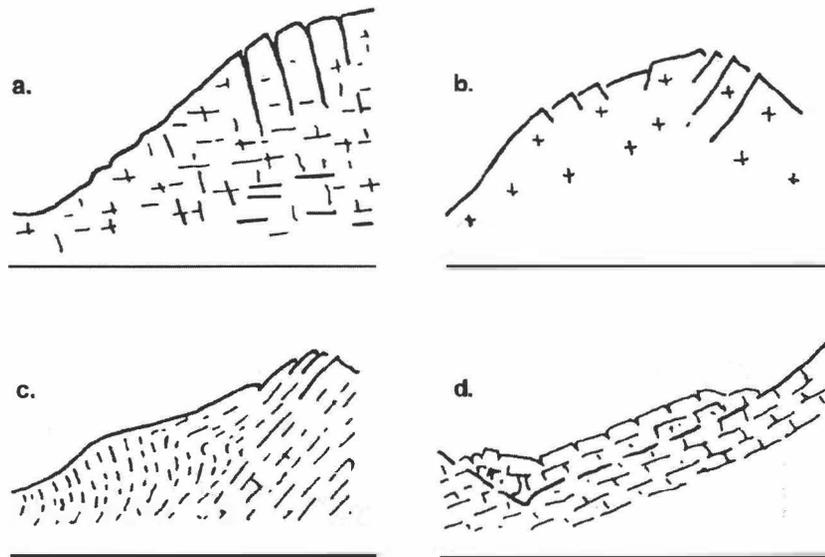


Abb. 6: Klassifikation von Hangbewegungen (NEMCOK et al. 1972): a.,b. Bergzerreißung; c. Talzuschub; d. Felsgleitung entlang bevorzugter Trennfläche.

3.4. Erdstrom

Bei Erdströmen oder Muren ist es manchmal so, daß die hohe Wassersättigung nicht unbedingt Unterschiede in der p-Wellengeschwindigkeit erkennen läßt. In diesem Fall kann eine Auswertung der s-Wellen oder eine geoelektrische Untersuchung die gewünschten Informationen liefern.

3.5. Bergsturz

Das Material von Fels- oder Bergstürzen kann als grobblockiges Lockergestein angesehen werden. Die Mächtigkeit derartiger Ablagerungen kann mit geophysikalischen Meßmethoden bestimmt werden.

4. Geophysikalische Meßmethoden

Geophysikalische Meßmethoden sind indirekte Verfahren, die aus Messungen an der Oberfläche ein Abbild des Untergrundes in Bezug auf verschiedene physikalische Parameter ableiten. Geophysikalische Methoden liefern rasch und wirtschaftlich linien- und flächenhafte Informationen. Die geophysikalische Interpretation muß die Erkenntnisse einer geologischen Kartierung miteinbeziehen und sollte durch direkte Aufschlüsse ergänzt werden. Ihre Zwischenergebnisse sind für eine gezielte Auswahl der Aufschlußpunkte sehr nützlich. Auf die für die geologisch-geotechnische Erkundung von Massenbewegungen ebenfalls wertvollen

geophysikalischen Bohrlochmessungen wird im Rahmen dieses Beitrages nicht eingegangen.

4.1. Gravimetrie

Wie unter 2.1. dargelegt wurde, nimmt bei Massenbewegungen im allgemeinen der Hohlraumanteil des bewegten Gebirges zu. Die damit einhergehende Abnahme der Dichte führt zu lokalen Anomalien im Schwerefeld, die durch gravimetrische Messungen erfaßt werden können. Über Modellrechnungen und unter Einbeziehung zusätzlicher geologischer und geophysikalischer Informationen können Aussagen über die Ausdehnung der aufgelockerten Massen gemacht werden. Die Gravimetrie wird vergleichsweise selten zur Erkundung von Massenbewegungen eingesetzt. Daß mit dieser Methode jedoch gute Ergebnisse erzielt werden können, zeigt das Beispiel im Kapitel 5.5.

4.2. Seismik

Die Seismik basiert auf Unterschieden in den elastischen Eigenschaften und damit in den Ausbreitungsgeschwindigkeiten elastischer Wellen im zu untersuchenden Untergrund. Es werden an der Oberfläche künstlich Erschütterungen angeregt und die Ausbreitung der davon ausgehenden elastischen Wellen entlang von Profilen mit Schwingungsaufnehmern beobachtet. Die Schwingungsanregung kann mit Hammerschlägen, Fallgewichten oder kleinen Sprengungen erfolgen. Abbildung 7 zeigt ein Seismogramm von einer Gletschermessung, in dem verschiedene Wellenarten zu beobachten sind: die direkte p-Welle durch das Eis (1), die refraktierte p-Welle vom Felsuntergrund (2), die in die Reflexionen (3) übergeht, weiters die s-Welle zusammen mit der Oberflächenwelle (4), sowie die refraktierte s-Welle. Je nachdem, welche Wellenarten man auswertet, unterscheidet man verschiedene Methoden.

4.2.1. Refraktionsseismik

Wesentliche Voraussetzung für die Refraktionsseismik ist, daß jede Schicht, die erkundet werden soll, eine höhere Ausbreitungsgeschwindigkeit hat als alle darüberliegenden. Weiters bestehen auch Bedingungen über die Mächtigkeit der Schichten. Die Beobachtungslänge sollte i.a. das 5-fache der Erkundungstiefe betragen.

4.2.2. Reflexionsseismik

Reflexionen entstehen an Schichtgrenzen, an denen eine Veränderung im Produkt aus Ausbreitungsgeschwindigkeit und Dichte gegeben ist. Damit ist die auf der Erfassung dieser Wellen beruhende Reflexionsseismik theoretisch weniger Einschränkungen unterworfen als die Refraktionsseismik. Auch ist die Erkundungstiefe im Vergleich zur Länge der Auslage wesentlich größer.

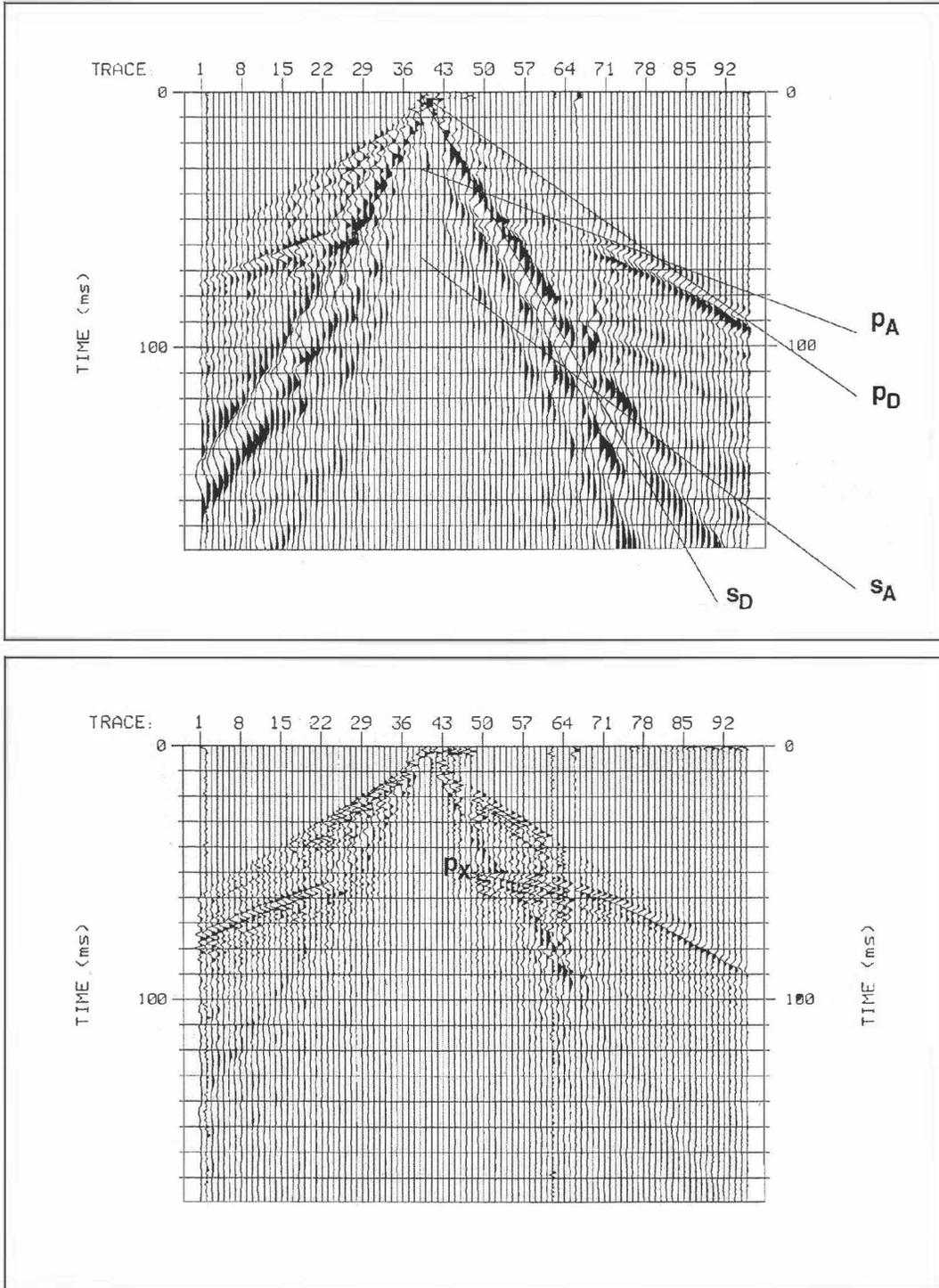


Abb. 7: Seismogramm einer Gletschermessung - Wellentypen:
 p_D...direkte p-Welle (1), p_A...refraktierte p-Welle (2), p_X...reflektierte
 p-Welle (3), s_D...direkte s-Welle(4),s_A...refraktierte s-Welle (5); oben:
 Rohaufnahme, unten: gefilterte Version.

Da in der Reflexionsseismik gesamte Wellenfelder ausgewertet werden, sind sowohl an die Feldaufnahme als auch an die Auswertung technologisch höhere Anforderungen zu stellen. Ein stark inhomogenes, ungeordnetes Gebirge kann die Beobachtung von Reflexionen unmöglich machen.

4.3. *Geoelektrische Verfahren*

Geoelektrische Verfahren bestimmen hauptsächlich die Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstandes im Boden.

4.3.1. *Gleichstromverfahren*

Beim Gleichstromverfahren werden Widerstandsmessungen in Form von Stromspannungsmessungen in verschiedenen Elektrodenkonfigurationen ausgeführt. Dazu wird im Boden zwischen zwei Elektroden ein Stromfluß erzeugt. Die zufolge des elektrischen Feldes im Untergrund an der Oberfläche vorhandenen Potentialdifferenzen werden über zwei weitere Elektroden gemessen. Der Abstand der Stromelektroden bedingt eine bestimmte "Erkundungstiefe" der Meßanordnung.

Bei der "geoelektrischen Tiefensondierung" wird dieser Abstand systematisch vergrößert und man erhält "Sondierungskurven", die den "scheinbaren spezifischen Widerstand" in Abhängigkeit vom Elektrodenabstand wiedergeben. Aus dieser Variation kann der Schichtaufbau des Untergrundes abgeleitet werden. Wird die Elektrodenkonfiguration beibehalten und entlang von Profilen bewegt, so spricht man von einer "geoelektrischen Kartierung". Sie gibt die laterale Widerstandsverteilung für eine bestimmte Erkundungstiefe wieder.

4.3.2. *Elektromagnetik*

Diese Meßmethoden arbeiten mit elektromagnetischen Feldern im kHz-Bereich. Mit einer Spule werden im Boden Kreisströme erzeugt, die über ihr begleitendes Magnetfeld in einer (komplanaren) Empfängerspule eine Spannung induzieren. Induktionsmeßgeräte arbeiten üblicherweise mit einer kleinen Anzahl von fixen Abständen zwischen Sende- und Empfangsspule. Die Erkundungstiefe wird in erster Linie durch die Frequenz bestimmt. Die Elektromagnetik ist für eine rasche Kartierung von Massenbewegungen von Interesse.

4.3.3. *Geo-Radar*

Das Impuls-Radar-Verfahren ist ein Hochfrequenzverfahren, das nach dem Prinzip der Echosondierung arbeitet. Es werden die Reflexionen von sehr kurzen elektromagnetischen Impulsen, die von einer Antenne in den zu untersuchenden Untergrund abgestrahlt werden, beobachtet. Diese entstehen an Materialgrenzen und können von ein und derselben Antenne wieder aufgenommen werden. Die Reflexionssignale werden in der Aufnahmeapparatur so verarbeitet, daß bei Abfahren eines Profils durch geeignetes Aneinanderreihen der Reflexionssignale ein kontinuierliches Reflexionsbild für die untersuchte Strecke entsteht. Geo-Radar

ist für eine detaillierte Erkundung im oberflächennahen Bereich geeignet. Es können Bodenstrukturen und Unterschiede in der Durchfeuchtung sehr genau erfaßt werden.

5. Fallbeispiele

5.1. Talzus Schub Gradenbach

Diese Massenbewegung bei Döllach im Mölltal ist eine der größten aktiven in den Alpen. Neben relativ langsam ablaufenden Kriechverformungen kommt es auch zu rasch ablaufenden Gleitungen, so daß die Deformationen diskontinuierlich erfolgen. Der Talzus Schub Gradenbach wurde von MOSER geotechnisch eingehend untersucht (MOSER und GLUMAC 1983). Neben Deformationsmessungen stehen auch Bohrungen zur Verfügung, die das bewegte Gebirge aufgeschlossen haben. Abbildung 8 zeigt einen geotechnischen Längsschnitt durch den unteren Teil der Massenbewegung, in dem die Gefahr des Auftretens rasch ablaufender Rutschungen besteht. Im Vergleich dazu ist in Abbildung 9 das Ergebnis einer refraktionsseismischen Untersuchung auf einem vergleichbaren Längsprofil dargestellt (BRÜCKL 1984). Im Bereich unter 1500 m bestätigt die Refraktionsseismik eine nach geologischen Überlegungen angenommene Gleitfläche knapp unter der maximal erreichten Aufschlußtiefe der Bohrung. Im oberen Hangbereich ist der Bewegungskarakter translatorisch, wobei die Refraktionsseismik eine maximale Mächtigkeit der bewegten Massen von 100 m erwarten läßt.

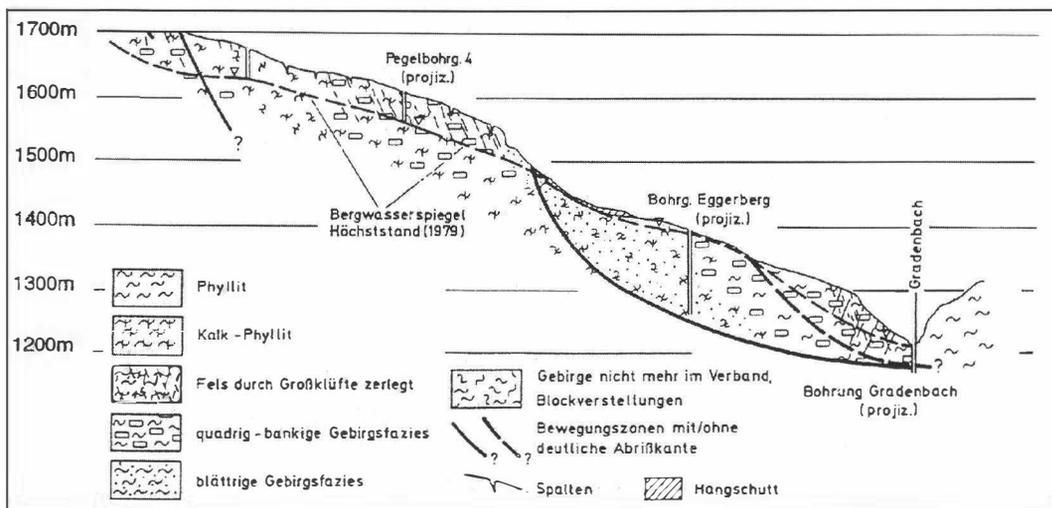


Abb. 8: Massenbewegung Gradenbach – geotechnischer Längsschnitt (vergleichbares Profil nach MOSER und GLUMAC 1982).

5.2. Hammerboden/Liesertal

Diese Massenbewegung im Bereich der Tauernautobahn (Abb. 10) dürfte sich durch kriechende und gleitende Bewegungen, aber auch durch Sturz von Fels- und

Lockermassen entwickelt haben. Die in Bewegung befindlichen Massen sind daher ziemlich heterogen. Obwohl Anrisse in der Natur deutlich sichtbar sind, stellte sich hier die Frage nach dem Ausmaß der Massenbewegung, insbesondere nach der Auflockerung der nördlichen und südlichen Begrenzungen. Es wurden daher eine Reihe von refraktionsseismischen Profilen aufgenommen, wobei hauptsächlich p- zum Teil aber auch sh-Wellen ausgewertet wurden. Darüber hinaus wurden auch geoelektrische Sondierungen ausgeführt. Die Ergebnisse spiegeln insgesamt den sehr unterschiedlichen Aufbau der Rutschmassen wider. Eine Zuordnung der einzelnen Horizonte zu geologischen Merkmalen ist nur eingeschränkt möglich, der unterste Horizont mit p-Wellengeschwindigkeiten zwischen 3.3 und 4.2 km/s ist jedoch eindeutig als Grenze zum unbewegten Fels anzusehen (Abb. 11). Der Tiefgang aktueller Bewegungen muß nicht unbedingt bis zu dieser seismischen Grenzfläche reichen. Es zeigt sich, daß auch die Ränder der Massenbewegung noch eine tiefgreifende Auflockerung aufweisen (p-Wellengeschwindigkeiten von 1.3 bis 1.5 km/s). Wie durch die Bohrerergebnisse und vor allem den Bau der Tauernautobahn bestätigt wurde, sind die bastionsartig vorstehenden nördlichen und südlichen Begrenzungen der Massenbewegung Hammerboden nicht als Härtlinge anzusehen. Sie sind vielmehr stark aufgelockerte Felsmassen, die - im geologischen Zeitmaßstab gesehen - gerade noch nicht abgerutscht sind.

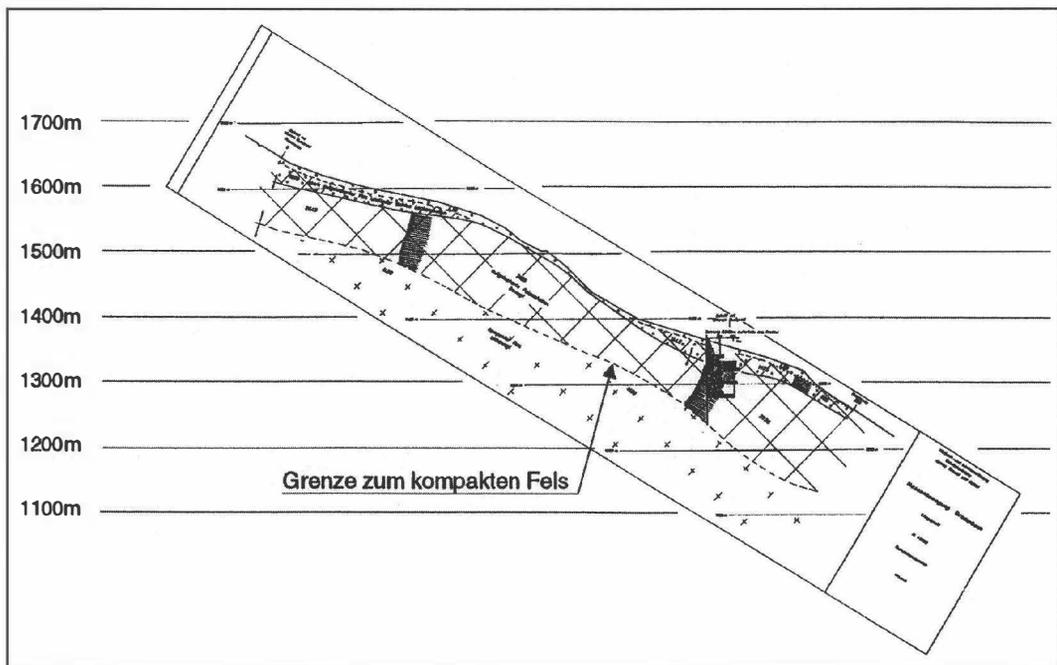


Abb. 9: Massenbewegung Gradenbach – refraktionsseismisches Längsprofil (BRÜCKL 1984).

5.3. Gödnacher Graben

Diese Hangbewegung im Altkristallin in der Nähe von Lienz stellt ähnlich wie die Massenbewegung Gradenbach (siehe Kap. 5.1.) eine Talzuschubsituation dar. Der Gödnacher Graben ist hier die Fortsetzung der Drautalstörung, einer großen Lateralstörung zwischen Süd- und Zentralalpen. Die Betrachtung der Rutschphänomene läßt zwei Modellvorstellungen zu: Einerseits könnte es sich um Hangbewegungen handeln, die sich aus einer Folge von kleineren Rotationsrutschungen zusammensetzen. Eine durchgehende Gleitfläche ist dabei nicht wirksam. Die andere theoretische Möglichkeit ist eine durchgehende Gleitfläche, auf der die aufgelockerten Felsmassen absacken. Diese Modellvorstellung wird allerdings durch die Beobachtung der Morphologie nicht gestützt (MÖLK 1992). Um die Frage nach dem Mechanismus der Massenbewegung abklären zu können, wurden refraktionseismische Messungen ausgeführt. Abbildung 12 zeigt das Ergebnis eines Längsprofils. Das Geschwindigkeits-Tiefen-Modell weist zwei Horizonte aus, die sowohl Bewegungen im oberflächennahen Bereich (A) als auch eine tiefgreifende Bewegung (B) der aufgelockerten Felsmassen zulassen. Es ist daher möglich, daß beide Mechanismen zusammenwirken.

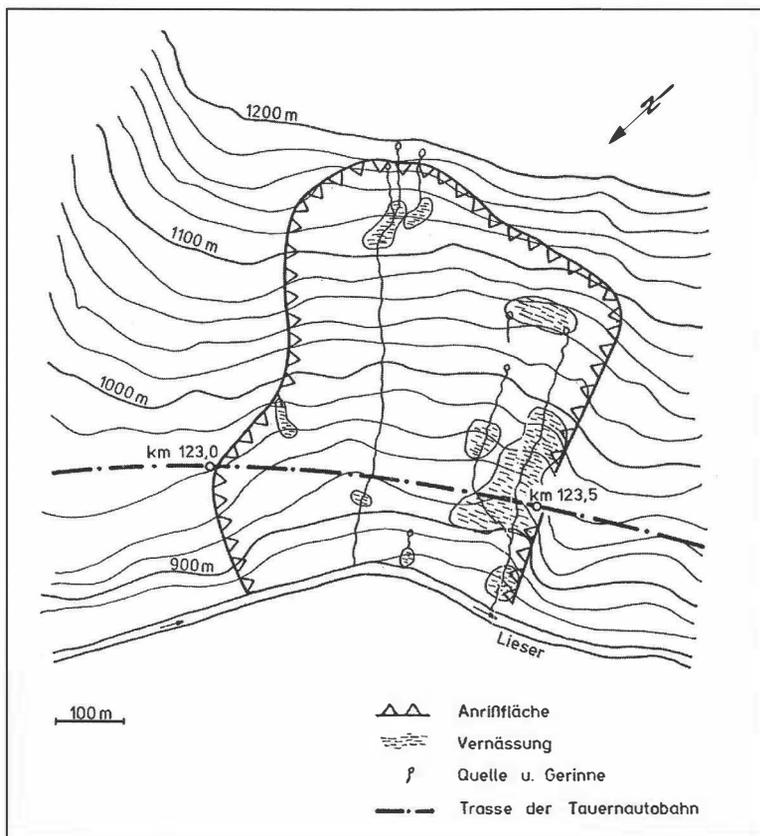


Abb. 10: Massenbewegung Hammerboden / Tauernautobahn km 123,0 bis 123,5 (BRÜCKL 1977).

5.4. Bergsturz Köfels

Der Bergsturz von Köfels, der sich vor etwa 8700 Jahren ereignet hat, gilt als die größte Massenbewegung im Kristallin der Alpen. Da an seiner freigelegten Gleitfläche Bimsstein und an einer internen Verformungszone glasartig erstarrte Gesteine (Friktonite) aufgeschlossen sind, ist er schon seit langem Gegenstand wissenschaftlicher Untersuchungen. Während ein früher vermutetes vulkanisches Ereignis heute widerlegt erscheint, wird die Hypothese eines Meteoreinschlages gegenüber der rein gebirgsmechanischen Deutung der Erscheinungen noch immer aufrechterhalten (HEUBERGER 1994).

Für das Verständnis der Mechanik dieses Bergsturzereignisses ist die Kenntnis über den Tiefgang der Rutschmasse und die Ausbildung des Tales vor dem Ereignis notwendig. Zur Klärung dieser Fragen wurden reflexionsseismische Messungen ausgeführt. Abbildung 13 zeigt das Wellenfeld des Profils C sowie die Auswertung von Schichtgrenzen. Man sieht, daß man im Bereich dieses Profils mit einer Überdeckung von etwa 400 m rechnen kann. Abbildung 14 zeigt dieses Ergebnis gemeinsam mit Reflexionshorizonten weiterer Messungen in einem Längsschnitt entlang der Ötztaler Ache (HEUBERGER und BRÜCKL 1993). Diese großen Tiefen des unbewegten Untergrundes stehen nicht im Einklang mit den bestehenden geomechanischen Deutungen (ERISMANN 1979) und es ist zu hoffen, daß umfassendere geophysikalische Untersuchungen zusammen mit einer integrierten Interpretation zur Klärung dieses wohl einmaligen Phänomens führen werden.

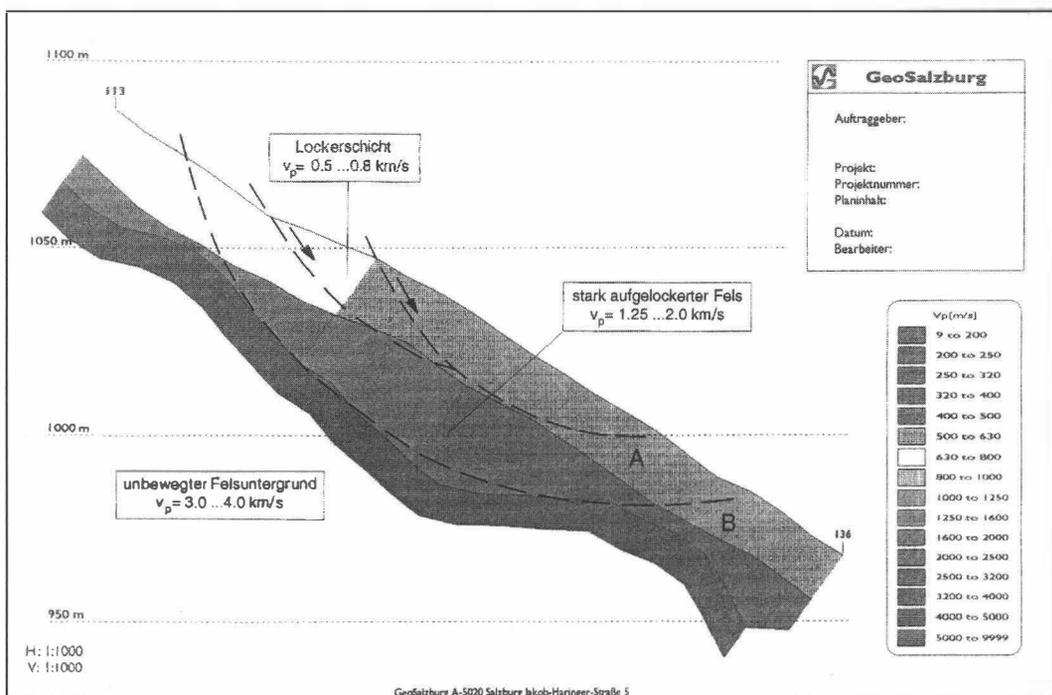


Abb. 12: Talzuschub Grödnacher Graben – refraktionsseismisches Längsprofil.

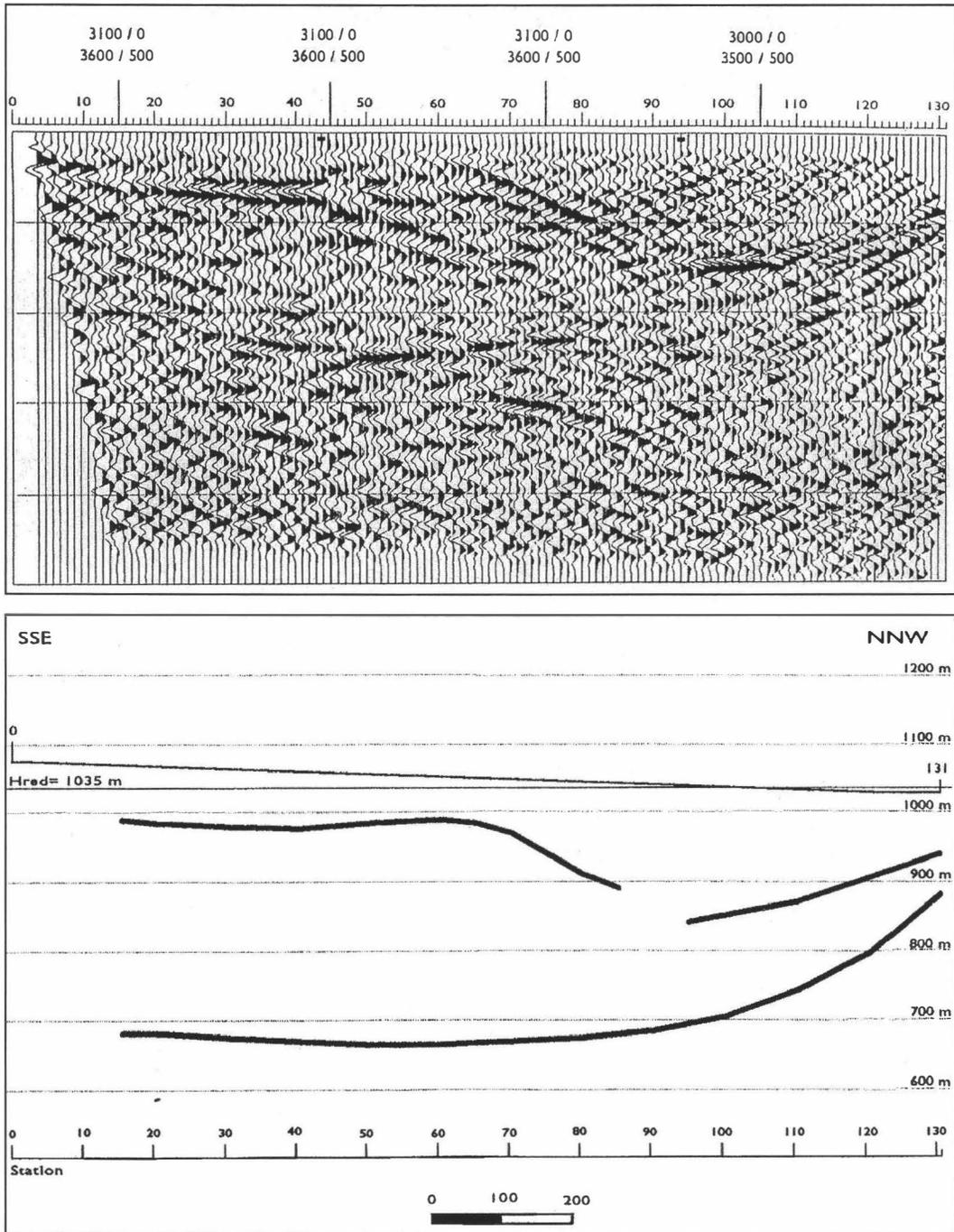


Abb. 13: Bergsturz Köfels – Reflexionsseismik Profil C
(HEUBERGER und BRÜCKL 1993).

5.5. Hangrutschung im Flysch

In den tonigen Formationen der Flyschzone des Wienerwaldes treten Hangbewegungen häufig schon bei geringer Neigung auf, wobei die Durchnässung des Bodens die Bewegung noch besonders begünstigt.

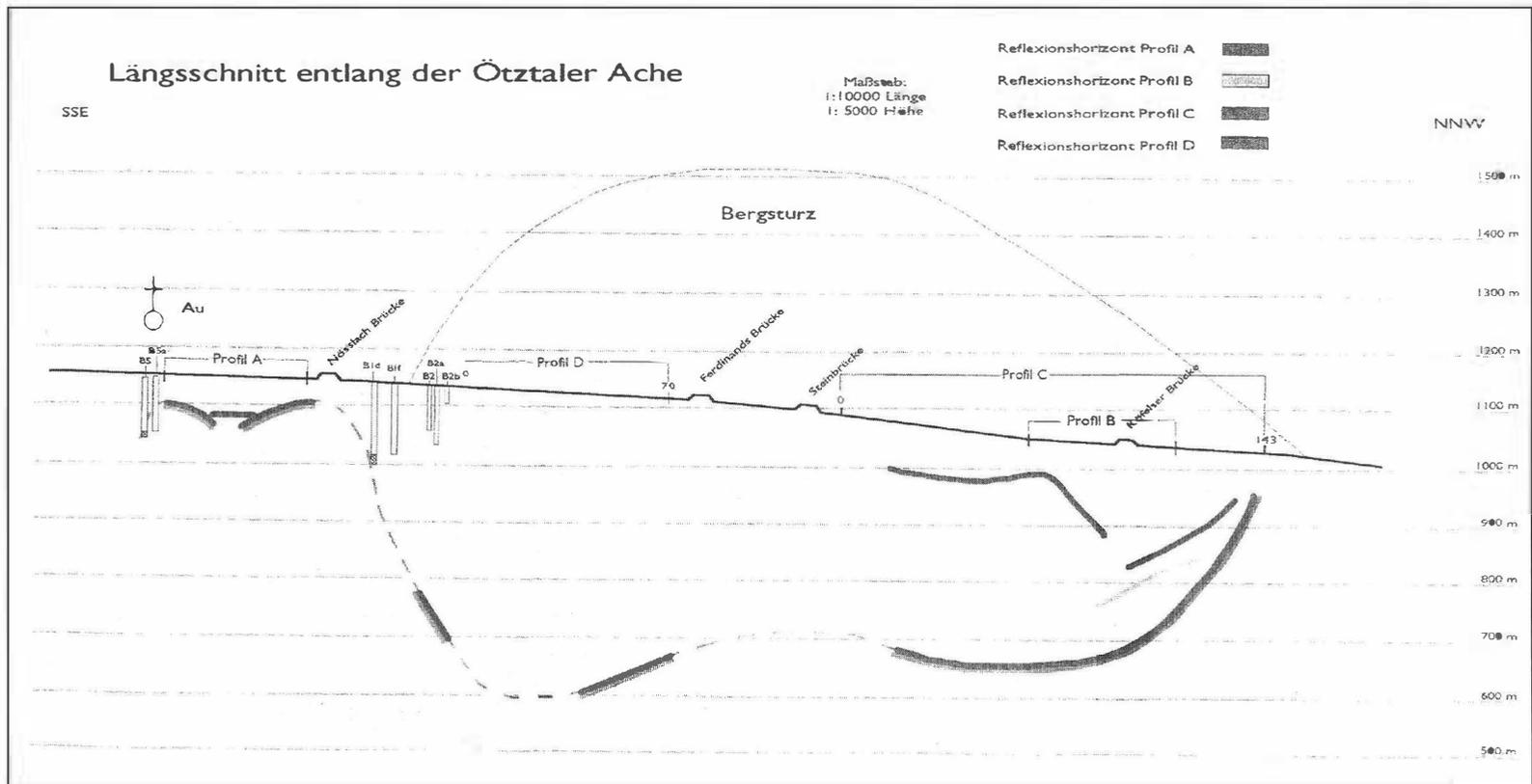


Abb. 14: Bergsturz Kofels – Schnitt entlang der Ötztaler Ache: Ergebnisse der Reflexionsseismik (HEUBERGER und BRÜCKL 1993).

Im Rahmen einer Studie wurden an einer derartigen Massenbewegung parallel seismische, geoelektrische und gravimetrische Messungen ausgeführt (FIGDOR et al. 1990). Es zeigt sich, daß sich mit Hilfe der Geoelektrik das Ausmaß der Massenbewegung kartieren läßt. Während die Ausbreitung der p-Wellen im wesentlichen durch das Hangwasser bestimmt ist, gibt die Auswertung der s-Wellen deutlich unterschiedliche Auflockerungsmächtigkeiten wieder.

Abbildung 15 zeigt einen Schnitt durch einen Teilbereich des Untersuchungsgebietes, in dem eine jüngere Rutschung eine ältere überprägt hat. Die Auswertung der s-Wellen ergibt einen Horizont, der offensichtlich die Grenze zum ungestörten Boden wiedergibt. Ein aus gravimetrischen Daten errechnetes Dichtemodell bestätigt diesen Schichtverlauf.

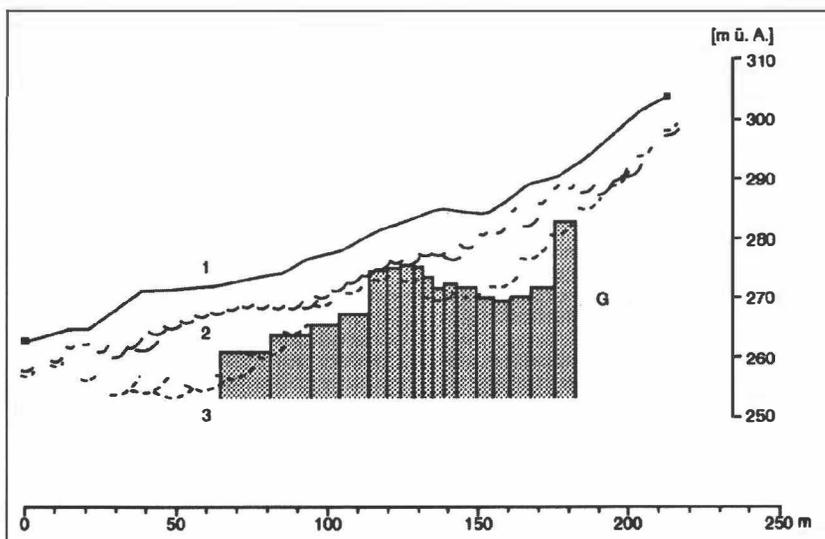


Abb. 15: Hangbewegungen im Flysch – Profil 1: Ergebnis von Refraktionsseismik und Gravimetrie: 1 = Geländeverlauf; 2 = p-Wellen-Horizont $v_p = 1,9$ km/s; 3 = sh-Wellen-Horizont $v_s = 0,55$ km/s; G = gravimetrisches Dichtemodell.

6. Neuere Entwicklungen und Ausblick

6.1. Methodische Weiterentwicklung

Aus überwiegend wirtschaftlichen Gründen konnte in den vergangenen Jahrzehnten die Ingenieurgeophysik Untersuchungen nicht auf jenem wissenschaftlichen und technologischen Standard durchführen, welcher der Geophysik im Bereich der Kohlenwasserstoffexploration zur Verfügung stand. Diese Einschränkungen gelten heute nicht mehr in diesem Maße und es ist möglich, die leistungsfähigsten Verfahren in einer der Aufgabenstellung angepaßten Weise einzusetzen.

Eine dieser Tendenz entsprechende Entwicklung wird derzeit an der Abt. für Geophysik der TU Wien betrieben. Bisher wurden in der Refraktionsseismik nur Laufzeiten ausgewertet. Auf Basis eines leistungsfähigen Auswerte-Systems soll die Bearbeitung refraktierter Wellenfelder zu einem in der Praxis einsetzbaren Verfahren entwickelt werden (BRÜCKL und CASTILLO 1995). Abbildung 16 zeigt anhand eines mit synthetischen Daten gewonnen Beispiels, wie das Wellenfeld eines Refraktors als Horizont abgebildet wird und welche Auflösung bei gegebenem Frequenzinhalt des seismischen Signals erreicht werden kann.

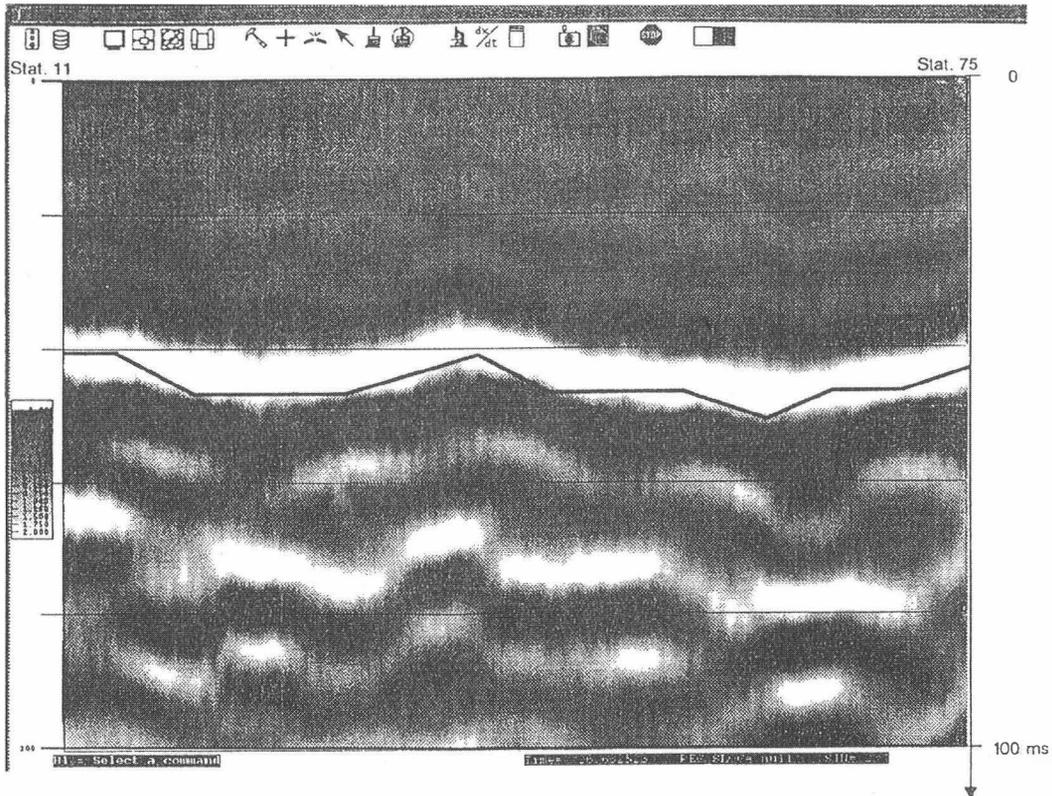


Abb. 16: Wellenfeld-Auswertung.

6.2. Interdisziplinäre Interpretation

Wie mit jeder anderen geowissenschaftlichen Methode kann mit einer geophysikalischen Untersuchung nur ein Teil der gesamten geologisch-geomechanischen Wirklichkeit einer Massenbewegung aufgeschlossen werden. Da für die Entwicklung eines geophysikalischen Modells aber auch die durch geophysikalische Messungen nicht erfassbaren Informationen wesentlich sein können, ist eine fachübergreifende Interpretation notwendig.

Eine derartige Studie wurde in jüngster Zeit an der Abt. f. Geophysik d. TU Wien für eine Massenbewegung in der Keuper-Schiefer-Serie am Semmering erstellt (CASTILLO 1995).

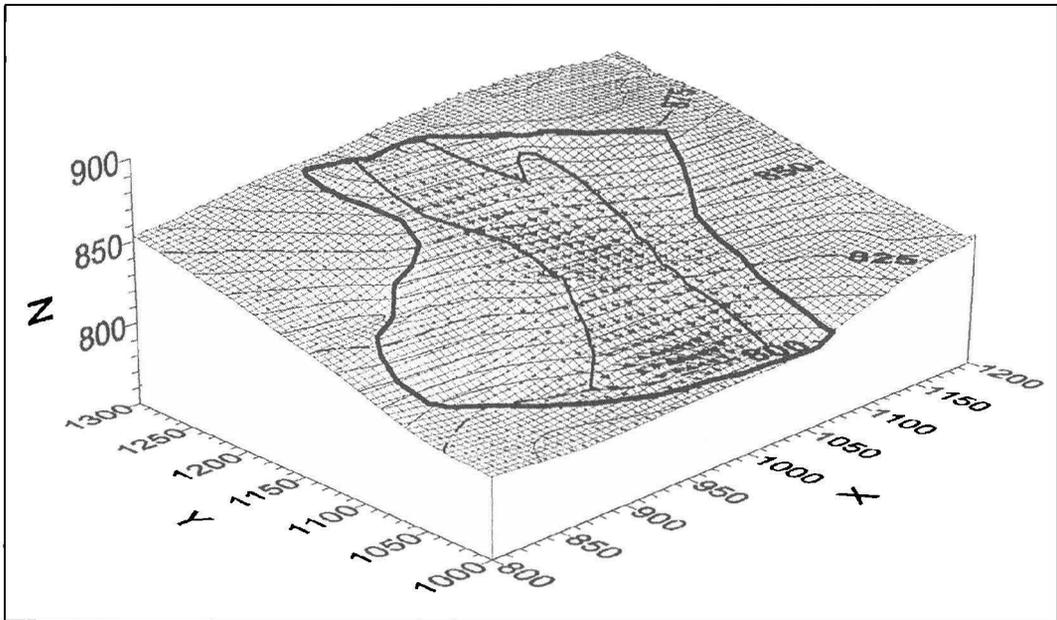


Abb. 17: Hangrutschung Haidbachgraben – FE-Modell (CASTILLO 1995) 3D-Darstellung der Oberfläche.

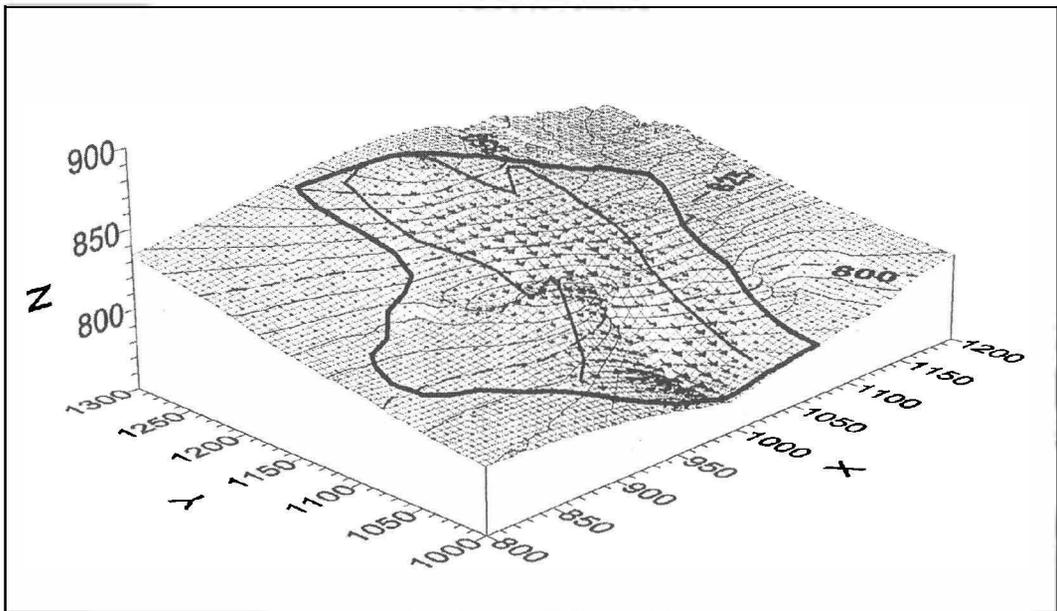


Abb. 18: Hangrutschung Haidbachgraben – FE-Modell (CASTILLO 1995) 3D-Darstellung der Gleitfläche.

Sie stellt eine Integration von Oberflächengeologie (FELLNER 1990), Seismik und Geoelektrik, Bewegungsmessungen und F(inite) E(lement)-Berechnungen auf der Basis eines viskoplastischen Modells dar. Die Bewegungsmessungen zeigten im unteren Teil des Hanges eine auffällige, nicht der Hangneigung entsprechende Richtung (Abb. 17). Auf Basis der geophysikalisch ermittelten Grenzfläche zum

unbewegten Gebirge und einer geologisch begründeten Einschätzung der Materialparameter konnte die FE-Berechnung diese, nicht der Oberflächenneigung folgende Bewegungsrichtung bestätigen (Abb.18). Damit wurde die Konsistenz des Interpretationsmodells nachgewiesen.

7. Literatur

BRÜCKL, E. (1977): Die Erfassung von Hangbewegungen im Fels durch geophysikalische Methoden. BM.f.B.u.T., Straßenforschung, 82, Wien.

BRÜCKL, E. (1984): Bericht über seismische Untersuchungen im Bereich des Talzuges im Gradenbach. Mitt. d. forstl. Bundesversuchsanstalt Wien, S. 153.

BRÜCKL, E. (1987): Refraktionsseismische Bestimmung oberflächennaher Geschwindigkeiten. 7. Mintrop-Seminar, Kassel.

BRÜCKL, E. (1988): A seismic system for shallow-depth investigations. European Association of Exploration Geophysicists, 50th Meeting, The Hague.

BRÜCKL, E., CASTILLO, E. (1995): Resolution of imaging techniques in 2D-refraction seismology. Proc. of the Int. Symp. on Recent Advances in Exploration Geophysics, Kyoto.

CASTILLO, E. (1995): Untersuchung von Massenbewegungen mit geophysikalischen Methoden und FE-Modellrechnungen. Dissertation TU Wien, Wien.

ERISMANN, T. (1979): Mechanism of large landslides. Rock Mechanics, 12, S. 15-46.

FELLNER, D. (1990): Baugeologische Erkundung von Massenbewegungen. Diplomarbeit TU Graz, Graz.

FIGDOR, H., ROCH, K.-H., SCHEIDEGGER, A.E. (1990): Geophysikalische und geodätische Untersuchungen an einer Hangrutschung im Flysch. Österr. Zeitschr. f. Verm.wesen u. Photogr., 78, 4, S. 212-220.

HEUBERGER, H., BRÜCKL, E. (1993): Reflexionsseismische Messungen am Bergsturz von Köfels. Geologie d. Oberinntaler Raumes - Schwerpunkt Blatt 144, Landeck Arbeitstagung d. Geologischen Bundesanstalt, S. 156-158, Wien.

HEUBERGER, H. (1994): The giant landslide of Köfels, Ötztal, Tyrol. Mountain Research and Development, 14, 4, S. 290-294.

MÖLK, M. (1992): Bericht zur geotechnischen Kartierung des Gödnacher Grabens. unveröff. Bericht d. forsttechnischen Dienstes f. Wildbach- u. Lawinenverbauung.

MOSER, M., GLUMAC, S. (1982): Zur Kinematik von Talzugeschüben, dargestellt am Beispiel des Talzuges Gradenbach/Kärnten. Allg. Vermessungsnachr., 89. Jg., H 5, 174 - 189, Karlsruhe.

MOSER, M., GLUMAC, S. (1983): Geotechnische Untersuchungen zum Massenkriechen in Fels am Beispiel des Talzschubes Gradenbach (Kärnten). Verh. Geol. B.-A., Jg. 1982, 3, S. 209-241, Wien.

NEMCOK, A., PASEK, J., RYBAR, J. (1972): Classification of landslides and other mass movements. Rock Mechanics, 4, S. 71-78.

ROCH, K.-H. (1987): Über die Bedeutung dynamisch ermittelter Parameter für die Bestimmung von Gesteins- und Gebirgseigenschaften. Geowiss. Mitt. TU Wien, 30, Wien.

STEINHAUSER, P., BRÜCKL, E., ARIC, K. (1984): Anwendung geophysikalischer Verfahren bei der geotechnischen Vorerkundung von Tunnelbauten. BH.f.B.u.T., Straßenforschung, S. 235, Wien.

ZYSCHINSKY, U. (1968): Über Sackungen. Rock Mechanics, 1, S. 30-52.

Anschrift der Verfasser: o. Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. Ewald Brückl und ao. Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. Karl-Heinz Roch, Institut für Theoretische Geodäsie und Geophysik, Gusshaustr. 25-29/128/2, A - 1040 Wien.

V. Geodätische Möglichkeiten und Überlegungen zur Erfassung von Hangrutschungen

Walter M. Welsch

1. Einführung

Die Geodäsie ist eine messende Wissenschaft. Fundamentale Meßgrößen sind Winkel, Strecken, die Zeit und die Schwerkraft. Das Messen von geometrischen Größen (Winkel, Strecken) nennt man auch dimensionales Messen. Dimensionale Messungen sind stets relative Messungen, denen ein absoluter Bezug, etwa zu einem Koordinatensystem, fehlt. Deshalb sind aus den ursprünglichen Messungen abgeleitete Größen, z.B. Koordinaten, zunächst auch relative Größen. Um zu absoluten Werten zu kommen, ist der Anschluß an ein Absolutsystem erforderlich. Diesen Anschluß an ein Absolutsystem nennt man auch das geodätische Datum. Das geodätische Datum ist eine externe, in den ursprünglichen Messungen nicht enthaltene Information; das Wort leitet sich aus dem lateinischen *dare* = geben bzw. *datum* = das Gegebene ab.

Dimensionelles Messen wird in vielen Bereichen angewendet:

- in der naturwissenschaftlichen Geodäsie (Erdmessung)
- bei nationalen Grundlagenvermessungen (Lage- und Höhenfestpunktfelder)
- für hoheitliche Aufgaben (Katastervermessungen)
- für Aufgaben des Bauingenieurwesens und des Maschinenbaus, im Bereich der Qualitätskontrolle
- last but not least: für geotechnische Fragestellungen, z.B. rezente Krustenbewegungen, Glaziologie, Bergsenkungen, Rutschungen, Berg- und Felsstürze u.a.m.

Für spezielle Aufgabenstellungen, insbesondere im Bereich der Planung geodätischer Überwachungsmessungen und bei der Analyse und Interpretation geodätisch ermittelter Deformationen ist die interdisziplinäre Kooperation nicht nur erwünscht, sondern auch erforderlich.

Im Hinblick auf das Gesagte ist das allgemeine Grundprinzip einer geodätischen Überwachungsmessung sehr einfach und - da für viele Deformationsmessungen einsetzbar - auch sehr allgemein.

Das zu überwachende Objekt bzw. genauer, die das Objekt diskretisierenden repräsentativen Objektpunkte, werden mit geodätischen Meßmethoden von Stütz- oder Bezugspunkten aus beobachtet. Die Stabilität der Bezugspunkte ist durch Messungen zwischen den Bezugspunkten zu kontrollieren. Die Messungen, die das Objekt mit den Bezugspunkten verbinden (etwas ungenau oft als "Absolutmessungen" bezeichnet), erlauben es, das Objekt in ein Referenzsystem einzubinden. Die "Absolutmessungen" werden ergänzt durch Beobachtungen an oder auf dem Objekt, ebenfalls etwas unscharf auch "Relativmessungen" genannt. Die "Relativmessungen" allein können eine Bewegung des Objektes als Ganzes, bei denen sich das Objekt nicht verformt (Starrkörperbewegungen), nicht feststellen. Dies wird erst durch den Bezug der "Relativmessungen" zu den übergeordneten Bezugspunkten möglich.

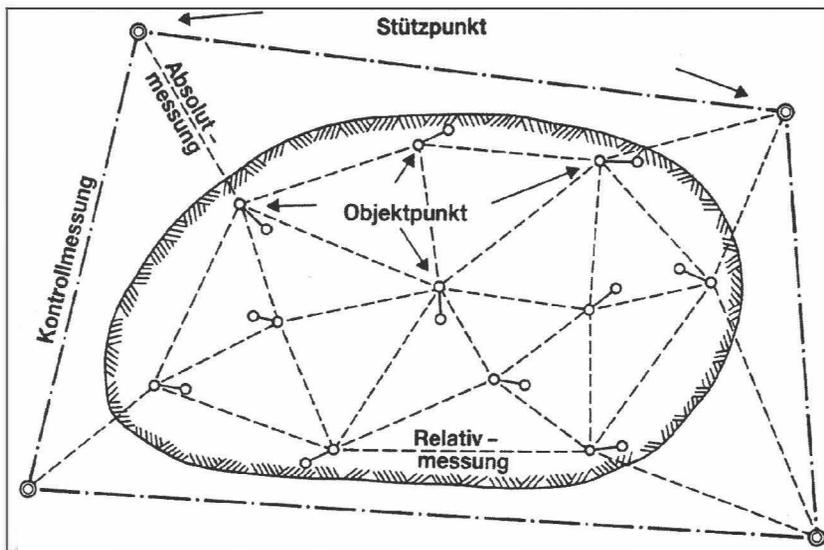


Abb. 1: Grundprinzip einer geodätischen Überwachungsmessung.

Auf dem Kartenausschnitt von Bad Feilbach (Abb. 2), auf dem die geodätischen Punkte zur Beobachtung des Jenbach-Talzschubes dargestellt sind, sind die Punkte 1001, 1002 und 1003 die im WGS 84 koordinierten Bezugspunkte. Die übrigen, südlich gelegenen Punkte sind Objektpunkte. (Im Falle des Talzschubes Jenbach werden alle dargestellten Punkte mit Hilfe des Global Positioning System [GPS, siehe unten] beobachtet.)

Referenzsystem:

Definition eines Systems, das als Basis für die Beschreibung eines geometrischen oder physikalischen Zustandes dient. Beispiel: World Geodetic System 1984 (WGS 84): Dreidimensionales, kartesisches, geozentrisches Koordinatensystem mit der Z-Achse parallel zur Erdrotationsachse und der X-Achse durch den Meridian von Greenwich.

Referenzrahmen:

Materialisierung eines Referenzsystems durch einen Satz von geometrischen oder physikalischen Größen. Beispiel: Koordinaten einer Anzahl von Stationen (im Referenzsystem) auf der Erdoberfläche.

Geodätisches Datum:

Das geodätische Datum wird durch die Bezugspunkte festgelegt. Bezugspunkte sind diejenigen Punkte des Referenzrahmens, die ausgewählt werden, um den relativen geodätischen Messungen einen absoluten Bezug innerhalb des Referenzrahmens zu geben. Um vergleichbare Ergebnisse zu erhalten, ist es sehr wichtig, stets dieselben Bezugspunkte für die Analyse eines Deformationsproblems zu benutzen. Ihre Stabilität ist zu kontrollieren. Gegebenenfalls sind Datums-Transformationen erforderlich.

Die Beobachtung des zu überwachenden Objektes muß wenigstens zu zwei Zeitpunkten (Epochen) erfolgen, die so weit auseinander liegen, daß Objektbewegungen oder -verformungen in einer Größenordnung eingetreten sind, die unter Beachtung der mit dem verwendeten Instrumentarium erzielbaren Genauigkeit aufgedeckt werden können.

Basierend auf dem allgemeinen Grundprinzip ist die geodätische Überwachung von Hangrutschungen zunächst keine sehr spezielle Aufgabe.

Deshalb beschäftigen sich die nachfolgenden Ausführungen eher allgemein mit den Themen

- Instrumente und Instrumentenentwicklungen,
- Deformationsanalysen,
- Interdisziplinäre Zusammenarbeit.

2. Instrumente und Instrumentenentwicklung

Man kann eine Einteilung in terrestrische, photogrammetrische und raumgestützte geodätische Instrumente treffen.

2.1. Terrestrische Instrumente

Die bekanntesten Instrumente sind Theodolite, elektronische Entfernungsmeßgeräte (EDM-Geräte), Tachymeter als eine Kombination dieser beiden Instrumente und Nivelliergeräte.

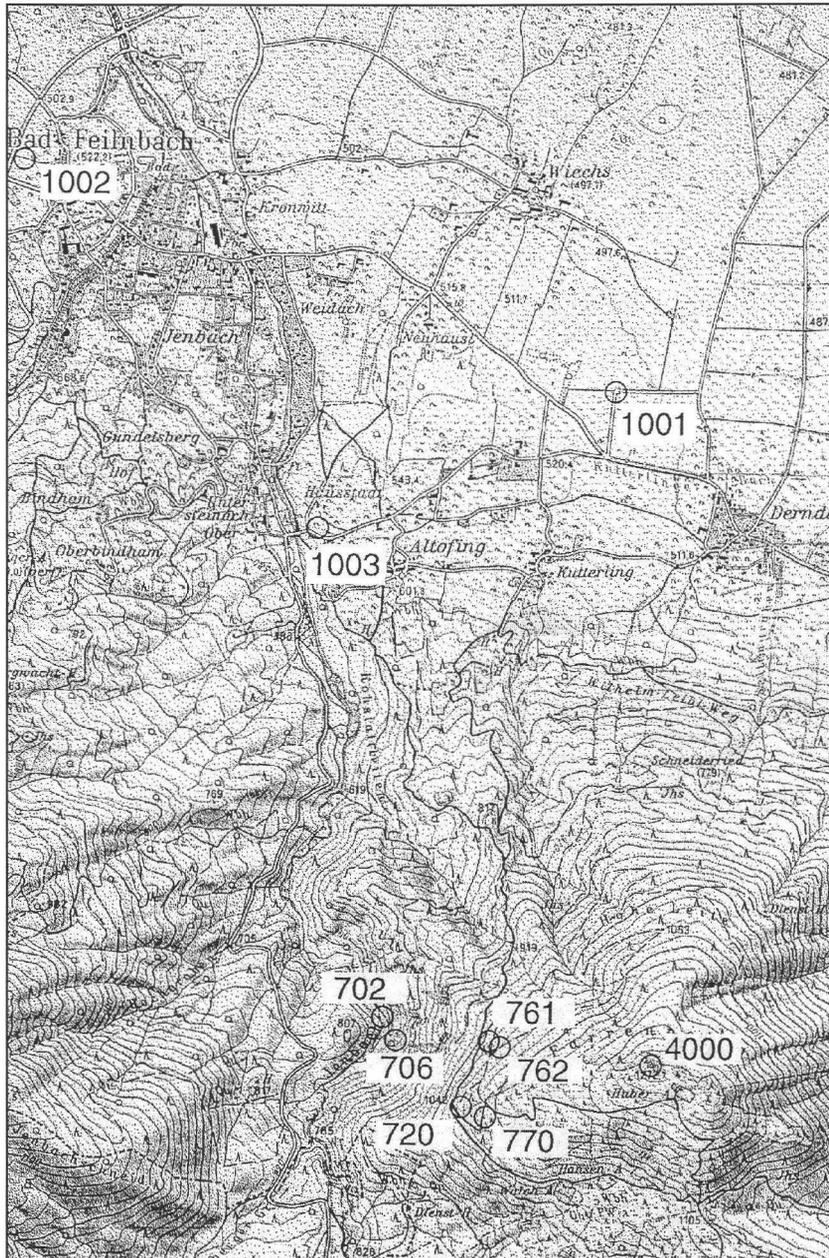


Abb. 2: Bezugs- und Objektpunkte zur Überwachung des Talzuschubs im Jenbachtal bei Bad Feilnbach.

Es ist an dieser Stelle nicht möglich, eingehende Beschreibungen dieser weitverbreiteten und weithin bekannten geodätischen Instrumente zu geben. Deshalb seien lediglich die neuesten Entwicklungen kurz aufgezeigt.

2.2. *Theodolite, EDM-Geräte, Tachymeter*

Die Instrumentenentwicklung zielt auf kompakte Geräte, die entweder modular aufgebaut sind oder aus einem einzigen integrierten Instrument bestehen. Hochgenaue Spezialinstrumente für besondere Aufgaben sind eher Ausnahmen, die dem eigentlichen Fachmann vorbehalten bleiben. Folgendes beschränkt sich deshalb auf Ausführungen zu Tachymeterinstrumenten.

Tachymeter sind heute - anders als noch vor wenigen Jahren, als sie hochkomplizierte optisch-feinmechanische Kunstwerke waren - messende Computer oder auch Meßroboter. Ihr Leistungsspektrum, Meßkomfort, ihre Flexibilität und Software-Intelligenz setzen neue Maßstäbe für die Durchführung von Meßaufgaben im Außen- und Innendienst. Die "Hardware" ist konsequent auf schnelle, einfache und sichere Bedienung ausgelegt. Auf einem grafikfähigen Display sind alle wichtigen Informationen in einer frei zu wählenden Sprache auf einen Blick sichtbar. Es werden auch schon motorisierte Instrumente angeboten, die - allerdings meist für einen stationären Einsatz - nach einer "teach-in"-Prozedur, Messungen halb- oder vollautomatisch ausführen und dadurch Kontrollaufgaben entscheidend beschleunigen können. Die hohe Leistungsfähigkeit wird vornehmlich dadurch erreicht, daß Daten (Beobachtungen) einfach und sicher erfaßt und ohne Informationsverlust an andere Systemteile (einschließlich GPS) übertragen werden können. Ermöglicht wird dies durch vereinheitlichte Datenformate, Datenträger und einheitliche Schnittstellen. Dies gilt natürlich vor allem innerhalb der Produktpalette eines Herstellers. Der Datenaustausch zwischen Systemteilen wird ergänzt durch angepaßte Auswertesoftware, die Vermessungsaufgaben aller Art schnell und sicher auszuführen erlaubt. Die Programme können meist vom Benutzer nach seinen individuellen Anforderungen konfiguriert werden, wobei die Programmbibliotheken ständig erweitert und angepaßt werden. Auch die Einbindung eigener Programmentwicklungen ist möglich.

Man täusche sich aber nicht: Moderne Tachymetersysteme sind äußerst leistungsfähig und flexibel, ihre Bedienung erfordert jedoch gründliche Einarbeitung, spezielles Wissen um das jeweilige System und hohen Sachverstand, wenn es an die Analyse und Beurteilung der gewonnenen Daten geht.

2.3. *Nivelliergeräte*

Allgemein bekannt sind die klassischen Libellen- und Kompensatornivelliere. Heute sind jedoch nahezu vollautomatische Geräte auf dem Markt. Die Automation besteht - wie bei den Tachymetern - in der Erfassung, Registrierung und (Vor-) Verarbeitung der Beobachtungen. Techniken der digitalen, elektronischen Bildverarbeitung ermöglichen es, die speziell ausgebildete Nivellierlatte zu erfassen, den

Höhenunterschied und die Distanz zu registrieren und die gesuchten Höhen zu berechnen. Mit Digitalnivellieren lassen sich alle Nivellieraufgaben schneller und damit wirtschaftlicher lösen als bisher.

3. Photogrammetrie

Die Anwendung der Photogrammetrie für die Erfassung von Hangbewegungen wird auf Ausnahme- oder Spezialfälle beschränkt bleiben. Zur Beurteilung der Einsatzmöglichkeiten müssen verschiedene Kriterien untersucht werden, wie

- verfügbares Instrumentarium
- der Träger der Kamera (terrestrisch, d.h. hand-held oder auf Stativ, Helikopter oder Flugzeug)
- Größe des Aufnahmegebietes
- geforderte Genauigkeit
- Bodenbedeckung
- unterstützende Feldarbeiten (Paßpunkte).

Im allgemeinen wird eine photogrammetrische Aufnahme und Auswertung nur von Fachleuten ausgeführt werden können, obzwar auch schon Amateuraufnahmen zu Ergebnissen geführt haben.

4. Das Global Positioning System (GPS)

Das Global Positioning System hat das Vermessungswesen in weiten Bereichen im wahrsten Sinne des Wortes revolutioniert. Deshalb soll es im folgenden, wenn auch allgemein, so doch etwas ausführlicher beschrieben werden.

4.1. Allgemeines

Das Globale Positionierungssystem (Global Positioning System - GPS) ist eine satellitengestützte Navigationseinrichtung zur schnellen Positionsbestimmung; es wird vom amerikanischen Verteidigungsministerium finanziert.

Das System ist seit 1993 voll ausgebaut. Es besteht in der Regel aus 24 Satelliten, die auf sechs Bahnebenen die Erde in einer Höhe von ca. 20.000 km umkreisen. Die Satellitenbahnen werden von fünf weltweit angeordneten Kontrollstationen überwacht. Die Kontrollstationen übermitteln den Satelliten regelmäßig die genauen Bahndaten, die in einer sog. Message ständig von den Satelliten wieder zur Erde gefunkt werden. Zusätzlich strahlen die Satelliten für die Positionsbestimmung Mikrowellen mit Wellenlängen von $L1 = 19 \text{ cm}$ und $L2 = 24 \text{ cm}$ aus. Den Wellen sind Codes aufgeprägt, der sog. C/A- und der P-Code.

Sämtliche Signale können von Empfängern, die den Nutzern des Systems zur Verfügung stehen, aufgenommen werden.

Das System bietet mehrere Möglichkeiten der Positionsbestimmung. Für Navigationszwecke werden die Codes ausgewertet. Reine Code-Auswertungen dienen der absoluten Positionsbestimmung von Punkten auf der Erde, die je nach Verwendung des C/A- oder des P-Codes mit einer Genauigkeit im Bereich von lediglich 30-100 m möglich ist. Ein besonders breites Anwendungsfeld in der Navigation bietet die Auswertung von Code-Differenzen (differentielle Code-Auswertung) zwischen zwei Stationen, deren gegenseitige Lage dann mit einer Genauigkeit von 1-5 m bestimmbar ist.

Für vermessungstechnische Aufgaben sind diese Genauigkeiten nicht ausreichend. Die für geodätische Aufgabenstellungen erforderliche hohe Genauigkeit im Zentimeter- oder Subzentimeter-Bereich kann dadurch erreicht werden, daß nicht die Codes, sondern die Phasen bzw. die Phasenunterschiede der von den Satelliten ausgesandten und von zwei Empfängern aufgenommenen Mikrowellen der Auswertung zugrunde gelegt werden. Analog zur differentiellen Code-Messung werden auch bei der differentiellen Phasenauswertung die Positionsunterschiede (Koordinatenunterschiede) zwischen zwei Empfängern ermittelt. Den dadurch festgelegten Raumvektor nennt man eine Basislinie.

Da Relativmessungen die übliche Vorgehensweise im Vermessungswesen darstellen, ist darin kein Nachteil zu sehen. Das Relativverfahren reduziert oder eliminiert eine ganze Reihe von Fehlereinflüssen, die auf Ungenauigkeiten der Satellitenorbits, der Satelliten- und Empfängeruhren und auf den Einfluß der Erdatmosphäre zurückzuführen sind.

4.2. *Empfänger und Beobachtungsplanung*

Für geodätische Beobachtungen werden zwei simultan messende Empfänger benötigt, die in der Lage sind, die Phasen wenigstens der L1-Frequenz zu messen. Für größere Entfernungen zwischen den Empfängern, d.h. bei Basislinien >10 km, oder für Genauigkeiten im Millimeter-Bereich ist die Verwendung der L1- und der L2-Frequenz anzuraten. Auch kann mit Zweifrequenzempfängern bei kurzen Basislinien (<10 km) die Beobachtungsdauer erheblich verkürzt werden.

L1-Empfänger kosten derzeit etwa 20.000 DM, L1/L2-Empfänger etwa 40.000-50.000 DM. Zusätzlich zu den Empfängern nebst Stromversorgung ist ein Bedienelement zur Steuerung des Beobachtungsprozesses und ein Speicherelement zur Registrierung der von den Satelliten empfangenen Daten erforderlich. Für die Auswertung wird meist handelsübliche Software, die in einem 386er PC verarbeitet werden kann, verwendet.

Für geodätische Messungen müssen die Signale von wenigstens vier Satelliten zur Verfügung stehen, die sich in einer günstigen Stellung zueinander befinden. Um festzustellen, ob diese Bedingung erfüllt ist, erlauben Planungsprogramme die

Berechnung der Satellitenörter zu jedem Zeitpunkt des Tages und an jedem Ort der Erde.

| ----- sky plot ----- | | | |
|----------------------|---|----------------|-----------|
| ----- 1_ORI ----- | | | |
| Prediction date: | 07.05.94 | | |
| Window: | 00.00 – 24.00 | | |
| Site: | Bad Feilenbach | Time: | GMT+02.00 |
| Latitude: | 47°45'N | Longitude: | 12°00'E |
| Height: | 1000m | Cut-off angle: | 15° |
| Almanac from: | 12.05.94 | Obstructions: | used |
| Sats. not used: | 13 | | |
| Sats. used: | 1 2 4 5 6 7 9 12 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 31 | | |

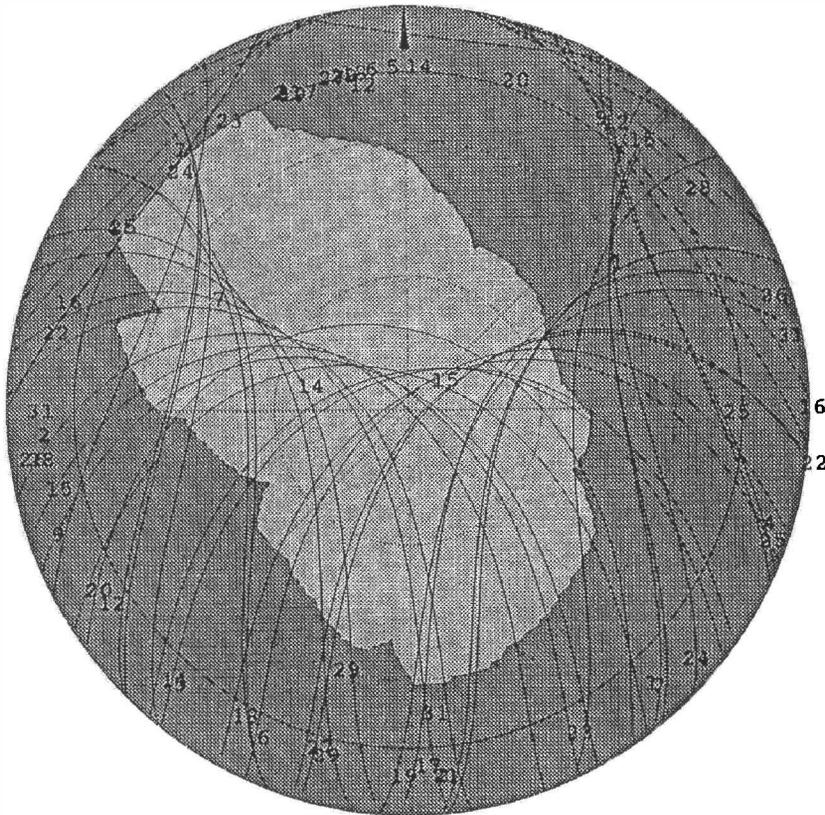


Abb. 3: Sky-plot für einen GPS-Punkt im Jenbachtal bei Bad Feilenbach.

Die Qualität der Satellitenkonstellation wird dabei durch eine Zahl, den sog. DOP-Wert (dilution of precision), ausgedrückt. Die DOP-Werte sollten eine gewisse Größe nicht überschreiten. Die Satelliten sollen auch weit genug über dem Horizont ($\geq 15^\circ$) stehen und der Horizont sollte oberhalb dieses Winkels nach allen Richtungen frei sein. Eine örtliche Erkundung der Punkte, deren Koordinaten durch GPS bestimmt werden sollen, gibt Aufschluß über die Horizontfreiheit oder eventuelle Hindernisse, die zu Abschattungen der Satellitensignale führen könnten. Abbildung 3 zeigt einen sog. sky-plot für einen Punkt im Jenbachtal bei Bad

Feilnbach. Selbst die offensichtlich sehr hohe Abschattung erlaubt noch brauchbare Messungen.

Falls keine Hindernisse den Empfang der Satellitensignale stören, kann gewöhnlich rund um die Uhr beobachtet werden. Sichtverbindung zwischen den Endpunkten einer Basislinie ist nicht erforderlich.

4.3. Beobachtungsverfahren

Für geodätische Aufgabenstellungen kommen im wesentlichen drei Beobachtungsverfahren in Frage. Zwei von ihnen dienen eher der klassischen Punktbestimmung, das dritte eröffnet dem Vermessungswesen neue Aufgabenfelder.

4.3.1. Statische Vermessung (static)

Bei ungünstiger Satellitenkonstellation, langen Basislinien oder, um höchste Genauigkeiten zu erreichen, werden die Empfänger längere Zeit auf den zu beobachtenden Punkten aufgestellt. Die Zeitdauer hängt von den Umständen ab und kann eine Stunde, aber auch bis zu acht Stunden, betragen.

4.3.2. Schnelle statische Vermessung (rapid static)

Vor einigen Jahren gelang es, gewisse Schwierigkeiten in der eindeutigen Bestimmung der Phasen der Meßsignale (Problem der Mehrdeutigkeiten oder Ambiguities) schnell, d.h. nach nur kurzem Empfang der Satellitensignale, zu lösen. Dies führte dazu, daß Beobachtungszeiten von nur wenigen Minuten pro Punkt bzw. Basislinie ausreichten. Das Verfahren ist also schnell, jedoch nur im Kurzstreckenbereich (Basislänge <10 km) und bei niedrigen DOP-Werten einsetzbar und erfordert überdies L1/L2-Empfänger.

Die Empfänger werden gewöhnlich im sog. Sternprinzip eingesetzt: ein für einen längeren Meßeinsatz stationärer Zentralempfänger bildet die Referenzstation. Sie ist der eine Endpunkt aller Basislinien, die von dem Referenzempfänger zusammen mit den anderen Empfängern beobachtet werden. Da diese anderen Empfänger beweglich eingesetzt sind, indem sie gewissermaßen von Punkt zu Punkt ziehen, nennt man sie auch "rover".

Ist ein Vermessungsprojekt so ausgedehnt, daß ein Stern nicht genügt, um alle Punkte zu erfassen, können mehrere Sterne angelegt werden. Es ist dann jedoch darauf zu achten, daß die Sterne durch Verknüpfungspunkte miteinander verbunden werden. Hierzu ist wenigstens ein Punkt erforderlich; ein oder mehrere zusätzliche Punkte erhöhen jedoch die Genauigkeit und Zuverlässigkeit der Verknüpfung.

Je nach den Umständen können mit der schnellen statischen Vermessung Genauigkeiten auch im Subzentimeter-Bereich erzielt werden.

4.3.3. *Kinematische Vermessung (kinematic)*

Im kinematischen Verfahren werden die Satellitensignale von einem sich in Bewegung befindlichen Empfänger empfangen. Dieses Verfahren ist deshalb besonders geeignet zur Aufnahme des Fahrweges von Fahrzeugen aller Art. Ein derzeit in Entwicklung befindliches Anwendungsgebiet ist die Aufnahme der Trassen von Straßen und Eisenbahnen.

Aus Gründen der Zuverlässigkeit und der Genauigkeit sind sowohl bei der statischen als auch bei der schnellen statischen Vermessung redundante Beobachtungen anzustreben. Sämtliche Messungen sollen deshalb unabhängig voneinander wenigstens zweimal ausgeführt werden. Zu bevorzugen ist die Wiederholungsmessung zu einer anderen Tageszeit (andere Satellitenkonstellation), eventuell auch unter anderen Witterungsbedingungen. Aus dem Vergleich der Mehrfachmessungen (Wiederholungsgenauigkeit) lassen sich realistische Genauigkeiten für die erzielten Ergebnisse ableiten.

4.4. *Auswertung*

In der Regel werden GPS-Beobachtungen mit Programmen ausgewertet, die von den Geräteherstellern angeboten werden. Sie sind meist benutzerfreundlich zu bedienen. Die gängigste Auswertart ist die Bestimmung einzelner Basislinien. Sämtliche mehrfach bestimmten Basislinien eines Projektes können anschließend mit Hilfe eines Programmes, das Koordinatendifferenzen verarbeiten kann, in einem Guß ausgeglichen werden. Als Ergebnis erhält man die ausgeglichenen Koordinatenunterschiede zwischen dem Referenzpunkt und den auf ihn bezogenen weiteren Punkten einschließlich der üblichen Genauigkeitsangaben. Die Ergebnisse können in verschiedenen Koordinatensystemen (geozentrisch, ellipsoidisch, ver ebenet) ausgewiesen werden.

Es bleibt zu erwähnen, daß die mit GPS erzielte Höhengenaugkeit etwa um den Faktor 2-3 geringer ist als die Lagegenauigkeit. Hierfür ist, neben geometrischen Ursachen, vor allem die Erdatmosphäre verantwortlich. Es muß auch darauf hingewiesen werden, daß die mit GPS bestimmten Höhen wegen der Unterschiedlichkeit der Bezugssysteme prinzipiell nicht mit den üblichen, nivellistisch bestimmten Höhen des Landesnetzes kompatibel sind. Im lokalen Bereich können die Unterschiede jedoch häufig vernachlässigt werden.

Werden in die GPS-Messungen auch Punkte des Landesnetzes einbezogen, ist eine Transformation in das übergeordnete System möglich.

Manche Programme erlauben es auch, herkömmliche terrestrische Beobachtungen mit den GPS-Beobachtungen zu verknüpfen, um ein homogenes Endergebnis zu erhalten.

Der Anwender kann sehr viele seiner vermessungstechnischen Aufgaben auf einfache und kostengünstige Weise bewältigen, wenn er das Potential des GPS

einsetzt. Großräumige Vermessungsarbeiten, insbesondere auch solche, bei denen fehlende Sichtverbindungen zwischen den Vermessungspunkten eine bedeutende Schwierigkeit für den Einsatz klassischen, terrestrischen Instrumentariums darstellen, werden heute fast ausschließlich mit Hilfe von GPS durchgeführt.

5. Geotechnische Geräte

Geotechnische Geräte sind im eigentlichen Sinn keine geodätischen Instrumente. Sie werden jedoch auch von Geodäten gerne zur hochgenauen Beobachtung von lokalen Erscheinungen verwendet.

Eine Feldmeßanlage könnte beispielhaft die folgenden Sensoren umfassen:

- 1, 2- oder 3-achsige Beschleunigungsmesser
- Extensometer, Wegaufnehmer
- 1 oder 2-achsige Neigungssensoren
- Schlauchwaage
- Fühler zur Erfassung der Temperatur von Geräten, Boden, Luft
- Sensoren für
 - Windstärke
 - Windrichtung
 - Niederschlag
 - Sickerwasser

Die von den einzelnen Sensoren gewonnenen Daten (Zeitreihen) sollten nach Möglichkeit durch Fernübertragung an eine Meßzentrale übergeben werden.

Ein großes Problem stellt stets die Stromversorgung dar. Solarzellen, Windgeneratoren oder zumindest Pufferbatterien können hilfreich sein.

Eine Schwierigkeit der Verwendung der gewonnenen Daten besteht darin, sie - sofern es sich um dimensionelle Messungen handelt - mit den durch geodätische Instrumente gemessenen Beobachtungen in einem Modell zu vereinigen.

6. Deformationsanalysen

Die zu zwei zeitlich genügend weit auseinanderliegenden Meßepochen gewonnenen Beobachtungen, enthalten die Information über die zwischenzeitlich eingetretenen Bewegungen oder Verformungen des überwachten Objekts. Ziel der Deformationsanalyse ist es, zunächst die Bewegungen der beobachteten Objektpunkte mit statistischen Hilfsmitteln zu detektieren. Sind die Punktbebewegungen - wohlgeordnet immer in Bezug auf die Bezugspunkte - einmal ermittelt, erhebt sich als weitere Aufgabe die Frage einer eingehenderen Analyse dergestalt, daß z.B.

gemeinsame Bewegungen von Punktgruppen (Cluster) gefunden werden, oder ob die Punktbewegungen einem Muster folgen, dessen Beschreibung mathematisch-physikalisch möglich ist. Eine solche Möglichkeit wäre die Ermittlung eines (oder mehrerer) Verformungsfelder (Strain) oder das Herausfiltern von Geschwindigkeiten oder Beschleunigungen (hierzu sind jedoch mehr als zwei Meßepochen erforderlich).

Die Fülle der verschiedensten Aufgaben kann durch Formulieren gewisser Vorstellungen über die festgestellten Bewegungen geordnet werden; Deformationsanalysen erfolgen auf der Grundlage gewisser Modellvorstellungen über die Bewegungen. An dieser Stelle wird deutlich, daß - wie natürlich auch schon bei der Planung der Messungen - der Sachverstand des "Auftraggebers", etwa des Geologen, des Bauingenieurs, des Maschinenbauers, unerlässlich für eine sachgerechte Analyse ist, weil nur der jeweilige Fachmann "sein" Objekt und dessen mögliches Verhalten kennen kann. So wird die Deformationsanalyse zu einer interdisziplinären Aufgabe zwischen dem, der das Überwachungsobjekt (wenigstens ansatzweise) kennt, und dem, der die überwachenden Messungen ausführt.

In der geodätischen Literatur gibt es verschiedene Klassen von Analysemodellen.

6.1. *Das Modell der Identität*

Die Untersuchung, ob ein Objekt seine geometrischen Eigenschaften, z.B. seine Form, zwischen zwei Meßepochen unverändert beibehalten hat, kann ohne Betrachtung des Faktors Zeit geschehen. Solche Aufgaben sind im Maschinenbau, speziell im Automobilbau, häufig, wo festgestellt werden soll, ob ein produziertes Teil dem CAD-Entwurfsmodell entspricht. Geometrisch muß die Kongruenz zwischen den Zuständen des Objekts zu zwei Zeitpunkten festgestellt werden. Allgemeines mathematisches Hilfsmittel sind Ähnlichkeitstransformationen.

6.2. *Kinematische Modelle*

In kinematischen Modellen spielt der Zeitbezug eine Rolle. Man möchte etwa Punktgeschwindigkeiten oder -beschleunigungen ermitteln, um aus deren Betrachtung wichtige Rückschlüsse über das Objektverhalten ziehen zu können. Neben punktweisen Aussagen ist - besonders in der Analyse rezenter Krustenbewegungen - das Strainverhalten des Objekts (der Erdkruste) von Interesse; die Analyse würde etwa Strainraten eines Gebietes oder von Teilgebieten herausfinden. Solche Aussagen sind für Geophysiker oder Seismologen im Zusammenhang mit der Erdbebenforschung von Bedeutung. Allgemeines mathematisches Hilfsmittel sind affine Transformationen.

Es muß festgehalten werden, daß derartige zeitbezogene Analysemodelle nur geometrisch-deskriptive Aussagen ermöglichen. Es werden lediglich die geome-

trischen Veränderungen des Objekts beschrieben; über die Ursachen der Bewegungen oder Verformungen wird nichts ausgesagt.

6.3. *Dynamische Modelle*

Dynamische Modelle erlauben Analysen, bei denen die verursachenden Kräfte mitberücksichtigt werden. Sie sind physikalisch begründet, ihre Aussagekraft ist hoch, da die Objektveränderungen ihrer Herkunft nach interpretiert werden. Freilich ist es in vielen Fällen sehr schwierig, dynamische Modelle zu formulieren. Im Falle von Hangrutschungen dürfte es - abgesehen von Einzelfällen - wohl nicht möglich sein. Im Bauingenieurwesen, das mit berechenbaren und berechneten Strukturen arbeitet, ist die Wahrscheinlichkeit viel größer, realistische Modelle entwerfen zu können.

Dynamische Modelle sind der Systemanalyse zuzurechnen. Ein System besteht aus verursachenden Kräften, die - gewissermaßen gefiltert oder transformiert durch das Objekt, auf das sie einwirken - zu Objektveränderungen führen. Das System besteht aus Ursache, Übertragung und Wirkung. Im Zusammenhang mit Hangrutschungen können Ursache sein: die Schwerkraft, das Grundwasser und seine Veränderungen, Niederschläge, Temperaturen u.a.. Die Ursachen wirken auf den Hang ein und verursachen Deformationen, die zu messen Aufgabe des Geodäten ist. Die Deformationen sind die Wirkung. Die Formulierung des Übertragungsverhaltens ist - wie erwähnt - am schwierigsten. Sie kann, wie im Bauingenieurwesen, deterministisch-funktional erfolgen (weil man die Zusammenhänge kennt). Wichtigstes mathematisches Hilfsmittel ist für diesen Fall die Kalman-Filterung. Die Formulierung kann auch (hier spricht die Fachterminologie keine einheitliche Sprache) stochastisch erfolgen. Hilfsmittel sind dann etwa Zeitreihen- und Korrelationsanalysen, die zwar das Zusammenwirken von Ursache und Wirkung beschreiben, aber keine Systemparameter ermitteln können (z.B. ein E-Modul oder ein Schermodul). Solche Modelle sind auch bekannt unter dem Namen "Input-Output-Modelle".

7. *Interdisziplinäre Zusammenarbeit*

Ergebnis einer geodätischen Rutschungsanalyse ist zunächst eine zeitbezogene, quantitative, genaue und zuverlässige Aussage über die Bewegungen repräsentativer Punkte oder Punktgruppen im Rahmen eines festgelegten Bezugssystems.

Wünschenswert ist jedoch die Bewertung und Interpretation der Ergebnisse. Dies ist, wie gezeigt wurde, ohne interdisziplinäre Zusammenarbeit nicht möglich. Die Kooperation muß interaktiv sein.

Den Geodäten interessieren, schon bevor er die Messungen zur Überwachung eines Rutschareals plant, folgende Charakteristika:

- Rutschungsmerkmale

- Rutschungsdimensionen
- Zustand der Rutschungsaktivitäten
- Verteilung der Rutschungsaktivitäten
- Art der Rutschungsaktivitäten
- Rutschungstyp
- ursächliche Zusammenhänge (verursachende Faktoren) für den zeitlichen Rutschungsverlauf.

Welche Bedeutung hat die Kenntnis dieser Charakteristika für den Geologen?

Es gehört zu den Aufgaben des Geologen, die in seinem Interessenbereich liegenden Rutschungsphänomene zu erkennen, d.h. zu erfassen und zu analysieren.

Welche Bedeutung hat die Kenntnis dieser Charakteristika für den Geodäten?

Die Kenntnis der Charakteristika ist erforderlich, um einen optimalen Einsatz der geodätischen (und geotechnischen) Meßgeräte planen und die Bewegungsabläufe in geeigneten Modellen analysieren zu können.

VI. Analyse von Abfluß- und Abtragungsprozessen als Grundlage zur Entwicklung von Gefahrenkarten

Raphaela Löhmannsröben

1. Einleitung und Problemstellung

Dieser Beitrag gibt eine Übersicht über die Untersuchungen von Abfluß und Abtragsprozessen in Wildbacheinzugsgebieten, die am Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft im Rahmen des Projektes "Integrales Wildbachschutzkonzept" durchgeführt werden.

Die Zielsetzung dieses Projektes besteht darin, die Ursachen für Abfluß- und Abtragsprozesse in Wildbacheinzugsgebieten weiter zu klären, um darauf aufbauend fundierte, ursachenorientierte Vorsorge- und Sanierungskonzepte zu entwickeln. Hierbei wurde versucht, dem komplexen Charakter alpiner Ökosysteme gerecht zu werden, indem

- zum einen ein interdisziplinärer Ansatz der Untersuchungen gewählt wurde, an dem die Fachbereiche Geologie, Geomorphologie, Boden- und Vegetationskunde gleichermaßen beteiligt waren,
- zum anderen das gesamte Einzugsgebiet des Wildbaches in die Untersuchungen mit einbezogen wurde.

2. Vorgehensschema im „Integralen Wildbachschutzkonzept“

Abbildung 1 veranschaulicht den Untersuchungsaufbau im "Integralen Wildbachschutzkonzept". Er ist gegliedert in eine Analyse des Abfluß- und eine Analyse des Abtragsgeschehens.

Im Rahmen der Abflußanalyse wird der Oberflächenabfluß bei Starkregen in Abhängigkeit von vegetations- und bodenkundlichen Parametern ermittelt.

Die Abtragungsanalyse setzt sich zusammen aus sogenannten "Standort-, Raum- und Nutzungsanalysen", die im Folgenden kurz erläutert werden sollen:

- Bei der "Standortanalyse" werden Abtragsformen in Abhängigkeit von geologischen, boden- und vegetationskundlichen Faktoren am Ort des Auftretens der Formen untersucht.
- Da bei einem ökosystemaren Ansatz die Einbeziehung räumlich wirksamer Faktoren nicht fehlen darf, werden im Rahmen der sog. "Raumanalyse" die

morphologischen Formen in Abhängigkeit von den an sie angrenzenden und auf sie einwirkenden Hangbereichen untersucht.

- Schließlich darf die Morphologie eines Geländes auch nicht unabhängig von historischen Nutzungen und Nutzungsänderungen gesehen werden, weshalb exemplarisch für einige Testgebiete eine "Nutzungsanalyse" durchgeführt wurde.

Die im Laufe aller Analyseschritte gewonnenen Ergebnisse fließen in eine Faktorensammlung ein, welche die Grundlage für die Erstellung von Gefahrenkarten bildet.

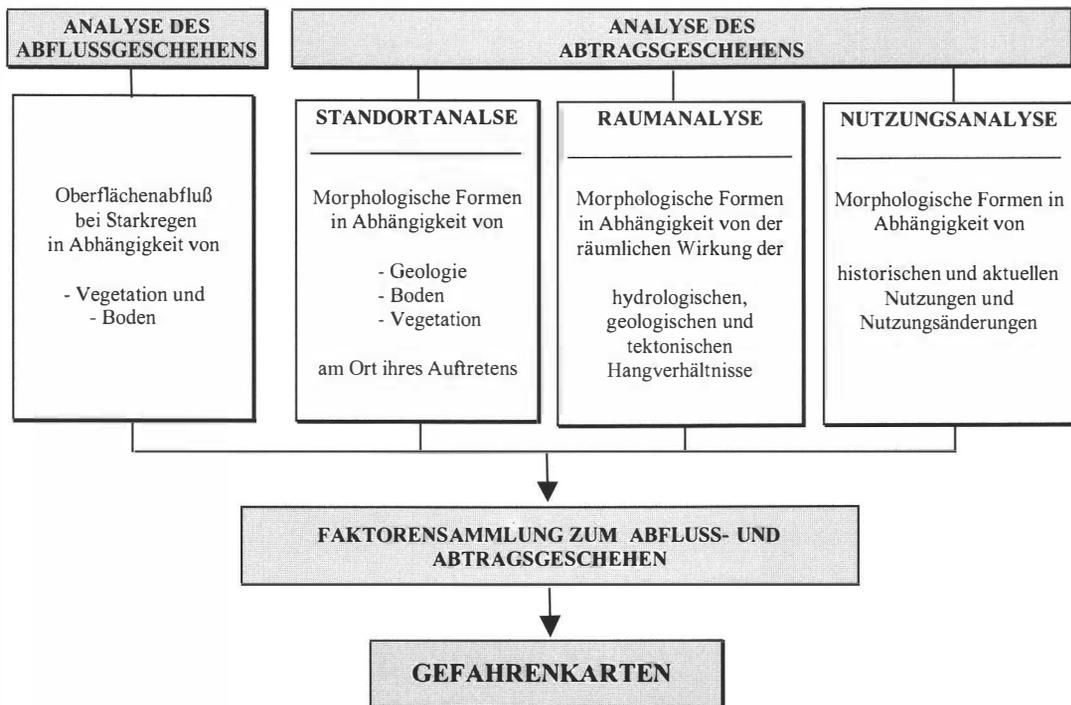


Abb. 1: Übersicht über das Vorgehen im „Integralen Wildbachschutzkonzept“.

3. Grundlagendaten

Die Grundlagendaten zur Analyse des Abflußgeschehens stammen aus 350 Beregnungsversuchen auf alpinen Standorten mit einer transportablen Beregnungsanlage. Bei diesen Versuchen wird eine Fläche von 100m^2 ($5 \times 20\text{m}$) mit 100mm/h beregnet (KARL, PORZELT und BUNZA 1985). Jede der Beregnungsflächen wird vegetationskundlich, bodenkundlich, morphologisch und geologisch genau beschrieben.

Das umfangreiche Datenmaterial, das den Untersuchungen zur Morphodynamik zugrunde liegt, stammt aus flächendeckenden geomorphologischen, geologischen, boden- und vegetationskundlichen Kartierungen im Maßstab 1:5000 von 23 Wild-

bacheinzugsgebieten im Bayerischen Alpenraum. Abbildung 2 liefert einen Überblick über alle kartierten Parameter.

In Bezug auf die Kartierung von Vegetations- und Bodentypen ist noch anzumerken, daß über die klassische Ansprache hinaus besonderer Wert auf die Erfassung möglicher abtragsrelevanter Merkmale gelegt wurde. So wurde etwa bei der pflanzensoziologischen Ansprache insbesondere nach Feuchtstufen differenziert oder bei den bodenkundlichen Aufnahmen z.B. hangwasserzügige Horizonte gesondert angesprochen.

| Fachbereich | Einzelthemen | Verarbeitung im GIS/ Elementtyp |
|----------------|--|---|
| Vegetation | Vegetationstyp | Fläche |
| Boden | Bodentyp Bodenart Skelettgehalt Nutzungsbedingte Bodenveränderungen | Fläche Fläche Fläche Fläche |
| Geologie | Festgestein, anstehend Festgestein, subanstehend Festgestein, vermutlich anstehend Lockergestein Hang- und Verwitterungsschutt Tektonik, Lineamente | Fläche Fläche Fläche Fläche Fläche Linie |
| Geomorphologie | Flächige morphol. Formen Linienhafte morphol. Formen Punktförmige morphol. Formen Hydromorphol. Formen Anthropogen bedingte Formen | Fläche Linie Punkt Fläche Fläche |

Abb. 2: Kartierte und im GIS gespeicherte Themen im „Integralen Wildbachschutzkonzept“.

4. Methodik

4.1. Methodisches Vorgehen in der Analyse des Abflußgeschehens

Die Abflußanalyse beruht auf der Tatsache, daß die Bildung von Oberflächenabfluß primär von den Parametern Vegetation und Boden abhängt. Darüber hinaus wird sie von der Zielsetzung bestimmt, den kartierten Vegetations- und Bodentypen Klassen unterschiedlicher Oberflächenabflußbereitschaft zuzuordnen zu können. Um dies zu ermöglichen, wurden die Daten aus den Beregnungsversuchen hinsichtlich boden- und vegetationskundlicher Abhängigkeiten statistisch (SPSS für Windows, Version 6.0) ausgewertet.

4.2. *Methodisches Vorgehen in der Analyse des Abtragungsgeschehens*

Die Vielzahl der bei den Kartierungen angefallenen Daten werden mit Hilfe eines Geographischen Informationssystems (Arc Info) verarbeitet (s. auch Abb. 2) und verwaltet.

Die sich im GIS anbietende Möglichkeit der Verschneidung läßt sich insbesondere im Zusammenhang mit den standortanalytischen Untersuchungen einsetzen. Hierbei wird eine geomorphologische Karte eines Testgebietes jeweils mit den übrigen Themenkarten verschnitten. Aus diesen Verschneidungskarten werden die Flächenprozentanteile ermittelt, mit denen morphologische Formen auf verschiedenen Bodentypen, Bodenarten, nutzungsbedingten Bodenveränderungen und Vegetationstypen auftreten.

Standortanalysen zur Ermittlung von Zusammenhängen zwischen geologischen Faktoren und Abtragsformen lassen sich mit Hilfe dieses Verschneidungsprinzips nicht durchführen, da die geologischen Aufschlußkartierungen nicht flächendeckend Informationen bereitstellen und da es sich bei tektonischen Elementen um dreidimensionale Phänomene handelt, die sich durch eine Flächenverschneidung nicht erfassen lassen. Aus diesen Gründen wird die geologische Standortanalyse ohne Unterstützung des GIS durchgeführt, indem die morphologischen Formen in Abhängigkeit von den verschiedenen geologischen Parametern ausgezählt werden.

Im Rahmen der Raumanalyse wird entlang gedachter Hangprofile der Einfluß hydrologischer Standorteigenschaften, der Art des hangenden und liegenden Gesteins, vom Schichteinfallen, von großräumiger Morphodynamik, von Tektonik und Lineamenten, von Glazialgeschichte und Epigenese sowie von Exposition und Hangneigung untersucht.

Die zuerst genannten hydrologischen Standorteigenschaften eines Hanges bestimmen, ob Niederschläge zum Oberflächenabfluß oder Interflow gelangen, ob sie vorwiegend gespeichert werden oder in die Tiefe versickern und dort zu einer Erhöhung von Kluft- und Porenwasserdrücken führen können. Diese Eigenschaften werden abgeleitet aus den boden- und vegetationskundlichen Kartierungen (s. Abb. 3) und mit Hilfe des GIS in einer "Karte der Hydrologischen Standorteigenschaften" dargestellt.

Die Nutzungsanalyse erfolgt über Archivarbeit und Auswertung von Karten- und Luftbildserien zu früheren Wald- und Almnutzungen, Wegebauten und touristischen Erschließungen.

5. *Ergebnisse*

Im Rahmen dieses Beitrages kann nur eine knappe Übersicht über die Ergebnisse dieses breit angelegten interdisziplinären Projektes geliefert und nur beispielhaft auf Einzelergebnisse näher eingegangen werden. Bezüglich ausführ-

licher Darstellungen wird auf Beiträge des INTERPRAEVENT 1996 (EIDT, JÜRGING 1996; LÖHMANNSRÖBEN, SCHAUER 1996) verwiesen.

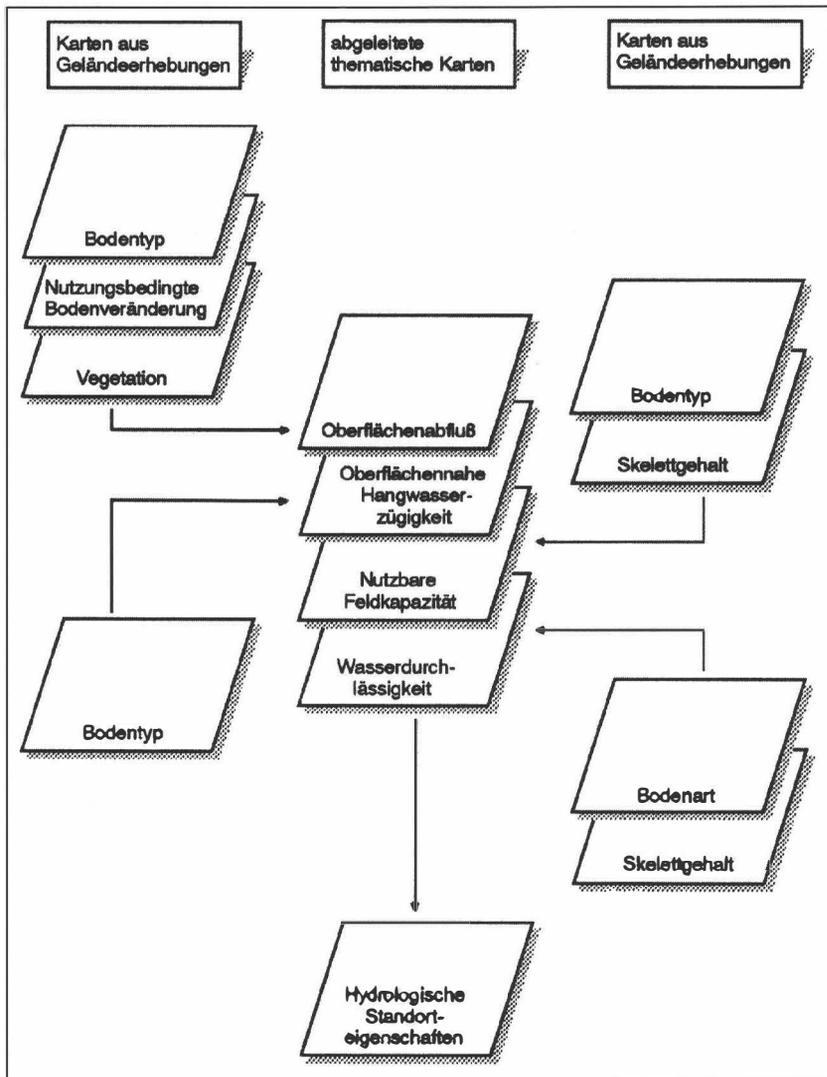


Abb. 3: Ableitung der "Hydrologischen Standort-Eigenschaften" eines Einzugsgebietes aus boden- und vegetationskundlicher Kartierung.

5.1. Ergebnisse der Analyse des Abflußgeschehens

Wie anhand eines Beispiels aus der vegetationskundlichen Auswertung veranschaulicht werden soll, ist eine Standortklassifikation hinsichtlich einer Bereitschaft zur Bildung von Oberflächenabfluß auf der Grundlage von Beregnungsversuchen und ihrer statistischen Auswertung möglich. Dieses Beispiel macht deutlich (s. Abb. 4 und Abb. 5), wie wichtig hierbei eine differenzierte Ansprache des Standortes ist. Während die Boxplots in Abbildung 4 bei undifferenzierter An-

sprache von Vegetationstypen jeweils breite Ergebnisspektren oder wie im Fall der Wälder, zahlreiche Ausreißer und Extremwerte erkennen lassen, reduzieren sich Streubreiten und lassen sich Extremwerte erklären, wenn die einzelnen Vegetationstypen differenziert nach Feuchtestufen angesprochen werden, wie am Beispiel der Ergebnisse auf Waldflächen deutlich wird (s. Abb. 5). Vergleichbare Ergebnisse zeigt die statistische Auswertung der bodenkundlichen Daten. Auch die Einstufung von Bodentypen in Oberflächenabflußklassen wird erst möglich, wenn sie differenziert, z.B. nach nutzungsbedingten Bodenveränderungen, wie etwa Weidestausohlen oder Humusverlusten, angesprochen werden.

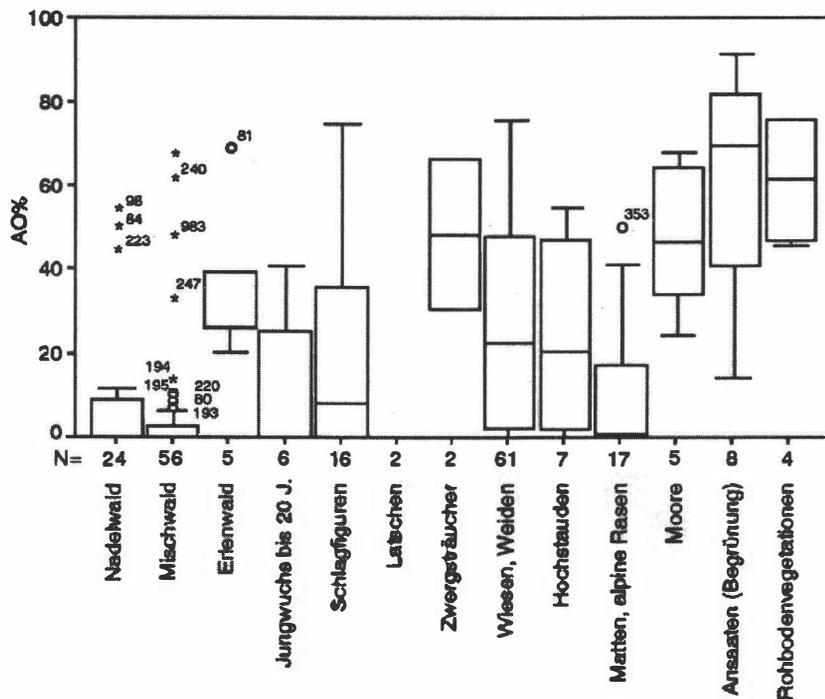


Abb. 4: Oberflächenabfluß auf unterschiedlichen Vegetationssystemen.

Auf der Grundlage der durch diese Auswertung gewonnenen Ergebnisse lassen sich mit Hilfe des GIS aus den Kartierungen der Vegetationstypen, Bodentypen und nutzungsbedingten Bodenveränderungen Karten zum Oberflächenabfluß sowie Szenarien zur Änderung des Oberflächenabflusses etwa bei Kahllieb der Waldbestände erstellen. Abbildung 6 ist ein Beispiel für ein solches Szenario. Aus der vergleichenden Darstellung geht hervor, daß sich durch den Kahllieb insbesondere die Flächen der Abflußklasse 3 (= 25-37,5% Oberflächenabfluß) zu Ungunsten der Flächen mit sehr geringem bis geringem Oberflächenabfluß ausweiten. Bei der Interpretation dieser Oberflächenabflußkarten ist zu bedenken, daß sich die dargestellten Bewertungen auf die Verhältnisse einer bestimmten Fläche beziehen ohne Berücksichtigung von Beeinflussungen dieser durch benachbarte Flächen. Diese Karten können also nicht der Bestimmung des Gebietsabflusses dienen.

Vielmehr stellen sie Hilfsmittel dar

- zur Planung von Sanierungen
- zur Prognose von Oberflächenabflußänderungen bei geplanten Eingriffen oder Änderungen der Umweltbedingungen
- zur Interpretation und Prognose des Abtraggeschehens.

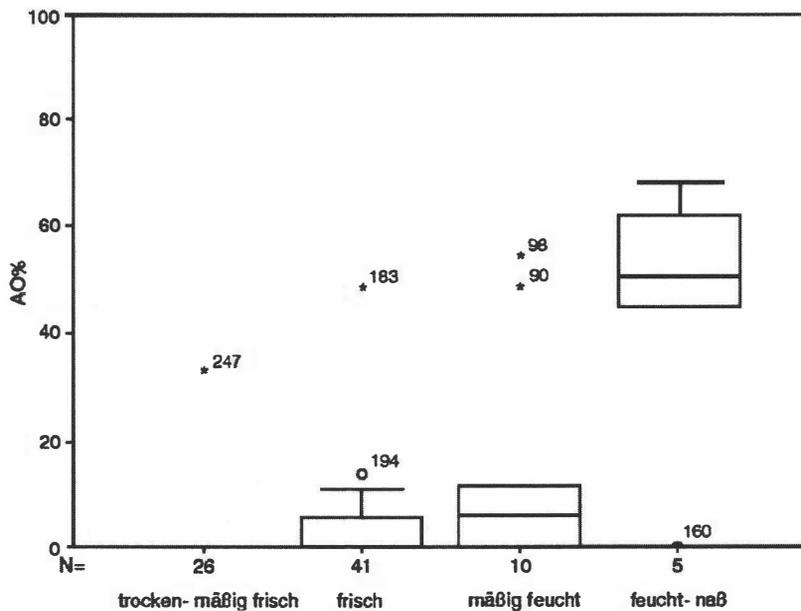


Abb. 5: Oberflächenabfluß auf Waldflächen, differenziert nach Feuchtestufen (nach vegetationskundlichen Merkmalen).

5.2. Ergebnisse der Analyse des Abtraggeschehens

5.2.1. Standortanalyse

Bei der Untersuchung der Standortparameter von Abtragsformen, d.h. der Parameter am Ort des Auftretens der morphologischen Formen, lassen sich bei vegetations- und bodenkundlichen Parametern Zusammenhänge nachweisen, wohingegen die Analysen hinsichtlich geologischer Standortparameter zum derzeitigen Stand der Auswertungen eher zufällige Verteilungen erkennen lassen.

Die vegetations- und bodenkundlichen Ergebnisse können unterschieden werden in gebietspezifische und gebietsübergreifende Ergebnisse. Während es sich bei den gebietspezifischen Zusammenhängen zwischen den verschiedenen Abtragsformen und boden- und vegetationskundlichen Parametern um solche handelt, die sich nur in einzelnen Testgebieten nachweisen lassen, können die gebietsübergreifenden Zusammenhänge auch in anderen Testgebieten nachgewiesen und somit auf andere Gebiete übertragen werden.

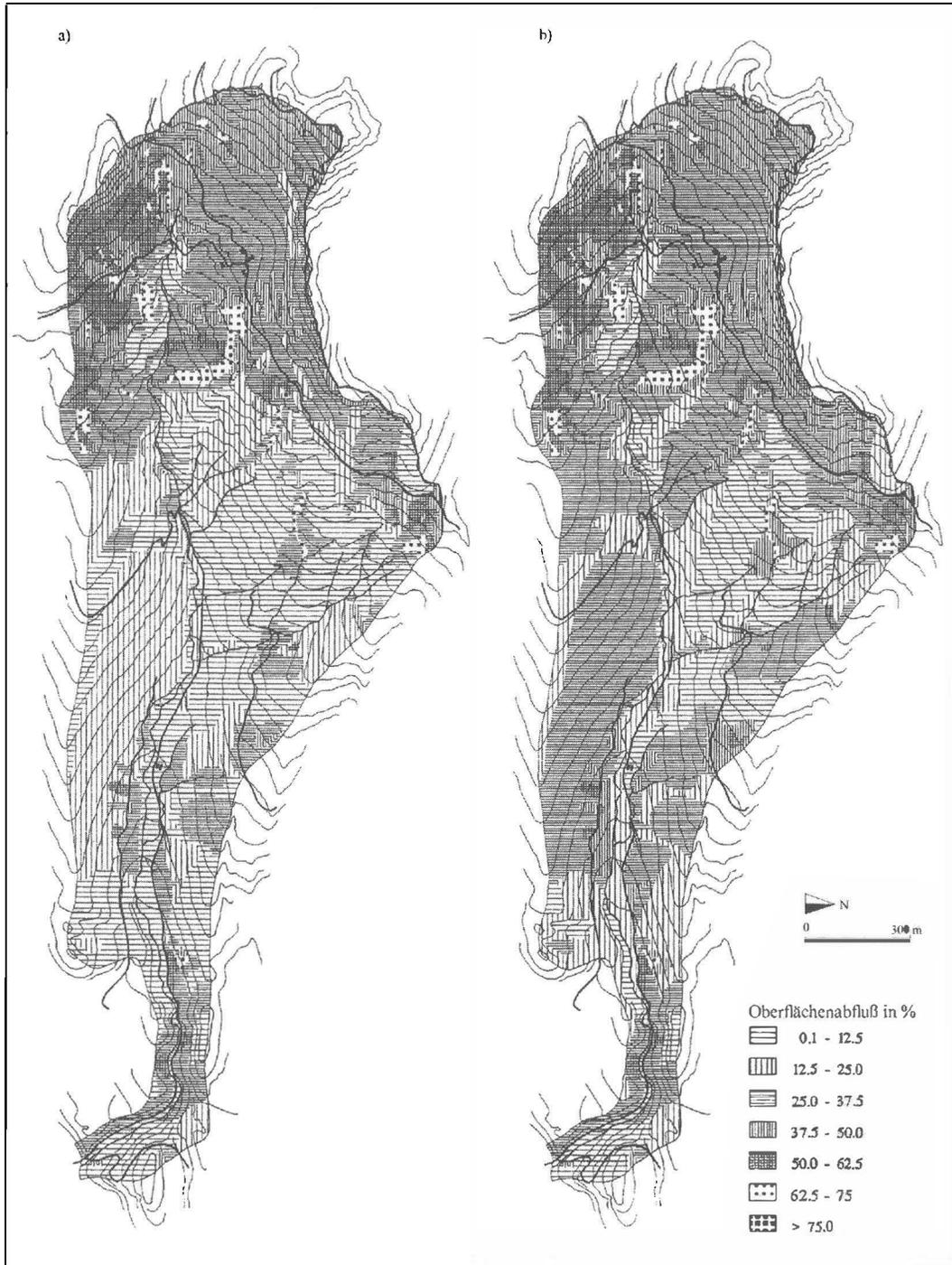


Abb. 6: Untersuchungsgebiet Scheiben Graben: Flächen mit unterschiedlicher Bereitschaft zur Bildung von Oberflächenabfluß bei Starkregen im Testgebiet Scheiben Graben (a) , sowie die Änderungen dieser Bereitschaft bei Kahlhieb der Waldbestände (b).

Als Beispiel für einen solchen gebietsübergreifenden Zusammenhang sei das Auftreten von Rotationsanbrüchen in Abhängigkeit vom Schluffgehalt des Bodens

genannt. Aus Abbildung 7 geht hervor, daß insbesondere Rotationsanbrüche auf Standorten mit hohen Schluffgehalten auftreten. Mehr als 80% liegen im Bereich der Schluffgehaltsklasse "hoch" - dies entspricht Schluffgehalten zwischen 65 und 88% - während die Schluffgehaltsklasse "gering" nicht vertreten ist. Bodenarten mit diesen hohen Schluffgehalten weisen eine mittlere Wasserdurchlässigkeit und hohe bis sehr hohe Speicherfähigkeiten auf. Durch diese Eigenschaften nimmt das Gewicht der Bodenmasse bei Wasseraufnahme stark zu. Darüber hinaus weist der Schluff, etwa im Vergleich zum Ton, geringere Bindungskräfte auf, so daß bei Wasserzufuhr ein schnellerer Verlust der Kohäsionskräfte im Boden auftritt. Dieser schon mehrfach beobachtete Zusammenhang (ANDERLE 1971; BUNZA 1982; MOSER 1980 in EIDT 1995) kann durch diese Untersuchung statistisch belegt werden.

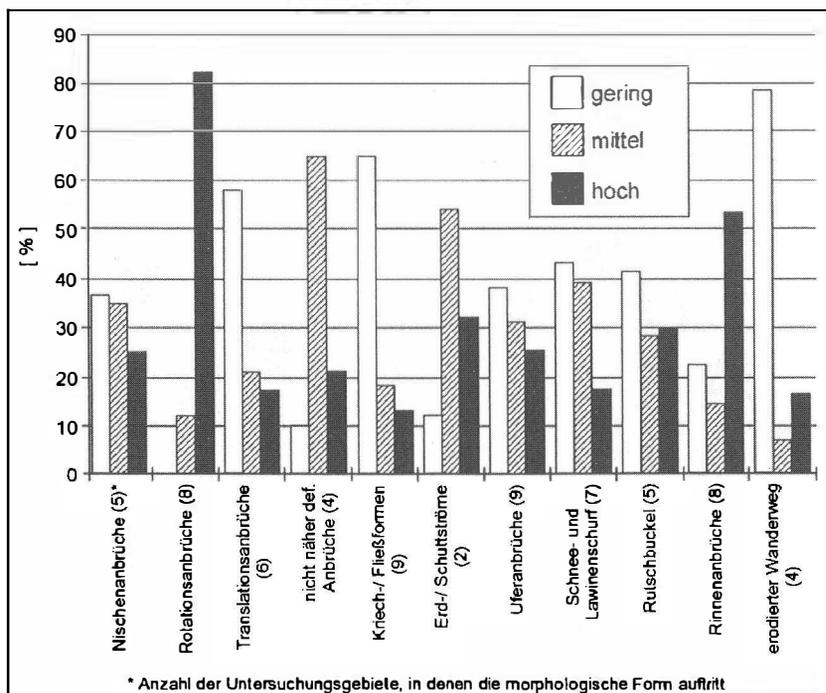


Abb. 7: Das Auftreten verschiedener Abtragsformen in Abhängigkeit vom Schluffgehalt (3 Klassen) des Bodens.

Selten läßt sich eine Anbruchsbildung jedoch nur mit einem Faktor erklären. In der Regel sind Faktorenkombinationen ursächlich für das Abtragsgeschehen verantwortlich. Auch die Entstehung der Rotationsanbrüche kann nicht ausschließlich auf den Schluffgehalt des Bodens zurückgeführt werden. So läßt die vegetationskundliche Standortanalyse ebenfalls einen Zusammenhang zwischen dem Auftreten dieser Anbruchsform und dem Vorkommen von Mischwäldern, wie z.B. von "Alpenheckenkirschen-Buchen-Tannen-Fichtenwäldern", je nach Artenzusammensetzung ihrer Krautschicht, erkennen. Das Gewicht der Waldbestockung und die spezielle Durchwurzelung trägt bei den schon genannten bodenkundlichen Voraussetzungen zur Anbruchsbildung bei.

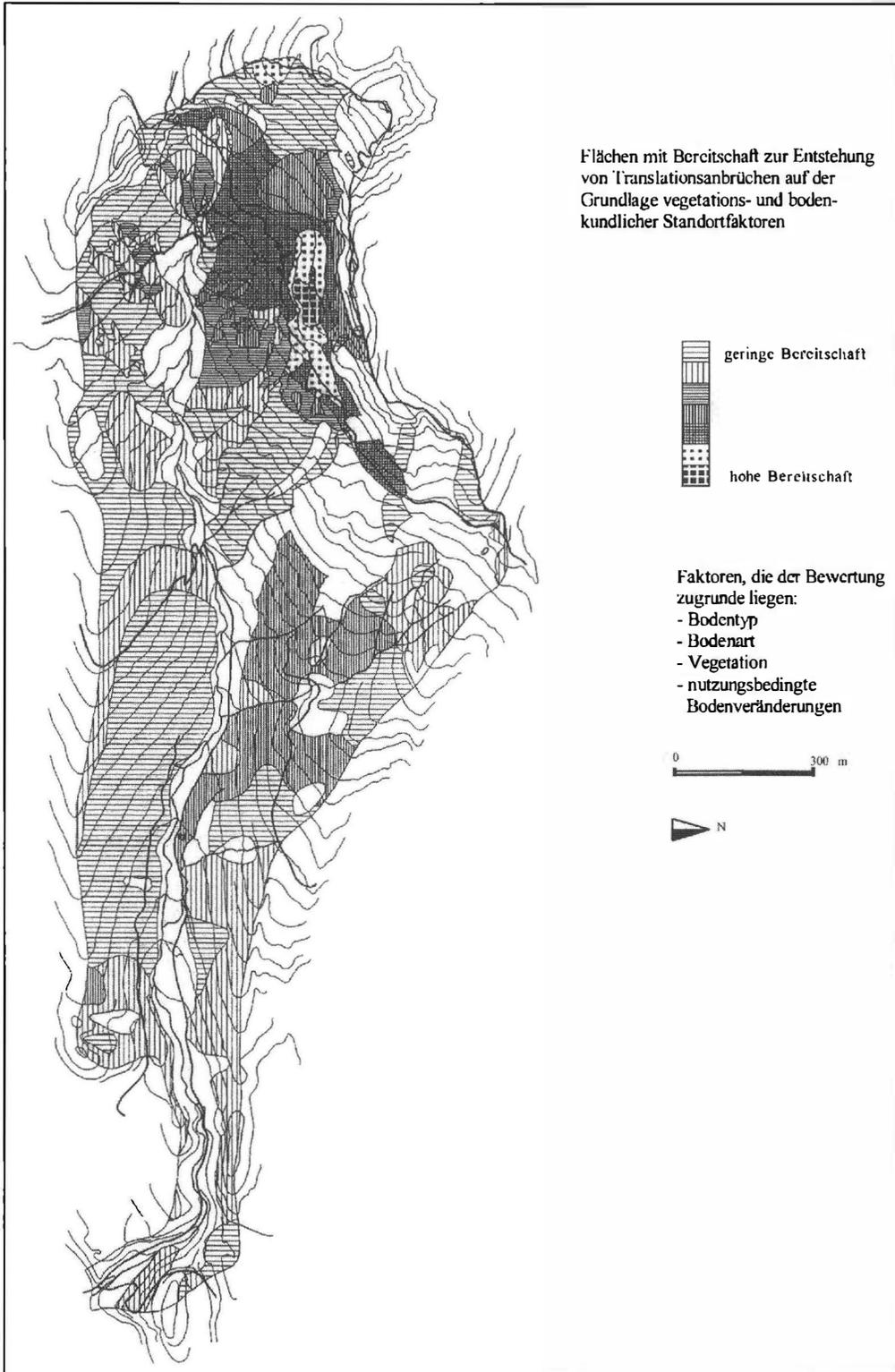


Abb. 8: Untersuchungsgebiet Scheiben Graben: Flächen mit Bereitschaft zur Entstehung von Translationsanbrüchen auf Grundlage vegetations- und bodenkundlicher Standortfaktoren.

Weitere gebietsübergreifende Zusammenhänge zwischen boden- und vegetationskundlichen Faktoren und dem Auftreten von Abtragsformen können zum derzeitigen Stand der Auswertung nachgewiesen werden bei:

- Translationsanbrüchen
- Kriech- und Fließformen sowie Erd- und Schuttströmen
- Rinnenanbrüchen sowie
- stark erodierende Wanderwegen

Insgesamt läßt sich festhalten, daß sich der Einfluß von Vegetation und Boden mit Ausnahme bei Uferanbrüchen und Anbrüchen durch Schnee- und Lawinenschurf insbesondere bei den flach- und mittelgründigen Abtragsformen im Lockergestein nachweisen läßt. Diese ermittelten Faktoren und Faktorenkombinationen stellen eine wichtige Grundlage für die Bewertung eines Geländes im Hinblick auf seine Abtragsbereitschaft dar, worauf im Kapitel 5.3. noch eingegangen wird.

5.2.2. *Raumanalyse*

Im Gegensatz zur Standortanalyse zeigt sich in der Raumanalyse insbesondere bei tiefgreifenden Abtragsformen der gravierende Einfluß der Geologie. So kann insbesondere die Bedeutung der Tektonik und der Lagerungsverhältnisse bestätigt werden. Interessante Zusammenhänge, etwa zum Vorkommen von Sackungen und Talzuschüben sowie Erd- und Schuttströmen, zeigen sich auch zu Aquiferen und Quellaustritten, die an tektonische Linien oder Lineamente gebunden sind. Darüber hinaus erweist sich die Einbeziehung der Glazialgeschichte in die morphologische Analyse als bedeutsam.

Der Einfluß von Boden und Vegetation angrenzender Hangbereiche auf morphologische Formen zeigt sich über die Hydrologie der Hangprofile. So kann z.B. nachgewiesen werden, daß viele Anbrüche im Uferbereich der Bäche nicht nur durch die Menge und Geschwindigkeit des im Bachbett abfließenden Wassers, wie beim klassischen Uferanbruch, entstehen, sondern ebenso ein Interflow im angrenzenden Hang die Ursache für die Anbruchsbildung sein kann. Der oberflächennahe Hangwasserzug führt zur Herabsetzung der inneren Reibung und zum Abbrechen von Hangkanten und läßt durch rückschreitende Erosion den Anbruch entstehen.

Ebenso kann anhand von Beispielen belegt werden, daß Abtragsformen in Hangbereichen, die aufgrund der standörtlichen Voraussetzungen selbst als stabil zu bezeichnen sind, durch die speziellen hydrologischen Eigenschaften des Oberhanges ausgelöst werden können. Dabei kann die Destabilisierung sowohl durch hohen Oberflächenabfluß bedingt sein, als auch durch eine sehr hohe Durchlässigkeit und fehlende Speicherfähigkeit des Bodens im Oberhang. Letzteres allerdings nur dann, wenn das in die Tiefe versickernde Wasser auf geologisch bedingte

stauende Schichten trifft, die es in den Unterhang weiterleiten und dort zur Erhöhung von Kluft- und Porenwasserdrücken führen.

Insgesamt muß festgehalten werden, daß sich mit Hilfe der Raumanalyse aufzeigen läßt, wie wichtig die Einbeziehung angrenzender Hangbereiche und räumlich wirksamer Faktoren in die Analyse von Massenbewegungen ist, daß eine rein standörtliche Betrachtung nicht ausreicht und viele Phänomene sich ausschließlich und andere erst dann vollständig hierdurch erklären lassen. Auch diese Erkenntnisse müssen daher in eine Bewertung eines Geländes hinsichtlich seiner Abtragsbereitschaft mit einbezogen werden (s. Kap. 5.3.).

5.2.3. *Nutzungsanalyse*

Der Zeitvergleich der Entwicklung von Abtragsformen mit der Entwicklung von Wald-, Weide- und touristisch erschlossenen Flächen aus bis zu 150 Jahren zurückreichendem Karten- und Luftbildmaterial zeigt den Einfluß anthropogener Faktoren auf die Morphodynamik auf. So dokumentiert das Testgebiet "Steigbachtal" bei Immenstadt im Allgäu, wie eine großflächige Wiederbewaldung seit Anfang des Jahrhunderts und damit eine Erhöhung der Retentionsfähigkeit dieses Einzugsgebietes in Kombination mit wasserbaulichen und ingenieurbioologischen Maßnahmen nachhaltig das Auftreten von Hochwasserkatastrophen, wie sie vor der Jahrhundertwende auftraten, verhinderte. Umgekehrt dokumentiert das Beispiel einer Zeitreihe der Pisten- und Weideentwicklung im Vergleich mit der Abtragsentwicklung eines im Einzugsbereich dieser Pisten und Weiden liegenden Grabens im Testgebiet "Brauneck", wie durch Verminderung der Retentionsfähigkeit des Geländes das Abtragsgeschehen im Graben gefördert wurde.

Die im Rahmen der Nutzungsanalyse zusammengetragenen Ergebnisse stellen wichtige Belege für die Wirksamkeit von Eingriffen dar, die insbesondere im Hinblick auf die Konzeption von Sanierungs- und Präventionsmaßnahmen genutzt werden können.

5.3. *Umsetzung der Ergebnisse in Gefahrenkarte*

Wie im Ergebnisteil bereits erwähnt, erweist sich der Einfluß der verschiedenen kartierten und analysierten Faktoren auf die einzelnen Abtragsformen als unterschiedlich groß: während sich bei flach- und mittelgründigen Formen im Lockergestein vorwiegend Zusammenhänge zu boden- und vegetationskundlichen Faktoren nachweisen lassen, zeigt sich der deutlich stärkere Einfluß der geologischen Faktoren bei tiefgründigen Formen im Festgestein. Diesem Umstand wird durch 2 separate Gefahrenkartentypen Rechnung getragen:

- a) **Geologische Gefahrenkarten**, die unter Einbeziehung tektonischer und hydrologischer Eigenschaften des Geländes und deren räumlicher Wirkung die Gefährdung eines Geländes durch tiefgreifende Massenbewegungen und Geschiebeherde ausweist.

- b) **Gefahrenkarten auf der Grundlage boden- und vegetationskundlicher Standortfaktoren**, die unter Einbeziehung des Interflows die potentielle Gefährdung eines Geländes durch flach- und mittelgründige Massenbewegungen im Lockergestein ausweisen.

In beiden Fällen handelt es sich um die Darstellung aktueller und potentieller Gefahrenherde im Einzugsgebiet. Die in diesem Projekt ermittelten Ergebnisse dienen nicht der Ausweisung von Objektgefährdungen im Einzugsbereich des Wildbaches.

Von den derzeit noch als Prototypen zu bezeichnenden Karten wird diejenige auf der Grundlage boden- und vegetationskundlicher Standortfaktoren hier beispielhaft vorgestellt (s. Abb. 8). Es handelt sich bei diesem Beispiel um die Darstellung der Bereitschaft zur Entstehung von Translationsanbrüchen im Testgebiet Scheiben Graben. Die Ausweisung der Flächen mit dieser Bereitschaft beruht auf den im Rahmen der Abtragsanalyse ermittelten Faktoren, die einen Zusammenhang zu dieser Abtragsform erkennen lassen. In diesem Fall handelt es sich um spezielle Bodentypen (Braunerden und Terra fusca artige Böden), Bodenarten (schwach kiesiger mittelschluffiger Sand und schluffiger Lehm), nutzungsbedingte Bodenveränderungen (Viehtritt mit Humusverlust) und Vegetationstypen (Borst-rasen). Das Prinzip dieser Gefahrenkartenerstellung beruht auf der Überlegung, daß eine Bereitschaft zur Entstehung von Abtragsformen um so höher ist, je mehr Voraussetzungen hierzu vorliegen, bzw. je mehr Faktoren für eine Fläche zutreffen. Die Flächenzuweisung der unterschiedlichen Abtragsbereitschaft in einem Einzugsgebiet kann mit Hilfe des GIS durch Überlagerung erfolgen, da alle in die Gefahr-enkarte einfließenden Faktoren im GIS als abrufbare Information vorliegen. Die sich bei der Überlagerung durch Aufsummierung der bewerteten Faktoren ergebende Klassifikation der Abtragsbereitschaft darf nicht intervallskaliert interpretiert werden, was bedeutet, daß Klasse 2 i. vgl. z. Klasse 1 nicht als doppelt so hohe Abtragsbereitschaft zu verstehen ist. Statt dessen handelt es sich bei den Klassifikationen um ordinale Skalierungen. Dies bedeutet, daß die nächsthöhere Klasse eine höhere Abtragsbereitschaft ausdrückt, ohne quantifizieren zu können, um wieviel höher diese Bereitschaft ist.

6. *Ausblick*

Die hier dargestellten Analyseergebnisse beruhen auf einer noch nicht vollständigen Auswertung der erhobenen Daten. Auch die Entwicklung der Gefahrenkarten wird sowohl inhaltlich, als auch in der Darstellung nicht als abgeschlossen betrachtet. Im Rahmen eines Folgevorhabens sollen durch endgültige Auswertung aller erhobenen Daten die Ergebnisse verifiziert und fundiert werden sowie die Entwicklung von Gefahrenkarten weiter vorangetrieben werden.

In erster Linie besteht die Zielsetzung dieses Folgevorhabens jedoch darin, bis zum Jahr 1998 ein Instrumentarium für die Umsetzung der Ergebnisse in die Planung zu schaffen. Zu diesem Zweck ist die Erarbeitung eines "Leitfadens zum

Integralen Wildbachschutz" geplant, der in Zusammenarbeit mit den Wasserwirtschaftsämtern zur Anwendung kommen soll. Dieser Leitfaden ist als eine Anleitung zur Diagnose, Behandlung und Prognose von Wildbachgefahren zu verstehen, in der einzelne Gefährdungsphänomene beschrieben und jeweils entsprechende Maßnahmen aufgezeigt werden sollen.

7. Zusammenfassung

Dieser Beitrag informiert über ein breit angelegtes Entwicklungsvorhaben am Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft, das die Förderung ursachenorientierter integraler Vorsorge- und Sanierungsmaßnahmen in Wildbacheinzugsgebieten zum Ziel hat. Da viele Ursachen für die dort ablaufenden Abfluß- und Abtragsereignisse noch unbekannt sind, wurde als Grundlage zur Erreichung dieses Zieles zunächst eine umfangreiche Analyse dieser Ereignisse durchgeführt. Die Darstellung der Methodik unter Zuhilfenahme eines GIS und der Ergebnisse dieser Analyse bildet den Schwerpunkt dieses Beitrages.

Es wird aufgezeigt, daß die Kenntnis der Faktoren am Ort des Auftretens von Massenbewegungen (Standortfaktoren) zwar vielfach bereits zum Verständnis der Prozesse beiträgt, jedoch die Einbeziehung der räumlichen Wirkung geologischer, tektonischer und über Boden und Vegetation gesteuerter hydrologischer Faktoren (Raumfaktoren) für die Klärung der Phänomene und letztendlich für ihre Prognose und Sanierung unumgänglich ist.

Abschließend wird die erste Umsetzung der erzielten Ergebnisse in Gefahrenkarten vorgestellt und ein Ausblick auf die zukünftige Weiterarbeit gegeben.

8. Literatur

ANDERLE, N. (1971): Zur Frage der hydrologischen und bodenkundlichen Ursachen der während der Hochwasserkatastrophen 1965 und 1966 in Kärnten ausgelösten Hangrutschungen und Muren. In: Int. Symp. Interpraevent 1971, Bd. 1, Villach.

BUNZA, G. (1982): Systematik und Analyse alpiner Massenbewegungen. In: Schriftenreihe d. Bayer. Landesamtes f. Wasserwirtschaft, H. 17, München.

EIDT, M. und JÜRGING, P. (1996): Zusammenhänge zwischen bodenkundlichen Standortfaktoren und verschiedenen Abtragsformen. In: Int. Symp. Interpraevent 1996, Garmisch-Partenkirchen.

EIDT, M. (1995): Die Ergebnisse der Standortanalyse Boden/Geomorphologie. Unveröffentl. Ber. d. Bayer. Landesamtes f. Wasserwirtschaft. München.

KARL, J., PORZELT, M. und BUNZA, G. (1985): Oberflächenabfluß und Bodenerosion bei künstlichen Starkniederschlägen. DVWK-Schriften 71, II. Hamburg, Berlin.

LÖHMANNSRÖBEN, R. und SCHAUER, T. (1996): Ableitung hydrologischer Eigenschaften zur Beurteilung des Abfluß- und Abtragsgeschehens aus boden- und

vegetationskundlichen Kriterien. In: Int. Symp. Interpraevent 1996, Garmisch-Partenkirchen.

MOSER, M. (1980): Zur Analyse von Hangbewegungen in schwachbindigen bis rolligen Lockergesteinen im alpinen Raum anlässlich von Starkniederschlägen. In: Int. Symp. Interpraevent 1980, Bd. 1, Bad Ischl.

SCHAUER, T. (1996): Charakterisierung von Abtragsformen und Beurteilung der Abtragsbereitschaft anhand der Vegetation. In: Int. Symp. Interpraevent 1996, Garmisch-Partenkirchen.

VII. Gefahrenkarten - Möglichkeiten und Probleme

Edmund Krauter

1. Einleitung

Weltweit ist eine Zunahme katastrophaler Rutschungen zu registrieren. Die jährlichen wirtschaftlichen Schäden werden auf zweistellige Milliardenbeträge geschätzt (Tab. 1).

| Country/Region | Period of time | Economic loss in Mio. US\$ |
|----------------------------------|-----------------------------|-------------------------------|
| Australia | yearly | 12 |
| Brazil/ Rio de Janeiro | 1988 - 1991 | 300 |
| Canada | since 1991 | 5 - 10 |
| China | yearly | 1800 |
| Columbia | 1974 | 1000 |
| Germany/ Rhineland-Palatinate | yearly | 150 |
| Ecuador | 1987 | 1500 |
| France | 1983 | 1634 |
| | 1984 | 640 |
| | 1985 | 635 |
| Himalaya-Region | yearly | 1000 |
| Italy | yearly | 1140 |
| Korea | 1981 - 1988 | 475 |
| New Zealand | 1988 | 72 |
| Sweden | 1950 | 16 |
| | 1957 | 11 |
| | 1977 | 58 |
| Spain | 1986 - 2016 (Projection) | 6600 |
| Thailand | 1988 | 250 |
| Trinidad and Tobago | 1979 - 1986 | 1.26 |
| | 1985/86 | 0.96 |
| USA | 1987 | 3000 |
| | yearly | 1500 |

Tab.1: Wirtschaftliche Schäden durch Rutschungen
(KRAUTER 1995).

Dieser Trend, in Verbindung mit der Ausdehnung von Infrastrukturen und Besiedlungen in Hanglagen, erhöht die Gefahr von Personen- und Sachschäden. Die Wechselwirkung zwischen menschlichen Aktivitäten und Massenbewegungen an Hängen zeigt insbesondere das Beispiel der San Francisco Bay - Region (Nordkalifornien). In den Jahren 1955-1982 hat sich dort die Bevölkerungszahl verdoppelt. Entsprechend ausgeweitet haben sich damit auch die Infrastrukturen mit ihrem Eingriff in das Hanggelände. 1970 waren erst 12.000 Hangrutschungen bekannt, 1980 schon 70.000, 1982 wurden durch ein Unwetter allein 18.000 Rutschungen ausgelöst (BRABB 1989).

Ein extremes Ausmaß an potentiellen und aktiven Rutschhängen weist die Türkei mit 92% der Gesamtfläche auf. Dadurch sind 95% der Bevölkerung durch Rutschungen gefährdet (ILDIR 1995).

Für die Daseinsvorsorge sind daher Gefahrenkarten, mit aktiven und potentiellen Rutschungsarealen und ihren möglichen Auswirkungen, im Sinne einer Risikoabschätzung unabdingbar. Bisher existieren allerdings solche Karten nur in Einzelfällen oder sie decken lediglich bestimmte Regionen ab.

Rutschungen sind von der UNESCO – WORKING PARTY ON WORLDWIDE LANDSLIDE INVENTORY der Internationalen Geologischen Gesellschaft - definiert als hangabwärts gerichtete Bewegungen von Boden-, Fels- und Schuttmassen (CRUDEN 1991).

In Bezug auf Rutschungen kann man Gefahrenkarten im weitesten Sinne einteilen in:

- Vielzweckkarten (MOSER 1992)
- Gefahrenzonenkarten
- Landslide susceptibility-Karten
- Hangstabilitätskarten
- Rutschungspotentialkarten
- Risikokarten
- Geotechnische Karten
- Ingenieurgeologische Karten.

Eine geotechnische Karte wird im Zusammenhang mit geplanten Baumaßnahmen erarbeitet und enthält auch die vorhandenen oder auch die durch die Baumaßnahmen auftretenden Gefahren im Hinblick auf Hang- und Böschungstabilitäten. Ingenieurgeologische Karten informieren im allgemeinen mehr über das geologische Substrat als geotechnische Karten.

Für die Beurteilung und Einstufung der Gefahr und des Risikos zeigt MOSER (1992) einen Weg über die Vielzweckkarten auf (Abb. 1).

HAAS (1994, mdl. Mitt.) gliedert die Kartendarstellungen von Massenbewegungen in:

- Karte der Massenbewegungen
- Karte der Aktivitätsbereiche
- Karte der Gefährdungsbereiche

- Karte der verbindlichen Gefahrenzonen (Risikokarte).

2. Grundbegriffe

Man versteht unter (UNO-Tagung 1979 in Genf, UNDRO-Expertengruppe):

- **Gefährdung** Wahrscheinlichkeit des Auftretens eines Naturphänomens mit Katastrophenpotential in einem definierten Gebiet und in einer definierten Zeiteinheit.
- **Risiko** Erwarteter summarischer Verlust (erwartete Anzahl von Toten, Verletzten, Wert der Verluste durch Sachschäden, Wert des Verlustes infolge der Unterbrechung ökonomischer Aktivitäten) infolge eines bestimmten Naturphänomens, z.B. Rutschungen.
- **Risikoabschätzung** Risikoabschätzung entsteht auf der Basis dreier Komponenten: Informationen, die den Prozeß beschreiben, ein Modell über die Natur des Prozesses und die Bewertung der vorhandenen Informationen auf der Grundlage des Modells.

Eine Risikoabschätzung setzt somit eine ausreichende Beobachtungszeit voraus, um ein kinematisches Modell entwickeln zu können und eine Wichtung der Ursachenfaktoren, die den Prozeß steuern, zu ermöglichen.

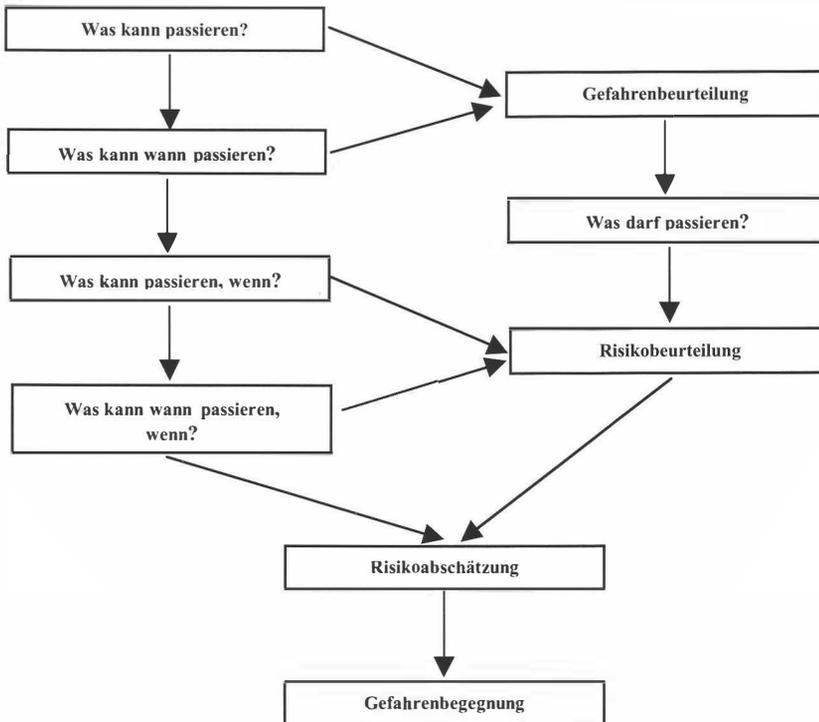
Mit Expertenwissen kann jedoch durch Analogieschlüsse eine Risikoabschätzung ad hoc auf gleicher Basis erfolgen und als Information in eine Gefahrenkarte eingehen.

Drei Gefährdungsgrade sind zu unterscheiden:

- keine Gefährdung für menschliches Leben und künstliche Anlagen;
- Gefährdung ohne detaillierte Untersuchungen nicht einschätzbar;
- extreme Gefährdung für menschliches Leben und künstliche Anlagen.

Diese Einteilung der Gefährdungsgrade ist durchaus auch in Karten zu verwenden. Sie eignet sich jedoch eher für Aussagen vor Ort. Bei einer Einstufung in "Gefährdung ohne detaillierte Untersuchungen nicht einschätzbar" wäre beispielsweise schon ein Verkehrsweg zu sperren, bis für die Beurteilung ausreichende Untersuchungsergebnisse vorliegen.

Für die Risikoabschätzung und die Gefahrenbegegnung sind generell folgende Sicherheitsfragen zu beantworten:



Gefahrenkarten mit Aussagen über das Risiko sind mittel- bis langfristig problematisch, da sich sowohl das Gefahrenpotential als auch das Risiko für Personen und Sachwerte zeitlich und räumlich ändert. Beispiele dafür sind die Ausdehnung des Rutschungsareals, die Änderung der land- oder forstwirtschaftlichen Nutzung, die Verlegung von Verkehrswegen und die Veränderung der Verkehrsdichte. Der weltweite Anstieg der Oberflächentemperatur, dessen Folgen bisher nur sehr bedingt einschätzbar sind, bewirkt mit Sicherheit durch den Rückgang der Gletscher, das Ansteigen der Dauerfrostgrenzen und erhöhter Starkniederschläge eine Minderung der Hangstabilitäten, so daß die herkömmlichen Risikokarten an und für sich nur für eine befristete Zeitspanne eine Verbindlichkeit haben. Durch die EDV-gestützte Erarbeitung von Risikokarten, können die sich ändernden Faktoren und der jeweilige Wissensstand berücksichtigt und somit "Ist-Zustands-Karten" hergestellt werden (Abb. 2).

3. Beispiele von Gefahrenkarten

Beispiele von Gefahrenkarten und von geotechnischen Karten, in denen das Gefahrenpotential von Rutschungen mit enthalten ist, sind im Folgenden aufgezeigt.

Archivmaterial und Expertenwissen bilden die Grundlage für diese kleinmaßstäbliche Karte (ca. 1:7.000.000). Karten mit vergleichbarem Maßstab werden auch auf der Basis des geologischen und morphologischen Aufbaus und von Analogieschlüssen erarbeitet. Solche kleinmaßstäblichen Karten sind in erster Linie an Entscheidungsträger und Planer adressiert und haben mehr einen allgemeinen informativen Charakter.

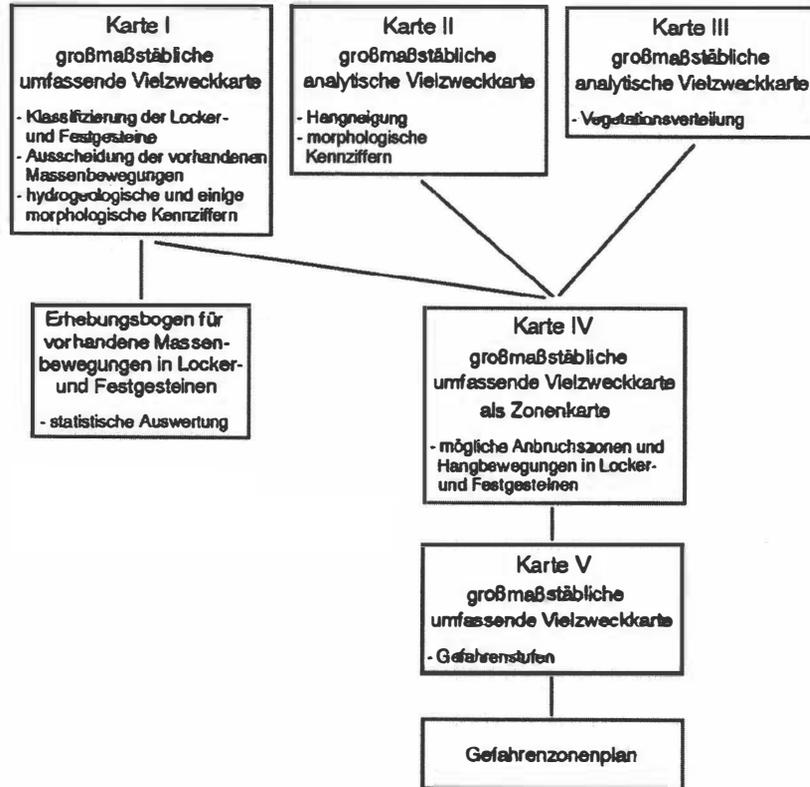


Abb. 1: Ingenieurgeologische Karte und Erhebungen für die Gefahrenzonenplanung in Hangbereichen, z.B. Wildbachverbauungen (MOSER 1992).

Die ebenfalls noch als kleinmaßstäblich zu bezeichnende Hangstabilitätskarte von Rheinhessen im Maßstab 1:50.000 (KRAUTER und STEINGÖTTER 1983) unterscheidet zwischen:

- Rutschgebiet, nachgewiesen (Archivmaterial, Expertenwissen)
- Rutschgebiet, nicht sicher nachgewiesen (Geologie, Morphologie, Analogieschlüsse)
- junge, historisch belegte Rutschschollen
- alte Rutschschollen
- anthropogen ausgelöste Rutschung
- natürlich stabilisierte Rutschschollen.

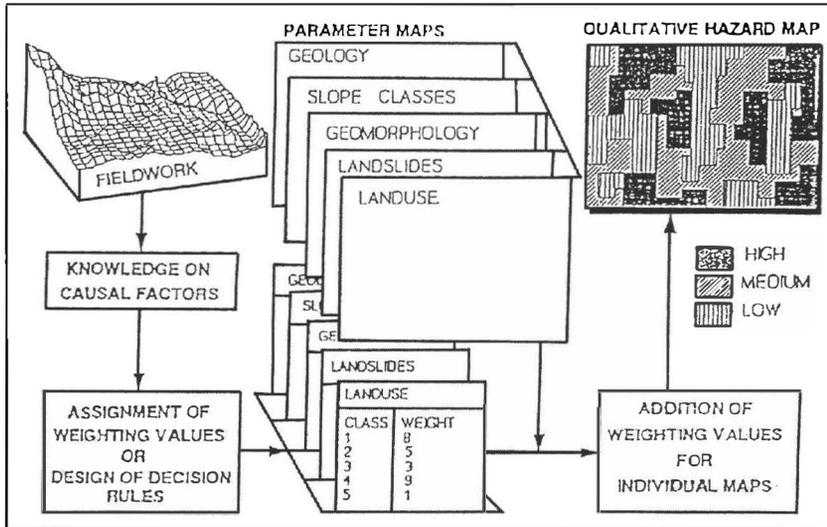


Abb. 2: Vereinfachte Arbeitsmethode für eine EDV-gestützte qualitative Gefahrenanalyse (KRAUTER et al. 1993).

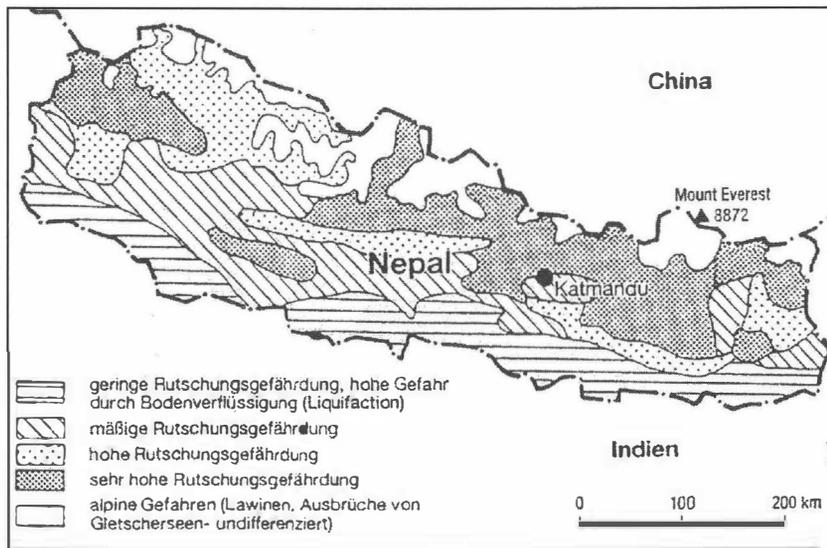


Abb. 3: Rutschungsgefährdungskarte von Nepal (nach DIXIT 1990 in KRAUTER 1994).

Diese Hangstabilitätskarte basiert auf dokumentierten Rutschungsereignissen, Expertenwissen und einer Luft- und Satellitenbilddauswertung. Das Beispiel zeichnet sich dadurch aus, daß die Aussagen anhand von ca. 200 Rutschungen, die an der Jahreswende 1981/1982 (KRAUTER et al. 1985) in der betroffenen Region innerhalb eines Tages durch ein extremes Klimaereignis entstanden sind, "getestet" wurden. 93% der Rutschungen fanden in den als nachgewiesenen und nicht sicher nachgewiesenen Rutschgebieten statt. Das Beispiel zeigt, daß Gefahrenkarten eine hohe Verbindlichkeit aufweisen können.

In der Gefahrenzonenkarte von Rheinland-Pfalz im Maßstab 1:1.000.000 (KERZAN 1994) sind vier Zonen mit der Lage der einzelnen Ereignisse ausgehalten. Es wird unterschieden zwischen:

- Rutschungen im engeren Sinne (Kippen, Gleiten, Driften, Fließen) (Abb. 4) und
- Felsstürzen (Fallen).

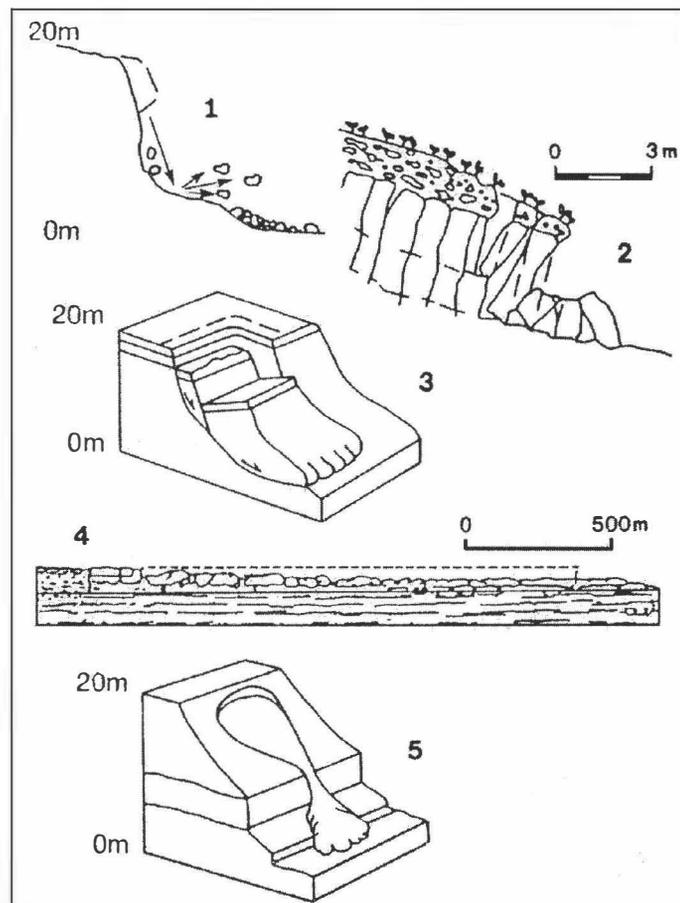


Abb. 4: Rutschungstypen (UNESCO WORKING PARTY ON WORLDWIDE LANDSLIDE INVENTORY 1993).

In dem im Arbeitskreis 4.2 - Böschungen (der Deutschen Gesellschaft für Geotechnik und der Deutschen Geologischen Gesellschaft) in Vorbereitung befindlichen Rutschungsatlas von Deutschland sollen ebenfalls vier Gefahrenzonen unterschieden werden. Diskutiert wird über folgende Zonierung (KRAUTER 1994) in Anlehnung an die Gefahrenzonenkarte von Rheinland-Pfalz:

- Zone 1** Geringes Rutschungspotential. Keine Rutschungsereignisse bekannt oder aktenkundig mit Ausnahme an steilen Uferböschungen und Steilküsten, wo Rutschungen des Typus Fallen, Kippen und Gleiten auftreten

können. Bei Baumaßnahmen sind Untersuchungen der Standsicherheit von Hängen im allgemeinen nicht erforderlich.

- Zone 2 Mäßiges Rutschungspotential. Rutschungen aller Typen im Hügelland und Mittelgebirge bekannt und aktenkundig. Bei Eingriffen, die das Hanggleichgewicht verringern, wie Be- oder Entlastung, forst- und landwirtschaftliche Veränderungen und Änderung der Grundwasserverhältnisse, werden geotechnische Untersuchungen der Hang- und Böschungstabilität empfohlen.
- Zone 3 Mittleres Rutschungspotential. Aktive und inaktive Areale mit Rutschungen aller Typen in Hügel- und Mittelgebirgslandschaften bekannt und aktenkundig. Durch Hanggleichgewicht verringemde Maßnahmen (siehe oben) und durch die Kombination natürlicher Faktoren, wie über dem langjährigen Durchschnitt liegender Grundwasserspiegel oder langanhaltende Niederschläge, ist mit Rutschungen zu rechnen. Bei Baumaßnahmen sind geotechnische Untersuchungen in Bezug auf Hang- und Böschungstabilität erforderlich. Bei der Kostenkalkulation sind eventuelle Sicherungs- und vorbeugende Maßnahmen zu berücksichtigen.
- Zone 4 Hohes Rutschungspotential. Vielzahl von aktiven und inaktiven Rutschungen aller in Hügel- und Gebirgslandschaften möglichen Typen mit hohen wirtschaftlichen Schäden bekannt und aktenkundig. Risiko für Infrastrukturen in Hanglagen. Bei Baumaßnahmen mit Eingriffen in das Hanggleichgewicht sind geotechnische Untersuchungen in Bezug auf die Standsicherheit von Böschungen und Hängen unbedingt erforderlich. Bei der Planung ist das Aussparen von potentiellen Rutscharealen zu erwägen. Kosten für Sicherungs- und vorbeugende Maßnahmen können die Kosten für das Bauwerk überschreiten. Eine ungünstige Kombination von Klimafaktoren kann auch ohne menschliche Eingriffe zum Auslösen und zur Beschleunigung von Rutschungen führen.

Diese Einteilung, die auf BRABB et al. (1972) zurückgeht, enthält Aussagen über

- Wahrscheinlichkeit bzw. Häufigkeit des Auftretens,
- Rutschungstyp (Abb. 4),
- Triggerfaktoren und
- erforderliche Untersuchungen bei Baumaßnahmen.

Die geplante Karte kann man als Rutschungspotential-Karte bezeichnen (KRAUTER 1994). Sie ist auf Planer und Entscheidungsträger abgestimmt und nicht projektbezogen.

Eine rein projektbezogene Gefahrenkarte, in der die Hangstabilität aufgrund der Veränderung der Morphologie mit Hilfe von Luftbildern aus zwei verschiedenen Epochen abgeleitet wird, zeigt Abbildung 5.

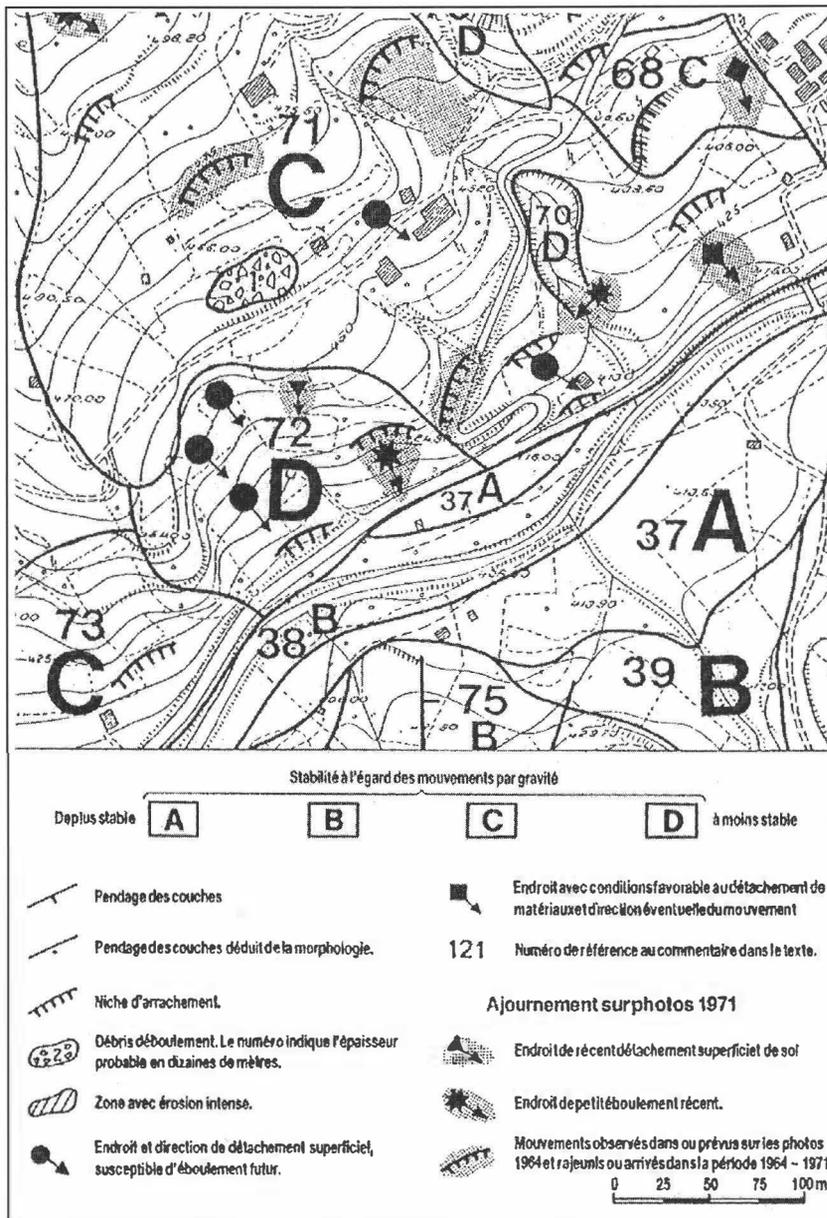


Abb. 5: Einteilung der Hangstabilität anhand von Verformungsraten (Autor unbekannt).

In der von MOSER (1992) als mittelmaßstäblich (1:10.000 bis 1:50.000) bezeichneten Zonenkarte (Abb. 6) sind im wesentlichen strukturgeologische Aussagen enthalten, aber auch Informationen über Geländeformen und über die Kinetik der Hangdeformationen.

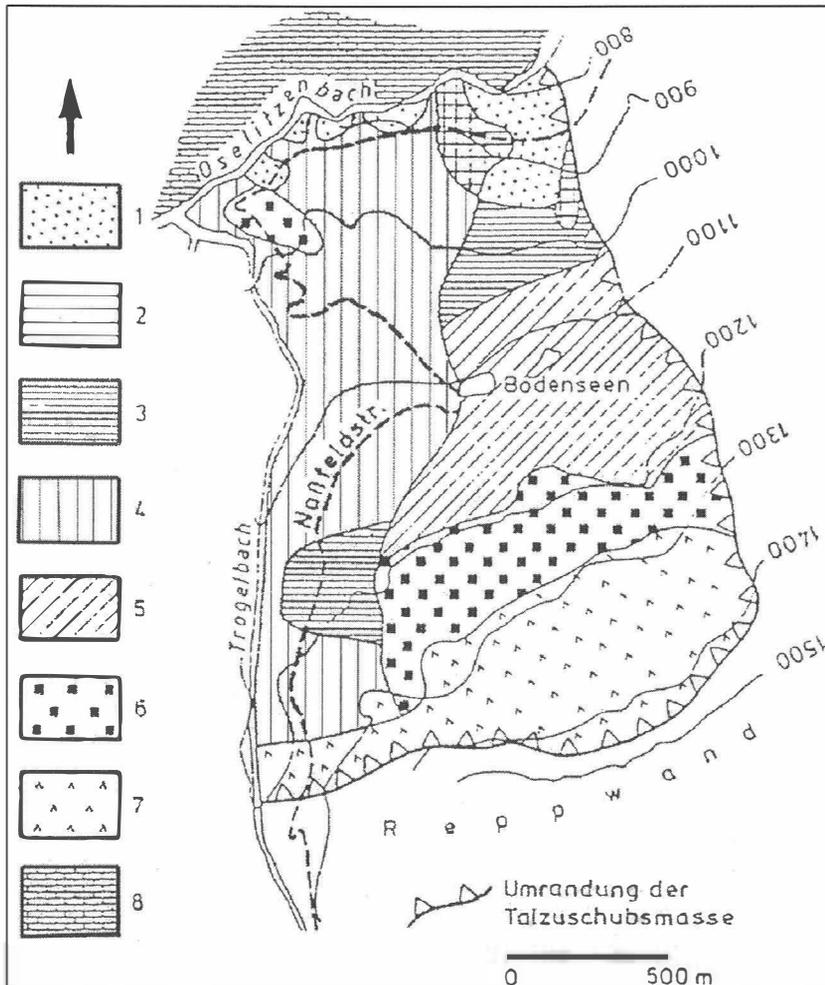


Abb. 6: Mittelmaßstäbliche Zonenkarte: Strukturgeologische Einheiten innerhalb der Reppwand-Gleitung, Oselitzenbach / Österreich (MOSER 1992).

Legende zu Abbildung 6:

- 1 Zonen sehr starker Gebirgsauflösung der Naßfeldschichten bis hin zur Grobblockschutthalde mit tiefgreifenden und weitflächigen Muschelabrüchen; Hauptverbreitungsgebiet: rechtsufrige Einhänge des Oselitzenbaches bis zur Naßfeldstraße, östlich des Quellenbaches auch ca. 100 Höhenmeter über die Naßfeldstraße hinausgreifend.
- 2 Zonen noch im Verband befindlicher Sandstein- und Kalksteinpartien, vielfach übersteilt und im labilen Gleichgewicht sich befindend; Hauptverbreitungsgebiet: rechtsufrige Einhänge des Oselitzenbaches.

- 3 Zonen mit deutlichen Kriecherscheinungen und Herausschieben des Gebirgsverbandes entlang vorwiegend schwach geneigten Bewegungsvektoren mit der Bildung von Nackentälern und Ausstrichen von Bewegungsbahnen, keine Anbrüche infolge des geringen Gefälles; Hauptverbreitungsgebiet: oberhalb der Zonen 1 und 2.
- 4 Zonen mit zur Zeit wenig aktiven Bewegungszeichen; Hauptverbreitungsgebiet: westlich des Quellenbaches im Bereich der Naßfeldstraße.
- 5 Morphologisch stark gegliedertes Gelände im Bereich der beiden Bodenseen bis 1.200 m, gekennzeichnet durch Stufen und Versteilungen von teilweise >10 m, die im Zusammenhang mit Ausstrichen von Bewegungsbahnen entstanden sind (besonders markant das Südufer des kleinen Bodensees, das von einer Steilstufe mit einem Höhenunterschied von ca. 30 m gebildet wird).
- 6 Zone mit Felssturzmaterial im m_ Bereich und von größeren zusammenhängenden Bergsturzkörpern im 10 m_ bis 100 m_ Bereich. Bei den größeren zusammenhängenden Gebirgskörpern handelt es sich vorwiegend um Kalksteine der Trogkofel- und Tattendorfer Schichten, die oft sekundäre Ausbrüche und dm-breite Spalten aufweisen.
- 7 Zone mit Felssturzmaterial (max. 1 bis 2 m_), das unterhalb der Reppwand von großen, frischen Schuttfächern überschüttet wird.
- 8 Orographisch linke Einhänge des Oselitzenbaches, gebildet von verbandsfesten Tonschiefern der Hochwipfelschichten; von der Reppwandgleitung nicht mehr betroffen.

In der großmaßstäblichen ($\leq 1:10.000$) geotechnischen Karte von MOSER (1992), ist die technische Beherrschbarkeit des geologischen Substrats in einem Großrutschareal im Zuge des Baues eines Verkehrsweges ausgewiesen und beinhaltet damit indirekt das Risiko für die Baumaßnahmen (Abb. 7).

Eine Gefahrenzonierung erfolgte im Zusammenhang mit dem Felssturz Kröv (KRAUTER et al. 1993) für den Fall eines unkontrollierten bzw. durch Sprengung kontrollierten Absturzes von ca. 30.000 m³ devonischer Felsmassen gegenüber der Ortschaft Kröv an der Mittelmosel (Abb. 8).

JÄGER und WIECZOREK (1994) erarbeiteten eine EDV-gestützte, mit spezieller Software und statistischen Analysen entwickelte Landslide Susceptibility Map im Maßstab 1:50.000 von der Finger Lake Region (New York). Es werden drei "susceptibility"-Kategorien in Kombination mit der Wahrscheinlichkeit des Eintretens eines Rutsches unterschieden. Auf einem zweiten Blatt im gleichen Maßstab sind die nach ihrem Alter (aktiv/rezent, alt, fossil) getrennten Rutschungen eingetragen. Basisdaten waren Archivdaten, Feldstudien und Auswertungen von Luftbildern im Maßstab 1:10.000. Die kartenmäßige Darstellung ist sehr übersichtlich und die Legende beinhaltet zusätzliche Informationen. Gefahrenkarten mit sehr vielen graphischen Informationen sind dagegen nur schwer zu interpretieren.

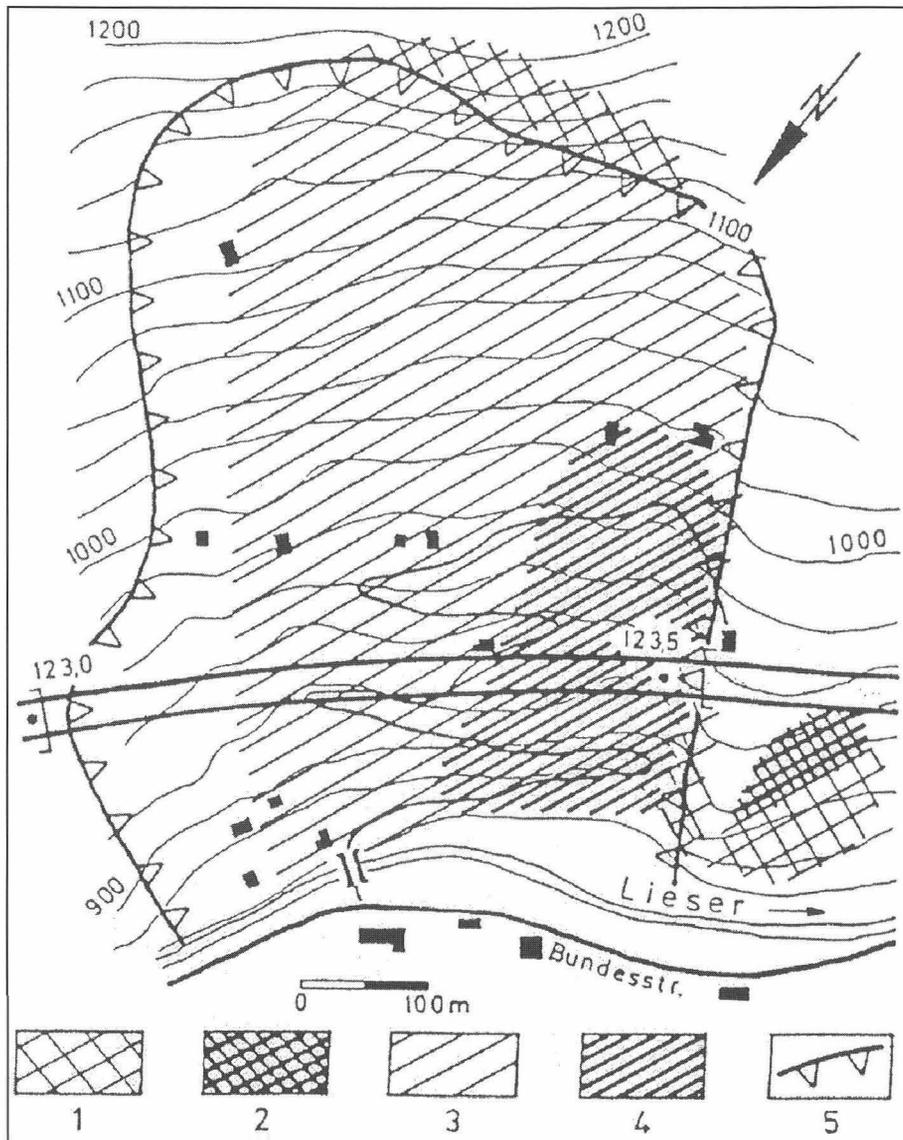


Abb. 7: Geotechnische Karte (MOSER 1992): Teilausschnitt Objekt L 27 Hangbrücke Hammerboden (Tauernautobahn Liesertalstrecke); 1 / 2 technische Beherrschbarkeit Festgesteine schwierig / sehr schwierig, 3 / 4 technische Beherrschbarkeit Lockergesteine schwierig / sehr schwierig, 5 Rand der Sackungsmasse.

Bei der Wichtung der geomorphologischen Daten in dem Kartenwerk von JÄGER und WIECZOREK (1994), geht nicht nur die Geländeform, sondern auch die Morphogenese mit ein. Gefahrenkarten, in denen nur die Hangneigung bzw. die Hangform, auch bei der Einbeziehung des geologischen Substrates, als Basisdaten benutzt werden, sind bezüglich der Gefahreinschätzung und des Risikos kritisch zu betrachten. Die Neigung oder das Gefälle eines Hanges ist nämlich kein Maß für

seine Stabilität. Auch die Geländeform ist ohne die Kenntnis ihrer Entstehungsgeschichte nicht eindeutig in Bezug auf Hangstabilität zu interpretieren.

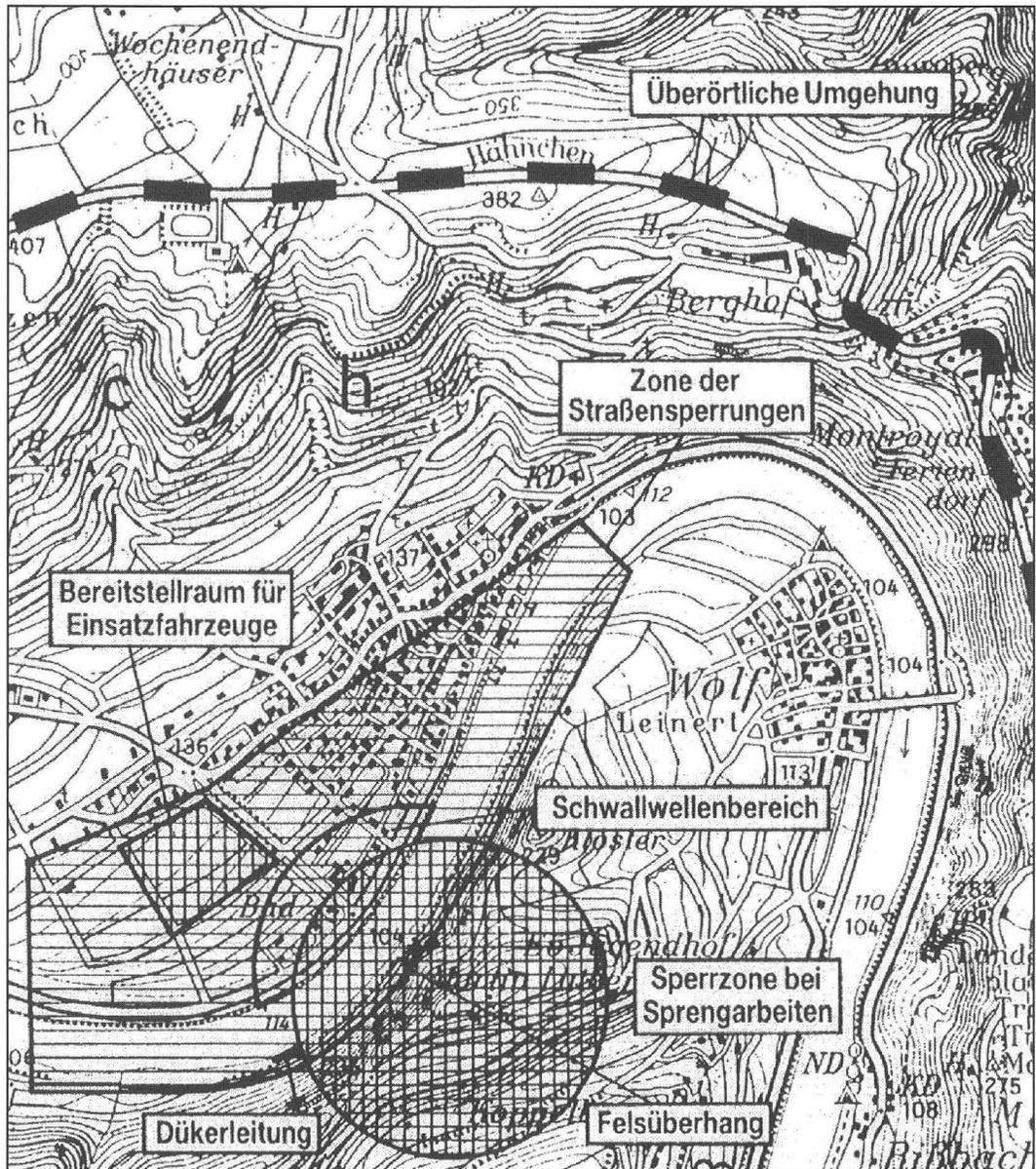


Abb. 8: Gefahrenzonierung Felssturz Kröv (KRAUTER et al. 1993).

Gefahrenkarten sollen

- entsprechend der Fragestellung des Nutzers, sowohl vom Inhalt als auch vom Maßstab her, ausgerichtet und
- gut lesbar sein.

In den Gefahrenkarten sollen

- die verwendeten Basisdaten aufgezählt und
- die Untersuchungsmethoden erläutert, sowie
- die Gefahrenzonen, -klassen oder -stufen, ebenso wie
- die Verbindlichkeiten definiert sein.

Bei objektiven und wissenschaftlich fundierten Gefahrenkarten sollten Einwände wegen rechtlicher Probleme (z.B. Grundstückswertminderung) oder Kompetenzstreitigkeiten von Fachbehörden der Vergangenheit angehören.

Risikokarten im eigentlichen Sinne bilden noch die Ausnahme bei den Gefahrenkarten. Eine Risikoabschätzung setzt eine dynamische Modellbildung voraus, wozu die die Hangbewegung steuernden Faktoren zu quantifizieren sind, was, wenn überhaupt möglich, langfristige und aufwendige Untersuchungen erfordert.

Die Möglichkeit einer realistischen Prognose im Sinne einer Risikoabschätzung wird in der Entwicklung von Expertensystemen gesehen, in denen das Wissen von Experten gebündelt und sortiert ist, so daß das spezielle Expertenwissen verschiedener Generationen nicht verloren geht und in denen die physikalisch-mathematischen Modelle der Hangdeformationen enthalten sind. Solche Systeme können ständig aktualisiert werden, so daß auch aktuelle Risikokarten hergestellt werden können. Für Problemlösungen gibt solch ein System Entscheidungshilfen, es liefert Risikokarten. Eine Verschneidung der Auswirkungen verschiedener Naturkatastrophen im Hinblick auf Hang- und Böschungsstabilitäten (z.B. der Einfluß von Erdbeben, die nach KRAUTER (1995) sowohl Rutschungen auslösen, als auch vorbereiten können), die es bis jetzt nur ansatzweise gibt, ist am ehesten in einem Expertensystem realisierbar.

4. Literatur

BRABB, E.E. (1989): Landslides: Extent and Economic Significance in the United States. In: BRABB, E.E., HARROD, B.C. (ed.): Landslides; Extent and Economic Significance. Balkema, Rotterdam.

BRABB, E.E., PAMPEYAN, E.H. und BONILLA, M.G. (1972): Landslide susceptibility in San Mateo County, California; U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map Mf-360 (1:62.500). Washington D.C.

CRUDEN, D.M. (1991): A simple definition of a landslide. In: Bulletin of the International Association for Engineering Geology, 43, p. 27-29, Paris.

DIXIT, A. (1990): Landslide Hazards in Nepal - Causes and Assessment. In: Water Nepal, Vol. 2, No. 1, Kathmandu.

ILDIR, B. (1995): Türkiyede Heyelanrin Dagilimi ve Afetler Yasasi ile Ilgili Uygulamalar. In: Ilinci ulusal heyelan sempozyumu - Ekim 1995, Adapazari.

JÄGER, S. und WIECZOREK, G.F. (1994): Landslide susceptibility in the Tully Valley area, Finger Lakes Region, New York. Washington D.C.

KERZAN, K. (1994): Gefahrenzonenkarte von Rheinland-Pfalz. Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz (unveröff.).

KRAUTER, E. (1994): Hangrutschungen und deren Gefährdungspotential für Siedlungen. In: Geographische Rundschau, Jahrgang 46, Heft 7-8, S. 422-428.

KRAUTER, E. (1995): Geology of Landslides. In: Ilinci ulusal heyelan sempozyumu - Ekim 1995, Adapazari.

KRAUTER, E., FEUERBACH, J. und SCHROEDER, U. (1993): Felsrutschung Kröv (Mosel) - Kinematik und Gefahrenabwehr. In: Geotechnik - Sonderheft zur 9. Nationalen Tagung für Ingenieurgeologie Garmisch-Partenkirchen 1993, Essen.

KRAUTER, E., PLATEN, von H., QUEISSER, A. und STEINGÖTTER, K. (1985): Hangstabilitäten im Mainzer Becken. In: HEITFELD, K.-H. (Hrsg.): Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgesteinen. Springer, Berlin / Heidelberg.

KRAUTER, E. und STEINGÖTTER, K. (1983): Die Hangstabilitätskarte des linksrheinischen Mainzer Beckens. In: Geologisches Jahrbuch, Reihe C, Heft 34, Stuttgart.

MOSER, M. (1992): Ingenieurgeologische Karten und Profile instabiler Hangbereiche. In: Technische Akademie Wuppertal: Unterlagen zum Seminar "Hangrutschungen – Entstehung, Dokumentation, Sicherung und Berechnung", Wuppertal.

UNESCO WORKING PARTY ON WORLDWIDE LANDSLIDE INVENTORY (1993): Multilingual Landslide Glossary of the International Geotechnical Societies. Canadian Geotechnical Society (ed.), BiTech Publishers Ltd., Richmond, B.C., Canada.

Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Edmund Krauter, Forschungsstelle für Rutschungen, Donnersbergstr. 12, 55129 Mainz.

VIII. Erfahrungen mit dem Gefahrenzonenplan im Kanton Graubünden, Schweiz

Hansruedi Aebli

1. Allgemeines

Im Kanton Graubünden werden, basierend auf dem kantonalen Forstgesetz vom 6.10.1963, Naturgefahren systematisch kartiert. Vor dem Inkrafttreten des Forstgesetzes wurden, aufgrund von "Lawinenwintern", einzelne, besonders gefährdete Lawinenzonen als Gefahrenzonen bezeichnet. Das kantonale Raumplanungsgesetz vom 20.5.1973 verpflichtete die Gemeinden, Gefahrenzonen auszuscheiden. Verlangt wurde die Ausscheidung von Gefahrenzonen bis zur Waldgrenze. Das neue Gesetz über den Wald vom 6.10.1991 verlangt die Ausscheidung auch oberhalb der Waldgrenze.

In den von der Regierung (Regierung = Kantonsreg.) erlassenen "Richtlinien zur Ausarbeitung von Gefahrenzonenplänen" sind die Gefahrenzonen definiert und die jeweiligen Nutzungsbeschränkungen festgehalten. Der Gefahrenzonenplan soll diejenigen Gebiete bezeichnen, in welchen mit Naturgewalten, wie Lawinen, Gleit Schnee, Hochwasser, Rufen, Rutschungen, Steinschlag usw. zu rechnen ist, die Leben und Sachwerte gefährden können.

Im Baugesetz der Gemeinde sind Nutzungsbeschränkungen festgehalten, welche in den Weisungen der Gebäudeversicherungsanstalt (GVA) genauer beschrieben werden. Die Versicherung von Gebäuden gegen Feuer- und Elementarschaden ist obligatorisch, die Gebäudeversicherungsanstalten sind öffentlich rechtliche Betriebe der Kantone.

Über die Gefahrenerfassung, die Erstellung der Gefahrenkarten und -kataster wird an dieser Stelle nichts gesagt. Im Folgenden wird nur auf die Organisation der Umsetzung der Gefahrenkarten in raumplanerisch relevante Gefahrenzonen eingegangen.

2. Ablauf der Gefahrenerfassung

Die Gemeinde beauftragt den zuständigen Kreisforstingenieur (kantonaler Beamter, 29 Forstkreise im Kanton) mit der Erfassung der Naturgefahren in einem bestimmten Gebiet. Zusätzlich kann die Gemeinde im Einvernehmen mit dem kantonalen Forstinspektorat ausgewiesene Fachleute beauftragen.

Erfaßt werden folgende Gefahren:

- Gefahr durch Eis und Schnee (Lawine, Schneerutsch, Eisschlag, Eisabbruch)
- Gefahr durch Wasser (Wildbach, Hochwasser, Überschwemmung, Murgang)
- Gefahr durch geologische Instabilität (Erdschlipf, -rutsch, Steinschlag, Felssturz, Kriechen)

Das Schwergewicht lag bis dahin bei der Erfassung der Lawinengefahren (naturwissenschaftlich gut erfaßt, reiche Erfahrung).

3. Gefahrenzonenplan

Die Regierung des Kantons Graubünden erließ am 1.11.1971 die "Richtlinien zur Ausarbeitung von Gefahrenzonenplänen" (Version 9.1.1984 in Rev.). Darin sind der Zweck, der Geltungsbereich, die Gefahrenstufen, die Zuständigkeiten und für die Bauvorhaben notwendigen Projektakten etc. definiert.

Im Kanton sind drei durch die Regierung eingesetzte Gefahrenkommissionen aktiv, welche die Umsetzung der vom Kreisförster vorgenommenen Gefahrenerfassung in raumplanerisch relevante Gefahrenzonen vorzunehmen haben. Eine Gefahrenkommission, deren Aufgaben im "Pflichtenheft Gefahrenkommission" festgelegt sind, setzt sich aus einem Obmann, einem ständigen Mitglied und dem zuständigen Kreisforstingenieur zusammen.

In der Praxis bedeutet das, daß die Gefahrenkommission den vom Kreisforstingenieur erstellten Entwurf der Gefahrenzonen zu begutachten hat. Das erwähnte Vorgehen garantiert eine möglichst einheitliche Umsetzung der Gefahrenbeurteilung im ganzen Kanton als Grundlage für die Zonenplanung. Dies ist von Bedeutung, weil eine Gefahrenzone unter Umständen einschneidende Eigentumsbeschränkungen mit sich bringen kann und darum eine flächenhafte Gleichbehandlung für die Akzeptanz in der Bevölkerung sehr wichtig ist.

In die Raumplanung fließen zwei Gefahrenzonen ein, welche die "Umhüllenden" aller kartierten Gefahren bilden:

- **Gefahrenzone 1, rote Gefahrenzone, Zone mit hoher Gefahr:** Den Naturgefahren wird im schlimmsten Fall vernichtende Wirkung für Leben und Sachwerte beigemessen.

In dieser Zone dürfen keine Bauten erstellt und erweitert werden, die dem Aufenthalt von Mensch und Tieren dienen. Zerstörte Bauten dürfen nur in Ausnahmefällen wiederaufgebaut werden. Standortgebundene Bauten, die nicht dem Aufenthalt von Mensch und Tieren dienen, sind hingegen mit entsprechendem Objektschutz grundsätzlich zulässig.

- **Gefahrenzone 2, blaue Gefahrenzone, Zone mit geringer Gefahr:** Nachteilige Wirkung von Naturereignissen sind nachgewiesen oder zu befürchten. Es

wird keine vernichtende Wirkung für Leben und Sachwerte angenommen. Die Gefährdung kann mit besonderen Maßnahmen behoben oder wesentlich eingeschränkt werden.

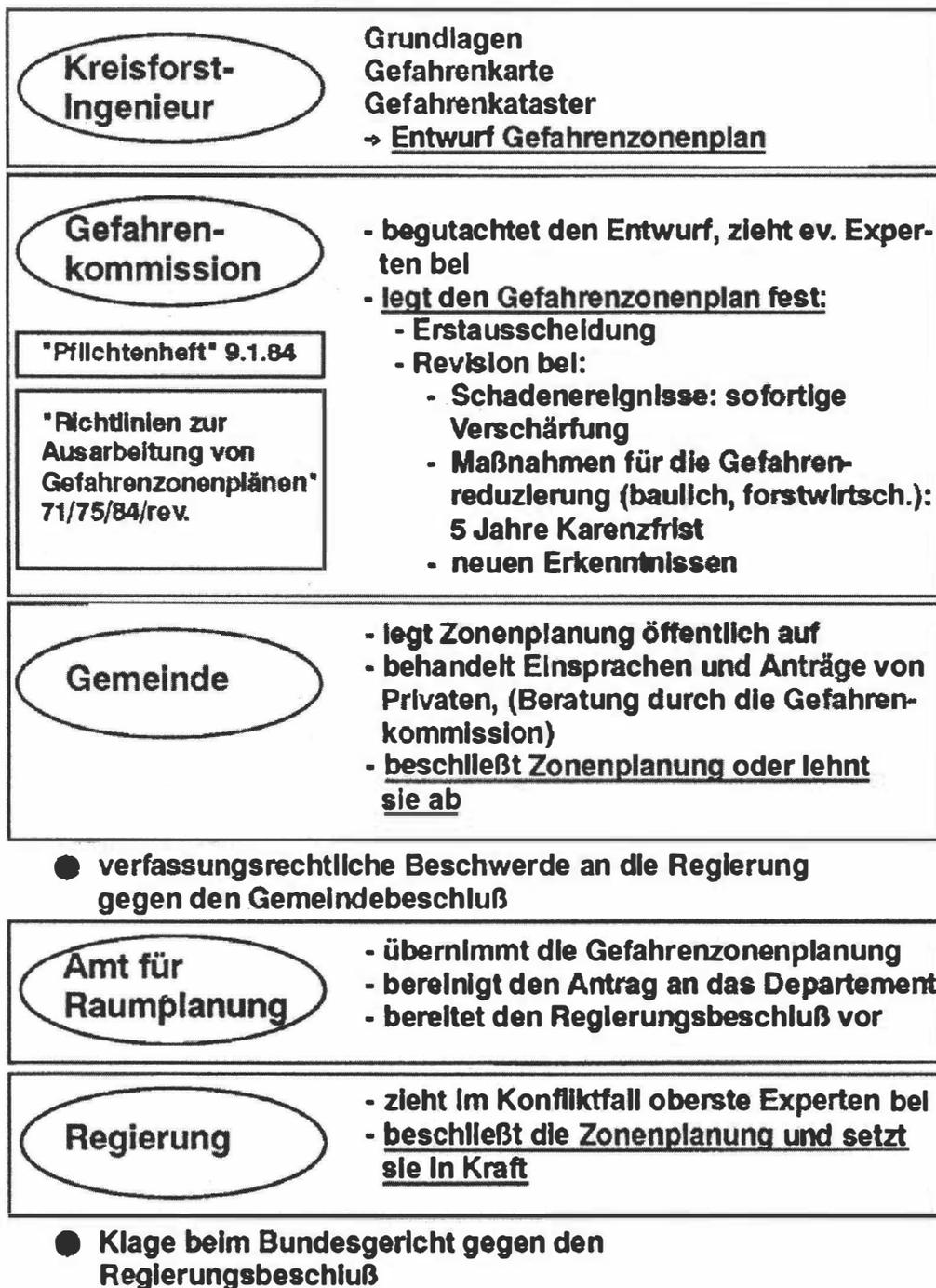


Abb. 1: Ablauf der Ausscheidung von Gefahrenzonenplänen im Kanton Graubünden.

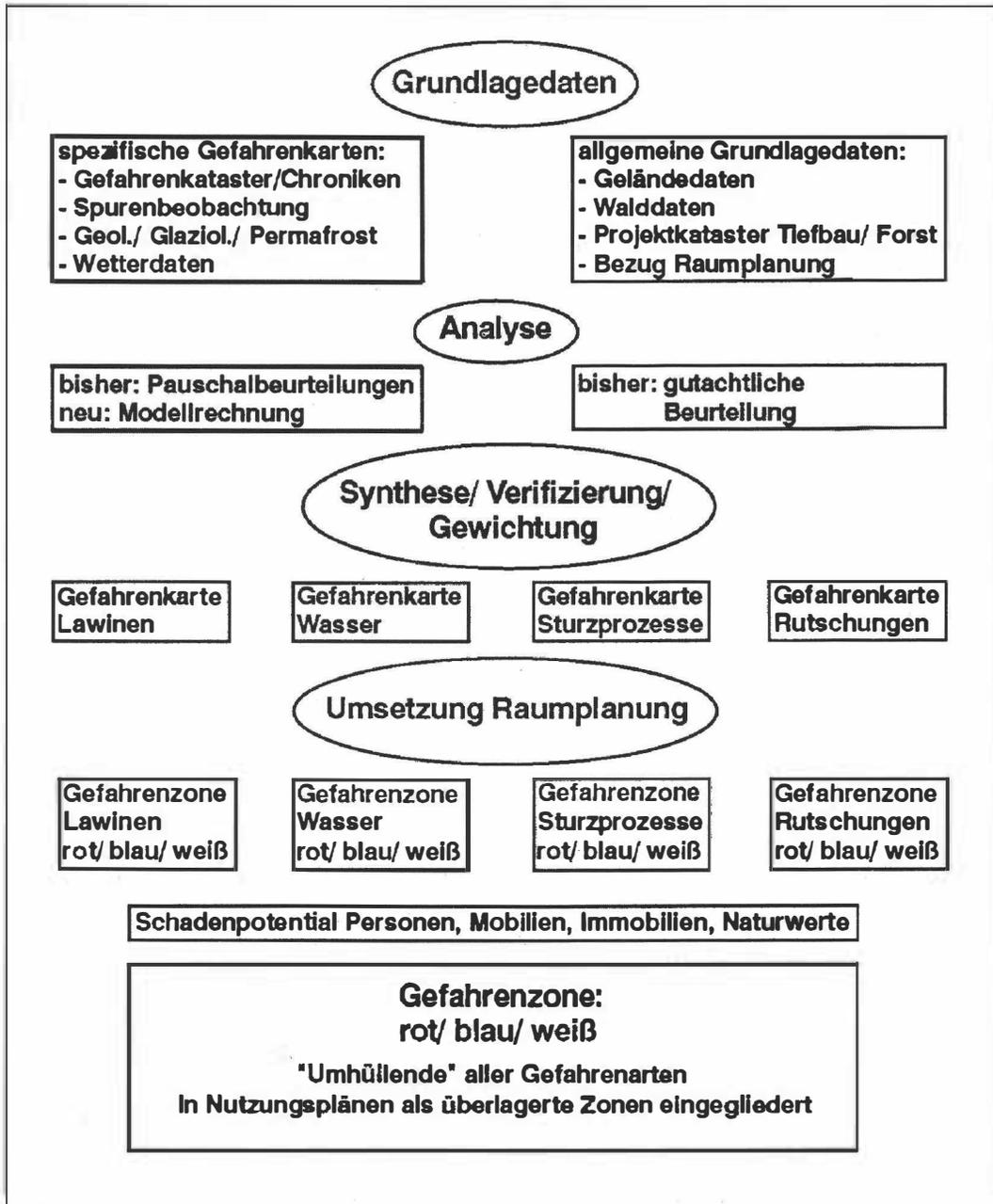


Abb. 2: Erstellen von Gefahrenzonenplänen im Kanton Graubünden.

In dieser Zone bedürfen Bauvorhaben (Neubauten und Erweiterungsbauten, Umbauten mit erheblicher Wertvermehrung) der Genehmigung durch die Gebäudeversicherungsanstalt (GVA) des Kantons Graubünden. Diese umschreibt die erforderlichen baulichen Schutzmaßnahmen als Bauauflagen, welche durch die Prüfengeieure kontrolliert und abgenommen werden. Die Gebäudeversicherungsanstalt regelt dieses Vorgehen in den Schriften "Bauliche

Auflagen für Bauvorhaben in der Gefahrenzone (1982)“ und ”Bauvorhaben in Gefahrenzonen (1991)“.

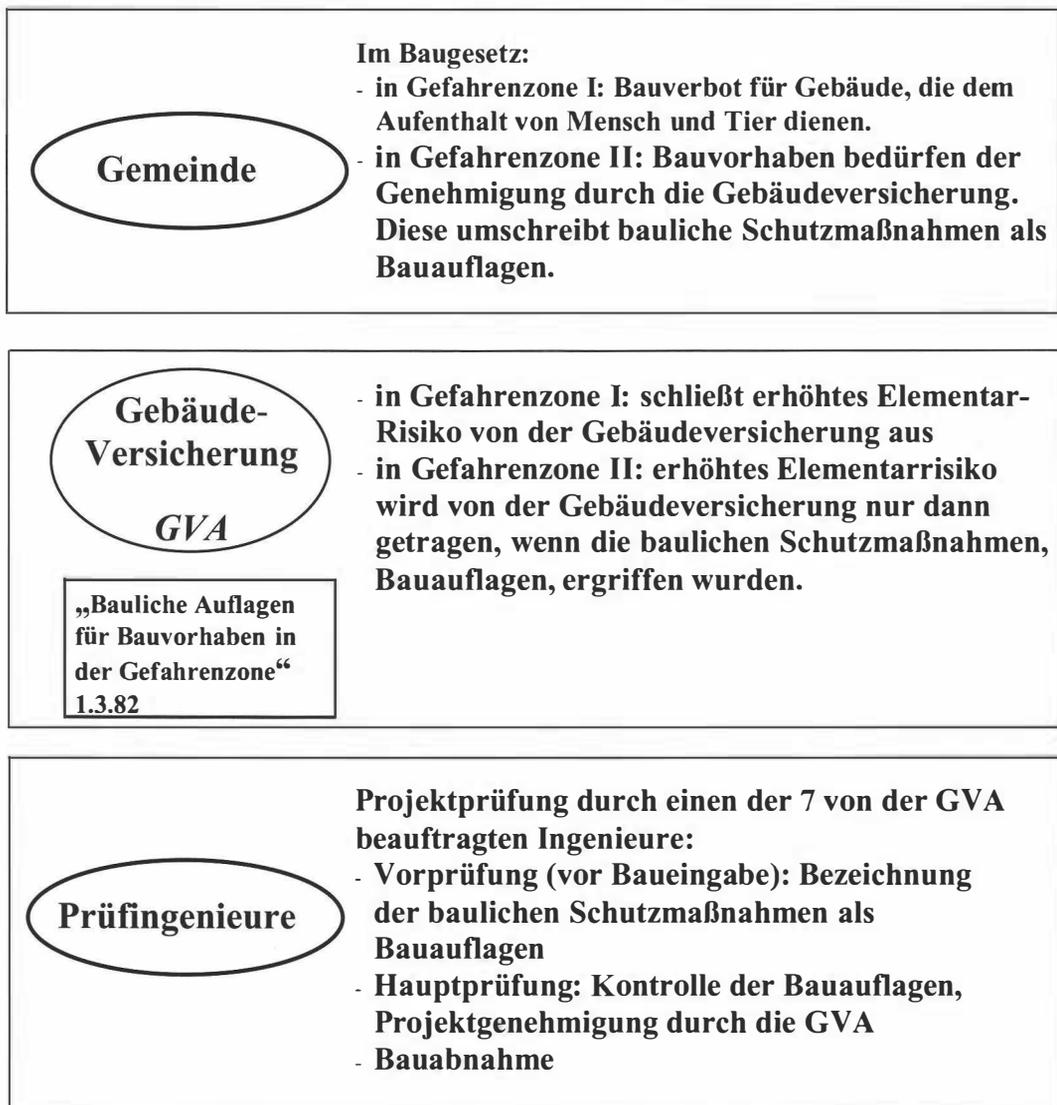


Abb. 3: Bauvorhaben in Gefahrenzonenplänen.

Der Gefahrenzonenplan wird durch die Gemeinde verabschiedet, von der Regierung genehmigt und in Kraft gesetzt. Regierungsentscheide wurden bis heute nie angefochten, d.h. es liegen keine Bundesgerichtsfälle vor. Die meisten Streitfälle konnten auf Gemeindestufe geregelt werden. Diese Tatsache zeugt von der allgemein **hohen Akzeptanz der Gefahrenkommission** in der Bevölkerung. Diese mag darin begründet sein, daß die Gefahrenkommission von der Regierung eingesetzt wird, durch den Kreisförster lokal abgestützt ist, und über ein großes Gebiet tätig ist, was eine größtmögliche Gleichbehandlung gewährleistet. Nicht zu vergessen ist auch, daß die Naturgefahren für den einzelnen Menschen real erfahrbar sind, d.h. es sind nicht abstrakte Größen, durch die der Betroffene Einschränkungen erfährt.

Es sind auch keine Schadenfälle bekannt, die auf falsch ausgeschiedene Gefahrenzonen zurückgeführt werden mußten.

4. Beispiele zur Entwicklung von Gefahrenzonenplänen in den Gemeinden

Anhand von zwei Beispielen wird die Problematik bei der Ausscheidung, bei der Inkraftsetzung und bei der Revision von Gefahrenzonen, speziell von Rutschgefahren, aufgezeigt.

4.1. Beispiel 1: Gemeinde Peist im Schanfigg

4.1.1. Geologische, geotechnische Situation

- Prättigauflysch, Moräne, Erosion durch Farbtobelbach.
- das alte Rutschgebiet war zu verschiedenen Zeiten aktiv.
- 1988: Messungen beim Brückenwiderlager der Kantonsstrasse: ca. 2 cm/Jahr.

4.1.2. Entwicklung der Gefahrenzonenpläne

Aufgrund von Rutschereignissen, bzw. von Sanierungsmaßnahmen und der dadurch eingetretenen Beruhigung der Situation wurden verschiedene Revisionen der Gefahrenzonenpläne vorgenommen:

- 1967: Hochwasser im Farbtobelbach zerstört die Brücke der Kantonsstraße und gefährdet das Viadukt der Rhätischen Bahn.
- 1973: Auftrag der Gemeinde an den Kreisforstingenieur zur Erstellung eines Gefahrenzonenplanes.
- Herbst 1974: Durch anhaltende Regenfälle wird die bekannte Rutschung aktiviert. Es treten Risse in Häusern im Ostteil des Dorfes auf, ein Haus wird aufgegeben, die Familie muß ausziehen.
- Durch diese Aktivierung des Rutsches wird der Entwurf des Gefahrenzonenplanes überarbeitet. Es folgt die Eingabe der bereinigten Planungsakten an das Departement.
- 23. April 1975: Ein "Moränenrutsch" (Böschungsbruch - Murgang) durchfließt das Dorf und zerstört einige Häuser und Ställe. Dem folgen Evakuierungen und die Einleitung von Sanierungsmaßnahmen im Oberliegergebiet.

Überarbeitung des Gefahrenzonenplanes:

Einige Häuser werden in die rote Gefahrenzone eingeordnet. Einsprachen und Verhandlungen führen dazu, daß die Häuser in die Zone mit geringer Gefahr zu

liegen kommen, aber daß dort kein neues Bauland erschlossen werden kann. Dieses Ziel wird mit Hilfe des Planes erreicht: Die Gefahrenzongrenzen werden den Umrissen der Häuser nachgezeichnet, was natürlich mit der Definition der Gefahrenzonen nicht vereinbar ist. Die Baugesetzartikel bleiben aber einfach, direkt vom Musterbaugesetz des Kantons übernommen. Mit diesem Vorgehen sichert die Gemeinde, daß die bisherige Nutzung der Häuser gewährleistet ist, daß aber im gefährdeten Gebiet kein Bauland erschlossen werden kann.

- 8. Mai 1976: Die Gemeinde genehmigt den bereinigten Zonenplan.
- 1993: Revision der Ortsplanung. Die Neu beurteilung der Gefahrenzonen verkleinert die Zone mit hoher Gefahr und vergrößert die Zone mit geringer Gefahr mit der Begründung, daß der ganze Hang gleich gefährdet sei und sich die Situation durch die Sanierungsmaßnahmen (Dränagen, Aufforstungen) etwas stabilisiert habe (es wurden weniger Leitungsbrüche vermerkt und selten Risse in Häusern beobachtet). Der revidierte Gefahrenzonenplan läßt sich wieder mit der Definition der Gefahrenzonen vereinbaren.

4.2. Beispiel 2: Gemeinde Uors - Peiden im Lugnez

4.2.1. Geologische, geotechnische Situation

- Sedimentbedeckung des Gotthardmassives, ca. hangparalleles Einfallen der Schichten und der Schieferung, Fußerosion durch den Glenner.
- 1887-1928: Bewegungen der Kirche aufgrund von Messungen der Landestopographie: 21 cm horizontal und 2,9 cm vertikal pro Jahr.
- 1887 bis 1967: 16,15 m horizontal und 3,28 m vertikal insgesamt.
- Verschiedene Sanierungsprojekte und -arbeiten in den Jahren 1930-1950, v.a. Entwässerungen im Einzugsgebiet, Stabilisierung der Rutschung.

4.2.2. Entwicklung der Gefahrenzonenpläne

- Ende der 50er Jahre: Die Gebäudeversicherung nimmt eine Gebäudeabwertung vor und schloß Neubauten von der Elementarschadenversicherung aus.
- 1979: Der Gefahrenzonenplan wird durch die Gefahrenkommission gutgeheißen.

Die Gemeinde stimmt dem Gefahrenzonenplan zu. Peiden liegt vollständig in der Gefahrenzone I, d.h. es dürfen keine Bauzonen ausgeschieden werden. Die weitere Nutzung der Gebäude wird hier durch das Baugesetz geregelt. Darin wird festgehalten, daß in der Gefahrenzone I ein Bauverbot besteht, trotzdem steht der weiteren Benutzung und dem ordentlichen Unterhalt der Bauten nichts im Wege.

- 1980: Die Regierung beschließt die Ortsplanung.
- 1985: Revision der Ortsplanung mit dem Ziel einer aktiveren Bodenpolitik, bzw. der Entlassung von Peiden aus der Gefahrenzone I. Die Gefahrenkommission stimmt der Zuteilung zur Gefahrenzone II bis auf weiteres zu. Begründet wird diese Zustimmung mit der laufend abnehmenden Gefährdung und der Möglichkeit, so die Diskrepanz zwischen der erlaubten und der tatsächlichen Nutzung aufzuheben. Zusätzlich wird argumentiert, daß es sich bei den Auswirkungen der Rutschungen um allmähliche Beschädigung handelt, und daß eine Zerstörung von Gebäuden durch plötzlich auftretende Gefahren - "vernichtende Wirkung auf Leben und Sachwerte" - kaum anzunehmen ist.
- 1985: Die Gemeinde stimmt dem Gefahrenzonenplan zu. Im Baugesetz wird trotzdem noch festgehalten, daß in der Gefahrenzone I ein Bauverbot besteht, wo aber Bauten, die von altersher und ohne Unterbruch dauernd bewohnt waren, bestehen, diese umgebaut, erweitert und Zweckänderungen zugeführt werden dürfen.

5. Richtlinien zur Ausarbeitung von Gefahrenzonenplänen

(Von der Regierung erlassen am 1. November 1971, abgeändert am 8. Dezember 1975 und am 9. Januar 1984, zur Zeit in Revision)

Art. 1 Rechtsgrundlage

kantonales Forstgesetz vom 6. Oktober 1963

kantonales Raumplanungsgesetz vom 20. Mai 1973

Art. 2 Zweck des Gefahrenzonenplanes

Der Gefahrenzonenplan bezeichnet diejenigen Gebiete, in welchen mit Naturgewalten, wie Lawinen, Gletschnee, Hochwasser, Rufen, Rutschungen, Steinschlag usw. zu rechnen ist, die Leben und Sachwerte gefährden können.

Art. 3 Gefahrenzonen

Zone mit hoher Gefahr:

Den Naturgefahren wird im schlimmsten Fall vernichtende Wirkung für Leben und Sachwerte beigemessen. Die Häufigkeit und Druckwirkung solcher Naturereignisse bleiben mit Ausnahme bei den Lawinen ohne Einfluß auf die Abgrenzung dieser Zone.

Zone mit geringer Gefahr:

Nachteilige Auswirkungen von Naturereignissen sind nachgewiesen oder zu befürchten. In diesen Fällen wird keine vernichtende Wirkung für Leben und Sachwerte durch allfällige Naturgewalten angenommen. Die Gefährdung kann mit besonderen Maßnahmen behoben oder wesentlich beschränkt werden.

Art. 4 Geltungsbereich ... Ausscheidung bis zur Waldgrenze...

Art. 5 Eigentumsbeschränkung

In der Zone mit hoher Gefahr:

Bauverbot für Bauten, die dem Aufenthalt von Mensch und Tier dienen. Zerstörte Bauten dürfen nur in Ausnahmefällen wieder aufgebaut werden.

In der Zone mit geringer Gefahr:

Bauvorhaben bedürfen der Genehmigung der Gebäudeversicherung (GVA) des Kantons Graubünden. Bei Standortgefährdung umschreibt diese die erforderlichen baulichen Schutzmaßnahmen (Bauauflagen).

Art. 6 Projektverfasser

Der zuständige Kreisforstingenieur entwirft die Gefahrenzonenpläne.

Art. 8 Gefahrenkommission

Die Regierung setzt zur Begutachtung der Gefahrenzonenpläne regionale Gefahrenkommissionen des kantonalen Forstdienstes, bestehend aus einem Obmann, einem ständigen Mitglied und dem zuständigen Kreisforstingenieur (gemäß speziellem Pflichtenheft) ein. (Das Pflichtenheft legt fest: 1. Das Ziel ist es, eine möglichst einheitliche Gefahrenzonenbeurteilung als Grundlage für die Zonenplanung zu erhalten. 2. 3 Regionen mit je einer Gefahrenkommission).

Art. 11 Genehmigung

Erlaß und Änderung des Gefahrenzonenplanes bedürfen der Genehmigung durch die Regierung.

Art. 14 Revisionen

Die Gefahrenzonen sind bei Revision der Zonenpläne zu überprüfen und anzupassen. Gefahrenzonenpläne sind zudem zu überprüfen, wenn sich die Gefährdung durch Naturereignisse erhöht oder durch erstellte Schutzmaßnahmen nachweisbar vermindert. Die Revision hat auf Antrag der Gemeinde zu erfolgen.

IX. Zum Fließverhalten von Murgängen

Dieter Rickenmann

1. Einleitung

Verglichen mit den vor allem in vulkanischen Gebieten auftretenden Schlammströmen weisen die für die Alpen typischen Murgänge meist kleinere Dimensionen auf. Diese Murgänge können vereinfacht als ein Gemisch der drei Hauptkomponenten Wasser, Feinmaterial und grobe Steine betrachtet werden. Von der Zusammensetzung und vom Fließverhalten her stellen die Murgänge eine Mischung von reinen Hochwassern, Erdrutschen und Fels- oder Bergstürzen dar. Die physikalischen Vorgänge bei der Entstehung, beim Fließen und bei der Ablagerung von Murgängen sind daher sehr komplex und wurden bisher nur teilweise verstanden.

In der Schweiz hat das wissenschaftliche Interesse an der Erforschung von Murgängen seit den Unwetterereignissen im Jahre 1987 (RICKENMANN und ZIMMERMANN 1993) stark zugenommen. Die letzten größeren Murgangereignisse mit teilweise erheblichen Folgeschäden traten 1998 im Obergoms bei Steinhausen (Kt. Wallis), 1996 am Sarnersee bei Giswil (Kt. Obwalden), 1993 im Mattertal bei St. Niklaus (Kt. Wallis) und 1992 im Val Bavona bei Faéd (Kt. Tessin) auf. In den letzten 25 Jahren waren wegen Murgängen 15 Todesopfer zu beklagen. Bei den größeren Murgangereignissen in den Alpen werden Geschiebemengen von mehreren 10.000 m³ bis einigen 100.000 m³ talwärts transportiert. Dabei werden Fließgeschwindigkeiten bis zu 15 - 20 m/s (60 - 70 km/h) erreicht und es können bis zu mehrere Meter große Blöcke verfrachtet werden.

Ein umfangreicher Bericht über die Gefährlichkeit der Wildbäche in der Schweiz wurde im Jahre 1864 vom ETH-Professor K. CULMANN im Auftrag des Bundesrates verfaßt. Darin ist insbesondere auch von der Murgangaktivität in vielen Bächen die Rede. Eine erste große wissenschaftliche Abhandlung über die Muren wurde 1910 von einem österreichischen Geologen verfaßt. Größere Forschungsanstrengungen zu Murgängen und Schlammströmen werden seit den 1960er Jahren in Japan, China und der ehem. Sowjetunion unternommen, und seit den 1980er Jahren auch in Europa und den USA.

Für die Entstehung von Murgängen müssen im wesentlichen drei Voraussetzungen erfüllt sein (RICKENMANN 1995): Erstens muß das Bach- oder Hanggefälle in der potentiellen Anrißzone genügend groß sein (steiler als etwa 25 %). Zweitens sollte genügend mobilisierbares Lockergestein vorhanden sein. Drittens muß der Wassereintrag in dieses Material und/oder der Abfluß im Bachgerinne genügend groß sein. Der dritte Faktor ist in der Regel für den Zeitpunkt des Auftretens entscheidend; in den Alpen werden die Murgänge meistens bei stärkeren

oder länger anhaltenden Niederschlägen, eventuell in Kombination mit Schneeschmelze ausgelöst.

In einer Untersuchung zum Thema "Klimaänderung und Naturkatastrophen" ergab eine Analyse der Murganghäufigkeit in der Vergangenheit keinen Trend einer Zu- oder Abnahme. Bei der Frage nach einem zukünftigen Trend wurden einerseits mögliche Änderungen des Geschiebeangebotes und andererseits Veränderungen im Wassereintrag untersucht (ZIMMERMANN et al. 1997).

2. Ansätze zur Beschreibung des Fließverhaltens

Die ersten zur Beschreibung des globalen Fließverhaltens von Murgängen vorgeschlagenen Modelle beruhen im wesentlichen auf zwei einfachen rheologischen Ansätzen: Im einen Fall werden die schlammstromartigen Murgänge (engl. "mudflows") als Gemisch von Wasser und Feinmaterial betrachtet. Dabei wird ein viskoplastisches Fließverhalten angenommen. Darauf aufbauend sind auch einige numerische Simulationsmodelle entwickelt worden (MAC ARTHUR und SCHAMBER 1986). Im zweiten Fall der granularen Murgänge (engl. "debris flows" oder "stony debris flows") geht man davon aus, daß das Fließverhalten von den größeren Steinen bestimmt wird. Die entsprechenden Modellansätze wurden vor allem in Japan entwickelt (TAKAHASHI 1991). Einen allgemeinen Überblick über die bisher vorgeschlagenen Ansätze zur Beschreibung von Murgängen geben zum Beispiel CHEN (1987) und JAN und SHEN (1993). Interessante Bemerkungen zur Klassifikation von Murgängen und anderen Massenbewegungen finden sich in PIERSON und COSTA (1987).

Vor allem in einigen neueren Arbeiten wird jedoch darauf hingewiesen, daß das detaillierte physikalische Verhalten des Murgangmaterials mit einfachen Modellen nicht korrekt beschrieben werden kann. In einem umfangreichen und kompetenten Beitrag diskutiert IVERSON (1997) verschiedene Aspekte des mechanischen Verhaltens von Murgängen. Darin schlägt er ein mathematisches Modell vor, welches auf bodenmechanischen Ansätzen beruht und auch Schwankungen im Porenwasserdruck berücksichtigt. Im weiteren fordert er, daß ein physikalisch korrektes Modell in der Lage sein sollte, nicht nur das Fließverhalten im Gerinne, sondern auch die Entstehungs- und Ablagerungsphase zu beschreiben. In einem ausführlichen Überblick über die theoretischen Ansätze zur Beschreibung granularen Fließens diskutiert ANCEY (1997) die Frage, ob gewisse Aspekte des Fließens von Murgängen überhaupt mit bestehenden Formulierungen beschrieben werden können.

Trotz dieser Unsicherheiten bezüglich geeigneter Material- oder Fließgesetze wurden bereits verschiedene numerische Simulationsmodelle entwickelt, um die Verformung einer Murgangswelle während des Fließens im Bachgerinne zu beschreiben. In den meisten Untersuchungen wird eine homogene Flüssigkeit im eindimensionalen Fließzustand betrachtet (MAC ARTHUR und SCHAMBER 1986; TAKAHASHI 1991, S. 75-99; CHOI und GARCIA 1993; LAIGLE und COUSSOT 1993; HUNGR 1995; COSTA 1997). Daneben sind auch einige spe-

zielle Aspekte untersucht worden. TAKAHASHI et al. (1992) präsentieren eine erweiterte Version ihres Modelles, in welchem Erosion und Ablagerung ähnlich wie im Sedimenttransport mitberücksichtigt werden. HUNGR (1995) hat ein Modell für schnelle Massenbewegungen entwickelt, in welchem auch bodenmechanischen Aspekten Rechnung getragen wird. Ein Modell für die Bewegung granularen Materials auf steilen, gekrümmten Bahnen stammt von SAVAGE und HUTTER (1989); dabei ist allerdings der Einfluß des Wassers zwischen den Gesteinskörnern nicht berücksichtigt.

Was die Simulation des Ablagerungsverhalten auf dem Kegel betrifft, ist die Zahl der Untersuchungen etwas geringer (z.B. O'BRIEN et al. 1993; EROSION-CONTROL ENGINEERING SOCIETY 1993; SHIEH et al., 1996). Im wesentlichen wird der Abfluß dabei zweidimensional modelliert, wobei die gleichen Ansätze wie bei den eindimensionalen Modellen verwendet werden. Auch in der Schweiz wurde ein Schritt zur Modellierung einer Zwei-Phasen-Strömung mit der Möglichkeit der Korn-Ablagerung unternommen (FRENETTE et al. 1997).

Für die meisten der vorgeschlagen numerischen Simulationsmodelle finden sich in der Literatur nur sehr wenige Beispiele der Anwendung auf tatsächlich in der Natur abgelaufene Murgangereignisse. Einige Modelle wurden mit einer Reihe von Laborversuchen getestet. Eine systematische Überprüfung der Anwendbarkeit auf natürliche Ereignisse und eine "Eichung" der Modellparameter fehlt weitgehend. Ein Grund dafür liegt sicher auch darin, daß zu wenig genaue Messungen von Murgängen in der Natur vorliegen.

Ein Schritt zu einer systematischen Überprüfung verschiedener einfacher Modellansätze wurde anhand von Messungen aus einem japanischen Wildbach durchgeführt (RICKENMANN und KOCH 1997; KOCH 1988). Die dabei verwendeten Beobachtungen aus dem Kamikamihori-Tal (SUWA 1989) sind die nach unseren Kenntnissen besten in der Literatur vorhandenen Daten über granulare Murgänge, und sie können auch für die Alpen als typisch angesehen werden. Die Resultate der Simulationsberechnungen zeigen, daß sich mit jenen Fließgesetzen die beste Übereinstimmung mit den Murgängen im Kamikamihori-Tal ergeben, welche ein Fließverhalten ähnlich der turbulenten Reinwasserströmung voraussetzen. In diesem Zusammenhang ist darauf hinzuweisen, daß auch in einigen anderen Simulationsmodellen ein turbulenter Fließwiderstands-Faktor eingebaut ist, und diese Modelle mit einigem Erfolg auf andere Murgänge oder Schlammströme angewendet wurden (WEIR 1982; ARATTANO und SAVAGE 1994; HUNT 1994; SHIEH et al. 1996; COSTA 1997).

Generell steckt das physikalische Verständnis des ganzen Fließprozesses noch in den Anfängen. Sehr wenig weiß man insbesondere über die komplexen Entstehungsmechanismen, die stark von den örtlich variablen geologischen und hydrogeologischen Verhältnissen abhängen und worüber nur wenige Beobachtungen existieren. Das Fließverhalten im Gerinne und das Ablagerungsverhalten auf dem

Kegel können mit ähnlichen Modellen wie in der Reinwasserhydraulik näherungsweise simuliert werden.

3. Empirische Formeln für die Fließgeschwindigkeit

In einigen Untersuchungen wird vorgeschlagen, die mittlere Fließgeschwindigkeit V [m/s] von Murgangfronten mit der in der Reinwasserhydraulik verwendeten Formel von *MANNING-STRICKLER* mit einem Beiwert $k_{St} \approx 10 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ abzuschätzen (PIERSON 1986; PWRI 1988; RICKENMANN und ZIMMERMANN 1993):

$$V = k_{St} H^{0,67} S^{0,5} \quad (1)$$

Dabei ist H die Abflußhöhe der Murgangfront [in m], S das Gerinnegefälle [-], und k_{St} [in $\text{m}^{1/3}/\text{s}$] der STRICKLER-Beiwert.

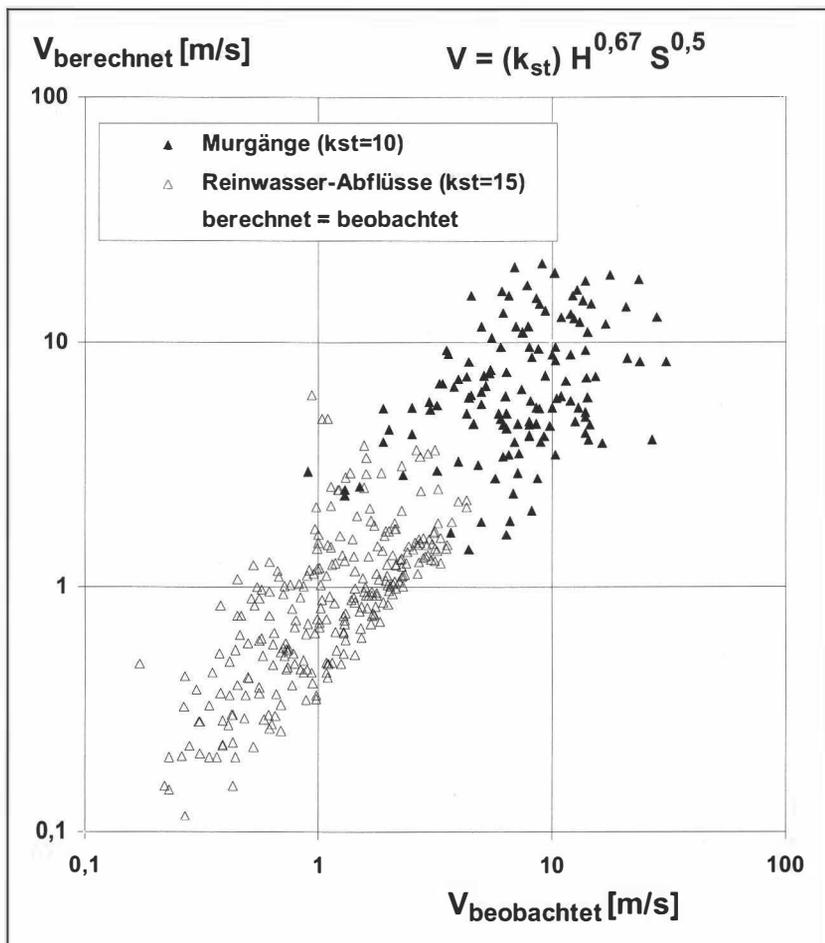


Abb. 1: Vergleich zwischen beobachteten und mit Gleichung (1) berechneten Fließgeschwindigkeiten für Murgänge und Reinwasserabflüsse in Kiesflüssen und Wildbächen.

Anhand von rund 120 Meß- oder Schätzwerten der Fließgeschwindigkeit von Murgängen wurde untersucht, inwiefern die *MANNING-STRICKLER* Gleichung oder andere einfache Ansätze zur Beschreibung des Fließverhaltens zur Abschätzung der Fließgeschwindigkeit verwendet werden können. Es zeigt sich, daß Gleichung (1) eine bessere Übereinstimmung mit den beobachteten Fließgeschwindigkeiten ergibt als zum Beispiel Ansätze des laminaren Fließens oder der dilatanten Kornscherung. Wie Abbildung 1 illustriert, ist die Streuung zwischen berechneten und beobachteten Fließgeschwindigkeiten recht groß. Ein Vergleich mit der Anwendung von Formel (1) auf Reinwasserabflüsse in steilen Bachgerinnen (Abb. 1) zeigt allerdings, daß auch für solche Abflüsse eine erhebliche Streuung resultiert; für diese rund 270 Daten zu Reinwasserabflüssen wurde ein etwas höherer mittlerer k_{sr} -Beiwert von $15 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ verwendet. Bei einer detaillierteren Betrachtung der Murgangdaten ergibt sich ein Trend zur Gruppierung nach Materialzusammensetzung und Größe des Ereignisses. Diese Einflüsse sind noch Gegenstand weiterer Untersuchungen.

In einer Analyse von Reinwasserabflüssen in Kiesflüssen und Wildbächen wurde eine andere empirische Gleichung zur Abschätzung der Fließgeschwindigkeit entwickelt. Dabei wurde anhand von etwa 370 Messungen eine Art Regime-Gleichung gefunden, worin die Fließgeschwindigkeit V [m/s] in Abhängigkeit des Abflusses Q [m^3/s], des Gerinnegefälles S [-] und einer charakteristischen Korngröße des Bachbettes abgeschätzt wird (RICKENMANN 1994, 1996, 1998).

Da bezüglich der Korngrößen nicht genügend Angaben vorhanden sind, wird hier eine vereinfachte Form dieser Gleichung auf die etwa 120 Murgang-Beobachtungen angewendet:

$$V = 2,1 Q^{0,33} S^{0,33} \quad (2)$$

Wie Abbildung 2 zeigt, ergibt sich zwischen berechneten und beobachteten Fließgeschwindigkeiten eine bessere Übereinstimmung als in Abbildung 1. Die Streuung für die Murgang-Daten liegt in einem ähnlichen Bereich wie für die Reinwasser-Daten. In Abbildung 2 sind ebenfalls Daten zu Reinwasser-Abflüssen in Schweizer Wildbächen eingetragen, für welche Q , V und S , nicht aber H gemessen wurde (deshalb erscheinen diese Daten in Abb. 1 nicht). Diese Daten liegen aufgrund der Gerinnegefälle- und Rauigkeitsverhältnisse in einem ähnlichen Bereich wie die Daten der alpinen Murgänge. Für eine Abschätzung der Murganggefährdung anhand einfacher empirischer Formeln ist die Gleichung (2) in der Regel vorzuziehen, da zuvor meist auch ein Bemessungsabfluß bestimmt werden muß.

Es ist interessant festzustellen, daß in erster Näherung für praktische Anwendungen die Fließgeschwindigkeit von Murgängen mit ähnlichen Formeln wie für turbulente Reinwasserabflüsse beschrieben werden kann. Diese Aussage basiert auf einem Vergleich von einfachen empirischen Ansätzen und der Annahme von gleichförmigen, stationären Abflußverhältnissen.

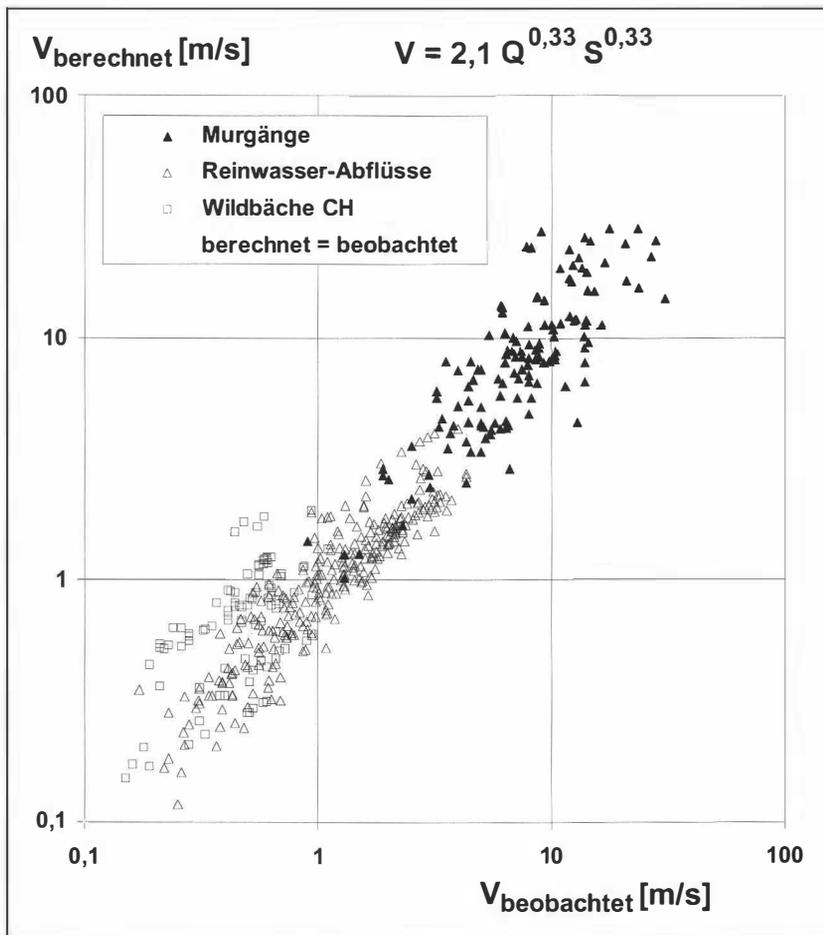


Abb. 2: Vergleich zwischen beobachteten und mit Gleichung (2) berechneten Fließgeschwindigkeiten für Murgänge und Reinwasserabflüsse in Kiesflüssen und Wildbächen. Ebenfalls eingetragen sind Daten zu Reinwasser-Abflüssen in Schweizer Wildbächen, für welche nur Q , V und S , nicht aber H gemessen wurde (deshalb erscheinen diese Daten in Abb. 1 nicht).

Sie wird aber auch gestützt durch Erkenntnisse aus der Simulation instationärer und ungleichförmiger Murgangwellen mittels numerischer Modellierung (RICKENMANN und KOCH 1997).

4. Gefahrenbeurteilung und Schutzmaßnahmen

Zu Beginn der neunziger Jahre wurden in der Schweiz das neue Wasserbaugesetz sowie das neue Waldgesetz revidiert. Beide Gesetze betreffen auch Aspekte der Naturgefahren, wobei die Erarbeitung von Gefahrenzonenkarten verlangt wird. Im Anschluß daran wurden von drei Bundesämtern Empfehlungen ausgearbeitet zur Frage, wie Hochwassergefahren bei raumwirksamen Tätigkeiten berücksichtigt

werden können. Im Rahmen dieser Arbeiten wurde klar, daß insbesondere bei der Beurteilung der Gefährdung durch Murgänge eine große Unsicherheit besteht.

Zur Gefahrenbeurteilung von murgangfähigen Wildbächen werden in den meisten Fällen sehr grobe empirische Methoden angewendet. Simulationsrechnungen mit numerischen Modellen können nur in Einzelfällen durchgeführt werden, da die Unsicherheit bezüglich der Resultate meist zu groß ist. Immerhin wurde in der Schweiz ein einfacher Ansatz zur generellen Abschätzung von potentiell gefährdeten Gebieten eingesetzt (RICKENMANN 1991; ZIMMERMANN et al. 1997), ähnlich dem seit längerem verwendeten Ansatz zur Abschätzung der Reichweiten von Fließlawinen.

Bezüglich der Vorhersage von Murgängen ist es prinzipiell möglich, für regional begrenzte Gebiete kritische Grenzwerte des Niederschlages zu bestimmen, vorausgesetzt, daß genügend Beobachtungen über vergangene Ereignisse vorhanden sind. Hingegen ist es heute nicht möglich, eine Prognose über den genauen Ort (Bachgerinne) des Auftretens zu machen. Während eines Murgangereignisses können gefährdete Verkehrswege durch Warnanlagen gesperrt werden.

Die Schutzmaßnahmen bei Murganggefährdung sind ähnlich wie beim Hochwasserschutz in Wildbächen. Die wichtigsten baulichen Elemente sind Wildbachsperrern, Ablenkdamme, Murbrecher (zur Verminderung der Zerstörungskraft), Rückhaltebecken und Geschieberoste (zum Abbremsen kleinerer Murgänge). Im oberen Teil der Wildbäche und an den Talflanken werden zur Verminderung der Erosionsanfälligkeit auch Aufforstungsmaßnahmen ausgeführt. Es gilt allerdings zu beachten, daß bei solchen Naturereignissen eine Sicherheit nur bis zu einer bestimmten Ereignisgröße möglich ist und ihren Preis hat. Deshalb kommt der Ausscheidung gefährdeter Zonen eine große Bedeutung zu. Ein bisher noch zu wenig diskutierter Aspekt ist die Frage der Langzeitwirkung von Wildbachsperrern, welche zwar nach der Erstellung eine Verminderung des Geschiebeaustrages bewirken, bei fehlendem Unterhalt und einem Extremereignis aber später zu einer Vergrößerung der Murgangfracht führen können.

5. Literatur

ANCEY, C. (1997): Rhéologie des écoulements granulaires en cisaillement simple: application aux laves torrentielles granulaires. Thèse, Ecole Centrale de Paris, 394 p.

ARATTANO, M., SAVAGE, W.Z. (1994): Modelling debris flows as kinematic waves. Bull. Int. Ass. Eng. Geology, Paris, 49, p. 3-13.

CHEN, C.L. (1987): Comprehensive review of debris flow modeling concepts in Japan. Geol. Soc. Am., Reviews in Engineering Geology, Vol. VII, p. 13-29.

CHOI, S.U., GARCIA, M.H. (1993): Kinematic wave approximation for debris flow routing. Proc. XXV IAHR Congress, Technical Session B, Vol. III, p. 94-101.

- COSTA, J.E. (1997): Hydraulic modeling for lahar hazards at Cascades volcanoes. *Environm. & Eng. Geoscience*, Vol. III, No. 1, spring 1997, S. 21-30.
- EROSION-CONTROL ENGINEERING SOCIETY (1993): Program to simulate debris flow overflowing - Explanation and Operating Manual. The Erosion-Control Engineering Society, Japan, March 1993, 45 p.
- FRENETTE, R., EYHERAMENDY, D., ZIMMERMANN, T. (1997): Numerical modeling of dam-break type problems for Navier-Stokes and granular flows. Proc. of the First Int. Conf. on Debris Flow Hazards Mitigation, San Francisco, USA, ed. by CHEN-LUNG CHEN, American Society of Civil Engineers, p. 586-595.
- HUNGR, O. (1995). "A model for the runout analysis of rapid flow slides." *Can. Geotechnical J.*, 32, p. 610-623.
- HUNT, B. (1994): Newtonian fluid mechanics treatment of debris flows and avalanches. *Jour. Hydr. Eng., ASCE*, Vol. 1209, 12, p. 1350-1363.
- IVERSON, R.M. (1997): The physics of debris flows. *Rev. Geophysics*, Vol. 35, 3, p. 245-296.
- JAN, C.D., SHEN, H.W. (1993): A review of debris flow analysis. Proc. XXV IAHR Congress, Technical Session B, Vol. III, p. 25-32.
- KOCH, T. (1988): Testing various constitutive equations for debris flow modelling. In: *Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters*, IAHS Publication 248, p. 249-257.
- LAIGLE, D., COUSSOT, P. (1993): Modélisation numérique des écoulements de laves torrentielles. Colloque technique de la Société Hydrotechniques de France, Session, 148, 10 p.
- MAC ARTHUR, R.C., SCHAMBER, D.R. (1986): Numerical methods for simulating mudflows. Proc. Third Int. Symp. on River Sedimentation, Mississippi, USA, p. 1615-1623.
- O'BRIEN, J.S. , JULIEN, P. Y., FULLERTON, W.T. (1993): Two-dimensional water flood and mudflow simulation. *Jour. Hydr. Eng., ASCE*, Vol. 119, 2, p. 244-261.
- PIERSON, T.C. (1986). Flow behavior of channelized debris flows, Mt. ST. Helens, Washington. In: *Hillslope Processes*, A.D. ABRAHAM, ed., Allen & Unwin, Boston, p. 269-296.
- PIERSON, T.C., COSTA, J.E. (1987): A rheologic classification of subareial sediment-water flows. *Geol. Soc. Am., Reviews in Engineering Geology*, Vol. VII, p. 1-12.
- PWRI (1988): Technical standard for measures against debris flow (draft). Technical Memorandum of Public Works Research Institute (PWRI), No. 2632, Ministry of Construction, Japan, 48 p.

- RICKENMANN, D. (1991): Modellierung von Murgängen. In: Modelle in der Geomorphologie - Beispiele aus der Schweiz (ed. by M. MONBARON & W. HAEBERLI), Berichte und Forschungen Geogr. Inst. Freiburg/CH, Vol. 3, S. 33-46.
- RICKENMANN, D. (1994): An alternative equation for the mean velocity in gravel-bed rivers and mountain torrents. In: Hydraulic Engineering '94, eds. G.V. CONTRONEO, R.R. RUMER, Proc. of the 1994 Conference on Hydraulic Engineering, Buffalo N.Y., American Society of Civil Engineers, Vol. 1, p. 672-676.
- RICKENMANN, D. (1995): Beurteilung von Murgängen. Schweizer Ingenieur und Architekt, 48, S. 1104-1108.
- RICKENMANN, D. (1996). Fließgeschwindigkeit in Wildbächen und Gebirgsflüssen. Wasser, Energie, Luft, 88 (11/12), S. 298-304.
- RICKENMANN, D. (1998): Antwort zum Diskussionsbeitrag von W.H. Hager zu "Fließgeschwindigkeit in Wildbächen und Gebirgsflüssen". Wasser, Energie, Luft, 90. Jhg., H.5/6, S. 133-134.
- RICKENMANN, D., ZIMMERMANN, M. (1993): The 1987 debris flows in Switzerland: documentation and analysis. Geomorphology, Vol. 8, p. 175-189.
- RICKENMANN, D., KOCH, T. (1997): Comparison of debris flow modelling approaches. In: "Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment", ed. CHEN-LUNG CHEN, Proc. of the First Int. Conference, San Francisco, USA, American Society of Civil Engineers, p. 576-585.
- SAVAGE, S.B., HUTTER, K. (1989): The motion of a finite mass of granular material down a rough incline. J. Fluid Mech., Vol. 199, p. 177-215.
- SHIEH, C.-L., JAN, C.-D., TSAI, Y.-F. (1996): A numerical simulation of debris flow and its applications. Natural Hazards, Vol. 13, p. 39-54.
- SUWA, H. (1989): Field observation of debris flow. Proc. of the Japan-China (Taipei) Joint Seminar on Natural Hazard Mitigation, Kyoto, Japan, p. 343-352.
- TAKAHASHI, T. (1991): Debris Flow. IAHR Monograph Series, Balkema Publishers, The Netherlands, 165 p.
- TAKAHASHI, T., NAKAGAWA, H., HARADA, T., YAMASHIKI, Y. (1992): Routing debris flows with particle segregation. Jour. Hydr. Eng., ASCE, Vol. 118, 11, p. 1490-1507.
- WEIR, G.J. (1982): Kinematic wave theory for Ruapehu lahars. New Zealand J. Science, Vol. 25, p. 197-203.
- ZIMMERMANN, M., MANI, P., GAMMA, P., GSTEIGER, P., HEINIGER, O., HUNZIKER, G. (1997). Murganggefahr und Klimaänderung - ein GIS-basierter Ansatz. Schlußbericht NFP 31, vdf-ETH, Zürich, 161 S.
- Anschrift des Verfassers: Dr. Dieter RICKENMANN Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL), Zürcherstraße 111, CH-8903 Birmensdorf, Schweiz.