



Die Massenbewegungen der Naßfeldregion

MICHAEL LOTTER*) & MICHAEL MOSER**)

16 Abbildungen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 198

Kärnten
Karnische Alpen
Geotechnik
Massenbewegung

Inhalt

Zusammenfassung	159
Abstract	159
1. Einleitung	160
2. Die geotechnische Ausbildung der Gesteine	161
3. Die Massenbewegungen im Überblick	162
4. Talzuschub Reppwand-Gleitung	162
4.1. Die geotechnische Gliederung des Talzushubes	163
4.2. Kinematische Aktivität und technische Maßnahmen	166
5. Talzuschub Schlanitzenalm-Gleitung	167
6. Talzuschub Tomritsch	170
7. Talzuschub Madritschen	170
8. Bergzerreißungsfeld Treßdorfer Höhe	170
8.1. Der Aufbau des Zerreißungsfeldes	171
8.2. Der talseitige Rand des Zerreißungsfeldes	171
Literatur	173

Zusammenfassung

Das Naßfeldgebiet in den Karnischen Alpen ist großflächig von tiefgreifenden Massenbewegungen betroffen. Ursache ist im Wesentlichen die Existenz mächtiger Wechselfolgen geomechanisch inkompetenter und kompetenter Gesteine in Verbindung mit der glazialen und postglazialen Reliefentwicklung sowie einer überdurchschnittlichen Wasserverfügbarkeit aus Niederschlägen.

Die dominierenden gravitativen Deformationsprozesse sind durch die komplexen Prozessstypen Bergzerreißung und Talzuschub charakterisiert. Die kinematische Aktivität ist überwiegend mit langsamen Kriech-, Gleit- und Fließbewegungen in der Größenordnung von wenigen Zentimetern pro Jahr zu beschreiben. In relativ kleinen Teilbereichen kann sie aber auch deutlich darüber liegen.

Die Talzuschübe Reppwand-Gleitung und Schlanitzenalm-Gleitung sowie die Bergzerreißung Treßdorfer Höhe stellen die prominentesten Großhangbewegungen der Region dar. Jedoch sind auch darüber hinaus reliktsche und aktive Massenbewegungen in Form von kleinräumigeren Zuschubsprozessen, Sackungen, Bergzerreißungen und Felsstürzen zu beobachten. In Summe resultiert daraus ein extrem hohes Geschiebepotential für das Einzugsgebiet des Oselitzenbaches, dessen Auswirkungen (z.B. in Form von Vermurungen) durch den signifikanten Schwemmfächer ins Gailtal dokumentiert sind.

Abstract

The catchment area of Oselitzenbach torrent in the Naßfeld region in the Carnic Alps is especially endangered by large-scale and deep-seated mass movements. Causes are predominantly the alteration of brittle and weak sequences. Additionally the glacial shaped relief and the excessive amount of precipitation must be mentioned.

The dominant gravitational deformation processes are sagging of mountain slopes ("Talzuschübe") and mountain splitting areas ("Bergzerreißung"). Regarding the time-dependent behaviour it is characterized by slow sliding and creeping processes at displacement rates of few centimeters/year. The most famous large-scale mass movements in the Naßfeld region are the sagging slopes Reppwand-Gleitung and Schlanitzenalm-Gleitung and the mountain splitting area Treßdorfer Höhe.

Furthermore small-scale mass movements in kind of rock fall areas and soil slips can be observed. During intense rainstorms bursts of debris originating from bedrock failures at the toe zone of the sagging slopes fanned over the cone of Tröpolach in the Gail Valley.

*) Dr. MICHAEL LOTTER, Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A 1030 Wien.
michael.lotter@geologie.ac.at

**) Prof. Dr. Michael MOSER, Universität Erlangen-Nürnberg, Lehrstuhl für Angewandte Geologie, Schloßgarten 5, D 91054 Erlangen.
moser@geol.uni-erlangen.de

1. Einleitung

In den Karnischen Alpen stellt das ca. 28 km² große Einzugsgebiet des Oselitzenbaches (Naßfeldregion) aufgrund der geologisch-geotechnischen Eigenschaften der Festgesteine und der hydrographischen Verhältnisse ein sehr sensibles Gebiet bezüglich der Entwicklung großräumiger Massenbewegungen dar (Abb. 1). Diese tiefgreifenden Bewegungsprozesse nehmen eine Fläche von ca. 8 km² ein (MOSER & GLAWE, 1994).

Der Oselitzenbach ist nach Auffassung von SUDA (1884) der „wildeste und gefährlichste Bach im ganzen Gailtal“. Entlang seines Bachlaufs, wie auch seiner Zubringerbäche Trögelbach und Rudnigbach, lassen sich in den vorhandenen Anbrüchen mächtige Lagen von lockerem Gesteinschutt und glaziale Ablagerungen erkennen. Diese sind ein bedeutsamer Gesteinsbehälter und begründen eine mögliche Gefährdung der auf dem markanten Schwemmkegel des Oselitzenbaches errichteten Ortschaften Tröpolach und Watschig.

In den vergangenen dreißig Jahren haben Baumaßnahmen zur Errichtung einer touristischen Infrastruktur die

Landschaft der Naßfeldregion nachhaltig umgestaltet. MOSER & GLAWE (1994) weisen auf eine ungünstige Beeinflussung des sensiblen geotechnischen Charakters des Naßfeldgebietes in Form der regen Bautätigkeit seit Anfang der 70er Jahre hin. Dies betrifft demnach insbesondere die weitflächigen Pistenanlagen, auf denen ein erhöhter Oberflächenabfluss erfolgt.

Die Naßfeld-Bundesstraße B90 ist eine wichtige Verkehrsverbindung von Kärnten nach Italien (Naßfeldpaß/Passo Pramollo) und Zubringer zur Karnischen Skiregion. Die Straße quert in ihrem unteren Abschnitt auf ca. 800 m Länge eine aktive Talzuschubsstirn (Abb. 1), welche immer wieder durch Hochwasser übersteilt wird. Dadurch ausgelöste Anbrüche haben wiederholt zu massiven Schäden bis hin zur Zerstörung des Verkehrsweges in diesem Abschnitt geführt, dessen Erhaltungskosten dadurch enorm hoch sind. Am 10. und 11. September 1983 verursachte ein Hochwasserereignis eine katastrophale Gesteinsablagerung auf dem Schwemmkegel des Oselitzenbaches, die Unterbrechung der Naßfeld-Bundesstraße und die Zerstörung alter Wildbachverbauungen im Mittel-

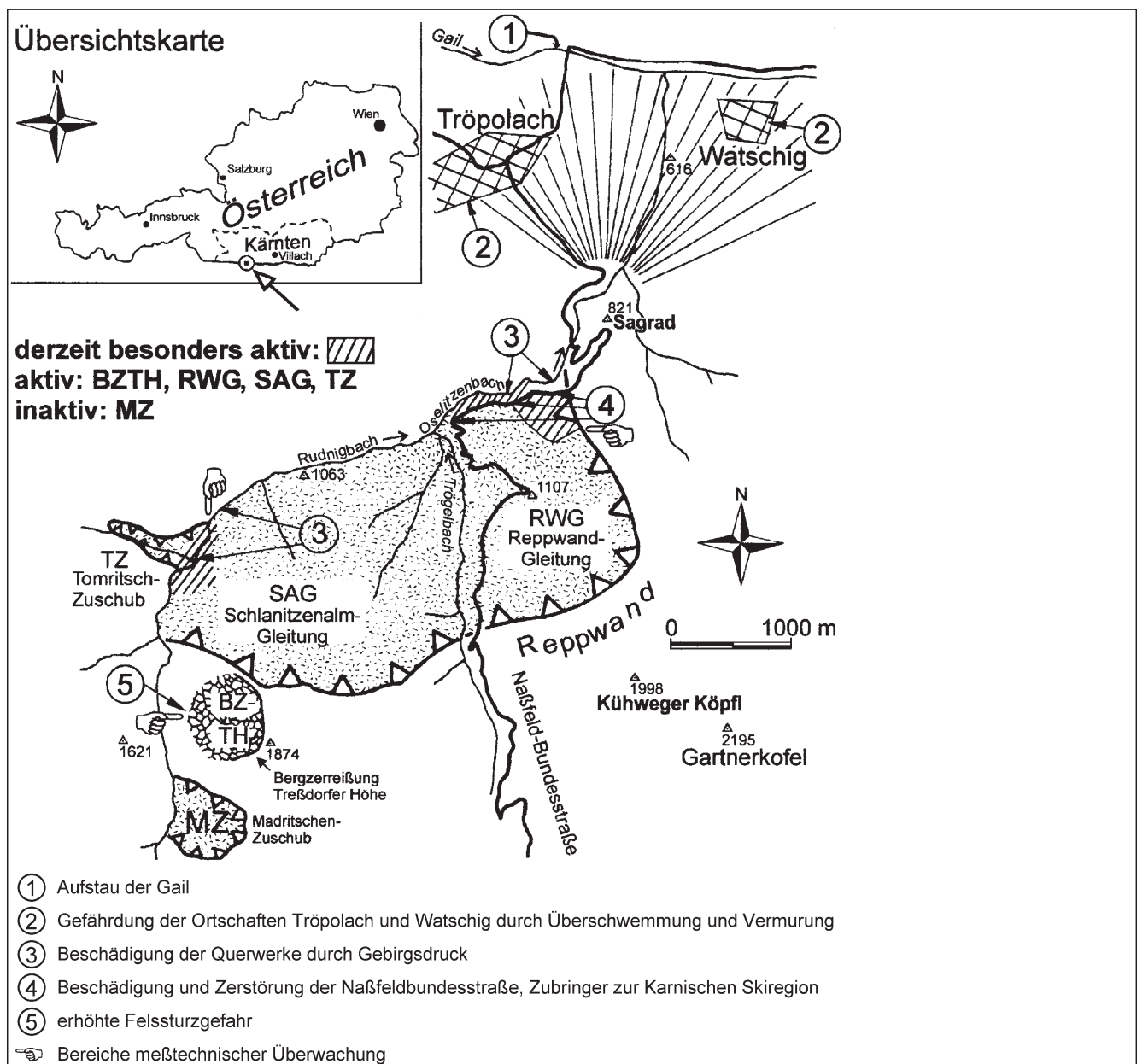


Abb. 1. Lage und Auswirkungen der wichtigsten Massenbewegungen im Einzugsgebiet des Oselitzenbaches (modifiziert nach MOSER et al., 1988).

und Oberlauf des Rudniggrabens (MOSER et al., 1988). Aufgrund weiterer Unterschneidungen und staffelförmig zurückgreifender Rutschungen traten auch nachfolgend großflächige Setzungen bis in den Meterbereich auf (z.B. im August 1987 [MOSER & WEIDNER, 1998]). Ein ab 1988 realisiertes umfassendes Verbauungsprojekt soll die Zufahrt zur Karnischen Skiregion und die Ortschaften Tröpolach und Watschig sichern, sowie die Entstehung von Murgängen im Bereich der Grabensohle und deren Eintrag in die Gail verhindern.

Die hydrographischen Gegebenheiten begünstigen in der Naßfeldregion das Entstehen von Massenbewegungen. Hohe jährliche Niederschlagssummen (langjähriges Mittel 1951–1990 der Station Naßfeld 2330 mm) sowie starke Zwei- bis Dreitagesniederschläge (meist 100 bis 200 mm, einzelne Extremereignisse ca. 300 bis 400 mm) sind v. a. durch die regenerereibigen Staulagen der Adria-Tiefdruckgebiete verursacht. Dies bedeutet eine anhaltende Durchfeuchtung der hangtektonisch bewegten Massen und verursacht Erosionsprozesse und Hangunterschneidungen im Bereich der entwässernden Wildbäche.

2. Die geotechnische Ausbildung der Gesteine

Tiefgreifende, gravitative Hangdeformationen im Fels manifestieren sich in Talzusub, Sackung und Bergzerreißung und werden den äußerst langsamen bis langsamen Kriech- und Fließbewegungen mit Geschwindigkeiten von wenigen Zentimetern bis einigen Metern pro Jahr zugeordnet. Unter der Wirkung der Schwerkraft findet vor allem aufgrund der geotechnisch ungünstigen Gebirgsbeschaffenheit, der Veränderungen im regionalen Spannungsfeld nach dem Abschmelzen der eiszeitlichen Gletscher und zusätzlicher Laständerungen im Hang ein irreversibles, plastisches Kriechen der Gebirgsteilkörper statt.

Die Bewegungsmöglichkeiten werden durch die Rahmenbedingungen wie Petrographie, Trennflächengefüge, Exposition, Höhenlage etc. vorgegeben. Der zeitliche Bewegungsablauf erfährt nach heutigen Erkenntnissen aber immer wieder episodische oder periodische Variationen z.B. durch Niederschläge, Schneeschmelze, Unterschneidungen des Hangfußes, Erdbeben oder anthropogene Eingriffe.

Ursachen, Art und Dynamik der Großhangbewegungen der Naßfeldregion sind aus geotechnischer Sicht vor allem auf die Existenz mächtiger Wechselfolgen von geomechanisch inkompetenten und kompetenten Gesteinen des Ober-Karbon und Unteren Perm zurückzuführen. In die Bewegungsprozesse involvierte Schichtfolgen sind im Wesentlichen die Auernig-Formation, die Schulterkofel-Formation, die Grenzland-Formation und die Zweikofel-Formation (vgl. KRAINER, 1995). Ausgeprägte Bergzerreißungsvorgänge sind auch im hangenden Trogkofel-Kalk zu beobachten.

Die Großhangbewegungen weisen vor allem in ihren unteren Abschnitten über größere Bereiche eine Bedeckung mit meist geringmächtigem Moränenmaterial auf. Die oberen Abschnitte sind infolge der dort ausgebildeten Bergzerreißungsprozesse (großräumige Abrissbereiche mit Felssturz- und Steinschlagaktivität) über weite Bereiche durch auflagerndes Sturzmaterial (Schutthaldden, Blockwerk) charakterisiert.

Innerhalb der großen Talzuschubmassen ist der ursprüngliche stratigraphische Verband der jungpaläozoischen Sedimente durch die hangtektonisch bedingte Gebirgszerlegung gestört bis hin zur völligen Auflösung. MOSER & GLAWE (1994) unterscheiden hier drei Ausbildungsstufen:

- **Weitgehend noch im Verband befindliches Gebirge**
Die für das Naßfeldgebiet typische Wechselfolge von Ton- bzw. Siltschiefern, Sandsteinen und Konglomeraten kann noch beobachtet werden. Schwarze Tonschiefer verwittern zu einem schwach bindigen Lockergestein und sind als cm- bis dm-dicke Lagen im Gebirgsverband eingelagert. Für diese Anordnung werden Restreibungswinkel von ca. 14°–15° angegeben.
- **Grobblockschutthaldden mit erheblichem Feinanteil**
Bei fortschreitender Zerlegung des Gebirges kommt es zur Ausbildung von Grobblockschutthaldden, die einen erheblichen Feinanteil aufweisen. Dieser tonig bis kiesige Kornanteil ist als das Produkt sowohl der erosiven und hangtektonischen Zerstörung von Tonschiefern und Sandsteinen als auch der an engständige Trennflächen gebundenen Zerlegung der Quarzkonglomerate und Karbonate anzusehen. Der blockige Anteil stellt die Überbleibsel mächtiger Sandstein-, Quarzkonglomerat- und Karbonatbänke dar.
- **„Feinkörnige Schutthaldden“ der Talzuschubsstirnen**
Besonders in grabennahen Zonen der Zuschubsmassen, in denen größte Dislokationsbeträge, stärkste Deformationen und Auflockerungen das hangtektonische Geschehen bestimmen, sind Schuttbildungen mit überwiegend tonig-sandigen Komponenten charakteristisch. Der blockige Kornanteil ist unerheblich (<10%). Oberflächlich ist der Feinanteil mitunter ausgewaschen. Eng verknüpft mit „feinkörnigen“ Schuttbildungen der Talzuschubsstirnen sind mächtige Uferanbrüche, staffelförmig bergwärts greifende, flache Rotationsanbrüche und ein ständiger Abtransport des Feinmaterials in der Grabensohle.

An der Talzuschubsstirn im Bereich der Naßfeld-Bundesstraße (rechtsufrige Einhänge des Oselitzenbaches) ist der Gebirgsverband aus Tonschiefern, Silt- bis Sandsteinen und bituminösen Kalksteinen teilweise völlig bis hin zu einem schwach bindigen bis bindigen Lockergestein aufgelöst. Bodenmechanische Untersuchungen von MOSER & WINDISCHMANN (1989) ergeben eine hohe Anfälligkeit dieses Materials für ein breiartiges Ausfließen bei Wasserzufuhr bedingt durch den geringen Wassergehalt an der Fließgrenze ($w_L = 25\%$) und den geringen Plastizitätsbereich (Ausrollgrenze $w_P \approx 20\%$).

WEIDNER (2000) untersucht unterschiedlich stark verwitterte, dunkel- bis hellgraue Tone bis Tonschiefer der Auernig-Formation. Um das Material vom halbfesten Zustand in den breiigen Zustand zu überführen, bedarf es nur einer relativ geringen Wassergehaltsänderung von 20 bis 25%. Der Wassergehalt an der Fließgrenze ist mit etwa 22 bis 26% sehr niedrig. Der Boden kann damit als leicht plastisch bezeichnet werden. Eine geringfügige Zunahme des natürlichen Wassergehalts bei einem durchschnittlich feuchten Boden reicht aus, um die verwitterten Auernigschichten im Bereich des Oselitzenbaches in eine sehr weiche bis breiige Konsistenz zu versetzen. Für die verwitterten, tonig-schluffigen Auernigschichten wird ein wirksamer Reibungswinkel $\varphi' = 18^\circ$ und eine wirksame Kohäsion $c' = 14 \text{ kN/m}^2$ angegeben (direkter, drainierter Scherversuch). Der Restreibungswinkel (Gleitreibungswinkel) dürfte sich vom wirksamen Reibungswinkel nicht sehr stark unterscheiden.

Aufgrund geomechanisch-kinematischer Untersuchungen vermutet LOTTER (2001) für die klastischen Anteile der Schulterkofel-Formation im Bereich der Bergzerreißungsprozesse an der Treßdorfer Höhe Restreibungswinkel von unter 20°. Für die mechanisch schwächsten feinklastischen Lagen (verwitterte Ton-/Siltsteine) beträgt der Restreibungswinkel vermutlich nur 10° bis 15°. Der Zusammenhang zwischen der kinematischen Aktivität einzelner, auf klastischen Zwischenschichten auflagernder karbonatischer Großblöcke und der Wasserverfügbarkeit durch

Niederschlag und Schneeschmelze ist messtechnisch belegbar. Dies führt zur Annahme einer signifikanten Konsistenzänderung der im gegenständlichen Bereich durch Blockschuttbedeckung nicht direkt aufgeschlossenen Klaste (veränderlich feste Gesteine) in Abhängigkeit der Wasserzufuhr und daraus abzuleitend des Wassergehalts.

3. Die Massenbewegungen im Überblick

Im Einzugsgebiet des Oselitzenbaches existieren bedeutsame, strukturell komplexe und rezent teilweise erheblich aktive Großhangbewegungen in unterschiedlicher Ausbildung (Abb. 1).

Die Talzuschübe Reppwand-Gleitung (KAHLER & PREY, 1963; MOSER & WINDISCHMANN, 1989; MOSER et al., 1988; WEIDNER, 2000; EISENBARTH et al., 2004; AMATRUDA et al., 2004) und Schlanitzenalm-Gleitung (GLAWE & MOSER, 1990) sowie die Bergzerreißung Treßdorfer Höhe (GLAWE & MOSER 1989, 1993; GLAWE 1992; GLAWE et al., 1993; LOTTER, 2001) sind aufgrund ihrer Größe und/oder ihrer (Teil-)Aktivität besonders hervorzuheben. Der Tomritsch-Zuschub und der Madritschen-Zuschub sind kleinere und z.T. inaktive Grhangbewegungen im hinteren Rudniggraben (MOSER & GLAWE 1994).

FELSER & KAHLER (1956) beschreiben die abgeglittenen Gesteinsmassen und Zerreiungsformen an der Westseite des Nord-Süd-verlaufenden Höhenzuges Treßdorfer Höhe – Madritschen als „prachtvolle Abrifugen“ und „Riesenblockwerk“. Auch auf der Ostseite der Treßdorfer Höhe südlich der Treßdorfer Alm finden sich laut FELSER & KAHLER „Absackungen, die zum Tieferstellen von Schollen mit starker Zerrüttung des Gesteins führten“. Darüber hinaus werden Bergzerreißungsprozesse am Zweikofel und am Trogkofel von FELSER & KAHLER beschrieben.

Die „Geologische Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen“ im Maßstab 1:25.000 von KAHLER, PREY & HERITSCH (1959) weist die genannten Grhangbewegungen und Bergzerreißungen in beachtlicher Präzision aus. Entsprechend werden in den „Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-

Gebietes in den Karnischen Alpen“ von KAHLER & PREY (1963) die hangtektonischen Elemente der verschiedenen Grhangbewegungen ausführlich dargestellt und beschrieben. Die „Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000“ Blatt 198 Weißbriach (SCHÖNLAUB, 1987) stellt die grrumigen Hangbewegungen dem Maßstab angepasst dar. Zudem wird darin wie auch in der „Geologischen Detailkarte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes 1:10.000“ (SCHÖNLAUB et al., 1988) der durch freistehende Grblcke gekennzeichnete Teil des Zerreißungsfeldes an der Treßdorfer Höhe treffend mit dem Begriff der „Großen Wanderblöcke“ beschrieben. Die „Geologische Karte des Jungpalozoikums der Karnischen Alpen 1:12.500“ (SCHÖNLAUB, 2006) berücksichtigt die grrumigen Massenbewegungen mit an den aktuellen Kenntnisstand angepasst und detailgenauer Ausweisung ihres geologischen Aufbaus.

4. Talzuschub Reppwand-Gleitung

Die Reppwand-Gleitung umfasst ein Areal mit einer Fläche von ca. 2,4 km² und liegt nördlich des Gartnerkofels bzw. der Kammleiten (Khweger Kpf) unterhalb des markanten, 300 bis 350 m hohen, überwiegend aus Karbonatgesteinen aufgebauten Steilabbruchs der Reppwand (Abb. 1 und 2). Der Talzuschub erstreckt sich auf einer Breite von 1,2 bis 1,5 km und über eine Länge von 1,7 km von der Grabensohle des Oselitzenbaches (ca. 800 bis 960 mA) bis an den Fuß der Reppwand (ca. 1400 mA; Abb. 2 und 3).

Die Hauptaktivität und -entwicklung der Reppwand-Gleitung wie auch der benachbarten Schlanitzenalm-Gleitung (siehe Kap. 5) wird von AMATRUDA et al. (2004) im Riß-Wrm-Interglazial vor ca. 70 000 bis 150 000 Jahren gesehen. Doch auch in heutiger Zeit zeigen die Zuschubsprozesse v. a. im Bereich der Zuschubsstirnen zum Oselitzenbach bzw. zum Rudnigbach eine beachtliche und zerstörerische Aktivität.

Die Reppwand selbst ist das Relikt interglazialer und postglazialer Berg- und Felsstürze, deren Ablagerungen sich hauptsächlich bis in das Niveau oberhalb der Bodenseen (1200 mA, vgl. Abb. 3), vereinzelt aber auch bis zum

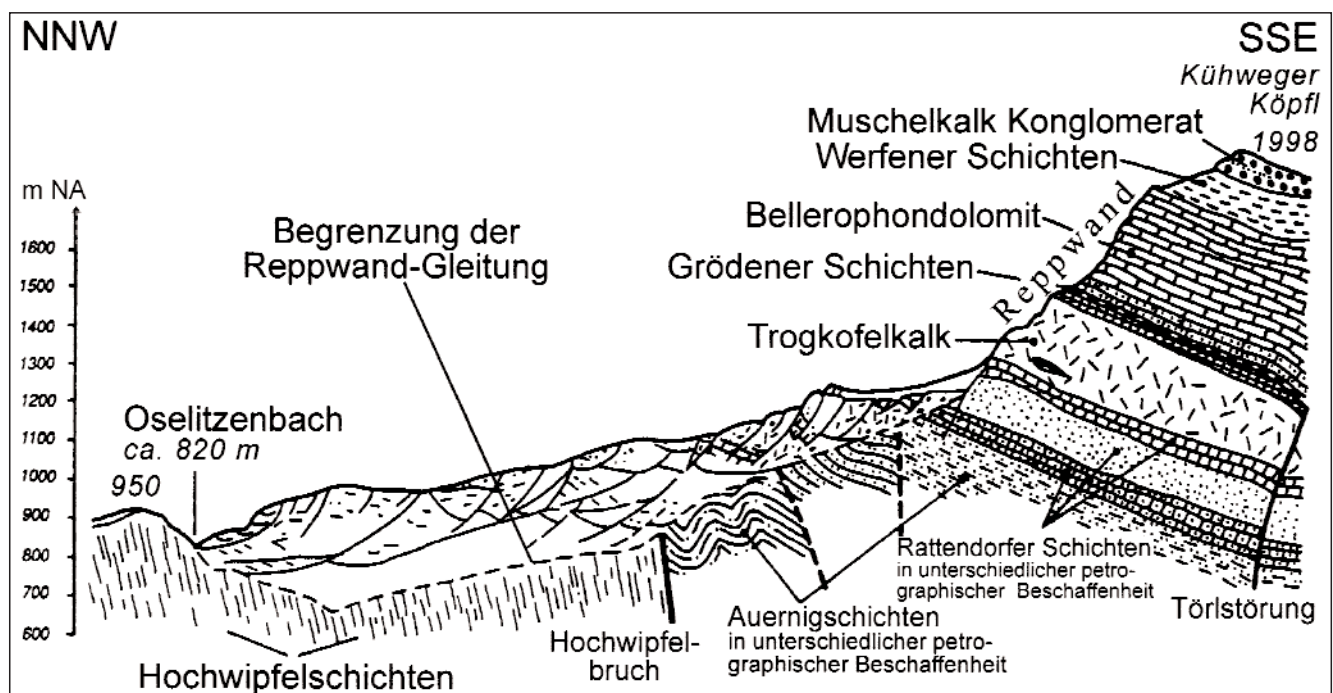


Abb. 2.
Geologisches Profil durch die Reppwand und die unterhalb liegenden Massenbewegungen (aus WEIDNER, 2000, modifiziert nach KAHLER & PREY, 1963).

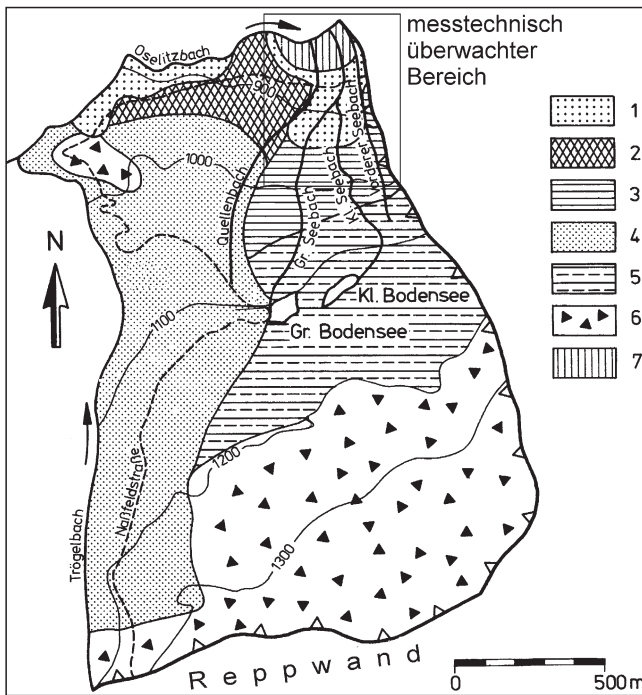


Abb. 3. Geotechnische Untergliederung der Talzuschubsmasse der Reppwand (aus HÖTZL et al., 1994) und Lage des messtechnisch überwachten Bereichs an der Talzuschubsstirn. Erläuterungen zur Legende im Text.

Weißandelbach und Oselitzenbach erstrecken. Entsprechend finden sich am Top der Reppwand ausgeprägte Bergzerreißungsstrukturen, die eine auch rezent fortschreitende hangtektonische Zerlegung belegen. So ereignen sich in jüngster Zeit immer wieder größere und kleinere Felsstürze, wie die Ablösung einer 120 m hohen, 40 m breiten und ca. 10 m dicken Felspartie am 31. Mai 1987 gezeigt hat (ca. 50 000 m³ Gestein).

4.1. Die geotechnische Gliederung des Talzuschubs

Basierend auf Untersuchungen von MOSER et al. (1988) und MOSER & WINDISCHMANN (1989) zeigt die Talzu-

schubsmasse nach HÖTZL et al. (1994) und WEIDNER (2000) folgendes strukturelle Bild (Abb. 3):

- 1) Entlang des Oselitzenbaches, vor allem auch im unteren Bereich der Seebäche, ist das Gebirge rechtsufrig überwiegend sehr stark bis hin zur Grobblockschutthalde aufgelöst mit tiefgreifenden und weitflächigen Muschelanbrüchen.
- 2) Vor allem oberhalb der Naßfeld-Bundesstraße, in einem kurzen Abschnitt auch bis zum Oselitzenbach hinabreichend, existieren teilweise übersteilte, noch im Verband befindliche Sandstein- und Kalksteinpartien, die durch ein labiles Gleichgewicht gekennzeichnet sind.
- 3) Der mittlere Bereich der Seebäche ist durch deutliche Kriechprozesse und Herausschieben des Gebirgsverbandes mit der Bildung von Nackentälern und Ausstreichen von Bewegungsbahnen gekennzeichnet.
- 4) Der westliche Bereich zeichnet sich über fast die ganze Höhe durch eine sehr geringe Hangbewegungsaktivität aus.
- 5) Bis 1200 müA ist das Gelände östlich des Großen Bodensees aufgrund des Ausstreichens von Bewegungsbahnen morphologisch stark gegliedert. Es wird durch Stufen und Verteilungen von teilweise mehr als 10 m Höhe charakterisiert. Die Bewegungen sind unmerklich klein.
- 6) Bergsturzmaterial mit großen Blöcken sowie größere zusammenhängende, bis zu 100 m³ große Felssturzkörper aus Kalksteinen der Reppwand reichen bis 1200 müA. Es streichen Bewegungsbahnen sekundärer Anbrüche und dezimeterbreite Spalten aus. Die Bewegungen sind unmerklich klein.
- 7) Fußschüttung (seit 1988) zur Stabilisierung der Talzuschubsstirn.

Das durchschnittliche Gefälle von der Grabensohle des Oselitzenbaches bis zu den Schuttfächern der Reppwand ist mit etwa 16 bis 17° relativ flach. Das Gelände ist durch die lang andauernden Hangbewegungen jedoch sehr charakteristisch in eine Folge steiler Absätze, welche die Ausstriche von Bewegungsbahnen von Teilgleitkörpern markieren, und daran anschließende Verebnungen gegliedert. Die Stirn der instabilen Hangflanke ist wegen der intensiven Erosionstätigkeit des Oselitzenbaches mit teilweise über 40° Hangneigung übersteilt. Oberhalb der Naßfeld-Bundesstraße, welche die Talzuschubsstirn in 880 bis 980

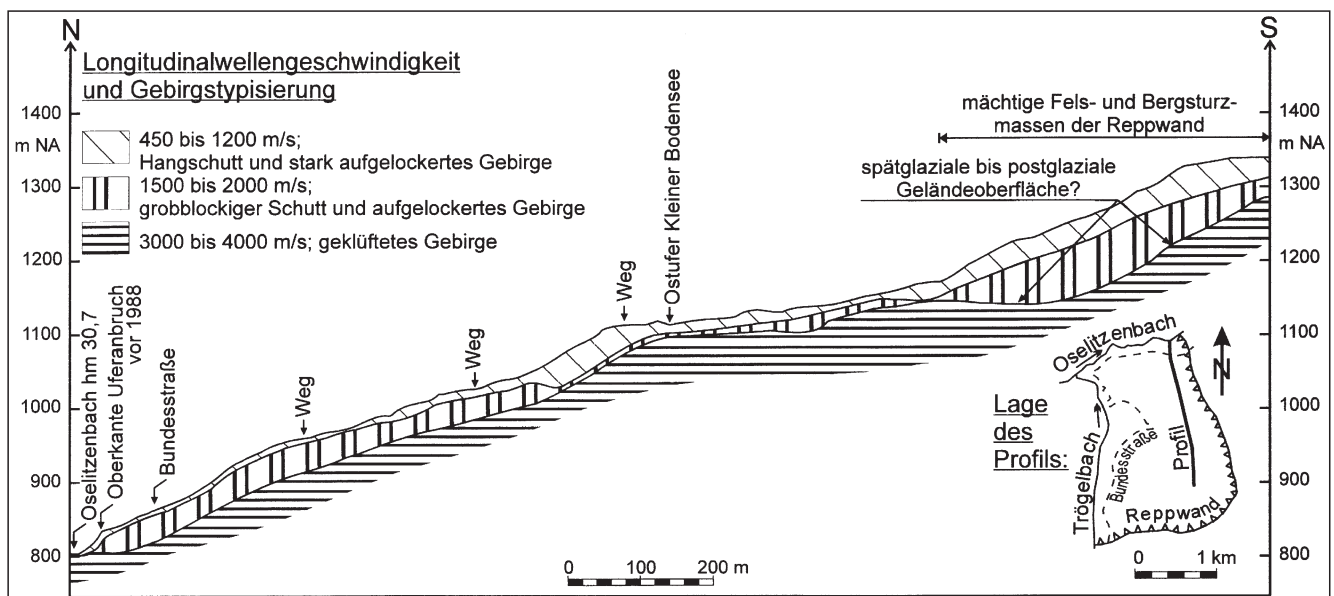


Abb. 4. Refraktionsseismisches Profil durch die Reppwand-Gleitung nach BRÜCKL (1986; unpubliziert) und MOSER et al. (1988) (aus WEIDNER, 2000).

müA quert, beträgt die durchschnittliche Hangneigung bis in das Niveau der Bodenseen (1100 müA) ca. 22°. Im Anschluss an ein mit weniger als 10° geneigtes, konkav gekrümmtes Hangprofil folgt bis in das Niveau von 1350 m üA ein durchschnittlich 20 bis 25° geneigtes Gelände. Bis an den Fuß der Reppwand sind dann steile Schuttfächer mit über 30 bis 35° Neigung ausgebildet.

Der maximale Tiefgang der Reppwand-Gleitung, d. h. deren Begrenzung zum liegenden anstehenden Gebirge

einschließlich der rezent vermutlich inaktiven tieferen Anteile, ist nicht bekannt. Anhand der von AMATRUDA et al. (2004; numerische Modellierung verschiedener Hangversagensszenarien), WEIDNER (2000) und KÄHLER & PREY (1963) angegebenen Profilgeometrien ist ein maximaler Tiefgang in der Größenordnung von 200 bis 300 m abzuleiten. Der rezent aktive Anteil dürfte dabei einen Tiefgang in der Größenordnung von 50 bis maximal 150 m aufweisen.

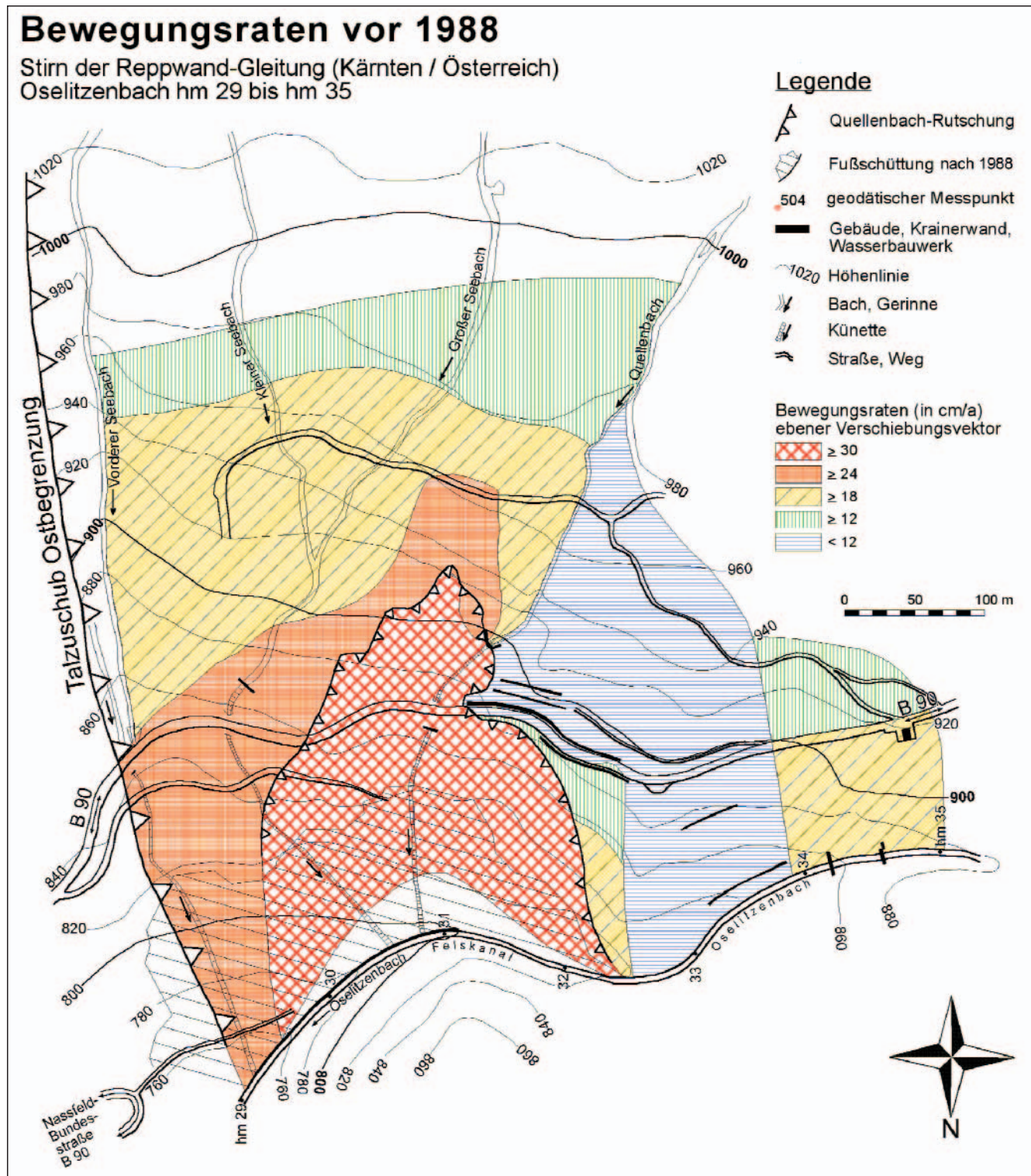


Abb. 5. Isolinenplan der Bewegungsraten (abgeleitet aus dem ebenen Verschiebungsvektor) an der nordöstlichen Zuschubsstirn der Reppwand-Gleitung (südliche Einhänge des Oselitzenbaches) vor 1988, also vor Einbringen der Fußschüttung und Verlegung des Oselitzenbaches in den Felskanal. Aus WEIDNER (2000).

Bewegungsraten Epoche 1 nach 7 (10/1988 bis 07/1991)

Stirn der Reppwand-Gleitung (Kärnten / Österreich)
Oselitzenbach hm 28 bis hm 34

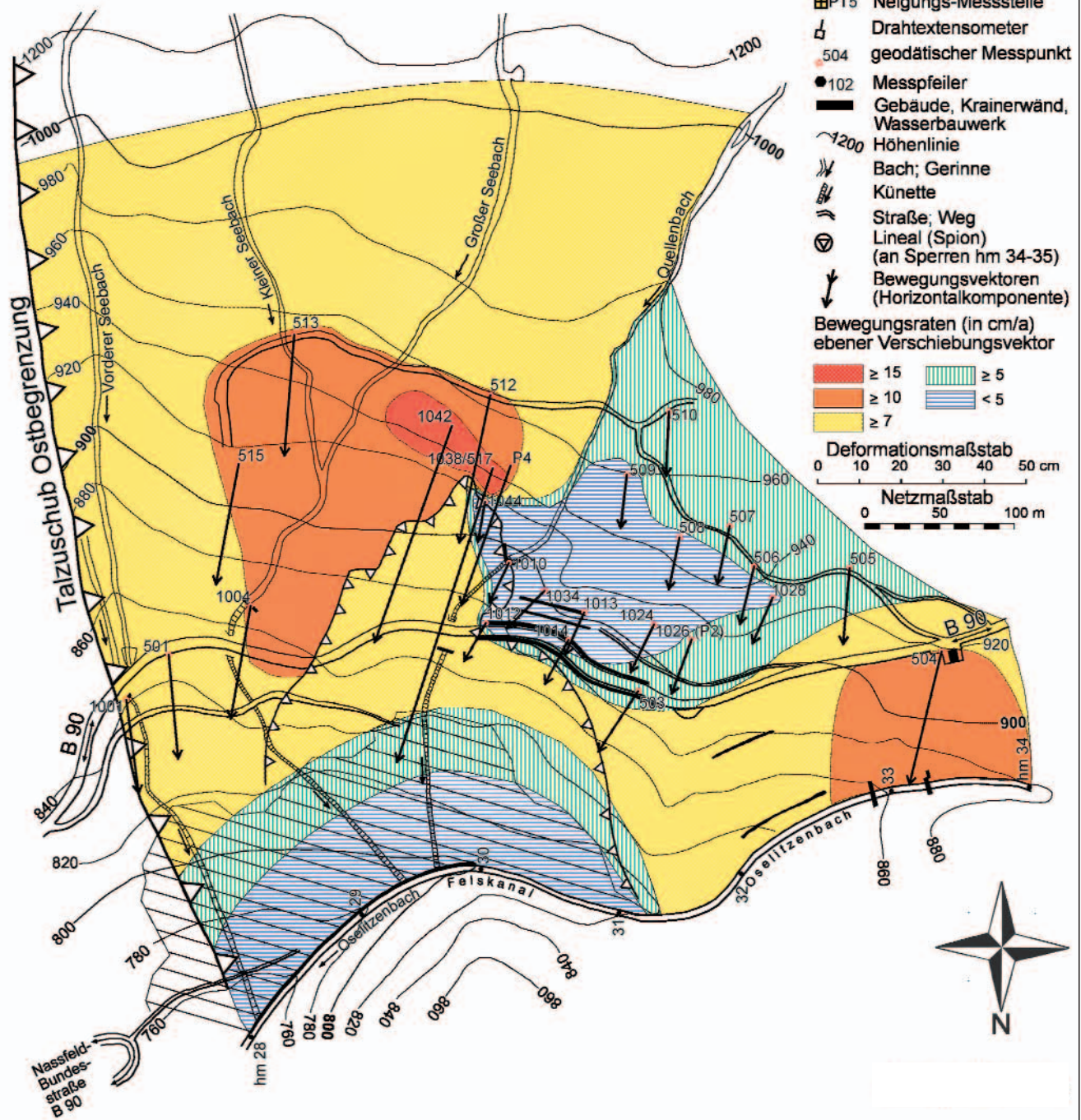


Abb. 6. Isolinienplan der Bewegungsraten und ebener Verschiebungsvektor ausgewählter geodätischer Messpunkte der Epoche 1 nach 7 (10/1988 bis 07/1991) an der Stirn der Reppwand-Gleitung; bis 3 Jahre nach Einbringen der Fußschüttung und Verlegung des Oselitzenbaches in den Felskanal (MOSER, 2006; unpubliziert).

Ein im August 1986 erstelltes, 1,8 km langes refraktions-seismisches Nord-Süd-Profil (BRÜCKL, 1986; unpubliziert) weist für die Reppwand-Gleitung ein Drei-Schichten-Modell aus (Abb. 4). Die unterste der drei Schichten gehört nach BRÜCKL vermutlich zur Reppwand-Gleitung, sie ist jedoch von der aktuellen Rutschung an der Talzuschnitts Stirn nicht erfasst. Im Niveau des Oselitzenbaches streicht die unterste Schicht 3 (geklüfteter Fels) aus. Im weiteren Profilverlauf

sind die beiden oberen Schichten 1 und 2 etwa 30 bis 50 m mächtig. Im mittleren Profilteil sind die Schichten 1 und 2 zusammen teilweise nur ca. 10 m mächtig, so dass hier die Schicht 3 relativ nahe an die Geländeoberfläche hinaufreicht. Dies erklärt möglicherweise die Quellaustritte in diesem Niveau. Oberhalb 1150 müA könnte der ermittelte Verlauf von Schicht 3 die Geländeoberfläche nach dem Rückzug der Vergletscherung repräsentieren.

4.2. Kinematische Aktivität und technische Maßnahmen

Das eingangs bereits erwähnte Hochwasserereignis vom September 1983 (Kap. 1) führte zu einer Unterschneidung und Erosion der Talzuschubsstirn der Reppwand-Gleitung durch den Oselitzenbach und unterbrach die Naßfeld-Bundesstraße in diesem Hangabschnitt. In den nachfolgenden Jahren, insbesondere nach dem Hochwasser

vom August 1987 (Abtransport von 70 000 m³ Material an der Zuschubsstirn), kam es im Bereich der sich dort entwickelnden Quellenbach-Rutschung zu sehr großen Bewegungsbeträgen mit Raten des ebenen Verschiebungsvektors von teilweise deutlich mehr als 30 cm/a (WEIDNER 2000; Abb. 5). Auch hohe vertikale Setzungsbeträge von über 10 m wurden im Zeitraum September 1983 bis September 1987 gemessen. Das Bewegungsverhalten an der

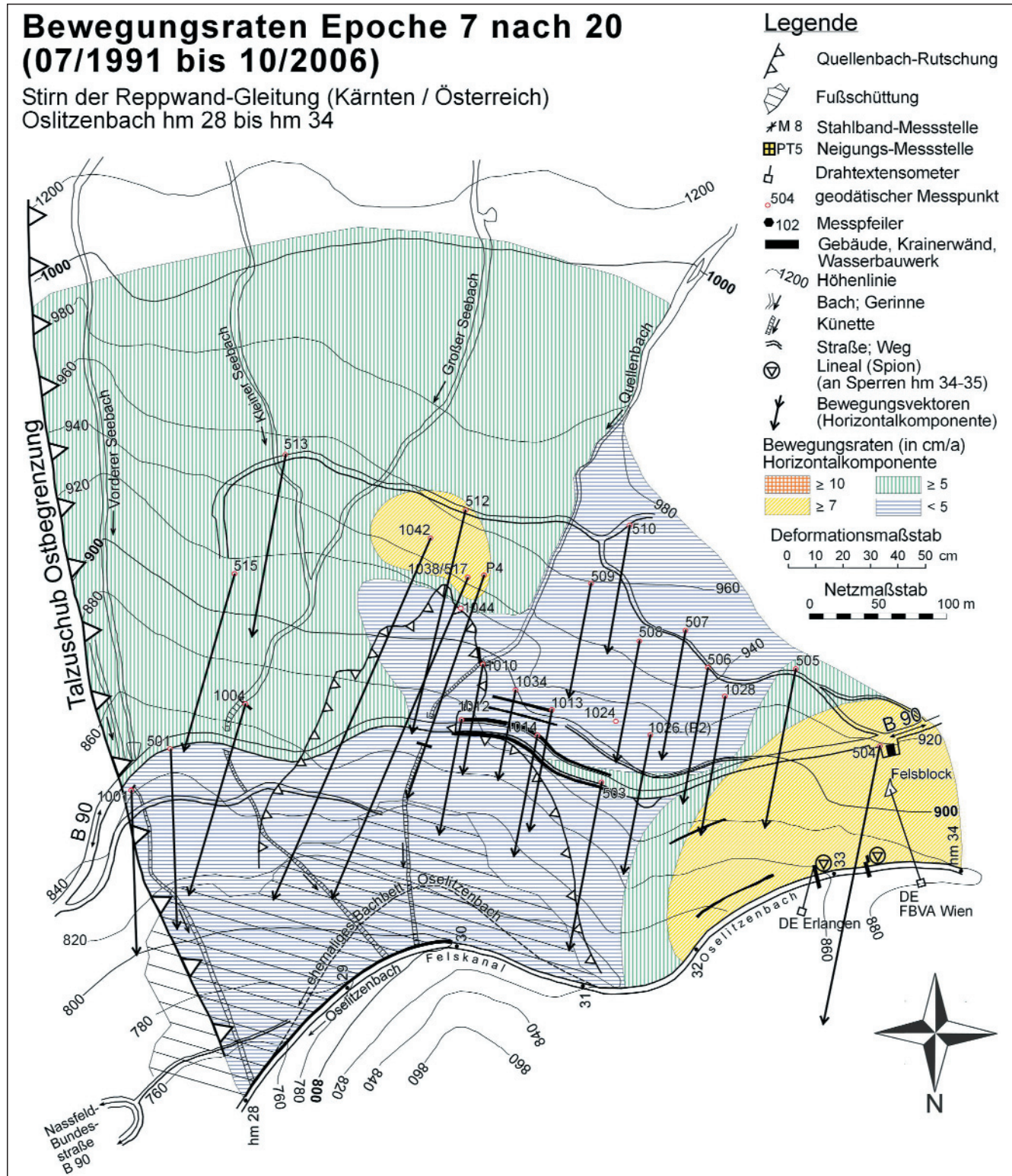


Abb. 7. Isolinienplan der Bewegungsraten und ebenen Verschiebungsvektoren ausgewählter geodätischer Messpunkte der Epoche 7 nach 20 (07/1991 bis 10/2006) an der Stirn der Reppwand-Gleitung; 3 bis 18 Jahre nach Einbringen der Fußschüttung und Verlegung des Oselitzenbaches in den Felskanal (MOSER, 2006; unpubliziert).

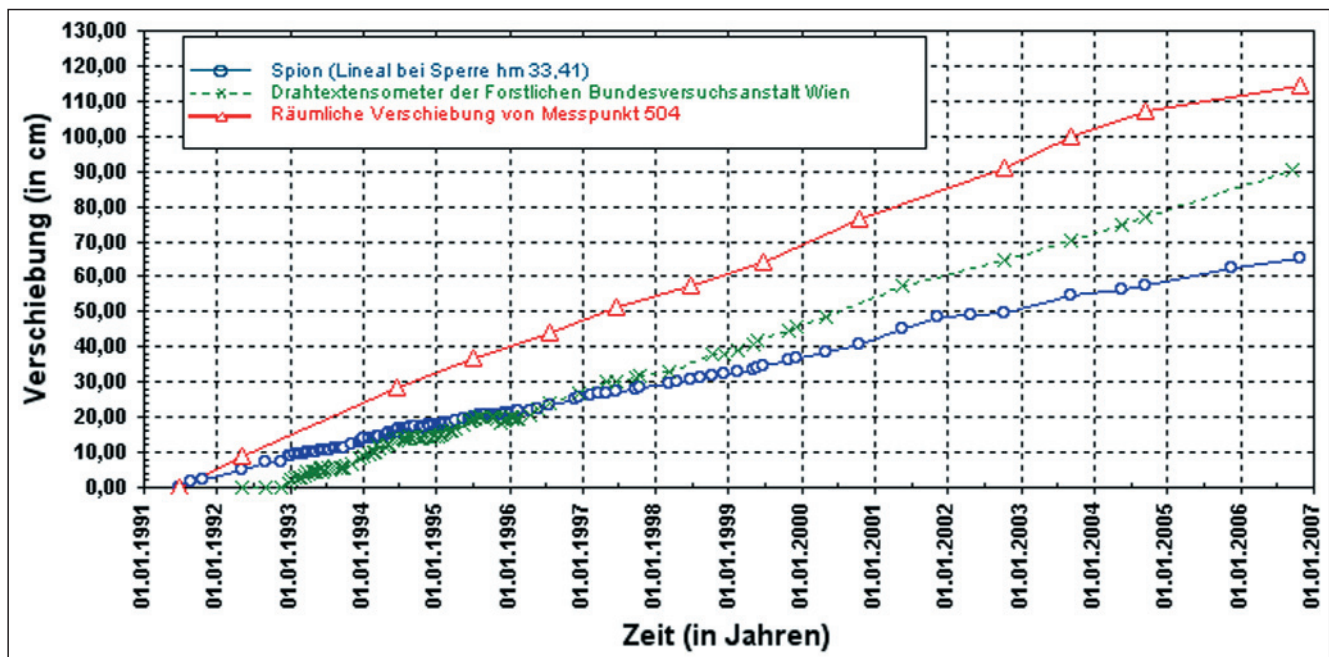


Abb. 8.

Vergleich der geodätischen Messungen am Straßenwärterhaus (Messpunkt 504) mit den Drahtextensometer-Messungen am Oselitzenbach und dem verschiebbaren Flügel der Sperre bei Bachhektometer 33,41 (MOSER, 2006; unpubliziert).

Zur Lage der Messeinrichtungen siehe Abb. 7.

Zuschubsstirn der Reppwand-Gleitung ist seither Gegenstand detaillierter Untersuchungen.

Im Jahr 1988 begann eine umfassende Hang- und Bachsanierung, deren Ziel es war, den Oselitzenbach im östlichen Abschnitt der Talzuschubsstirn von weiteren Unterschneidungen abzuhalten. Bis dato tiefte sich dieser Bachabschnitt enorm in die hangtektonisch stark aufgelockerten Gesteine der Auernig-Formation ein, was die Entwicklung mehrerer hangaufwärts zurückgreifender Rutschungs-Teilkörper zur Folge hatte. Der Bachlauf wurde in ein 400 m langes künstlich angelegtes Bett in die unmittelbar nördlich der Zuschubsstirn im Gegenhang zutage tretenden, verbandsfesten Hochwipfelschichten verlegt. Zusammen mit dem Anbringen einer Fußschüttung (ca. 170 000 m³) und Hangdrainagemaßnahmen in den Rutschmassen konnte bis heute eine weitgehende Konsolidierung erreicht werden.

Die linksufrig nördlich des Oselitzenbaches aufgeschlossenen Schiefer und Sandsteine der Hochwipfel-Formation sind nicht in die Talzuschubsprozesse involviert. Sie setzen sich vermutlich nach Süden unter der Reppwand-Gleitung fort, wobei KAHLER & PREY (1963) ein steiles Abtauchen dieser Folge auf 200 bis 300 m Teufe und das auf einer Länge von etwa einem Kilometer unter die Rutschmassen vermuten (vgl. Abb. 2).

Aufgrund langjähriger messtechnischer Untersuchungen zur Kinematik der Talzuschubsstirn mit einer ausreichenden Zahl von geodätischen Objektpunkten (absolute Bewegungsmessung) sowie zahlreichen Einrichtungen zur relativen Bewegungsmessung (Extensometer, Präzisionsmaßband) ist es möglich, über verschiedene Zeitabschnitte die Entwicklung der flächenhaften Geschwindigkeitsverteilung anzugeben (MOSER, 2006; unpubliziert). Beim Vergleich der Durchschnittswerte der Bewegungsraten (Horizontalkomponente) für die Perioden 1988 bis 1991 (Abb. 6) und 1991 bis 2006 (Abb. 7) ist eine signifikante Beruhigung für die meisten Bereiche und damit der längerfristige Erfolg der Baumaßnahmen des Jahres 1988 festzustellen. So haben die Bereiche mit kleinen Geschwindigkeiten (< 5 cm/a bzw. < 7 cm/a) in der zweitgenannten Periode (Abb. 7) gegenüber der erstgenannten Periode (Abb. 6) stark zuge-

nommen (ab 1991 Wirksamwerden der Fußschüttung). Zonen mit großen Geschwindigkeiten (> 10 cm/a) sind gemittelt über den Zeitraum 1991 bis 2006 nicht mehr zu beobachten (Abb. 7). Insgesamt hat sich diese Entwicklung sehr positiv auf die Stabilität der Naßfeld-Bundesstraße und des gesamten Bereichs der Talzuschubsstirn ausgewirkt, jedoch sind auch bei der verbliebenen Bewegungsaktivität erhebliche Schäden (Setzungen, kleine Rissbildungen) in diesem Straßenabschnitt zu beobachten.

Insbesondere der Bereich zwischen Straßenniveau und Bachbett westlich des Felskanals bzw. der Fußschüttung um und unterhalb des dortigen Straßenwärterhauses erweist sich nach wie vor als problematisch (Abb. 7 und 8). Hier zeigt ein direkt an der Bundesstraße gelegener geodätischer Messpunkt, dass sich die Talzuschubsstirn im Zeitraum Juli 1991 bis Oktober 2006 um 114,50 cm (ca. 7,5 cm pro Jahr) verschoben hat (Abb. 8). An der Flügelsperre im Oselitzenbach direkt unterhalb sind knapp 60 % dieser Bewegung auszumachen („Umfließen“ der Zuschubsmasse). Die starke Beanspruchung der Sperrenbauwerke äußert sich dort in massiven Beschädigungen, wie Rissbildungen und Abplatzungen im Beton.

Aus geomechanischer Sicht findet der Bewegungsprozess der Reppwand-Gleitung als diskontinuierliches Kriechen oder translatorisches, bei kleineren Teilgleitkörpern auch als rotatorisches Gleiten statt. Dies führt zu fortschreitenden, irreversiblen, plastischen Verformungen des Gebirges. Externe Faktoren, in erster Linie Lastwechsel und Unterschneidung des Hangfußes durch den Oselitzenbach, führen zu instationären, regressiv-zyklischen Bewegungen.

5. Talzuschub Schlanitzenalm-Gleitung

Die Schlanitzenalm-Gleitung stellt die Fortsetzung der Reppwand-Gleitung westlich des Tröglbaches dar (Abb. 1 und 9). Sie greift von der Bachsohle des Rudnigbaches im Norden bei knapp 1000 müA nach Süden hinauf bis ca. 1600 müA im Bereich der Treßdorfer Alm bzw. knapp 1700 müA nördlich der Treßdorfer Höhe. Die mit ca. 4 km² flächenmäßig größte Hangbewegung der Naßfeldregion zeigt nur in Teilbereichen eine rezent erhöhte Aktivität und hat

nicht zuletzt mangels unmittelbarer Gefährdung von Infrastrukturen bislang weniger Beachtung erfahren. Sie wird fast ausschließlich von den bereits genannten Schichtfolgen des Ober-Karbon und Unteren Perm aufgebaut (vgl. Kap. 2) und ist weitflächig von meist geringmächtigem Moränenmaterial bedeckt. Aufgrund der hangtektonischen Prozesse ist das Gebirge teilweise vollständig zerlegt und durchmischt, so dass alle Übergänge von Lockergesteinen bis hin zu im Verband gebliebenen Festgesteinspaketen zu beobachten sind.

Die verschiedenen geotechnischen Homogenbereiche sind im Wesentlichen durch ihre unterschiedliche Bewegungsaktivität und geomorphologische Kennzeichen bestimmt. Abschnittsweise sind deutliche Zuschubsprozesse zum Rudnigbach und zum Tröglbach vorhanden. Nach MOSER & GLAWE 1994 zeigt die Talzuschubsmasse folgendes strukturelle Bild (Abb. 9):

- 1) Überwiegend stabile Zonen;
- 2) Stabiler Fußbereich der Schlanitzenalm-Gleitung in Hochwipfel-Schichten;
- 3) Schlanitzenalm-Gleitung vorwiegend oberer Teil mit relativ geringer, jedoch tiefgreifender hangtektonischer Beanspruchung;
- 4) Schlanitzenalm-Gleitung vorwiegend unterer Teil, derzeit relativ in Ruhe befindlicher Bereich;
- 5) Schlanitzenalm-Gleitung, stark hangtektonisch beanspruchter Bereich;

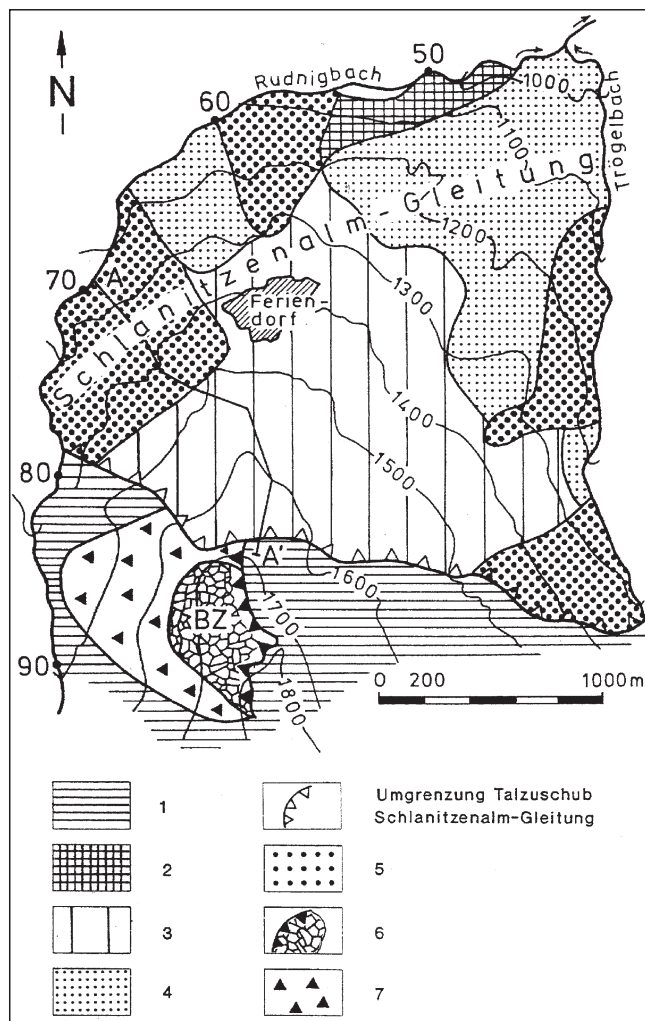


Abb. 9. Hangtektonische Großelemente und geotechnische Homogenbereiche der Schlanitzenalm-Gleitung und der Bergzerreißung Treßdorfer Höhe (aus MOSER & GLAWE, 1994); Erläuterungen zur Legende im Text.

Abb. 10. Messeinrichtungen zur Erfassung der Bewegungsaktivität und Bewegungsraten im Bereich der westlichen Zuschubsstirn der Schlanitzenalm-Gleitung im Hinteren Rudniggraben (MOSER, 1999; unpubliziert).

- 6) Bergzerreiungsfeld Treßdorfer Höhe mit Lage der obersten Abrisskluft;
- 7) Groblock-Schutthalde infolge von Felsstürzen aus dem Bergzerreiungsfeld.

Im östlichen Abschnitt der nördlichen Talzuschubsstirn bilden Gesteine der Hochwipfel-Formation einen stabilen Hangfuß im Bereich des Rudniggrabens. Aufgrund dessen reicht die Talzuschubsstirn hier größtenteils nicht bis an das Bachbett heran. Das Grabenprofil ist in diesem Abschnitt entsprechend breiter ausgebildet und weist keine Zuschub- und damit verbundene Unterscheidungsprozesse auf. Die Zuschubsstirn wie auch die anschließenden Hangbereiche im nordöstlichen Teil der Schlanitzenalm-Gleitung unterliegen auf Basis hangmorphologischer Indizien keiner oder einer nur sehr geringen rezenten Bewegungsaktivität.

Hingegen zeigen die rechtsufrigen Einhänge des Rudniggrabens an der westlichen Talzuschubsstirn deutliche Anzeichen verstrakter Zuschubsbewegungen. Dies äußert sich durch eine sehr starke Zerlegung des Gebirgsverbandes und in bis zu 40 m hohen Uferanbrchen. Deutliche hangtektonische Linien sind durch das Ausstreichen von Bewegungsbahnen gr und tiefgreifender Gleitkörper bedingt. Messtechnische Untersuchungen zum kinematischen Verhalten der westlichen Talzuschubsstirn (MOSER, 1999; unpubliziert) ergaben Zuschubsbetrge zum Rudnigbach in der Größenordnung von 5 bis 10 cm/a, in kleinräumigen Bereichen auch deutlich darüber (Abb. 10).

Das Profil in Abbildung 11 gibt die Ausbildung des Gebirges, die Bildung größer Gleitkörper im 100-m-Bereich und die starke morphologische Gliederung im westlichen Teil der Schlanitzenalm-Gleitung wieder. Die Angaben über Lage und Form der Gleitzonen basieren auf Geländeaufnahmen und geophysikalischen Untersuchungen von GLAWE & MOSER (1990). Demnach dürfte für die untersten westlichen Einhänge eine Gleitzone bei ca. 1330 mA unterhalb eines Güterweges ansetzen. Für diesen Gleitkörper ergibt sich eine Mächtigkeit von etwa 30 m mit einer basalen Gleitbahn, die an der Grabensohle des Rudnigbaches ausstreicht und ein flaches Einschieben des Zuschubskrpers in die Grabensohle bedingt. Eine weiter zurückgreifende und tiefer liegende Gleitbahn, die ihren Ausstrich bei ca. 1400 mA besitzt, ist wahrscheinlich und lässt einen 50–60 m mächtigen Gleitkörper im Niveau von 1330 mA vermuten. Für den Talzuschubskrper wird entlang des ca. 1,5 km langen Gesamtprofils ein Tiefgang von ca. 45 m bis 60 m angenommen. Aufgrund der lang durchhaltenden hangtektonischen Elemente ist die Ausbildung mächtiger Teilgleitkrper über den gesamten Profilverlauf anzunehmen. Insgesamt gesehen ist die Bewegungsform der Zuschubsmasse für den Profilbereich als translationsfrmig zu charakterisieren, jedoch dürfen kleinere interne Gleitkörper rotationsfrmig absitzen.

6. Talzuschub Tomritsch

Der relativ kleine Talzuschub Tomritsch beeinflusst mit seiner Zuschubsstirn am linksufrigen Einhang des Rudnigbaches auf ca. 500 m Länge die Grabensohle (Abb. 1). Die Mächtigkeit des vorwiegend aus Schiefern, Sandsteinen und karbonatischen Anteilen der Auernig-Formation bestehenden Zuschubskrpers wird von GLAWE & MOSER (1990)

Hinterer Rudniggraben Schlanitzenalm-Gleitung Zuschubstirn

hm 69 - 76
Stand: Mai 1999

Legende:

Flächenhafte Bewegungsbeträge
(cm / Monat)

- > 1,0
- 0,5 - 1,0
- < 0,5

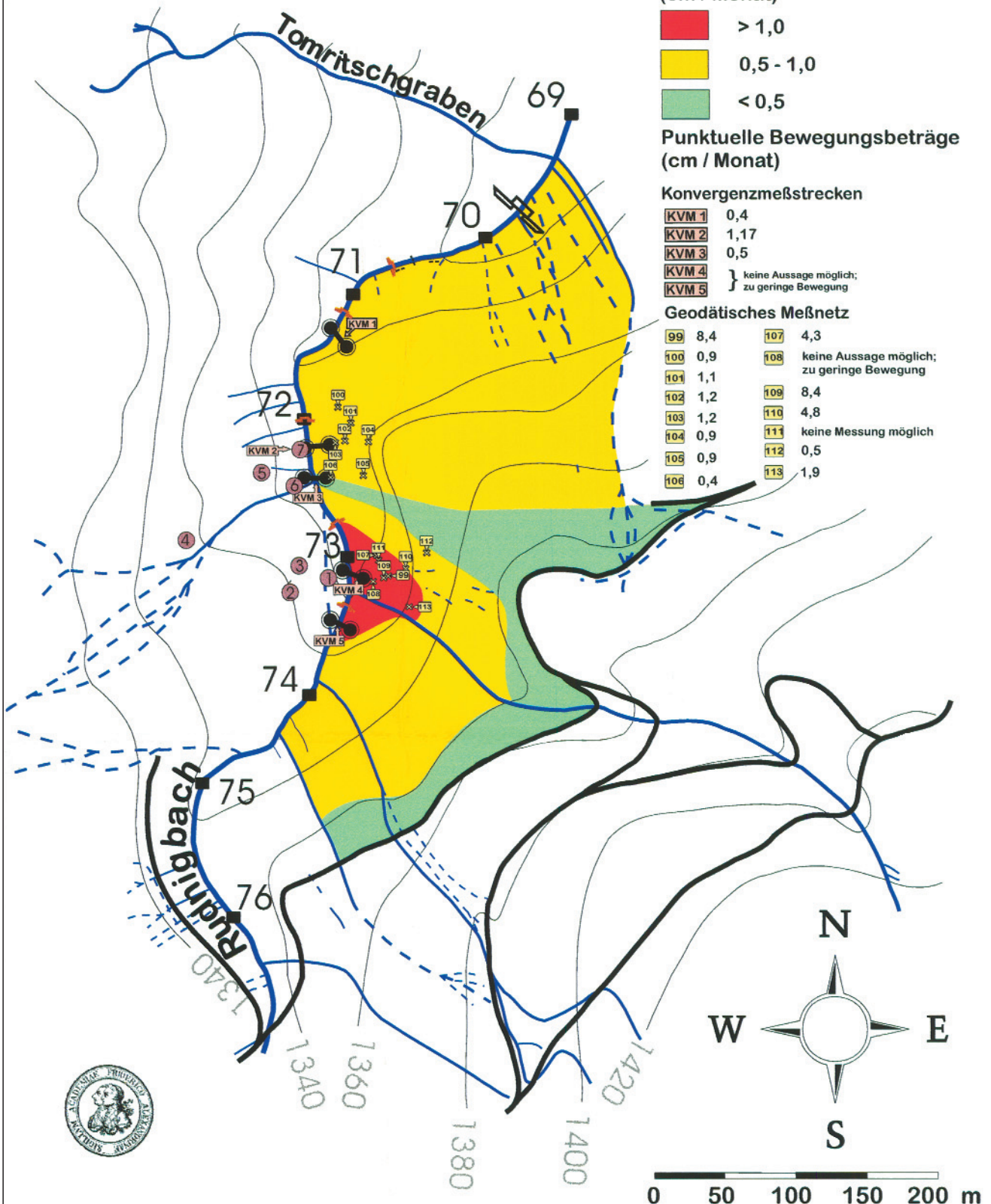
Punktueller Bewegungsbeträge
(cm / Monat)

Konvergenzmeßstrecken

- | | |
|-------|---|
| KVM 1 | 0,4 |
| KVM 2 | 1,17 |
| KVM 3 | 0,5 |
| KVM 4 | keine Aussage möglich;
zu geringe Bewegung |
| KVM 5 | |

Geodätisches Meßnetz

- | | | | |
|-----|-----|-----|---|
| 99 | 8,4 | 107 | 4,3 |
| 100 | 0,9 | 108 | keine Aussage möglich;
zu geringe Bewegung |
| 101 | 1,1 | 109 | 8,4 |
| 102 | 1,2 | 110 | 4,8 |
| 103 | 1,2 | 111 | keine Messung möglich |
| 104 | 0,9 | 112 | 0,5 |
| 105 | 0,9 | 113 | 1,9 |
| 106 | 0,4 | | |





ren Maßstabes hin. An der Zuschubsstirn im Bereich der direkten Bacheinhänge sind große verwaschene Muschel- anbrüche nur noch schematisch erkennbar. Anzeichen jün- gerer Instabilitäten können am Zuschubskörper nicht beob- achtet werden.

Ein weiterer, wahrscheinlich inaktiver Talzus Schub befindet sich am Nordwesthang des Madritschen südlich des Bergzerreißungsfeldes Treßdorfer Höhe (Abb. 1; GLAWE & MOSER, 1990). Dieser Talzus Schub reicht vom Rudnigbach bis auf eine Höhe von ca. 1830 m üA im Zuschubsgebiet lagern in weiten Teilen Quarzkonglomeratschollen und -blöcke der Auernig-Formation auf tonig-sandigem Material. Sie wurden aus den Felshängen knapp westlich der Kammlinie Madritschen – Treßdorfer Höhe in Form von Felsstürzen bzw. absackender, im Verband befindlicher Gebirgspartien antransportiert. Eine wellig-stufige Hangmorphologie weist auf frühere Massenbewegungen größerer Ausdehnung hin.

Westlich des Gipfelkamms der Treßdorfer Höhe sind auf einer Fläche von ca. 0,5 km² in Kalksteinen der Schulterkofel-Formation (Ober-Karbon) die verschiedensten Stadien einer Bergzerreißung ausgebildet (Abb. 1). Geomechanisch erfolgt die Zerlegung einer bis zu 40 m mächtigen, spröden Deckplatte aus gebankten und massigen, teils mergeligen Kalken auf einer mehrere Meter mächtigen, duktil reagierenden, überwiegend feinklastischen Abfolge.

Kinematik:

Zone I: unbewegtes Gebirge

Zone II: Blockzüge
Ablösung vom unbewegten Gebirge 1 - 3 mm/a;
absolute Verschiebungsraten bis ca. 5 cm/a
im südwestlichen Abschnitt;

Zone III: Blockfeld
Bewegungsraten der Großblöcke ca. 2 - 7 cm/a
bei linearem Bewegungsverlauf;
Block 1A Beschleunigung (Felssturz Juni 2005):
z. B. im Zeitraum 1996 bis 1998 Bewegungsrate
20 cm/a durch die Kippbewegung;

Zone IV: Schutthalde
Blockschutt-"Kriechen" ca. 2 - 5 cm/a;

Nummerierte Großblöcke

0 100 200 m

170

Abb. 13.
Schematischer geologisch-morphologischer Längsschnitt des Bergzerreißungsfeldes Treßdorfer Höhe (modifiziert nach GLAWE & MOSER, 1993).

aus gebankten und massigen Kal-
ken jeweils über basalen, gering-
mächtigen Sandstein-Siltsteinein-
schaltungen stellt eine typische
Wechselfolge relativ kompetenter
und inkompetenter Gesteine dar
(vgl. KRAINER, 1995). In Verbin-
dung mit einem Schichteinfällen
von überwiegend ca. 15° bis 20°
nach Westen und dem glazial bis
postglazial geprägten Gelände-
relief des Hinteren Rudniggrabens

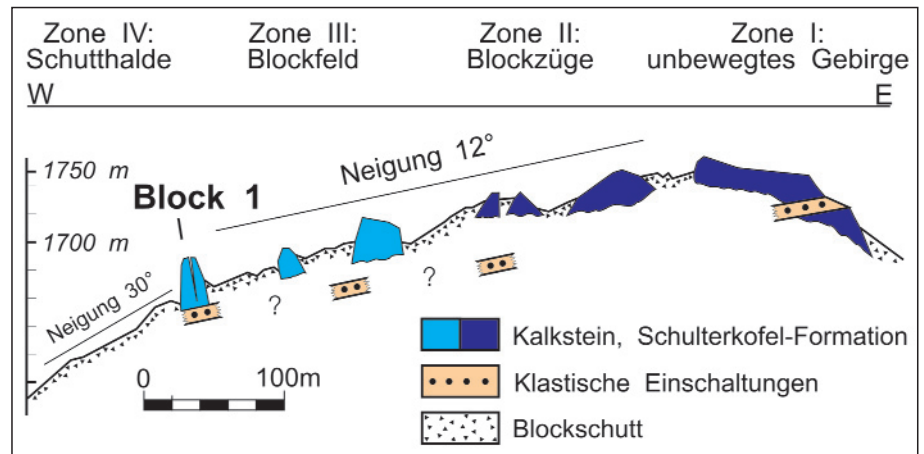
sind offensichtlich die Voraussetzungen für eine gravitative
Bewegung schichtparallel entlang einer mechanisch versagen-
den, klastischen Gesteinspartie erfüllt. Die heutige
Ausbildung des Bergzerreißungsfeldes ist das Resultat
dieser postglazial einsetzenden, inzwischen weit fortge-
schrittenen hangtektonischen Zerlegung.

Auf der Ostseite der Treßdorfer Höhe ist eine wellig-stu-
fig ausgebildete Sackungsmasse in Gesteinen der Schul-
terkofel- und Auernig-Formation erkennbar. Die natürliche
Hangentwicklung ist in diesem Bereich durch Pistenanla-
gen und ein dichtes Wegenetz jedoch anthropogen weit-
estgehend überprägt und umgestaltet worden.

8.1. Der Aufbau des Zerreißungsfeldes

Die Treßdorfer Höhe ist ein plateauförmiger Berg, des-
sen Deckplatte aus Kalkstein flach nach Westen einfällt,
bevor eine konvexe Hangkante in die steiler zum Rudnig-
bach abfallenden Hänge überleitet (Abb. 13). Im Zerrei-
ßungsfeld nordwestlich der Treßdorfer Höhe können vier
verschiedene geotechnische Homogenbereiche unter-
schieden werden (Abb. 12). Ausgehend vom Nord-Süd-
streichenden Gipfelkamm nimmt die Zerlegung der Deck-
platte entlang steil stehender Klufflächen (Verwendung
des tektonisch vorgezeichneten Trennflächengefüges)
hangabwärts nach Westen sukzessive zu. Der Gipfelkamm
bildet den Bereich des unbewegten Gebirges. Westlich
schließt sich eine morphologische Zone an, die von anein-
andergereihten, hangparallel streichenden Graben- und
Rückenstrukturen gekennzeichnet ist (Blockzüge). Hang-
abwärts folgt ein Blockfeld, das durch freistehende, un-
terschiedlich verstellte mächtige Einzelblöcke und Felstürme
charakterisiert ist („Große Wanderblöcke“, vgl. Kap. 3).
Durch die konvexe Hangkante (Rand der Deckplatte) ist
das Blockfeld von der Blockschutthalde getrennt.

Messtechnische Untersuchungen (Geodäsie, Extensio-
meter, Klinometer) über einen Zeitraum von teilweise mehr
als zehn Jahren konnten die von den obersten Abrissstruk-
turen über die Blockzüge bis hin zu den Großblöcken des
Blockfeldes erheblich zunehmende kinematische Aktivität
nachweisen (GLAWE, 1992; LOTTER, 2001). Der Übergang
vom unbewegten zum hangtektonisch bewegten Gebirge
im Bereich der Blockzüge erfolgt kaum messbar mit einer
Divergenz von max. 1 bis 3 mm/a. Derartig kleine Bewe-
gungsraten können nur sehr langfristig über mehrere Jahre
detektiert und als einigermaßen stetig bezeichnet werden
(kontinuierliche und diskontinuierliche Bewegungsanteile?).
Das fortgeschrittene Zerlegungsstadium des Blockfel-
des ist durch den Anstieg der Bewegungsraten einzelner
Großblöcke auf 2 bis 7 cm/a charakterisiert (v.a. Kriech-
und Gleitprozesse entlang der Schichtgrenze zum klasti-
schen Unterlager?). Auch anteilige Kippvorgänge einzel-



ner Großblöcke vorwiegend talwärts Richtung Westen mit
einer Kipprate von teilweise über 1 mm pro Höhenmeter
und Jahr lassen sich registrieren. In der Vergangenheit
„umgekippte“, d. h. möglicherweise durch Grundbruch kol-
labierte Blöcke, zeugen von diesen Prozessen im Bereich
des Blockfeldes.

8.2. Der talseitige Rand des Zerreißungsfeldes

An der konvexen Hangkante am talseitigen Rand des
Blockfeldes beginnt der steilere Hang der unterhalb



Abb. 14.
Der Bereich um Großblock 1 am westlichen Rand des Bergzerrei-
ßungsfeldes mit der Schneise des Felssturzeignisses (ca. 7000 m³) vom 10.
Juni 2005 (Foto M. MOSER, 2005).

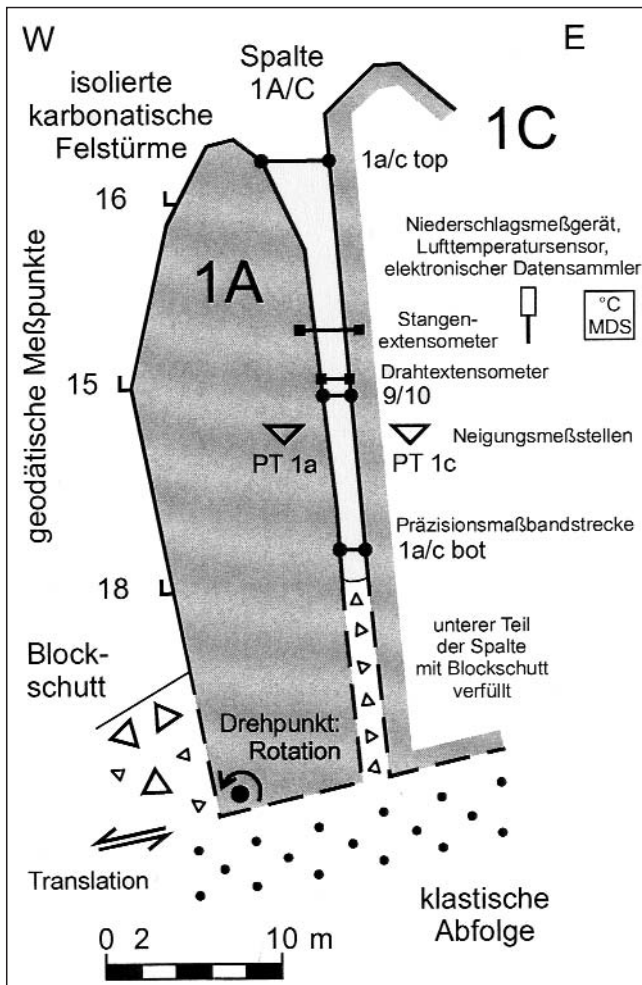
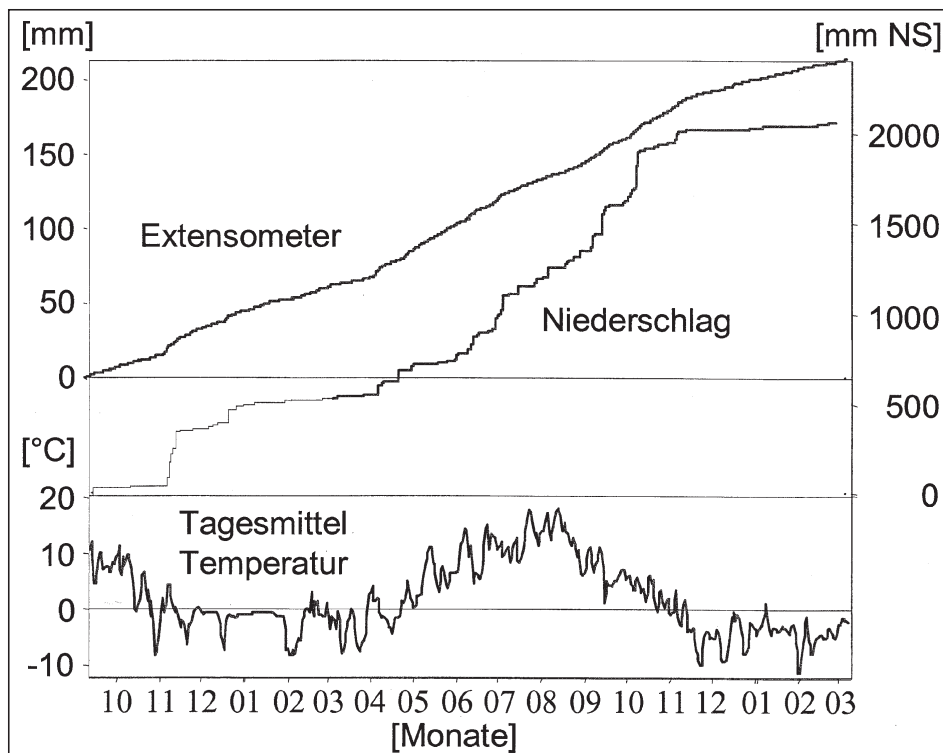


Abb. 15. Schematischer Längenschnitt durch die Teilblöcke 1A und 1C mit den Messeinrichtungen zur Erfassung der Kinematik. Der freistehende Felssturm 1A ist am 10. Juni 2005 durch Kippen kollabiert (siehe Abb. 14; aus LOTTER et al., 2001).

anschließenden Schutthalde (Position Block 1 in Abb. 13 und 14). Hier kann das am weitesten fortgeschrittene Stadium des Bergzerreißungsprozesses beobachtet werden. Während sich ein Großteil des Gebirges bereits in der Zone des Blockfeldes in Blockschutt bis hin zur Kluftkörpergröße auflöst, erreichen einige „Große Wanderblöcke“ nahezu „unversehrt“ in Form von bis zu über 30 m hoch aus dem Blockschutt herausragenden Felsstürmen die konvexe Hangkante. Zwei Großblöcke (Blöcke 1 und 2 in Abb. 12 und 14) befinden sich rezent an dieser Hangkante und stellen ein Felssturzpotential durch kombinierte Gleit- und Kippvorgänge dar. Durch fortschreitende interne Zerlegung entlang geöffneter Großklüfte untergliedern sich diese Blöcke in mehrere Teilblöcke. So ist der relativ kleine Teilblock 1A (ca. 7000 m³) am 10. Juni 2005 infolge Kippbruchs in die darunter liegende, teils bewaldete Schutthalde gestürzt und hat eine weithin sichtbare Schneise hinterlassen (Abb. 14). Zurück blieben die größeren Teilblöcke 1B und 1C mit insgesamt ca. 55 000 m³, wovon zumindest der ebenfalls kipprückgefährdete Teilblock 1B (ca. 25 000 m³) seinem „kleinen Bruder“ in nicht allzu ferner Zukunft nachfolgen dürfte.

Die Kinematik von Teilblock 1A wurde im Zeitraum 1987 bis 1999 detailliert untersucht (GLAWE, 1992; LOTTER, 2001; Abb. 15). Nach einem zunächst ausgesprochen linearen Bewegungsverlauf („Kriechphase“) war ab 1993 eine kontinuierliche Zunahme der Bewegungsraten zu verzeichnen (sehr langfristiger Übergang zur finalen Beschleunigung). Dies war im Anstieg der talwärts gerichteten Kippkomponente begründet, während der translatorische Bewegungsbetrag (Kriechen/Gleiten?) an der Blockbasis mit ca. 2 bis 3 cm/a über die Jahre hindurch gleich blieb und dem der umgebenden Felsstürme entsprach. Die Kipp-rate gemittelt über die Jahre 1989 bis 1994 betrug ca. 3 mm pro Höhenmeter und Jahr, für den Zeitraum 1996 bis 1998 hatte sie sich bereits auf knapp 6 mm pro Höhenmeter und Jahr fast verdoppelt. Die Gesamtverschiebung am Top von Block 1A hatte sich dadurch für 1996 bis 1998 auf knapp 20 cm/a erhöht.

Mit kontinuierlichen Extensometer-, Niederschlags- und Temperaturaufzeichnungen konnten über bestimmte Zeiträume (zuletzt durchgehend



von September 1997 bis März 1999) auch Aussagen über das jahreszeitlich regressiv zyklische Beschleunigungsverhalten von Block 1A in Abhängigkeit vom externen Faktor „Wasser- und Schneeverfügbarkeit“ getätigt werden (Abb. 16). Auf eine Beschleunigung bei Schneeschmelze im Frühjahr, meist verstärkt durch Niederschlag, folgte eine leichte Beruhigung im Hoch- bis Spätsommer, gefolgt von einer Herbst- bis Frühwinterbeschleunigung bei jahreszeitlich typisch hohen

Abb. 16. Kontinuierliche Aufzeichnung der aufsummierten Öffnung der Spalte zwischen den Teilblöcken 1A und 1C (Divergenz des Drahtextensometers), Niederschlagssummenkurve und Tagesmittel-Temperaturverlauf vom 10. 9. 1997 bis 7. 3. 1999. Aus LOTTER et al. (2001).

Regensummen, bevor eine deutliche Verzögerung mit dem Einsetzen der Frostperiode („Winterruhe“) den Jahreszyklus abschloss.

Bereits Anfang der neunziger Jahre wurde der Versuch einer ersten Felssturzprognose von Teilblock 1A unternommen (GLAWE et al., 1993). Er beruhte auf einer kinematischen, statischen und phänomenologischen Analyse des Blocks und wurde in den nachfolgenden Jahren wiederholt adaptiert (zuletzt LOTTER et al., 2001). Letztendlich erwiesen sich für eine langfristige Vorhersage einige auf Annahmen basierende Parameter als nicht ausreichend genau bestimmbar, um eine zutreffende zeitliche Eingrenzung des Felssturzereignisses vom 10. Juni 2005 im Vorfeld in Form eines engeren Zeitfensters zu geben. So ist das untere Drittel des Blocks 1 einschließlich der angenommenen Aufstandsfläche auf dem klastischen Unterlager durch mehrere Meter mächtigen Blockschutt verhüllt, der eine Bestimmung der exakten Blockgeometrie der Teilblöcke und eine Quantifizierung der bodenmechanischen Eigenschaften der Bewegungszone bis heute verhindert hat.

Literatur

- AMATRUDA, G., CASTELLI, M., HURLIMANN, M., LEDESMA, A., MORELLI, M., PIANA, F., PIRULLI, M., POISEL, R., POLINO, R., PRAT, P., PREH, A., ROTH, W., SCAVIA, C. & TENTSCHERT, E. (2004): The Oselitzenbach landslide. – In: BONNARD, Ch., FORLATI, F. & SCAVIA, C. (Eds.): Identification and Mitigation of Large Landslide Risks in Europe. Advances in Risk Assessment. – European Commission Fifth Framework Programme, IMIRILAND Project, 137–180, A.A. Balkema Publishers.
- BRÜCKL, E. (1986): Bericht über Refraktionsseismische Messungen im Rahmen des Verbauungsprojektes Oselitzenbach. – Unpubl. Bericht, 3 S., 1 Anl., Salzburg.
- EISENBARTH, S., MOSER, M. & WEIDNER, S. (2004): Zur Nachhaltigkeit von Baumaßnahmen bei tiefgreifenden Hangbewegungen im alpinen Raum. – Int. Symp. Interpraevent 2004, IV, 115–126; Riva/Trient.
- FELSER, K. & KAHLER, F. (1956): Die Bildung schmaler Felskämme durch Bergzerreißung und Talzusub. – Mitt. Geogr. Ges., **98**, 204–208, Wien.
- GLAWE, U. (1992): Geotechnische Untersuchungen an Blockbewegungen am Beispiel der Bergzerreißung Treßdorfer Höhe/Kärnten. – Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg, X+133 S., Erlangen.
- GLAWE, U. & MOSER, M. (1989): Erste Untersuchungsergebnisse zur Kinematik der Bergzerreißung Treßdorfer Höhe (Karnische Alpen). – Jb. Geol. B.-A., **132/4**, 629–644, Wien.
- GLAWE, U. & MOSER, M. (1990): Geotechnische Untersuchungen an den Großhangbewegungen im hinteren Rudniggraben – Naßfeldgebiet/Kärnten. – Carinthia II, 180./100. Jg., 405–425, Klagenfurt.
- GLAWE, U. & MOSER, M. (1993): Meßtechnische und theoretische Bearbeitung von Bergzerreißungen und Blockbewegungen. – Felsbau, **11/5**, 235–250, Essen (Verlag Glückauf GmbH).
- GLAWE, U., ZIKA, P., ZVELEBIL, J., MOSER, M. & RYBAR, J. (1993): Time prediction of a rock fall in the Carnic Alps. – Quarterly Journal of Engineering Geology, **26**, 185–192, London.
- HÖTZL, H., MOSER, M., REICHERT, B. & RENTSCHLER, K. (1994): Hydrogeologische Markierungsversuche in Massenbewegungen (Reppwandgleitung, Kärnten und Stubnerkogel, Salzburg). – Beiträge zur Hydrogeologie, **45**, 69–92, Graz (Joanneum Research).
- KAHLER, F. & PREY, S. (1963): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen. – Geol. B.-A., 116 S., Wien.
- KAHLER, F., PREY, S. & HERITSCH, H. (1959): Geologische Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen. – Zusammendruck aus ÖK 1:25000 198/4 Rattendorf und 199/3 Egg, Wien (Geol. B.-A.).
- KRAINER, K. (1995): Kurzer Bericht über sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen im Jungpaläozoikum (Auernig- und Rattendorfer Schichtgruppe) der Karnischen Alpen. – Jb. Geol. B.-A., **138/4**, 687–690, Wien.
- LOTTER, M. (2001): Geotechnische und kinematische Untersuchungen an instabilen Felshängen im alpinen Raum. – Dissertation Universität Erlangen-Nürnberg, IX+324 S.
- LOTTER, M., MOSER, M. & MEIER, H. (2001): Langzeitverhalten und Deformationsanalyse von instabilen Felshängen. – Nationale Tagung für Ingenieurgeologie Karlsruhe 2001, Geotechnik, Sonderband **13**, 27–34.
- MOSER, M. (1999): Hinterer Rudniggraben – Schlanitzental-Gleitung Zuschubstirn hm 69-76 Stand: Mai 1999. – Unpubl. Karte der Bewegungsbeträge, Erlangen.
- MOSER, M. (2006): Talzusub Reppwand-Gleitung. Geologisch-geotechnischer Bericht für 2005/2006 unter besonderer Berücksichtigung der Bewegungsmessungen (Periode 19-20, Oktober 2004 bis Oktober 2006). – Unpubl. Bericht, 24 S., Erlangen.
- MOSER, M. & GLAWE, U. (1994): Das Naßfeld in Kärnten – geotechnisch betrachtet. – Festschrift zum 60. Geburtstag von Erik Flügel, Abh. Geol. B.-A., **50**, 319–340, Wien.
- MOSER, M. & WEIDNER, S. (1998): Die Auswirkungen von Talzuschüben auf die alpine Umwelt. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **208**, 531–548, Stuttgart (Schweizerbart).
- MOSER, M. & WINDISCHMANN, T. (1989): Die Reppwandgleitung/Kärnten Geologische und geotechnische Betrachtungen. – Oberrhein. geol. Abh., **35**, 157–176, Stuttgart.
- MOSER, M., ANGERER, J. & SEITZ, S. (1988): Geotechnische Untersuchungsergebnisse im Rahmen des Verbauungsprojektes Oselitzenbach/Kärnten. – Int. Symp. Interpraevent 1988, **3**, 77–102, Graz.
- SCHÖNLAUB, H.P. (2006): Geologische Karte des Jungpaläozoikums der Karnischen Alpen 1:12500 Blatt Ost. – Wien (Geol. B.-A.).
- SCHÖNLAUB, H.P. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000, Blatt 198 Weissbriach. – Wien (Geol. B.-A.).
- SCHÖNLAUB, H.P., FENNINGER, A. & VENTURINI, C. (1988): Geologische Detailkarte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes 1:10000. – In: SCHÖNLAUB, H.P. (1988): Vom Urknall zum Gailtal – 500 Millionen Jahre Erdgeschichte in der Karnischen Region. – 169 S. + 4 Geol. Detailkarten, Wien (Geol. B.-A.) – Hermagor.
- SUDA, F. (1884): Die Wildbäche Kärntens. – 185 S., Wien.
- WEIDNER, S. (2000): Kinematik und Mechanismus tiefgreifender alpiner Hangdeformationen unter besonderer Berücksichtigung der hydrogeologischen Verhältnisse. – Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg, X+246 S., Erlangen.