

Festschrift Heißel	Veröffentlichungen der Universität Innsbruck, Bd. 86	Innsbruck, Dezember 1973	Seite 217 – 236
--------------------	---	--------------------------	-----------------

Bewegungen an Felshängen im Rheinischen Schiefergebirge (BRD, Rheinland-Pfalz)

von

Edmund KRAUTER *)

mit 11 Abbildungen

Kurzfassung

Aus dem rheinland-pfälzischen Anteil des Rheinischen Schiefergebirges werden anhand von Geländeuntersuchungen und einzelnen langzeitigen Bewegungsmessungen Hangdeformationen beschrieben. Nach den Befunden wird die Ursache und der mechanische Ablauf der Hangbewegungen behandelt und eine Einteilung in Kriech-, Gleit- und Fall-Bewegungen vorgenommen. Abschließend sind die Zusammenhänge, die Gemeinsamkeiten und die Unterschiede dieser Bewegungsformen herausgestellt.

Abstract

There are described several examples of downslope movements in the Rheinisches Schiefergebirge (Rheinland-Pfalz, W-Germany) upon the basis of field investigations and long-time-mesurements. The cause and the mechanism are regarded in connection with the movements which are classified into creep, sliding and rockfall.

Einleitung

Die Frage nach der Stabilität von Felshängen gewinnt durch den Ausbau des Straßennetzes und durch das Ausweisen neuer Bebauungsgebiete mehr und mehr an Bedeutung.

Geht man dieser Frage nach, so zeigt sich, daß die Talflanken des Rheinischen Schiefergebirges keineswegs so stabil sind, wie dies manche geplanten bzw. ausgeführten Baumaßnahmen voraussetzen. Häufig bescheren uns solche Baumaßnahmen unbeabsichtigte Großversuche über Hangdeformationen.

*) Anschrift des Verfassers: Oberlandesgeologe Dr. Edmund Krauter, Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz, Flachmarktstraße 9, D-65 Mainz, BRD

Die Standsicherheit einer Böschung – definiert als Verhältnis der zurückhaltenden Kräfte zu den angreifenden Kräften – ist im Rheinischen Schiefergebirge oft derart gering, d. h. sie liegt nur wenig über $\eta = 1$, daß schon Hanganschnitte im Meterbereich dieses Kräfteverhältnis verändern, und es zu Hangbewegungen kommen kann. Aber auch ohne künstliche Eingriffe führen gravitative Kräfte zu Hangbewegungen – eine höhere Stabilität anstrebend.

Vom Geologischen Landesamt Rheinland-Pfalz in Mainz wurden in den letzten Jahren zahlreiche ingenieurgeologische Untersuchungen an Felshängen im rheinland-pfälzischen Anteil des Rheinischen Schiefergebirges durchgeführt. Die Ergebnisse – von einigen Hangdeformationen liegen langjährige Meßreihen vor – werden an Beispielen (Abb. 1), die charakteristische Bewegungsbilder zeigen, erläutert und es wird versucht, sie in die Gliederung von NEMČOK et al. (1972) einzufügen, der die Hangbewegungen ihrem geomechanischen Charakter und ihrer Bewegungsgeschwindigkeit nach in Kriechen, Gleiten, Fließen (letzteres im Rheinischen Schiefergebirge nicht vorkommend) und Fallen einteilt.

Bewegungen durch Kriechen

Kriechen ist als geologische Langzeitbewegung ohne bestimmte Gleitfläche und ohne Geschwindigkeitszunahme definiert (NEMČOK et al., 1972).

Kriecherscheinungen in Form von offenen hangparallelen Klüften oder verstellten Klüftkörpern sind bei entsprechenden Aufschlüssen an allen Felshängen in Oberflächennähe zu finden.

Das augenfälligste und häufigste Bewegungsbild von Felskriechen im Rheinischen Schiefergebirge ist das Hakenschlagen (Abb. 2 und 3), das oft durch das entgegengesetzt gerichtete Einfallen der Schichten an den gegenüberliegenden Talflanken echte tektonische Verformungen vortäuscht, wie beispielsweise im Münzbach- und Leimbach-Tal bei Bacharach (Meßtischblatt 5312 Kaub). Beides sind scharf eingeschnittene linksrheinische Seitentäler des Rheins, die parallel bis spitzwinklig zum Generalstreichen des Rheinischen Schiefergebirges verlaufen.

Die Schichten sind dort durch Hakenschlagen örtlich bis mehrere Zehnermeter in den Berg hinein verstellt. Das Gebirge besteht aus Hunsrückschiefern (plattige bis schiefrige blaugraue Tonschiefer des Unter-Ems), die im Leimbach-Tal \pm senkrecht stehen und im südlich davon gelegenen Münzbach-Tal steil nach SE bzw. NW einfallen. Die mechanisch wirksamen Trennflächen werden in der Hauptsache von den Schicht- und Schieferungsflächen (Durchtrennungsgrad $\kappa = 1$) gebildet, die im Leimbach-Tal \pm parallel verlaufen, im Münzbach-Tal aber meist entgegengesetzt zueinander einfallen; es folgen in ihrer mechanischen Wirksamkeit die ac-(Quer-)Klüfte (Durchtrennungsgrad $\kappa = 0,3-0,7$) und schließlich die bc-(Längs-)Klüfte (Durchtrennungsgrad $\kappa = 0,1-0,5$). Sowohl von den Gesteinsverhältnissen als auch vom Trennflächengefüge her besteht in den jeweils betrachteten Bereichen eine Quasi-Homogenität.

Aber nicht nur schiefrige Gesteine, sondern auch plattige bis bankige, spröde Quarzite, wie im Lösterbach-Tal (Meßtischblatt 6307 Hermeskeil), zeigen Hakenschlagen (Abb. 4). Der betrachtete Hang verläuft etwa N-S mit einem Gefälle von 23° nach W. Die Schichten streichen NE-SW und fallen steil (80°) nach NW ein. In die Quarzitfolgen sind

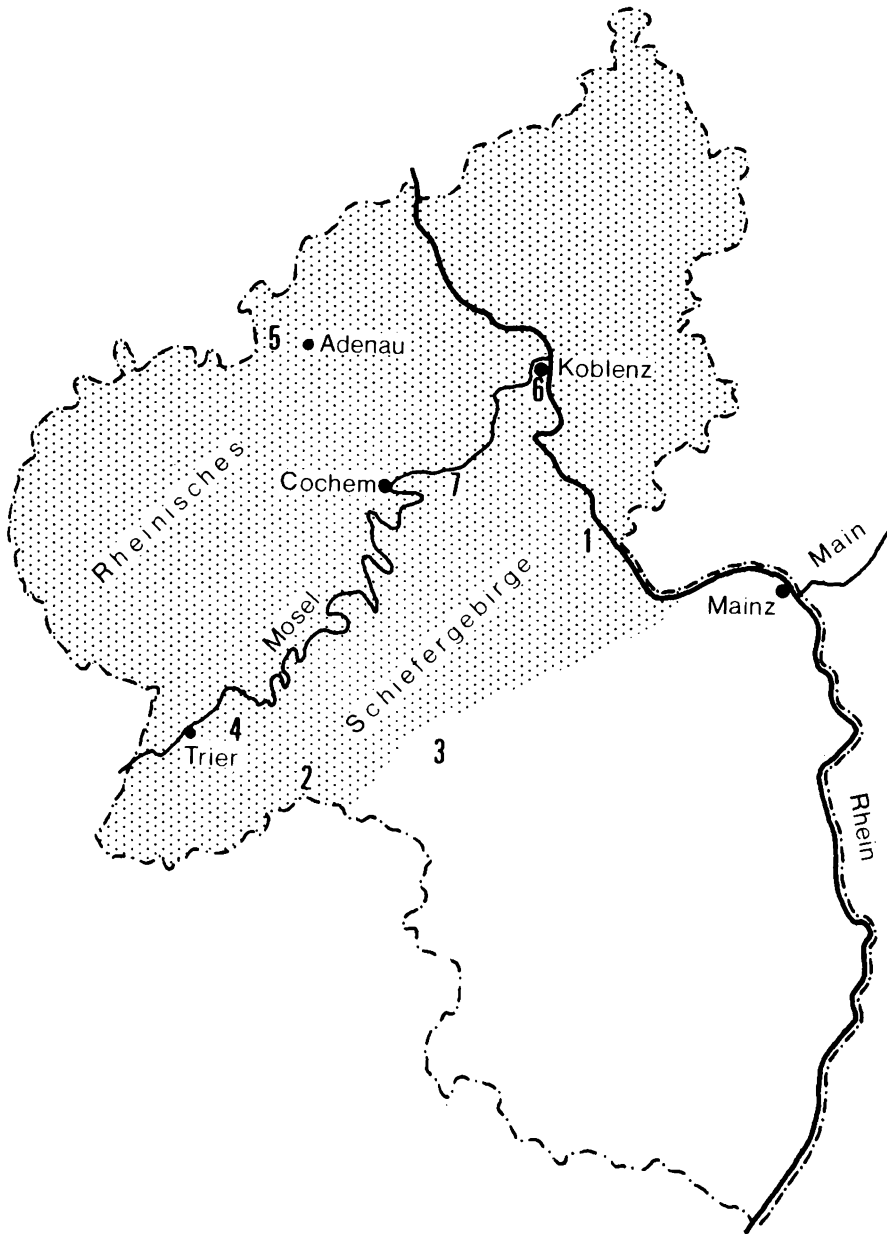


Abb. 1: Lage der beschriebenen Felsbewegungen:

- 1 Münzbach- und Laubach-Tal
- 2 Lösterbach-Tal
- 3 Hammerstein-Fels
- 4 Waldrach

- 5 Müsch-Kirmutscheid
- 6 Rittersturz
- 7 Müden



Abb. 2: Hakenschlagen im Münzbach-Tal. Steiles Bergeinwärtsfallen der Haupttrennflächenschar (Schieferung).



Abb. 3: Hakenschlagen im Leimbach-Tal mit Übergang zum Gehängeschutt. Schieferung (Haupttrennflächenschar) mit 80° hangauswärts einfallend.



Abb. 4: Hakenschlagen von plattigen Quarziten im Lösterbach-Tal mit deutlicher Sperrauflockerung im Scharnier. Unterhalb des schwarzen Kamera-Objektdeckels normales Einfallen der Schichten.

Tonschiefer eingeschaltet. Überlagert wird das Gebirge von etwa 1 m mächtigem Gehängeschutt. Die mechanisch wirksamen Trennflächen sind die gleichen, wie im Münzbach- und Leimbach-Tal, abgesehen von der Schieferung, die in den Quarziten nicht ausgebildet ist. Trotzdem die Schichten spitzwinklig zum Hang streichen, sind sie bis 2,5 m unter Gelände vom Hakenschlagen erfaßt.

Typisch für das Hakenschlagen ist die besonders im Scharnier auftretende Sperrauflockerung und die, gegenüber dem nicht vom Hakenschlagen erfaßten Gebirge, wesentlich geringere Klufkörpergröße (Abb. 4). Die einzelnen plattigen und schiefrigen Klufkörper sind nicht verbogen, sondern nur verstellt. Der Winkel, um den die Klufkörper gedreht sind, erreicht maximal etwa 120° , so daß sie örtlich \pm horizontal lagern und ein fließender Übergang zum überlagernden Gehängeschutt besteht (Abb. 3 und 4).

Voraussetzung für das tiefreichende Hakenschlagen ist eine engständige Trennflächenschar mit hohem Durchtrennungsgrad (wie Schichtung oder Schieferung), die etwas steiler als der Hang einfällt.

Bei einem entgegengesetzten Einfallen von Hang und Trennflächenschar kommt es dagegen meist nur zu einer oberflächennahen, hakenähnlichen Deformation (Abb. 2). Wie das Beispiel vom Lösterbach-Tal zeigt, können aber auch spitzwinklig zum Hang streichende Schichten durch Hakenschlagen verstellt sein.

Ursache für Kriechbewegungen, die zu solch einem hakenförmigen Verstellen der Schichten führen, ist die Schwerkraft. Sie wirkt durch das Eigengewicht des Gesteins allein bzw. zusätzlich durch das der Auflagerung (z. B. Gehängeschutt) in Verbindung mit Schutt- bzw. Bodenkriechen.

Auch die Witterung (wechselnde Temperaturen und Durchfeuchtung) wirkt sich auf die Kriechbewegung der Deckschichten und damit indirekt auf das Hakenschlagen aus, aber auch direkt durch eine Gefügeauflockerung, die zu einer Erhöhung der Teilbeweglichkeit des Gebirges führt.

Wenn auch bei tiefreichendem Hakenschlagen (Tiefkriechen) – im Barbara-Stollen bei Kaub am Rhein sind die Schichten bis 50 m tief bergwärts verstellt (ENGELS, 1953, S. 249) – erhebliche Kräfte durch die überlagernden Gesteinsmassen am Werk sind, reicht es nicht zu einem Verbiegen der Klufkörper selbst, da die allseitige Einspannung, wie sie bei tektonischen Prozessen herrscht, zu gering bzw. die Geschwindigkeit der Verformungen zu hoch ist.

Das Gestein verhält sich bei dieser Art der Deformation spröde, d. h. es bricht an vorhandenen bzw. latent vorgegebenen Diskontinuitäten und die Klufkörper werden durch Rotation und Translation in ihre heutige Lage gebracht.

Der Vorgang des Hakenschlagens verläuft von oben nach unten, vom Berg zum Tal hin.

An Steinbruchwänden, z. B. im Lösterbach-Tal, sind nach dem Abbau Gesteinsplatten durch Hakenschlagen verstellt. Die Geschwindigkeit der Kriechbewegungen liegt in diesem Fall im cm/Jahr-Bereich und stellt wohl deren obere Grenze dar. An Talflanken dürfte die Geschwindigkeit des Hakenschlagens mindestens eine Zehner-Potenz niedriger liegen.

Bei Baumaßnahmen an Talflanken stellt das Hakenschlagen einen außerordentlich wichtigen Faktor für die Beurteilung der Hangstabilität dar. Durch die dann meist flach bergwärts fallende Haupttrennflächenschar werden günstigere Verhältnisse als die tatsächlich vorhandenen vorgetäuscht. Vor allem durch die Sperrauflockerung und der

damit zusammenhängenden großen Teilbeweglichkeit des Gebirges kann es bei Belastung oder Hanganschnitten zu Rutschungen oder Felsausbrüchen kommen.

Ein Beispiel für Felskriechen ohne wesentliche Verstellung von Kluftkörpern wie beim Hakenschlagen sei aus dem Raum Idar-Oberstein (Meßtischblatt 6309 Birkenfeld-Ost) am Rand des Rheinischen Schiefergebirges angeführt. Ein aus Meso-Basalten (Porphyrite und Porphyrit-Mandelsteine; mit Ausnahme einiger Großklüfte unregelmäßig geklüftet) aufgebauter schmaler, zur Nahe hin abfallender Felsrücken, der Hammerstein-Fels, wurde im Zuge von Straßenbaumaßnahmen eingeschnitten (Abb. 5). Die Trassenachse quert spitzwinklig einen durch den Hammerstein-Fels führenden Eisenbahntunnel. Als Beweissicherung für eventuell sich schädlich auf den Tunnel auswirkende Spannungsumlagerungen des Gebirges hat man zwischen 10 und 30 m lange Extensometer in die bergseitige Felsböschung eingebaut. Die Meßergebnisse (Abb. 5) lassen deutlich zwei Tendenzen erkennen: eine jahreszeitliche Schwankung (Jahresgang) und ein Ausdehnen der Böschung, das bis 1970 anhält. Ab 1970 treten z. T. wieder rückläufige Bewegungen auf. Das Interessante an diesem Beispiel ist, daß die Kurvenmaxima nicht im Sommer zu finden sind, wie es durch die Ausdehnung des Gebirges infolge Erwärmung zu erwarten wäre, sondern im Winter. Dies läßt sich am ehesten durch die jahreszeitlich bedingten unterschiedlichen hydrologischen Verhältnisse im Zusammenhang mit quellfähigen Mineralien im Porphyrit-Mandelstein erklären.

Die Bewegungsdifferenz im Jahresgang beträgt maximal 0,7 mm. Insgesamt hat sich die Felsböschung im unteren Drittel im Laufe von 5 Jahren um 0,5 mm ausgedehnt.

Die mit den Extensometern meßbaren Gebirgsverformungen reichen maximal bis 10 m in das Gebirge hinein. Die Kriechbewegungen gehen nicht mit kontinuierlicher Geschwindigkeit vor sich, sondern (bei Betrachtung eines genügend kleinen Zeitraumes) ruckartig. Im vorliegenden Fall ist keine Abhängigkeit der Bewegungsintervalle von den Niederschlägen zu erkennen.

Es handelt sich hier um Entspannungsvorgänge des Gebirges, die durch Wegnahme des Widerlagers in Gang gekommen sind.

Bewegungen durch Gleiten

Unter Gleiten werden Bewegungen zusammenhängender Massen entlang einer oder mehrerer definierter Gleitflächen verstanden (NEMČOK et al., 1972).

Die an den Hängen der tief eingeschnittenen Täler des Rheins und der Mosel heute noch erkennbaren fossilen Rutschungen und Felsstürze sind durch die schnelle Flußerosion, die zu sehr steilen Felshängen führte, auf „natürliche Art“ entstanden. Die bislang vom Verfasser im rheinland-pfälzischen Anteil des Rheinischen Schiefergebirges untersuchten Felsgleitungen sind dagegen sämtlich eine Folge menschlicher Eingriffe, und zwar sowohl durch Veränderung der hydrologischen Verhältnisse (z. B. Aufstau im Bereich des Vorfluters, Kahlschläge) als auch durch Störung des Hanggleichgewichtes (z. B. durch Hangan- oder -einschnitte).

Derart hervorgerufene Felsbewegungen können sich unter Umständen erst nach Jahrzehnten als gravierende Schäden bemerkbar machen, aber auch schon nach wenigen Tagen oder Wochen, wie zum Beispiel zwischen Waldrach und Korlingen (Meßtischblatt 6206 Waldrach), wo beim Bau der neuen Ruwertalstraße streckenweise Felshänge ange-

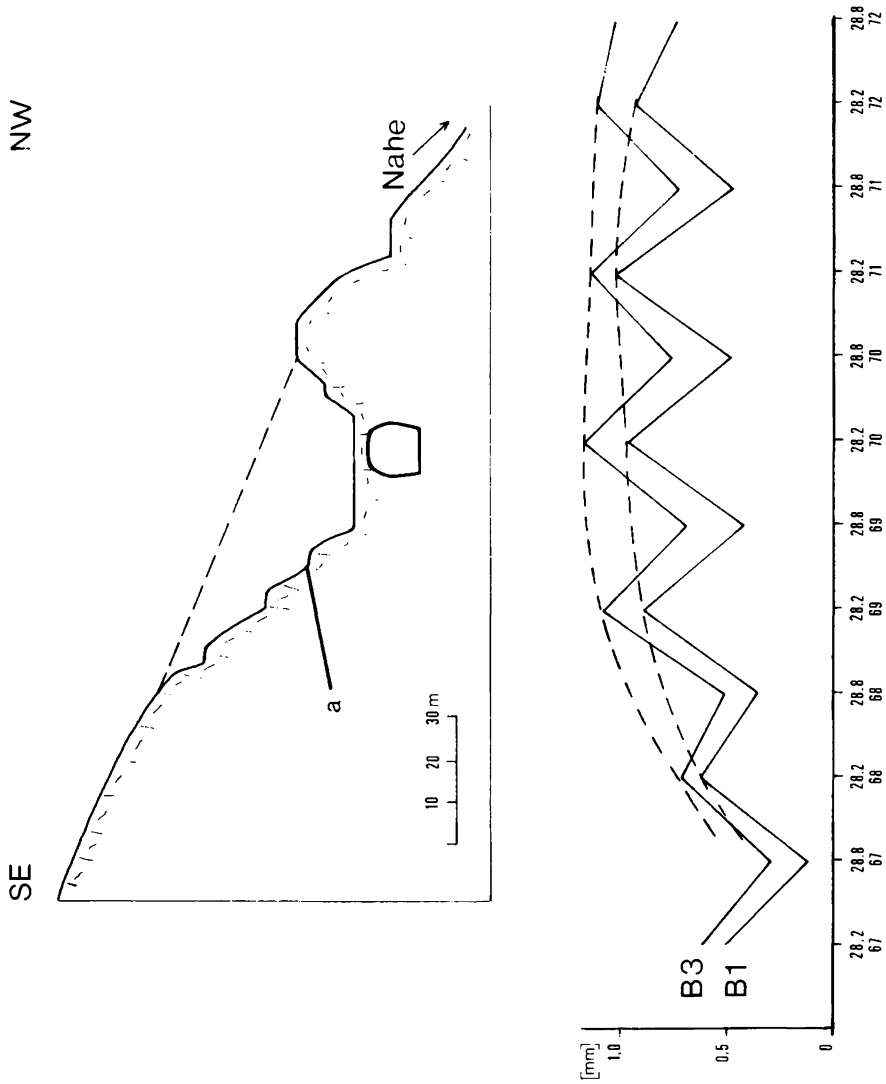


Abb. 5: Längsschnitt des Hammerstein-Fels mit Einschnitt, Ursprungsgelände (gestrichelte Linie), Tunnel und Extensometer (a).

Unterer Teil: Halbjahreskurven der Felsbewegungen gemessen an den Extensometern B 1 (10 m Länge) und B 3 (30 m Länge) mit Bewegungstrend (gestrichelte Kurven).

schnitten wurden (Abb. 6). An einer Stelle sind einige Wochen nach dem Hanganschnitt in der Straßendecke der etwa 60 m oberhalb im Hang verlaufenden alten Kreisstraße Risse aufgetreten, die sich innerhalb weniger Tage so vergrößerten, daß die Straße für den Verkehr gesperrt werden mußte. Der eindeutige Zusammenhang zwischen dem Auftreten dieser Risse und dem Anschnitt im unteren Hangteil ergab sich in den nächsten Wochen, als weitere Risse unterhalb und oberhalb der alten Kreisstraße und im Bereich des Hanganschnittes selbst entstanden (HUF & KRAUTER, 1972).

Das Gebirge ist in diesem Bereich aus \pm sandigen und siltigen Tonschiefern (Hunrück-schiefer, Unter-Ems) mit einzelnen Quarzitlagen aufgebaut. Es ist örtlich im Meterbereich gefaltet und von einer Vielzahl von Störungen durchzogen, die z. T. verquarzt und wieder zerbrochen sind.

Die Schieferung, die schräg die mit 45° aus dem Generalstreichen des Rheinischen Schiefergebirges herausgedrehte Schichtung durchschlägt, bildet die mechanisch wirksamste Trennflächenschar (Durchtrennungsgrad $\kappa = 0,8$, Wandungen glatt bis sehr eben) und verläuft \pm hangparallel (Abb. 6). Weitere die Rutschung begünstigende Trennflächenscharen sind die bc- und ac-Klüfte (Durchtrennungsgrad zwischen $\kappa = 0,1$ und $\kappa = 0,8$), z. T. auch die Schichtflächen. Gehängeschutt, Gehängelehm und Mutterboden verhüllen bis auf den Hanganschnitt und einige kleine Aufschlüsse an der alten Kreisstraße das Gebirge.

Die ursprüngliche Hangneigung im Rutschgebiet lag im Mittel bei 27° . Die unruhige Morphologie – Ausbauchungen im Hang – deutet auf ein fossiles Rutschgelände.

Der neue Hanganschnitt ist etwa 25 m hoch (Gesamthöhe des Rutschhanges 225 m) bei einem Böschungswinkel von 45° . Insgesamt wurden etwa 50 000 m³ Material abgetragen. Die Rutschung umfaßt schätzungsweise 160 000 m³ Fels. Die Morphologie des Hanges hat sich durch die Gleitvorgänge z. T. verändert. Im Bereich der alten Straße, wo die Abrisse zu finden sind, hat sich der Hang etwas versteilt, während er im unteren Teil ausgebaucht ist. Die Hauptgleitbahn verläuft nach den Resultierenden der Strecken- und Höhenmessungen der im Hang verteilten Beobachtungspunkte, etwa parallel zu den Schieferungsflächen, vermutlich durch flache Stufen (bc- bzw. Vertretungsklüfte) abgesetzt. Der Beginn und das Ausmaß der meist intervallmäßig auftretenden Bewegungen an den Abrissen im Vergleich mit dem der Meßpunkte im Hang ist unterschiedlich und weist auf eigenständige Bewegungen einzelner Gleitschollen auf sekundären Bewegungsbahnen hin. Diese Gleitschollen bewegen sich mit unterschiedlicher Geschwindigkeit weiter und führen Teilrotationen um horizontale, etwa hangparallele und senkrecht auf der Gleitbahn stehende Achsen aus. Die ungleichen Geschwindigkeiten und das verschiedene Ausmaß zwischen den horizontalen und vertikalen Bewegungen hängt von der Neigung der Gleitbahn ab.

Betrachtet man die beiden Geschwindigkeitskurven (Abb. 7), so zeigt sich, daß die Gleitvorgänge auch hier diskontinuierlich vor sich gehen. Der Bewegungsablauf läßt sich mittels eines progressiven Bruches erklären: Die Spannungen wachsen an, bis sie die Gebirgsfestigkeit überschreiten, und es zum Bruch kommt. In diesem Bereich sinkt dann die Spannung ab, während sie in der unmittelbaren Umgebung verstärkt ansteigt, bis auch dort der Bruch eintritt. Durch das Abnehmen der Spannungen direkt nach dem Bruch entsteht eine Verzögerung der Gleitbewegung. Da die Spitzenfestigkeit des Gebirges durch

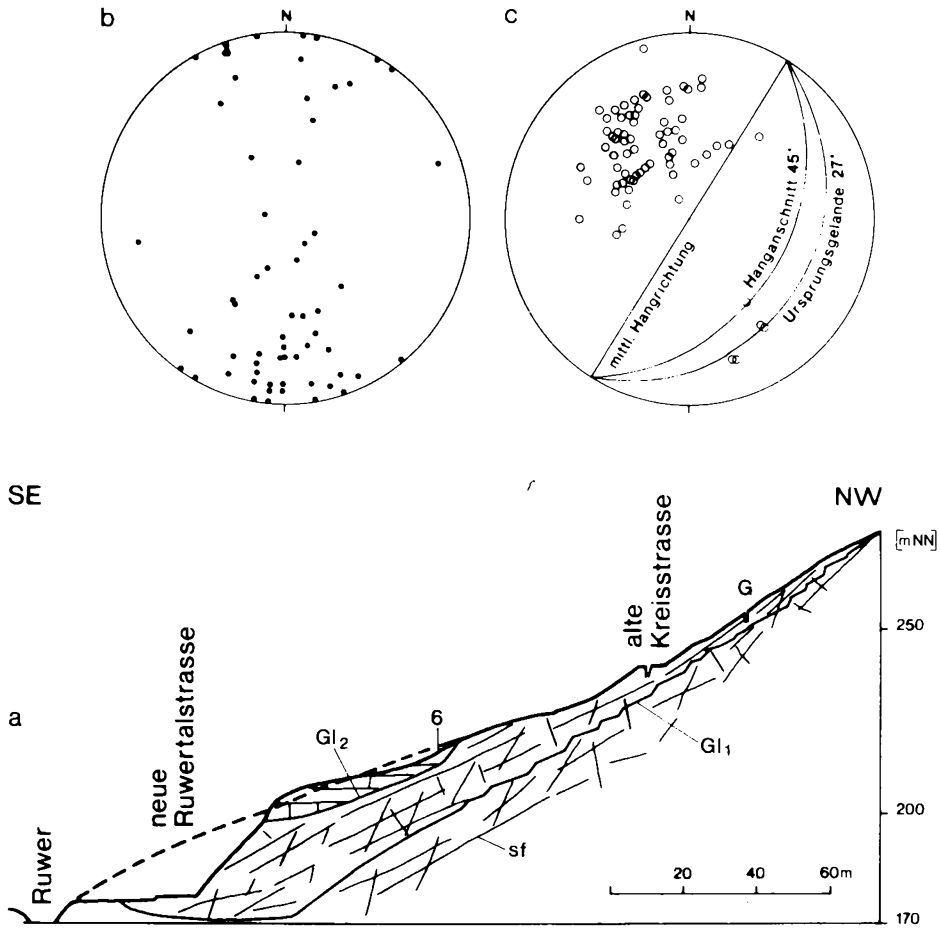


Abb. 6: Felsgleitung Ruwertalstraße bei Waldrach. Derzeitige Geländeprofil (a) mit Trennflächengefüge (schemat.) und Ursprungsgelände (gestrichelte Linie). sf Schieferung; Gl_1 primäre Gleitbahn; Gl_2 sekundäre Gleitbahn mit Teilrotation der Gleitscholle; 6 Meßpunkt; G Meßbrücke über einem Abriß (vgl. Abb. 7); b Schichtflächen und c Schieferungsflächen im Rutschbereich (Polpunkte, SCHMIDT'sches Netz) in Bezug auf Hangrichtung und -neigung (Großkreise).

die Deformation auf die Restfestigkeit abgesunken ist, genügen jetzt bereits geringere Spannungen, um die Gleitvorgänge wieder zu beschleunigen. Festigkeitsverringend wirken zusätzlich Niederschläge durch Schmierung der Gleitflächen und Auftrieb, spannungserhöhend durch Kluftwasser- und Strömungsdruck, was beides zu einer Beschleunigung der Bewegungen führt (Abb. 7).

Durch Rückrechnung – die Standfestigkeit wurde $\eta = 1$ gesetzt – ermittelte Scherparameter des Gebirges im Bereich des Rutschhanges ergaben näherungsweise:

$$\tan \varphi = 28^\circ \text{ bei } c = 0 \text{ [Mp/m}^2\text{]},$$

$$\tan \varphi = 19^\circ \text{ bei } c = 5 \text{ [Mp/m}^2\text{]}$$

und bei der Annahme eines Kluftwasserdruckes von $h = 20 \text{ m}$:

$$\tan \varphi = 31^\circ \text{ bei } c = 0 \text{ [Mp/m}^2\text{]},$$

$$\tan \varphi = 21^\circ \text{ bei } c = 5 \text{ [Mp/m}^2\text{]}.$$

($\tan \varphi =$ Reibungsbeiwert, $c =$ Kohäsionszahl.)

Die niedrigen Reibungsbeiwerte deuten darauf hin, daß es sich um Restfestigkeiten handeln muß und somit die Kohäsionskräfte wegfallen (KNOBLICH, 1971), also die Reibungsbeiwerte für $c = 0$ gelten. (Ähnliche Werte wurden auch bei anderen Felsrutschungen ermittelt.)

Wo fangen nun die Gleitbewegungen an? Beginnen sie wie das Hakenschlagen oben und schreiten nach unten fort oder umgekehrt? In dem betrachteten Fall wurde die Gleitbewegung durch Wegnahme von Massen am Hangfuß verursacht. Der Hang versucht durch Massenausgleich wieder einen stabileren Zustand zu erreichen, was im ersten Stadium durch Kriechen geschieht, ohne daß sich eine bestimmte Gleitbahn ausbildet. Die Spannungumlagerung geht sukzessiv von unten nach oben vor sich bei gleichzeitiger Spannungserhöhung im unteren Bereich, die beim Überschreiten der Gebirgsfestigkeit zum progressiven Bruch führt. Bereits die Kriechvorgänge verursachen eine Gefügelockerung und damit eine Entfestigung des Gebirges. Im zweiten Stadium, vom progressiven Bruch an, kehrt sich der Bewegungsablauf um. Die Gleit-(Scher-)Fläche „wächst“ von oben nach unten und der eigentliche Gleitvorgang beginnt.

Ein weiteres Beispiel einer Felsgleitung befindet sich zwischen den Ortschaften Müsch und Kirmutscheid (Meßtischblätter 5606 Dollendorf, 5607 Adenau) in der Eifel. Beim Ausbau der Bundesstraße 258 kam es im Bereich einer Kurve nach einem nur 1 m tiefen Anschnitt am Hangfuß zu einer Gleitung, die knapp 1000 m^3 Fels erfaßte. Das Gebirge setzt sich dort aus plattigen bis dünnbankigen Quarziten des Unterdevons zusammen, die etwa 30° (\pm hangparallel) einfallen. Im unteren Drittel des Hanges sind die Schichten sattelförmig verbogen.

Die glatten bis ebenen Schichtflächen (Durchtrennungsgrad $\kappa = 1$) und die bc- und ac-Klüfte (Durchtrennungsgrad $\kappa=0,3$ bzw. $\kappa=0,7$) bilden das Haupttrennflächeninventar.

Nach der Felsgleitung wurde die Böschung abgeflacht, so daß die Schichtflächen am Hangfuß nicht mehr unterschritten waren. Nach Regenfällen kam es jedoch zu einem verstärkten Aufwölben der sattelförmigen Verbiegung durch Teilrotation einzelner Kluft-

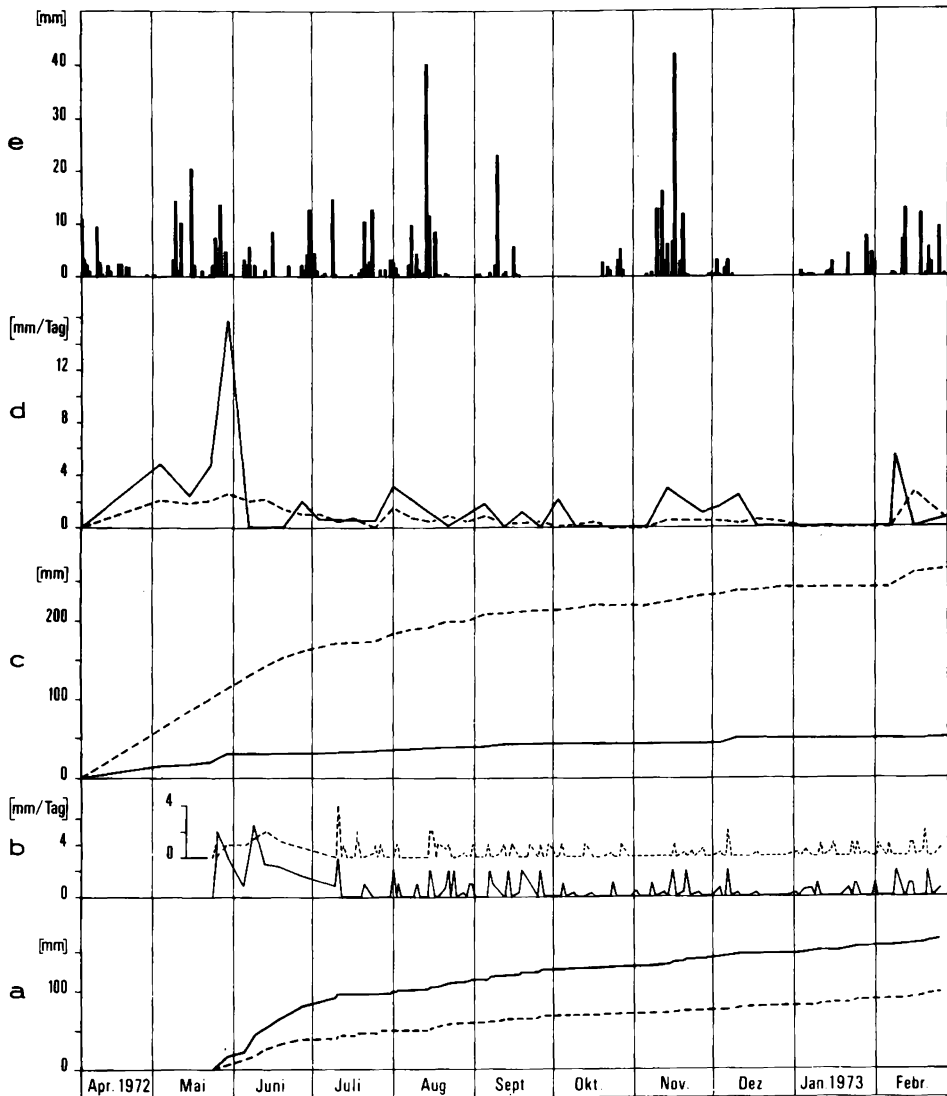


Abb. 7: Felsgleitung Ruwertalstraße. a, c Zeit-Weg-Diagramme und b, d Zeit-Geschwindigkeits-Diagramme horizontaler (durchgezogene Kurven) und vertikaler (gestrichelte Kurven) Bewegungen am Meßpunkt 6 (a und b) mit wesentlich differenzierterem Bewegungsablauf als an der Meßbrücke G (c und d); e tägliche Niederschlagsmengen (Lage des Meßpunktes und der Meßbrücke Abb. 6).

WNW

ESE

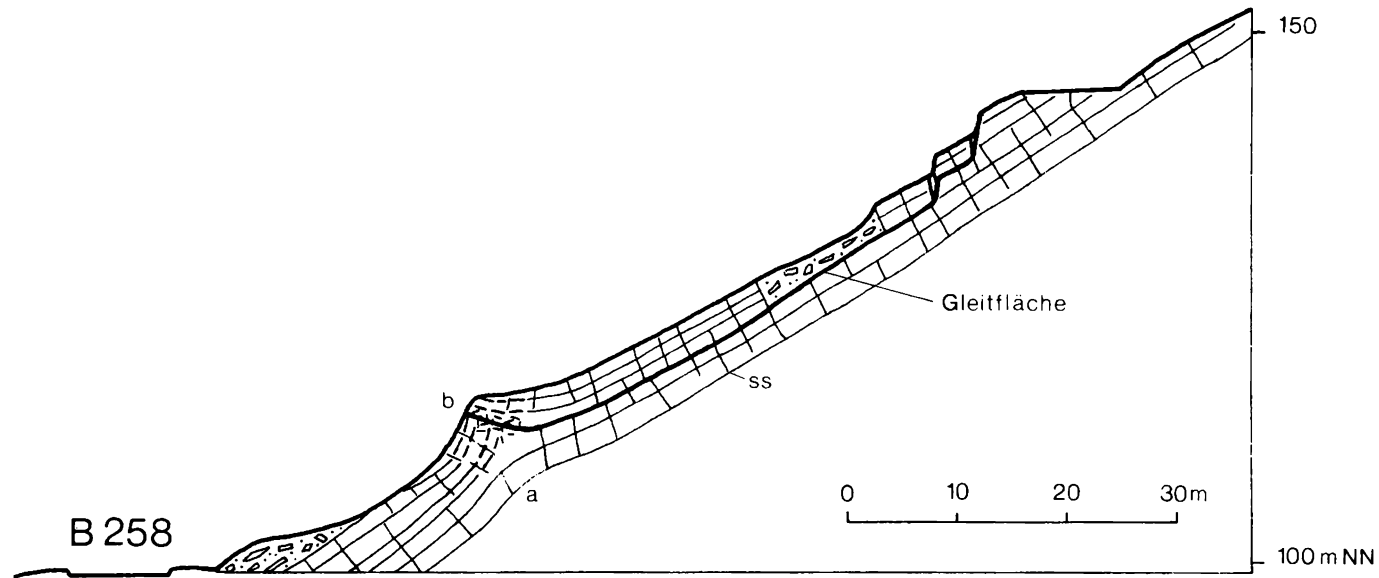


Abb. 8: Felsgleitung Müsch-Kirmutscheid.
ss Schichtung; a Aufwölbung; b Auffahrzone der Gleitscholle.

körper und schließlich zu einem Auffahren der Bergscholle über die Talscholle (Abb. 8). In der Auffahrzone wurde das Gesteinsmaterial zertrümmert.

Durch das Eigengewicht der Gebirgsscholle, die sich von dem oberhalb und seitlich liegenden Gebirge gelöst hatte – das Gebirge war durch die erste Felsrutschung im Gefüge schon aufgelockert –, kam es in dem noch stützenden Schichtpaket im unteren Hangteil zu einer Spannungskonzentration, die an der schwächsten Stelle, der Aufwölbung, dann zum Bruch führte.

Bewegungen durch Fallen

Nach NEMČOK et al. (1972) ist Fallen eine plötzliche Hangbewegung, bei der die bewegten Massen den Zusammenhalt verlieren und für kurze Zeit auch den Kontakt mit ihrer Unterlage. Steile Geländeformen sind also Voraussetzung. Das Fallen entsteht aus Kriech- bzw. Gleitbewegungen durch rasche und anhaltende Geschwindigkeitszunahme.

Der Rittersturz bei Koblenz am Rhein (Meßtischblatt 5611 Koblenz), wo es in den letzten 10 Jahren immer wieder zu Felsstürzen kam, ist eines der bekanntesten Beispiele dafür im Rheinischen Schiefergebirge (KRAUTER, 1970).

Der Rittersturz selbst ist ein nach NNE zu abfallender Bergrücken, der nach E zu, wo sich ein Steinbruch befindet, vom Rheintal und nach W von Seitentälern des Rheins begrenzt wird. Nach SE zu erfolgt eine Verbreiterung und ein langsamer Anstieg auf 382 m NN (Küh-Kopf).

Die Felsstürze treten im oberen Teil einer etwa 80 m hohen Steinbruchwand auf (Abb. 9) und gefährden trotz Sicherheitsmaßnahmen (Fangmauer, Fangzaun und Erdwälle) die am Fuß des Steinbruchgeländes vorbeiführende Bundesstraße 9 und die rheinseitig direkt daneben geführte Bundesbahnstrecke Koblenz-Mainz.

Auch das Berghotel Rittersturz, das nach dem Auflassen des Steinbruches 1928 oberhalb der zum Rhein hin abfallenden Steinbruchwand auf einer Verebnungsfläche (= Hauptterrasse des Rheins) erbaut wurde (Abbruch erfolgte im Frühjahr 1973) und damals mit seiner Rheinfront etwa 40 m von der Steinbruchwand entfernt war, war durch das allmähliche Zurückweichen der Böschungskante bedroht. Risse im hangseitigen Vorgelände des Hotels reichten örtlich bis an die Front des Gebäudes. Kleinere Absenkungen hatten bereits den Nordteil des Gebäudes erreicht und Risse im Fundament verursacht. Die Geländeabsenkungen im Vorgelände finden schon seit mehr als 20 Jahren statt.

An der Felssturzstelle stehen die Rittersturz-Schichten (Unter-Ems) an. Sie setzen sich überwiegend aus geschieferten Siltsteinen und untergeordnet aus quarzitischen Sandsteinen, Quarziten und Tonschiefern zusammen.

Die äußerst komplizierten tektonischen Verhältnisse (Abb. 9) sind im Zusammenhang mit einer über mehrere Zehnerkilometer verfolgbaren Störung, der Laubachtal-Störung, zu sehen, die etwa 200 m nordwestlich davon vorbeizieht. Die Schichten sind überkippt und gehören zu einer Großsattelzone, die in sich spezialgefaltet und verschuppt ist.

Im Bereich der Felssturzstelle lassen sich zwei Zonen unterscheiden. In der oberen Zone (II) herrschen grünlichgraue und bräunliche Gesteinsfarben, in der darunterliegenden Zone (I) dagegen blaugraue und graue, also frische Farben vor. Die Kluftkörpergröße beträgt in der Zone II etwa nur ein Drittel der der Zone I, was durch den Unterschied der Kluftabstände und des Durchtrennungsgrades bedingt ist. In der oberen Zone sind die

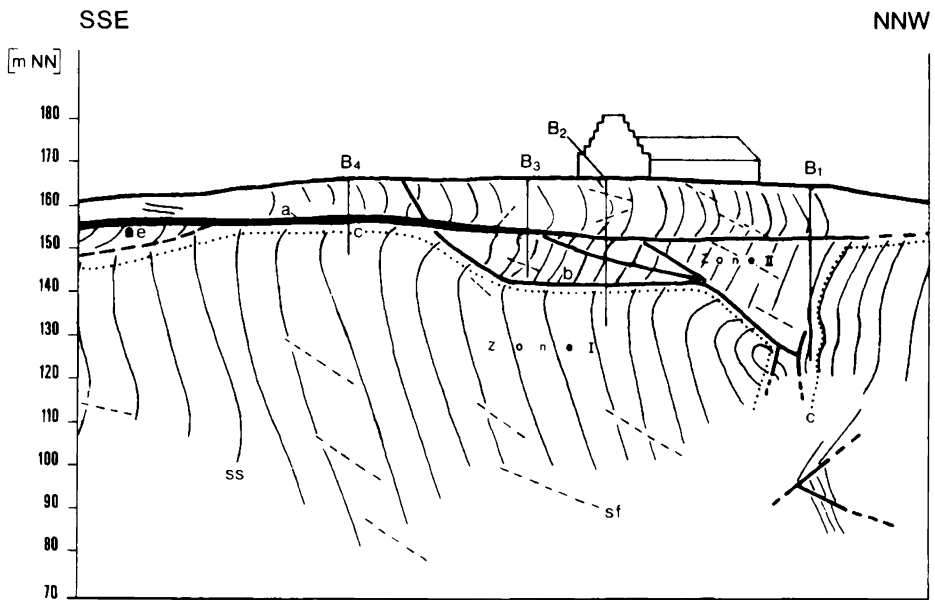
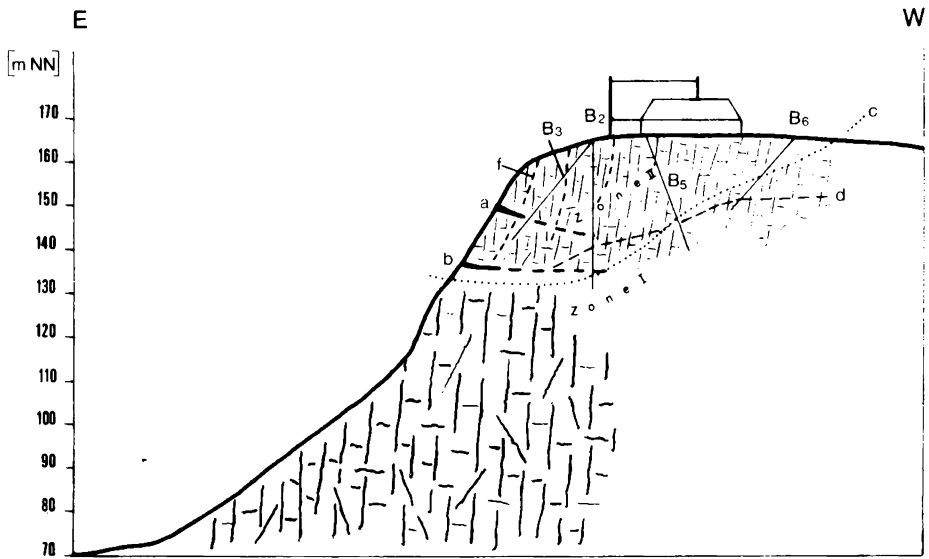


Abb. 9: Rittersturz Koblenz mit Berghotel. Profil mit Trennflächengefüge (schemat.) und Frontansicht mit tektonischen Verhältnissen.

B 1–B 6 Bohrungen zur Erkundung des Gebirges und zum Einbau von Meßgeräten; a und b Hauptstörungen; c ungefähre Grenze Zone I/Zone II; d Kluftwasserspiegel; e alter Erzstollen; f wandparallele Spalten; ss Schichtung; sf Schieferung.

Trennflächen meist mit Kluftletten oder Gesteinszerreibsel belegt. Die Teilbeweglichkeit der Zone II ist somit größer und die Gebirgsfestigkeit dadurch geringer. In dieser Zone finden auch die Felsbewegungen statt.

Das Haupttrennflächengefüge wird – wie im gesamten Rheinischen Schiefergebirge – von den Schichtflächen (Durchtrennungsgrad $\kappa = 1$), Schieferungsflächen (Durchtrennungsgrad $\kappa = 0,5-1$) und den Quer- und Längsklüften (Durchtrennungsgrad $\kappa = 0,4-0,6$) gebildet. Die Störung a (Abb. 9) ist das wichtigste tektonische Element im Felssturz-bereich. Sie ist maximal 3 m mächtig und fällt im Felssturzgebiet $5-10^\circ$ und weiter nach S zu mit $40-50^\circ$ bergwärts ein.

Im Vorgelände des Hotels fand man hangparallele Spalten, die mehrere Dezimeter breit sind, bis zu 30 m tief reichen und durch Bergzerreißungsvorgänge (Felskriechen) an vorgegebenen Trennflächen entstanden sind.

Nach den seit etwa zwanzig Jahren durchgeführten geodätischen Messungen kündigt sich das Fallen der Felsmassen durch Geschwindigkeitszunahme der Bewegungen an. Die kritische Bewegungsintensität, von der ab mit Felsstürzen, Reißbildungen oder Geländeeinbrüchen zu rechnen ist, beträgt, bei einer Entfernung des Meßpunktes bis zu 15 m, für:

Vertikalbewegungen $c = 0,4$ [cm/Monat]

Horizontalbewegungen $c = 0,5$ [cm/Monat];

bei Felsabbrüchen über 100 m^3 für:

Vertikalbewegungen $c = 0,7$ [cm/Monat]

Horizontalbewegungen $c = 1,0$ [cm/Monat].

Verfolgt man den Bewegungsablauf (Abb. 10), so besteht generell eine Absenkungstendenz, wobei die Geschwindigkeit der Bewegungen zu- oder abnimmt. Die Horizontalbewegungen sind in ihrer Geschwindigkeit stärkeren Schwankungen unterworfen als die Vertikalbewegungen.

Die im oberen Teil der Felswand durch die vorderen Felspartien bewirkten Zugspannungen infolge der Schwerkraft reichen mindestens 80 m ins dahinterliegende Gebirge und seitwärts mindestens 20 m weit. Zwischen den einzelnen Kluftkörpern sind demnach noch Restfestigkeiten durch Materialbrücken und Verbandsfestigkeiten durch Reibung und Kohäsion vorhanden, die die Kräfte übertragen. Die durch die Schwerkraft hervorgerufenen Spannungen werden aber mit der Zeit derart groß, daß sie diese Festigkeiten des Gebirges überschreiten und eine Abtrennung vom rückwärtig gelegenen Gebirge erfolgt (progressiver Bruch), das danach wieder Hebungstendenzen aufweist, während die abgetrennte vordere Scholle längere Zeit verstärkt Horizontal- und Vertikal-Bewegungen zeigt, die dann zu Felsabbrüchen überleiten. Nach Felsstürzen weist das Restgebirge konvergierende Bewegungen auf, während die Senkungstendenz erhalten bleibt (Abb. 10).

Nach ergiebigen Niederschlägen, die das Mittel der letzten zwanzig Jahre erheblich überschreiten, nehmen die Senkungs- und Divergenzbewegungen zu. Reißbildungen, Geländeeinbrüche und Felsabbrüche hängen ebenfalls deutlich mit den Niederschlägen zusammen (Abb. 10), die vor allem durch das Ansteigen des Kluftwasserspiegels wirksam werden. Temperaturbedingte Spannungumlagerungen konnten bis in ca. 19 m Tiefe

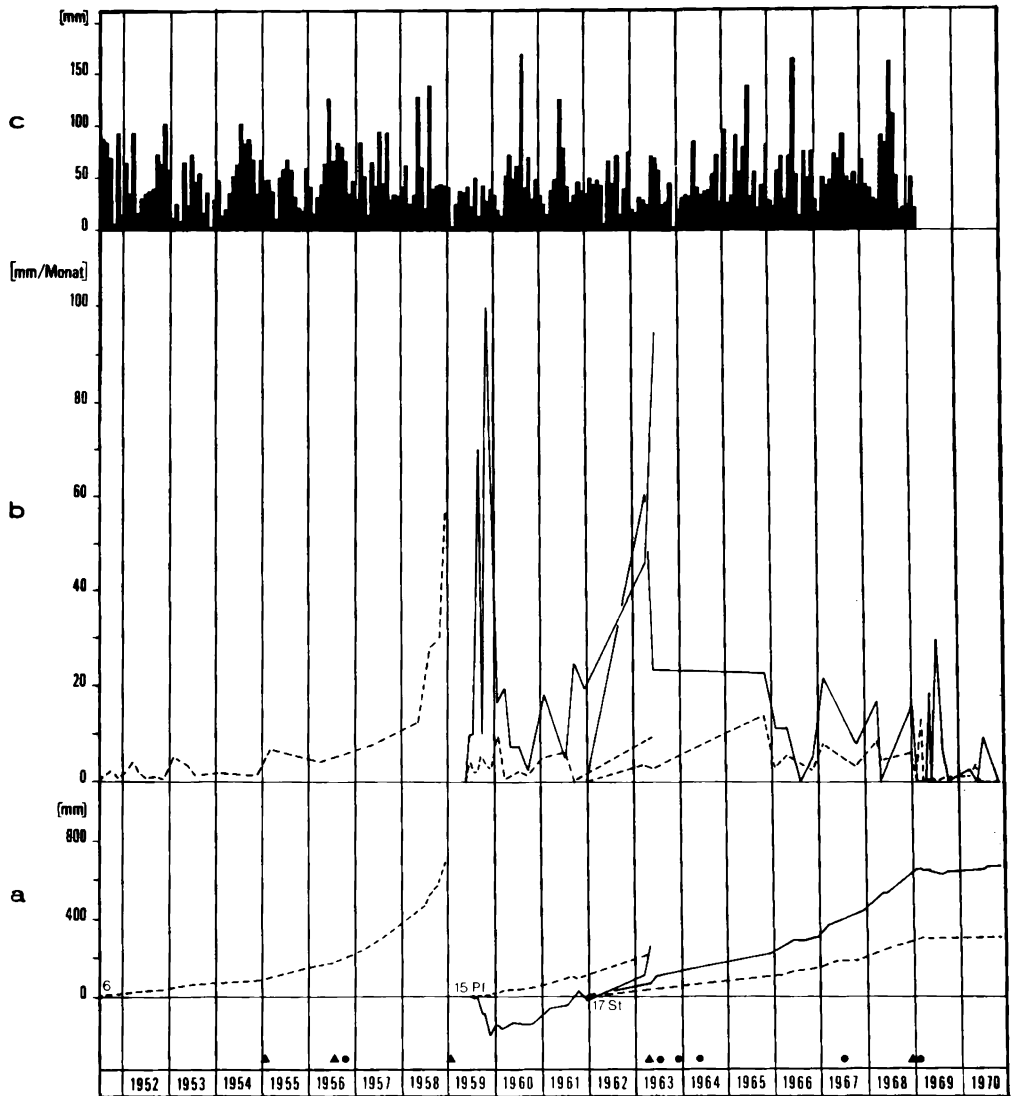


Abb. 10: Rittersturz Koblenz. a Zeit-Weg-Diagramme der Meßpunkte 6, 15 Pf, 17 St; b Zeit-Geschwindigkeits-Kurven; ausgezogene Linien: horizontale Bewegungen; gestrichelte Linien: vertikale Bewegungen. Die Abhängigkeit der Beschleunigung von den Niederschlägen (c) ist deutlich erkennbar. ● Erdbeben; ▲ Felsstürze.

unter Gelände nachgewiesen werden. Erdbeben, die sich zwischen 1950 und 1959 im Raum Koblenz auswirkten, haben, bei einer Intensität von < 3 bis 5 nach der Mercalli-Sieberg-Skala, die Felsbewegungen nicht beeinflußt.

Die Geschwindigkeits-Unterschiede der Felsbewegungen sind hoch (Abb. 10), was sich am besten durch einen Vergleich mit dem Geschwindigkeitsdiagramm vom Steinbruch Müden (Abb. 11) an der Mosel (Meßtischblatt 5809 Treis) verdeutlichen läßt. Auch das Bewegungsausmaß ist hier geringer als beim Rittersturz, wo nacheinander Kriech-, Gleit- und Fallbewegungen auftreten, während sich die Bewegungen im Steinbruch Müden erst im Kriech-Stadium befinden. Die Messungen im Steinbruch Müden, in dem früher Sandsteine und Quarzite des Unterdevons abgebaut wurden, erfolgen zur Sicherung der am Fuß des Steinbruchs vorbeiführenden Bundesstraße 49.

Kriech-, Gleit- und Fallbewegungen – Zusammenhänge, Gemeinsamkeiten und Unterschiede

Sowohl beim Kriechen und Gleiten als auch beim Fallen von Felsmassen ist die Schwerkraft der Antrieb und damit die Hauptursache. Ein Einfluß tektonischer Bewegungen oder deren Restspannungen auf die Felsbewegungen läßt sich in keinem der untersuchten Fälle nachweisen. Allerdings besteht ein indirekter Zusammenhang: Durch die, in geologischen Zeiträumen gesehen, rasche Heraushebung des Gebirges, haben sich im Bereich der Hauptvorfluter, den Gebirgsverhältnissen nach, übersteile Talflanken gebildet, deren Massenausgleich durch Kriechen noch im Gange ist, wie die Schäden an Straßen und Gebäuden beweisen.

Bei den Kriechbewegungen ist zu unterscheiden zwischen dem Hakenschlagen und dem ebenfalls durch Schwerkraft verursachten Driften von Felskörpern hangauswärts ohne wesentliche Rotation, das zum Öffnen hangparalleler, steil einfallender Klüfte führt. So findet man bei etwa zum Hang senkrecht streichenden oder bei mehr oder weniger horizontal lagernden Schichten, sofern eine Hauptklufschar \pm hangparallel mit steilem Einfallen vorhanden ist, parallel zu ihr verlaufende Spalten. Die Tiefe der Spalten reicht oft bis ins untere Wanddrittel. Der Unterschied zwischen den beiden Bewegungsbildern ist weniger materialbedingt, als von der Raumstellung des Trennflächengefüges zur Hanglage abhängig.

Weder beim Kriechen noch beim Gleiten besteht eine lineare Geschwindigkeitsverteilung, sondern es finden diskontinuierliche Bewegungen statt, die von den jeweiligen Spannungen und Festigkeiten des Gebirges in Abhängigkeit von äußeren Einflüssen bestimmt werden. Die Kriechbewegungen gehen den Gleit- und Fallbewegungen voraus, müssen jedoch nicht unbedingt in diese übergehen. Ein wesentlicher Unterschied zwischen Kriechen und Gleiten ist der, daß beim Kriechen keine Scherfläche im Sinne einer Gleitbahn entsteht.

Eine Unterscheidung zwischen Kriechen und Gleiten auf Grund der Geschwindigkeit allein ist praktisch nicht möglich, da die Übergänge fließend sind. Die Geschwindigkeit der Kriechbewegungen liegt größenordnungsmäßig im hundertstel Millimeter bis Zentimeter/Jahr-Bereich, während die Gleitbewegungen eine Geschwindigkeitsspanne von Millimeter bis Meter pro Monat haben. Deutlich ist dagegen von der Geschwindigkeit her das Fallen abzugrenzen, das im Meter pro Sekunde-Bereich liegt.

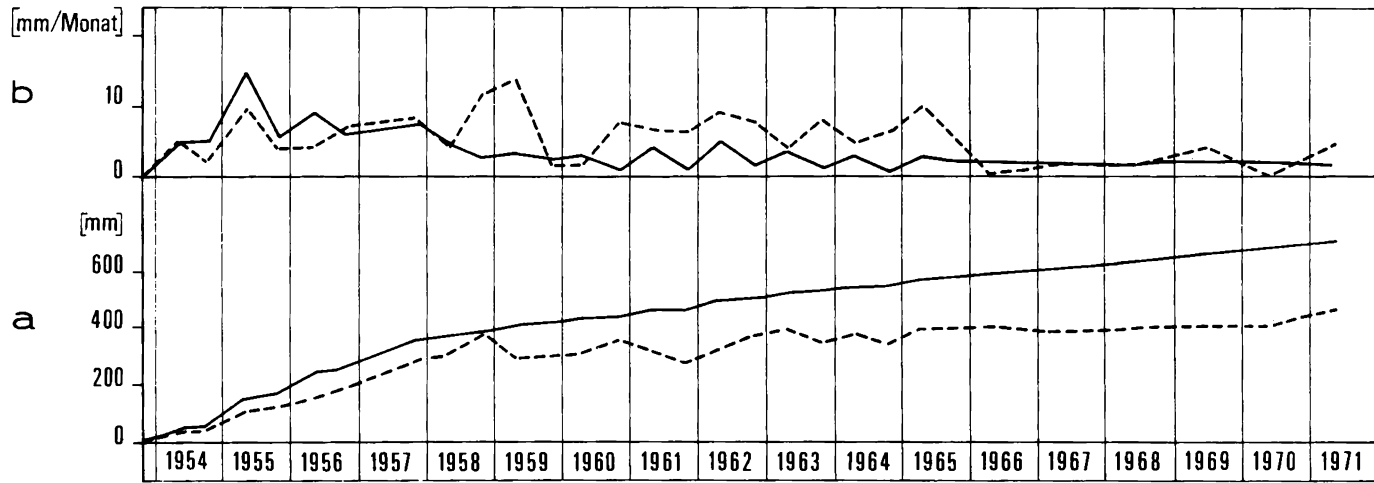


Abb. 11: Steinbruch Müden. a Zeit-Weg-Diagramme und b Zeit-Geschwindigkeits-Diagramme horizontaler (ausgezogen) und vertikaler (gestrichelt) Bewegungen der Meßstrecke 13–15 im Vergleich zum Rittersturz (Abb. 10).

Eine allgemeine Geschwindigkeitsangabe, wann das Gleiten ins Fallen übergeht, läßt sich nicht angeben. Die Erfahrung hat allerdings gezeigt, daß sich Felsstürze Wochen bis Monate durch eine anhaltende Geschwindigkeitszunahme der Felsbewegungen ankündigen, was bei der Beurteilung von Felssturzgefahren von Bedeutung ist.

Begünstigende Faktoren für die Bewegungen sind klimatische Einflüsse, wie ergiebige Niederschläge, die durch Auftrieb und Schmierung nicht nur die Scherfestigkeit herabsetzen, sondern auch die Spannungen durch Kluftwasser- und Strömungsdruck erhöhen. Die jahreszeitlichen Temperaturänderungen, aber auch die Temperaturunterschiede zwischen Tag und Nacht, besonders bei starker Sonneneinstrahlung, führen durch die damit verursachten Konvergenz- und Divergenzbewegungen zur Auflockerung des oberflächennahen Gebirges und zu einer geringeren Stabilität der Hänge.

Bei den beschriebenen Bewegungsformen handelt es sich weniger um eine Material-, als vielmehr um eine Gefügedeformation. Die Deformationen sind im allgemeinen irreversibel, können jedoch auch teilreversibel sein, wie das Beispiel Rittersturz zeigt.

Vergleicht man die Modellversuche zur Hangtektonik von HOFFMANN (1973) mit den natürlichen Verhältnissen bzw. mit den erhaltenen Meßergebnissen, ergibt sich – speziell beim Hakenschlagen – eine gute Übereinstimmung mit einzelnen Stadien der Hangdeformationen.

Auch die aus den Alpen beschriebenen Sackungen (ZISCHINSKY, 1969) lassen sich grundsätzlich von den Ursachen und vom mechanischen Ablauf her mit den Hangdeformationen im Rheinischen Schiefergebirge vergleichen. In den Alpen und im Rheinischen Schiefergebirge, hier mehr bei den Gleit- und Fallbewegungen, setzen die Bewegungen nach einer Verringerung des „Widerlagers“ ein: in den Alpen mit dem Rückgang des Eises in den Tälern und im Rheinischen Schiefergebirge nach Hangan- und -einschnitten.

Schriften

- ENGELS, B. (1953): Zur Tektonik des Dachschiefers von Kaub (Rheinisches Schiefergebirge). – Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch., 81, S. 243–254, 6 Abb., 2 Taf., Wiesbaden.
- HOFMANN, H. (1973): Modellversuche zur Hangtektonik. – Geol. Rdsch., 62, 1, S. 16–29, 4 Abb., Stuttgart (Enke).
- HUF, W. & KRAUTER, E. (1972): Gutachten über die geologischen Verhältnisse im Bereich des Hangrutsches an der Ruwertalstraße (K 57) bei Waldrach und Vorschläge zur Sanierung. (Unveröff., Archiv 322/502, Geol. Landesamt Rheinland-Pfalz, Mainz).
- KNOBLICH, K. (1971): Massenbewegungen. – Jbl. Geol. Paläont. Teil 1, 7/8, S. 195–217, 5 Abb., Stuttgart (Schweizerbart).
- KRAUTER, E. (1970): Gutachten über die geologischen Verhältnisse am Rittersturz in Koblenz, die Ursachen der Felsstürze und Maßnahmen zur Beseitigung der Felsabbruchgefahr. (Unveröff., Archiv 32/4, Geol. Landesamt Rheinland-Pfalz, Mainz).
- NEMČOK, A., PAŠEK, J. & RYBÁŘ, J. (1972): Classification of Landslides and Other Mass Movements. – Rock Mechanics, 4, S. 71–78, 4 Abb., Wien – New York (Springer).
- ZISCHINSKY, U. (1969): Über Sackungen. – Rock Mechanics, 1, S. 30–52, 8 Abb., Wien – New York (Springer).