

Zeitschrift: Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft von Bern
Herausgeber: Geographische Gesellschaft Bern
Band: 44 (1957)

Artikel: Bergstürze und Rutschungen in den Lütschinentalern
Autor: Altmann, Hans
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-323864>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 22.02.2026

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

551.311 235.3 S / Lütschinentäler

ABHANDLUNGEN

HANS ALTMANN

BERGSTÜRZE UND RUTSCHUNGEN IN DEN LÜTSCHINENTÄLERN

VORWORT

Die vorliegende Dissertation entstand in den Jahren 1952 bis 1958. Wenn auch ein großer Teil der Arbeit in der Stube geleistet werden mußte, so betrachte ich doch die Feldarbeiten als größten persönlichen Gewinn. Ohne sie hätte ich die prächtigen Lütschinentäler nie so intensiv erwandert und erlebt.

In erster Linie habe ich meinem Lehrer, Herrn Prof. Dr. F. Gygax, zu danken für sein Interesse und seine Hilfe, seine Begleitung auf Exkursionen und das Verständnis für die Art nebenberuflicher Arbeit, aber auch für die gewährte Freiheit in der Gestaltung des Themas.

Weiter möchte ich zweier verstorbener Geologen gedenken: Herr Prof. Dr. H. Günzler-Seiffert nahm regen Anteil an meinen Bemühungen, unterstützte und beriet mich nach Kräften bis kurz vor seinem Tod. Herrn Dr. P. Beck, meinem Vorgänger in der Schule, verdanke ich neben anderem die Idee zur Arbeit.

Speziellen Dank verdient mein Kollege und Studienkamerad Georg Zeller, der sich mit ähnlichen Problemen befaßt; gemeinsame Gänge und zahllose Diskussionen waren mir nicht nur sachliche, sondern auch moralische Hilfe.

Schließlich gewährte mir die Direktion der Bergbahn Grindelwald–First AG in Bern materielle Unterstützung, wofür ich ihr sehr zu Dank verpflichtet bin, ebenso wie der Geographischen Gesellschaft Bern, die die Arbeit in ihren Jahresbericht aufgenommen hat.

INHALTSVERZEICHNIS

<i>A. Einleitung</i>	5
<i>B. Die geologischen und morphologischen Verhältnisse der Lütschinentäler</i>	7
<i>C. Die einzelnen Bergstürze und Rutschungen</i>	10
I. Ghudelhorn–Busentäler–Busenalp	11
II. Birg–Mürrenberg	16
III. Das Gebiet von Mürren	20
IV. Bietenhorn–Winteregg–Pletschenalp	21
V. Marchegg–Lauterbrunnen–Sandweidli	24
VI. Das Gebiet von Wengen	26
VII. Guferwald S Isenfluh	35
VIII. Stöpfihubel–Bort–Grindelwald	38
IX. Rötihorn–Spitzen–Schwendi	42
X. Fallboden–Lauberhorn–Tschuggen–Itramen	46
XI. Birre–Burg–Burglauenen	52
XII. Tschingelberg–Burglauenen	55
XIII. Schynige Platte–Gündlischwand	57
XIV. W Schynige Platte–Rufigraben (SE Gsteigwiler)	59
<i>D. Vergleichende und zusammenfassende Betrachtungen</i>	63
I. Die schnellen Massenbewegungen	63
1. Steinschlag	64
2. Fels- und Bergstürze	65
II. Die langsamen Massenbewegungen	70
1. Geschwindigkeit	71
2. Bewegtes Material	72
3. Art der Bewegung	73
4. Tiefe der bewegten Massen	73
5. Einzelne Typen	74
III. Voraussetzungen zur Entstehung von Massenbewegungen	76
1. Über Böschungen	76
2. Gesteinsverhältnisse	77
3. Auflockerung	79
4. Klimatische Einflüsse	80
<i>E. Schlusswort</i>	81
Literaturverzeichnis	83
Lebenslauf	85

A. EINLEITUNG

Das Gebiet der Lütschinentäler bedarf wohl kaum einer näheren topographischen Beschreibung, ist es doch das bekannteste und größte Fremdenzentrum des Berner Oberlandes: Grindelwald liegt im Tal der Schwarzen Lütschine, Mürren und Wengen auf den Terrassen SW und E Lauterbrunnen. Die Aufschüttungsebene des Bödeli vor dem Talausgang trägt neben Interlaken eine Reihe weiterer Orte von Bedeutung. Ich möchte jedoch nicht verfehlten, außer den weltbekannten Hotel-dörfern auch das abgelegene Isenfluh zu erwähnen, das trotz seiner wunderbaren Lage mit Existenzsorgen zu kämpfen hat. Die Häufung großer Kurorte mag vorwiegend in der unmittelbaren Nähe großartigster Hochgebirgslandschaften begründet liegen: Breithorn, Jungfrau, Mönch, Eiger und Wetterhorn schließen die Täler so wuchtig ab, daß die Szenerie auch einen fleißigen Besucher immer wieder beeindruckt. Das Gebiet hat denn auch zahlreiche geographische und literarische Bearbeiter gefunden. Vor allem verdienen die großen Heimatbücher von Friedli, Grindelwald [14], und Michel, Lauterbrunnen [38], genannt zu werden.

In dieser prächtigen Gegend war mir die Aufgabe gestellt, Bergstürze und Rutschungen zu untersuchen. Es zeigte sich bald, daß sie zahlreich und oft komplex sind; deshalb mußte ich mich zur Beschränkung entschließen. Die vorliegende Arbeit stellt denn auch mehr eine Übersicht dar, der notgedrungen die Beantwortung letzter Fragen fehlt. Nach der viel Zeit beanspruchenden Untersuchung der Einzelfälle ergab sich von selbst der Wunsch, vergleichende Betrachtungen anzustellen, an denen es in der Literatur mangelt. Zieht man die große praktische Bedeutung derartiger Probleme in Betracht, so ist dies eigentlich erstaunlich. Baltzer schrieb 1875 über Bergstürze [5], Heim 1932 zum zweitenmal [27]; Jäcklis weiter gespannte Arbeit von 1957 [32] darf teilweise auch hierher gerechnet werden.

Geologisch wurde das Gebiet wiederholt bearbeitet, wie dem Literaturverzeichnis entnommen werden kann; doch sind die hier interessierenden Massenbewegungen immer nur nebenbei erwähnt. Neuere Karten und Kommentare über die Blümlisalpgruppe [33] stammen von Krebs und zwei Atlasblätter, Lauterbrunnen und Grindelwald, von Günzler-Seiffert [21, 22]. Sie haben mir hervorragende Dienste geleistet.

An topographischen Karten verwendete ich die Blätter Interlaken und Jungfrau der Landeskarte 1 : 50 000 und Vergrößerungen 1 : 25 000. Alle Orts- und Höhenbezeichnungen sind ihnen entnommen, soweit sie überhaupt eingetragen sind. Die noch zu erwartende Karte 1 : 25 000 wird für derartige Arbeiten eine große Hilfe darstellen. Sämtliche Strecken und Flächen sind horizontal, Tiefen vertikal gemessen.

Als sehr wertvolle Hilfsmittel erwiesen sich ferner Luftaufnahmen der Eidgenössischen Landestopographie; leider sind nicht alle Punkte in größeren Maßstä-

ben aufgenommen. Die der Arbeit beigegebenen Photographien stammen vom Verfasser, sofern nicht anders vermerkt.

Auf die Erstellung einer umfassenden morphologischen Karte wurde verzichtet, da einerseits die geologischen Blätter Auskunft geben und anderseits eine gesamte morphogenetische Untersuchung zu weit geführt hätte. Die beiliegende, auf der Grundlage der Landeskarte 1 : 50000 gezeichnete Skizze zeigt deshalb nur die größeren Massenbewegungen, deren Grenzen außerdem ohne besondere Hilfsmittel teilweise nicht genau erfaßt werden konnten. Sie macht nicht Anspruch auf absolute Gültigkeit. Die oft dichte Vegetation in tieferen Lagen, der weitverbreitete Schuttmantel verhindern vielerorts Einblicke und stellten für mich die größten Hindernisse dar, wenn man von der allgemein schwer zu erkennenden Tiefe der Bewegungen absieht.

B. DIE GEOLOGISCHEN UND MORPHOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE DER LÜTSCHINENTÄLER

Die beiden Täler liegen zum überwiegenden Teil in den *nördlichen Kalkalpen* und reichen im S knapp in das *Aarmassiv* hinein, dessen Kristallin und autochthoner Sedimentmantel die imposanten Abschlußwände bilden: Breithorn, Mittaghorn, Jungfrau, Mönch, Eiger, Schreckhorn–Mettenberg und Wetterhorn. Einzig im Tal der Weißen Lütschine bleibt das Autochthon weiter nach N aufgeschlossen; die wuchtigen Wände von Lauterbrunnen bis Stechelberg bestehen aus Malm- und Öhrlikalken der untersten Kreide. Bemerkenswert für diese Arbeit ist, daß die oft sehr steilen Wände, über 60° im Durchschnitt für die Eigernordwand, 70° für die Talwände S Lauterbrunnen, postglazial keinen bedeutenden Bergsturz geliefert haben und auch die Steinschlaghalden nicht besonders groß sind.

Im SW des Gebietes hat die gegen NW eintauchende *Diableretsdecke* Anteil am Gebirgsbau. Hauptsächlich Malm- und Kreidekalke bilden, dem Autochthon aufliegend, in großer Mächtigkeit die Kette Gspaltenhorn–Tschingelgrat und tauchen N des Sefinentales unter die Doggermassen des Schilthorns ein. Zwischen diesem Tal und dem Grat Gspaltenhorn–Spitzhorn haben sich bedeutende Massenbewegungen der erwähnten Gesteine ereignet.

Dominierende Einheit der Lütschinentäler ist die *Wildhorndecke*. Ihre Streichrichtung ist allgemein NE, so daß sich durch die mehr oder weniger quer dazu laufenden Täler gute Einblicke in die Tektonik ergeben, vor allem zwischen Wilderswil und Grindelwald, aber auch E ob Lauterbrunnen und Wengen. N der Schwarzen Lütschine steigt eine ganze Reihe von Falten gegen NW auf, deren Antiklinale meist deutlich ausgebildet und leicht erkennbar sind. Die E der Winteregg sichtbaren Elemente wiederholen sich in weniger differenzierter Form in den liegenden Falten der Männlichengruppe, der in Tschuggen und Lauberhorn eine Doggerschuppe aufgesetzt ist. Im Gebiet der Schwarzen Lütschine sind fast ausschließlich die Doggermassen der Kernregionen am Aufbau der Berge beteiligt, das Aalénien in Form von Tonschiefern und Eisensandstein, das Bajocien hauptsächlich als Sandkalk und Echinodermenbreccie. Erst nördlich der Linie Männlichen–Winteregg–Faulhorn, Richtung Brienzsee, gelangen das Argovien und jüngere Gesteine zu Bedeutung. Am Südrand der Wildhornregion, an den beiden Scheideggen, stehen Aalénienschiefer an, die als ultrahelvetisch bezeichnet werden. W des Lauterbrunnentales nimmt die Breite der Wildhorndecke ab; die oben erwähnten Doggermassen verlieren an Bedeutung und tauchen unter jüngere Bildungen ein. Nur die Kette Marchegg–Bietenhorn–Schilthorn besteht noch vorwiegend aus Dogger, während NW davon, gegen die Deckenstirn zu, Malm- und untere Kreidekalke dominieren. Die tektonischen Verhältnisse sind, bedingt durch eine Scherzone, eher unübersichtlicher als weiter im E.

Die *Anlage der Täler* scheint mindestens teilweise durch die geologischen Verhältnisse gegeben, liegt doch das Gebiet, grob ausgedrückt, in einer axialen Depression. Im Bereich des klusartigen Durchbruchstales zwischen Zweilütschinen und Wilderswil, das ziemlich genau quer zum Streichen liegt, lässt sich sogar ein axialer Knick nachweisen (Günzler in [49]). Lithologisch bedingt ist die große Breite des Talkessels von Grindelwald mit verhältnismäßig flachen Hängen gegen die Scheideggen zu, handelt es sich doch um weiche und leicht zerfallende Gesteine. In außerordentlichem Gegensatz dazu steht die unterste, sehr steile Stufe des ausgesprochen parallelwandigen Lauterbrunnentales. Auffallend ist ferner der einzigartige NW-Absturz der autochthonen Hochalpen mit teilweisen Höhendifferenzen von 3000 m und die geringe Höhe des davorliegenden Gebietes zwischen den beiden Lütschinen, verglichen mit der wesentlich höheren Gipfelflur W und E davon. Ob sich hinter all diesen nicht zu übersehenden Tatsachen ein noch ungelöstes tektonisches Problem verbirgt, wage ich nicht zu entscheiden.

Wichtige Formen *alpiner Morphologie*, wie Reste alter Talböden, Trog schlüsse und Kare, finden sich auch in den Lütschinentälern, vorwiegend im Flußgebiet der Weißen Lütschine. Sie im einzelnen zu untersuchen, liegt aber nicht in der Zielsetzung dieser Arbeit. Es sei nur angedeutet, daß die Vertretung fester Lehrmeinungen schwieriger fallen dürfte als in vielen andern Gebieten der Alpen.

Das die *Landschaftsoberfläche bildende Material* entspricht qualitativ dem üblichen alpinen Bild.

Böschungen wesentlich über 40° bestehen aus nacktem Fels, wobei genauere Untersuchung erweist, daß nach Art, Zustand und Lage der verschiedenen Gesteine große Differenzen in der Steilheit auftreten, was im einzelnen später noch zu zeigen sein wird.

Firn- und Gletscherbedeckung sind dort verbreitet, wo Höhe, Exposition und Böschung es erlauben. Diese Voraussetzungen sind im wesentlichen nur im Aarmassiv erfüllt; das überall unter 3000 m liegende Gebiet der Wildhorndecke ist in den Lütschinentälern gletscherfrei.

Die eiszeitlichen Moränen sind zum größeren Teil zerstört. Nennenswerte Flächen haben sich an folgenden Orten erhalten: auf der linkss seitigen Terrasse des Lauterbrunnentales zwischen Gimmelwald und der Grütschalp, bei und oberhalb Isenfluh, auf der rechten Talseite NW des Dorfes Wengen, an der weiten Männlichenflanke SW Grindelwald, wobei allerdings die geologische Karte zu großzügig ist, speziell im Itramenwald. Auch um das Dorf Grindelwald existiert die Moränendecke noch, wenn auch nur teilweise zusammenhängend. Zu erwähnen ist ferner das Gelände N Gsteigwiler, wo der einzige deutliche Hauptgletscherwall zu finden ist.

Alte Lokalmoränen treten an verschiedenen Stellen auf. Sie sind meist durch das Fehlen kristalliner Komponenten leicht von den Hauptgletschermoränen zu trennen. Gut erkennbare Wälle gibt es z.B. S Schwarzhorn, bei Station Bort der First-

bahn, zwischen Faulhorn und Burg, bei Hintisberg-Sengg, S Laucherhorn und schließlich SW Mürren.

Außergewöhnlich groß scheint mir die Ausdehnung der Blockschuttmassen verschiedener Entstehung. Sie haben fast ausnahmslos die Moränen ihres Raumes zerstört oder überdeckt, sind also postglazialen Alters. Ihnen gilt in erster Linie meine Aufmerksamkeit.

Die Bachschuttkegel scheinen mit wenigen Ausnahmen nirgends überdimensioniert, wogegen einige flache Alluvialböden auffallen müssen, so zwischen Lauterbrunnen und Stechelberg, von Burglauen bis Grindelwald-Grund, E und W Zweilütschinen. N des Talausgangs bei Wilderswil liegt schließlich als Erosionsbasis der Lütschine die Bödeli-Ebene von Interlaken. Ihre Ausdehnung deutet auf intensiven Materialtransport durch den Fluß. Das Bödeli ausgenommen, sind die Verflachungen im wesentlichen durch Bergstürze und Rutschungen von den Seitenwänden bedingt, die zu Stauungen führten.

Die hydrographischen Eigenheiten der Lütschinentaler sollen, soweit erforderlich, im Zusammenhang mit den einzelnen Massenbewegungen besprochen werden. Sie weichen übrigens kaum stark vom üblichen Bild in den nördlichen Kalkalpen ab.

C. DIE EINZELNEN BERGSTÜRZE UND RUTSCHUNGEN

In der Absicht, der späteren Typisierung nicht vorzugreifen, sollen die einzelnen Massenbewegungen vorerst nicht nach ihrer Wesensart, dem einzig richtigen Ordnungsprinzip, sondern rein topographisch zusammengestellt werden. Ins folgende Verzeichnis sind nur Gebiete aufgenommen, die größere vollzogene oder aktive Bewegungen aufweisen.

Tal der Weißen Lütschine:

- I. *Ghudelhorn–Busentäler–Busenalp*, zwischen Ellstabhorn–Spitzhorn und Sefinaltal.
- II. *Birg–Mürrenberg*, W oberhalb Mürren.
- III. Gebiet SW bis NW Mürren.
- IV. *Bietenhorn–Winteregg–Pletschenalp*, W oberhalb der Bahnlinie Grütschalp–Mürren.
- V. *Marchegg–Lauterbrunnen–Sandweidli*, an der westlichen Talseite.
- VI. *Männlichen–Tschuggen–Wengen–Lauterbrunnen*, an der östlichen Talseite.
- VII. *Guferwald*, S Isenfluh, zwischen Pt. 2005,9 und Sandweidli.

Tal der Schwarzen Lütschine:

- VIII. *Stöpfihubel–Bort–Grindelwald*, NE des Dorfes.
- IX. *Rötihorn–Spitzen–Schwendi*, NW bis W Grindelwald.
- X. *Fallboden–Lauberhorn–Tschuggen–Itramen*, SW Grindelwald.
- XI. *Birre–Burg–Burglauenen*, nördliche Talseite.
- XII. *Tschingelberg–Burglauenen*, südliche Talseite.
- XIII. *Schynige Platte–Gündlischwand*, nördliche Talseite.

Tal der vereinigten Lütschine:

- XIV. *W Schynige Platte–Rufgraben*, SE Gsteigwiler.

Die zum überwiegenden Teil durch Stein- und Blockfall sowie Gehängeverwitterung zustande gekommenen Trümmermassen sind in Verzeichnis und Karten-skizze (siehe Falttafel am Schluß der Abhandlung) nicht aufgenommen. Ebenso wurden die sehr zahlreichen kleineren Bewegungen in der Übersicht nicht berücksichtigt, da sie keine bemerkenswerten eigenen Formen bilden; die bedeutenderen sollen bei Gelegenheit eingefügt werden.

Die nachfolgenden Einzelbetrachtungen werden, soweit möglich, nach einheitlichen Gesichtspunkten durchgeführt. Ausgangspunkt ist immer der gegenwärtige Stand der bewegten oder sich bewegenden Masse. Sie möglichst genau zu erkennen, ist von entscheidender Bedeutung für jeden Rekonstruktionsversuch. Leider ist dies, wie sich zeigt, nicht überall mit wünschenswerter Klarheit möglich.

I. DAS GEBIET GHUDELHORN-BUSENTÄLER-BUSENALP

Die beste Übersicht ergibt sich von Norden her, vom Grat Brünli-Wasenegg auf ca. 2100 m.

Dem Betrachter gegenüber liegt der mächtige Nordabfall des Grates, der sich vom Gspaltenhorn über Tschingelgrat und Ellstabhorn zum Spitzhorn nach ENE hinunterzieht. Er zeichnet sich durch sehr steile Nordwände aus, deren Basis ungefähr auf 2000 m liegt. Sie werden durch Schichtköpfe der mit 20–25° nach N einfallenden Diableretsdecke gebildet; Absätze in den Wänden sind meist Schichtflächen. 2 km N des Grates liegt, diesem parallel, das Sefinaltal, von 1500 m auf 1150 m ebenfalls nach ENE absinkend. Es ist, gegenüber andern Quertälern des Lauterbrunnentales, stark übertieft, was einerseits wohl durch das größere Einzugsgebiet erklärt werden kann, anderseits aber möglicherweise tektonische Ursachen hat. Die tieferen Teile des Tales liegen im autochthonen Sedimentmantel, hauptsächlich in Malm- und Unterkreidekalken, die höheren in den entsprechenden Bildungen der Diableretsdecke.

Zwischen Tal und Grat liegt ein morphologisch eigenartiges Gebiet, im E durch den sich vom Spitzhorn nordwärts ziehenden Grat begrenzt, im W durch das hintere Busental. Ausgedehnte Blockschuttmassen an den Hängen des Sefinaltales, in den Busentälern und auf der Busenalp deuten auf außerordentliche Verhältnisse.

Beschreibung des Gebietes

Vorerst drängt sich eine Zweiteilung auf in einen östlichen, ziemlich genau die Busenalp umfassenden Abschnitt und einen westlichen: das Ghudelhorn und die von ihm ausgehenden Gräte und Busentäler.

Die Busenalp

Sie liegt im wesentlichen zwischen 1800 und 2000 m und weist ein eigenartig gebuckeltes Terrain auf, in dem Kuppen und Mulden von unregelmäßiger Form und Größe wechseln. Die hauptsächlichsten Kuppen messen über 100 m im Durchmesser. Das Gelände steigt mit durchschnittlich 15–20° nach S an. Das Weideland ist überstellt mit Gesteinsblöcken, deren Dichte aber keinesfalls die bei Bergsturzablagerungen übliche erreicht. An erhöhten Stellen erkennt man hie und da zwischen den meist überwachsenen Flächen zusammenhängende Felsmassen, deren Lagerung ungefähr normal ist.

Wichtig ist, daß die obersten Partien der Alp nicht kontinuierlich in den Ellstabgrat übergehen, sondern dazwischen eine unregelmäßig breite, vertiefte Zone liegt, die zwar durch Blockschutt weitgehend ausgefüllt scheint. Steinschlag und Felsstürze aus der steilen Nordwand des anschließenden Grates lieferten und liefern das Material, das in Schuttkegeln und kleinen Bergsturzhaufen rings um die



Blick von der Wasenegg auf den Grat Ellstabhorn (rechts) bis Spitzhorn. Davor rechts das Ghudelhorn, in der Mitte Pt. 2226 und links die Busenalp. Darunter die stark zerrütteten Felswände mit mächtigen Blockschuttmassen, die bis ins wesentlich tiefer liegende Sefinaltal hinunterreichen. Gut erkennbar die trennende Kerbe zwischen Busenalp- und Ghudelhornkomplex.

obere Alp liegenbleibt. Tiefe und wirkliche Breite dieses Tälchens lassen sich wegen der Schuttfüllung nur abschätzen; die Breite schwankt zwischen 150 und 250 m.

Im E schließt eine breite Mulde das Gebiet ab, im W ein NNW laufender Graben, der im höheren Teil durch Bergsturz- und Gehängeschutt gefüllt, im tieferen dagegen durch die vom Sefinaltal her wirkende Erosion schufffrei ist. Er stellt hier eine schluchtartige Kerbe von 80 m Breite und bis über 100 m Tiefe dar.

Die nördliche Begrenzung der Busenalp wird durch abfallende, konvexe, halbkreisförmige Felswände gebildet, deren Höhe meist unter 100 m bleibt und die durch trockene Erosionskerben getrennt sind. Das Gestein ist stark zerrüttet, zum Teil direkt in Auflösung, stückweise aber ziemlich kompakt. Unregelmäßige Klüfte verschiedener Richtung sind deutlich erkennbar. Darunter schließen sich außerordentlich große Schutthänge an, die bis zur Sefine hinunterreichen und nur durch eine flußparallele autochthone Kalkwand unterbrochen sind, die sich bei 1400 m unter der ganzen Busenalp durchzieht. Die Schutthalde sind teilweise waldbewachsen, trocken und von der Sefine her stückweise angerissen. Der Schutt ist wenig verfestigt, die Komponenten sehr unregelmäßig; vom hausgroßen Block bis zum Sand ist alles vertreten. Gesetzmäßigkeiten in der Lagerung sind nicht zu erkennen. Die Böschung schwankt zwischen 32 und 35°, ist aber örtlich auch geringer.

Auf der Alp selbst liegen hauptsächlich hellgraue Kalke in massiger bis fast schiefriger Ausbildung; teilweise sind sie marmorisiert. Daneben finden sich verschiedene Breccien, von nagelfluhähnlichem bis zu sehr stark geknetetem und gequältem Aussehen. Letztere weist auffallend mächtige kristallisierte Kalziteinlagen auf. Im Gehängeschutt des Sefinentales dominiert massiger Kalk. Nach Krebs [33] handelt es sich um die Stufen vom Kimmeridge-Sequan bis Berriasien, die überwiegend Kalke mit eingelagerten Breccien umfassen.

Ghudelhorn und Busentäler

Der Komplex schließt westlich an die Busenalp an, von ihr durch den oben erwähnten Graben getrennt. Hier sind nun schroffe, zackige Bergformen erhalten. Höchster Punkt ist das an der südlichen, oberen Grenze gelegene Ghudelhorn mit 2425 m. Zwei Gräte ziehen sich von ihm aus nach N und W und enden nach wenigen 100 m in steilen Formen. Die Schichtlage entspricht ungefähr der nach N einfallenden Decke. Neben den Formen an sich fällt eine ausgeprägte Zerklüftung auf. Es lassen sich eine Menge steiler bis senkrechter Klüfte nachweisen, die in verschiedener Richtung oft von der Gipfelpartie bis an die Basis durchziehen. Zum Teil handelt es sich um richtig offene Spalten. Von ihnen geht der relativ rasche Zerfall der Gräte und Gipfel aus, wie die sie umgebenden Busentäler beweisen. Sie sind oberhalb 1950 m vollkommen durch Steinschlagschutt bedeckt und teilweise ausgefüllt. Der Blockschutt ist regelmäßig sortiert, abgesehen von einzelnen sehr großen Klötzen und kleineren Bergstürzen, deren charakteristischster im hintern Busental unter 2000 m liegt. Entscheidend ist auch hier, daß der ganze Komplex keinen direkten Zusammenhang mit dem S davon liegenden Ellstabhorn hat.

In ähnlicher Weise wie unter Busenalp erstrecken sich gegen das Sefinaltal hinunter ziemlich geschlossene Schutthänge von gut 30° Böschung, unter denen die autochthonen Hochgebirgskalke eintauchen.

Ein dritter, allerdings wesentlich kleinerer Teil, der ebenfalls isoliert steht, liegt zwischen Busenalp und Ghudelhorn. Er weist ganz ähnliche Verhältnisse wie letzteres auf und reicht im höchsten Punkt auf 2226 m.

Die lithologischen Verhältnisse beider Teile entsprechen denjenigen der Busenalp.

Das ganze Gebiet Ghudelhorn–Busenalp erstreckt sich in E–W-Richtung über maximal 3600 m und erreicht in der Mitte 1200 m, an der Alp 1000 m Breite. Die drei Teile umfassen total 3,3–3,4 km², gut 1 km² Busen allein, 2 km² der Ghudelhornkomplex und 0,3 km² Pt. 2226.

Die Massenbewegungen

Eine ganze Anzahl von oben beschriebenen Momenten führen zum Schluß, daß sich das fragliche Gebiet bewegt hat:

1. Die eindeutige Loslösung des ganzen Komplexes von den steilen Felswänden Tschingelgrat-Spitzhorn.
2. Die wohl verschiedenen, aber in allen drei Teilen eigenartigen Oberflächenverhältnisse, speziell die deutliche Zerrüttung.
3. Die sich über 3,5 km hinziehenden, außerordentlich großen Schuttmassen ins Sefinaltal hinunter und deren Beschaffenheit.
4. Die verhältnismäßig große Trockenheit des Gebietes, das trotz seiner großen Differenzierung keinen dauernden oberflächlichen Wasserabfluß hat, was auf überdurchschnittliche Durchlässigkeit schließen läßt.

Krebs [33] hat in der geologischen Karte der Blümlisalpgruppe das Ghudelhorngebiet als verrutschte Masse und die Busenalp als Bergsturzgebiet eingetragen, dazu aber keinen Kommentar geschrieben. In drei Punkten komme ich auf Grund meiner Beobachtungen zu andern Schlüssen:

1. Es scheint mir richtig, daß die Masse Ghudelhorn-Busentäler als Ganzes verrutscht ist, doch hat die Bewegung auch den nordöstlichen Teil, der von der Busenalp nur durch einen Graben getrennt ist, erfaßt.
2. Das zwischen dem vordern Busental und der Alp liegende Stück mit Pt. 2226 ist ebenfalls verrutscht.
3. Im Gebiet der Busenalp kann es sich nicht um einen Bergsturz handeln. Das oben liegende Nackental, die Beschaffenheit der Alp und der darunter befindlichen Wände sowie der Zusammenhang mit dem W davon liegenden Komplex schließen diesen Gedanken aus.

Ich nehme vielmehr an, daß es sich im ganzen Gebiet grundsätzlich um die gleichen Erscheinungen handelt, nämlich um *Sackungen**.

Die drei Komplexe haben ihren Zusammenhang weitgehend erhalten. Sie haben sich als Einheiten sehr langsam bewegt. Wie weit sich diese Bewegungen gleichzeitig abspielten, ist kaum zu entscheiden, ebensowenig die Geschwindigkeit, die allerdings, nach Vergleichen mit genauer erfaßbaren Erscheinungen, die Größenordnung von cm/Jahr niemals überschritten haben kann. Während, eventuell auch vor und nach der Bewegung des Ganzen traten innerhalb der einzelnen Massen sekundäre Verschiebungen auf; angelegte Kluftsysteme erweiterten sich, neue entstanden und führten zu Verstellungen. Diese sekundären Bewegungen sind die Ursache des heutigen Zerfalls; von ihnen ging die Auflockerung des Zusammenhangs aus, die nun ihrerseits mechanischen Verwitterungsvorgängen den Angriff erleichtert. Die gewaltigen Blockschuttmassen, durch Steinschlag und Felsstürze aus den zerrütteten Felsmassen entstanden, lassen sich nur so befriedigend erklären.

* Der Begriff *Sackung* wird hier nicht ganz im Sinne von z.B. Heim [27] und Jäckli [32] gebraucht, sondern, weil eindeutiger, für alle Fälle, in denen unter Schwerkrafteinwirkung abgerutschte Felsmassen ihren Zusammenhang weitgehend gewahrt haben. Er ist damit dem Ausdruck *Felsrutschung* synonym. Siehe auch Seite 75.

Klüfte und Verwerfungen, in der Schichtebene liegend oder unregelmäßig schief dazu verlaufend, sind an den Wänden ohne weiteres zu finden. Eine Hauptablösungsfläche ist direkt nicht erkennbar, da sie an eventuellen Aufschlüssen durch den Schuttmantel verdeckt ist. So kann es sich bei der Festlegung einer solchen nur um eine Vermutung handeln. Am wahrscheinlichsten scheint mir eine aus dem Bereich der Überschiebungsfäche Diableretsdecke–Autochthon stammende Ablösung. Tiefer als die autochthonen priabonischen Kalk- und Tonschiefer kann sie nicht liegen, wogegen höhere Partien dieser Hauptrutschfläche nicht unmöglich sind, ja westlich des Ghudelhorns muß sie sogar in die Diableretsdecke verlegt werden, was durch deren lithologische Verhältnisse, zum Teil stark gequälte Schichten, ohne weiteres glaubhaft scheint. Im wesentlichen muß jedoch die Ablösung im Gebiet der Überschiebung beheimatet sein, da alles Höherliegende zerrüttet ist, die Kalke des Autochthon dagegen nicht mitgenommen sind. Ebenso muß in überwiegendem Maße die Schichtfläche Gleithorizont sein.

Das *bewegte Gesteinsvolumen* ist kaum genau zu bestimmen. Bei einer totalen Fläche von 3,3 km² und einer geschätzten durchschnittlichen Tiefe von 120–200 m ergeben sich 400–660 Mio m³. Am sichersten dürfte die Zahl für das Busenalpgebiet sein, dessen erfaßtes Volumen 120–200 Mio m³ beträgt. Die Horizontalbewegung erstreckte sich hier über maximal 200 m, war dagegen bei den westlichen Komplexen geringer. Dem entspricht bei einer durchschnittlichen Böschung von 20–25° eine Vertikalbewegung von 70–90 m. Daß die Busenalpbewegung die größte war, wird durch die stärkste Felszerrüttung bestätigt.

Die Ursachen der Massenbewegung

Als spezifische Bedingungen sehe ich folgende an:

1. Zwischen Ellstabhorn–Spitzhorn und Ghudelhorn–Busenalp existiert eine sehr ausgedehnte, steile und tiefe Verwerfung, die auf der geologischen Karte nicht eingetragen, aber z.B. von E. A. Neidinger [40] entlang der ESE gerichteten Bachrunse Ober-Steinberg–Scheuerboden festgestellt worden ist. Auf Luftaufnahmen kann sie vor dem Ellstabgrat weiter in den Westen verfolgt werden. In ihrem Bereich erfolgte die Ablösung der Rutschmassen vom Grat.
2. Zudem möchte ich, dies ist allerdings nur Vermutung, weitere Verwerfungen im Gebiet des heutigen Sefinentales annehmen, was gleichzeitig die Übertiefung des Tales plausibel machen würde. Es handelt sich also sicher um Auflockerung als Folge tektonischer Bewegungen, die mit aller Wahrscheinlichkeit im Quartär erfolgt sein muß.
3. Karstphänomene, d.h. chemische Gesteinsauflösung in der Tiefe, dürften bei der starken Klüftung der Kalkmassen ebenfalls eine – allerdings nicht abschätzbare – Rolle gespielt haben.
4. Da im ganzen Gebiet die Moränen zerstört sind, ist anzunehmen, daß die Be-

wegung postglazial stattgefunden hat, vielleicht ganz, sicher aber teilweise. Es ist auch keineswegs ausgeschlossen, daß zwischen Eiszeit und Sackung ein ursächlicher Zusammenhang besteht. Auf dieses Problem soll in der Zusammenfassung noch eingegangen werden, da sich die Frage auch andernorts stellt.

Ziemlich sicher steht die Sackung als Ganzes heute still, doch schreitet die Auflösung der Einzelformen eindeutig fort.

II. DIE BERGSTÜRZE BIRG-MÜRRENBERG

Westlich oberhalb Mürren liegen im Mürrenberggebiet auffallende Trümmermassen, die eindeutig auf Bergstürze hinweisen. Stauffer [47] hat denn auch einen solchen bereits in seiner Geologie der Schilthorngruppe erwähnt.

Das Ablagerungsgebiet

Von Pt. 1852, der Pension Suppenalp, ostwärts bis auf die Höhe von 1750 m hinunter ist das Tal des Mürrenbachs auf seiner ganzen Breite durch Blockschuttmassen bedeckt, in die sich der Bach eingegraben hat. Das Gelände ist gewellt; aus



Birg-Mürrenberg vom Allmendhubel. Das helle Abrißgebiet ist deutlich, ebenso die kleinere, hintere Ablagerung. Die untere, größere Masse ist nur teilweise sichtbar. Sie setzt sich nach links unten fort.

dem Grasboden ragen in unregelmäßigen Abständen Felsblöcke bis zu Alphüttengröße. Ihre Kanten sind gerundet, und vielfach finden sich Verwitterungsfurchen. Das Bachbett selbst führt durch Blockschutt. Auffällig ist, daß es sich ausschließlich um Malmkalk handelt. Dies schließt von vornherein jede Deutung als Moräne aus, obwohl weiter unten schöne Wälle erhalten sind; denn die Umgebung des Mürrenbergs, Muttlerhorn, Schiltgrat, Engetal, besteht fast ausschließlich aus Aalénien- und Bajociengesteinen. Die Bergsturznatur der Trümmermassen ist deshalb gegeben. Eigenartig ist dagegen, daß bei der Pension Suppenalp der Blockschutt unter einer vertieften, sumpfigen Ebene von etwa 200 m Durchmesser verschwindet, um erst weiter westlich, bei einer zweiten Ablagerung über 1855 m, wieder zu erscheinen. Dieser höhere Haufe hat eine regelmäßige, über 10 m hohe Stirn und verliert sich im Steilhang gegen den Birg hinauf; er besteht ebenfalls aus Malmkalkblöcken. Die wichtigsten Daten der beiden Massen seien genauer aufgeführt:

Größere, tiefer gelegene Masse:

Höhenlage: 1750–1855 m

Größte Breite: 400 m

Länge: 600–900 m

Fläche (inkl. unsichtbaren Ablagerungsraum hinter Suppenalp): 0,4–0,5 km²

Mittlere Tiefe: 8–12 m?

Volumen der Trümmermasse: 3,2–6 Mio m³*

Kleinere, obere Masse:

Höhenlage: 1855–1920 m

Größte Breite: 300 m

Länge: 400 m

Mittlere Tiefe: 4–7 m?

Volumen der Trümmermasse: 400 000–700 000 m³

Das Abrißgebiet

Über die Herkunft der Trümmeranhäufungen kann kein Zweifel bestehen, da nur an einer einzigen in Frage kommenden Stelle Malmkalk ansteht. Die Gipfelpartie des Birg besteht aus einer bis 120 m mächtigen Malmplatte, die leicht gegen N abfällt und teilweise auf Oxfordschiefern ruht. Darunter finden sich leicht zerfallende Cancellophycusschichten des Bajocien und Aalénien-Eisensandstein, die aber kaum eine Rolle spielen. Der Malmkalk neigt zur Bildung von schroffen Felswänden, hier maximal 90 m hoch. Ein ausgeprägtes, fast vertikales Kluftsystem

* Die Festsetzung eines Rauminhaltes bei alten Bergstürzen ist immer sehr schwierig und führt oft zu gewaltigen Differenzen, in der Literatur über den Kandertalsturz z.B. von 100–900 Mio m³.

streicht ca. E-W, ein zweites N-S. SE unterhalb des Gipfels stehen einige ver-sackte Türme frei, die auf den Oxfordschiefern abrutschten und nach und nach zer-fallen. Die gegen E freie Wand ist total 600 m lang.

Die Bergstürze

Klar scheint, daß es sich, den beiden Ablagerungshaufen entsprechend, um mindestens 2 getrennte Ereignisse handelt. Die obere, kleinere Trümmeransammlung ist möglicherweise durch mehr als einen Sturz zusammengekommen und jünger.

Die Ursachen sind durch die Struktur des Abrißgebietes gegeben: der Malm ist ausgeprägt und tiefgründig zerklüftet, der Oxfordschiefer-Untergrund für Gleitungen geeignet. Es erfolgte Kluft-Schicht-Ablösung. Man hat es zweifellos mit schnellen, stürzenden Bewegungen zu tun, die allerdings durch Rutschung eingeleitet wurden.

Heim [27] hat an vielen Beispielen dargetan, daß die Länge der Fahrbahn bei schnellen Massenbewegungen abhängt von der Größe der gleichzeitig abfahren-den Masse, der Vertikaldistanz (oberster Abrißrand bis tiefster Ablagerungspunkt) und der Beschaffenheit der Fahrbahn. Als gutes Vergleichsmaß bezeichnet er die *Fahrböschung*, das ist der Winkel, den die Horizontale mit der gestreckten Fahrbahn vom obersten Abrißpunkt zum Unterrand der Ablagerung bildet. Ich schließe mich dieser Betrachtungsweise, die sich auf physikalisch-mathematischem Weg bestätigt, an. Bei Rekonstruktionen, und um solche handelt es sich in dieser Arbeit, bietet immer das Volumen der Ablagerung die größte Schwierigkeit, so daß es hier meistens darum geht, aus den bekannten Faktoren und der errechneten oder angenommenen Masse ein mögliches Ganzes zu erhalten. Für die Birg-Berg-stürze ergeben sich folgende Werte:

1. Größere, tiefer liegende Masse:

Horizontaler Weg: 2200 m

Vertikaldistanz: 2620 m - 1750 m = 870 m

Fahrböschung: 21°

Volumen: Mittelwert 4-5 Mio m³

Fahrbahn: Auf eine Steilbahn folgt ein flacheres Mittelstück auf dem Mürrenberg, dann wieder etwas größere Steilheit, verbunden mit einer leichten Ablenkung um 20° nach rechts.

Fahrbahn und Masse stehen, an Heims Beispielen gemessen, in einem durchaus normalen Verhältnis zueinander. Das errechnete Volumen läßt sich im Abrißge-biet ohne Schwierigkeiten «anbauen».

2. Obere, kleinere Masse

Horizontaler Weg: 1500 m

Vertikaldistanz: 2620 m - 1855 m = 765 m

Fahrböschung: 27°

Volumen: 400000-700000 m³

Fahrbahn: Gerade, keine Ablenkung, eigentliche Sturzbahn 38-40° steil. Stillstand auf der Verflachung des Mürrenberges.

Auch diese Werte stellen einen möglichen Bergsturz dar und bieten keine Schwierigkeiten.

Eine Besonderheit muß noch erwähnt werden: die kleine, versumpfte Ebene hinter der bogenförmigen Erhöhung der Trümmermasse bei Suppenalp. Nach vielen Erklärungsversuchen bin ich zur Überzeugung gekommen, daß sie mit der Zeit des Bergsturzes in Zusammenhang steht. Da aus verschiedenen Gründen angenommen werden kann, daß nach dem Rückzug der eiszeitlichen Gletscher Bergstürze und Rutschungen häufiger waren als heute, muß auch das Beispiel Mürrenberg hier eingeordnet werden. Der Sturz fuhr auf den schuttbedeckten Lokalgletscher hinunter, eventuell auf eine Toteismasse, was nach dem Abschmelzen des Eises ein Absinken der Trümmer zur Folge hatte. Später eingeschwemmtes toniges Material erklärt auch die Versumpfung.

Das «Große Gstein»

3 km nördlich der Sefinenfurke liegt das «Große Gstein», eine Blockschuttmasse von 0,3 km² Ausdehnung auf 30° steilem Hang, die sich nicht nur als gewöhnliche Steinschlaghalde erklären läßt. Material und Abrißgebiet sind den Mürrenbergstürzen sehr ähnlich, weshalb die Erscheinung hier angeschlossen werden kann.

Die Heimat der Trümmermasse liegt NE des Hundshorns bei Pt. 2861 in der Wildhorndecke. Eine Malmkalkdeckplatte ist durch Argovienmergel und Oxford-schiefer unterlagert; sie bietet ein dem Birg sehr ähnliches Bild und analoge Verhältnisse, doch sind die einzelnen Sturzmassen wesentlich geringer.

Während der vegetationslose Schuttmantel an den Ostflanken des Hundshorngebietes normalerweise auf 2600-2500 m hinunterreicht, dehnt sich das «Große Gstein» mit überwiegend Malmkalkblöcken bis auf 2300 m aus. In diesen Schuttmassen lassen sich 2-3 einigermaßen geschlossene Bergsturzhaufen unterscheiden, deren größter aber kaum mehr als 150000 m³ umfaßt. Als Ganzes weist die Akkumulation eine ziemlich große Streuung auf, deren Ursache im ebenen bis konvexen Hang liegt. Solifluktion, eventuell auch Lawinen und blockstromartige Phänomene dürften an der Verlagerung des Schuttens beteiligt sein.

Für die deutlichste Bergsturzablagerung kann ein vertikaler Weg von 500 m, ein horizontaler von 900 m eingesetzt werden, was einer Fahrböschung von 30-31° entspricht. Das Ablagerungsgebiet ist höchstens 30° geneigt, so daß immerhin

eine Differenz zu normalen Schutthaldenböschungen derartiger Materialien besteht.

Die Hänge sind oberflächlich trocken, doch treten unterhalb, auf 2100–2200 m, drei ziemlich starke Quellen aus. Sehr jung können die abgelagerten Massen nicht sein, da die Blöcke deutliche chemische Verwitterungsfurchen zeigen.

III. DAS GEBIET SW BIS N MÜRREN

Es handelt sich um langsame Massenbewegungen, die auf die mächtigen Aalénien-Eisensandsteinmassen der Wildhorndecke beschränkt sind. Sie fallen im allgemeinen leicht gegen NW bergwärts ein. Zur Hauptsache sind es aus knorrigen Schichten aufgebaute Sandsteine, die teilweise so dünn sind, daß sie als Schiefer bezeichnet werden können; andere Schichten sind dagegen eher bankig. Die Ausbildung scheint jedoch hier auf die Massenbewegung kaum Einfluß zu haben.

Da dieselbe Erscheinung im Gebiet der Kleinen Scheidegg noch ausgeprägter ist, soll sie hier nur kurz besprochen werden.

Erfaßtes Gelände:

1. Der westliche Teil des N-Hanges der Wasenegg oberhalb 1900 m.
2. Der Schiltgrat. Am ruhigsten liegt der S-Hang, doch läßt sich über 1900 m die Erscheinung auch hier nachweisen. Sehr deutlich sind die Verhältnisse am E- bis NE-Hang im Gebiet des Skiliftes über 1700 m und teilweise S Mürrenberg.
3. Die höheren, aus Eisensandstein bestehenden Teile des Allmendhubels.
4. Zwischen Känelegg und Pt. 2231 N Ägerenbach.

Am intensivsten scheint die morphologisch erkennbare Bewegung überall an E bis NE geneigten Hängen mit Böschungen von 20–30°. Genaue Grenzen lassen sich an den wenigsten Orten mit Sicherheit bestimmen. Die andernorts erhaltene Moränendecke ist überall im verrutschten Gebiet zerstört.

Die Massenbewegungen

Die Kennzeichen sind mit geringen Abweichungen stets dieselben: die vegetationsbedeckten Hänge weisen eine große Zahl von leichten Buckeln auf, deren Größe sehr stark schwankt. Die größte Einheit an der Wasenegg umfaßt 40000 m² und ist maximal 50 m tief, doch sind die meisten viel kleiner. Das Hanggefälle wird nur in Ausnahmefällen rückläufig, doch wechseln beständig relativ flache und steilere Stellen. Am E-Hang des Schiltgrates ist deutlich, daß es sich um kleine Sakkungen handelt, da bei 1900 m relativ frische Spalten und abgerissene Felsspakete festgestellt werden können. Die Zugspalten füllen sich ziemlich schnell mit Lockermaterial und werden bald unkenntlich. Ähnliche Verhältnisse herrschen am untern Ende des Allmendhubeltunnels, wo einige Meter tiefe, zerrissene und verstellte

Gesteinspakete aufgeschlossen sind. Im Tunnelinnern ist das Gestein dagegen ruhig. Die kleinen Komplexe lösen sich einzeln und nacheinander. Höchstens an der Känelegg könnte der Beginn der Versackung durch Abrutschen einer großen Einheit eingeleitet worden sein. Die einzelnen Pakete, meist nur 6–20 m tief, können am besten als Kleinsackungen bezeichnet werden, doch trifft der Name nicht für die Bewegungen als Ganzes zu; auch der Begriff Hakenwurf (siehe z.B. Lit. [13]) scheint mir nicht am Platz. Am deutlichsten ausgebildet ist immer das Nackentälchen, wegen des nachrutschenden Schuttetts allerdings meist nur als Verflachung.

Die gewissermaßen die Hänge schälenden Kleinsackungen liegen vorerst in der Natur des Gesteins selbst begründet. Wenn auch der Aalénien-Eisensandstein in Handstückgröße eine ziemliche Härte aufweist, so kann doch überall beobachtet werden, daß er in der Schichtrichtung sehr leicht zerfällt und sich schräg bis senkrecht dazu laufende, unregelmäßige Klüfte überall bilden. Da der reichlich entstehende Verwitterungsschutt tonig ist, hält sich die Feuchtigkeit darin lang und erleichtert das Abrutschen, das nirgends auf Schichtflächen erfolgt. Die Gleitung wird, da es sich um relativ oberflächliche Bewegungen handelt, durch klimatische Einflüsse gefördert. Speziell dürfte die intensive Durchnässung bei Schneeschmelze wichtig sein. Die Abfahrt geht sehr langsam vor sich. Wenn auch die direkten Beweise meist fehlen, so kann doch angenommen werden, daß fast überall auch heute nicht absolute Ruhe herrscht.

IV. DAS GEBIET BIETENHORN–WINTEREGG–PLETSCHENALP

Das Gebiet

Der Ostabfall des Grates Würzelegg–Bietenhorn–Weißburg–Marchegg ist ziemlich steil und weist an der Oberfläche Fels und Gehängeschuttmassen auf, in den tieferen Partien Weide- und Waldbedeckung. Zwischen 1600 und 2100 m fallen im Gebiet Pletschenalp–Winteregg Formen auf, die weder morphologisch noch geologisch ins normale Bild passen. Es handelt sich um ziemlich flache, aus dem Hang herausragende Felsmassen von unterschiedlicher Größe. Ihre Struktur läßt sich durch die meist dünne Vegetationsdecke einigermaßen erkennen. Folgende Einheiten können deutlich unterschieden werden:

Dorrenhubel, 1895 m: Er ist im W begrenzt durch einen nordwärts fließenden Bach und ein sumpfiges Nackentälchen, im N durch den Staub-, im S durch den Spißbach. Die E-Grenze liegt bei ca. 1620 m. Unter 1800 m ist der Hubel mit Wald bestanden, in dem viele Blöcke liegen, wie auch im Raum Winteregg–Schwand. Die oberste weidebedeckte Partie zeigt, daß das Ganze aus zerrüttetem, aber doch zusammenhängendem Fels besteht. Steile, durch Schutt verdeckte Klüfte streichen hauptsächlich NE und NW.

E Würzelegg: 500 m E Würzelegg fällt unter der Wand zwischen 1900 und 2160 m eine Felsmasse auf, deren Verwandtschaft mit den andern Komplexen gegeben scheint.

Pt. 2124-Kummetboden: Diese Masse schließt westlich an den Dorrenhubel an und ist die am leichtesten erkennbare. Im N ist sie durch den Staubbach, im S durch die von der Würzelegg herkommende Schuttrunse begrenzt. Sie liegt ganz über 1820 m und wird oben durch Verflachungen abgeschlossen, im N auf Kummetboden bei 2000 m, im S bei 2140 m, ist also im N wesentlich niedriger. Unter 1800 m tritt eine ganze Anzahl von Quellen aus. Der Zusammenhang ist sehr gut erhalten.

Jochli: Der Komplex liegt direkt nördlich des oben erwähnten. Seine Untergrenze ist wieder bei 1800 m, die obere auf ca. 2150 m. Die tieferen Partien sind stärker zerrüttet, zum Teil in Blockschutt aufgelöst.

Eine kleinere Masse folgt wieder im N anliegend, zwischen 1800 und 2100 m. Hier ist der Zusammenhang noch stärker gelockert, lässt sich aber erkennen.

SW bis NW Station Grütschalp: Zwischen 1600 und 1850 m befinden sich drei weitere, nur schwach aus dem Hang hervortretende Massen. Sie sind weniger mächtig als die oben erwähnten. An der Oberfläche lässt sich ein Zusammenhang nur schwer nachweisen; Einzelblöcke liegen bis zur Station Grütschalp hinunter.

Nicht alle Massen können genau abgegrenzt werden, da der Schuttmantel Teile bedeckt und hauptsächlich zu ihren Füßen abgetrennte Teile (NE Dorrenhubel) und blockiges Trümmermaterial liegen.

Übersicht

Masse	Größe	Maximale Dicke
Dorrenhubel	0,55 km ²	180 m
Pt. 2124-Kummetboden	0,47 km ²	140 m
E Würzelegg	0,08 km ²	50 m
Jochli	0,21 km ²	90 m
N Jochli	0,10 km ²	60 m
W Grütsch	0,10 km ²	30 m
SW Grütsch	0,11 km ²	40 m

Deutung dieser Massen

Sämtliche Komplexe bestehen aus Aalénien-Eisensandstein; nur in der obersten Partie bei Pt. 2124 findet sich wenig Bajocien-Sandkalk. Am Bietenhorn selbst steht unter einer vom Weißberg zur Würzelegg durchziehenden Malmzone Bajocien-Sandkalk an, unterlagert durch mächtige Eisensandsteinmassen, die leicht

bergwärts eingefallen. Da ihre Schichtung auch in den erwähnten Komplexen teilweise gut erkennbar ist, speziell unter Pt. 2124, tritt die Tatsache einer Absenkung mit aller Deutlichkeit zutage. Stauffer [47] hat in seiner Arbeit die Sackungen erkannt. Einen klaren Beweis liefert auch die Bajociendecke bei Pt. 2124, da hinter ihr Eisensandstein ansteht. Außerdem fallen die Schichten der Sackungsmassen stärker nach W ein als im Anstehenden. Jede Masse weist an ihrem Oberrand eine deutliche Verflachung auf, der Dorrenhubel sogar ein sumpfiges Nackental, wobei allerdings die ursprüngliche Vertiefung teilweise durch Schutt ausgefüllt ist.

Die Absenkungsbeträge lassen sich nicht in allen Fällen genau bestimmen, weshalb nur die sichersten Werte folgen:

Masse	Absenkung	Horizontale Verschiebung
Pt. 2124-Kummetboden	140 m	220 m
Dorrenhubel	350 m	700 m
Jochli	90 m	150 m
N Jochli	120 m	180 m

Die Böschung der gesamten Gleitbahn variiert zwischen 27° (Dorrenhubel) und 34° , wobei der höhere Wert für die meisten Beispiele gilt. Von größerer Wichtigkeit ist aber die Tatsache, daß alle diese Massen bei einer Neigung von $38\text{--}42^\circ$ abfuhren, ein Wert, der gut kontrollierbar ist. In ihrer heutigen, vermutlich ruhigen Lage sitzen mit einer Ausnahme alle auf $27\text{--}32^\circ$ geneigten Hängen. Einzig der Dorrenhubel fällt aus der Reihe, liegt diese Sackung doch auf 20° schiefer Unterlage, ist also wesentlich weiter auf die Terrasse hinausgeschoben worden. Die Ursache mag in der von oben nachfolgenden Masse Pt. 2124-Kummetboden liegen, deren Druck das weitere Abgleiten förderte. Ursache des Stillstandes ist ganz allgemein die weniger steile Terrasse zwischen Grütchalp und Mürren, haben doch N der Station Grütsch, wo die Terrasse fehlt, ähnliche Sackungen zu andern Ergebnissen geführt.

Wichtig ist die Ursache der Ablösung vom Anstehenden. Es fällt sofort auf, daß sie mit den Schichtflächen des Eisensandsteins nichts zu tun hat, fallen diese doch hier bergwärts ein. Das sehr verwitterungsanfällige Gestein zerfällt zwar auch in der Schichtung sehr leicht, doch sind ausgeprägte Kluftsysteme ebenso auffällig; das wichtigste verläuft ungefähr hangparallel. Darin liegt die Ablösungsursache. Es entstanden auf Kluftflächen Zugspalten, denen entlang das Abgleiten erfolgte.

Über den Zeitpunkt läßt sich direkt nichts aussagen. Doch sind im ganzen Sackungsbereich die sonst auf der Terrasse erhaltenen Hauptmoränen zerstört und nicht mehr nachweisbar, wogegen sich drei Lokalmoränenwälle im S an den Dorrenhubel anschließen. Diese Indizien deuten auf das Ende der letzten Eiszeit.

V. DER RAUM MARCHEGG-LAUTERBRUNNEN-SANDWEIDL

Zwischen der Grütschalpbahn und dem Sausbach dehnt sich ein ziemlich steil nach E abfallender Hang, der unter 1600 m bis ins Tal der Weißen Lütschine eine durchschnittliche Böschung von 35° aufweist. Weiter oben ist die Neigung bis 1800 m geringer. Der noch höher liegende Marchegg-Grat ist für das Folgende nicht von Bedeutung.

Morphologisch fällt einmal auf, daß die steile Trogwand des Lauterbrunnentales zwischen Lauterbrunnen und Sandweidli fehlt, aber weiter nördlich wieder einsetzt. Das ganze Gelände ist wald- und weidebedeckt und an der Oberfläche unruhig; eigentliche Aufschlüsse sind relativ selten.

In der *oberen, weniger steilen Partie* können stellenweise zusammenhängende Massen von Aalénien-Eisensandstein beobachtet werden. Ihre Lagerung ist aber unregelmäßig und das Ganze stark geklüftet und zerrüttet, so daß von wirklich Anstehendem nicht gesprochen werden kann. Die Bodenfläche ist sehr unruhig, viele Blöcke jeder Größe liegen im Wald, allerdings nicht in der Dichte einer Bergsturzablagerung. Nur stellenweise ist das Gelände einigermaßen ausgeglichen.

Unter ca. 1600 m nimmt die Neigung zu; der Übergang ist stückweise abrupt, wo bei es zur Bildung von felsigen, aber dank der Zerrissenheit des Eisensandsteins doch bewaldeten Partien kommt. Im untern Teil verändert sich das Gesicht des Hanges. Das Gelände ist gewellt, im Wald mit Blockschutt verschiedener Dichte und Größe bedeckt. Klötze von 30 m³ und mehr sind nicht selten. Offenes Grasland befindet sich hauptsächlich an kleinen Verflachungen und ist von Blöcken weitgehend gesäubert. Ein Aufschluß bei 1070 m zeigt mit verschwemmer Erde durchsetzen Blockschutt, ausschließlich Aalénien-Eisensandstein, wie im ganzen Gebiet. Einzig SW ob Sandweidli findet sich anstehendes Bajocien. Die deutlichsten Verflachungen, auch sie von geringem Umfang, bestehen bei Alpweg 1084 m und bei Pt. 870 N Lauterbrunnen.

Am *N-Abfall* gegen den Sausbach können zwei Teile unterschieden werden: bei Einhalten und SW davon Gehängeschutt vom Sand bis zu Blockgröße, weiter östlich dagegen zerfallender Fels, Sandkalke des Bajocien in Wechsellagerung mit Tonschiefern.

Im ganzen Gebiet besteht kein permanenter Wasserlauf, was große Versickerungsmöglichkeiten anzeigt. Anderseits sind kleinere Quellen nicht selten; ein Teil des Quellwassers tritt wahrscheinlich direkt in die Lütschine aus. Die Moränendecke ist nirgends mehr vorhanden.

Geologisch liegt das Gebiet zur Hauptsache im Kern einer nach NW überkippten Falte mit mächtigen Aalénien-Eisensandsteinmassen, die durch den hinter der Marchegg eintauchenden Bajocien-Sandkalk unterlagert sind. Talwärts sitzen die Aalénenschichten direkt auf den autochthonen Sedimenten, die S Lauterbrunnen die Talwände bilden und beim Dorf unter das Talniveau eintauchen.

Beweise für Massenbewegungen in diesem Gebiet

1. Die fehlende Terrasse. Es gibt keinen Grund, anzunehmen, daß die S und N des Gebietes vorhandene Trogwand mit abschließender Terrasse hier nicht vorhanden war. Sie muß zerstört worden sein.
2. Die vollkommen fehlende Moränenbedeckung, die S und N des Raumes erhalten ist.
3. Der Zustand der Felsmassen im oberen Teil, die zerklüftet, zerrissen und unregelmäßig verstellen sind.
4. Die Blockschuttmassen im unteren Teil, die ihrer Natur nach nicht Gehängeschutt sein können.
5. Die Form des Geländes an sich: Verflachung und steile Stirn in der höheren Partie, regelmäßig geböschter, aber formunruhiger Hang unten.
6. Kein permanenter Wasserlauf, starke Versickerung und Quellen.
7. Einen sehr deutlichen und überzeugenden Beweis der Bewegung liefert der Unterbau der Grüttschalpbahn, dessen Mauerwerk an einigen Stellen unter der Belastung deformiert wird. In Lauterbrunnen mußten auch bereits die Schienen verkürzt werden.

Die Art der Massenbewegungen

Es handelt sich um zwei verschiedene Erscheinungen, die in sehr engem Zusammenhang stehen und die Fortsetzung der weiter im S liegenden Sackungen darstellen. Leider verhindert Waldbedeckung genaue Einsichten und eine präzise Kartierung der einzelnen Komplexe. Der ganze Hang umfaßt ein Gebiet von 2,5 km².

0,5 km² fallen auf die oben gelegene, eigentliche Sackung, deren bogenförmiger Anrißrand bei 1760 m an der Gemeindegrenze von Lauterbrunnen den höchsten Punkt erreicht. Die verrutschte Masse zieht sich im Marcheggwald auf 1400 m, N davon im Sprissenwald auf 1460 m hinunter. Sie ist in verschiedene Partien getrennt, was neben der allgemeinen primären auch zu sekundären Bewegungen geführt hat. Doch scheint es ebenfalls nicht ausgeschlossen, daß sich der Komplex nie gesamthaft bewegt hat. Im Untergrund gibt es kaum eine glatte Rutschfläche. Die Trennung muß teilweise den Schichtflächen, teilweise ausgebildeten Kluftsystemen folgen. Im Durchschnitt mißt die Rutschböschung knapp 30°. Die Differentialbewegungen einzelner Teile führten zu starker Zerrüttung des ohnehin leicht zerfallenden Gesteins, so daß sich die Sackung an den steilen Stirnpartien rückwärtsschreitend in Blockschutt auflöst, der den Hang bis ins Tal hinunter bedeckt, zum überwiegenden Teil Richtung Lütschine kriechend, kleinere Partien Richtung Sausbach, den örtlichen Gefällsverhältnissen entsprechend. Die Bewegung der Schuttmassen erfolgt außerordentlich langsam und differenziert, partienweise. Letzteres ergibt sich aus dem welligen Charakter des Hanges, ersteres aus

der Tatsache, daß sich nirgends direkte Anzeichen einer Rutschung finden; es gibt keine Risse und sichtbar bewegten Stücke. Daß trotzdem eine Bewegung vor sich geht, wahrscheinlich in der Größenordnung von cm/Jahr, beweist der Drahtseilbahnunterbau. Die Rutschung ist bei einer Neigung von 35° , der maximalen Schutthaldeböschung für dieses Gestein, nicht sehr aktiv.

Ich führe das auf zwei Ursachen zurück:

1. Der Fuß des Hanges ist durch die den Talgrund auffüllenden und eine Stufe bildenden Schuttmassen der Wengenbergstürze einigermaßen abgestützt.
2. Die ausgedehnten Waldungen verhindern direkte Angriffe des Wassers.

Es ist auch hier anzunehmen, daß die Bewegungen nach dem Rückzug der Gletscher wesentlich intensiver waren. Dauernd stärkere Durchnäsung und stärkere Erosion der Lütschine müßten zu einer Reaktivierung führen.

Der Bergsturz Marchegg-Saustal

Auf Alpbiglen am Eingange des Saustales liegt zwischen 1740 und 1800 m ein typischer Bergsturzhaufen von ca. 6 ha Ausdehnung, ein wildes Trümmerfeld von Aalénien-Eisensandstein. Auffallend viele Blöcke erreichen 40–50, vereinzelt viele 100 m³. Die Ablagerung ist stellenweise 20 m dick, das Volumen 300 000 bis 500 000 m³. Viele Blöcke weisen deutliche Schicht- und Kluftflächenbegrenzung auf.

Über dem Ablagerungshaufen steigt ein 40° steiler Hang auf 1980 m. Von hier bis auf den Marchegg-Grat beträgt die Böschung 30° . In diesem obersten Teilstück liegt das Abrißgebiet in Form einer Sackung. Der Eisensandstein fällt hier ungefähr hangparallel nach NW ein und wird gegen S zu noch von Bajocien-Sandkalke überlagert. In dieser Gegend hat sich ein ca. 30 m dickes Eisensandsteinpaket von 200 m Länge und Breite gelöst und ist auf den Schichtflächen etwa 50 m talwärts gerutscht. Dabei entstand oben ein Doppelgrat, während sich der Fels an der Stirn der Rutschung auflöste und in Blöcke zerfiel. Die vorderste Partie stürzte ab und schuf die eingangs erwähnte Ablagerung. Die Fahrböschung des Bergsturzes beträgt 25° ; die Fahrbahn ist ein offener, gleichmäßig geneigter Hang.

Kleine Nachstürze, auch Abfahrt einzelner Blöcke sind weiterhin möglich, da zwischen 2000 und 2100 m immer noch viele, zum Teil riesige Blöcke von einigen 1000 m³ liegen.

VI. DAS GEBIET VON WENGEN

Das Dorf Wengen liegt im Zentrum einer nach N und S ansteigenden Terrasse, die im E durch die Wände unter Männlichen, Tschuggen und Lauberhorn begrenzt ist und im W zum Lauterbrunnental abfällt. Der Kern des Dorfes liegt auf 1280 m.

I. DIE QUARTÄRBILDUNGEN
DER TERRASSE VOM LEITERHORN BIS ZUM WICKIBORT

Der nördlichste Teil der Terrasse ist durch eiszeitliche Hauptgletschermoräne bedeckt, die leicht an ihren Kristallin- und Kalkkomponenten zu erkennen ist. Der erste Bach und die in seiner Fortsetzung liegende Mulde gegen die äußere Allmend hinauf bilden die Grenze.

S davon ist das ganze Gebiet durch Blockschuttoberfläche gekennzeichnet. Die Trümmer sind in den Wäldern immer sehr deutlich, weniger auf offenem Feld, wo durch menschliche Arbeit viel ausgeglichen worden ist. Das typische formunruhige Gelände hält bis zum Faulenwassergraben an und begleitet diesen auf der Bergseite bis zur Wasserstation E Wickibort. Die einzige Ausnahme bildet das relativ flache Stück ob dem Bahnhof Wengen, in dem der Schutt durch Bäche verschwemmt worden ist. Zur genaueren Abklärung der Verhältnisse ist es nötig, einzelne Teile gesondert zu betrachten.

Äußere Allmend-N-Schleife der neuen Bahnlinie

Ob 1260 m bedeckt hauptsächlich Wald das Gelände. Hier liegen die Blöcke ziemlich dicht bis auf 1600 m hinauf. Es sind alle Größen vertreten, auffällig viele von 10–20 m³, aber auch Klötze bis über 1000 m³. Kleine, zur Schottergewinnung verwendete Gruben bilden gute Aufschlüsse. Zum überwiegenden Teil handelt es sich um Aalénien-Eisensandstein von bankiger bis knorrig-schiefriger Ausbildung. Untergeordnet finden sich auch spätere bis sandige Kalke des Bajocien, hauptsächlich im höheren Teil. Unter 1260 m sind im offenen Land wenig Blöcke sichtbar.

Die bis 700 m breite Trümmermasse setzt im N schlagartig ein, mit deutlich begrenztem Rand. Sie stellt eine Einheit mit leicht gewölbtem Rücken dar, der auf der Karte deutlich erkennbar ist. Bei 1260 und 1360 m finden sich leichte Versteilungen. Das anstehende Aalénien kommt erst unter dem nördlichsten Kehrtunnel der Bahn zur Geltung.

Gebiet des Dorfkerns

Im oberen Teil liegt zwischen der Bahnlinie und der Talstation der Männlichenbahn die einzige größere Verflachung mit gleichzeitig ziemlich ausgeglichener Bodenfläche. Sie ist der Schwemm- und Aufschüttungsarbeit der Bäche aus den steilen Runsen unter dem Männlichen zu verdanken.

Unterhalb des Bahnhofs ist das Gelände gewellt. Blockschutt ist allerdings kaum an der Oberfläche zu sehen. Unter 1140 m folgt das Anstehende. Drei größere und mehrere kleine Quellen treten unter dem Schutt aus.



Wengen von Sulwald aus. Über dem Dorf links die «Schwarzen Flühe» (hell!), rechts die Blattifluh. Unter der Blattifluh die teilweise waldbedeckten verrutschten Massen, um das Dorf Bergsturzablagerungen, die teilweise bis ins beschattete Lauterbrunnental reichen. (Photo Burch, Wengen.)

Steinenwald

Hier liegt das weitaus auffälligste Gewirr von Klötzen aller Größen. Die Oberfläche ist extrem unregelmäßig; verschachtelte Blöcke wechseln mit Vertiefungen. Der größte Klotz misst gegen 2000 m³. In den höchsten Partien findet sich zum Teil auch Bajocienkalk; weit überwiegend ist aber auch hier der Aalénien-Eisensandstein, hie und da bankig, meist aber knorrig-schieferig. Er zerfällt leicht in der Schichtung; daneben sind auch ziemlich ebene Kluftflächen verschiedener Richtung sehr deutlich. Als Ganzes zeigt der Hang eine bucklige Erhöhung, analog der S daran liegenden Einheit, die zwischen dem Steinenwald und Gassen über der Bahnlinie liegt. Das Gelände ist auch hier unruhig, doch, es handelt sich um offenes Land, kaum mit sichtbarem Blockschutt belegt.

Gassen-Pt. 1480—Chneugraben

Ob Gassen liegt offensichtlich ein kleiner Bergsturz aus Aalénien-Eisensandstein mit Blöcken verschiedener Größe. Das Ablagerungsgebiet reicht in schmaler Zunge bis auf 1410 m.

Viel größer ist die ebenfalls als flache Erhebung sichtbare Masse von Gassen bis ins Tal hinunter. Sie wird der Länge nach vom Chneugraben durchschnitten. Ihre größte Breite mißt 500 m. An der Oberfläche ist kaum Blockschutt zu erkennen. Der beste Einblick ergibt sich im 20–60 m tiefen Chneugraben, dessen feuchte Wände allerdings stark bewachsen sind. Nirgends ist Anstehendes aufgeschlossen, d.h. erst unter 1100 m. Der Blockschutt ist stark mit Erde, Sand und unregelmäßigem Kies vermischt. Vereinzelt finden sich wenig ausgedehnte lehmige Partien mit kleinen Quellen.

Zwischen Chneugraben und Pt. 1480 liegt ob 1360 m eine weitere, morphologisch hervortretende Blockschuttmasse von kleinerem Umfang.

Innere Allmend-Faulenwasser

Das NNW fließende Faulenwasser verdankt seinen Namen vermutlich dem sehr leicht zerfallenden schiefrigen Aalénien-Eisensandstein, in dem der Oberteil seines Bettens liegt. Das Gebiet zwischen diesem Bach und der inneren Allmend bis Wasserstation ist mit Blockschutt bedeckt. Die vier deutlichen Gräben unter dem Laubergarten, im Sommer meist trocken, zeigen, daß es sich nicht um die gleich bedeutenden Schuttmassen handelt wie im N. Es ist durchwegs Eisensandstein, selten dickbankig, oft knorrig bis schiefrig. Stückweise ist Anstehendes zu erkennen, aber nur kleine Partien und oft zerrüttet und zerrissen. Hie und da, vor allem S Station Allmend (1480 m), sind vereinzelte kleine, hell anwitternde Kalkstücke zu finden. Sie müssen aus der zerstörten Moräne stammen. Am Fuß der Felswände über Allmend zieht sich eine fast lückenlose Reihe kleiner Schuttkegel bis gegen Gassen hin. Der Hang ist ziemlich trocken, da seine Beschaffenheit das Versickern des Oberflächenwassers zur Folge hat.

Die rechte Talseite von Lauterbrunnen

Auch rechts der Lütschine sind bei Lauterbrunnen die Talwände nur noch rudimentär vorhanden. Das Autochthon, das sie hauptsächlich bildet, verschwindet auf der Höhe des nördlichen Dorfrandes bei 940 m unter den Schuttmassen. Darüber existieren Reste von Aalénien-Eisensandsteinwänden, die stark geklüftet, zerrüttet und teilweise verrutscht sind. Über dem Anstehenden treten verschiedene Quellen aus. Bemerkenswert ist, daß auch auf dieser Talseite die Trogwände nach N zu wieder einsetzen. Unterhalb des Anstehenden durchschneiden 7 Bäche den nur aus Schuttmassen bestehenden Hang. Dies wird deutlich an den unregelmäßigen Geländeformen und an der Versteilung direkt ob der Lütschine. Selbstverständlich ist auch hier der Eisensandstein mit fast 100% beteiligt. Vollständig untergeordnet finden sich auch Kalkstücke mit heller Verwitterungsrinde, die ursprünglich Teil der Moränendecke sein mußten. Bei der südlichsten Bahnschleife ist der Schutt teilweise durch Bäche verschwemmt.

Weiter talaufwärts liegen rechts und links der Lütschine Reste von wenige Meter hohen Terräßchen mit steilen Rändern, aber kein Blockschutt mehr. Dieser reicht im N bis Steinhalten. Die bei und unter Lauterbrunnen liegenden Schuttmassen bewirken eine deutliche Talstufe mit steilerem Flußlauf. Während das durchschnittliche Gefälle zwischen Stechelberg und Zweilütschinen 2,6% beträgt, fällt der Fluß zwischen Lauterbrunnen und Loch 3,7%. Bei der Brücke von Lauterbrunnen liegt der Talboden 30 m zu hoch. Dahinter dehnt sich bis auf die Höhe von Stegmatten ein ausgeprägter Alluvialboden mit nur 1,7% Gefälle.

Die Steilhänge ob Wengen

Für die hier zu untersuchenden Fragen sind die geologischen Verhältnisse ob Wengen von Bedeutung:

Das Gebiet Wengen–Männlichen–Tschuggen–Lauberhorn besteht fast ausschließlich aus Doggermassen der Wildhorndecke, deren Tektonik an den steilen Wänden deutlich sichtbar ist. Hauptelement ist eine liegende Antiklinale; ihre Stirn ist N Männlichen abgetragen. Kern und Hauptbestandteil sind die mächtigen Aalénien-Eisensandsteinmassen, denen die sich in leichtem Bogen über Wengen hinziehenden «Schwarzen Flühe» und die Blattifluh angehören. Ihre in den genannten Felswänden zum Ausdruck kommende größere Erosionsresistenz verdanken sie weitgehend quarzitischem Einschlag in den höheren Partien. Die darüberliegenden, durchfurchten und grasbedeckten Steilhänge bestehen aus Bajocien-Sandkalken, die den Kern der Synklinale unter den Galmbachhörnern darstellen. Sie werden wieder durch Wände bildenden Eisensandstein überlagert, gegen N allerdings nur noch bis in den Tschuggen. Als abschließendes tektonisches Element folgt die sogenannte Tschuggenschuppe mit Tschuggen- und Lauberhongipfel, zur Hauptsache wieder Eisensandstein. Sämtliche Schichten streichen an der ganzen Wand nach W in die Luft aus.

Die für das Folgende wichtigen Steilhänge über Wengen bestehen also aus Aalénien-Eisensandstein verschiedener Ausbildung sowie sandigen Kalken und einer Echinodermenbreccie des Bajocien. Während im Bajocien nur die oben abschließende Echinodermenbreccie im nördlichen Drittel kleine, zur Zerrüttung neigende Felswände bildet, d.h. leicht abgetragen wird, bestehen die auffälligen Felsbänder über Wengen aus dem vielfach zitierten Aalénien-Eisensandstein. Sie scheinen im S relativ ruhig. N Pt. 1967 ändern die Verhältnisse jedoch stark. Hauptsächlich die «Schwarzen Flühe» sind gewaltig zerklüftet; sehr tiefe, steil stehende, oft klaffende Risse verschiedener Richtung, speziell NW, SW und hangparallel, trennen direkt freistehende Türme von der Wand. Einzelne Pakete sind um geringe Beträge versackt. Das trifft für die ganze Höhe von 1800–2000 m zu. N der Männlichenbahn verschwinden die Felswände; die Böschung des Hanges wird ziemlich einheitlich ($35-38^\circ$). Unter Barwengi liegen zerrüttete Felsmassen von

Aalénien und Bajocien, umhüllt von Schuttmassen, die sich bei dieser großen Neigung in labilem Gleichgewichtszustand befinden. Bei Unwettern räumen die entstehenden Bäche gewaltige Schuttmengen fort. Ähnliche Verhältnisse, d. h. versackte und in Auflösung begriffene Massen, bestehen im Wald unter Pt. 2001.

2. DIE MASSENBEWEGUNGEN DES GEBIETES

a) Schnelle Bewegungen: Fels- und Bergstürze

Der überwiegende Teil der auf der Terrasse von Wengen liegenden Blockschuttmassen stellt Reste von Sturz – Schuß – Strömen dar. Louis [36, 4] hat sie kurz beschrieben. Sie sind von ganz unterschiedlicher Größe und überdecken sich teilweise, so daß die genaue Zahl nicht bestimmt werden kann. Die hier untersuchten sind verschiedenen Alters, aber alle postglazial. Die erkennbaren Einzelereignisse lassen sich vorwiegend nach ihren Ablagerungshaufen unterscheiden.

Wengen – Zentrum

Dies ist der älteste Bergsturz, da er sowohl im N wie im S durch jüngere Bildungen überlagert wird. Aus diesem Grunde sind auch sein Umfang und seine Masse nicht bestimmbar. Reste seiner Ablagerungen lassen sich unterhalb des Bahnhofs feststellen; ein Teil des Stromes muß das Lütschinental erreicht haben und an der Westseite aufgebrandet sein. Das bedeutet aber nicht, daß die gesamte Trümmermasse E der Lütschine von Bergstürzen stammt; sie röhrt teilweise von den zerfallenden Aalénienwänden unter Wengen her.

Das Abrißgebiet, das seither immer der Verwitterung und Erosion unterliegt, ist nicht mehr genau zu bestimmen. Doch muß es sich W unter Hotel Männlichen befunden haben mit einem oberen Abrißrand bei ca. 2000 m. Als Sturzrichtung ist, den Gefällsverhältnissen entsprechend, W 35° S anzunehmen. Für die Ablösung war, wie in den folgenden Beispielen, in erster Linie die Klüftung maßgebend. Die Schichtfugen trugen zur Zerrüttung der Felsmasse bei. An Material ist nur Aalénien-Eisensandstein nachzuweisen, was aber mitgerissenes Bajocien nicht ausschließt,

Äußere Allmend–Loch

Der Nordrand des Sturzes ist bis unter Wengwald sehr deutlich erhalten; er bildet die Grenze des moränenbedeckten Gebietes. Der Schußstrom fuhr ins Lütschinental hinunter, brandete auf der Gegenseite bis auf 900 m auf und schuf die Verflachung bei Pt. 870 (?). Sicher ist nur ein Teil des Trümmerstromes ins Tal hinuntergelangt; viel blieb auf der Verflachung der Terrasse zurück. Die weiterschießen-

den Partien müssen am untern Steilabfall eine neue Beschleunigung erfahren haben. In der ganzen Fahrbahn gibt es keine Hindernisse, die eine Ablenkung bewirkt hätten.

Das Abrißgebiet ist in der verschwundenen N-Fortsetzung der «Schwarzen Flühe» W Männlichen zu suchen. Die Hauptmasse lag unter 2000 m. Durch diesen und die folgenden Abrisse wurde die Verbindung zwischen den «Schwarzen Flühen» und dem Grat bei Pt. 2001 zerstört. Die Sturzrichtung ist ebenfalls W 35° S, die Ursachen der Ablösung sind dieselben wie oben.

Daten:

Oberster Abrißrand: 2000 m

Neigung im Abrißgebiet: min. 45°

Weitestes Punkte bei Brandungsoberrand: 900 m ü. M.

Tiefster Punkt im Tal: 750 m

Brandungshöhe: 150 m

Länge der Fahrbahn: 2,85 km

Fahrböschung: 21°

Abgestürzte Masse nicht meßbar

Nachsturz äußere Allmend

Ein weiteres Ablagerungsgebiet liegt über 1260 m. Die abgefahrene Masse ist kleiner, ca. 3-5 Mio m³, und gelangte deshalb nicht weiter.

Das Abrißgebiet ist ungefähr dasselbe wie oben. Durch den ersten Sturz wurde auch der höher liegende Bajocien-Sandkalk exponiert und in geringem Maße beim zweiten Sturz mitgerissen. Die Hauptmasse ist aber auch hier noch Eisensandstein. Form und Neigung des Ablagerungsgebietes machen es wahrscheinlich, daß es sich nicht nur um einen einzigen Nachsturz handelte. Da die zerrütteten Felsmassen auch nach diesem Sturz noch in einer für sie zu steilen Böschung lagen, folgten weitere Massenbewegungen, allerdings von anderer Art, wie noch zu zeigen sein wird.

Daten für den zweiten, vermutlich nicht einheitlichen Sturz:

Oberster Abrißrand: ca. 2000 m

Ablagerungsstirn: 1260 m

Maximale Höhendifferenz: ca. 740 m

Fahrbahnlänge: 1,5 km

Fahrböschung: 26°

Der letzte Wert läßt ebenfalls vermuten, daß der Haufe aus verschiedenen Stürzen zusammengesetzt ist, da eine Masse von einigen Mio m³ bei hindernisloser, ziemlich steiler Fahrbahn normalerweise weiter gelangt und ein langgezogenes Ablagerungsgebiet zur Folge hat.

Gassen-Chneugraben

Die vom Chneugraben durchschnittene Schuttmasse liegt zum größten Teil auf der Terrasse; es ist kein nennenswerter Absturz ins Tal erfolgt, was aus der Form der Masse und ihrem ziemlich deutlichen Nordrand geschlossen werden darf. Die 5–6 Mio m³ Aalénien-Eisensandstein stammen aus dem südlichen Teil der «Schwarzen Flühe» zwischen 1700 und 1900 m Höhe. Die Klüftung der Felsmassen ist auch hier sehr bedeutend. Der Absturz erfolgte genau nach W.

Daten:

Oberster Abrißrand: 1900 m

Ablagerungsstirn: 1200 m

Maximale Höhendifferenz: 700 m

Länge der Fahrbahn: 1,65 km

Fahrböschung: 23°

S Chneugraben

Dieser Bergsturz war kleiner; sein Schutt überdeckt zum Teil das Ablagerungsgebiet des größeren Chneugrabensturzes.

Daten:

Oberster Abrißrand: 1850 m

Ablagerungsstirn: 1360 m

Maximale Höhendifferenz: 490 m

Fahrbahnlänge: 1,1 km

Fahrböschung: 24°

Gebiet des Steinenwaldes

Hier können drei nach W gerichtete Bergstürze unterschieden werden, die alle im Ausmaß die größeren der oben beschriebenen nicht erreichen und jünger sein müssen. Es wurden nur Eisensandsteinmassen mitgerissen. Bajocienblöcke in den oberen Ablagerungen stammen von kleinen Nachstürzen.

Daten	Steinenwald bis Bahnhof	S Steinenwald-Gassen	N-Teil Steinenwald
Volumen	2 Mio m ³	1 Mio m ³	1 Mio m ³
Abrißoberrand	1880 m	1800 m	1800 m
Ablagerungsstirn	1240 m	1360 m	1320 m
Maximale Höhendifferenz	640 m	440 m	480 m
Fahrbahnlänge	1450 m	960 m	950 m
Fahrböschung	24°	25°	27°

Der letzte, jüngste Sturz im N-Teil des Steinenwaldes kann nur der Form nach vom größeren Steinenwaldsturz unterschieden werden. Sein Abrißgebiet liegt etwas nördlich des größeren.

Kleine Nachstürze sind in diesem Gebiet immer wieder möglich; die Zerrissenheit der Wände spricht deutlich. Der letzte größere Felssturz ist bei Gassen sehr gut erhalten. Er ist nach einem Zeugnis (Lit. [38]) in der ersten Hälfte des 18. Jahrhunderts abgefahren.

b) Langsame Massenbewegungen

Im Norden, WSW Männlichen

Die beschriebenen nördlichen Bergstürze ließen immer noch ziemlich große Steilheit im zerklüfteten Abrißgebiet zurück, wie die einzige Bajocien-Sandkalkwand 400 m W Männlichen zeigt. Sie verwittert stark und wird sehr leicht abgetragen. Unter diesen Verhältnissen ereigneten sich Sackungen SW und vor allem SE Pt. 2001 auf 40° steilen Gehängen, die sich während des Absackens vollständig auflösten. Im Wald SW Pt. 2001 sind nur noch Reste zusammenhängender Massen in Blockschutt zu erkennen.

Deutlich sind Felsbewegungen, die sich aus dem Gebiet N Pt. 1880 Richtung SW bewegten. Eine untere Masse liegt, fast ganz aufgelöst, unter 1650–1630 m; sie umfaßt Aalénien und Bajocien. Eine zweite flache Sackung von 9 ha befindet sich im offenen Hang zwischen 2000 und 1700 m. Ihre obere Partie besteht aus Bajocien-Sandkalk, die tiefere aus Aalénien-Eisensandstein. Der Zusammenhang ist als Form noch erkennbar, aber die Auflösung in gegeneinander verstellte Ge steinspakete lässt sich in den zwei sie durchschneidenden Runsen kontrollieren. Bei Unwettern wird daraus sehr viel Material verschwemmt.

Im Süden, zwischen Faulenwasser und Blattifluh

Das mit vorwiegend Blockschutt bedeckte Gebiet umfaßt gut 1 km² und ist 20–25° nach WNW geneigt.

Zur Hauptsache sind es aufgelöste, verrutschte Massen, in geringerem Maß überdeckt durch kleine Felsstürze. Die bewegten Komplexe sind kaum sehr tief, maximal 80 m, meist erheblich weniger. Sie sind keinesfalls als einheitliche Masse verrutscht. Entlang den sich zu Verwerfungen entwickelnden ausgeprägten Klüften scherten kleine Partien treppenartig von unten nach oben ab, unterstützt durch eindringendes Wasser. Dies war um so eher möglich, als der Eisensandstein hier zum Teil schiefrig und im S noch durch wenig widerstandsfähige Aalénien schiefer unterlagert ist. Die abgerutschten Komplexe lagen ursprünglich tiefer als die Blattifluh, so daß nicht nur diese erhaltenen Wände ihre Heimat darstellen. Die vertikale Absenkung erreicht ca. 100 m im S und über 200 m im N.

VII. DAS GEBIET DES GUFERWALDES

Zwischen Isenfluh und dem Sausbach liegt ein bewaldeter Hang, der sich vom Vreneli bzw. Pt. 2005,9 bis ins Sandweidli hinunterzieht. Offenes Land findet sich darin nur bei Bockstätt. Oben wird er gegen W durch die Felswand unter Pt. 2005, gegen NW durch einen Grat mit den Vrenelizähnen abgeschlossen. Eine 60–80 m hohe Wand in der oberen Hälfte, Suls- und Sausbach in der untern bilden die S-Grenze. Im N besteht ein stufenloser Übergang zum offenen Gelände von Sulwald und Isenfluh. Das Gebiet ist allgemein trocken; es existiert kein oberirdischer Wasserablauf, dagegen treten ob Sandweidli bei 1000 m zwei größere Quellen aus.

Die durchschnittliche Neigung beträgt von oben bis unter 1200 m 20–25°; darunter steigt der Böschungswinkel auf über 30°, unterhalb einer durch Schutt verdeckten Felswand bei 1000 m noch höher.

Das 1,3 km² große Gebiet ist durch sehr groben Blockschutt bedeckt. Eiszeitliche Moränen fehlen vollständig, während sie bei Isenfluh und Sulwald gut erhalten sind. Der eckige Blockschutt ist nach Form und Größe sehr unregelmäßig. An der Oberfläche herrschen große Blöcke vor, in der Hauptsache bis zu 50 m³. Ein Aufschluß am Weg nach Isenfluh zeigt im Untergrund die Blöcke und Klötze eingepackt in psammitisches und psephitisches Material, vom Feinsand bis zum splitterigen Grobkies. Eine Verkittung ist nicht festzustellen. Schon aus großer Distanz fallen zwei den Wald überragende Klötze bei 1680 und 1400 m auf, deren Inhalt 10000 m³ übersteigt. Weit über 90% des Materials sind Tithon-Kimeridge-Sequan-Kalke (im folgenden als Malmkalk bezeichnet); stellenweise finden sich wenig Argovienmergel und -kalke. Die Malmkalke weisen viele kalziterfüllte Klüfte, zum Teil mit Rutschstreifen, und helle Verwitterungsrinde auf. Ihre Kanten sind ziemlich gerundet; einige Zentimeter tiefe Rillen chemischer Verwitterung sind häufig, vor allem an großen Blöcken. Nicht verwitterte Stellen, meist an der Unterseite, zeigen muscheligen Bruch.

Eine Besonderheit des Hanges stellt eine oberflächlich ebenfalls aus Trümmern bestehende, 20–30 m hohe Rippe dar, die sich in schwachem Bogen zwischen den erwähnten Riesenklötzen abwärts zieht und sich unter 1400 m so verbreitert, daß sie als relative Erhöhung die ganze Rodung von Bockstätt umfaßt. Umgekehrt kann gesagt werden, daß das N und S von ihr liegende Gebiet vertieft ist.

Geologisch liegen folgende Verhältnisse vor: Der Hang wird durch den S-Schenkel der sogenannten Ahornifalte gebildet, deren mächtige Malmkalkmassen E und N Sulwald auffallen. Die Trümmermassen stammen jedoch nicht aus dieser Einheit, sondern aus der darüberliegenden, überschobenen Kümmattenfluhplatte, deren Malmkalkwände N, E und S Pt. 2005,9 deutlich sind. Zwischen diesen beiden Kalkmassen liegen die den Malm unten und oben abschließenden, mergelig-schiefrigen Schichten des Argovien und Berriasien. Sie sind ob Mäderalp und am

Vreneli aufgeschlossen und fallen hier etwas steiler als der Hang nach SE. Erwähnenswert ist ebenfalls, daß der Malmkalk der Kühmattenfluh (Pt. 2005) eine große Zahl mehr oder weniger N gerichteter, senkrechter bis schiefer Brüche aufweist.

Die Massenbewegung

Stauffer [47] deutet die Trümmerakkumulation als postglazialen, auf der schiefen Ebene der Argovien-Berriasien-Überschiebung abgefahrenen Bergsturz.

Dem ist entgegenzuhalten, daß es sich keinesfalls um einen Bergsturz i. e. S. handeln kann, da im Abrißgebiet und darunter keine Steilstufe vorhanden ist. Vielmehr müßte man einen Schlipfsturz (nach Heim) vom Typ Goldau annehmen. Doch ist auch dies aus den folgenden Gründen unwahrscheinlich:

1. Die Hauptablagerungen großer schneller Massenbewegungen beginnen durchwegs auf Neigungen weit unter 20° . Hier haben wir es mit einer durchschnittlichen Untergrundsböschung des Trümmerfeldes von 24° zu tun.
2. Für eine schnelle Bewegung müßte man deshalb annehmen, daß der größte Teil des Materials ins Lauterbrunnental hinuntergefahren wäre und dort einen Brandungshaufen von mindestens 250 m Höhe akkumuliert hätte, da die Fahrbahn ungefähr quer zum Tal verläuft. Von einem solchen ist aber keine Spur zu finden, weder Trümmer auf der rechten Talseite noch eine entsprechende Erhöhung des Flußlaufes. Eine postglaziale vollständige Ausräumung einer solchen Schuttmenge durch die Lütschine ist undenkbar. Wohl ist der Talboden bei Sandweidli 20 m zu hoch, doch liegt die Ursache im sehr viel Schutt führenden Sausbach, eventuell teilweise in der Gefällsstufe von Lauterbrunnen.
3. Die morphologische Beschaffenheit des Guferwaldgebietes deutet auf andere Entstehungsformen des Trümmergebietes.

Über die Heimat der Trümmermassen kann kein Zweifel bestehen. Es handelt sich um Kühmattenfluhmalm aus dem Gebiet Vreneligrat-Kühboden. Zwei Faktoren waren für die Ablösung der Massen entscheidend:

1. Die vorhandenen Klüfte und Brüche als schwache Stellen.
2. Die Unterlagerung der Massen durch undurchlässige, leicht zerfallende Mergelschiefer. Da sie ungefähr hangparallel liegen, bildeten sie in durchnäßtem Zustand einen guten Gleithorizont.

Eine schnelle Bewegung hätte im ganzen abfahrenden Komplex jeden Zusammenhang vollständig zerstört. Die zwischen den beiden riesigen Klötzen liegende Rippe und die relativ erhöhte Fläche bei Bockstätt hängen aber, wenn auch sehr gelockert, einigermaßen zusammen. Es muß also nach erfolgter Ablösung durch Schwerkrafteinwirkung eine langsame Bewegung der Massen eingesetzt haben,

eine schleichende Talfahrt nach Heim [27]. Die Rutschung richtete sich ziemlich genau nach SE. Die Auflösung erfolgte während der Bewegung durch Bildung immer neuer Brüche, Verstellungen und Differentialbewegungen. Unregelmäßigkeiten im Gleithorizont, speziell vorhandene Versteilungen mögen eine Hauptrolle gespielt haben. Der Vergleich mit einem Gletscher ist in dieser Beziehung sicher richtig. Schließlich fand ein Teil unter Bockstätt Halt, wogegen die nördlicheren Partien sich langsam weiter bewegten und nach und nach am Steilhang ob Sandweidli abstürzten. Dank der Langsamkeit des Vorganges kam es nicht zur Bildung eines Brandungshaufens; Lütschine und Sausbach konnten die Trümmer laufend ausräumen. So erklärt sich die schwache Mulde im N-Teil, wogegen die Vertiefung S der erwähnten Rippe ihre Ursache in der Bewegungsrichtung der ganzen Masse hat.

Sicher war die Klippe des Vreneli nach erfolgter Rutschung noch wesentlich größer als heute, aber auch schon damals sehr stark zerrüttet und exponiert, so daß bis heute eine ganze Anzahl kleiner Bergstürze entstand, die von oben Blockschutt nachlieferten. Der jüngste Felssturz erfolgte am 18. Dezember 1934 [38]; er wird nicht der letzte bleiben. Das ist auch der Grund, warum die Trümmermassen schon ob 1700 m einsetzen.

Das Blockschuttgebiet als Ganzes liegt heute ruhig, was die Lage der Verwitterungsrisse beweist; sie laufen an vielen Blöcken schön in der Fallrichtung hinunter. Die noch schwach zusammenhängenden Massen sind unter Bockstätt verankert; die nördlichen Trümmerfelder liegen ohne Bewegung auf einer ca. 25° geneigten Unterlage, was beweist, daß die Durchnässung einst größer sein mußte.

Das ganze Ereignis ist postglazial-prähistorisch; denn erstens fehlt die Moräne überall, und zweitens deuten die einige Zentimeter tiefen Rillen chemischer Verwitterung auf ein gewisses Alter.

Einige Daten

Ganzes Blockschuttgebiet: 1,3 km²

Länge bis zum Abbruch bei 1020 m: 1,9 km

Maximale Breite: 850 m

Tiefe der Ablagerung: maximal 80 m, meist erheblich weniger

Durchschnittliche Böschung des Gebietes: $24\text{--}25^\circ$

Der Inhalt der abgefahrenen Massen ist kaum zu berechnen, da ein Teil verschwemmt worden ist. Heute vorhandenes Trümmervolumen: 25–35 Mio m³ (Stauffer berechnet für seinen Bergsturz 5–6 Mio m³, was einer mittleren Trümmerdicke von gut 4 m entspricht).

Horizontale Bewegung: sehr verschieden, für die Hauptmasse ca. 500 m

Absenkung: mindestens 200 m

Die Blockschuttmassen N Isenfluh

N des Dorfes Isenfluh zieht sich eine Felswand aus Malmkalk der Ahorni-Antiklinale nordwärts. Ihre Höhe nimmt von S nach N von 100 auf über 200 m zu. E darunter fällt ein waldbedeckter Hang mit $32-34^\circ$ gegen die Bajocienwand über dem Lütschinental ab. Diese Fläche von $0,3 \text{ km}^2$ ist unter der Malmwand vollständig mit Blockschutt bedeckt, ausschließlich Malmkalk. Stellenweise handelt es sich um ein richtiges Blockgewirr, das alle Größen bis über 200 m^3 umfaßt, in andern Teilen ist der Waldboden nur schwach bedeckt. Gleichartige Gebiete ziehen sich in breiten Streifen nach E hinunter. Frische Brüche sind an den Blöcken nirgends sichtbar; sie sind alle bereits gerundet und angewittert. Die Moränendecke fehlt vollständig.

Die Erklärung bietet keine Schwierigkeiten. Die Malmkalkwand weist hier vor allem auch in N-S-Richtung starke steile Klüftung auf. Wahrscheinlich ist an der Ablösung einzelner Partien vorwiegend Frostverwitterung beteiligt. Es haben sich vor allem kleinere Felsstürze ereignet, wie aus der streifenweisen Anordnung der Blöcke geschlossen werden kann. Ein einheitlicher großer Bergsturz ist aus diesem Grunde nicht möglich. Die Steilheit der Trümmerfelder, die die maximale Schuttböschung für derartige Gesteine erreicht, und die im Tal unten noch teilweise erhaltene Moränendecke schließen einen großen Sturz ebenfalls aus.

Das Gebiet Ars-Balm

Ähnliche Verhältnisse liegen zwischen Ars 2194,9 m und Balm vor. Auch hier fehlen die Moränen ganz.

Der Malmkalk liegt ob Balm ungefähr hangparallel, steigt nach NW auf, biegt in der Gipfelregion des Ars um und streicht gegen SE in die Luft aus.

Der E-Hang des Ars ist im höheren Teil durch typischen Gehängeschutt bedeckt, der 30° -Böschungen bildet, im untern Teil bei Balm durch Blockschutt in der Art des Gebietes N Isenfluh, allerdings weniger dicht.

Das Zustandekommen ist ähnlichen Erscheinungen wie N Isenfluh zuzuschreiben. Die Ablösung erfolgte NE Pt. 2194, wobei auch richtige Felsstürze vorkamen, und W ob Balm bei ca. 1600 m.

VIII. DER RAUM STÖPFHUBEL-BORT-GRINDELWALD

Unterhalb der Linie Stöpfhubel-Pt. 1697-Horbach-Egritz-Bort-Pt. 1471 befinden sich deutliche Hangversteilungen von unterschiedlicher Höhe und Neigung. Letztere mißt z. B. unter Horbach-Egritz 33° , während S davon die Böschung der weiten Hänge bis an die Lütschine hinunter $10-13^\circ$ beträgt. Dieses tiefere Gelände ist durch die Ortsbezeichnungen «Hinter der Brügg», Boden, Giglen, Schwarzi-

gen Häusern, Mühlebach, Dürrlöcher, Grindelwald-Kirche einigermaßen umris-
sen. Fingerartige Rippen ragen von oben in das Gebiet hinein: S Stöpfihubel,
S Pt. 1544, S Egritz-Pt. 1458, Chrisegg und S Pt. 1471.

Das 6 km² große Gelände zeigt besondere Charakteristiken: Die Oberfläche ist unruhig, leichte Mulden und Erhebungen von unregelmäßiger Größe wechseln ständig. Die Mulden sind oft sumpfig, zum Teil mit stehendem Wasser gefüllt. Bei Schneeschmelze ist dieser Zustand am ausgeprägtesten. Die Bauern ziehen kleine Entwässerungsgräben, ohne durchdringend Abhilfe schaffen zu können. Der überwiegende Teil ist Grasland, die Aufschlüsse deshalb relativ selten. Den besten Eindruck erhält man entlang den Bächen, wo schwärzlicher Dreck und offensichtlich verstellte Schieferpakete zum Vorschein kommen. Die oberen Hänge weisen, als Ganzes gesehen, leicht konkave Form auf, wogegen im Gebiet Mühlebach–Grindelwald der Verlauf der Isohypsen konvexe Formen andeutet. Hier macht das Gelände auch einen ruhigeren Eindruck, und die Moränendecke ist stellenweise noch erhalten. An den Längsseiten der erwähnten Rippen treten Schiefer zutage. Sie fallen SE, steiler als der Hang, weisen oft starke, unregelmäßige Klüftung auf und sind streckenweise in den obersten Partien zerdrückt und verschoben.

Geologisch bietet sich folgendes Bild: Zwischen der Großen Scheidegg und Grindelwald liegt ein großer Komplex von ca. 400 m mächtigen Aalénien-Ton-



Verrutschte Aalénienschiefermassen bei Dürrlöcher, 1340 m N Grindelwald. Bei starker Durchnässung (Schneeschmelze) entstehen hier sehr oft kleine und kleinste sekundäre Rutschungen.

schiefern, unterlagert von schiefrigem und knorrigem Aalénien-Eisensandstein. Das Ganze stellt eine weite Mulde mit verkehrter Lagerung dar, die ein ziemlich starkes Axialgefälle nach SW aufweist. Die Schichten fallen SE, biegen sich aber am Autochthon des Wetterhorns und Mettenbergs auf. Da sich kein Zusammenhang mit den im N liegenden Elementen der Wildhorndecke nachweisen lässt, gilt der Komplex als ultrahelvetisch.

Für das Folgende ist die Beschaffenheit der Aalénienschiefer interessant: Es sind dunkle, glatte, dünnblättrige Schiefer, sandfrei, mit hohem Ton- und leichtem Eisengehalt. Sie sind weich und zerfallen sehr leicht. Ihr Verwitterungsschutt ergibt, mit Wasser vermischt, einen dunklen, blättrigen Dreck (Schwarze Lütschine!).

Die Massenbewegungen

Daß Massenverlagerungen in diesem Gebiet stattgefunden haben und es auch heute nicht ruhig ist, beweisen viele Indizien: Hangversteilung und Rippen oben als Abrißgrenzen, versumpfte Mulden, abwechselnd mit Erhebungen, gelöste und verstellte Schieferpakete, zerstörtes Gestein, kleine oberflächliche Rutschungen.

Es handelt sich nicht um eine einheitliche, sondern um differenzierte, langsame Bewegungen, wobei zwei Phasen deutlich, aber ineinander übergehend, unterschieden werden können:

a) Abrutschen kleinerer Komplexe entlang Schicht- und Kluftflächen mit Sakkationscharakter. Dieses Phänomen lässt sich z.B. an der Rippe bei Giglen deutlich nachweisen. Die Scherflächen liegen ziemlich steil. Infolge ihrer geringen Widerstandsfähigkeit lösen sich die Schieferpakete in der Bewegung nach und nach auf, so daß auf dem erreichten flacheren Hang die noch erhaltenen Blöcke in Feinmaterial schwimmen.

b) Die solchermaßen großenteils zerstörten Schiefermassen bewegen sich, im allgemeinen äußerst langsam, auch auf dem flacheren Hang talwärts. Es entstehen dabei keine sichtbaren Risse und Spalten. Wenn in der ersten Phase das Rutschen und Gleiten dominiert, so beruht die zweite hauptsächlich auf Fließ- und Kriechvorgängen, die immer nur begrenzten Umfang haben. Es lassen sich auf Flugaufnahmen richtige Fluidalstrukturen nachweisen, sehr deutlich im Gebiet von Dürrlöcher. Dank des ständigen Wechsels von steileren und flacheren Partien entsteht noch eine Kleinform. Bei intensiver Durchnässung des Bodens, speziell während der Schneeschmelze, rutschen und fließen an exponierten Punkten kleine Massen von vorwiegend Lockermaterial weg, meist weniger als 1 m tief, wenige bis einige 100 m³ umfassend. Es ergeben sich Fahrbahnen von einigen bis zu 50 m und in Ausnahmefällen darüber. Nach starken Regenfällen und intensiver Schneeschmelze Ende Februar 1957 beobachtete ich im Raum Bort-Grindelwald über ein Dutzend solcher Stellen.

Während im oberen Teil der Hänge die Abtragung dominiert und örtliche Auflagerungen nur temporären Charakter haben, bestehen in den tieferen Teilen Akkumulationen, in denen stückweise, bei Unterhäusern, Mühlebach und Grindelwald, die Moränendecke noch erhalten ist, allerdings nicht so ausgedehnt zusammenhängend wie auf der geologischen Karte. Der Übergang der beiden Zonen liegt bei Grindelwald in ca. 1140 m, bei Mühlebach ca. 100 m höher. Die durch den Isohypsenverlauf angedeuteten Akkumulationen beweisen, daß Unterschneidung der Gehängefüße durch die Schwarze Lütschine mit Schaffung übersteiler Böschungen als Ursache der Bewegungen nicht in Frage kommt. Das in den höher gelegenen Partien in einer Mächtigkeit von 30–80 m, Mittel 40–50 m, fehlende Material ist größtenteils nicht verschwemmt und weggeführt, sondern im tieferen Gebiet selbst angehäuft. Die Bäche schaffen wohl ständig Schutt weg, doch keinesfalls so viel, wie von oben her nachfolgt. Das Totalvolumen aller bewegten Massen schätze ich auf 80–150 Mio m³, die Dauer auf mehrere 1000 Jahre. Aus den Verhältnissen kann geschlossen werden, daß die Rutschungen von unten nach oben und von innen nach außen fortschreiten und vermutlich eine primäre Steilstufe mit ihnen wanderte, die ihren Ursprung in der Eiszeit haben dürfte.

Als *Ursachen* der Bewegungen wirken folgende Faktoren zusammen:

1. Die Aalénien-Tonschiefer verwittern und zerfallen sehr leicht, ihre Scherfestigkeit ist gering. Schiefrig-tonige Gesteine ergeben, falls ihre Fugen mit Wasser gefüllt sind, gute Gleithorizonte.
2. Die Lage der Schiefer erleichtert das Eindringen von Wasser entlang Schicht- und Kluftfugen und damit das Abgleiten einzelner Schollen.
3. Das Gebiet ist auffallend stark durchnäßt. Ein überdurchschnittlicher Anteil an Regen- und Schmelzwasser sowie des Zuflusses aus dem höher liegenden Einzugsgebiet wird vor allem durch den nur schlecht durchlässigen tonigen Feinschutt zurückgehalten und wirkt als Schmiermittel. Die Wasseransammlungen befinden sich immer im Nacken verrutschter, in Feinschutt eingebetteter Massen.

Daß auf so wenig geneigter Unterlage, 10–13°, so ausgedehnte Bewegungen eintraten, ist nur auf für Rutschungen optimale Verhältnisse zurückzuführen. Es muß allerdings beigefügt werden, daß die primären Bewegungen auf steilerer Unterlage entstanden. Eine genaue Vermessung des Gebietes wäre sehr wünschenswert und aufschlußreich.

Randerscheinungen

S der Schwarzen Lütschine, am Südrand der Aalénienschiefermulde, im Gebiet Auf der Sulz–Auf der Halten, herrschen ähnliche Verhältnisse. Schieferkomplexe rutschten unter teilweiser Auflösung auf den Kluft- und Schichtflächen nach NW

ab. Das $0,6 \text{ km}^2$ messende Gelände ist wesentlich steiler, aber gerade deswegen weniger durchnäßt. Unterschneidung des Fußes durch die Lütschine ist hier als Ursache sicher mitbeteiligt. Im stärker versackten NE-Teil wurde durch die Massenverlagerung der Fluß 200 m nach NW gedrängt.

Oberflächliche Anrisse ereignen sich auch hier weiterhin und zerstören die Grasnarbe, z. B. auf der Halten im Jahre 1954.

Auf der Großen Scheidegg liegt ein $0,3 \text{ km}^2$ großer, in Aalenienschiefer eingewickelter Komplex von Eisensandstein, der ähnliche Sackungs- und Auflösungserscheinungen zeigt, wie sie am Lauberhorn ausführlicher besprochen werden sollen.

Unter der NW-Wand des Wetterhorns finden sich neben durch Steinschlag und Lawinen entstandenen Gehängeschuttkegeln auch Blockschuttmassen von einiger Ausdehnung, hauptsächlich zwischen Ober- und Unter-Lauchbühl. Die Kalktrümmer stellen Ablagerungshaufen verschiedener kleiner Bergstürze vom Wetterhorn dar. Doch sind sie kaum mit Sicherheit auf wesentliche Resultate hin zu untersuchen. Es sei nur erwähnt, daß es sich in den Lütschinentalern um die einzigen nennenswerten Stürze aus den gewaltigen Nordwänden des autochthonen Hochgebirges handelt.

IX. DAS GEBIET RÖTIHORN-SPITZEN-SCHWENDI

Eine 700–900 m breite Mulde zieht sich von Rötihorn–Spitzen nach Schwendi hinunter. Günzler [22] bezeichnete die sie erfüllenden Schuttmassen 1938 als «stone glacier», d. h. Blockstrom.

Die äußerlich feststellbaren Verhältnisse sind folgende: SE unter dem Rötihorn liegt zwischen 2600 und 2500 m eine stark zerrüttete Aalénien-Eisensandsteinwand, deren Schichten ungefähr wie der 30° geneigte, darunterliegende Hang nach SE fallen. Von 2500 bis 2200 m ist das Gebiet überstellt mit sehr unregelmäßigem Blockschutt und Komplexen, die noch einigermaßen Zusammenhang aufweisen. Zwischen 2200 und 2000 m mißt die wechselnde Böschung im Durchschnitt 28° . Auch hier liegt, wenngleich etwas weniger dicht, Blockschutt; ebenso sind unregelmäßig große, einigermaßen erhaltene Felssmassen erkennbar. Am Rotenegggrat sind Sackungserscheinungen sehr deutlich. Zwischen 2000 und 1700 m ist, vor allem im westlichen Teil, der 31° steile Hang bedeckt mit sehr viel grobem Blockschutt aus dünnbankig-knorrigem Eisensandstein, teilweise in Auflösung begriffen. In diesem höheren Gebiet, allgemein über 1700 m, weist der Hang als Ganzes konkav bis gerade Isohypsen auf und mißt $1,35 \text{ km}^2$.

Eindeutig konvexe Formen nehmen dagegen die Höhenkurven unter 1450 m an. Gleichzeitig verflacht sich das Hanggefälle sehr stark und schwankt bis ins Tal hinunter von 15 bis 18° . Erst in der an die Lütschine grenzenden Stirn steigt die Bö-

schung wieder über 20°. Dieser untere Teil, ab ca. 1600 m, umfaßt 2,1 km². Im ganzen ist der Hang hier von ziemlich einheitlicher Beschaffenheit. Es wechseln immer wieder kleine Mulden und Erhebungen. Auf Luftaufnahmen scheint ein Strömungscharakter feststellbar. Der Boden wird landwirtschaftlich genutzt, und die sichtbaren Blöcke sind deshalb relativ selten. Sind sie vorhanden, so handelt es sich zur Hauptsache um Eisensandstein, vereinzelt auch um Aalénien-schiefer. Im Graben des Abbachs liegen zwischen 1600 und 1300 m anstehende Aalénien-schiefer, doch nie in normaler Lagerung, meist deutlich ver stellt. Die Moränen-decke ist vollständig verschwunden, ausgenommen bei Duftbach und Schlucht. An verschiedenen Punkten treten Quellen aus, unter ihnen ziemlich mächtige; das Gebiet ist nur an kleinen Stellen versumpft. Die Wasserführung der in den Schutt-massen selbst entstehenden Bäche ist ausgesprochen regelmäßig. Viele kleine Quel-len gibt es auch im höheren Teil zwischen 1700 und 2000 m.

Geologische Übersicht: Das Gebiet liegt zur Hauptsache in zwei aus vorwie-gend Aalénien-Eisensandstein bestehenden Synklinalen, die auf der voll ausgebil-deten, nach NW aufsteigenden Simelihorn-Schwarzhorn-Falte aufsitzen. Die obere ist unter Spalten schön zu verfolgen, die untere NW Nothalden. Die Böschung des offensichtlichen Abrißgebietes unter Rötihorn-Pt. 2345 entspricht im wesentlichen den Schichtflächen der nördlichen Synklinale. An der Rotenegg hat die Abtragung bereits die Überschiebungsfäche zur tieferen Einheit erreicht. Dieser unteren Aalénien-Bajocien-Falte gehören die Eisensandsteinmassen zwischen Rotenegg und Tiefengraben sowie westlich davon an. Ihr Aalénien-schieferkern wird am Ab-bach sichtbar und bildet vermutlich eine Strecke weit den Untergrund der Schutt-massen.

Die Massenbewegungen

Eine Akkumulation großer Lockermassen, Blockschutt mit Feinmaterial, ist unter 1600 m eindeutig. Talwärts nimmt ihr Volumen zu, und zwar in der Breite und Tiefe, um das Maximum in der Höhe von Stutz zu erreichen. Die Breite wächst von 600 auf 1400 m an, die Tiefe von 50 m bei 1500 m ü. M. auf 120 m, in der Mitte gemessen. An den Seitenrändern ist der Trümmerstrom wesentlich weniger mächtig. Im ganzen kann mit einem Akkumulationsvolumen in der Größenordnung von 100 Mio m³ gerechnet werden.

Für die angehäuften Massen kommt eine große, schnelle Massenbewegung aus vielen Gründen keinesfalls in Frage. Vor allem müßte der Schußstrom eines der-artigen Bergsturzes viel weiter gefahren sein. Die Beschaffenheit des Abrißgebietes ließe ein solches Ereignis allerdings zu. Es ist deshalb nicht ausgeschlossen, aber ebenfalls nicht zu beweisen, daß interglaziale, vollständig ausgeräumte Bergstürze stattgefunden haben.

Die heutige Lockermasse verdankt ihre Existenz langsam Bewegungen, die komplexer Art sind. Der Blockschutt unter dem Rötihorn ist durch Blockfall und

Felsstürze aus den stark aufgelockerten Eisensandsteinwänden zustande gekommen, doch sind das relativ geringe Massen. Viel tiefgreifender und von größerem Umfang sind dagegen Sackungen von jeder Größe aus dem Raum Rotenegg-Rötihorn-Pt. 2345, die sich mehr oder weniger Richtung S absetzen. Obwohl von einem starken Schuttmantel umhüllt, sind einzelne leicht an Doppelgräten und Nackentälchen zu erkennen. Das ganze obere Gebiet macht einen chaotischen Eindruck und liegt auch heute nicht ruhig. Die Schichtflächen stellen nur in den obersten Partien teilweise Gleitflächen dar; von ebenso großer Bedeutung sind schief dazu verlaufende Klüfte und möglicherweise die tektonische Einheiten trennende Überschiebungsfäche. Eine einheitliche und geschlossene Bewegung des Ganzen ist ausgeschlossen; es handelt sich um viele, das gesamte Gefüge immer wieder verändernde Teilabsackungen, die voneinander abhängen. Der Aalénien-Eisensandstein ist an sich zwar kein weiches Gestein, bietet jedoch dank seines Fugenreichtums und seiner geringen Scherfestigkeit Verwitterung und Abtrag wenig Widerstand. So lösen sich auch hier die keineswegs auf ebenen Flächen rutschenden Massen immer mehr auf. Schulmäßig erkennbar ist dies an einer deutlich verrutschten Partie bei Pt. 2104, deren durch ein deutliches Nackentälchen vom Grat abgetrennte Masse an den Seiten eine große Zahl sekundärer Kleinsackungen aufweist, die den Komplex nach und nach zerstören. Sie verdanken ihre Entstehung nur der durch die Bewegung erfolgten Auflockerung der Felsmasse. Im ganzen Gebiet sind hie und da kleinere, frische Abrißspalten vorhanden, die allerdings durch Schutt in kurzer Zeit ausgefüllt werden und verschwinden.

Der steilere Hang zwischen 2000 und 1700 m stellt die Stirnregion der Sackungen dar, die im E höher liegt als im W. Die sich darunter verengende Mulde lässt die Komplexe sich verkeilen und steckenbleiben. Die Auflösung schreitet aber weiter fort, weshalb die Blöcke hier streckenweise außerordentlich dicht liegen. Es tritt auch eine große Zahl kleiner Quellen in diesem Steilhang aus. Man muß und darf annehmen, daß in der Abschmelzperiode der letzten Vergletscherung diese Vorgänge intensiver waren als heute und damals ein Großteil der bewegten Massen aufgelöst und in den Trümmerstrom übergeführt wurde.

Die unter 1600 m liegende Akkumulation weist, als Ganzes gesehen, deutlich den Charakter eines Trümmerstromes auf, ist aber mindestens genetisch nicht mit den Blockströmen identisch, wie sie in letzter Zeit in Graubünden studiert wurden [9, 12, 32]. Die Entstehung der Anhäufung ist mit Sicherheit nicht vorwiegend auf Gleit-, sondern auf Kriechbewegungen zurückzuführen. In dieser Hinsicht besteht eine Verwandtschaft mit Gletschern. An einem Hang mit 15–18° Böschung ist eine Bewegung nur unter starker Durchnässung möglich. Sie mußte zu Zeiten sicher größer sein als heute. Mithilfe leistete vermutlich der mitgenommene Schieferuntergrund, der schlecht durchlässig ist. Aalénienschiefer wurden zum Teil verschleppt. Partielle Bewegungen gibt es wahrscheinlich auch heute noch, allerdings

nicht in direkt feststellbarem Ausmaß. Die klimatischen Verhältnisse und Kulturarbeit, z.B. Quellableitungen, haben zu relativer Ruhe geführt.

Ein Unterschneiden der Stirnpartie mit großem Materialabtransport durch die Lütschine findet nicht statt. Der steilere Unterrand lässt sich durch die Kriechbewegungen und das Erreichen des Talbodens erklären. Die bei Schlucht noch stückweise vorhandene Moräne muß nicht unbedingt autochthon sein, sondern kann in erster Linie aus verschlepptem Material bestehen. Die am SE-Rand des Blockschutt bei Duftbach vorhandenen Quellen und Kalktuffmassen sind kaum direkt dem Trümmerstrom zuzuschreiben, da in ihm der Kalkschutt keine große Rolle spielt.

Randgebiete

Stößiboden-Matten

W der oben beschriebenen Erscheinungen sind auf anders geformtem Gelände ähnliche Bewegungen festzustellen. Der Eisensandstein der Simelihornfalte ist, SE fallend, bei Alp Holzmatten in ziemlicher Mächtigkeit erhalten. An der steilen Südseite haben sich Sackungen gelöst, die sich vor allem bei Stößiboden noch nachweisen lassen, W davon aber ganz in Blockschutt aufgelöst wurden. So bilden, unter Mithilfe kleiner Felsstürze, im Gebiet Läger-Gmeinenboden-Matten verfrachtete Blockschuttmassen den Weide- und Waldgrund und haben die Moräne zerstört. Das Gelände scheint ruhig; doch lässt sich vermutlich dasselbe sagen wie im großen Gebiet E davon.

SW Nothalden

Zwischen Spitzen und Pt. 1698 bei Nothalden zieht sich eine steile Felswand nach S, hauptsächlich aus Aalénien-Eisensandstein der früher erwähnten Synklinalen aufgebaut. N Nothalden besteht der Kern aus Sandkalk des Bajocien. Diese Wände bilden am E-Rand der großen Trümmermassen Schuttkegel, die durch Steinschlag und kleine Felsstürze genährt werden. SW Pt. 2000 liegen versackte Eisensandsteinmassen.

Bedeutend ist eine *Sackung SW Nothalden*, die außer Eisensandstein den Sandkalkkern der Synklinale umfaßt. Das Absinken erfolgte nach SW auf einer über 30° geneigten Kluftgleitfläche, wobei das N-Ende etwas gegen W abgedreht wurde. Die mittlere horizontale Verschiebung mißt 200 m, die vertikale Versetzung mindestens 120 m. Die $0,4 \text{ km}^2$ große Masse ist ziemlich kompakt, doch kann man nach morphologischen Merkmalen auf eine Dreiteilung schließen. Unter dem südlichsten Teil, der Ällfluh, liegt viel Blockschutt, der aus der Fluh selber stammt. Während in den obersten Partien des Komplexes Versickerungsstellen die Zerrüttung andeuten, treten bei Duftbach einige Quellen aus, die mit der Sackung im Zusammenhang stehen und die erwähnten Kalktuffmassen abgelagert haben, besteht doch die Felmasse zum Teil aus Sandkalken.

In der S unter Nothalden liegenden Eisensandstein-Steilböschung, bis über 40° fallend, sind weitere kleine Sackungen entstanden und Felsstürze Richtung Grindelwald abgefahren, deren Ablagerungsgebiet bei Duftbach bis auf 1050 m hinunterreicht, E davon auf 1200 m.

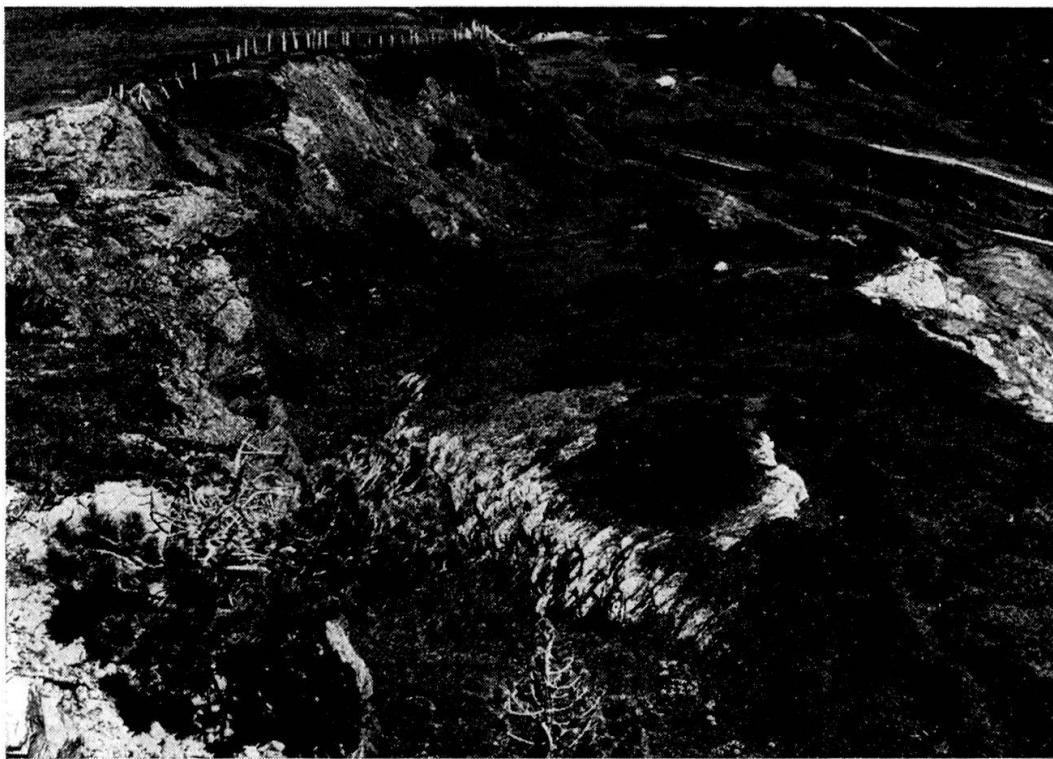
X. DAS GEBIET FALLBODEN-LAUBERHORN-TSCHUGGEN-ITRAMEN

Im Gegensatz zum steilen W-Abfall des Grates Männlichen-Tschuggen-Lauberhorn stehen die verhältnismäßig sanften Hänge E der Gipfel. Während gegen W die durchschnittliche Böschung oberhalb Wengen zwischen 40 und 45° liegt, sinkt sie im E unterhalb der eigentlichen Gipfel unter 20° , im Hauptteil des Hanges sogar auf $10-12^{\circ}$. Die Verschiedenheit ist direkt von den geologischen Verhältnissen abhängig.

Über der Waldgrenze fallen im Raume Tschuggen-Lauberhorn-Wengernalp-Fallboden-Bustiglen-Sattelegg vielerorts Auflösungsformen auf: unruhige Bodenfläche, ausgeprägte Kleinformen und Blockschutt. Die wenigen Felswände zeigen starke Klüftung, Verstellungen und Zerfall. Daß östlich des Hauptgrates nicht ebenfalls Bergstürze vorherrschen, liegt in den viel weniger steilen Hängen begründet. Das große Gebiet des Itramen-, Brands- und Hubelwaldes ist, vor allem



Kleine Scheidegg-Lauberhorn; rechts der Tschuggengipfel. Zerfallende Berge! Hinter (N) dem Skilift Versackung in größeren Komplexen, links davon (S) viel kleinere Schollen, alles Eisensandstein.



Nach NE abgleitende Aalénien-schieferscholle zwischen Kleiner Scheidegg und Fallboden. Noch ziemlich kompakte Felssmasse, versumpftes Nackentalchen.

in den flacheren Partien, sehr stark durchnäßt; Sumpf wechselt mit kleinen Teichen. Blockschutt und hie und da zerrissene Felspartien aus Aalénien-Eisensandstein sind typisch, so daß es verfehlt erscheint, der eiszeitlichen Moränendecke derart große Ausdehnung zuzuschreiben, wie dies die geologische Karte [22] tut (Itramenwald). S des Finstergrabens ist die Moräne allerdings weit hinauf gut erhalten, und im offenen Land bei Wärgistal, Itramen teilweise und Rauft läßt sie sich ohne Mühe lückenlos nachweisen.

Geologische Übersicht

Die geologischen Verhältnisse stellen die östliche Fortsetzung der an den Wänden ob Wengen erkennbaren Tektonik dar. Der große Unterschied liegt darin, daß man es im W mit in die Luft ausstreichenden Schichtköpfen zu tun hat, im E mehr oder weniger mit Schichtflächen, weisen doch die Einheiten nicht nur ein leichtes SE-Fallen, sondern auch ein deutliches Axialgefälle Richtung Grindelwald auf. Neben dem Bajocien der großen Männlichenfalte ist hauptsächlich das Aalénien der Simelihorn-Schwarzhorn-Falte und der Tschuggenschuppe aufgeschlossen, im Gebiet Salzegg-Kleine Scheidegg außerdem die ultrahelvetischen Aalénien-schiefer. Letztere fehlen unterhalb Mettlen, um erst wieder zwischen Grindelwald und der Großen Scheidegg zu Bedeutung zu gelangen. Die zur Hauptsache N des

Guntelgrabens den Untergrund bildenden Bajocien-Sandkalke spielen für das Folgende keine Rolle, dagegen der im Finstergraben und Mehlbaumgraben zutage tretende schiefrige und der darüber liegende knorrige bis bankige Aalénien-Eisen-sandstein, wie auch die ultrahelvetischen Tonschiefer.

Die Massenbewegungen

Es handelt sich, den örtlichen Gegebenheiten und Geländeformen entsprechend, um eine Reihe verwandter und zum Teil zusammenhängender Erscheinungen, die gesondert betrachtet werden müssen.

1. Der Raum Galtbachhörner–Kleine Scheidegg–Wengernalp

Der gegen S abfallende Hang besteht aus knorrig-schiefrigen bis bankigen Eisen-sandsteinen der Tschuggenschuppe, die durch dunkle Tonschiefer unterlagert sind und ungefähr hangparallel nach SSE eingefallen. Oberhalb der Bahnlinie Wengernalp–Scheidegg liegt eine Reihe von Sackungen, deren Konturen durch die seither erfolgte Verwitterung und Abtragung teilweise verwischt sind. Es sind Komplexe in der Größenordnung von $0,1 \text{ km}^2$ und Tiefen von 40–60 m, die auf den Aalénienschiefern zur Hauptsache entlang den Schichtflächen gestaffelt abgerutscht sind. Der Gesteinszusammenhang ist dabei weitgehend gewahrt; dagegen ist an den seltenen Aufschlüssen doch eine Auflockerung deutlich und wird durch kleine, ziemlich junge Schuttrutsche bestätigt, die sich aus den Sackungen lösten und unterhalb der Bahnlinie liegen, z.B. direkt E Wengernalp und bei Pt. 1998, hier ein Teichlein auf dem Rücken tragend. Ein gut erhaltener Felsschlipf ereignete sich NW ob Station Wengernalp mit Oberrand bei 1980 m, Abfahrt nach W und in Schutt aufgelöstem Ablagerungshaufen ob der Bahn bei 1800 m. In den großen Komplexen scheint Stillstand eingetreten zu sein, wohl in erster Linie verursacht durch die geringere Neigung des Hanges unter der Bahnlinie. Die deutlichste und jüngste größere Felsbewegung kann etwas genauer beschrieben werden. Sie hat im Gebiet von Enge stattgefunden. Es handelt sich um auf der Schichtfläche abgerutschten, ziemlich kompakten, zum Teil quarzhaltigen Eisensandstein. Das Abrißgebiet liegt an den Felswänden bei 2200 m; der Unterrand der verrutschten Masse lässt sich bei ca. 2040 m erkennen, indem sich der aufgelockerte Fels an der dort beginnenden Versteilung des Hanges in Blockschutt auflöst. Die Bewegung der ca. $0,1 \text{ km}^2$ großen Masse war ziemlich genau nach S gerichtet und maß horizontal im Maximum 200 m, vertikal höchstens 70 m.

2. Die E–SE-Hänge unter Tschuggen (Honegg) und Lauberhorn

Das E bis SE unter den Gipfeln liegende Gelände zeigt mit Massenbewegungen verbundene Auflösungsformen von großer Mannigfaltigkeit und Komplexität, so daß nur eine eingehende Detailuntersuchung den genauen Sachverhalt ganz

klären könnte, vor allem in den Wäldern. Sie würde jedoch den Rahmen dieser Arbeit sprengen. Beteiligt sind ausschließlich der knorrig-schiefrige bis bankige Aalénien-Eisensandstein und in den tieferen Partien seine schiefrige Varietät.

Ziemlich einfach liegen die Verhältnisse unter den steilen Felswänden gegen Gummi und Imberg. Die durch ausgeprägte steile Kluftsysteme, speziell NW gerichtet, und deutliche Schichtfugen gelockerten Schichtköpfe bilden, am Zustand des SE fallenden Eisensandsteins gemessen, übersteile Wände, die außerdem unterhalb der eigentlichen Gipfel versackt sind. Deshalb lösen sich immer wieder Einzelblöcke und kleine Felsstürze, die im Laufe der Jahrtausende große Blockschuttakkumulationen von $0,6 \text{ km}^2$ unter Tschuggen bis Schwarze Fluh und $0,35 \text{ km}^2$ im Imbergkessel zur Folge hatten. Das Lockermaterial ist in Form und Größe extrem unregelmäßig; es umfaßt vom Sand zum Riesenblock alle Übergänge. Direkt unter den Wänden bildet der Schutt Böschungen von weit über 30° , die sich durch Labilität auszeichnen. Tiefer unten sind die Trümmermassen wesentlich weniger geneigt, bei Gummi Richtung NE $17-21^\circ$, bei Imberg Richtung ESE 15° . Die Oberflächenformen dieser Akkumulationen wie die relativ geringe Böschung deuten auf eine Bewegung der Massen hin. Es handelt sich um eine ähnliche Erscheinung wie im Gebiet Rötihorn-Schwendi. Da eine magere Vegetationsdecke vorhanden ist und sich keine aktuellen Fließformen erkennen lassen, ist nicht zu entscheiden, ob noch eine Bewegung stattfindet; doch vermute ich, daß die Durchnässung größer sein müßte. Im Kessel von Imberg scheint mir eher ein Abbau der Masse durch den Bach wahrscheinlich.

Die beschriebenen Blockschuttmassen sind zum großen Teil eine Folge umfangreicher Sackungsbewegungen, die die einst deutlicheren Tschuggen- und Lauberhorn-E-Gräte teilweise zerstört haben.

Am Lauberhorn ist die Versackung zwischen Skilift und Imberg unterhalb 2240 m sehr deutlich. Sie reicht, soweit Eisensandstein beteiligt ist, bis auf ca. 2000 m hinunter und umfaßt $0,3 \text{ km}^2$. Weiter unten schließen sich Schieferrutschungen an. Der ganze Komplex ist in einzelne Schollen zerbrochen, die verstellt sind. Es haben sich somit neben einer eventuellen primären Bewegung der ganzen Masse oder doch großer Teile davon auch sekundäre Bewegungen entwickelt, bedingt durch Auflockerung und sich nach den örtlichen Verhältnissen richtend. Streich- und Fallmessungen führen überall wieder zu andern Resultaten. Die Tiefe der verrutschten Felsschollen ist schwer zu bestimmen, doch dürfte sie über 60 m erreichen. Im Nacken existiert ob 2200 m eine deutliche Verflachung. Unter den tiefsten Partien bilden die den quarztreichen Eisensandstein unterlagernden Aalénienschiefer die Rutschfläche, doch steigt sie, allerdings keinesfalls einheitlich, weiter oben schief durch den Eisensandstein empor. Die Bewegung war sicher gering, doch bewirkte sie Zerrüttung und Verstellung der Masse.

Noch ausgedehnter ist dieselbe Erscheinung im Gebiet Honegg-Schwarze Fluh, wo sich einzelne Komplexe bis hinunter auf die bei 1620 m liegende Verflachung

im Itramenwald erkennen lassen, alle im Verband gelockert und verstellt. Am deutlichsten sind die Verhältnisse SE Schwarze Fluh. Während Ablösung und Rutschen an der Honegg schief zur Schichtfläche im Gesteinskomplex selbst erfolgten, gleiten die Massen im Itramenwald auf leicht zerfallendem, tonig-schiefrigem Eisensandstein, der den Untergrund des Waldes bildet. Da er, vor allem in aufgelöstem Zustand, kaum durchlässig ist, ist der Boden des Waldes vollständig durchnäßt, was Bewegungen stark unterstützt. Es ist anzunehmen, daß sich die Massen auch heute nicht in absoluter Ruhe befinden, obwohl beispielsweise die Bäume keine Bewegung verraten. Zwischen der Elben und Schwarzen Fluh findet sich jedoch eine ganze Anzahl noch gut erkennbarer, NW gerichteter Abrißspalten, die größte über 100 m lang und gegen 20 m breit. Leider sind in den Wäldern die Beobachtungsbedingungen äußerst schlecht, so daß ein genaues Erfassen kaum möglich ist.

Analoge Verhältnisse herrschen im Brands- und Hubelwald unter der selbst ebenfalls versackten Sattelegg. Wegen der Waldbedeckung konnte ich das Gebiet nicht mit wünschenswerter Sicherheit untersuchen.

3. Die Massenbewegungen SW Sattelegg und S Lauberhorn-Skilift

Eine weitere Form der Bergauflösung ist zwischen Sattelegg und Pt. 2139 gegen ESE und, weniger ausgeprägt, gegen NE zu erkennen sowie in der Mulde S des Skilifts am Lauberhorn. Sie ist verwandt mit den Sackungerscheinungen um Mürren. Material ist auch hier der knorrig-schiefrige Eisensandstein, dem die Quarzitbeimengungen fehlen. Zerrüttung des Gesteins führte zu kluftbedingter Ablösung kleiner Schollen an steileren Hangpartien, wobei jeweils eine Vorschiebung des Fußes mit einer Absenkung der obersten Teile verbunden war. Die Absackungen setzten sich treppenartig von unten nach oben fort. Die einzelnen Einheiten sind von sehr unregelmäßiger Größe; 5000 m² können als mittleres Maß bezeichnet werden. Die Tiefe beträgt kaum je mehr als 25 m, doch ist nicht zu entscheiden, wie weit auch tiefere Partien zerrüttet sind. Die als Buckel in den Hängen sichtbaren Kleinsackungen weisen immer eine vertiefte, durchnässte Nackenpartie auf, zum Teil mit stehendem Wasser. Dies ist darauf zurückzuführen, daß die Schollen wohl im ganzen aus einigermaßen kompaktem Gestein bestehen, dieses aber oberflächlich und auf der Gleitfläche zerfällt bzw. zerrieben wird, wodurch die Pakete in einen undurchlässigen Feinmaterialmantel eingehüllt werden. Solifluktionsformen sind, speziell am Lauberhorn, an der oberflächlichen Auflösung stark beteiligt. Sehr langsame Bewegungen, wie sie durch Mauerrisse etwa an der Skiliftstation bewiesen werden, finden wahrscheinlich vorwiegend zur Zeit der Schneeschmelze mit ihrer Dauerdurchnässung statt, trotzdem die Hänge im Durchschnitt nur eine Böschung von 11–15° haben. Frische Risse und Spalten sind infolge des sich leicht anpassenden Schuttmantels nirgends zu sehen. Je größer der zurückgelegte Weg einer Scholle ist, um so mehr wird sie aufgelöst, so daß

schließlich nur Blockschutt und Klein- bis Feinmaterial übrigbleibt, das z.B. im Mehlbaumgraben langsam talwärts verfrachtet wird.

Die durch solche Aalénien-Eisensandstein-Sackungen bedeckten Gebiete messen $0,3 \text{ km}^2$ W Scheidegg und $0,4 \text{ km}^2$ ob der Sattelegg.

4. Fallbodenhubel—Kleine Scheidegg—Bustiglen—Salzegg

In diesem Raume liegen die ultrahelvetischen Tonschiefer, ebenfalls Aalénien. Sie fallen nach SE ein und zeichnen sich durch viele steile, ziemlich glatte Kluftflächen aus; vor allem fällt ein NW streichendes System auf.

Die oben beschriebenen Kleinsackungen kommen auch hier, eher noch deutlicher, zur Geltung. Auf dem ganzen muldenförmigen Hang liegt eine große Zahl kleiner Komplexe, die E der Linie Station Eigergletscher—Fallbodenhubel—Scheidegg absinken. In den obersten Metern ist der Hang sehr steil. Schulmäßig ist hier zu beobachten, wie sich Schollen den Klüften entlang, allerdings unregelmäßig, lösen und in der Anfangsphase steil absinken. Dabei entwickelt sich sofort das versumpfte Nackentälchen. Während seitlich und vorn die Konturen durch Auflösung verschwimmen, bleiben die obersten Partien ziemlich kompakt. Unterstützt durch die Nässe von oben und die von unten her erodierenden Bäche, gleiten die Schollen durch Schwerkrafteinwirkung sehr langsam Richtung N bis E auf ca. 14° geneigter Unterlage abwärts. Es ist sehr deutlich sichtbar, wie mit zunehmendem Weg die Form der abgerutschten Massen flacher und undeutlicher wird. S Bustiglen findet man in den Bacheinschnitten nur noch kleine verstellte Pakete und massenhaft feinblättrigen Kleinschutt. Die kaum verrutschte Salzegg deutet an, wieviel Material auf diese Weise W davon bereits entfernt worden ist. Das ganze Gebiet, in dem die Moräne überall fehlt, mißt genau 1 km^2 .

5. Zusammenfassung

Alle Massenbewegungen im Raume Tschuggen—Kleine Scheidegg sind chronischer Art. Sie haben postglazial Bewegungen erfahren und sind zum Teil auch heute nicht ruhig. Bewegte Gesteinsvolumen mit auch nur geringer Sicherheit auszurechnen, scheint mir nicht möglich. Die mehr oder weniger intensiv erfaßte Fläche mißt 8 km^2 , eine Zahl, der wegen der vielfach nicht genau feststellbaren Grenzen nur Annäherungswert zukommt. Die Bewegungen reichen nirgends sehr tief, führen aber doch eindrücklich die Gebirgsabtragung vor Augen. Es sei nochmals darauf hingewiesen, daß eine nur auf dieses Gebiet beschränkte Studie gerechtfertigt wäre.

Der Bergsturz Blattenwald—Vor dem Steg

NW Itramen liegt der im Blattenwald anstehende Aalénien-Eisensandstein auf den Bajocien-Sandkalken. Er fällt leicht nach SE ein und bildet bei 1400 m Wände, die infolge steiler, N—S gerichteter Klüftung zerrüttet sind, teilweise sogar versackt.

Die Klüfte sind vereinzelt zu breiten Spalten erweitert. Hier hat sich ein postglazialer Bergsturz gelöst. Der Oberrand des Abrißgebietes liegt bei 1400 m, die Stirn des Ablagerungshaufens bei Vor dem Steg auf 920 m. Bei einer ENE gerichteten Fahrbahnlänge von 950 m ergibt sich damit eine Fahrböschung von 28° , ein hoher Wert, der vermuten läßt, daß ein Teil des Stirnmaterials durch die Lütschine verschwemmt worden ist. Da im Ablagerungsgebiet Wald steht, läßt sich nicht mit Sicherheit entscheiden, ob es sich um einen einzigen oder mehrere Felsstürze handelt. Die Blockschuttmassen bedecken $0,25 \text{ km}^2$, und ihr Volumen dürfte in der Größenordnung von 1 Mio m^3 liegen.

Weitere Abstürze werden einmal folgen, doch besteht keine akute Gefahr.

XI. DAS GEBIET BIRRE-BURG-BURGLAUENEN

Die Hänge zwischen dem südlichen Steilabfall von Birre-Burg und Burglauenen weisen ausgedehnte Blockschuttmassen auf, die die Moränendecke mit Ausnahme von Unterläger-Sengg restlos zerstört haben. Aus den steilen, zerrütteten Felswänden von Birre und Burg, die quer zur Streichrichtung der Doggermassen liegen, sind postglaziale Massenbewegungen denn auch nicht verwunderlich. Günzler [22] erwähnt bei Burglauenen Bergstürze jungquartären Alters, die das Tal in mehreren Phasen abriegelten.

I. DIE BERGSTÜRZE BURG-BURGLAUENEN

Ein Bergsturz von der Bußalpburg hat als einziger Spuren in der Sage hinterlassen. Schlechte Behandlung von Zwergen habe diese veranlaßt, in einem Gewitter einen Bergsturz (oder Murgang) von der Burg zu verursachen, der eine Siedlung, Schillingsdorf, zerstörte. Als einziges sei das Häuschen eines alten, gastfreundlichen Ehepaars verschont geblieben. Das Motiv kommt allerdings auch anderwärts vor.

Ablagerung

N bis W Burglauenen liegen große Massen von Bajocien-Sandkalkblockschutt. Deutlich ist die Akkumulation unter 1200, vor allem aber unter 1000 m. Im westlichsten Teil spielen auch Aalénien-Eisensandsteinblöcke eine Rolle. Im Total sind unter 1200 m $0,65 \text{ km}^2$ mehr oder weniger schuttbedeckt. Weiter oben findet sich zwar ebenfalls Trümmermaterial, doch kann dieses – es liegt auf über 30° geneigtem Hang – nicht von eigentlichen Bergstürzen stammen. Auch das Hauptablagerungsgebiet ist ziemlich steil, 15° zwischen 880 und 1000 m, 24° von 1000 bis 1200 m. Oberflächlich ist das Gelände ziemlich unruhig; trotz der landwirtschaftlichen Nutzung sind Großblöcke stark verbreitet. Sie zeigen keine scharfen Kanten mehr. Die Tiefe der Massen dürfte im Gebiet der Straße maximal 100 m er-

reichen, weiter oben aber viel weniger, kaum je mehr als 50 m, meist erheblich weniger. Eine Volumenbestimmung der Trümmermassen hat keinen großen Wert, da die Lütschine unterhalb Burglauenen stark erodiert und deshalb viel Material bereits verschwemmt wurde.

Die starke Überhöhung der Talsohle bei und ob Burglauenen ist keinesfalls direkt den Bergsturzmassen zuzuschreiben, sondern der später untersuchten Sakkung Tschingelberg. Hingegen fallen zwischen dem Dorf und Pt. 910 an der Lütschine auf der nördlichen Seite des Talbodens zwei Systeme kleiner Terrassen auf, die zusammen ca. 4 m Höhe erreichen. Sie sind mit Massenbewegungen von N her in Verbindung zu bringen. Zeitweise muß ein Stausee oder eine vorübergehende Erhöhung des Talbodens bestanden haben.

Abriß und Fahrbahn

Die Herkunft der Trümmermassen ist klar. An der Burg oben streichen die gebankten, SE fallenden Bajocien-Sandkalke nach SW in die Luft aus. Die obersten Felswände erreichen durchschnittlich 200 m Höhe bei einer Böschung von 65–75°. Ihre Labilität ist offensichtlich. Tiefe und steile Klüfte streichen ungefähr hangparallel; sie sind teilweise zu offenen Spalten erweitert. Anderseits sind NE gerichtete Verwerfungen vorhanden. Diese Felswände bilden einen richtigen Abrißzirkus. Doch ist es nicht ausgeschlossen, daß auch W davon, gegen Düssel hin, schon Abstürze stattgefunden haben. Der heutige Zustand des Abrißgebietes läßt vermuten, daß aus diesem Gebiet jedenfalls noch weitere Felsstürze zu erwarten sind.

Die Fahrbahn weist keine Besonderheiten auf. Sie ist ziemlich regelmäßig und steil, mißt doch die Böschung von 2000–1800 m gut 40°, zwischen 1800 und 1200 m 32°.

Die Bergstürze

Wäre eine Masse von 10–20 Mio m³, was nicht übertrieben scheint, auf einmal in einem richtigen Bergsturz abgefahren, so müßte, gestützt auf Erfahrungswerte, auf der Seite des Tschingelbergs eine Brandungsablagerung bis gegen 1200 m hinauf erfolgt sein. Außerdem wären Teile der abstürzenden Masse talauf- und talabwärts abgeleitet worden. Weder das eine noch das andere ist in großem Maß der Fall, wie morphologisch und an Hand von Gesteinsbestimmungen bewiesen werden kann. Es sei nochmals erwähnt, daß die große Überhöhung des Tales nicht durch einen Bergsturz bedingt ist.

Dagegen sprechen viele Gründe für wiederholte kleinere Stürze, neben der Art der Ablagerung auch der gegenwärtige Zustand der Burg und eventuell die kleinen Terrassen ob Burglauenen. Außerdem ist anzunehmen, daß an der heutigen Form des Ablagerungshaufens auch die oft aktiven Bäche unter der Burg durch

Verschwemmung von Material beteiligt sind. Bei der Ablösung der Sturzmassen spielte die deutlich ausgebildete Schichtung keine Rolle. Wichtig sind einzig Klüfte und Verwerfungen, in die Wasser von oben her leichten Zutritt findet.

Einige Daten:

Oberrand des Abrisses: 2200 m

Tiefste Ablagerungsstelle: 800–880 m

Vertikaldistanz: 1320–1400 m

Fahrbahn: 2200 m, gestört durch die rückläufige Steilböschung S der Lütschine

Fahrböschung: ca. 31°. Hier ohne Wert, da es sich um kleinere Felsstürze mit unbekannter Brandungshöhe handelt. Die Zahl ist außerordentlich hoch.

2. DER RAUM BIRRE-SCHÄRMATTEN

E und W der oben dargestellten Bergstürze sind weitere Massenbewegungen zu erkennen. Im E, unter der Linie Pt. 1940–Schründen (Name!), finden sich kleinere abgesackte Massen von Eisensandstein und Blockschutt, der durch kleine Felsstürze und Steinschlag abgelagert wurde.

Viel ausgedehnter sind die Trümmermassen W der Burg-Bergstürze. Eisensandstein, der den Kern der Winteregg-Antiklinale ausmacht, ist hier das überwiegende Material. Wichtigstes Element ist eine Sackung von 0,4–0,5 km², ungefähr den Wald ob Schärmatten bis über 1700 m bedeckend. Sie ist in Auflösung begriffen, wie im Trümmerfeld SSW Pt. 1616 festgestellt werden kann. Oberflächlich sind, auch im Wald, fast nur Blockschuttmassen sichtbar. Deshalb können die genauen Grenzen nicht festgelegt werden. Vermutlich sind die in der Tiefe noch einigermaßen kompakten Felsen zerrüttet und in einzelne Komplexe getrennt. Von oben her nachfolgender Blockschutt hat die Nackenvertiefung weitgehend ausgefüllt. Am Unterrand, bei 1200 m, treten einige größere Quellen aus.

Ablösung und Abrutschen erfolgten weitgehend auf Schichtflächen des Verkehrschenkels der Wintereggfalte im Eisensandstein selbst. Die horizontale Verschiebung mißt ungefähr 500 m, die vertikale bei einer Böschung von 30° gegen 300 m. Ursprünglich müssen die Felswände NNW ob Pt. 1616 bis gegen 2000 m mit der abgesackten Masse verbunden gewesen sein. Die Erscheinung ist derjenigen im Raume von Stößiboden, 3,5 km E davon, sehr ähnlich.

N und E der Sackung haben sich neben Steinschlag kleine Felsstürze ereignet. So sind unter Pt. 2452,6 zwei sehr deutliche bogenförmige Abrißnischen erhalten, die obere bei 2400 m, die untere bei 2200 m. Beide sind klein und haben Sandkalk-felsstürze geliefert.

W Ronenfeld befinden sich stark geklüftete Eisensandsteinwände, von denen sich ebenfalls Material gelöst hat, Felsstürze, deren Trümmer ob und unter Tschin-gel liegen. Große Bergstürze aus dem Gebiet Ronenfeld–Birre sind nicht denkbar, da entsprechende Bergsturzablagerungen, die im Haupttal liegen müßten, fehlen.

Es ist physikalisch unmöglich, daß solche Massen bereits ob Schärmatten zur Ruhe gekommen wären. Dies sei nur erwähnt, weil Art und Form der Felswände großen Abrißnischen sehr ähnlich sind.

Weitere, allerdings unbedeutende Sackungs- und Felssturzerscheinungen finden sich unter den Bajocien-Felswänden S und SE Sengg, wie überhaupt unter den steilen Talwänden von Lütschental bis Gündlischwand Blockschuttmassen allgemein verbreitet sind.

XII. TSCHINGELBERG-BURGLAUNEN

Von der Schynigen Platte aus erkennt man im Gebiet des Tschingelberges eine deutliche Verflachung des Hanges N Männlichen, verbunden mit einer Vorschiebung des Gehängefußes und einer Verengung des Lütschinentales. Der ziemlich scharf abgegrenzte Komplex umfaßt 1,5 km² und ist bis 1800 m breit. Während die Nordhänge des Männlichen zwischen Stechelbach und Blintlauigraben 35–39° Neigung aufweisen, mißt die Böschung auf dem Tschingelberg ca. 22° im E und 25° im W. Direkt S der Schwarzen Lütschine liegen vom Bahnhof Burglauenen bis zum Elektrizitätswerk Lütschental Versteilungen, die die Einheit gegen N abschließen.

Eine weitere Besonderheit des Gebietes stellt die bedeutende Überhöhung des Talbodens bei Burglauenen dar. Sie erreicht beim Bahnhof ungefähr 120 m und ist bis Grindelwald-Grund spürbar. Das Gefälle der Schwarzen Lütschine beträgt von Grund bis Burglauenen-Bahnhof 1,18%, von hier bis zur Stechelbachmündung 9,71% und darunter bis zur Konfluenz der Lütschinen 1,64%.

Auch das Gelände des Tschingelbergs selber weist Eigenheiten auf. Die direkt S der Lütschine liegenden Aalénien-Eisensandsteinwände von Burglauenen bis zum Werk Lütschental sind deutlich zerrüttet. Auf dem eigentlichen Tschingelberg ist die Oberfläche des teilweise offenen Landes unausgeglichen. Unter 1200 m erkennt man eine größere Verflachung, ebenso im E bei 1100 m; kleinere wechseln an verschiedenen Stellen mit steileren Partien. Das ganze Gelände ist mit Blockschutt bedeckt; die Trümmer liegen an der Oberfläche nicht sehr dicht, doch kann man in den Bachrinnen ihre Verbreitung feststellen. Zur Hauptsache handelt es sich in den unteren Teilen um Eisensandstein, doch sind auch Bajocien-Sandkalke und hie und da kristalline Blöcke vorhanden. Kleine Bäche, die über und unter 1200 m nach und nach versickern, deuten auf zerrütteten Felsuntergrund.

Die in leichtem Bogen ob Itramenberg anstehenden Felswände sind 340–400 m hoch und 60–65° steil. Es handelt sich um Schichtköpfe von Bajocien-Sandkalk oben und Aalénien-Eisensandstein unten, in denen deutliche steile Brüche und Klüfte verschiedener Richtung zahlreich vorkommen.

Die Massenbewegungen

Bei Günzler [22] werden lediglich Bergstürze erwähnt; damit kann ich nicht einverstanden sein. Es liegt allerdings Blockschutt auf dem ganzen Hang, und ein geeigneter Abrißzirkus wäre vorhanden. Kleine Felsstürze und zeitweise intensiver Steinschlag sind auch mit Sicherheit anzunehmen. Doch beweisen folgende Punkte das Vorhandensein einer viel bedeutenderen, langsamen Sackung:

1. Das morphologische Hervortreten des ganzen Gebietes, deutlich durch die Verflachung des Hanges und die Vorschreibung des Fußes. Es besteht ein starker Gegensatz zu den W davon liegenden Wänden.
2. Wo Fels zutage tritt, direkt S der Schwarzen Lütschine, ist er stark zerrüttet. Die Steilheit des Geländes verhindert hier die Ablagerung von Blockschutt.
3. Die zwischen 900 und 1400 m unregelmäßige Oberfläche führt zur Annahme von Trennung und Verstellung in verschiedene Komplexe. Eine solche Bodenfläche ist für Bergsturzablagerungen nicht charakteristisch.
4. Die Überhöhung des Flußlaufes bis zu 120 m. Bergsturzmassen würden leichter ausgeräumt, die Stufe müßte geringer sein und weiter oben einsetzen.
5. Auf kleinen Stücken ist Hauptgletschermoräne erhalten. Wiederholte Bergstürze hätten damit restlos aufgeräumt, wie z. B. in Wengen.
6. Der größte Teil des Blockschuttes, Eisensandstein, muß aus der Sackung selbst stammen. Bergstürze hätten zum überwiegenden Teil Sandkalk geliefert. Dies verbietet übrigens auch die Annahme großer Bergstürze mit entsprechenden Brandungsmassen von der Burg, d. h. von N.

Die nur aus Eisensandstein bestehende, bedeutende Sackung ist heute noch bis 150 m dick. Der zurückgelegte Weg mißt horizontal ca. 250 m, vertikal gegen 200 m. Es ist kaum anzunehmen, daß die gesamte Masse in einer einzigen und einheitlichen Bewegung abgesackt ist. Auf jeden Fall sind Trennung und Verschiebungen einzelner Komplexe eingetreten. Die Ablösung erfolgte entlang Kluftsystemen, die durchschnittlich N einfallen, während Schichtflächen keine Rolle spielten. Die Sackung glitt auf steilerer Unterlage ab, als sie die heutige Böschung des Tschingelbergs darstellt, vermutlich um 40° . Daß keine für derartige Massenbewegungen typische Nackenverflachung sichtbar ist, scheint hier einleuchtend, da sie durch später erfolgte Felsstürze und Steinschlag aus den oberen Felswänden zugedeckt wurde. Wahrscheinlich ist sie durch die Verflachung bei 1200 m noch angedeutet. Es ist dies auch die Höhe, wo ziemlich viel Wasser versickert.

Über den Zeitpunkt der Bewegung ist kaum Sichereres zu sagen. Sie muß postglazial erfolgt sein und erstreckte sich wahrscheinlich über einen ziemlich langen Zeitraum.

XIII. DAS GEBIET SCHYNIGE PLATTE-GÜNDLISCHWAND

N des Dorfes Gündlischwand fallen bedeutende Blockschuttmassen auf. Die Ablagerungen beginnen ca. 100 m N der Schwarzen Lütschine, erstrecken sich in E-W-Richtung über das ganze Wort Gündlischwand (Landeskarte 1 : 50000) und setzen sich bergwärts bis gegen 1200 m hinauf fort. Wald und Kulturland erschweren die genaue Beobachtung. Doch tritt E Bergli eine Ablagerungsmasse vom Talboden bis auf 900 m morphologisch deutlich hervor. Sie drückt sich auch im konvexen Verlauf der Isohypsen aus. Der Waldboden ist in diesem Raum mit grobem Blockschutt bedeckt; in den offenen Partien ist das Gelände ausgesprochen gebuckelt, wenn auch hier die Blöcke wie üblich zurücktreten. Es handelt sich fast ausschließlich um Bajocien-Sandkalke, vereinzelt um die das Bajocien gegen oben abschließende Echinodermenbreccie. Die Blöcke waren einst scharfkantig, sind aber heute an der Oberfläche leicht gerundet.

Der Haupthaufe ENE des Dorfes mißt 0,45 km². Seine Tiefe steigt vom Talboden her regelmäßig auf 60 m bei Höhe 750 und nimmt darüber wieder ab. W Bergli sind dagegen die Massen nur ganz wenige Meter dick. Bei Annahme einer mittleren Tiefe der Hauptmasse von 15–20 m ergeben sich 7–9 Mio m³ Material, durch dessen Abfahrt die Moränendecke im ganzen Gebiet zerstört wurde.

Das Abrißgebiet

Zweifellos stammen die gesamten Trümmermassen aus dem Gebiet Wandfluh-Schynige Platte-Außer-Blatti. An diesem ganzen Hang ist das Bajocien aufgeschlossen, und zwar die über 200 m mächtigen Sandkalke einer nach NW überkippten Falte, deren Scheitel bei Schynige Platte liegt. Die das Bajocien gegen oben abschließende Echinodermenbreccie ist nur E und SW der Bergbahn-Endstation erhalten und deutet durch ihre Steilwände größere Erosionsresistenz an. Für die Bergstürze ist sie nicht von Bedeutung. Die Sandkalke fallen ziemlich genau hangparallel nach SE ein. An den Felswänden W Außer-Blatti lassen sich viele steile, NW und NE streichende Klüfte erkennen, von denen eine große Zahl durch Verwitterung und Schwerkrafteinwirkung zu breiten Spalten erweitert worden ist. Die stark zerrissenen Felsmassen von 1550 bis über 1800 m bilden zum Teil mehr oder weniger freistehende Türme. Einzelne Partien sind um kleine Beträge auf den Schichtflächen abgesackt. Die oben erwähnte Hauptablagerungsmasse E Gündlischwand muß aus diesem Gebiet stammen. Doch haben auch die weiter im W liegenden Felswände bis zur Wandfluh Material geliefert, wenn auch in weit geringerem Maße. Der ganze Hang unter der Schynigen Platte bis auf 1200 m hinunter ist im Mittel 39° geneigt, eine Böschung, auf der sich größere Blockschuttmassen dieser Art auf die Dauer nicht halten können.

Die Bergstürze

Die morphologisch hervortretende Ablagerung bei Gündlischwand könnte dank ihrer Geschlossenheit zur Annahme eines größeren Bergsturzes verleiten. Der einmaligen Abfahrt einer Masse von vielen Mio m³ stehen aber verschiedene Gründe entgegen:

Ein derartiges Ereignis müßte einen viel flacheren und weiter reichenden Ablagerungshaufen geschaffen haben. Es gibt aber keinen Grund, eine Brandung oder Ablenkung eines Trümmerstromes anzunehmen. Im Gegenteil, die Ablagerung reichte nie über die Schwarze Lütschine. Es sind weder Zeichen einer Ausräumung noch eine Gefällsstufe vorhanden. Bei Annahme eines oberen Abrißrandes über 1800 m ergäbe sich bei der sichtbaren Ablagerung eine für einen großen Bergsturz vollkommen unmögliche Fahrböschung von über 30°.

Das Abrißgebiet liegt offensichtlich W Blatti zwischen 1550 und 1850 m. Wenn man sich hier auch einen einheitlichen großen Absturz vorstellen könnte, so weist doch die heutige Zerrissenheit der Sandkalkwände viel eher auf eine Mehrzahl kleinerer Felsstürze hin, die höchstens wenige 100000 m³ umfaßten. Dank der muldenförmig ausgebildeten und deshalb leitenden Fahrbahn summierten sie sich zu einem geschlossenen Ablagerungsgebiet. Da die Fahrböschung eines Bergsturzes von der abfahrenden Masse abhängt, wird der direkt unter der Steilbahn liegende Haufe verständlich. Daß die durch scharfe seitliche Ränder ausgezeichnete Trümmermasse schon bei 1100 m gut erkennbar ist, deutet auf kleine Nachstürze. Es werden ihnen, allerdings ohne akute Gefahr, weitere folgen, denn die verwitterungsbedingte Auflockerung wird immer fortschreiten. Abstürze kleiner Massen werden dabei durch langsame und geringfügige Absackung gelöster Teile eingeleitet.

Kleinere Massenbewegungen E Gündlischwand

Zwischen Lauibach und W Kienbach liegen unter Fallfluh–Gilbe–Kienbächli große Blockschuttmassen von vorwiegend Malmkalk in 30–35° steiler Böschung mit kurzem, flacherem Fuß. Auf einer Breite von 1,4 km ist an der ganzen Talseite kein Moränenschutt mehr erhalten. Die Blöcke sind teilweise von außergewöhnlicher Größe, bis zu einigen 1000 m³. SW Pt. 1200 sind durch breite Spalten getrennte, in Auflösung begriffene Felssmassen erkennbar. Überdurchschnittlich ist die Zahl der Quellen im Talboden. Die Durchlässigkeit von Malmkalk-Blockschuttmassen ist offenbar größer als die anderer Gesteine im Untersuchungsgebiet.

Heimat des Blockschuttes sind die Wände unter Schilt, Fallfluh, Gilbe und Kienbächli. Die tektonischen Verhältnisse sind hier sehr kompliziert, womit die starke Zerrüttung und Auflockerung direkt zusammenhängt.

Die Entstehung der Trümmermassen ist nicht einheitlichen Massenbewegungen zuzuschreiben, sondern einer Mischung von kleinen Sackungen, Felsstürzen und Steinschlag. Größere Ereignisse können ausgeschlossen werden, da keine bedeutenden Ablagerungseinheiten zu erkennen sind. Auf eine genauere Beschreibung wird deshalb verzichtet, obschon sich eine Detailuntersuchung dadurch rechtferigen ließe, daß die Wände auch weiterhin Material liefern werden und kleinere Felsstürze nicht ausgeschlossen scheinen.

Auf der gegenüberliegenden Talseite finden sich N und NE unter den Wänden von Schneit einzelne Sackungsmassen aus Bajocien-Sandkalk. Sie sind von großem Umfang, etwa 0,3 km², als die geologische Karte sie darstellt. Der deutlichste Komplex hat die Lütschine nach N gedrängt; sie umfließt ihn E Gündlischwand in einem scharfen Bogen. Die Schichten des Anstehenden fallen bergwärts ein, weshalb die Ablösung quer dazu erfolgen mußte. Leider verhindert das sehr unübersichtliche Gelände sichere und genaue Erkenntnisse.

Trotz der in dieser Gegend verbreiteten Massenbewegungen weist die Schwarze Lütschine keine erkennbare Stufe auf, was die beschränkte Bedeutung aufzeigt.

XIV. W SCHYNIGE PLATTE-RUFIGRABEN (SE GSTEIGWILER)

Im Gebiet des Rufigrabens erkennt man zwischen Faltschen und Buchen eine sich vom Talboden abhebende Masse, die aus grobem Blockschutt besteht. Sie zieht sich vom linken Ufer der Lütschine durch den Rufigraben aufwärts bis gegen 900 m. Eine genaue Begrenzung ist unter 800 m vor allem im S möglich, im N nur unter 700 m. Gehängeschuttmassen verwischen im höheren Gebiet durch Überdeckung die Ränder. Die Kristallin enthaltende Moräne ist vollständig verschwunden. Das Gelände ist gewellt, der Boden im Wald mit leicht gerundeten Blöcken bedeckt. Die besten Einblicke ergeben sich an der Lütschine und im Rufigraben, wo festgestellt werden kann, daß die dicht liegenden Blöcke von feinem Material umhüllt sind. Eine Verfestigung kann nicht konstatiert werden. Materialmäßig dominiert bei weitem der bekannte Malmkalk, doch finden sich eher selten auch Argovienkalke und -mergel, ebenfalls Berriasmergel, Aalénien-Eisen-sandstein und Bajocien-Sandkalke in den Randgebieten. Die unregelmäßigen Blöcke erreichen Größen bis zu einigen 100 m³. Daß die Masse als Ganzes stark durchlässig ist, beweisen die starke Versickerung im oberen Teil und Quellen an der Lütschine. Der Rufigraben führt im untersten Teil nur zeitweise Wasser.

Die Lütschine weist unterhalb Faltschen eine leichte, aber deutliche Stufe auf, während sie oberhalb beidseits streckenweise von 2-4 m hohen Terrassen begleitet ist, die nie direkt am Fluß liegen und bis Gündlischwand festgestellt werden können. W Buchen, unterhalb der eigentlichen Ablagerung, hat der Fluß das Blockschuttmaterial teilweise verschwemmt, was durch steile, allerdings inaktive Erosionsanrisse belegt wird.

Die Hauptmasse umfaßt in ihrer heutigen Ausdehnung unterhalb 850 m $0,55 \text{ km}^2$, erreicht eine maximale Tiefe von 50–60 m und zeigt im unteren Teil des Rufigrabens eine Böschung von 13° , also weit unter jeder normalen Schuttböschung. Da es sich keinesfalls um einen Schwemmkegel handelt, muß die ganze Masse oder doch ein Großteil davon durch einen Bergsturz an den heutigen Standort gelangt sein.



Südlicher Tunnelausgang W Bigelti. Darüber ein in Entwicklung begriffener Sackungsgraben.

Das Abrißgebiet

Die stark zerrütteten Felswände von geringer Erosionsresistenz zwischen 1200 und 1860 m W Bigelti liegen in tektonisch komplizierterem Gebiet. Bei allgemeinem NE-Streichen bilden die in den tieferen Partien zutage tretenden Doggermassen die Faltenkerne, sind verhältnismäßig wenig gestört und spielen höchstens eine Rolle als Lieferanten von teilweise sehr grobblockigem Gehängeschutt.

Das eigentliche Abrißgebiet liegt zwischen 1500 und 1850 m, SW bis W Bigelti, in zerrissenen, nach NW aufsteigenden überschobenen Malmpaketen, die durch Argovienkalke und -mergel unterlagert sind. Das Ganze ist eine tektonisch außerordentlich gestörte Zone, in der Klüfte und Brüche sehr zahlreich sind. Die von außen her einsetzende Auflockerung hat deshalb leichtes Spiel. Dies gilt in etwas geringerem Maße auch für den W unter Pt. 1832 liegenden Malmkalk, der die Stirn einer tieferen Falte bildet.

Für die heutigen Verhältnisse ist in erster Linie der das «Grätli» beim Wendetunnel der Bergbahn aufbauende massive Kalk bedeutend. Steile, NW streichende Klüfte, die quer zur Schichtung laufen, haben das «Grätli» in einzelne Schollen zerlegt, die sich zwischen Tunnel und Steilabfall in langsamer, aber deutlich nachweisbarer Sackungsbewegung befinden und damit weiter zerfallen. Die Labilität dieses ganzen Felskopfes ist augenfällig. Ebenfalls in Klötze aufgelöst ist der Malmkalk SW der Bigeltihütten. Unter den sehr gelockerten Massen liegen die weicheren, undurchlässigen Argovien-, teilweise auch Berriasienmergel, die die Absackung des Hangenden fördern. Sie zerfallen an aufgeschlossenen Stellen leicht und werden bei starker Neigung so schnell ausgeräumt, daß sich im Graben keine Vegetationsdecke bilden kann.

Die Bergstürze

Auch in diesem Abrißgebiet hat man es nicht mit einem einmaligen, abgeschlossenen Ereignis zu tun, wie die heutige Zerrüttung der Kalkmassen bei Bigelti beweist. Daß es sich bei der im Tal liegenden Blockschuttmasse um die Ablagerung schneller Massenbewegungen, d. h. von Bergstürzen, handelt, steht sicher, liegt doch die Masse viel flacher als normale Schuttbildungen. Dagegen ist weniger genau nachzuweisen, ob der Bergsturzhaufe das Resultat eines einzigen oder mehrerer, zeitlich getrennter Bergstürze darstellt. Sowohl der von Bellenhöchst-Schwarzhorn her stammende Gehängeschutt wie die Lütschine haben die westlichen Teile der Ablagerung derart verändert, daß die ursprüngliche Ausdehnung nicht mit Sicherheit festgestellt werden kann. Trotzdem hat, auch nach der Struktur des Abrißgebietes, eine Variante größeren Wahrscheinlichkeitswert:

Die abgelagerte Masse liegt, bzw. lag, in der Größenordnung von 10 Mio m³. Bei einer vertikalen Abfahrt von 1200 m auf einer in den oberen 900 m ca. 40° geneigten, ziemlich geraden Fahrbahn müßte am Gegenhang mit einer Brandungs-

höhe von über 200 m und einer beträchtlichen Ablenkung gerechnet werden. Daß dies der Fall war, scheint wohl weniger ausgeschlossen als bei Gündlischwand, aber trotzdem unwahrscheinlich. Nach dem heutigen Stand der Ablagerung kann mit Fahrböschungen von $24-28^\circ$ gerechnet werden. Dies, die Form der Ablagerung, das Fehlen eines ausgesprochenen Brandungshaufens und die Beschaffenheit des Abrißgebietes, führt mich zur Überzeugung, daß man auch hier eine zusammengesetzte Masse vor sich hat. Fest steht, daß immer wieder kleine Nachstürze aus verschiedener Höhe erfolgten, die dank ihrer geringen Masse weiter oben liegenblieben, daß Lawinen und bei Unwettern entstehende Wildbäche der Rufgrabenakkumulation ebenfalls Material zuführten.

Die zwischen Faltschen und Gündlischwand an den Seiten des Haupttales erkennbaren Terrassenreste beweisen einen temporär höheren Flußlauf, der aller Wahrscheinlichkeit nach mit den Bergstürzen zusammenhängt, sind doch gleiche Erscheinungen oberhalb der Massenbewegungen bei Lauterbrunnen und Burglauenen vorhanden. Doch darf daraus weder auf einen einheitlichen Bergsturz noch auf einen See geschlossen werden, da das Niveau gegen Gündlischwand zu ansteigt.

Besonders erwähnenswert ist die heutige Lage bei Bigelti; sie würde unbedingt eine genaue Untersuchung verdienen. Am «Grätli» ist SW des Bahntunnels ein Bergsturz in Vorbereitung, kein Riese, aber immerhin groß genug, den Talboden zu erreichen. Abrißspalten sind ausgebildet, eine sehr langsame Rutschung des Malmkalks kann im Tunnel leicht nachgewiesen werden. Es werden Beobachtungen durch die Bahnverwaltung angestellt. Allerdings könnte nur eine sehr sorgfältige Felsuntersuchung feststellen, ob man mit einzelnen kleinen oder einem größeren Absturz rechnen muß. Ein gänzliches Aufhören der Bewegungen scheint mir ausgeschlossen, doch kann noch lange Zeit verstreichen, bis das Ereignis eintritt. Präzisere Angaben wären ohne genaueste Beobachtung nicht zu verantworten.

Blockschuttmassen bei Gsteigwiler

N des oben beschriebenen Gebietes liegen zwischen Rüti und dem Dorf Gsteigwiler E der Isohypse 620 ebenfalls Blockschuttmassen, die morphologisch einigermaßen als Einheit hervortreten. Ihr Abrißgebiet ist S Schwendi beim r von Gsteigwiler (Landeskarte 1 : 50000) zu suchen, wo zerrütteter Obermalmkalk auf Argovien- und Doggermassen der bekannten Fazies liegt. Da zwischen einem obersten Abrißrand auf 1250 m und der Ablagerungsstirn bei 620 m nur 1100 m horizontaler Fahrbahn liegen, was einer Fahrböschung von gegen 30° entspricht, muß es sich mit Sicherheit um wiederholte kleinere Felsstürze handeln. Dies wird durch die deutliche Ausbildung eines eigentlichen Schuttkegels im höheren Teil noch unterstützt.

D. VERGLEICHENDE UND ZUSAMMENFASENDE BETRACHTUNGEN

Bergstürze und Rutschungen sind an sich exogene Vorgänge und werden hier auch als solche behandelt. Dabei bin ich mir klar, daß endogene Kräfte allgemeine und spezielle Voraussetzungen schaffen und unter Umständen direkt an der Ablösung beteiligt sein können: Orogenetische Bewegungen bedingen die oft entscheidende Tektonik und mit ihr wichtige Bruch- und Kluftsysteme. Die äußeren Einwirkungen richten sich also nach vorgezeichneten Bahnen. Dies gilt nicht nur für die Talbildung im Lütschinengebiet allgemein, sondern auch weitgehend für die einen Teil der Abtragung darstellenden Massenbewegungen. Da in dieser Arbeit einerseits keine systematische Massenbewegungstheorie aufgestellt werden soll und andererseits die beschränkten Untersuchungen zuwenig in dieser Richtung ausgedehnt wurden, verzichte ich auf die zu hypothetische Deutung endogener Einflüsse und halte mich mehr an reine Deskription. Auch so bieten die oft verwischten oder nicht erfaßbaren speziellen Verhältnisse genug Unsicherheitsfaktoren.

Bei zusammenfassender Betrachtung fällt zunächst die Verschiedenheit der einzelnen Bewegungen in ihrem Ablauf ins Auge; sie macht weitgehend das Wesen einer Massenbewegung aus. Dabei drängt sich eine Trennung in schnelle und langsame Vorgänge auf, die sowohl Heim [27] wie Jäckli [32] durchgeführt haben. Sie ist als primäres Unterscheidungsmerkmal der Sonderung nach beteiligtem Material vorzuziehen. Bei dieser Gelegenheit kann wohl darauf hingewiesen werden, daß trotz der unleugbaren praktischen Bedeutung systematische Bergsturz- und Rutschungsliteratur dünn gesät ist. Auch die meisten regionalgeologischen Arbeiten bringen Gegenwartsprobleme bedauerlicherweise nur ganz am Rande, was sich alles u.a. darin äußert, daß mir terminologische Fragen teilweise ungelöst scheinen. Es werden oft verschiedene Begriffe für gleiche Erscheinungen und umgekehrt verwendet.

Die folgende Einteilung in Gruppen und Typen richtet sich in erster Linie nach der Bewegung, d.h. ihrer Art und Geschwindigkeit, dann nach der Qualität der bewegten Massen, ohne die Ursachen oder die Form der Ablösung einzubeziehen.

I. DIE SCHNELLEN MASSENBEWEGUNGEN

Darunter sind solche Ereignisse zu verstehen, deren Ablauf in der Größenordnung von Sekunden bis wenigen Minuten erfolgt, bzw. deren Abfahrt eine beschleunigte Bewegung auf schiefer Ebene darstellt. Heim [27] nennt sie Bewegungen mit stürzender Talfahrt und gibt Maximalgeschwindigkeiten von 50–150 m/sec an. Sie sind auf steile Böschungen beschränkt, ohne daß sich in dieser Hinsicht

eine allgemein gültige Zahl nennen ließe. Auffallend viele Fahrbahnen in den Lütschinentälern weisen Böschungswinkel um 40° auf, doch sind bei dieser Steilheit ebenfalls langsame Bewegungen möglich. Die eigentlichen Abrißgebiete liegen meist noch erheblich steiler.

Eine Folge schneller Massenbewegungen sind ausgesprochene Ablagerungsgebiete, die wegen der stürzenden Talfahrt immer aus Trümmermaterial bestehen, im übrigen aber bedeutende Unterschiede aufweisen. Steinschlag und größte Bergstürze schaffen extreme Formen, wobei letztere im Untersuchungsgebiet fehlen. Die Trennung kann vorwiegend an Hand von Form, Struktur und Böschungswinkeln erfolgen. Wichtig ist dabei, daß die Reibung mit zunehmender, gleichzeitig abfahrender Masse relativ abnimmt (Müller in Heim [27]). Darin liegt die Erklärung für das ungleich weite Hinausschießen von Bergstürzen ins flache oder rückläufige Gelände (Brandung) bei ähnlichen Fahrbahnen. Dies wird durch die Beziehung der Fahrböschung zur abgestürzten Masse dargestellt.

I. STEINSCHLAG

Der Steinschlag und die vorwiegend durch ihn geschaffenen Ablagerungsformen sind in dieser Arbeit nicht berücksichtigt, obwohl es an Beispielen nicht fehlt. Einzelne Hinweise sind trotzdem am Platz:

Durch den Sturz einzelner Stücke von unterschiedlichster Größe entstehen je nach Gelände regelmäßig geformte Halden oder Kegel, oft mit gegen unten abnehmender Böschung, falls eine ungestörte Entwicklung möglich ist. Die Böschungswinkel vorwiegend trockener Halden liegen normalerweise über 30° , für massive Kalke meist zwischen 32 und 35° . Dieser Wert darf nicht mit der Bergsturz-Fahrböschung verwechselt werden, da die Fallhöhe nicht einbezogen ist. Die Fahrböschung müßte für Steinschlag wesentlich höher sein als für Bergstürze, ist aber nur in Spezialfällen kontrollierbar. Schuttmassen mit wesentlich unter 30° liegender Neigung können nicht direkt durch Steinschlag zustande gekommen sein. Meist sind in diesen Fällen Verschwemmung oder Bergstürze beteiligt.

Vielerorts existieren Mischformen, d.h. außer Steinschlagtrümmern liegen in den Blockschuttmassen kleinere Felsstürze, besonders dort, wo ein zerrüttetes Abrißgebiet vorliegt:

Busenalp S Sefinaltal	N Isenfluh
Ghudelhorn S Sefinaltal	SE Rötihorn
NE Hundshorn an der Sefinenfurke	S Birre–Burg
E Spaltenhorn im Saustal	N Gündlischwand–Lütschental
Gebiet Ars–Balm	SE Gsteigwiler

Felsstürze fallen hier oft in den oberflächlich sehr regelmäßigen Schutthalden als flache, langgezogene, aber unregelmäßig zusammengesetzte Haufen auf.

Unter 2000 m sind fast alle Steinschlagmassen stark bewachsen, meist mit Wald. Große Aktivität, die relativ selten ist, zerstört die Pflanzendecke immer wieder teilweise und drückt in höheren Gebieten die Vegetationsgrenze herunter. So sind die großen Gehängeschuttmassen im Raum Schilthorn–Hundshorn je nach Exposition und speziellen Verhältnissen bis auf 2300–2500 m bewachsen, während um das benachbarte, stark zerfallende Ghudelhorn die geschlossene Vegetationsdecke erst unter 2000 m einsetzt.

Die meist dichte Waldbedeckung tiefliegender Schutthalden läßt die Vermutung zu, daß es in dieser Höhe Zeiten mit intensiverem Steinschlag gegeben hat, vermutlich nach dem Rückzug der Gletscher. Damit im Zusammenhang steht die Frage, ob heute eine bestimmte Höhenzone besonders starken Steinschlag aufweist. Dies scheint mir nicht ausgeschlossen, da ja Spaltenfrost als klimaabhängiges Element anerkanntermaßen die Hauptursache darstellt. Eine solche Zone müßte vermutlich direkt unter der Permafrostgrenze liegen.

Materialmäßig dominieren in den Steinschlaghalden der Lütschinentaler massive Kalke, während Steinschlag aus Schiefergebieten keine Rolle spielt, da es darin gar nicht zur Wandbildung kommt.

2. FELS- UND BERGSTÜRZE

Sie unterscheiden sich vom Steinschlag in erster Linie dadurch, daß größere Felsmassen gleichzeitig abfahren und es sich nicht um dauernde, sondern um ein- bis mehrmalige Ereignisse handelt. Eine genaue Grenze läßt sich indessen keinesfalls ziehen, da Übergangsformen häufig sind.

Die Unterscheidung zweier Begriffe scheint mir am Platz: *Felssturz* für kleinere, *Bergsturz* für größere Einheiten, aber auch dies ohne exakte Trennung. Heim [27] verwendet für kleine Exemplare den Begriff Steinlawine, den ich nicht brauchen möchte, da auch größere Felsstürze durchaus verwandtschaftliche Züge mit Lawinen aufweisen und anderseits diese keineswegs immer klein sind. Eine dritte Form, der Schuttsturz, als Gegensatz zum Felssturz, läßt sich in den Lütschinentalern nur in Kleinformen, z. B. SSW Lauterbrunnen, feststellen. Spezielle Begriffe nach der Ablösungsart zu schaffen, wie Schlipfsturz, Fallsturz, Bruchsturz, finde ich nicht glücklich, da reine Formen wohl eher selten sind und die gemeinsamen Merkmale die trennenden bei weitem übertreffen.

Genaue Erkenntnisse lassen sich nur an frischen Bergstürzen gewinnen. Im Lütschinengebiet findet sich aber kein historisches Ereignis, das dem Begriff Bergsturz entsprechen würde.

Da besonders die Ablagerungen mit der Zeit Veränderungen erfahren, sind die rekonstruierten Werte der Bergsturztabelle mit Vorsicht zu genießen. Es sind in ihr außerdem nur Stürze von mehr als 100000 m³ Volumen enthalten.

Ort	Vorwiegendes Gestein	Oberster Abrißrand	Höhe Ablagerungsstirn
<i>Einzugsgebiet Weiße Lütschine</i>			
Birg-Mürrenberg I	Malmkalk	2620 m	1750 m
Birg-Mürrenberg II	Malmkalk	2600 m	1855 m
Marchegg-Saustal	Aalénien-Eisensandstein	2050 m	1740 m
Wengen, äußere Allmend I	Aalénien-Eisensandstein	2000 m ca.	900 m ca.*
Wengen, äußere Allmend II	Aalénien-Eisensandstein	2000 m ca.	1260 m
Wengen, Zentrum	Aalénien-Eisensandstein	2000 m ca.	Unbe-
Wengen, Chneugraben	Aalénien-Eisensandstein	1900 m	1200 m
Wengen, S Chneugraben	Aalénien-Eisensandstein	1850 m	1360 m
Wengen, Steinenwald-Bahnhof ..	Aalénien-Eisensandstein	1880 m	1240 m
Wengen, S Steinenwald	Aalénien-Eisensandstein	1800 m	1360 m
Wengen, Steinenwald N	Aalénien-Eisensandstein	1800 m	1320 m
<i>Einzugsgebiet Schwarze Lütschine</i>			
Blattenwald-Vor dem Steg	Aalénien-Eisensandstein	1400 m	920 m
Burg-Burglauenen	Bajocien-Sandkalk	2200 m und tiefer	800-880 m
Schynige Platte-Gündlischwand ..	Bajocien-Sandkalk	1850-1550 m	660 m
<i>Gebiet der vereinigten Lütschinen</i>			
Bigelti-Rufigraben	Malmkalk	1850-1500 m	620 m***

Maximale Vertikalmigration	Horizontale Fahrbahn	Fahrböschung	Volumen in Mio m³	Bemerkungen
870 m 745 m 310 m 1100 m 740 m	2200 m 1500 m 600 m 2850 m 1500 m	21° 27° 27° 21° 26°	3,2-6 0,4-0,7 0,3-0,5 ? 3-5	Teilabsturz über 2. Stufe, Brandung bei Lauterbrunnen * Brandungshöhe Komplex, vermutlich nicht einma- liges Ereignis Teilabsturz über 2. Stufe, Brandung bei Lauterbrunnen
stimmbare, da verwischt und teilweise überdeckt				
700 m 490 m 640 m 440 m 480 m	1650 m 1100 m 1450 m 960 m 950 m	23° 24° 24° 25° 27°	5-6 2-3 ca. 2 ca. 1 0,5-1	
480 m 1320-1400 m 1190-890 m	950 m 2200 m 2000 m	27° max. 31°** 26-31°**	knapp 1 10-20 7-9	Eventuell mehr als ein Sturz ** Wertlos, da Masse aus unbe- kannter Zahl von Felsstürzen zu- sammengesetzt. Keine Trennung in einzelne Individuen möglich. Steinschlag beteiligt
1230-880 m	2100 m	23-30°**	ca. 10	*** Brandungshöhe unbestimm- bar, da Material verdeckt und ver- schwemmt

Kleinformen können zu Dutzenden beobachtet werden. Folgende Merkmale sind ihnen gemeinsam:

1. Abriß in sehr steilem Gebiet, d.h. Ausbruch aus Felswänden.
2. Steilfahrt im oberen Teil auf über $30-35^\circ$ geneigtem Gelände.
3. Deutlich ausgebildetes, geschlossenes Ablagerungsgebiet mit Trümmern sehr unregelmäßiger Dimension.
4. Die Fahrböschung liegt kaum je unter 30° .

Die in der Bergsturztabelle vereinigten größeren Stürze seien nach Abriß, Fahrbahn und Ablagerung genauer charakterisiert:

Abrißgebiete

Ohne Ausnahme handelt es sich um steile, felsige Partien. Zurückgeblieben sind Wände, deren Böschung oft über 60° liegt. Überall sind sie auch heute auffallend zerrüttet bzw. aufgelockert, womit die Tatsache wiederholter Abstürze erklärt ist. Da der Auflockerungsprozeß fortschreitet, sind an verschiedenen Stellen weitere Felsstürze zu erwarten, ohne daß direkt akute Gefahr besteht. Eigentliche schulmäßig konkave Abrißnischen sind selten.

In den meisten Fällen streichen die Schichten waagrecht in die Luft aus oder fallen bergwärts ein, so daß die den Absturz einleitende Bewegung nicht auf Schicht-, sondern auf Kluftflächen erfolgte. Ausnahmen bilden die Felsstürze aus dem Ellstabgrat S Busenalp und Marchegg–Saustal sowie die Bergstürze S Schynige Platte–Gündlischwand, wo die Schichten einigermaßen hangparallel laufen. Der Abriß erfolgte also meist über die Schichtköpfe; steile Klüfte waren überall von entscheidender Bedeutung.

Die Ablösungsflächen liegen teilweise innerhalb ein- und desselben Gesteins, z.B. Wengen, Burg, S Schynige Platte; andernorts ist die Unterlagerung durch andere Gesteine sicher Teilursache der Bewegung: leicht zerfallende Mergel am Birg und am Grätli W Schynige Platte.

Dem Absturz der aufgelockerten Massen gingen meist langsame, steile Sackungsbewegungen unterschiedlicher Größe voraus. Sie sind am in der Vorbereitungsphase steckenden Felssturz Grätli deutlich, ebenso S Schynige Platte, am Birg und teilweise ob Wengen. Der Sturz Marchegg–Saustal ist direkt aus einer Sackung entstanden.

Fahrbahnen

Die Schußströme abfahrender Bergstürze sind in ihrer Richtung an die Geländeformen gebunden, wenn sie sich auch nicht wie schleichende Ströme jeder Unregelmäßigkeit der Fahrbahn anpassen. Da es sich in den Lütschinentalern nirgends um ganz große Ereignisse handelt, sind kaum Besonderheiten zu erwähnen. Nor-

malerweise ist im oberen Teil eine Steilbahn vorhanden, an deren unterem Ende, auf der Flachbahn, erst die Bremsung der Hauptmassen einsetzte. Meist liegen diese Steilböschungen um 40° . Bei den größten Wengen-Bergstürzen schloß sich für die Wengen überschließenden Trümmermassen eine zweite Steilstufe an. Sonst handelt es sich durchwegs um einfache und ziemlich regelmäßige Fahrbahnen.

Fast ausnahmslos erfolgte die Abfahrt quer zu den Tälern, dem stärksten Gefälle entsprechend. Einzig die aus dem Talschluß stammenden Bergstürze folgten der Längsrichtung. Einige Massen haben das Haupttal erreicht: Wengen teilweise, Burg-Burglauenen, S Schynige Platte-Gündlischwand, W Schynige Platte-Rufigraben. Sehr große Bergstürze hätten erhebliche Brandung und Ablenkung erfahren. Daß dies nicht in bedeutender Weise der Fall ist, zeugt wieder für die relative Kleinheit der einzelnen Ereignisse. Trotz ungestörter, ziemlich geradliniger Fahrbahnen liegt keine einzige Fahrböschung unter 20° , was bei ganz großen Bergstürzen das Normale darstellt.

Ablagerungen

Hier stehen der genauen Erfassung oft bedeutende Schwierigkeiten entgegen. Alte Massen sind durch Nachstürze, Verschwemmung und Abtragung verändert worden. Außerdem sind die charakteristischsten Ablagerungshaufen aus verständlichen Gründen meist mit Wald bestanden, der die Beobachtung erschwert. Die Bauern haben offenes Gelände im Laufe der Zeit durch mühsame Arbeit ausgeglichen. Dies sind alles Gründe, die den Steinstromcharakter der Ablagerungen verwischen. Aber auch ohne diese besonderen Umstände ist z. B. die Volumenberechnung eine unsichere Angelegenheit, da ihr ein hypothetischer Untergrund zugrunde gelegt werden muß.

Allen Bergsturzablagerungen des Gebietes ist eine unruhige Oberfläche eigen: Kleine Wälle, Hügelchen, Mulden, Verflachungen und steile Stellen wechseln auf kurzer Strecke. Trotzdem erkennt man meist deutlich eine Gesamtform, deren Böschung immer unter 20° liegt. Wo der Rand nicht nachträglich verändert worden ist, läßt sich eine scharfe Grenze ziehen, musterhaft etwa beim nördlichsten Wengen-Bergsturz. Die Haufen einzelner Stürze sind von länglicher Form, einer Gletscherzungue einigermaßen vergleichbar.

Die Dichte der aufgeschlossenen Blöcke ist sehr unterschiedlich, doch ist dies nicht der Verschiedenheit der Stürze, sondern ihrem Alter und menschlicher Arbeit zuzuschreiben. In Wäldern liegen die Blöcke am dichtesten; eindrücklichstes Beispiel ist der Steinenwald ob Wengen mit Blöcken bis über 1000 m^3 . Letztere stellen allerdings Ausnahmen dar. Daß es sich an der Oberfläche meist um große Stücke handelt, darf nicht zur Annahme verleiten, eine Bergsturzmasse bestehe nur aus solchen. Klein- und Feinmaterial mit eingebetteten Blöcken kann überall an frischen Aufschlüssen festgestellt werden, wogegen eine bedeutende Verkit-

tung, wie etwa in Flims, kaum besteht. Die Beobachtungen lassen den Schluß zu, daß Bergstürze mit kürzerer Fahrbahn zu geringerer Zertrümmerung führen. Weder in der Lagerung noch in der Größe der Einzelstücke ist eine Regelmäßigkeit nachweisbar. Da alle deutlichen Haufen aus einheitlichem Material mit nur geringen Faziesdifferenzen bestehen, läßt sich über dessen topographische Anordnung nichts Sichereres sagen.

Es handelt sich um alte Bergstürze, weshalb die Blöcke an der Oberfläche kaum mehr scharfkantig sind; dagegen ist ihre unregelmäßige, eckige Form durchwegs erkennbar. Rillen chemischer Verwitterung finden sich vorwiegend an Kalken, mechanische Zerfallserscheinungen eher am Aalénien-Eisensandstein. Eindeutige Schlagfiguren konnte ich nirgends feststellen.

Einzelne Ablagerungshaufen haben zu vorübergehender Erhöhung des Talbodens geführt: ob Lauterbrunnen und Burglauenen, oberhalb des Rufgrabens. Wo temporär Seen bestanden, könnte nur durch genaue Bodenuntersuchungen bewiesen werden. Die bekannte Durchlässigkeit von Bergsturzablagerungen wird überall bestätigt, vorwiegend durch Versickerung in den höheren Partien und Quellen in der Nähe der Stirn.

II. DIE LANGSAMEN MASSENBEWEGUNGEN

Als langsam sind zunächst alle Bewegungen zu bezeichnen, die nicht bei den schnellen eingereiht werden können. Heim [27] nennt sie Bewegungen mit schleichender Talfahrt, Jäckli [32] langsam ablaufende Schwerkrafeinwirkungen. Nicht in jeder Beziehung zutreffend, aber zur allgemeinen Charakterisierung verwendbar scheint mir der Begriff Rutschung als Gegensatz zum Sturz.

Die Beobachtung führt sofort zur Feststellung, daß man es mit sehr verschiedenen Erscheinungen zu tun hat, die sich überdies nach unterschiedlichen Gesichtspunkten betrachten lassen. Haupthindernis einer systematischen Einteilung sind die sehr verbreiteten Übergangs- und Mischformen. Nach meinen Erfahrungen sind folgende Unterscheidungen angebracht:

1. Zeitlicher Ablauf, Geschwindigkeit
 - a) akute Bewegungen
 - b) chronische Bewegungen
2. Beteiligtes Material
 - c) Felsbewegungen
 - d) Schuttbewegungen
 - e) Fels→Schutt-Bewegungen
3. Art der Bewegung
 - f) gleitend
 - g) kriechend, bzw. fließend

4. Tiefe der Bewegung
- h) flachgründig, oberflächlich
 - i) tiefgründig

Diese Kriterien seien etwas genauer betrachtet:

I. DIE GESCHWINDIGKEIT LANGSAMER MASSENBEWEGUNGEN

a) akute = rasche Rutschungen

Darunter verstehe ich Rutschungen, deren Bewegung direkt sichtbar und meßbar ist, die Risse, Spalten, Wülste bilden, die Vegetationsdecke aufreißen, Bäume verstellen, überhaupt allgemein zerstörend wirken. Bereits vollendete akute Rutschungen von einigem Ausmaß sind morphologisch oft noch lange an Abriß- und Ablagerungsgebiet zu erkennen, z.B. bei Wengernalp. Es handelt sich um einmalige oder wiederholte Ereignisse, deren Ablauf Minuten, Stunden, Tage beansprucht, unter Umständen noch längere Zeiträume. Im Untersuchungsgebiet stellen akute Rutschungen sehr oft Teile eines viel größeren chronischen Ganzen dar, sind also sekundärer Art, so etwa NE Grindelwald, wo Kleinformen innerhalb der großen Rutschung bei Durchnässung immer wieder entstehen.

b) chronische = lang dauernde Rutschungen

Weitaus die meisten, vor allem alle größeren langsamen Massenverlagerungen in den Lütschinentalern gehören zu dieser Gruppe. Lange nicht in jedem Fall lässt sich die klassische Dreiteilung Abriß – Fahrbahn – Ablagerung durchführen. Sie sind kaum je direkt als Bewegungen nachweisbar, da sie sich derart langsam vollziehen, daß z.B. entstehende Spalten nie offen bleiben und die Vegetation sich anpassen kann. Stillstand ist ohne spezielle Untersuchung oft nicht von Bewegung zu unterscheiden; selbst nach jahrelanger Beobachtung sind keine Veränderungen festzustellen. Nur in vereinzelten Fällen kann eine noch andauernde Bewegung indirekt nachgewiesen werden: durch Mauerrisse NE Grindelwald, im Gebiet der Kleinen Scheidegg, am deformierten Unterbau der Grütschalpbahn, durch Risse im obersten Tunnel der Schynige-Platte-Bahn. Exakte Messungen über längere Zeiträume könnten vielleicht die wünschenswerte genauere Auskunft geben. Entsprechend unpräzis sind Angaben über Dauer und Geschwindigkeit. Die Bewegungen müssen sich teilweise über Jahrtausende erstrecken, und die Geschwindigkeit erreicht bei den vorliegenden Fällen kaum mehr als die Größenordnung von cm/Jahr.

Wie schon oben erwähnt, ist charakteristisch, daß derartige chronische Rutschungen örtlich in akute Bewegungen übergehen können, falls spezielle Verhältnisse herrschen.

Ihre Verbreitung ist sicher in vielen Gebirgsgegenden größer, als früher angenommen wurde, da man ihnen wegen ihrer Unauffälligkeit oft zu wenig Beachtung schenkt.

2. BEWEGTES MATERIAL

Geht man von der Unterscheidung Fels/Schutt aus, so sind gerade in dieser Beziehung Übergangsformen sehr weit verbreitet, auch ohne daß man die beiden Werte genauer spezifiziert. Diese einfache Trennung scheint mir entschieden wichtiger als eine solche nach Gesteinsarten, obwohl sich nicht jedes Gestein gleich verhält.

c) *Felsrutschungen*

Voraussetzung ist, daß die verlagerten Felsmassen während oder nach erfolgter Bewegung weitgehend den Zusammenhang bewahrt haben, wenngleich Zerrüttungsscheinungen, eventuell Teilung mit sekundären Bewegungen, selbstverständlich eintreten.

Felsrutschungen, hier als Sackungen bezeichnet, alle chronischer Art, sind im Gebiet ziemlich verbreitet: Busenalp–Ghadelhorn, E Bietenhorn, S Lauberhorn, W Nothalden, Tschingelberg und in weniger reinen Formen S Rötihorn und S Birre. Gesteinsmäßig dominieren Kalk und Eisensandstein. Die Ablösung und Gleitung erfolgte in den meisten Fällen nicht auf der Schichtfläche, sondern entlang Kluftsystemen.

d) *Schuttrutschungen*

Schleichende Schuttmassen sind nicht selten; kleine Ereignisse treten auch in akuter Form auf. Mit einiger Berechtigung dürften die Großformen Marchegg–Lauterbrunnen, Guferwald, NE Grindelwald, ob Schwendi–Grindelwald und NE Kleine Scheidegg dazu gerechnet werden. Da jedoch die Bewegungen hier ihren Ausgang in Fels genommen haben, scheint die Schaffung einer Zwischenkategorie gerechtfertigt. Bedeutendere reine Schuttbewegungen finden sich lediglich N Kleine Scheidegg: Imberg–Bustiglen und N Tschuggen–Schwarze Fluh.

Der Schutt kann sehr verschiedener Art sein, so daß auf eine Charakterisierung verzichtet wird; seine Beschaffenheit hängt stark vom Ursprungsgestein und dessen Verwitterungszustand ab.

e) *Fels→Schutt-Rutschungen*

Genetisch sind zwei Arten zu unterscheiden:

Einmal Bewegungen chronischer Art, deren Beginn als umfangreiche Sackung zu bezeichnen ist. Durch die starke Beanspruchung während der Verlagerung lösen sich die kompakten Felsmassen nach und nach in Schutt auf, der vom riesigen

Klotz bis zum Feinmaterial alle Stufen umfaßt. Ausgangspunkt ist also eine mehr oder weniger einheitliche Felsmasse, Endform dagegen eine Schuttbewegung. Die Auflösung ist dabei sehr ungleich weit gediehen. So lassen sich ob Grütschalp, teilweise im Gebiet Lauberhorn-Tschuggen, S Rötihorn (in der 2. Phase reine Schuttbewegung), Stöbi-Spätenboden und S Birre noch morphologische Einheiten erkennen, während NE Marchegg-Lauterbrunnen, S Wengen, im Gufer- und Itramewald und ob Schwendi-Grindelwald die Zerstörung zu eigentlichen Trümmerfeldern führte. Hauptbeteiligtes Gestein ist im Untersuchungsgebiet der Aalénien-Eisensandstein.

Die 2. Form der Fels-Schutt-Bewegungen ist vorwiegend in den Aalénienschiefen und im schiefrigen bis knorriegen Eisensandstein beheimatet. Die Ablösung entlang Klüften dominiert auch hier, gleich wie bei der ersten Art. Sie erfolgt aber nicht in großen Komplexen, sondern in kleinen, aber zahlreichen Felspaketen, die nacheinander abgleiten. Einzeln besehen, muß man sie als Felsbewegungen bezeichnen. Da sie jedoch größere Gebiete bedecken und sich in der Bewegung teilweise oder ganz in Schutt auflösen, gehören sie zu den Mischformen. Dies gilt für die Hänge SW bis N Mürren, S Skilift Lauberhorn, unter Fallbodenhubel, ob der Sattelegg und in großtem Umfang NE Grindelwald.

3. ART DER BEWEGUNG

f) gleitend

Sie tritt, soweit sich dies bei den nicht direkt beobachtbaren, äußerst langsamem Vorgängen beurteilen läßt, rein wohl nur in Fels auf, der in Rutschungen nicht deformierbar ist. Abgesehen von der Trennung in einzelne Komplexe, die zu Differentialbewegungen führt, wandert theoretisch jeder Punkt der Masse in gleicher Weise talwärts.

g) kriechend, fließend

Kriechbewegung kann nur in deformierbaren, plastischen Massen entstehen, d. h. in Schutt oder extrem zerrüttetem Fels. Schleichende Trümmermassen weisen nach meiner Beobachtung immer differenzierte Bewegungen auf, sind also den Gletschern verwandt. Gleitvorgänge spielen mit, doch würden diese allein nie Fluidalstrukturen schaffen, wie sie NE Grindelwald und ob Schwendi deutlich sind.

4. TIEFE DER BEWEGTEN MASSEN

In vielen Fällen bin ich darüber auf reine Vermutungen angewiesen, da nur der direkte Aufschluß Sicherheit bieten würde, vor allem in komplexen Rutschungen, wo unbedingt die Zerrüttung oft tiefer greift als die Bewegung selbst und deshalb

keine scharfen Übergänge festzustellen sind. Andernorts erlauben indirekte Beobachtungen, z.B. der Geländeform, Schlüsse.

b) flachgründige, oberflächliche Bewegungen

Da es keine exakten Grenzen zu tiefen Bewegungen geben kann, ist eine genaue Definition nicht möglich. Doch darf man Tiefen bis zu einigen Metern sicher als flachgründig bezeichnen. Im allgemeinen scheinen mir die akuten Formen von geringer Mächtigkeit. Kleinstformen erreichen oft nicht einmal einen Meter Tiefe. Sehr oberflächlich verlaufen auch die chronischen Bewegungen in den stellenweise verbreiteten Solifluktionshängen, z.B. an der Kleinen Scheidegg. Relativ gering ist ebenfalls die Tiefe in den durch Kleinsackungen und Schutt bedeckten Gebieten.

i) tiefgründige Bewegungen

Am sichersten sind Mächtigkeiten in gut erhaltenen Sackungsmassen zu bestimmen. Sie sind tiefgründig, erreichen aber im Untersuchungsgebiet kaum mehr als 200 m, ausgenommen am Ghudelhorn. Viele hundert Meter tiefe Hakenwurferscheinungen, wie sie z.B. Eckardt [13] im Tavetsch nachweist, sind dagegen nicht vorhanden. In den Lütschinentälern stellen große Sackungen die tiefgreifendsten Massenbewegungen überhaupt dar. Dabei kann es sich selbstverständlich nur um chronische Erscheinungen handeln.

5. EINZELNE TYPEN

Jäckli [32] unterscheidet folgende Formen «langsam ablaufender Schwerkrafteinwirkungen»:

1. Solifluktion
2. Blockströme – Blockgirlanden
3. Schuttrutschungen
4. Langsame Felsbewegungen auf den Schichtflächen (Schieferrutschungen)
5. Felsabsackungen

Heim ging 1932 [27] in der Unterteilung noch weiter, ohne daß sein System voll zu befriedigen vermag, finden darin doch nicht alle Rutschungen meines Gebietes Platz. Doch gibt es kaum eine Patentlösung, die allen Ansprüchen genügt, da sich ja vielfach keine genauen Grenzen ziehen lassen. Gestützt auf meine Beobachtungen in den Lütschinentälern, teile ich wie folgt ein:

1. Schuttrutschungen bzw. -bewegungen
2. Felsrutschungen, Sackungen
3. Fels→Schutt-Rutschungen

Eine weitere Unterteilung ist ohne weiteres möglich, z.B. nach genetischen Prinzipien oder nach ausgeprägten Typen. Solifluktion und Blockströme stellen in diesem Fall nur Sonderformen der Schuttbewegungen dar.

Die drei Hauptformen sollen noch kurz nach dem oben angewandten Prinzip charakterisiert werden, wobei zu berücksichtigen ist, daß mir zur direkten Beobachtung nur chronische Formen zur Verfügung standen.

Schuttrutschungen

Sie sind an folgende Faktoren (a bis i, S. 70) gebunden:

- a oder b: Sie treten sowohl in akuter wie chronischer Form auf.
- d: Es handelt sich um Lockermaterial, das allerdings aus Fels, auch ohne Zwischenverlagerung, hervorgegangen sein kann.
- g: Ich habe keine Schuttrutschungen gefunden, die nur gleiten, wenn auch zugestanden werden muß, daß die Kontrollmöglichkeiten oft gering sind.
- h oder i: Es sind sowohl oberflächliche wie tiefgreifende Bewegungen möglich, doch sind letztere auf chronische Entwicklung beschränkt.

Sackungen

Bei Heim und Jäckli sind dies an spezielle Bedingungen gebundene Felsrutschungen: Steil absinkende Bewegung, Gleitfläche nicht mit Schichtfläche identisch.

Aus folgenden Gründen möchte ich diese Spezifizierung weglassen:

1. Der Begriff steil ist keineswegs präzis; eine Grenze wird nicht und kann auch nicht gegeben werden, da die Natur keine kennt.
2. Die Gleitfläche läßt sich oft nicht mit Sicherheit erkennen und folgt gar nicht immer einheitlich Schicht- oder Kluftflächen. Ich bin vor allem den Schichtflächen gegenüber skeptisch.

Ich verwende deshalb den Ausdruck Sackung für Bewegungen, die

- b: chronisch ablaufen,
- c: auf mehr oder weniger kompakten Fels beschränkt sind,
- f: vorwiegend gleiten und
- i: tiefgründig sind.

Fels→Schutt-Rutschungen

Sie sind, wie schon oben dargelegt, in den Lütschinentälern der häufigste Fall chronischer Massenbewegungen. Leider steht mir kein einheitlicher Ausdruck zur Verfügung. Eine genaue Abgrenzung der mannigfachen Formen innerhalb dieser Kategorie ist mir ebenfalls nicht möglich. Die beobachteten Fälle lassen sich wie folgt typisieren:

- b: chronisch
- e: aus Fels wird Schutt
- g: Kriechbewegungen herrschen vor
- i: tiefgründig, kann allerdings in h übergehen.

In einzelnen Phasen sind zeitlich wie örtlich Abweichungen möglich (a–b, h–i), doch sind Großformen immer chronisch und tiefgründig.

Die durchgeführte Typisierung befriedigt noch nicht in allen Teilen; doch müßten für ein besseres und ausführlicheres System viel größere Gebiete untersucht werden, worauf erst feste Begriffe und Definitionen geschaffen werden könnten.

III. VORAUSSETZUNGEN ZUR ENTSTEHUNG VON MASSENBEWEGUNGEN

Die Entstehung einer Massenbewegung, gleich welcher Art, läßt sich nicht auf eine einzige, in sich geschlossene Ursache zurückführen. Meist muß eine ganze Reihe von Voraussetzungen erfüllt sein, bis das Ereignis eintritt.

Grundursachen sind die Existenz der Schwerkraft und das Vorhandensein von Böschungen. Alle oben beschriebenen Bergstürze und Rutschungen sind schwerkraftbedingte Vorgänge, die auf waagrechter Unterlage, d.h. bei absolut stabilen Gleichgewichtsverhältnissen, nie zustande gekommen wären. Alle andern Ursachen, wie etwa Auflockerung, Klima- und Wassereinwirkungen, sind sekundärer Natur, stellen aber die direkten Voraussetzungen zur Entstehung von Massenbewegungen dar, indem sie allgemein zur Überwindung des Reibungswiderstandes beitragen.

I. ÜBER BÖSCHUNGEN

Heim hat seinerzeit die Entstehung einer übermaximalen Böschung als eigentliche Ursache der Bergstürze und Rutschungen bezeichnet. Trotzdem diese Auffassung bestritten wurde (Lehmann, Jäckli), scheint sie mir nicht falsch. Allerdings darf der Begriff «übermaximale Böschung» nicht verabsolutiert werden; es gibt keine festen Böschungswerte, die Massenbewegungen verursachen. Die Eigernordwand weist eine durchschnittliche Neigung von $60\text{--}65^\circ$ auf, die Kalkwände S Lauterbrunnen sind noch steiler; trotzdem entstanden hier wie dort keine erwähnenswerten Abstürze, während sich an der Kleinen Scheidegg chronische Rutschungen bei 15° in Bewegung befinden, ob Grindelwald auf noch flacherer Unterlage. Letzteres sind Werte, die weit unter der normalen Böschung für trockene Schutthalden liegen. Allerdings kann überall festgestellt werden, daß Abrißflächen, auf denen die Bewegung eingeleitet wird, steiler sind als die durchschnittlichen Fahrbahnen, auch dann, wenn es sich um chronische Rutschungen handelt. Der spezielle Teil

enthält Einzelwerte, soweit sie einigen Wert haben; bei den vielen Unsicherheitsfaktoren wird auf eine tabellarische Zusammenstellung verzichtet.

Die Relativität der Maximalböschungswerte hängt nach meinen Beobachtungen in erster Linie vom Grad der Auflockerung, der Art des Gesteins und, allerdings nicht in jedem Fall, von der Durchnässung ab, im Untersuchungsgebiet dagegen seltener von der Lage der Schichtung. Diese Faktoren können örtlich auf engem Raum so verschieden sein, daß sich mit dem Wert der übermaximalen Böschung als Ursache kaum etwas anfangen läßt.

Eine Übersteilheit kann grundsätzlich auf zwei Arten geschaffen werden:

1. Durch effektive Vergrößerung der Neigung, beispielsweise infolge gebirgsbildender Vorgänge, Unterschneidung eines Hanges usw.
2. Bei gleichbleibender Neigung kann sie durch Auflockerung und Durchnäsung des Materials eintreten.

In beiden Fällen wird die Stabilität des exponierten Materials verringert. Punkt 1 ist meist schwieriger nachweisbar als Punkt 2. Billigt man jedoch den eiszeitlichen Gletschern erosive Kraft zu, so ist ohne weiteres anzunehmen, daß nach ihrem Rückzug örtlich übersteile Hänge, vom Druck des Eises befreit, Massenbewegungen bewirkten. Es gibt allerdings auch andere Gründe, vorwiegend klimatischer Natur, die es wahrscheinlich machen, daß direkt nach der Eiszeit Bergstürze und Rutschungen häufiger waren als heute.

Direkte Gehängeunterschneidung, d.h. Versteilung der Hangfüße, ist in den Lütschinentälern nur in geringem Maß an den gesamten Bewegungen beteiligt.

Orogenetische Vorgänge können sowohl hangversteilend wie auflockernd wirken. Mindestens für die Sackungen Busenalp–Ghudelhorn dürften sie entscheidende Ursache sein, allerdings hauptsächlich im Sinn tektonisch bedingter Auflockerung.

2. GESTEINSVERHÄLTNISSE

In den Lütschinentälern sind, abgesehen vom Autochthon, das aber keine großen Massenbewegungen geliefert hat, eigentlich nur 4 Gesteine in bedeutender Ausdehnung aufgeschlossen:

Dichte Malmkalke, Tithon bis Argovien, von wechselnder Mächtigkeit, vorab in der Diableretsdecke mit Breccien durchsetzt, in der Wildhorndecke eher einförmiger.

Bajocien-Sandkalke der Wildhorndecke, oft in Wechsellagerung mit schiefrigen Mergeln. Sie erreichen Mächtigkeiten bis zu 300 m und werden gegen oben teilweise durch eine Echinodermenbreccie abgeschlossen.

Aalénien-Eisensandsteine der Wildhorndecke, bis 600 m mächtig. In den obersten Partien finden sich oft zähe, quarzitische Sandsteine. Die Hauptmassen werden

jedoch durch knorrig-schiefrige bis bankige, eisenschüssige Sandsteine gebildet. Gegen unten gehen sie teilweise in knorrige Schiefer über.

Aalénien-Tonschiefer, die Wildhorndecke abschließend oder ultrahelvetisch, sind zwischen Großer und Kleiner Scheidegg von Bedeutung und erreichen 400 m Mächtigkeit. Sie sind ausgesprochen feinblätterig.

Ein fünftes Gestein liegt zwar weder in großer Mächtigkeit noch Ausdehnung vor, muß aber erwähnt werden, da es an einigen Stellen als Gleithorizont eine wichtige Rolle spielt:

Argovienmergel, eventuell auch Oxfordschiefer. Während im Guferwald eine richtige Mergelgleitfläche angenommen werden darf, sacken am Gräti W Schynige Platte die Kalkpakete auf dieser Unterlage ab. Auch am Birg ob Mürren und NE Hundshorn dürften mergelig-schiefrige Unterlagen mitgespielt haben. Wichtig scheint, daß die Klüftung der hangenden Kalke eine Durchnässung der un-durchlässigen Mergel erlaubt. In allen andern Fällen entstanden die Bergstürze und Rutschungen innerhalb eines mehr oder weniger einheitlichen Gesteinskomplexes, wobei immerhin wechselnde Ausbildung beteiligt sein mag.

Eine Zusammenstellung der größeren Massenbewegungen zeigt, daß alle vier erwähnten Gesteine vertreten sind. Für den Malmkalk muß dabei das Liegende mit berücksichtigt werden.

	Malmkalk	Bajocien-Sandkalk	Aalénien-Eisensandstein	Aalénien-Tonschiefer
Bergstürze	*	*	*	-
Schuttrutschungen	-	-	*	*
Fels→Schutt-Rutschungen ..	*	-	*	*
Sackungen	*	-	*	-

In dieser Tabelle ist nichts gesagt über die Häufigkeit. Flächen- und mengenmäßig dominieren bei weitem die Massenbewegungen im Aalénien-Eisensandstein. Anderseits muß aber festgestellt werden, daß es überhaupt keine größeren unbewegten Aalénienschiefermassen gibt, deren Anfälligkeit somit noch größer ist.

Die Härte eines Gesteins spielt keine große Rolle. Eisensandstein und Sandkalk sind härter als Kalk und Tonschiefer, doch entspricht die Anfälligkeit nicht dieser Reihenfolge.

Viel wichtiger ist die Resistenz gegen Verwitterung bzw. Auflockerung, d.h. die Festigkeit der Felsen. An Hand der bestehenden Böschungen und des Zustandes der aufgeschlossenen Gesteine kann erst die Anfälligkeit beurteilt werden. Im Untersuchungsgebiet zeigt der Malmkalk die größte Standfestigkeit; er weist

relativ wenig Absonderungsflächen auf und bildet deshalb Steilwände. Zur Entstehung von Massenbewegungen sind in ihm, wie oben gesagt, besondere Bedingungen nötig.

Die Aalénienschiefer stellen das andere Extrem dar. Fugenreichtum, rasche Verwitterung und geringe Festigkeit hängen eng zusammen. Eine Folge ist das Fehlen dauernder Steilböschungen, so daß keine Bergstürze entstehen. Nie bleibt ein großer exponierter Komplex so lange erhalten, daß sich ein einheitlicher Absturz vorbereiten könnte. Das Material bewegt sich fortlaufend in kleinen Paketen langsam zu Tal.

Bajocien-Sandkalke und Aalénien-Eisensandstein nehmen Zwischenstellungen ein, die allerdings örtlich ziemlich variieren. Auch bei ihnen hängt die Standfestigkeit stark mit dem Fugenreichtum zusammen; je mehr Schicht- oder Kluftabsonderungsflächen, um so geringer ist sie, am niedrigsten im schiefrigen Eisensandstein, dessen Verhältnisse denen der Tonschiefer gleichen.

3. AUFLOCKERUNG

Es erübrigt sich, hier Verwitterungsprozesse darzustellen, da dies andernorts kompetenter geschehen ist.

Von direkter Bedeutung für Bergstürze und Rutschungen ist die Zerrüttung bzw. Auflockerung großer und zum Teil tiefer Felspartien, wird doch dadurch die Scherfestigkeit ganzer Komplexe wesentlich herabgesetzt.

Entscheidende Auflockerungerscheinung sind in der überwiegenden Zahl der Fälle steile Kluftsysteme. Sie würden eine ausführliche Untersuchung verdienen. In ihrer Anlage lassen sie sich weitgehend auf mechanische Beanspruchung während der Gebirgsbildung zurückführen. Es ist denn auch auffällig, daß im ganzen Bereich der Wildhorndecke mehr oder weniger NW, d. h. quer zur Streichrichtung, in zweiter Linie NE laufende Klüfte ausgebildet sind. Ebenso in die Augen springend ist ihr steiles Fallen, ohne daß sich ein Generalwert festsetzen ließe. Wahrscheinlich handelt es sich bei diesen vorherrschenden Lagen zum Teil auch um das Resultat exogener Einwirkung, indem eben gerade diese NW-Klüfte mehr oder weniger quer zu den Steilböschungen verlaufen und deshalb vor andern angelegten Systemen nach und nach durch Zugspannung zu deutlicher Ausbildung gelangten. Mit Gletscherspalten verhält es sich jedenfalls nicht anders; Zug führt zu Zerreißungen quer zur Gefällsrichtung. Mechanische und, vorwiegend im Kalk, chemische Verwitterung helfen schließlich an der Öffnung zu Spalten mit.

Auch geringfügige Bewegung einer durch Klüftung aufgelockerten Masse führt sofort zur Bildung neuer Bruchflächen, die ihrerseits der Verwitterung mehr Ansatzpunkte bieten, so daß die fortschreitende Zertrümmerung einer absackenden Felssmasse gegeben ist.

Gebiete, in denen den Schichtflächen folgende Auflockerung für die Massenbewegungen von primärer Bedeutung ist, sind in den Lütschinentälern weniger häufig. Das hängt aber weitgehend von der Lagerung ab; Stellen mit steil einfallenden Schichten sind nicht sehr verbreitet, was u.a. auch das Fehlen bedeutender, tiefgründiger Hakenwurferscheinungen erklärt.

4. KLIMATISCHE EINFLÜSSE

Daß Temperaturschwankungen, Frost und Wasser die Auflockerung fördernde Verwitterungsagzenzien sind, braucht keine Erklärung. Doch sind sie darüber hinaus direkt am Zustandekommen von Bergstürzen und Rutschungen beteiligt.

Dauerfrost wirkt hemmend; Rutschungen beruhigen sich im Winter, es fahren keine Bergstürze ab. Die Annahme verbreiteter Massenbewegungen am Ende einer Eiszeit wird deshalb durch die aufsteigende Permafrostgrenze ebenfalls gestützt.

Häufiger Spaltenfrost stellt oft die direkte Ursache des Steinschlags dar, dürfte aber auch in umfangreichen, zerrütteten Rutschgebieten mindestens oberflächlich bewegungsfördernd wirken.

Sichtbar ist vielerorts der Einfluß der Durchnässung. Oft ist der Boden zur Zeit der Schneeschmelze und nach ausgiebigen Regenfällen mit Wasser durchtränkt. Die Stabilität der Schuttmassen verringert sich gewaltig, falls das Wasser tief genug eindringen kann. Das sich in Nackentälchen von Sackungen und in Mulden sammelnde Wasser wirkt als Schmiermittel. Das Gebiet NE Grindelwald ist zusammen mit dem Itramenwald das nasseste Rutschgebiet der Lütschinentäler; beide weisen natürlicherweise auch die geringsten Böschungen auf, liegen sie doch unter 15°. Ich bin überzeugt, daß starke Durchnässung über lange Jahre eine spürbare Aktivierung bewirken müßte. Das kann nicht von allen Rutschgebieten gesagt werden, speziell nicht von sehr tiefgründigen.

E. SCHLUSSWORT

Das Ziel der vorliegenden Arbeit war die Untersuchung der schwerkraftbedingten Massenbewegungen in den Lütschinentalern, wie sie, allerdings unpräzis, als Bergstürze und Rutschungen zusammengefaßt werden können. Es zeigte sich, daß es sich um ausgedehnte und sehr verschiedene Vorgänge handelt, die in erster Linie durch die Form der Bewegung und das beteiligte Material charakterisiert sind.

Die schnell ablaufenden Ereignisse, deren Endprodukt immer eine Trümmermasse ist, bilden eine lückenlose Reihe vom Steinschlag bis zum eigentlichen Bergsturz. In historischer Zeit fuhren keine ganz großen Massen ab, wogegen kleinere Felsstürze immer wieder entstehen.

Bei den langsamen Bewegungen wurden akute = rasche, und chronische = lang dauernde unterschieden. Nach erfaßter Fläche und Masse sind letztere, die vermutlich zum Teil Jahrtausende in Anspruch nehmen, von überragender Bedeutung. Sie spielen sich in so verschiedenen Formen ab, daß die angenommenen Haupttypen Sackung, Fels→Schutt-Rutschung und Schuttrutschung dem Sachverhalt nicht ganz gerecht werden.

Nur ein geringer Teil der gesamten Vorgänge hat Katastrophencharakter. Auch umfangreiche chronische Bewegungen stören oft den Menschen kaum: die Vegetation paßt sich ohne weiteres an; Bauwerke erleiden wohl in Einzelfällen Schäden, werden jedoch nicht zerstört.

Alle beschriebenen Bergstürze und Rutschungen sind ganz oder teilweise postglazial. Jedenfalls gelang nirgends der Nachweis einer zwischeneiszeitlichen Bewegung, was sie natürlich keineswegs ausschließt. Doch wären sie der Ausräumung zum Opfer gefallen. Einige Indizien deuten dagegen auf intensivere Vorgänge direkt nach der letzten Eiszeit.

Zum Schluß sei noch festgestellt, daß meine Arbeit in verschiedener Richtung ergänzt und vertieft werden könnte.

1. Die Bergstürze und Rutschungen sollten in einen weiteren Zusammenhang gestellt werden, in dem die gesamte exogene Dynamik berücksichtigt wäre, etwa im Sinne von Jäcklis bahnbrechender «Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes» [32]. Damit müßte auch das autochthone Hochgebirge einbezogen werden, dessen Abtragungsformen noch schlecht bekannt sind.
2. Eine Erfassung der quantitativen Bedeutung der Massenbewegungen wäre von großem Interesse, doch bedingte dies wesentlich erweiterte Untersuchungen. Im besonderen müßte die Geschwindigkeit und Tiefe chronischer Rutschungen genauer bestimmt sein, als es mir möglich war.

3. Damit ist eine weitere Möglichkeit aufgezeigt: genaueste Beschreibung eines einzelnen Gebietes. Die Auswahl an chronischen Vorgängen von erheblichem Umfang wäre groß genug. Eine solche Untersuchung müßte sich über lange Jahre hinziehen, präzise Messungen einschließen und über vermehrte Aufschlüsse verfügen. Die Literatur ist arm an Beispielen, doch ist sicher manches in unzugänglichen Gutachten enthalten.

Meine Arbeit, die mit ziemlich primitiven Mitteln durchgeführt wurde, ist somit nichts Abgeschlossenes. Sie liegt jedoch in einer Richtung, die erst in neuerer Zeit vermehrt gepflegt wird; so halte ich es keineswegs für ausgeschlossen, daß sie durch Erweiterung und Vertiefung in manchem Punkt revidiert werden müßte.

LITERATURVERZEICHNIS

- 1 Ampferer, O.: Über einige Formen der Bergzerreibung. Sitzungsberichte der Akademie der Wiss., math.-nat. Klasse, Abt. I. Wien 1939.
- 2 Ampferer, O.: Zum weiteren Ausbau der Lehre von den Bergzerreißen. Wie oben, aber Wien 1940.
- 3 Ampferer, O.: Bergzerreißen im Inntalraume. Wie oben, Wien 1941.
- 4 Arbenz, P.: Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geol. Gesellschaft im Berner Oberland. Ecl. geol. Helv., Band 25, 1932.
- 5 Baltzer, A.: Über die Bergstürze in den Alpen. Jahrbuch des S. A. C., X, 1874–75, Bern 1875.
- 6 Beck, P.: Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland. Ecl. geol. Helv., Band XVI, 2, 1921.
- 7 Beck, P.: Neue Erkenntnisse über Bergstürze und Erdschlipfe im Berner Oberland. Ecl. geol. Helv., Vol. 45, 1952.
- 8 Bendel, L.: Rutschungen. Schweiz. Techn. Zeitschrift. Zürich 1939.
- 9 Boesch, H.: Beiträge zur Kenntnis der Blockströme. Die Alpen, XXVII, 1951.
- 10 Buxtorf, A. und Wilhelm, O.: Über Sackungerscheinungen im Safiental. Ecl. geol. Helv. XVI, 1920–1922.
- 11 Cadisch, J.: Geologie der Schweizer Alpen. Basel 1953.
- 12 Domaradzki, J.: Blockströme im Kanton Graubünden. Ergebnisse der wiss. Untersuchung des Nationalparks, Band III, neue Folge. Liestal 1951.
- 13 Eckardt, P. M.: Zur Talgeschichte des Tavetsch. Seine Bruchsysteme und jungquartären Verwerfungen. Diss. Zürich 1957.
- 14 Friedli, E.: Bärndütsch als Spiegel bernischen Volkstums. 2. Band: Grindelwald. Bern 1908.
- 15 Früh, J.: Geographie der Schweiz. 3 Bände. St. Gallen 1930–38.
- 16 Furrer, G.: Solifluktionsformen im Schweiz. Nationalpark. Ergebnisse der wiss. Untersuchung des Nationalparks, Band IV, neue Folge. Liestal 1951.
- 17 Furrer, H.: Das Sackungsgebiet von Greich–Goppisberg. Ecl. geol. Helv., Vol. 41, 1948.
- 18 Gerber, O.: Das Längsprofil der Alpentäler. Geogr. Helv. XI, 3, 1956.
- 19 Gschwind, M. und Niggli, P.: Untersuchungen über die Gesteinsverwitterung in der Schweiz. Beiträge G. S., geotechnische Serie, XVII. Lieferung, 1931.
- 20 Günzler-Seiffert, H.: Der geologische Bau der östlichen Faulhorngruppe im Berner Oberland. Diss. Bern. Basel 1924.
- 21 Günzler-Seiffert, H.: Lauterbrunnen. Blatt 395 des Geol. Atlas der Schweiz und Kommentar. Bern 1934.
- 22 Günzler-Seiffert, H.: Grindelwald. Blatt 396 des Geol. Atlas der Schweiz und Kommentar. Bern 1938.
- 23 Hagen, T.: Wissenschaftliche Luftbild-Interpretation. Geogr. Helv. V, 4, 1950.
- 24 Häfeli, R.: Kriechprobleme im Boden, Schnee und Eis. Wasser- und Energiewirtschaft, 46. Jg. 1954.
- 25 Heim, A. und Buß, E.: Der Bergsturz von Elm. Zürich 1881.
- 26 Heim, A.: Geologie der Schweiz, 2 Bände. Leipzig 1919 und 1922.
- 27 Heim, A.: Bergsturz und Menschenleben. Zürich 1932.
- 28 Helgers, J.: Beiträge zur Geologie der westlichen Hänge des Lauterbrunnentales. Diss. Bern 1905.
- 29 Hug, J.: Der Bergsturz am Türlersee. Vierteljahresschrift der N. G. Z., Zürich 1919.
- 30 Jäckli, H.: Die Bodenbewegungen im Hinterrheintal und ihre bautechnischen Auswirkungen. Schweiz. Bauzeitung, 66. Jg., 1948.
- 31 Jäckli, H.: Geologische Eigentümlichkeiten der Geschiebeherde des bündnerischen Rheingebietes. Wasser- und Energiewirtschaft, 45. Jg., 1953.
- 32 Jäckli, H.: Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. Beiträge G. S., geotechnische Serie, Lieferung 36. Zürich 1957.
- 33 Krebs, J.: Geologische Beschreibung der Blümlisalpgruppe. Beiträge G. K. S., neue Folge 54, III, 1925.
- 34 Lehmann, O.: Die Gestaltung der Landschaft im Bereich der großen Massenanhäufungen in der Gemeinde Campo Valle Maggia. Mitteilungen der Geogr.-ethnogr. Ges. Zürich, Bd. 34, 1933/34.
- 35 Lehmann, O.: Über Böschungswinkel und Böschungshöhen im Hinblick auf den Bergsturz von Goldau. Ecl. geol. Helv., Vol. 35, 1942.

- 36 Louis, K.: Beiträge zur Geologie der Männlichengruppe. Diss. Bern 1924.
 37 Lugeon, M.: Le glissement des hameaux de Montagnon et Produit. Bulletin de la Murithienne. St-Maurice 1932.
 38 Michel, H.: Buch der Talschaft Lauterbrunnen. Interlaken 1950.
 39 Montandon, F.: Les éboulements de la Dent-du-Midi et du Grammont. Globe, Tome LXIV, 1925.
 40 Neidinger, E.A.: Petrographische Untersuchungen im oberen Lauterbrunnental. Diss. Bern. Karlsruhe 1951.
 41 Oberholzer, J.: Monographie prähistorischer Bergstürze in den Glarner Alpen. Beiträge G. K. S., neue Folge IX, 1900.
 42 Piwowar, A.: Maximalböschungen trockener Schuttkegel und Schutthalde. Vierteljahresschrift der N. G. Zürich, 48. Jg., 1903.
 43 Seeber, H.: Beiträge zur Geologie der Faulhorngruppe und der Männlichengruppe. Diss. Bern 1911.
 44 Ständer, G.: Stratigraphie und Tektonik des helvetischen Malm zwischen Kiental und Lütschinental. Diss. Bern. Zürich 1943.
 45 Staub, R.: Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. Denkschrift der S.N.G., Band 69, Abh. 1. Zürich 1934.
 46 Staub, R.: Altes und Neues vom Flimsbergsturz. Verhandlungen der S.N.G. Chur 1938.
 47 Stauffer, H.: Geologische Untersuchung der Schilthorngruppe im Berner Oberland. Mitteilungen der N. G. Bern. Bern 1920.
 48 Turnau, V.: Der prähistorische Bergsturz von Kandersteg. Diss. Bern 1906.
 49 Verschiedene: Geologischer Führer der Schweiz, spez. Fasc. IX (Günzler-Seiffert). Basel 1934.
 50 Winterhalder, R.U.: Der Bergsturz bei Silenen. Die Alpen, XXVII, 1951.

KARTEN

1. Topographische Karten

Landeskarte der Schweiz, 1 : 50000, Blatt 254, Interlaken.
 Landeskarte der Schweiz, 1 : 50000, Blatt 264, Jungfrau.
 Landeskarte der Schweiz, 1 : 50000, Kartenzusammensetzung 5004, Berner Oberland.

2. Geologische Karten

Krebs, J.: Geologische Karte der Blümlisalpgruppe, 1 : 25000, aufgenommen 1917–1919.
 Collet, L.W. et Paréjas, E.: Carte géologique de la Jungfrau, 1 : 25000, aufgenommen 1918–1926.
 Günzler-Seiffert, H.: Lauterbrunnen, Blatt 395 des Geologischen Atlas der Schweiz, 1 : 25000. 1934.
 Günzler-Seiffert, H.: Grindelwald, Blatt 396 des Geologischen Atlas der Schweiz, 1 : 25000. 1938.

