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

Artikel: Bergstürze und Rutschungen in den Lütschinentälern
Autor: Altmann, Hans
Kapitel: C: Die einzelnen Bergstürze und Rutschungen
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: 12.12.2025

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

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 Sefinental.
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–Rufigraben*, SE Gsteigwiler.

Die zum überwiegenden Teil durch Stein- und Blockfall sowie Gehängeverwitterung zustande gekommenen Trümmermassen sind in Verzeichnis und Kartenskizze (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.

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 Sefinental, 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 Sefinentales, 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 Sefinental 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 ausgefüllt, im tieferen dagegen durch die vom Sefinental her wirkende Erosion schuttfrei 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 Schutthalden 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 Sefinental 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 Schlusse, 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 Sefinental 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 Überschiebungsfläche 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 versackte Türme frei, die auf den Oxfordschiefern abrutschten und nach und nach zerfallen. 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 abfahrenden 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-Bergstürze 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 m^3
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 Abrißgebiet 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 Oxfordschiefer 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 Schuttes 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 Ägertenbach.

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 Felspakete 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 Nakkentälchen, wegen des nachrutschenden Schuttes 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–Weißbirg–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 Raume 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 km²	180 m
Pt. 2124–Kummetboden	0,47 km²	140 m
E Würzelegg	0,08 km²	50 m
Jochli	0,21 km²	90 m
N Jochli	0,10 km²	60 m
W Grütsch	0,10 km²	30 m
SW Grütsch	0,11 km²	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 Weißbirg zur Würzelegg durchziehenden Malmzone Bajocien-Sandkalk an, unterlagert durch mächtige Eisensandsteinmassen, die leicht

bergwärts einfallen. 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 38–42° abfuhren, ein Wert, der gut kontrollierbar ist. In ihrer heutigen, vermutlich ruhigen Lage sitzen mit einer Ausnahme alle auf 27–32° 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 Grütschalp 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 Sakkungsbereich 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-SANDWEIDLI

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, wobei 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 m^3 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 verschwemmter Erde durchsetzten 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 Aalénienschichten 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 verstellt 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 Grütschalpbahn, 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 Schutthaldenböschung 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 Durchnässung 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 Bergsturzhaufe von ca. 6 ha Ausdehnung, ein wildes Trümmerfeld von Aalénien-Eisensandstein. Auffallend viele Blöcke erreichen 40–50, vereinzelte viele 100 m³. Die Ablagerung ist stellenweise 20 m dick, das Volumen 300000 bis 500000 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-Sandkalken 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 m^3, aber auch Klötze bis über 1000 m^3. 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 spätige 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 Bettes liegt. Das Gebiet zwischen diesem Bach und der innern Allmend bis Wasserstation ist mit Blockschutt bedeckt. Die vier deutlichen Gräben unter dem Lauberhorn, 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 Galtbachhörnern 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 Lauberhorngipfel, 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°). 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 rührt 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 obern 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°
Weitester Punkt 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 m^3, 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 m^3 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 m^3 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 Gesteinspakete 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 Aalénienschiefer 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.

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 Kühmattenfluhplatte, 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–Kühbodmen. 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 Verwitterungsrillen 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: 24–25°

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° gegen die Bajocienwand über dem Lütschinental ab. Diese Fläche von 0,3 km² ist unter der Malmwand vollständig mit Blockschutt bedeckt, ausschließlich Malmkalk. Stellenweise handelt es sich um ein richtiges Blockgewirr, das alle Größen bis über 200 m³ 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 STÖPFIHUBEL–BORT–GRINDELWALD

Unterhalb der Linie Stöpfihubel–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° beträgt. Dieses tiefere Gelände ist durch die Ortsbezeichnungen «Hinter der Brügg», Boden, Giglen, Schwarzi-

gen Häusern, Mühlebach, Dürrlöcher, Grindelwald-Kirche einigermaßen umrissen. 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 Sakkungscharakter. 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 m^3 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 Raume Bort–Grindelwald über ein Dutzend solcher Stellen.

Während im obern 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 m^3, 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 km² 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 km² großer, in Aalénienschiefer 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 Lütschinentälern 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 Felsmassen erkennbar. Am Roteneggrat 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 konkave bis gerade Isohypsen auf und mißt 1,35 km².

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 Aalénienschiefer. Im Graben des Abbachs liegen zwischen 1600 und 1300 m anstehende Aalénienschiefer, doch nie in normaler Lagerung, meist deutlich verstellt. Die Moränendecke 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 Schuttmassen selbst entstehenden Bäche ist ausgesprochen regelmäßig. Viele kleine Quellen gibt es auch im höheren Teil zwischen 1700 und 2000 m.

Geologische Übersicht: Das Gebiet liegt zur Hauptsache in zwei aus vorwiegend Aalénien-Eisensandstein bestehenden Synklinalen, die auf der voll ausgebildeten, nach NW aufsteigenden Simelihorn-Schwarzhorn-Falte aufsitzen. Die obere ist unter Spitzen 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 Überschiebungsfläche zur tieferen Einheit erreicht. Dieser unteren Aalénien-Bajocien-Falte gehören die Eisensandsteinmassen zwischen Rotenegg und Tiefengraben sowie westlich davon an. Ihr Aalénienschieferkern wird am Abbach sichtbar und bildet vermutlich eine Strecke weit den Untergrund der Schuttmassen.

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 derartigen 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 langsamen 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 Raume 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 Überschiebungsfläche. 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 Blockschuttes 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.

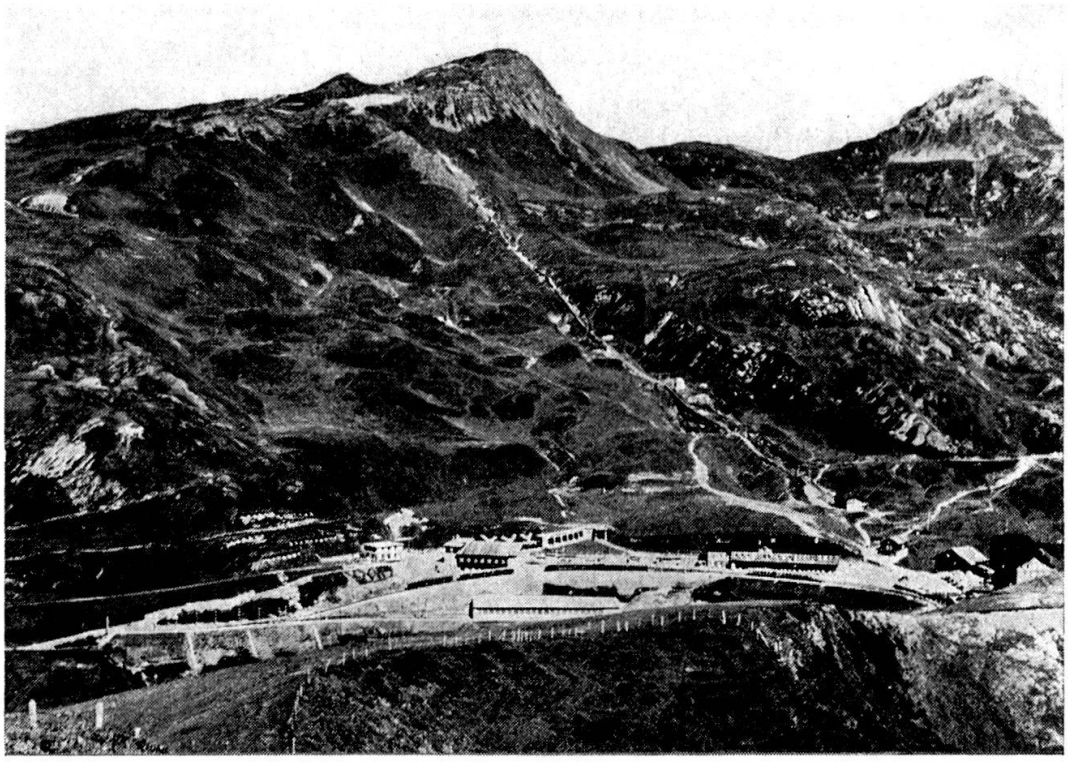
Bedeutend ist eine *Sackung SW Nothalden*, die außer Eisensandstein den Sandkalkkern der Synklinale umfaßt. Das Absinken erfolgte nach SW auf einer über 30° geneigten Kluftgleitfläche, wobei das N-Ende etwas gegen W abgedreht wurde. Die mittlere horizontale Verschiebung mißt 200 m, die vertikale Versetzung mindestens 120 m. Die 0,4 km² 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 Felsmasse 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°. 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 Aalénienschieferscholle zwischen Kleiner Scheidegg und Fallboden. Noch ziemlich kompakte Felsmasse, versumpftes Nackentälchen.

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 Aalénienschiefer. 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-Eisensandstein, 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 Eisensandsteinen der Tschuggenschuppe, die durch dunkle Tonschiefer unterlagert sind und ungefähr hangparallel nach SSE einfallen. 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 km² 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 km² 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 km² unter Tschuggen bis Schwarze Fluh und 0,35 km² 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°, 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 km². 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 Felsmassen 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 quarzitreichen 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 Sackungserscheinungen 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, wieweit 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 km² W Scheidegg und 0,4 km² 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 km².

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 km², 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 km², und ihr Volumen dürfte in der Größenordnung von 1 Mio m³ 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.

1. 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 Ehepaares 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 km² 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 m^3, 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 Verkehrtschenkels 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 Sandkalkfelsstürze geliefert.

W Ronenfeld befinden sich stark geklüftete Eisensandsteinwände, von denen sich ebenfalls Material gelöst hat, Felsstürze, deren Trümmer ob und unter Tschingel 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–BURGLAUENEN

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 Bachrunsen 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.

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 Vorschiebung 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 obern 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 Sicheres zu sagen. Sie muß postglazial erfolgt sein und erstreckte sich wahrscheinlich über einen ziemlich langen Zeitraum.

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 m^3 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 m^3 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 m^3. SW Pt. 1200 sind durch breite Spalten getrennte, in Auflösung begriffene Felsmassen 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 rechtfertigen 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 größerem 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-Eisensandstein 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 obern 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 km², 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 kompliziertem 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 massige 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 m^3. 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° 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 Rufigrabenakkumulation 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 genauste 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.