

# Ältere und neuere Rutschungen am Schloßberg von Banz.

Von Hans Lenk und Lothar Krumbeck.

Mit 8 Tafeln und 1 Textfigur.

Aus dem mineralogisch-geologischen Institut der Universität Erlangen.

Wie man im Laufe der neueren Zeit Erdbeben und Niveauveränderungen, also Bewegungen mehr oder minder ansehnlicher Teile der Erdkruste, als häufige und gewöhnliche Erscheinungen im Leben des Erdballs kennen gelernt hat, so sehen wir heutzutage auch in den Bewegungen oberflächlicher, relativ dünner Schichten, wie sie sich in den Berg- und Erdrutschen wie im sogen. Gekrieche äußern, nicht mehr abnorme Phänomene, sondern fast alltägliche Vorgänge, die nur dann ein weiteres und allgemeineres Interesse erregen, wenn sie spontan und katastrophenhaft bezw. an bekannten Lokalitäten sich einstellen.

So hat auch die Bodenrutschung, welche sich im verflossenen Frühjahr auf der Ostseite des Schloßbergs von Banz ereignete, und welche wohl am richtigsten als Bergschliff zu bezeichnen wäre, nicht sowohl wegen ihres Umfangs und ihrer Bedeutung, sondern vor allem wegen ihrer Lage an einem der beliebtesten Ausflugsziele des schönen Frankenlandes ein tiefergehendes Interesse erregt; gleichwohl erscheint es gerechtfertigt, daß sie seitens der Fachwelt<sup>1)</sup> näher studiert wurde, nicht nur bezüglich ihres Mechanismus und des jetzt geschaffenen Zustandes,

---

<sup>1)</sup> Reuter, L., Der Erdrutsch am Banzer Schloßberg in Franken. Natur 1911, Heft 15, S. 238. — Schuster, M., Der Berggrutsch von Schloß Banz in Oberfranken. Geogn. Jahresh. XXIV, S. 23. München 1911.

sondern auch mit Rücksicht auf zukünftige ähnliche Vorgänge, die bei der Natur der dortigen Bodenverhältnisse keineswegs ausgeschlossen sind.

Wir haben sofort nach dem Bekanntwerden der Katastrophe es als unsere Aufgabe betrachtet, eine möglichst genaue Untersuchung vorzunehmen, deren Ergebnisse in bezug auf Verlauf, Ursachen und Wirkungen im folgenden niedergelegt sind. Dabei stellte sich als zweckmäßig heraus, eine Gliederung des Stoffes in drei Abschnitte vorzunehmen, in denen die aktuellen orographischen und geologischen Verhältnisse des Banzer Schloßbergs, die Merkmale früherer Rutschungen und endlich Verlauf und Mechanismus der Bodenbewegungen vom Februar 1911 behandelt werden.

Sehr empfindlich machte sich bei unseren Studien der Mangel einer entsprechenden topographischen Unterlage fühlbar. So waren wir genötigt, auf Grundlage der beiden in Betracht kommenden Steuerblätter nach Ausführung einer Reihe von tachymetrischen und barometrischen Messungen, bei denen wir uns der tatkräftigen Mitarbeit des Herrn cand. geol. Falk erfreuen durften, eine Kartenskizze zu entwerfen, welche auch die orographischen Details einigermaßen zum Ausdruck bringt. Dank des liebenswürdigen Entgegenkommens des Vorstandes des k. b. topographischen Bureau, Herrn Generals Heller, und seines Nachfolgers, Herrn Majors Lammerer, konnte diese Skizze im topographischen Bureau ausgezeichnet und zugleich mit einem als Übersichtskärtchen dienenden vergrößerten Ausschnitt aus Bl. Lichtenfels des Topographischen Atlas vervielfältigt werden. Höchst dankenswerte Mitteilungen wurden uns durch Herrn herzogl. Oberforstrat a. D. Hoffmann in Regensburg und Herrn Fabrikbesitzer H. Silbermann in Hausen, welcher unsere Arbeiten aufs freundlichste unterstützte, zu teil; daß ferner für die Untersuchungen und Reproduktionen die Mittel der von Petri'schen Stiftung in Anspruch genommen werden durften, verzeichnen wir hier mit ehrerbietigstem Dank gegen die philosophische Fakultät und den k. akademischen Senat der Universität Erlangen.

## **I. Die topographischen und geologischen Verhältnisse am Ostabhang des Schloßbergs von Banz.**

Bei Lichtenfels verläßt der Main die bisher eingehaltene westliche Richtung und durchströmt südwärts gegen Bamberg hin eine Talstrecke, die nicht mit Unrecht zu den lieblichsten seines ganzen Laufes gezählt wird. Gleich am Beginn jener durch geotektonische Verhältnisse begründeten Wendung treten näher als je sonst zwei aus dem Juraplateau herausgeschnittene Tafelberge an den Fluß heran: im Osten mit sanften Gehängen der langgestreckte Staffelberg mit der Dolomitkuppe des Staffels; im Westen, mit einer Steilterrasse aus den Flußauen emporsteigend, der Banzer Berg, gekrönt mit der weithin sichtbaren Kirche und dem mit ihr verbundenen mächtigen Schloß, wie die gegenüberliegende Wallfahrtskirche vonVierzehnheiligen ein Werk edelster Barockarchitektur, aus dem warmgetönten Eisensandstein erbaut.

Auf breiter Basis erhebt sich der Banzer Berg als ein durch mehrfach von Nord und Süd eingreifende Buchten und Mulden gegliederter, vom Main- westlich zum Itztal sich erstreckender, breiter Rücken, der mit Ausnahme des den Schloßbau tragenden östlichen Teils auf seinem Scheitel, dessen Kulminationspunkt 480 m Höhe erreicht, mit prächtigen Buchen- und Eichenwäldern bedeckt ist, während die unteren Gehänge der Landwirtschaft dienen, die von den Orten Unnersdorf im Süden, Stadel, Altenburg und Zilgendorf im Westen, Tiefenrot, Stetten und Weingarten im Norden aus getrieben wird. An dem schmalen Ostfuß hat nur die Mühle und Porzellanfabrik Hausen Platz gefunden.

Vom eigentlichen Banzer Berg durch ein ziemlich breites, von Unnersdorf über Neubanz heraufziehendes Tal abgetrennt, nur durch einen breiten Sattel von etwa 400 m Höhe noch mit ihm zusammenhängend, erhebt sich unmittelbar am Maintal der uns in erster Linie interessierende Schloßberg

als ein in SSW.-NNO.-Richtung verlaufender Rücken. An der Basis im Westen und Süden mit sanfter, allmählich wachsender Böschung beginnend, bildet er von P. 381 an einen ziemlich steilen und schmalen, geradlinigen Kamm, den Aegidiberg, auf dessen Scheitel ein kleiner Friedhof liegt; nach einer kleinen Einsenkung (397 m) folgt sodann der eigentliche Gipfel, auf dessen großenteils durch eine Terrasse (416 m) künstlich erweiterter Oberfläche die Kirche (420 m) und das imposante Hauptgebäude des Schlosses errichtet sind. Von hier aus leitet der erwähnte Sattel in NNW.-Richtung zum Hauptmassiv des Banzer Bergs hinüber, der nach Osten hin eine anfänglich schmale Vorstufe besitzt, die durch einen weiter nördlich beginnenden, schmalen Graben vom eigentlichen Bergmassiv allmählich losgelöst wird und sich als selbständiger, breiter und flacher werdender Rücken gegen die westlichsten Häuser des Dorfes Weingarten hinabsenkt. Zuvor entsendet der letztere östlich von P. 388.5 einen breiten, in Richtung auf das jenseits des Mains gelegene Dorf Reundorf vordringenden Vorsprung.

Während von Südwesten und Westen zwei Erosionsfurchen in den Bergkörper eindringen, die südliche von diesen sogar eine flache Vorkuppe beinahe gänzlich abtrennt, erscheint die Ostflanke in ihrer von dichtem Wald bedeckten, oberen Hälfte auf den ersten Anblick hin ziemlich einheitlich. Erst bei der Begehung wird es bemerkbar, daß dem sehr steilen Ostabfall des Kammes in der Höhenlage zwischen etwa 340—370 m terrassenartige Verebnungen mit ziemlich unregelmäßiger Oberfläche sich vorlagern, von denen die südlichste als ein sich allmählich verflachender Rücken aus der Wald- bis in die Felderregion herabzieht und in Gemeinschaft mit einem zweiten, von der Nordostecke der Schloßterrasse gegen Hausen verlaufenden schmalen und sehr deutlich markierten, nasenartigen Bergvorsprung eine flache Mulde einschließt, die wir im folgenden kurz als Südmulde bezeichnen wollen. Im Gegensatz dazu soll der Name Nordmulde auf das Gebiet bezogen werden, welches nördlich vom Schloßberg und der erwähnten Hausener Bergnase sich ausdehnt, in seinem oberen Teile ebenfalls durch einige terrassenartige Absätze abgestuft, bis an den den Schloßberg mit dem Hauptmassiv verbindenden Sattel eingreift. Ihre nördliche Begrenzung bildet der soeben erwähnte, durch einige flache

Wiesenmulden in sich gegliederte, bastionsartige Vorsprung, an dessen Südabfall eine kräftig abgesetzte, ausgeebnete Stufe auffällt.

Die Südmulde erfährt eine weitere Gliederung durch einen zweiten, südöstlich gerichteten Vorsprung, der in der flachen Kuppe P. 354 (siehe Kartenskizze Taf. VII) endigt und mit der gegen Hausen verlaufenden Bergnase jene Teilmulde bildet, welche der Schauplatz der Katastrophe vom Februar 1911 gewesen ist. Diese zieht aus der Höhe von ungefähr 360 m bis zum Rande des am Fuße des Schloßbergs befindlichen Steilabfalles hinab und enthielt früher einen kleinen Wasserlauf, der bei seiner Mündung in das Maintal in den ebenerwähnten Steilrand sich eine kleine Kerbe eingeschnitten hatte.

Am oberen Ende dieser Mulde, auf welche bei unseren späteren Darlegungen unter dem kurzen Namen südliche Teilmulde Bezug genommen werden wird, erhebt sich ziemlich isoliert eine kleine Kuppe P. 368, welche als Reste ehemaligen Schmucks einige ziemlich beschädigte Heiligenstatuen trägt und ehemals wohl den Mittelpunkt des Schloßparks gebildet hat. Vom Schloßberg selbst ist sie getrennt durch einen grabenartigen, mit großen Massen von Sandsteinschutt erfüllten, auf 357 m a. H. sich vertiefenden Kessel. Auf seinem Boden hatte man augenscheinlich bei Schaffung der jetzt verfallenen Parkanlagen durch Ausräumen von Schutt und Aufschüttung in der Nordostecke einen kleinen Weiher angelegt, der durch die Dachtraufen der Schloßgebäude, vielleicht auch durch etwas Grundwasser gespeist wurde. Ein zweiter, weit umfangreicherer Kessel, jetzt eine mit Obstbäumen bestandene Wiese, liegt etwa 180 m südwestlich davon (P. 373). Vorausgreifend mag schon hier auf die bedeutsame Rolle hingewiesen werden, welche diese beiden Einsenkungen bei der jüngsten Rutschkatastrophe gespielt haben dürften, insofern sie die natürlichen Sammeltrichter für die Wassermengen bildeten, welche das unterhalb liegende Terrain durchtränkt und dadurch zum Abgleiten vorbereitet haben. In dieser Erkenntnis hatte man es nach Eintritt der vorjährigen Rutschungen als eine der ersten Aufgaben betrachtet, dem erstgenannten kleinen Weiher nach O. durch die, wie sich herausstellte, aus nahezu 4 m mächtigem Sand-

steinschutt bestehende Umwallung einen Abfluß zu verschaffen<sup>1)</sup>. Die Kuppe P. 368 und die östliche Umwallung des Wiesen-kessels lassen sich — vgl. das Profil auf S. 173 — als Teile einer Terrasse betrachten, deren Bildung, wie wir später dartun werden, auf ältere Abrutschungen zurückzuführen ist.

Nördlich von der Hausener Bergnase, welche eine deutliche Abstufung in einen höheren (rund 380 m) und einen tieferen (rund 369 m) Teil erkennen läßt, und die an ihrer Wurzel einen etwa 6 m tiefen künstlichen Einschnitt (P. 373) aufweist, breitet sich, wie erwähnt, die weite, tief eingreifende Nordmulde aus, welche z. T. mit Wald, z. T. mit Wiesen bedeckt, vom Maintal bis zur Nordecke des Schlosses heraufzieht, und in welche die das Schloßgebäude tragenden Sandsteinfelsen schroff abstürzen. Auch hier lassen sich, neben sehr eigentümlichen unruhigen Terrainformen im kleinen, mehrere terrassenartige Verflachungen an den Gehängen erkennen, von denen die am Nordfuß der Bergnase P. 380 (369) ehemals zu einer Weiheranlage benützte und weiter im Norden die an den abschließenden flachen Bergvorsprung sich anlehrende die ausgeprägtesten sind. Auf ihre Bedeutung in genetischer Hinsicht einzugehen erscheint hier jedoch noch nicht der Ort.

Den Fuß der gesamten Ostflanke des Schloßbergs bildet auf der Strecke von Weingarten bis Unnersdorf eine durchschnittlich etwa 22 m hohe Terrasse, deren Rand ungefähr der Isohypse 280 folgt, und deren Steilabfall gegen den Main zeigt, daß sie als ein relativ junges Erosionswerk des Flusses anzusehen ist. In ihren Rand sind an mehreren Stellen kurze Gräben eingerissen; auch unmittelbar südlich von Hausen hat, wie der Besitzer der dortigen Porzellanfabrik Herr H. Silbermann uns berichtete, eine derartige, künstlich überdies noch erweiterte Einkerbung an der Mündung der oben erwähnten Teilmulde bestanden; doch ist sie heute, durch den Schuttstrom der letzten Rutschung verdeckt, nicht mehr sichtbar.

---

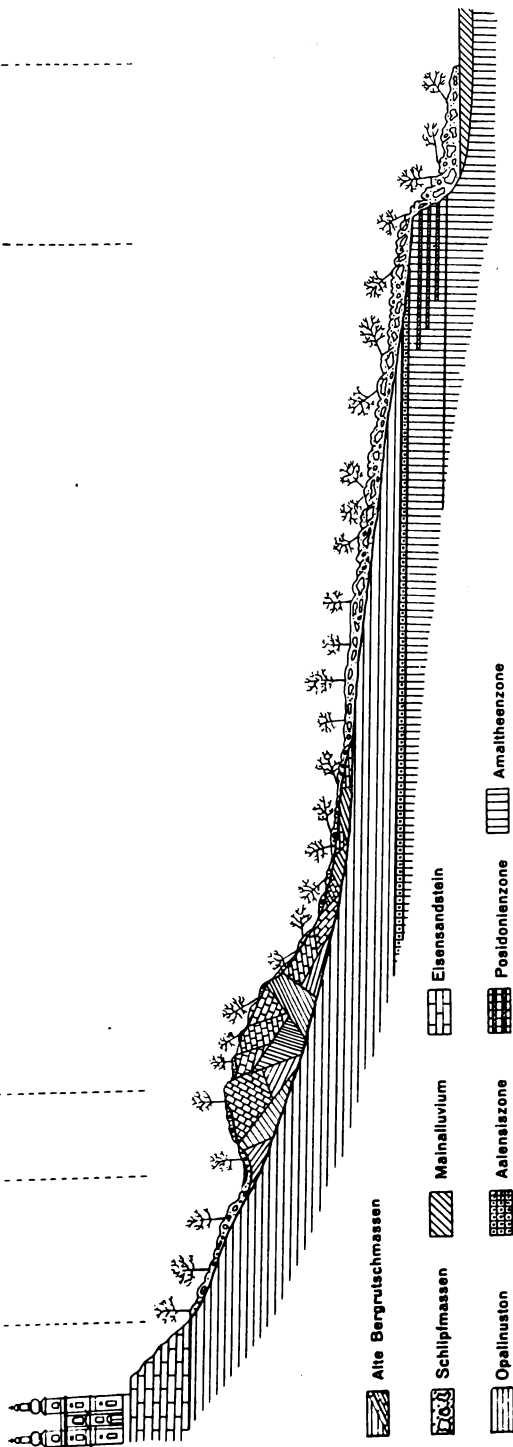
<sup>1)</sup> Von Interesse war die beträchtliche Erosionsleistung des abgelassenen Wassers, dessen Volum wir beiläufig auf 100 cbm taxieren, auf das durch den Bergschliff frischentblößte, lockere, vorherrschend sandige Material des Schuttmantels am Südfuß der Bergnase P. 380 (369). Im Lauf etwa einer Stunde wurde darin eine Rinne bis zu 1.00 m Tiefe und 0.50 m Breite eingerissen.

Alter Bergrutsch (Terrasse).

Bergschliff vom Februar 1911.

Wasserhorizont 385 m Welher 357 m Kuppe 368 m

283 m 258 m



Schematisches Profil durch den Ostabhang des Schlossbergs von Banz.

Längen und Höhen = 1:1.

Geologisch betrachtet stellt der Banzer Berg in Verbindung mit den südlich davon gelegenen Eierbergen und der Kuppe der Steglitz im Südwesten eine Jurascholle dar, welche die am weitesten nach NW. erhaltenen Teile der Doggerstufe (Opalinuston und Eisensandstein) trägt und augenscheinlich in einer Grabenversenkung liegt, die im Norden durch den deutlich von WNW.-OSO. verfolgbaren Bruch<sup>1)</sup> Witzmannsberg — Unter-Siemau — Lichtenfels — Langheim begrenzt ist; im Süden bildet eine, wohl parallel verlaufende, mit Sicherheit bis jetzt aber nur bei Heilgersdorf südlich von Seßlach — zwischen Lias und Keuper — und andererseits am Burgstall bei Oberküps — im Malm — nachgewiesene zweite Verwerfungslinie<sup>2)</sup> die Grenze. Aus den Höhenverhältnissen ergibt sich, daß die allgemeine Lagerung der Schichten eine schwach — etwa 1 : 70 — nach O. bzw. NO. fallende ist und somit der auch im übrigen nördlichen Franken herrschenden entspricht. So bilden im W. an den sanften Gehängen des Itztals gegen Roßach hin in ca. 275 m Höhe die untersten Liasschichten die Basis des Bergs, während im Osten im Maintal bei 258 m die Schichtenserie mit einer aus den oberen Amaltheenmergeln und den Posidonomyenschiefern bestehenden Steilterrasse beginnt, über welcher erst mit flacher Böschung die im Terrain nicht ausscheidbaren Aalensismergel und der Opalinuston folgen. Südlich gegen Unnersdorf bietet der steile, unterste Abhang am Maintal Gelegenheit zum Studium der Oberliashorizonte. Hier lagern über den noch 7,40 m aufgeschlossenen Amaltheenmergeln die Gesteine der Posidomyen-Zone 8,22 m mächtig: braune, bräunlichgrau verwitternde, mergelige Papierschiefer, auf den Schichtflächen mit zahllosen, kohligen Pflanzenresten, vielfach Inoceramen führend, und abwechselnd dazwischen, gesimsartig vortretend, neun harte, durchschnittlich 20 cm dicke Kalkbänke, zumeist bituminöse, mergelige, schwarzgraue Stinkkalke, die mit Ausnahme der klotzigg brechenden Bank mit *Pseudomonotis substriata* Schloth. ebenfalls die Tendenz haben, zu dünnschiefri gen Lagen zu verwittern. Nach oben folgt die wenig mächtige Crassum-Zone — Mergelplatten mit zahlreichen *Belemnites irregularis* Schloth. und *Pecten* (Amussium) *contrarius* v. Buch —, deren weitere Überlagerung

<sup>1)</sup> G ü m b e l, Geogn. Beschr. von Bayern III, S. 593.

<sup>2)</sup> G ü m b e l, Geogn. Beschr. von Bayern IV, S. 637 ff.

durch rein mergelige Gesteine der Aalensis-Zone sich in der raschen Verflachung des Terrains verrät. Die Gesamtmächtigkeit der oberhalb des Mainalluviums vorhandenen Liasschichten ist bei Hausen auf 25 m zu veranschlagen.

Auf die Liasschichten folgt die unterste Doggerstufe, der Opalinuston, der mit etwa 100 m Mächtigkeit die Hauptmasse des Schloßbergs bildet. Ob auch nur eine der zahlreichen Entblößungen, welche die Rutschung vom Februar 1911 geschaffen hat, wirklich in ursprünglicher Lage anstehendes Gestein dieser Stufe zeigt, scheint uns mehr als zweifelhaft zu sein. Einmal ist im allgemeinen der dünnstiefgründig zu einem schichtungslosen, gelbbraunen Lehm verwittert, zum andern zeigen jene Stellen, an denen das Gestein im frischen Zustande zutage tritt, so gestörte Lagerungsverhältnisse — es ist das namentlich in den oberen Partien nahe der vermutlichen Eisensandsteingrenze der Fall —, daß wir zu der Überzeugung kamen, daß auch das Ausgehende dieser Tone mehr oder minder stark von früheren Dislozierungen und Rutschungen heimgesucht worden ist. In ihrer petrographischen Entwicklung stimmen sie völlig überein mit der sonst im nördlichen Franken bekannten: bald mehr, bald weniger glimmerige Lettenschiefer mit den charakteristischen Ockerbeschlügen auf Kluft- und Schichtflächen, reich an schaligen Toneisengeoden und sehr harten, hellgrauen, muschelartig brechenden Phosphoritkonkretionen, arm aber, wie es scheint, an Fossilien, von denen wir nur in der obersten Region, etwa 30 m unter dem Eisensandstein, *Astarte opalina* Qu. in vereinzelt Exemplaren beobachten konnten.

Wie allenthalben bildet die Oberkante des Opalinustons, welche wir mangels einwandfreier Aufschlüsse im Anstehenden in einer Höhe von mindestens 385 m a. H. anzunehmen geneigt sind<sup>1)</sup>, unter dem klüftigen und durchlässigen Eisensandstein einen Wasserhorizont, der auch am Schloßberg, und zwar an seinem östlichen und nördlichen Gehänge, sich an vielen Stellen durch permanente Bodenfeuchtigkeit verrät und, abgesehen von dem kleinen Weiher P. 357 im Schloßpark, auch in der nördlich

---

<sup>1)</sup> Die Grenze zwischen Opalinuston und Eisensandstein findet sich aufgeschlossen bei den Bildstöcken am Wege Schloß Banz—Weingarten in absoluter Höhe von 388.5 m.

davon gelegenen weiten Mulde auf einer terrassenartigen Ver-  
ebnung zur Anlage eines Teiches ausgenützt wurde.

Der Eisensandstein bildet am Schloßberg in einer  
Maximalmächtigkeit von 35 m den Abschluß der Schichtenreihe,  
während er in den höheren Kuppen in SW., W. und NW. eine  
Mächtigkeit bis zu etwa 80 m erreicht. Abgesehen von einem kleinen  
künstlichen Anbruch am Südosthang unter der Schloßterrasse  
P. 392 treten seine hier noch mit tonigen Zwischenmitteln  
wechsellagernden Bänke in natürlicher Entblößung an der  
steilen Felswand im Nordosten des Schlosses zutage, an deren  
Fuß die infolge von Verwitterung abgestürzten Blöcke sich  
bereits zu einer ausgedehnten Trümmerhalde angehäuft haben.  
Im allgemeinen ist das Gestein sehr feinkörnig, bräun-  
lich von Farbe, relativ arm an den sonst häufigen, seine Güte  
als Werkstein beeinträchtigenden Eisenschwarten; auf den  
Schichtflächen sind manchmal Wellenfurchen prächtig ausgebildet,  
ebenso Trockenrisse und die als Regentropfeneindrücke be-  
kannten Löcher, vereinzelt auch Kriechspuren und fucoiden-  
artige Bildungen; Lesestücke, zweifellos aus höheren Stufen  
stammend, zeigen, daß die dunkelbraune, fossilreiche Bank  
mit *Pecten pumilus* Lam., *Pseudomonotis elegans* Münt., *Leda*  
*lobata* Qu., *Pinna*, *Cucullaea* u. a. dort ursprünglich vor-  
handen war.

Einen ob seiner Mächtigkeit besonders zu beachtenden, geo-  
logischen Bestandteil des Banzer Berges bildet endlich noch  
der ansehnliche Schuttmantel, welcher die östlichen Abhänge  
bedeckt und hier größtenteils die Region des Opalinustons wie auch  
die Grenze desselben gegen den Lias hin verbirgt. Das Material  
dieser 0,5—3 m (ja zuweilen noch darüber) mächtigen Schuttdecke  
ist ein bald mehr sandiger, bald mehr toniger Grus, in welchem  
neben nicht unbeträchtlichen Schollen bröckelig-schiefrigen  
Opalinustons massenhaft Bruchstücke von Eisensandstein der  
verschiedensten Größe bis zu kubikmetergroßen Blöcken liegen.  
Diese letzteren sind zum Teil stark verwittert und ausgebleicht,  
zum Teil aber auch anscheinend ganz frisch und im allgemeinen  
mit scharfen Ecken und Kanten versehen.

Die Verbreitung und materielle Beschaffenheit dieses Schutt-  
mantels läßt es als ausgeschlossen erscheinen, daß er eine durch  
säkulare Abwitterung allein entstandene Gehängeschuttbildung

darstellt. Wie bereits Schuster<sup>1)</sup> dargelegt hat, ist er vielmehr als das Produkt früherer Rutschungen anzusehen. Wir werden später auf seine Genesis einzugehen Gelegenheit nehmen.

Die Topographie der jüngsten Rutschung ist wohl am besten aus der Kartenskizze Taf. VII zu ersehen. Danach ist der Schauplatz der Katastrophe die zwischen den beiden nach Osten vorspringenden Bergrücken P. 380 (369) im Norden und P. 354 im Süden liegende, flache Mulde gewesen, die augenscheinlich von jeher einen Sammeltrichter für das Tagwasser sowohl wie für das auf der Oberkante des Opalinustons austretende Grundwasser gebildet hat. Das betroffene Areal ist beiläufig ein Rechteck von etwa 360 m Länge und 240 m Breite; dazu kommt noch eine von der Rutschmasse über die Liasterrasse hinab in die Mainebene entsandte Zunge, welche bei rund 100 m Breite ebenso viel an Länge mißt, wovon ungefähr 60 m auf den Absturz über die Terrasse und weitere 40 m auf die in die Talebene vorgeschobene Masse entfallen. Nach der von Herrn Geometer Streng in Erlangen freundlichst vorgenommenen Ausmessung auf unserem Plan ergab sich für das gesamte Rutschgebiet eine Fläche von 8,541 ha (= ca. 25 Tagwerk).

Wie bei allen derartigen Terrainbewegungen lassen sich eine obere Zone des Abtrags und eine untere der Auflagerung, welche das von Götzing<sup>2)</sup> geschilderte charakteristische, oben konkave, unten konvexe Profil erzeugten, deutlich unterscheiden: das Abrißgebiet einerseits und andererseits die Region der Schollenüberschiebungen, welche durch Wulst- und Polsterbildungen charakterisiert ist, während in dem flachen mittleren Teil streckenweise weder Zerreißen noch solche Aufschübe sonderlich hervortreten<sup>3)</sup>; es hat hier vielmehr den

---

<sup>1)</sup> Schuster a. a. O., S. 28.

<sup>2)</sup> Götzing, G., Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. Pencks Geogr. Abh. IX, Heft I, S. 25. 1907. Diese Abhandlung enthält ein ausführliches Verzeichnis der Literatur über Bewegungen des Gehängeschuttes bis zum Jahre 1906. Spätere Literatur bringt K. Stamm. Geol. Rundschau Bd. II, Heft 3, S. 162 ff.

<sup>3)</sup> Wenn in unserem Profil S. 173 die Auflagerungszone relativ wenig mächtig erscheint, so erklärt sich dies einfach durch den Umstand, daß ein großer Teil der Rutschmassen über die Liassteilwand in die Mainebene hinabgestürzt ist.

Anschein, daß die Humusdecke mit dem darauf befindlichen Baumwuchs sich vorwiegend in Gestalt einiger weniger, großer Schollen abwärts bewegt hat.

Chronologisch wie genetisch ist es wohl gerechtfertigt, wenn wir zunächst das Abrißgebiet näher betrachten. Es beginnt mit einer ungefähr der Isohypse 350 folgenden, ununterbrochen, aber unregelmäßig vom Nord- bis zum Südrand des Rutschgebiets verlaufenden Kluft, längs welcher der in der südlichen Hälfte durchschnittlich 4 m, in der nördlichen Hälfte etwas geringere Höhe messende, entscheidende, oberste Abriß erfolgt ist. Ein typisches Bild dieser Partie, welche nach Götzing<sup>1)</sup> als Ausrutschnische zu bezeichnen wäre, gibt Taf. V, bei P. 349 aufgenommen, wo der alte von Hausen nach Schloß Banz führende Fußweg durch eine, hier über 4 m betragende Absenkung unpassierbar gemacht worden war. Die durch den Abriß im grauen Opalinuston erzeugte Steilwand hatte 60 Grad Neigung gegen Südost und war mit zahllosen, parallelen Schrammen versehen, welche von dem darüber hinweggeglittenen Eisensandsteinschutt, der hier oben die verhältnismäßig geringe Mächtigkeit von 50—80 cm besaß, erzeugt worden waren. Von diesem Punkte aus in südlicher Richtung verlief die Abrißkluft auf etwa 70 m Entfernung mit schwacher, dem Terrain angepaßter Krümmung, bog dann scharf um einen nach Osten spornartig vortretenden Vorsprung und stieß, südlich desselben abermals eine typische Ausbruchs-nische bildend, dann nahezu rechtwinklig auf die WNW.-OSO. streichende südliche Randkluft. Die Schuttdecke zeigte sich hier wesentlich mächtiger, und der Abriß erfolgte, mit Ausnahme des eben erwähnten Vorsprungs, dessen Südwand wieder von Opalinuston gebildet war, fast gänzlich innerhalb des Schuttmantels, dessen chaotische Zusammensetzung auf dieser Strecke eingehend studiert werden konnte.

Etwa 10—15 m höher als diese markante Abrißkluft war südlich des erwähnten Hausener Fußwegs noch eine weitere fast ununterbrochen verfolgbare Rißlinie zu beobachten, längs deren jedoch entweder gar keine oder doch nur geringfügige, 1,50 m nicht übersteigende Absenkungen erfolgt waren, und die

---

<sup>1)</sup> Götzing<sup>er</sup> a. a. O., S. 24.

sich bei P. 365 mit der hier ebenfalls nur schwach angedeuteten südlichen Randkluft vereinigte. Auch in der Nähe der Wegkreuzung P. 364 waren in der Laubdecke noch vereinzelte, wenig ausgedehnte Risse zu erkennen.

Nördlich von P. 349 sprang die Abrißkluft zunächst in die Gehänge-Einbuchtung ein, mit der die vorhin erwähnte, nach Osten hinabziehende, flache Teilmulde beginnt, umlief die kleine, aus dislozierten Sandstein- und Opalinustonschichten bestehende Kuppe P. 368 und vereinigte sich dann unter rascher Abnahme der Sprunghöhe bis zum völligen Verschwinden einer eigentlichen Absenkung mit dem ebenfalls nur schwach angedeuteten Anfang der nördlichen Randkluft, welche am Fuße der durch die P. 380 und 369 bezeichneten Bergnase in ost-südöstlichem Streichen mit wechselnder, bis 5 m erreichender Tiefe gegen Hausen hinabzieht. Auch jenseits dieser nördlichen Randkluft waren in dem Schuttmantel des Südhangs des Rückens P. 380 (369) in dem mit dichtem Buchenjungholz bestockten Waldboden noch einige mehr rein östlich gerichtete, offenbar sekundär gebildete Risse zu beobachten, an denen nur unbedeutende Senkungen erfolgt waren.

Unterhalb der kleinen Kuppe P. 368 erfolgte der Hauptabriß längs einer zweiten, der obersten Abrißlinie ungefähr parallelen etwa 20 m von ihr entfernten und ungefähr 5 m tiefer liegenden Kluft, welche in ihrem Verlauf mit dem Beginn der wohl auch früher hier plötzlich steiler werdenden Böschung zusammenfiel, und von der aus auf eine sehr ansehnliche Fläche hin der Schuttmantel samt seiner Vegetationsdecke abgeglitten war, bis diese Rutschmasse durch die in ungefähr 325 m Höhe wieder einsetzende Verflachung gestaut wurde. So ist an diesem neugebildeten Gehänge auf eine Erstreckung von 30—40 m hin der Opalinuston entblößt worden, auf dem, wie Taf. II zeigt, vereinzelte Schollen der Vegetationsdecke liegen geblieben waren, während an anderen Stellen (vgl. Taf. III) neben der Glättung auch die Schrammung und Furchung durch die herabgeglittene Rutschmasse deutlich zu beobachten war.

Bei P. 349, also ungefähr in der Mitte der zuerst beschriebenen transversalen Abrißkluft, begann eine mit Ausnahme einer eigentümlichen Knickung fast geradlinig nach OSO., also

parallel mit der nördlichen und der südlichen Randkluft verlaufende Longitudinalspalte, welche bis zum Terrassenrand hinab verfolgbar war, und deren Verlängerungslinie den Südrand der über die Liasterrasse hinabgestürzten Schuttzunge bildete; sie zeigte in ihrem oberen und unteren Drittel stärkere Ausbildung als in der Mitte, wo eine Terrainverflachung sie streckenweise nahezu verschwinden ließ. Durch diesen Längsriß wurde das gesamte Rutschterrain in zwei ungleiche Hälften zerlegt: in einen kleineren südlichen und einen größeren nördlichen Teil; in der oberen Hälfte des ersteren bildete sich eine ungemein mannigfaltige Terrassierung infolge zahlloser kleinerer und größerer Staffelbrüche mit ungefähr nordsüdlichem Streichen und Absitzen gegen die Tiefenlinie der nördlich sich anschließenden Mulde aus (vgl. Taf. VI), während in dem flacheren Gelände der unteren Hälfte an Stelle der Zerreißen vielmehr Aufstauungen, Zusammenpressungen, Wulst- und Polsterbildungen bis zu 2 m Höhe sich einstellten, die indessen nicht ganz bis zum Rand der Liasterrasse heranreichten, sondern im allgemeinen durch den von P. 285 nordöstlich verlaufenden, durch den jüngsten Rutsch auf etwa 200 m Erstreckung zerstörten, mittlerweile aber wieder hergestellten Fahrweg begrenzt wurden.

In dem größeren, nördlich des Längsrisses gelegenen Areal sind die Bodenbewegungen ihrem Ausmaß nach viel beträchtlicher gewesen. Am Südosthang der kleinen Kuppe P. 368 erreichte, wie erwähnt, die Abrutschung 30—40 m Länge, und hier bot sich auch das Bild der intensivsten Zerstörung (vgl. Taf. II). Ebensoviel, nämlich 30 m, betrug die Verlegung des eben erwähnten Fahrweges bei P. 316, obwohl die Verflachung gegen Hausen hin die Bewegung schon wenig unterhalb dieser Stelle zum Stehen brachte, wobei eine mit 3 m Mächtigkeit wohl nicht überschätzte Auflagerung der hieher geglittenen Massen auf dem Waldboden der Terrassenfläche sich bildete, die unten von einem geradlinig verlaufenden, wallartig abfallenden Rand begrenzt wurde. Im Bereich der Sohle der Mulde dagegen fand die Abrutschung offenbar kein Hemmnis; die durch den Druck von oben ins Gleiten gebrachte Schuttdecke wich abwärts aus und kam erst zum Stehen, nachdem der unterste, am stärksten belastete Teil durch die hier

ehemals vorhandene Kerbe des Terrassenrandes in die Talebene hinabgestoßen war und dort die Zunge erzeugt hatte, von der Taf. I eine Frontansicht gibt. Diese Zunge bestand im wesentlichen aus lehmig sandigem, anfänglich stark schlammigem Schuttmaterial, dem mehrfach Schollen der alten Vegetationsdecke, sowie zahlreiche Sandsteinblöcke auf- bzw. eingelagert waren; dazu gesellten sich wirr durcheinander liegende, umgestürzte Eichbäume und Partien dichten Strauchwerks sowie die Trümmer eines Bienenhauses und eines hölzernen Lagerschuppens, dessen Südende der Schuttstrom hinweggerissen hatte. Besonderes Interesse erregte, daß ganz vorn an der  $1\frac{1}{2}$ —2 m hohen Stirn der bergwärts rasch mächtiger werdenden Zunge neben anderen unzweifelhaften Liasgesteinen auch eine Scholle der Crassumergel mit *Belemnites irregularis* Schloth. in fast sölhlicher Lagerung zu beobachten war.

Der nahezu senkrechte Innenrand der nördlichen Abrißkluft und der mittleren Längskluft zeigte da, wo der Schuttstrom vorbei gegliitten war, bei P. 332, wie auch westlich von P. 283 oberhalb des zerstörten Weges, eine harnischartige Glättung insbesondere der tonigen Partien, verbunden mit einer talwärts gerichteten parallelen Schrammung durch das mitgeführte Gesteinsmaterial. Bei P. 332, wo der nördliche Abrißrand eine Vertikal-senkung im Betrag von 4 m erreichte, waren die Schrammen auf eine ca. 20 m lange Strecke hin mit einem Gefälle von  $24^{\circ}$  Neigung zu beobachten (vgl. Taf. IV); an dem mittleren Längsriß war oberhalb des Weges, westlich von P. 283, bei einer aufgestauten kleinen Kuppe, welche, wie es scheint, später wieder in der Mitte auseinandergerissen worden war, eine Rutschfläche entstanden, auf welcher parallel gerichtete Schrammen, dem geringeren Durchschnittsgefälle an dieser Stelle entsprechend,  $14^{\circ}$  Neigung zeigten.

## II. Ältere Rutschungen.

Schon die erste Begehung des Rutschgebiets im Anschluß an die Katastrophe vom Februar 1911 führte die Verfasser zu der Erkenntnis, daß sich in der südlichen Teilmulde im Bereich der auffallenden, ihrer Höhenlage nach etwa 15—25 m unterhalb der Oberkante des Opalinustons befindlichen Ter-

rasse, welche durch die Kuppe P. 368 und die östliche Umrandung des Wiesenkessels P. 373 gebildet wird, mehrfach ältere Lagerungsstörungen nachweisen lassen<sup>1)</sup>. Und ein Gleiches stellte sich später betreffs der übrigen Nordostflanke des Banzer Bergs heraus. Unseren Folgerungen aus diesen Störungen möge eine kurze Besprechung der letzteren selbst im folgenden voraufgehen.

Wir beginnen damit im Süden bei der Bergnase P. 354, die, wie oben bereits erwähnt wurde, orographisch einen breiterundeten Vorsprung des eigentlichen Bergmassivs bildet. Einblick in ihren Aufbau gewährte uns ein Aufschluß an ihrem Südhange in Gestalt eines kleinen, längst verlassenen Steinbruchs. Hier nun zeigte sich ein Komplex von dicken, gegen den Berg einfallenden Bänken und Platten von Eisensandstein in beträchtlicher Aufrichtung, deren Grad indessen einwandfrei nicht mehr zu ermitteln ist. Gleichwohl kann als feststehend gelten, daß die Kuppe aus kompakten, aber verstürzten Massen von Eisensandstein besteht, welch' letztere in ihrer Höhenlage von 345 m mindestens 40 m unterhalb der am Bergmassiv anzunehmenden Oberkante des Opalinustons lagern.

Zu einer wenn auch nur vorübergehenden Gewinnung von Steinen für untergeordnete Bauzwecke scheint sodann ein zweiter kleiner Bruch in der östlichen Umwallung des Wiesenkessels P. 373 gedient zu haben. Man beobachtet hier dickbankigen Eisensandstein in Wechsellagerung mit Sandsteinschiefern ebenfalls aufrichtet und bei einem Streichen von N. 50° O. mit 20° nach NW., also gegen den Berg, einfallend. Auch hier folgt sowohl aus der gestörten Lagerung wie aus der Höhenlage zur Oberkante des Opalinustons, daß dieser Teil der Terrasse auf sekundärer Lagerstätte ruht.

Noch Interessanteres bieten die Aufschlüsse am Südosthang der Kuppe P. 368. Gleich unterhalb der von mächtigen Buchen umhegten Heiligenstatuen befindet sich dort eine 5 m hohe Steilwand, an welcher mächtige Werksteinbänke von Doggersandstein in starker Aufrichtung bei einem Streichen von N. 25° W.

---

<sup>1)</sup> Auf die Wirkungen eines alten Bergrutsches als die tiefere Ursache der neuerlichen Rutschbewegung wies als erster M. Schuster hin in seiner bereits erwähnten Studie „Der Banzer Bergrutsch“, S. 28.

mit durchschnittlich  $55^{\circ}$  nach SW. bergwärts einfallen<sup>1)</sup>). Zweierlei Schlüsse lassen sich aus diesen Verhältnissen ableiten. Einmal bezeugt die gestörte Lagerung des Eisensandsteins und sein Vorkommen in einem z. T. erheblich tieferen Niveau, als ihm zukommt, daß auch die Kuppe P. 368 sich aus zwar kompaktem, aber disloziertem Material aufbaut. Andererseits bildet ihre Steilwand einen Teil der Kluft, an welcher eine zweite, östlich davon in tieferem Niveau befindliche Staffel zur Absenkung kam. Einen Einblick in die Beschaffenheit dieser letzteren, und zwar der etwa 5 m unterhalb ihrer Oberkante gelegenen Region, gewährt in einer Höhe von 4 m nun die oberste der Abrißflächen, welche durch den im folgenden Abschnitt ausführlich behandelten, vorjährigen Rutsch frisch entblößt wurden. Der vortreffliche Aufschluß zeigte in konkordanter Lagerung hier die N.  $30^{\circ}$  O. streichenden und mit  $65^{\circ}$  nach NW. bergwärts fallenden Grenzschiefern von Eisensandstein und Opalinuston, nämlich von oben nach unten: plattige Sandsteine mit ausgezeichneten Wellenfurchen auf den Schichtflächen, schiefrige Sandsteine, Lettenschiefer und zuunterst dunkle Schiefertone mit Toneisen- und Phosphatgeoden. Wieder lassen sich daraus zwei Tatsachen folgern. Einmal besteht auch diese untere Staffel aus einer verstürzten, aber zusammenhängenden Scholle<sup>2)</sup>). Dann aber bietet die Feststellung der Oberkante des Opalinustons innerhalb dieser Staffel erwünschte Gelegenheit zur Schätzung des Betrags der Absenkung dieser Scholle. Wir taxieren sie in vertikaler Richtung auf 30—35 m.

Das Bild der älteren Störungen innerhalb unserer Teilmulde ist damit allerdings noch nicht vollständig. Denn wo immer das Liegende des Schuttmantels — mit wenigen Ausnahmen ist es überall der Opalinuston — innerhalb der Ausrißnische des vorjährigen Rutsches entblößt wurde, erscheint es, wie erwähnt, gleichfalls mehr oder weniger aufgerichtet. Speziell nennenswert ist diesbezüglich noch ein Vorkommen im Süden des alten Fußwegs zwischen Schloß Banz und Hausen. Hier beteiligten sich vor

---

<sup>1)</sup> Eine photographische Wiedergabe des Aufschlusses findet sich bei M. Schuster a. a. O., S. 31.

<sup>2)</sup> Eine besondere Bedeutung messen wir dem Umstande nicht bei, daß sich das Streichen ihrer Schichten mit dem im Bruche östlich des Wiesenkessels beinahe deckt.

Eintritt des vorjährigen Bergschliffs Grenzschichten von Dogger  $\alpha$  und  $\beta$  im natürlichen Verband, aber in aufgerichteter Stellung, ebenfalls an der Bildung einer zweiten, in Bezug auf ihre Höhenlage und Zusammensetzung der zuletzt erwähnten ähnlichen Staffel. Jetzt liegt ein großes Trumm davon in einer Entfernung von etwa 40 m in dem Chaos von Schollen, welches sich infolge der konzentrisch erfolgten Nachrutschungen dort gebildet hat, und beteiligt sich an der Zusammensetzung des Steilrandes des nach OSO. verlaufenden, mittleren Längsrisses. Seine tonigsandigen Schichten befinden sich mit Schuttmantel und Vegetationsdecke noch im festen Zusammenhang und werden von diesen diskordant überlagert.

Das Resultat dieser Untersuchungen läßt sich folgendermaßen zusammenfassen: Der ganze terrassenartige Abschnitt des oberen Gehänges der in Rede stehenden Teilmulde ist, wie dies unser Profil S. 173 zur Darstellung bringen soll, nicht autochthon, besteht vielmehr aus zwar kompakten, aber verstürzten Schollen, die sich früher am Aufbau der weiter oberhalb gelegenen Region der Bergflanke beteiligten, jetzt aber eine um mindestens 32 m tiefere Lage einnehmen. Ihre Abwärtsbewegung bestand in einem Gleiten auf der aus dem fetten Opalinuston bestehenden Unterlage und erfolgte allem Anschein nach in verschiedenen Staffeln. Davon markiert sich die aus Kuppe P. 368 und der Umrandung des Wiesenkessels P. 373 mit Einschluß des letzteren bestehende Terrasse orographisch als obere, die davon abgesunkenen Partien mit Einschluß der Bergnase P. 354 als Teile von tieferen Staffeln.

Bei den zahlreichen Abrutschungen, die sich, um an dieser Stelle nur auf die einfachsten Verhältnisse zu verweisen, im Frühjahr 1911 in Kies- und Tongruben unserer Gegend ereigneten, zeigte es sich übereinstimmend, daß sich derartige Bewegungen stets im treppenartigen Absinken von streifenförmigen, bergwärts geneigten Staffeln äußern, welch' letztere in sich wieder in eine Anzahl von Schollen verstürzen. Genau die nämlichen Verhältnisse, wenn auch in größerem Maßstab, ergaben nun betreffs des oberen Muldengehänges die obigen Untersuchungen. Denn auch hier konnten wir verschiedene, in sich verstürzte, gegen den Berg einfallende Staffeln unterscheiden. Im Vergleich zu den eben erwähnten, kleinen Rutschen han-

delt es sich hier demnach um jene elementarere Äußerung analoger Vorgänge, die man als Bergrutsch i. e. S. bezeichnet.

Den Mechanismus dieser Abwärtsbewegung könnte man sich für unseren Fall etwa folgendermaßen vorstellen. Während die unter dem Gewicht der Werksteinbänke abwärts gleitenden, basalen, aus Hangendschichten der Opalinuszone und mehrfach auch aus den tieferen Lagen des Eisensandsteins bestehenden Massen infolge der Reibung mit dem Untergrund sich bergwärts neigten, kippte das aus den erstgenannten aufgebaute, obere Stockwerk talwärts um und stürzte aus seiner ansehnlichen Höhe zum größeren Teil in die Mulde hinab, wobei exponierte Partien der unterlagernden Tone mitgerissen wurden und, wie besonders im nördlichen Teil, an den Stellen ihrer Ablagerung späterhin zur Bildung von sumpfigen Stellen Anlaß gaben. Die Schichttafeln des Eisensandsteins aber zerbrachen unter der Wucht des Sturzes zu Blöcken von verschiedenem Kaliber und wälzten sich als mächtiger Schuttstrom wahrscheinlich bis in das Maintal hinab. Erst durch diese frühere Katastrophe erklärt sich die ansehnliche Mächtigkeit des vom vorjährigen Bergschlipf ergriffenen Schuttmantels in der Mulde und seine Durchsetzung mit zahllosen, großen, zumeist scharfkantigen Blöcken des besten Werksteins bis an den Liasabbruch hinunter. Auch die oben erwähnte, mitunter ganz pseudoglaziale Packung des Schuttmantels in der Oberregion der Ausrißnische läßt sich dadurch befriedigend erklären<sup>1)</sup>.

Bezüglich der Ursache dieser älteren Katastrophe möchten wir aus Mangel an Beweisen nur Vermutungen äußern.

Nach M. Schusters und unserer eigenen Anschauung war der alte Bergrutsch nur der Vorläufer des jetzigen, er bildet in unseren Augen lediglich eine ältere und stärkere Phase ein und des nämlichen Zyklus von Gehäungebewegungen, als dessen jüngste, wiederum schwächere Äußerung der Bergschlipf vom Februar 1911

---

<sup>1)</sup> Der Anteil des relativ geringen Abraums aus den oben angeführten kleinen Steinbrüchen ist für die Zusammensetzung des Schuttmantels ohne Bedeutung. Für M. Schusters Ansicht, daß der Wiesen-kessel ein ehemaliger Steinbruch sei, fanden sich leider keine Anhaltspunkte. Übrigens sei diesbezüglich hier bemerkt, daß das gesamte Material für den Schloßbau in einem großen, etwa 3 km nordwestlich des Schlosses gelegenen Steinbruch gewonnen wurde.

anzusehen ist. Wir stimmen M. Schusters Annahme, daß beide Ereignisse auf verwandte Ursachen zurückzuführen seien, daher vollkommen bei. Nun unterliegt der Eisensandstein bekanntlich ziemlich rasch dem Angriff der Verwitterung. Er neigt deshalb an Gehängen stark zum Hakenwerfen, das hier durch die an sich schwach talwärts gerichtete Schichtenneigung noch verstärkt wurde. Es liegt auf der Hand, daß lange Zeiträume für die äußeren Gehängepartien eine mit Lockerung und Zerklüftung des Gesteins verbundene, mehr und mehr labil werdende Gleichgewichtslage erzeugen mußten. Der nämliche Prozeß aber wirkte, wenngleich in erheblich abgeschwächtem Maße, auf den unterlagernden Opalinuston ein. Schließlich wurde der Zug nach abwärts dann so kräftig, daß ein äußerer Anlaß zur Katastrophe führte; so etwa niederschlags-, insbesondere schneereiche Jahre und in ihrem Gefolge eine stärkere Durchtränkung und Gewichtserhöhung der labil gelagerten Gehängemassen.

Was endlich die Folgen des alten Bergrutsches betrifft, so mußte sich die durch letzteren bewirkte Veränderung des Gehängeprofils auf zweierlei Weise äußern. Hatte das auf der Oberfläche des Opalinustons austretende Quellwasser vormals durch die Südmulde in ihrer früheren Gestalt einen normalen, oberflächlichen Abfluß genommen, so versank es jetzt in den kompakten Trümmern der Terrasse, welche gerade unterhalb seiner Ausflußzone lagen, durchtränkte sie und bereitete ihre exponierten Teile zu erneuten Rutschungen vor. Dazu kam, daß die an den Abhängen der Terrasse gelagerten Teile des Schuttmantels sich teils wegen ihrer steilen, noch unausgeglichene Lagerung, teils wegen des durch ihre bedeutende Mächtigkeit bedingten, hohen Gewichts von vornherein in labilem Gleichgewichtszustand befanden. Und endlich ist zu berücksichtigen, daß das stark durchtränkungs-fähige, von Tonen unterlagerte, größtenteils lockere Material des Schuttmantels für aktive Feinbewegungen des Bodens (Gekriech) ein geradezu ideales Medium darbot. Solche, über lange Zeiträume ausgedehnte Wirkungen des Gekriechs hatten nach unserer Annahme zur Folge ein allmähliches Abwandern beträchtlicher Schuttmassen von den Abhängen der Terrasse hinab in die Mulde. Je mehr sich in der letzteren aber die Schuttmassen anhäuften, um so näher kam der Zeitpunkt, wo ein

Anstoß genügte, um sie nach Zerreißung der Vegetationsdecke abermals in sichtbaren Fluß zu bringen. Und dieser Fall ereignete sich im Februar 1911.

Bevor wir jedoch auf diese Katastrophe selbst näher eingehen, erscheint es ratsam, einige Beobachtungen hier einzuschieben, welche sich auf das südlich und nördlich von dem jüngst betroffenen Areal gelegene Berggehänge beziehen.

Faßt man zunächst die südliche Hauptmulde ins Auge, so ergibt sich ohne weiteres, daß die oben erwähnte, hier 15 bis 25 m unterhalb der Oberkante des Opalinustons gelegene Terrasse, welche orographisch lediglich als Fortsetzung der auf S. 182 und 183 eingehend geschilderten Terrasse nebst der Bergnase P. 354 der Teilmulde erscheint, wie jene aus abgerutschten, anscheinend mehrfach gestaffelten, kompakten Bergmassen besteht. Aufschlüsse sind zwar nicht vorhanden. Angesichts der steilen Abrißwand im Opalinuston unterhalb des Friedhofs und der prächtig erhaltenen, in ihrer Konfiguration an den Wiesenkessel erinnernden Abrißnische südlich davon scheint es uns weiterer Beweise indessen kaum zu bedürfen. In enger Analogie mit den oben geschilderten Verhältnissen zeigte sich das Muldeninnere hier sodann ebenfalls als ein von sehr beträchtlichen Massen von Sandsteinschutt mit großen Blöcken von Doggersandstein erfülltes, höchst unruhiges Gebiet, das durch die zahlreichen, in allen Größenabstufungen vorhandenen Schlipfwellen und -polster und eine Menge größerer und kleinerer, z. T. verschieden stark vernarbter Ausrißnischen charakterisiert ist. Wer endlich die wallartige, mit dem Waldrand zusammenfallende, untere Begrenzung dieser Massen gesehen hat, wird mit uns kaum im Zweifel sein, daß es sich hier um die Stirnregion eines oder mehrerer alten, schon ziemlich vernarbten Bergschlipfe handelt, welche ihrerseits nur Folgeerscheinungen waren eines noch älteren Bergrutsches, der zur Bildung der erwähnten Terrasse und zur Anhäufung der hier verbreiteten, vorzugsweise sandigen Sturzmassen Veranlassung gab. Am weitesten abwärts reichen jene Schlipfmassen, wie zu erwarten ist, im Mulden tiefsten am Grenzstein Nr. 57 des Katasterblatts.

Was sodann die aus dem Bergmassiv vorspringende, durch P. 380 (369) bezeichnete Bergnase betrifft, so stehen in

ihrem westlichsten Teil, unterhalb des Schlosses, die Grenzschichten von Dogger  $\alpha$  und  $\beta$  in normaler Höhenlage bei etwa 385 m an. Wenn daher östlich des künstlichen Einschnittes, etwa 15 m unterhalb der Oberkante des Opalinustones, den jähnen Absturz in die Nordmulde bedingende, fast schwebend gelagerte, dickbankige Sandsteine beobachtet werden, so folgt daraus, dass die Hauptmasse der Bergnase eine fast ohne Schichtverrückungen um etwa 20—30 m abgesunkene, kompakte Scholle bildet. Eine kräftig markierte Stufe in ihrem östlichen Teil (P. 369) aber legt die Vermutung nahe, daß hier überdies noch eine zweite, tiefer gesunkene Staffel vorhanden ist, deren Höhenlage der der Kuppe P. 368 beiläufig entspricht.

Ein Blick von der Bergnase aus in die Nordmulde läßt zunächst erkennen, daß der steile Nordabfall der ersteren nur die östliche Fortsetzung des Steilabfalles des eigentlichen Schloßbergs bildet, der in solcher Schroffheit hier keinesfalls ein Werk rückschreitender Erosion sein kann. Eine Erklärung dafür bietet nun die breite, auf S. 172 erwähnte Terrasse<sup>1)</sup>, welche nach unserer Überzeugung genetisch und morphologisch der Terrasse in den Südmulden entspricht. Ihre Oberflächenbeschaffenheit erlaubt den Schluß, daß sie in mehrere, in sich wohl nicht einheitlich gelagerte Staffeln gegliedert ist, deren oberste, nämlich gleich unterhalb des Steilabfalles befindliche Stufe und das z. Z. einen Kartoffelacker tragende kleine Plateau unmittelbar nördlich der Zahl 394 der topographischen Karte bezüglich ihrer Höhenlage etwa der tieferen Staffel der Bergnase P. 380 und der Kuppe P. 368 entsprechen. Die untere Hauptstaffel aber könnte man mit der Terrasse in der südlichen Hauptmulde einschließlich der Bergnase P. 354 vergleichen. Günstige Aufschlüsse wie in der südlichen Teilmulde bieten sich auch hier nicht. Daß sich aber auch diese nördliche Terrasse aus kompakten Bergmassen aufbaut, erscheint angesichts ihrer mächtigen Abrißnische unterhalb des Schlosses und der zahlreichen, in nördlicher Richtung sich anschließenden, mehr oder weniger vernarbten, kleineren Abrißflächen, ebenfalls in Analogie mit den südlichen Mulden,

---

<sup>1)</sup> Auf der Karte des Banzer Berges, Taf. VIII, kommt die Terrasse in der Nordmulde (ebenso wie die in der südlichen Hauptmulde) leider nicht zur Geltung. Ganz gut markiert sich unmittelbar östlich von P. 388.5 hingegen der die Nordmulde im Norden begrenzende Vorsprung.

außer allem Zweifel. Dafür spricht auch das Verhalten des an dem Westgehänge der Mulde austretenden Grundwassers, das durch seinen bald ober-, bald unterirdischen Abfluß die unregelmäßige Zusammensetzung des Untergrundes bezeugt. Aufschlüsse an dem die Hauptterrasse im Südosten begrenzenden Steilabfall zeigen lediglich deren Zusammensetzung aus disloziertem Opalinuston, bedeckt mit einem mehrere Meter mächtigen, mit Blöcken erfüllten Schuttmantel. Kompakte Massen scheinen hier überdies in mehreren Staffeln noch tiefer in die Mulde hinab zu lagern, wie die 3—4 in dieser Region untereinanderliegenden, beträchtlichen Abrißnischen und -klüfte andeuten.

Die noch tieferen Teile der Nordmulde bestehen aus sehr unruhigem, bald tonigem, bald sandigem, stark verstürztem Schlipfterrain mit zahlreichen feuchten und sumpfigen Stellen und führen uns in dieser Ausbildung den mutmaßlichen Zustand der Sohle der südlichen Teilmulde vor Eintritt des vorjährigen Bergschliffes anschaulich vor Augen.

Wahrscheinlich war die Nordmulde Zeuge eines Bergsturzes, welcher den oben geschilderten in der südlichen Teilmulde mit Bezug auf das Volum der bewegten Massen und folglich auch durch die höhere Intensität der Bewegung sicher noch übertraf. Aus diesem Grunde liegen die kompakten Rutschmassen dort auch in tieferem Niveau als in der südlichen Teilmulde und erreichten, was von M. Schuster<sup>1)</sup> bereits angedeutet wurde, deshalb schon damals eine Stabilität der Lagerung, wie sie in der letzteren unseres Erachtens auch heute noch fehlt.

An dem die Nordmulde im Norden begrenzenden, breiten Vorsprung unterschieden wir auf S. 170 bereits eine abgesunkene, auffallend ausgeebene Staffel. Bei einer Untersuchung der drei Wiesenmulden, welche seine Flanken im Süden, Osten und Nordosten gliedern, fallen einem vornehmlich in der ersteren die zahlreichen, zumeist quer zur Böschung gerichteten Schlipfwellen und -polster auf, welche nach unseren in der südlichen Teilmulde gewonnenen Erfahrungen auf das Vorhandensein eines stark entwickelten, sandigen Schuttmantels auf toniger Unterlage schließen lassen. Eine Bestätigung dafür bieten nun zwei hier ebenfalls im Frühjahr 1911 entstandene, bis 40 m lange und bis zu 3 m hohe Abrißspalten im oberen, südlichen Teil

---

<sup>1)</sup> a. a. O., S. 31.

des Gehänges. Sie lassen die nämliche Zusammensetzung des Schuttmantels aus sandig-tonigem Material mit Blockpackung erkennen, wie sie beispielsweise die aus dem alten Bergsturz in der südlichen Teilmulde resultierende Schuttdecke zeigte. Schon im Profil betrachtet hatte es den Anschein, als bestände die an den Seiten steiler geböschte und oben verebnete, untere Staffel des Vorsprungs aus härteren Gesteinslagen. In Übereinstimmung damit trägt die zur Zeit von einem Kartoffelfelde eingenommene Verebnung denn auch rein sandigen Charakter. Aufschlüsse fehlen hier indessen. Steigt man über den steilen Hang<sup>1)</sup> der vortrefflich erhaltenen Abrißnische sodann zu der höheren Staffel hinauf, so findet man erst hier, und zwar oberhalb des Weges Schloß Banz—Weingarten, in absoluter Höhe von etwa 388.5 m, den anstehenden Opalinuston in Gestalt von schwebend gelagerten, dunkelgrauen Schiefertönen, deren sandiger Charakter dafür spricht, daß wir es hier mit der Oberkante der Opalinusstufe zu tun haben. Auf einer Entfernung von etwa 20 m von diesem Aufschlusse aber zeigt die westliche Böschung des Straßeneinschnitts unterhalb des westlichen Bildstocks in etwa 4 m tieferem Niveau steil aufgerichtete Tafeln von Eisensandstein, die bei einem Streichen von N. 15—20° W. mit 83° nach ONO. vom Berg weg einfallen. Da endlich auch der höchste, von dem Eichenwäldchen eingenommene Teil des Bergvorsprungs aus sandigem Material besteht, kommen wir zu der Annahme, daß letzterer, in Analogie mit den beiden Bergnasen P. 380 (369) und P. 354 der südlichen Teilmulde, in toto aus kompakten, staffelförmig dislozierten Schollen besteht, welche aus ihrem ursprünglich höheren Niveau durch Abrutschen auf dem Opalinuston in ein tieferes zu liegen kamen.

Das Ergebnis der Untersuchungen dieses Abschnitts läßt sich dahin zusammenfassen, daß die ganze Ostflanke des Banzer Bergs in alter Zeit von Ablösungen und Abstürzen kompakter Gesteinsmassen betroffen wurde, welche auf ihre Ausgestaltung von

---

<sup>1)</sup> Hier fanden sich Gerölle der dunkelbraunen Sandsteinbank mit Abdrücken und Steinkernen von *Pseudomonotis elegans* Münst., *Pecten pumilus* Lam., *P. lens* Sow., *Nucula*, *Cucullaea*, *Trigonia* u. a. m., welche im nördlichen Franken in der Oberregion des Eisensandsteins liegt.

erheblichem Einfluß waren; einmal durch Vergrößerung der beiden Hauptmulden auf Kosten des Bergmassivs und ferner, indem sie durch die Neubildung des Rückens P. 354 der südlichen Teilmulde, durch die des größeren Vorsprungs im Osten des Weingartener Weges aber der Nordmulde eine schärfere Umgrenzung gaben.

Als gemeinsame Ursache dafür kommt neben der nach Osten gerichteten Neigung der ganzen Schichtenfolge in Betracht die Unterlagerung mächtiger Sandsteinmassen durch den nachgiebigen, obendrein einen ausgeprägten Wasserhorizont bildenden Opalinuston. Im übrigen wurde die Loslösung der exponierten Teile des Eisensandstein-Stockwerks zweifellos begünstigt durch die leichte, mechanische Verwitterbarkeit des Sandsteins und dessen beträchtliche, an der steilen Nordostwand ersichtliche Zerklüftung.

Ob die verschiedenen, vorstehend erörterten Bergrutschbewegungen gleichzeitig erfolgten, oder, bei verschiedenem Alter, in welcher chronologischen Reihenfolge, entzieht sich einer sicheren Kenntnis<sup>1)</sup>. Aber auch zur Altersbestimmung der ersteren selbst mangelt es an eindeutigen Kriterien. Negativ läßt allerdings das gänzliche Fehlen von Aufzeichnungen und Überlieferungen auf einen vorhistorischen — für diesen Fall also wohl vor das Jahr 800 n. Chr. zurückreichenden — Eintritt der betreffenden Ereignisse schließen. Nimmt man dies als sicher an, so spricht anderseits die relative Frische selbst der ältesten Abrißnischen bei Abwägung der überall zu Tage tretenden, schnellen Wirkungen der gröberen und feineren Bewegungen des Gehängeschutts wiederum für ein ziemlich jugendliches geologisches Alter der Bergrutsche. Eine gewisse Bestätigung hierfür ließe sich vielleicht noch in etwaigen physiographischen Beziehungen zwischen dem alten, exakt festgestellten Bergrutsch in der südlichen Teilmulde und dem Maintal erblicken. Indessen

<sup>1)</sup> Die Steilheit ihrer Nord- und Südflanken verdankt die Bergnase P. 380 zweifellos dem Abriß der kompakten Bergrutschmassen in den angrenzenden Mulden. Mithin erfolgte die Dislozierung der letzteren später als die des oberen Teiles der Bergnase P. 380 selbst. Übrigens legt die fast schwebende Lagerung der aufgeschlossenen Teile der Bergnase P. 380 die Frage nahe, ob es sich bei dem älteren Vorgang, abweichend von den späteren, nicht vielleicht um einen kleinen Bruch, also um ein tektonisches Ereignis handelte.

bringen auch sie uns über das rein Hypothetische nicht hinaus.

Folgern wir doch einmal aus dem Umstand, daß ansehnliche Mengen von Sandsteinschutt mit großen Blöcken im Gebiet des alten Bergsturzes bis zum Abbruch der Liasterrasse hinabreichen, daß der mit dem Bergrutsch, wie oben erwähnt, verbundene Bergsturz sich einstmals bis in das Maintal hinab erstreckte. Dann bleiben für das Schicksal der in der Mainebene abgelagerten Massen zwei Möglichkeiten. Entweder verschwanden sie in jungdiluvialer Zeit, als sich der Main infolge von Tieferlegung der Erosionsbasis entsprechend tiefer einschnitt und bei der Ausräumung des Talbodens den jetzigen Liassteilrand erzeugte. Oder sie gelangten erst später ins Tal hinab, als der Liasabbruch bereits bestand, und wurden während einer früheren Phase des herrschenden Erosionszyklus von den Aufschüttungen des Maines bedeckt.

Aus Mangel an entsprechenden Anhaltspunkten können wir den ersten Punkt vollständig ausscheiden lassen. Anders der zweite. Es ist auffallend, daß sich der Main unterhalb Weingarten bis Hausen dicht am Liassteilrand hält, unterhalb von Hausen den letzteren aber plötzlich verläßt und in kräftigem Bogen nach Osten ausholt, um nach Ablauf eines Kilometers wieder an das Steilufer heranzutreten. Ein Grund dafür ist hier eigentlich um so weniger gegeben, als sich im Liegenden der die eigentliche Liassteilwand bildenden  $\epsilon$ -Stinkkalke die weichen Amaltheenschichten flußabwärts mehr und mehr herausheben.

Bedenkt man nun, mit welchem Mehr an lebendiger Kraft die Bewegung der Bergsturzmassen sich im Vergleich mit der des vorjährigen Rutsches vollzogen haben muß, so kann man wenigstens die Vermutung nicht ganz von der Hand weisen, daß diese plötzliche Abbiegung des Flusses durch derartige, ein gutes Stück in die Ebene hinaus vorgedrungene Rutsch- und Sturzmassen verursacht wurde.

### III. Der Bergschliff vom Februar 1911.

Die allerersten Spaltenbildungen als Vorläufer der später stattgehabten wurden von Waldarbeitern am westlichen Gehänge der Teilmulde bereits im Herbst 1910 beobachtet, eine Tatsache, welche an die Vorgänge bei Gelegenheit der be-



Sturz des Schuttstroms von der Liasterrasse auf die Mainauen.





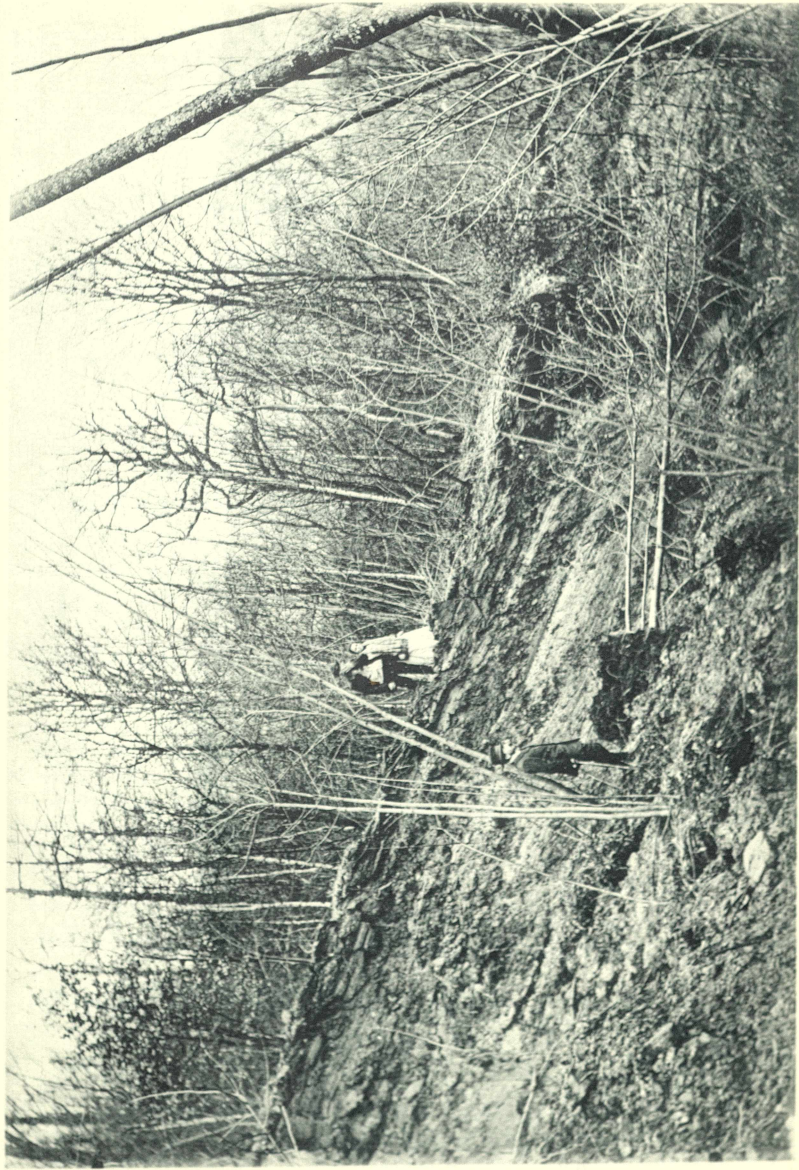
Abrissgebiet unterhalb der Kuppe P. 368.





Geglättete Rutschfläche mit Schrammen im Abrissgebiet  
am Osthang der Kuppe P. 368.





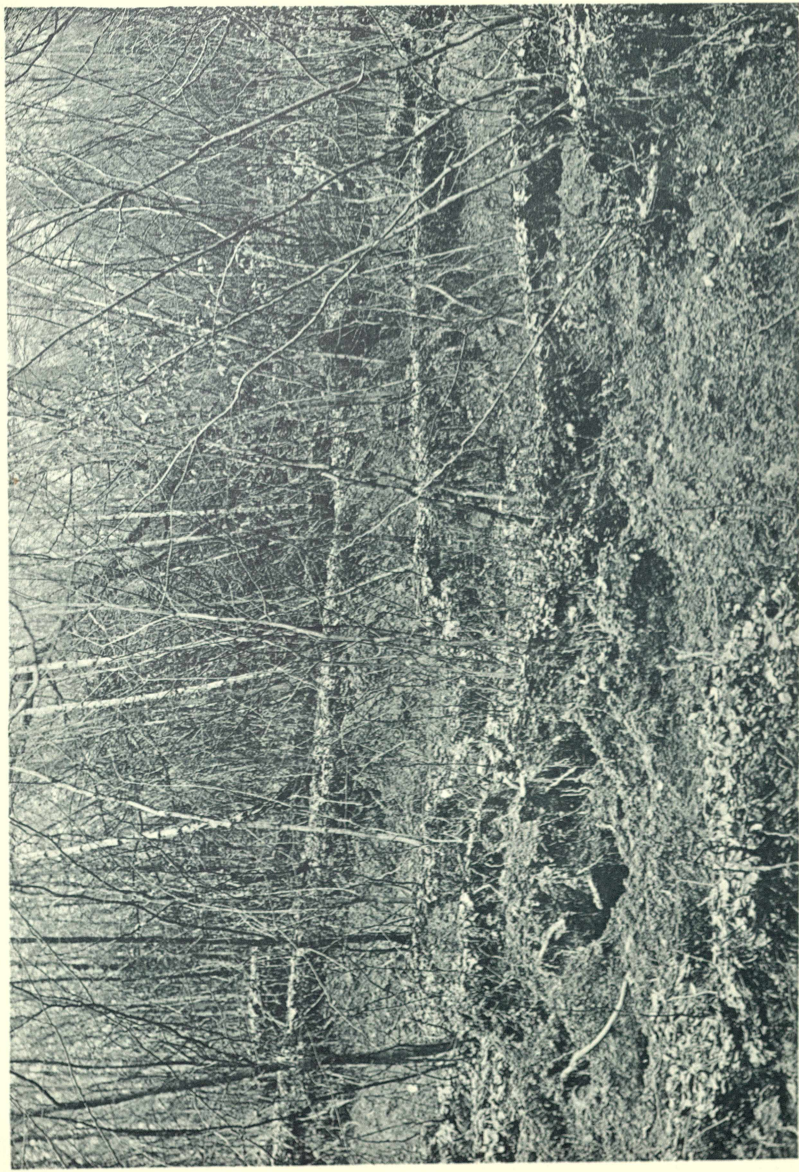
Schrammung der nördlichen Abrisswand bei P. 332.





Hauptabriss mit Schrammen bei P. 349.





Terrassenbildung durch kleine Staffelbrüche in der SW.-Ecke  
der Ausrifsnsische nördlich der Bergnase P. 354.



deutenden Rutschung am Sauberg<sup>1)</sup> im Weidlingbachtal (Wiener Wald) erinnert, denn auch hier zeigten sich Vorboten der Katastrophe in Gestalt kleiner Risse schon mehr als ein halbes Jahr zuvor. Eingeleitet wurde die eigentliche Rutschbewegung nach Aussage der in Neubanz wohnhaften Arbeiter der Hausener Porzellanfabrik indessen erst um die Mitte des Februars 1911 durch ein Zerreißen der Vegetationsdecke des Schuttmantels an zahlreichen Stellen, was die Bildung von Klüften — insbesondere der nachmaligen großen Abrißklüfte — und ein staffelförmiges Absinken streifenförmiger Terrassen und Terrässchen in der Nähe von P. 349 zur Folge hatte. Es verdient hervorgehoben zu werden, daß diese Veränderungen sich anfangs nur langsam vollzogen. Bis zum 27. Februar überstieg die Höhe der nachmals bedeutendsten Absenkung nach der Meinung des herzoglichen Oberförsters in Banz nicht den Betrag von 1,5 m.

Erst im Laufe des genannten Tages begann sich der Haupt-rutsch durch ein weithin vernehmbares Krachen stürzender Baumriesen und zerschmetterten Unterholzes anzukündigen, das in unverminderter Stärke in der Nacht vom 27. zum 28. Februar andauerte. Am Morgen des 28. zeigten sich innerhalb der Ausrißnische starke, staffelförmige Abrutschungen, deren Ausmaß sich später nicht mehr erheblich vergrößert haben soll. Dagegen trat die Katastrophe im unteren Teil des Rutschgebietes in Gestalt des Sturzes der Stirnregion der Rutschmasse von der Liasterrasse hinab auf die Mainauen erst etwa 24 Stunden später ein. Bis zum Morgen des 3. März hatte sich die Stirn der Zunge hier um etwa 40 m in die Flußebene hinaus vorgeschoben, ein Betrag, der sich im Laufe dieses Tages noch um  $\frac{3}{4}$  m erhöhte. Dann kam die Bewegung im großen allerwärts zum Stehen.

Wir wollen im folgenden nun versuchen, an Hand dieser zwar wenigen, immerhin aber wertvollen Daten und des oben beschriebenen aktuellen Zustandes uns ein Bild zu machen von der Reihenfolge der Ereignisse.

Zunächst sei nochmals darauf hingewiesen, daß infolge des alten Bergrutsches in der Mulde anormale Entwässerungsverhält-

---

<sup>1)</sup> Göttinger a. a. O., S. 23.

nisse herrschten, indem die Hauptmenge des auf dem Opalinuston unterhalb des Schlosses austretenden Wassers auch im Bereich der Mulde unterirdisch abfloß. Daneben entquollen der Oberfläche des Schuttmantels am Fuß der durch den alten Bergsturz abgesunkenen Schollen, wie uns mitgeteilt wurde, zwei Wasserfäden, deren einer den Liasabbruch erreichte und dort eine nicht unansehnliche Rinne eingeschnitten hatte. Bemerkenswerterweise waren diese Rinnsale schon im Jahre 1908 plötzlich versiegt<sup>1)</sup>. Offenbar verteilten sie sich unterirdisch und verstärkten seit dieser Zeit die Wirkung des am Gehänge im Bereich der Mulde zirkulierenden Grundwasserstroms auf den Schuttmantel, die wir im nachstehenden kurz besprechen wollen.

Es ist klar, daß der fortdauernde Wasserstrom die obersten Lagen des Opalinustons zum Quellen brachte, wodurch das Wurzelwerk des Waldbestands in manchen Fällen am Eindringen in die spaltenlose, gequollene Masse verhindert wurde. Wichtiger erscheint uns indessen des ersteren Wirkung auf die unteren Lagen des Schuttmantels, über dessen Zusammensetzung wir oben berichteten. Wo der Grundwasserstrom sie durchspülte, fand in ihnen eine intensive Durchschlämmung statt, die, als säkularer Vorgang gedacht, die Reibungswiderstände zwischen Schuttmantel und Gleitfläche beträchtlich vermindern mußte. Inwieweit das Tagwasser an der Durchschlämmung beteiligt war, läßt sich schwer einschätzen. Man darf einerseits vielleicht nicht übersehen, daß die üppige, infolge ungenügender Drainage und Kulturarbeit stellenweise urwaldartige Vegetation die Hauptmasse des Tagwassers an sich bereits in geringer Tiefe festhalten mußte, worauf ja auch die flache Ausbreitung der Wurzeln der zahlreichen mitsamt dem Wurzelwerk umgebrochenen Buchen und Eichen hinweist. Andererseits bieten gerade lehmige Böden, wie sie sich an der Zusammensetzung des Schuttmantels vorzugsweise beteiligen, der außerkapillaren Wasserbewegung relativ bedeutenden Spielraum, sind zum Verschlucken des Tagwassers sowohl, wie zu seiner Wiederabgabe nach unten also in beträchtlichem Grade disponiert.

---

<sup>1)</sup> Beide Wasserläufe sind durch den Bergschliff z. T. wieder freigelegt worden. Sie entsickern der durch den letzteren entblößten Basalregion der alten Bergrutschmassen der Terrasse.

Jedenfalls verwandelte die anhaltende Durchschlammung die Liegendstlagen des Gehängeschutts in einen plastischen Brei, der für die Rutschmasse beim Abgleiten auf der gequollenen, schlüpfrigen Oberfläche des Opalinustons als Schmiermittel diente. Die erheblichen Mengen dieses gelben Schlammes, wie sie sich gelegentlich an der Stirn- und den Seitenregionen der Rutschmasse ausgequetscht fanden, zeigen, daß die Mächtigkeit der durchweichten Schicht im Mittel nicht zu niedrig eingeschätzt werden darf.

Von Bedeutung erscheinen sodann die die normale Regenmenge erheblich übersteigenden Niederschläge der beiden vorhergegangenen Jahre, denen ein ungewöhnlich geringes Maß von Insolation und dadurch bedingter Verdunstung gegenüberstand. Neben einer durch Verstärkung des Grundwasserstroms bewirkten, erhöhten Durchweichung der Untergrundschichten hatten erstere aber auch eine mit stärkerer Durchtränkung verbundene, erhebliche Gewichtserhöhung des Schuttmantels selbst im Gefolge. Beachtet man zudem, daß der Böschungswinkel im oberen Teil der Mulde nach unserer Schätzung im Durchschnitt über  $20^\circ$  betrug, so leuchtet es ein, daß der Schuttmantel sich infolge verminderter Reibung am Untergrund und erheblicher Zunahme seines Gewichts in hochgradig labiler Gleichgewichtslage befand. Vorhanden war die letztere, wenn auch latent, schon im Herbst 1910, wie die ersten, damals erfolgten Risse zeigen. Allein endgültig in Bewegung setzten sich die Massen erst im Februar 1911, als nach einer langen Schnee- und Kälteperiode plötzlich Tauwetter und mit ihm heftige Stürme auftraten.

Die Rutschbewegung scheint nach unseren Beobachtungen nun folgenden Verlauf genommen zu haben. Nachdem die Vegetationshaut an zahlreichen Spalten schon vorher zerrissen war, ging die Hauptmasse des im Mittel 2—4 m mächtigen, besonders labil gelagerten, oberen Teils des Schuttmantels in der Nacht vom 27. auf den 28. Februar in einem Zug zu Tal. Auf Widerstand traf diese Abwärtsbewegung erst dort, wo die Gefällskurve geringer wurde, also etwa auf einer Verbindungslinie der Punkte, an denen die Rutschmasse später am weitesten nach Norden und Süden auswich. Mit der Verlangsamung der Bewegung trat jetzt eine beträcht-

liche Stauung ein, was hier, im unteren, breiteren Teil der Mulde, wiederum ein Ausweichen der Gleitmasse auf den Flanken, nach Norden und Süden, zur Folge hatte. Auf drei verschiedene Arten äußerte sich dann wohl die Wirkung dieser Stauung. In der breiten Mittelregion, im Muldentiefsten, wo die Rutschbewegung unter beständiger Verlangsamung in der ursprünglichen Richtung ihren Fortgang nahm, fand eine beträchtliche Zusammenschiebung der durch die Vegetation versteiften größeren und kleineren Schollen statt, begleitet von Aufwölbungen, Zerreißen und kleineren polsterartigen Überschiebungen, Überrollungen und Einwicklungen der Vegetationsdecke. Etwas anders war die Einwirkung auf den südöstlichen Teil. Eine Gleitbewegung kam infolge der geringeren Durchfeuchtung in diesem Winkel nicht zustande. Aber gerade, weil hier am Außenrande das Ausweichen erschwert war, äußerte sich der Tangentialschub der Rutschmasse in desto intensiveren Aufwölbungen und Zerreißen, in der Bildung sonderbarer, schlangenähnlicher Wülste und polster- oder kissenförmiger Aufeinanderlagerungen der Vegetationsdecke. Und wieder abweichend davon fand im nordöstlichen Zipfel Auflagerung statt in Gestalt eines mit Schollen der Vegetationshaut beladenen, an 3 m mächtigen, dickflüssigen Schlammstroms, dessen gerader, mauerartiger Stirnrand etwa 40 m vor der Oberkante des Steilrands zum Stehen kam.

Inzwischen hatte sich die zentrale Rutschmasse langsam dem Rande der Terrasse genähert und stürzte ihrer Hauptmenge nach in der Nacht vom 28. zum 29. Februar unter donnerähnlichem Getöse die etwa 20 m hohe Liassteilwand hinab. Dabei zerrissen die größeren Schollen von Vegetationshaut in kleinere Stücke und Fetzen, die, nachdem gleich anfangs eine Zufüllung des toten Winkels stattgefunden hatte, von dem mit Brocken und Blöcken von Eisensandstein untermischten Schlammstrom sodann in die Talebene hinausgetragen wurden. Von der beträchtlichen Stoßkraft der Massen zeugt es, daß sie ein Bienenhaus, Teile eines großen Holzstadels und eines festgebauten Schuppens bewältigten und mit sich schlepten<sup>1)</sup>. Interessanter noch ist ihre Korrosionswirkung auf den Rand der Liasterrasse, der, wenn

---

<sup>1)</sup> Ist bei M. Schuster a. a. O., Abbild. 2, S. 25, teilweise zu erkennen.

wir von den kürzlich aufgelagerten Rutschmassen absehen, durch Abscherung der Mergel der unteren Opalinus-, der Aalensis- und Crassumzone erniedrigt und in der Mitte um den namhaften Betrag von 8—10 m, wahrscheinlich aber noch mehr, nach rückwärts verlegt wurde. Zu beachten ist ferner, daß die Rutschmasse ihre stärkste Erosionswirkung dort entfaltete, wo das eine der oben erwähnte Rinnsale eine kleine Mündungsschlucht ausgeagt hatte. Gleitmasse wie Wasser folgten in ihrer Richtung eben der ursprünglichen Sohle der Mulde, über deren Verlauf uns die heutige, durch die Zusammenstauchung der Schollen wesentlich veränderte Beschaffenheit der Oberfläche — die Zunge hat sich hier zu dem auf unserer Skizze (Taf. VII) ersichtlichen Rücken zusammengeschoben — nicht täuschen darf.

Für das Nacheinander im Verlauf der Bewegung scheint uns der die eigentliche Rutschbahn im Süden begrenzende, mittlere Längsabriß von Bedeutung zu sein. Wir nehmen ihn als Beweis dafür, daß dem Absturze der Massen von der Liasterrasse die obenerwähnte Stauung vorausging, die ihrerseits zum Zusammenschub der Vegetationshaut im Südosten und zu den Auflagerungen im Nordosten geführt hat. Erst als die Rutschmasse nach Beseitigung des im unteren, flacher gelagerten Teil der Mulde entgegentretenden, erhöhten Reibungswiderstandes wieder in schnelleren Zug kam, zerriß ihr Zusammenhang mit der, wie eben erwähnt, kurz vorher zusammengeschobenen Vegetationsdecke des Südostzipfels, und nun kam es zur Bildung des Longitudinabrisses. Der starke Volumverlust aber, welcher ein ziemlich steiles Absitzen der Gleitmasse an diesem Längsriss um durchschnittlich 2 m zur Folge hatte, wird nach unserer Meinung am besten auf die unter dem Gewicht der aufeinander getürmten Schollen erfolgte Auspressung der sehr beträchtlichen, schlammigen Massen im Liegenden des Schuttmantels zurückgeführt. Denn erst dadurch, daß diese den toten Winkel zu Füßen der rund 20 m hohen Liassteilwand ausfüllten, kam der relativ weite Transport der Schollen in die Mainebene hinaus wohl überhaupt zustande. Nur so erklärt es sich auch, daß Mergelschollen, die, wie der Moosüberzug ihrer Vorderseite beweist, früher an dem vom Grundwasser durchfeuchteten Steilabfall gelagert waren, in fast söhligler Lagerung sich an der Zusammensetzung der Stirnregion der Zunge beteiligen können.

Über den Grad der von der Rutschmasse erreichten Geschwindigkeit steht uns nun lediglich ein auf das Sturzgebiet bezüglicher Annäherungswert zur Verfügung: die Entfernung vom jetzigen Rand der Liasterrasse bis zur Stirn der Zunge beträgt im Winkel auf dem Boden gemessen etwa 80 m. Zur Zurücklegung dieser Strecke aber benötigte die letztere des Zeitraums vom 28. Februar nachts bis zum Morgen des 3. März. Das sind rund 80 Stunden. Somit entfiel auf die Stunde eine Durchschnittsgeschwindigkeit von 1 m.

Mit Bezug auf das Maß der durch den Rutsch bewirkten Verschiebung der Vegetationsdecke kommt in Betracht, daß erstere im nördlichen Teil, wo die große, flach gelagerte Scholle unterhalb der großen Querspalte auf die Bewegung hemmend einwirkte, einen namhaft geringeren Betrag aufweisen muß als in der Südregion, wo die Gleitbewegung im Muldentiefsten bekanntlich zum freien Auslauf kam. So erklärt es sich, daß der große, das Rutschgebiet in N.-S.-Richtung querende Fahrweg, um nur 25 m, oder, bei Ausglättung der verschobenen Scholle, um etwa 30 m disloziert erscheint, eine Zahl, die sich im Muldentiefsten nach unserer Schätzung auf mehr als das Doppelte erhöht.

In ursächlichem Zusammenhang mit diesen Vorgängen bei der eigentlichen Rutschmasse stehen dann die Nachrutschungen, welche sich auf die gesamte Ausrißnische erstreckten. Maßgebend für ihren Betrag sind neben dem Böschungswinkel des Gehänges ebenfalls wieder die Mächtigkeit und der Grad von Durchfeuchtung des Schuttmantels. Im Norden, am Fuße einer zwar steilgeböschten, aber relativ trockenen Lehne, erreichten derartige Nachschübe daher nur geringere Beträge; um so bedeutendere aber an den Flanken der durch P. 368 und 354 bezeichneten Kuppen, deren Entstehung auf einen älteren Berg-rutsch zurückgeführt wurde. An zahlreichen, bald längeren, bald kürzeren Horizontalrissen fand hier zur Ausfüllung des von der Rutschmasse hinterlassenen leeren Raumes allerwärts ein treppenartiges Nachsinken größerer und kleinerer Streifen des Schuttmantels statt. Ein besonders anschauliches Bild der auf diese Weise entstandenen Staffelung der Abrißschollen bieten die Nachrutschungen in dem kesselförmigen Südwestzipfel des Abrißgebiets (Taf. VI); stellenweise, wie z. B. beiderseits des Fußwegs Hausen—Schloß Banz und am Südgehänge der Kuppe, P. 368,

beteiligten sich, wie bereits erwähnt wurde, außer dem dort ziemlich mächtigen Schuttmantel auch die exponierteren Teile der beim alten Bergrutsch abgesunkenen kompakten Bergmassen am neuerlichen Abbruch. Ihr größtes Ausmaß erreichten die Nachrutschungen an der Kuppe P. 368, deren steile Ostflanke sich in den Tagen nach der Katastrophe in ihren mittleren und unteren Teilen auf Strecken bis zu 40 m Länge von ihrem Schuttmantel entblößt und durch die abgefahrenen und am Fuße regellos aufgehäuften Schollen blank geschliffen und mit kräftigen Parallelschrammen bedeckt erwies (Taf. II und III). Daß diese Flächen im Juni d. J. mit Schollen und Geröll des Schuttmantels bereits wieder vollständig bedeckt waren, deren Mächtigkeit im Herbst schon einen Betrag von einem halben Meter erreichte, bezeugt, wie intensiv die Vernarbungsvorgänge hier einsetzten. Zweifellos werden sich die Nachrutschungen demnächst auf alle Schollen und Schöllchen erstrecken, die vorläufig noch im labilen Gleichgewicht verharren. Dahin gehört wohl auch der auffallende, rechteckige Sporn in der südwestlichen Ecke der Ausrißnische mit der oben erwähnten, pseudoglazialen Blockpackung, der für das Studium der ursprünglichen Beschaffenheit des Schuttmantels übrigens von speziellem Interesse ist.

Eine häufige Erscheinung bildeten in dem Zwischenraum zweier gegeneinander dislozierter Schollen eigentümlich steile, gratartig zugeschärfte, zu den Bruchrändern der letzteren parallele Schutthaufen bis zu 1,5 m Höhe, die man auf den ersten Blick sämtlich für Aufpressungen des weichen, gelben, sandig-lehmigen Materials der tieferen Lagen des Schuttmantels halten möchte. Eine nähere Untersuchung ergab indessen, daß ihr basaler Teil nicht selten aus großen, der Zerreißungszone angehörenden Sandsteinblöcken besteht, die beim Absinken der unteren Scholle in ihrer Lage verharrten, wobei das sie ursprünglich bedeckende lockere Material des Schuttmantels in Gestalt einer Haube von keilartiger Form erhalten blieb. Förmliche Absenkungsgrate von oft 10—20 m Länge zeigten sich dort, wo mehrere solcher Bildungen infolge des Vorherrschens von tonigem Material im Zusammenhang geblieben waren.

Wir können diese Besprechung nicht schließen, ohne mit einigen Worten auf die Wirkung der neuerdings als Ge-

kriech <sup>1)</sup> bezeichneten aktiven Feinbewegungen des Gehängeschutts einzugehen. Hat sich uns einerseits die Überzeugung aufgedrängt, daß derartige Feinbewegungen sich an der Vorbereitung des vorjährigen Bergschliffs erheblich beteiligten, so sind wir gleichwohl nicht in der Lage, erstere durch klar beweisende Profile zu erhärten. Der Grund dafür ist unschwer zu erkennen. Normale Gekriechprofile ergeben sich in der Mehrzahl der Fälle am besten dort, wo die vorher latente Bewegung des Gehängeschutts auf einmal in die sichtbare, von Zerreißungen der Vegetationsdecke begleitete Bewegung des Schliffs übergeht. So ließen sich beispielsweise echte Gekriechprofile in den Ausrißnischen der im März 1911 an der Westflanke des Rathsbergs bei Erlangen abgefahrenen Schliffe deutlich beobachten. Es ließ sich hier einwandfrei nachweisen, daß oberflächliches Material des Zancledon-Lettens über solches aus dem den Letten überlagernden Rhätsandstein und zwar in doppelter Reihenfolge hinüberbewegt wurde.

Im Vergleich damit herrschten in der Mulde am Banzer Berg ganz anormale Verhältnisse. Der Gehängeschutt besteht hier aus dem bunt zusammengewürfelten Material des alten, vorhistorischen Bergsturzes. Sand und Lehm sind zumeist innig vermengt. So versteht man, weshalb eine Schichtung durch Übereinandergleiten aktiv sich bewegender und in sich homogener Schuttmassen hier nicht zur Entwicklung gelangen konnte, ganz abgesehen davon, daß die zahlreichen mächtigen Blöcke einer einheitlichen Bewegung des Schuttes an sich hinderlich sein mußten. Als ein weiterer, ungünstiger Faktor kommt hinzu die durch die Rutschbewegung allenthalben erzeugte und von Auspressungen von Schlamm begleitete Zusammenstauchung des Schuttmantels, die in dem südlichen Einschnitt des an Stelle des zerstörten jetzt neuangelegten Weges aufgeschlossen war.

In unserem Spezialfall vereinigen sich also mehrere ungünstige Faktoren und erschweren ein klares, jeden Zweifel ausschließendes Erkennen der Ursachen für die Zusammenhäufung so beträchtlicher Schuttmassen in der Mulde. Andererseits läßt es sich nicht von der Hand weisen, daß die stark ab-

---

<sup>1)</sup> Göttinger a. a. O., S. 50.

# Skizze des Bergrutsches v. Banz

im Februar 1911

Auf Grundlage des Steuerblattes aufgenommen

von H. Lenk u. L. Krumbeck.

Lias.

Eisensandstein.

a, b, c, z Rutschung vom Februar 1911.

a - Abrissgebiet.

b - Auflagerungsgebiet.

c - Stauchungsgebiet.

z - Zunge.

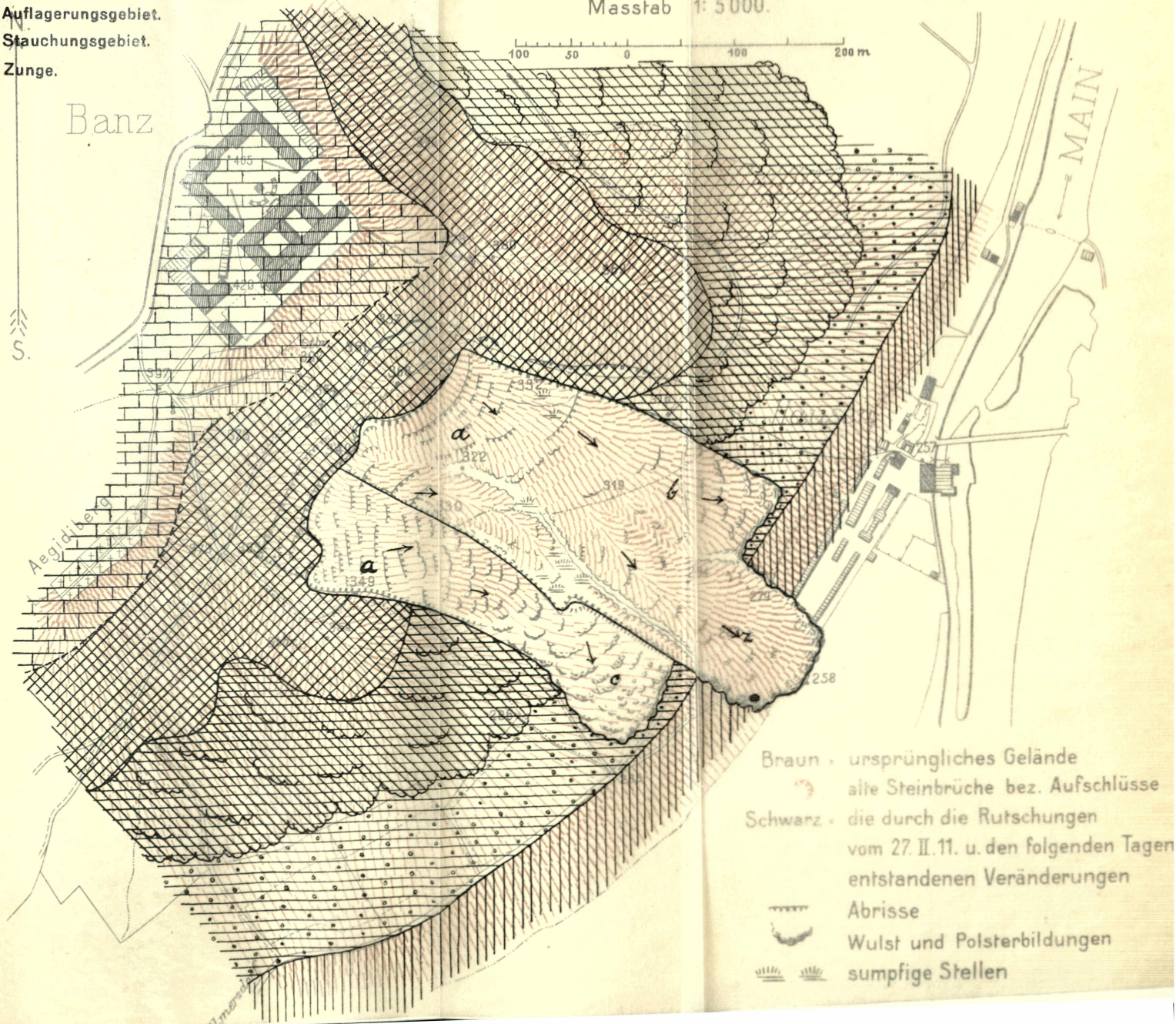
Opalinuston mit Eisensandstein bedeckt.

Opalinuston mit alten Schlipfmassen bedeckt.

Alte kompakte Rutschmassen von Dogger  $\alpha$  und  $\beta$ .

Masstab 1: 5000.

100 50 0 100 200 m.



Braun - ursprüngliches Gelände

alte Steinbrüche bez. Aufschlüsse

Schwarz - die durch die Rutschungen

vom 27. II. 11. u. den folgenden Tagen

entstandenen Veränderungen

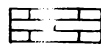
Abrisse

Wulst und Polsterbildungen

sumpfige Stellen



 Lias.

 Eisensandstein.

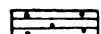
**a, b, c, z** Rutschung vom Februar 1911.

**a** - Abrissgebiet.

**b** - Auflagerungsgebiet.

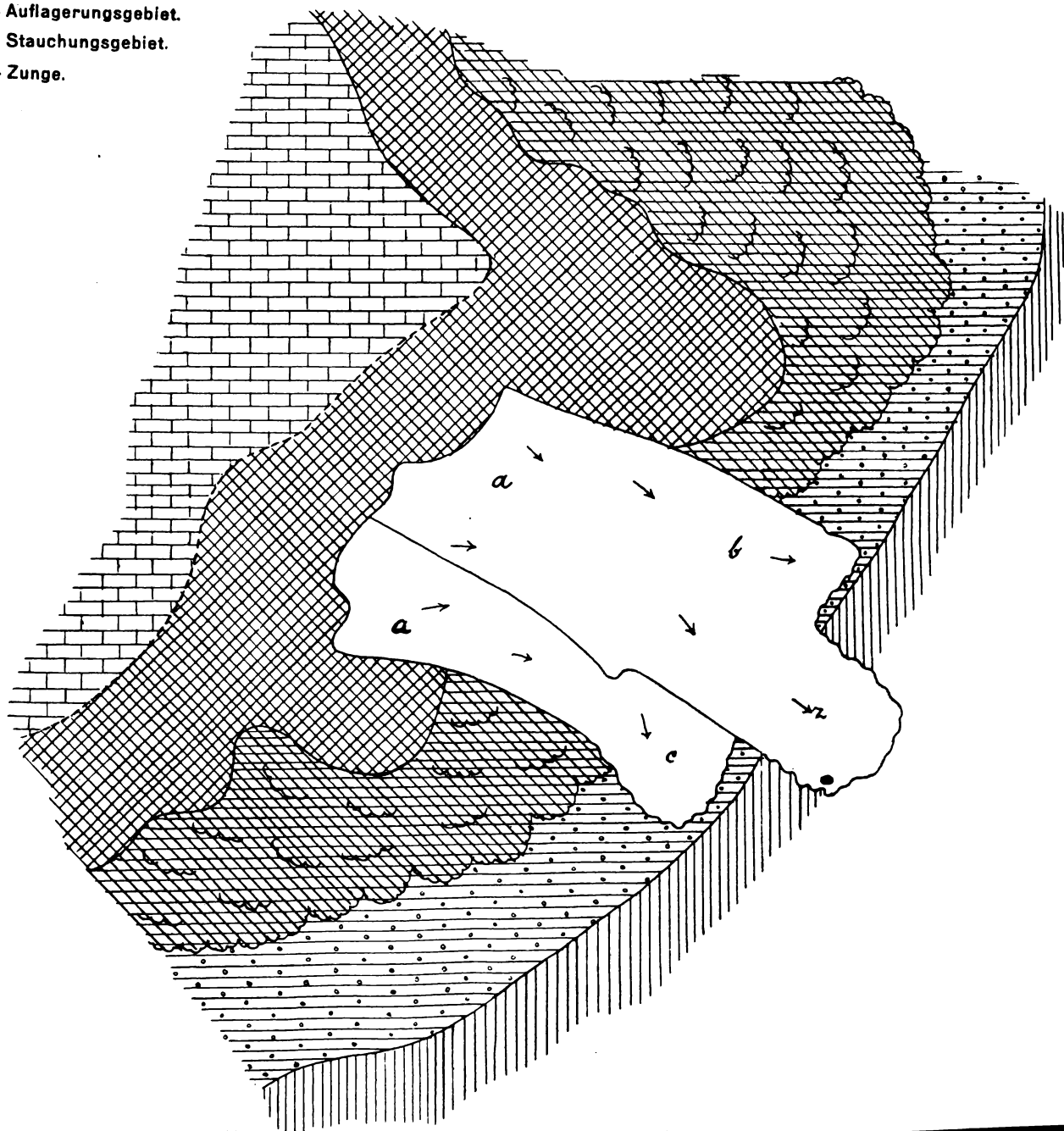
**c** - Stauchungsgebiet.

**z** - Zunge.

 Opalinuston mit  
Eisensandstein bedeckt.

 Opalinuston mit alten  
Schlipfmassen bedeckt.

 Alte kompakte Rutschmassen  
von Dogger  $\alpha$  und  $\beta$ .





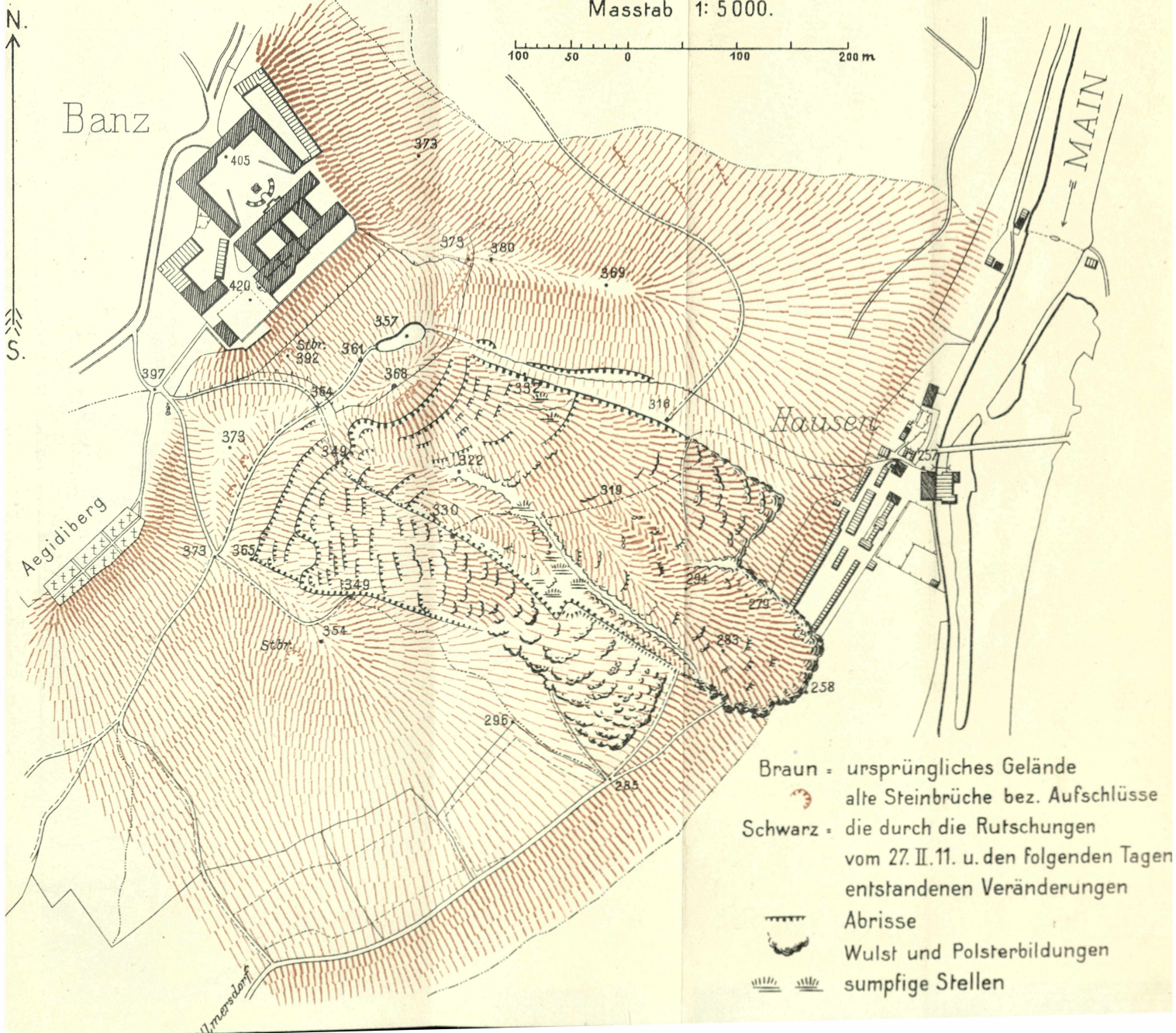
# Skizze des Bergrutsches v. Banz

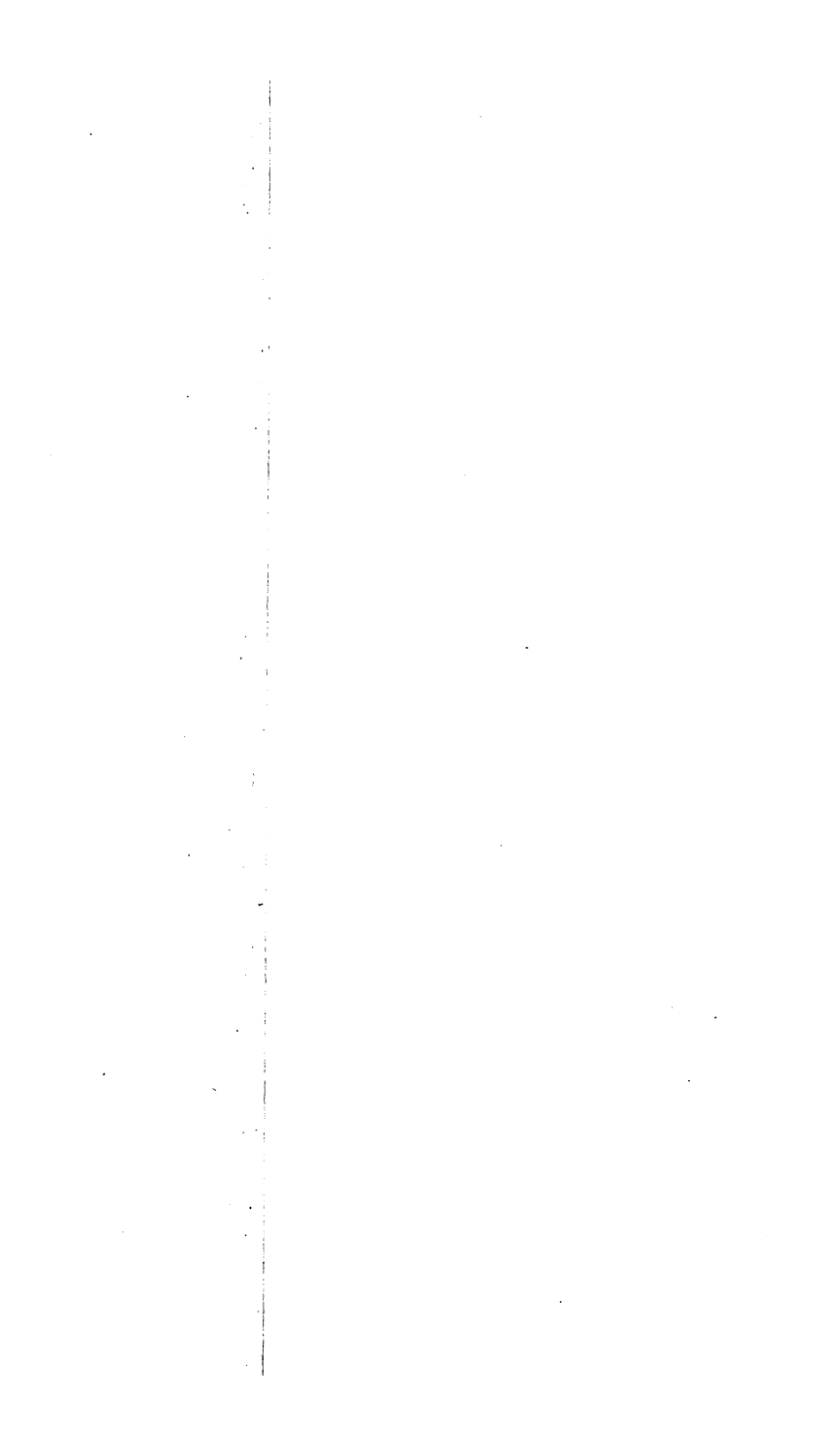
im Februar 1911

Auf Grundlage des Steuerblattes aufgenommen  
von H. Lenk u. L. Krumbeck.

Masstab 1: 5000.

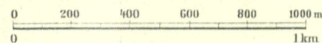
100 50 0 100 200 m





# Karte des Banzer Berges

1:25000





schüssige Lagerung der ziemlich mächtigen und dabei lockeren Massen in Anbetracht ihrer starken Durchtränkung für Feinbewegungen des Bodens ein geradezu ideales Feld boten<sup>1)</sup>. Auf Grund der ausgedehnten Studien von Götzingen und unserer eigenen Erfahrungen sind wir jedenfalls geneigt, neben dem alten Bergsturz dem Gekrieche als der eigentlichen Ursache für die Akkumulation ansehnlicher Schuttmassen in dieser und den anderen Mulden eine beachtenswerte Rolle zuzuschreiben.

### Zusammenfassung.

Aus den obigen Ausführungen ergibt sich, daß der Bergschliff vom Februar 1911 lediglich eine jüngere Phase eines Abtragungszyklus darstellt, welcher mit klar nachweisbaren, äußeren Wirkungen an der Erniedrigung der Ostflanke des Banzer Schloßbergs arbeitet. Wie diese Gehängebewegungen eingeleitet wurden, entzieht sich unserer Kenntnis. Dahingegen steht, es fest, daß sie einen Höhepunkt erreichten in einem, wenn nicht mehreren, wahrscheinlich vorhistorischen, kombinierten Bergrutsch- und -sturzvorgängen, welche auf die heutige Ausgestaltung der beiden Hauptmulden von erheblichem Einfluß waren. Als Abrutschungen kompakter Bergmassen führten sie zur Bildung der den gesamten Ostabhang des Banzer Berges in einer Höhenlage von 15—30 m unterhalb der Oberkante des Opalinustons begleitenden Terrasse und bewirkten durch Neuschaffung der Bergnase P. 354 die Entstehung einer nördlichen Teilmulde der großen Südmulde. Von diesen älteren, chronologisch wohl nicht einheitlichen Bewegungen unterschieden sich jüngere, welche in Form von Schlipfen die durch die Bergrutschbewegungen angehäuften Schuttmassen ergriffen und

---

<sup>1)</sup> Ein anschauliches Beispiel für in relativ kurzer Zeit erfolgte Wirkungen des Gekrieche bietet der fast schuttfreie Südhang des Agidi-Bergs (Taf. VIII, P. 381), welcher mit Eichenbuschwerk bestanden ist. Denn selbst dem ungeübten Auge muß es auffallen, wie die in latente Fließ befindliche, etwas verlehnte Oberflächenschicht des Opalinustons bergwärts von dem aus einer Wurzel aufstrebenden, jeweils ein breites Hindernis bildenden Gestrüpp sich zu oft bis zu mehreren Dezimetern hohen Schwellpolstern anstaut. Um wieviele intensiver müssen sich im Vergleich damit erst die Feinbewegungen in den vom Grundwasser durchspülten und von einem ansehnlichen Schuttmantel bedeckten Mulden der Ostflanke abgespielt haben!

abwärts verfrachteten. Als solche in verschiedenem Grade vernarbte Schlipfgebiete erwiesen sich die südliche Hauptmulde und die Nordmulde. Eine ganz junge derartige Bewegung aber spielte sich in der südlichen Teilmulde ab in Gestalt des eingehend untersuchten Bergschlipfs vom Februar 1911. Der Gegenstand dieses letzteren war der aus den beträchtlichen Sturzmassen des alten Bergrutsches resultierende, im Mittel gegen 2 m mächtige, die Sohle dieser Mulde ausfüllende Schuttmantel.

Als die Ursache für die Störung der Gleichgewichtslage des letzteren wurden genannt:

1. Die Vergrößerung der Masse und damit des Gewichts des Schuttmantels durch ein Abkriechen beträchtlicher Schuttmassen von den Gehängen der Terrasse und der Bergnasen P. 354 und P. 380 (369).

2. Die Verminderung der Reibung an der Basis der Schuttdecke durch die säkulare Wirkung des auf dem Opalinuston sich bewegenden Grundwassers.

Als die Veranlassung des Bergschlipfes gelten uns 1. die reichlichen Niederschläge der Jahre 1909 und 1910 im Verein mit der durch geringe Insolation bedingten Verminderung der Verdunstung. 2. Die hierdurch bewirkte Verstärkung des Grundwasserstroms. 3. Die aus der verstärkten Durchtränkung des Schuttmantels mit Tagwasser zu folgernde Gewichtserhöhung des ersteren.

Die Bewegung dieser Rutschmasse schien sich räumlich in 5 Phasen zerlegen zu lassen. Das sind: 1. Der Abriß der eigentlichen Rutschmasse im oberen, steiler geböschten Teil der Mulde. 2. Ihre Stauung im flacheren, unteren Teil der Mulde und im Gefolge davon die Auflagerungen im Nordost- und eine Zusammenschiebung der Vegetationsdecke im Südostzipfel. 3. Der Sturz der Zunge von der Liasterrasse auf die Mainauen. 4. Die Nachrutschungen, welche sich auf kompakte Schollen der Terrasse miterstreckten. 5. Die voraussichtlich noch längere Zeit andauernden Vernarbungsvorgänge.

Als Wirkung des Bergschlipfs fand zweifellos ein teilweiser Ausgleich der durch den alten Bergsturz verjüngten Gefällskurve statt. Im allgemeinen halten wir die jüngste Katastrophe indessen nur für ein Glied in der Kette von Gehäungebewegungen, welche auf die Herstellung des ursprünglich vorhandenen Gehänge-

profils hinarbeiten, d. h. auf eine gänzliche Abtragung der durch die älteren Rutschungen dislozierten kompakten Schollen, welche in der von ihnen eingenommenen Region der Bergflanke Fremdkörper darstellen<sup>1)</sup>. Erst wenn auf diese Weise der natürliche, oberflächliche Abfluß des talwärts gerichteten Grundwasserstroms wiederhergestellt ist, würde durch die sodann neu einsetzende Oberflächenerosion des Wassers so lange ein normaler Abtragungszustand herrschen, bis mit abermaligen Ablösungen anstehender Bergmassen das Wechselspiel von Akkumulation einerseits und spontanen Rutschbewegungen labil gelagerter Massen anderseits von neuem beginnt.

Nach unserer Meinung liegt es in der Hand des Menschen, solchen elementaren, für die jüngste Geschichte der Ostflanke des Banzer Bergs charakteristischen Abtragungsvorgängen mit den Machtmitteln der Bodenkultur in Zukunft wirksam vorzubeugen<sup>2)</sup>.

<sup>1)</sup> Vgl. das Profil S. 173.

<sup>2)</sup> Neben einer rationellen Kultur und Drainage des Schuttmantels in den Mulden sollte man die Fürsorge für die Erhaltung der Steilwände auf der Nordseite des Schloßbergs nicht ganz außer acht lassen. Zeigt doch die an ihrem Fuß sich ausbreitende Blockhalde, daß die Sandsteinfelsen, wie schon erwähnt, der Verwitterung in hohem Grade ausgesetzt sind. Eine Gefährdung der Schloßgebäude von dieser Seite wenn auch nicht in nächster Zeit, so doch in fernerer Zukunft erscheint uns deshalb als nicht ausgeschlossen.

---