

Morphologische Untersuchungen zwischen Elz und Brigach (Mittelschwarzwald).

Von

Ekkehard Liehl, Freiburg i. Br.

Inhalt.

	Seite
Einleitung	96
I. Orographische Übersicht.	98
II. Das Baumaterial und seine Verbreitung	101
A. Das Grundgebirge	101
1. Die Gneise	101
a) Renschgneise	101
b) Schapbachgneise	102
c) Mischgneise	104
d) Kinzigitgneise	105
e) Amphibolite	105
2. Die Granite	105
a) Der Granitit	106
b) Miarolithgranit und feinkörnige Schlieren	106
3. Die Verteilung von Gneis und Granit.	107
B. Die Ganggesteine	108
C. Das Deckgebirge.	110
1. Das Rotliegende	110
2. Der Buntsandstein	111
D. Die Tektonik	113
III. Die Großformen des Mittelschwarzwaldes	115
A. Die Hochflächen	115
1. Ergebnisse früherer Arbeiten	115
2. Die Unterscheidung und Kartierung der verschiedenen Niveausysteme	116
3. Die Ergebnisse der Flächenkartierung	118
4. Das Verhältnis zwischen Rumpfflächen und Schichtstufenlandschaft	128
a) Buntsandsteinstufe und Buntsandsteinhochfläche.	128
b) Die wiederaufgedeckte Auflagerungsfläche des Buntsandsteins	133
B. Die tieferen Stadien der Talverjüngung	136
1. Die Spezialuntersuchung	136
2. Allgemeine Bemerkungen über den Stufenbau der Täler	141

	Seite
C. Die Ausräumungszone längs der Kesselbergverwerfung .	144
D. Theorie der Reliefentwicklung .	145
1. Die Erklärung der Hangformen durch den Gang der Krustenbewegungen	145
2. Die Entstehung von Rumpfflächen und Talstufen	149
E. Das geologische Alter der morphologischen Systeme	151
F. Der Grundriß der Entwässerung	152
G. Überblick und Zusammenfassung	159
IV. Kleinformen der Verwitterung und Abtragung	161
A. Die Abtragung im allgemeinen	162
B. Schutthalden	162
C. Rasenschlipfe	164
D. Formen langsamer Bodenbewegungen	168
E. Flächenspülung und Rinnenspülung	169
F. Einige Formen der Grundwasserfurchung	172
G. Formen der Verwitterung und Abtragung im Granitgebiet	176
1. Blockverwitterung	176
2. Blockanhäufungen	182
a) Anreicherung von Blöcken in situ	182
b) Anreicherung von Blöcken auf fremder Unterlage	184
3. Blockmeere	185
4. Felsburgen	187
V. Die glaziale Überformung des Mittelschwarzwaldes	197
A. Allgemeine Vorbemerkungen	197
B. Glaziale Ablagerungen	198
C. Glaziale Erosionsformen	199
1. Umformung der Täler	199
2. Umformung der Talschlüsse	200
3. Rundhöcker	202
Literaturverzeichnis	205
Verzeichnis der Abbildungen auf Tafel 1—3.	212

Einleitung.

„Morphologische Forschung kann nur, wenn sie von kleinsten, aber exakt untersuchten Räumen ausgeht und von da das gleichartige weiterverfolgt, zu dauerhaften Werten kommen.“ MAULL (1921, S. 195).

Form und Entstehung unserer deutschen Mittelgebirge sind bereits wiederholt Gegenstand zusammenfassender Darstellung und Erklärung gewesen, zeigen sie doch eine ganze Reihe gemeinsamer Merkmale (vgl. HETTNER 1904). Mehr und mehr hat sich bei dem Versuch ihrer Erklärung der Gegensatz herauskristallisiert, der sich im wesentlichen durch die beiden Worte „Strukturformen — Skulpturformen“ (GELLERT

1931, S. 2), durch die Namen HETTNER und GEORG WAGNER einerseits, W PENCK und PHILIPPSON andererseits charakterisieren läßt. Immer stärker trat dabei der Mangel an genauen Einzeluntersuchungen fühlbar in Erscheinung.

Das Vorbild PASSARGES (Morphologie des Meßtischblattes Stadtremda, 1914) war für eine ganze Reihe von Einzeluntersuchungen in neuerer Zeit leitend, die, ausgehend von genauester physiologisch-morphologischer Forschung und Einzelanalyse bestimmter, engumgrenzter Räume, einen Beitrag zur Klärung der betreffenden Fragen liefern wollen. Erst wenn ein die deutschen Mittelgebirge gewissermaßen überziehendes Netz von Einzeluntersuchungen vorliegt, ist eine sichere Klärung der großen Theorien möglich.

Für den Schwarzwald fehlten bislang auf modernen morphologischen Forschungen aufbauende Spezialuntersuchungen. Aus diesem Mangel heraus kam die Anregung zu vorliegender Untersuchung, wofür ich meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. MORTENSEN, zu größtem Danke verpflichtet bin¹⁾.

Der mittlere Schwarzwald versprach aus verschiedenen Gründen gute Ergebnisse: Es sind sämtliche, für den Aufbau des Schwarzwaldes wesentlichen Gesteine vertreten, so daß sich genügend Vergleichsmöglichkeiten ergeben mußten zwischen ähnlichen Formen in verschiedenem Gestein. Das Gebiet zeigt die typischen landschaftlichen Hauptelemente und Gegensätze des Schwarzwaldes, die Hochflächen und deren Zerschneidung bis zur völligen Auflösung in eine Firstlandschaft. Da im Osten Buntsandstein den Flächen aufliegt, konnte auch deren vielumstrittenes Verhältnis zur Stufenlandschaft einer Untersuchung unterzogen werden. Die Fülle der Probleme ist an keiner anderen Stelle des Schwarzwaldes vielleicht auf so engem Raume zusammengedrängt.

Da mir auch der übrige Schwarzwald und die Vogesen gut bekannt sind und ich im Sommer 1932 und Frühjahr 1933 Gelegenheit hatte, Exkursionen von längerer Dauer zu Vergleichszwecken in Harz und Odenwald zu unternehmen, bestand die Möglichkeit, durch Vergleiche die gefundenen Ergebnisse fruchtbarer zu gestalten.

Die Arbeiten im Gelände verteilen sich auf Frühjahr, Sommer und Herbst 1932, sowie auf Frühjahr und Sommer 1933. Auch der schneearme Winter 1932/33 bot ausgezeichnete Arbeitsmöglichkeit. Dadurch

¹⁾ In einer vorläufigen Fassung wurde die vorliegende Arbeit mit dem Preis der Naturwissenschaftlich-Mathematischen Fakultät der Universität Freiburg i. Br. für das Jahr 1933 ausgezeichnet.

war eine genaueste Durchforschung des ganzen Geländes möglich, so daß für die Richtigkeit der beobachteten Einzelheiten absolute Gewähr übernommen werden kann.

Die Arbeitsunterlage bilden die ausgezeichneten geologischen Spezialkarten des Großherzogtums Baden, die Blätter Elzach, Triberg, St. Peter und Furtwangen, ohne die die Untersuchung schwerlich durchzuführen gewesen wäre.

Auf eine Kartierung der Gesteine in bezug auf ihr morphologisches Verhalten im Sinne PASSARGES (1914) wurde verzichtet. Die Verwitterung ist ein sehr komplexer Vorgang, dessen einzelne Faktoren meist gar nicht zu trennen sind. Sie ist abhängig nicht nur von Zusammensetzung und Durchlässigkeit des Ursprungsgesteins, sondern mindestens ebenso sehr von dessen Zerklüftung und anderen sekundären strukturellen Änderungen. „Daraus geht hervor, daß sich eine auf die Witterbeständigkeit gegründete morphologische Einteilung der Gesteine nicht durchführen läßt“ (W PENCK 1924, S. 40); Durchlässigkeits- und Widerständigkeitskarten sind lediglich Abstraktionen reiner Gesteinskarten (HETTNER 1913 I, S. 438). Die geologischen Karten, verbunden mit einer eingehenden Beschreibung vermitteln deshalb dieselben Tatsachen, ohne aber in den bei kartographischer Darstellung nun einmal unvermeidbaren Fehler allzu großer Schematisierung zu verfallen.

I. Orographische Übersicht.

Weite Hochflächen bestimmen als landschaftliches Hauptmoment die Abgrenzung des Mittleren Schwarzwaldes gegen die stärker zertalten Gebiete des nördlichen und südlichen Schwarzwaldes. Wohl haben auch der nördliche Schwarzwald und die Ostabdachungen des Südschwarzwaldes weit ausgedehnte Plateaus, aber sie krönen flach gelagerte Buntsandsteinschichten, tragen vorwiegend Wald und unterscheiden sich so landschaftlich von den meist offenen Grundgebirgshochflächen des Mittleren Schwarzwaldes. Aus diesen Gesichtspunkten heraus faßt man als Grenzen des Mittelschwarzwaldes im Süden die Quersenke der Dreisamtales, im Norden die breite Mulde des Kinzigtals auf, das auch für SCHMITTHENNER (1913, S. 1) die Südgrenze des nördlichen Schwarzwaldes bildet. Die gleiche Abgrenzung nahm NEUMANN (1886, S. 195) nach mehr technischen Gesichtspunkten vor. Die Abgrenzung ist weder im Norden noch im Süden scharf; Hochflächen und Täler lassen vom ursprünglichen Gebirgsbau nichts mehr erkennen; sie sind lediglich ein Werk späterer Heraushebung und

Erosion; die Orographie ist also aufs Engste von der Entwässerung abhängig und läßt sich nur aus ihr heraus entwickeln.

Eine vollständige Auflösung in Firste hat nur von Westen her durch die direkten Zuflüsse des Rheins und von Norden durch diejenigen der Kinzig stattgefunden. Im östlichen Teil sind zwischen den einzelnen flachen Tälern breite Hochflächen erhalten geblieben; die seichten Täler und Hänge sind wie die breiten Rücken Elemente der Hochflächenlandschaft.

Das Untersuchungsgebiet ist ein willkürlich begrenzter Ausschnitt des Mittleren Schwarzwaldes; lediglich im Nordwesten hat es eine morphologisch und landschaftlich scharfe Grenze im mittleren Elztal, das vom eigentlichen Schwarzwaldmassiv die viel tiefer liegende Schweighausener Platte¹⁾ abtrennt (Übersichtskarte Taf. 8). Die Stufe von 600 m Höhe zwischen den eigentlichen Hochflächen des Mittelschwarzwaldes und der Schweighausener Platte ist noch verschärft, da sich zwischen beiden die mittlere Elz noch um einige hundert Meter tiefer eingeschnitten hat. Ihre linksseitigen Nebenflüsse haben einen breiten Streifen Landes vollkommen in eine Firstlandschaft, eine „Kammlandschaft fiederförmiger Struktur“, wie sie SCHREPFER (1931, S. 5) genannt hat, umgewandelt. Die Wildgutach mit ihren Nebenflüssen greift tiefer als die anderen Nebenflüsse der Elz in den Gebirgskörper hinein und trennt das Kandelmassiv vom eigentlichen Mittelschwarzwald ab; sie bildet die Südwestgrenze des Untersuchungsgebietes. Die auf diesen beiden Tiefenlinien, Wildgutach und Mittelelz, senkrecht stehenden Nebenflüsse bedingen die parallele Anordnung der Kämmе im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes.

Von Norden her greifen die meridionalen Täler der oberen Elz und der Gutach ebenfalls zerstörend in die Hochflächen ein; doch hat sich die Umwandlung zur Firstlandschaft bisher auf je einen nach Norden immer breiter werdenden Streifen längs der beiden Flüsse beschränkt (Abb. 1)²⁾. Sie zerschneiden das Gebiet in drei meridionale Streifen, den Rohrhardsbergkamm, den Hauensteinkamm und einen breiten Flächenstreifen im Osten, auf dem in Resten eine nach Süden immer geringmächtiger werdende Decke von Buntsandstein aufliegt. Hier

¹⁾ Die in der Literatur häufig gebrauchte Bezeichnung „Schweighausener Tafel“ sollte vermieden werden, da nur noch verschwindend geringe Reste flachliegender Sedimente erhalten sind; es handelt sich um eine Rumpfscholle.

²⁾ Die Bezeichnung „Abb. 1“ bis „Abb. 18“ bezieht sich auf die auf Taf. 1—3 wiedergegebenen Photographien, „Fig. 1“ bis „Fig. 27“ auf Taf. 4 und 5. (Sämtliche Tafeln [1—12] befinden sich am Schluß des vorliegenden Heftes).

kommt ein neues Element in die Großform der Landschaft, die Zweistöckigkeit (vgl. SCHMITTHENNER 1913, S. 37 ff.). Die Diskordanz zwischen der im Großen einheitlichen Masse des Grundgebirges und den flach gelagerten mesozoischen Elementen ist, wie HETTNER (1904) zusammenfassend hervorhob, charakteristisch für fast alle deutschen Mittelgebirge (HETTNER 1904, S. 15). Die Zweistöckigkeit beherrscht den ganzen nördlichen Schwarzwald, sie beschränkt sich im Mittelschwarzwald auf den östlichen Teil und fehlt im Südschwarzwald ganz. Von dem weitaus größten Teil des mittleren Schwarzwaldes sind die mesozoischen Elemente abgetragen. Vor uns liegt eine Landschaft mit breiten Rücken und weiten muldenförmigen Tälern. In der Natur tritt der Hochflächencharakter noch weit deutlicher in Erscheinung als auf der Horizontalprojektion der Karte, da sich alle Rücken in der Vertikalprojektion für den Beschauer in eine Linie einordnen (Abb. 2).

Die Täler sind hier nicht so tief, daß die Hänge zur Verschneidung kommen; die Flüsse erodieren wenig oder gar nicht. Die breitesten Flächen haben sich zwischen den überaus flachen, nach Norden gerichteten Oberlaufstrecken der Hochezl und der Gutach und den etwas stärker eingetieften Quellflüssen der oberen Donau, der Brigach, Kirnach und Breg, erhalten. Sie bilden einen bogenförmigen Rücken, den „Kesselberghauptkamm“ NEUMANN (1886, S. 199), der eine Verbindung zwischen allen meridionalen Rücken vom Rohrhardsbergkamm bis zu den Buntsandsteinhochflächen herstellt (Taf. 8).

Die größten Höhen liegen auf dem westlichsten der meridionalen Käme, der durchweg eine Höhe von 1050—1150 m bewahrt. Er fällt nur in seinem südlichsten Teil mit der Rhein-Donau-Wasserscheide zusammen, die östlich über den Kesselberghauptkamm weiterzieht. Aber nur im westlichen Abschnitt kommt die oft erwähnte Asymmetrie der Hauptwasserscheide (NEUMANN 1919) zur Geltung. Die obersten Strecken von Elz und Gutach dagegen sind von dem von der tiefen rheinischen Erosionsbasis ausgehenden Rückwärtseinschneiden noch nicht erreicht, so daß flache Formsysteme auf beiden Seiten der Wasserscheide das Aussehen der Täler bestimmen. Ja, auf dem Kesselberghauptkamm tritt sogar in gewisser Beziehung eine Umkehrung der Asymmetrie ein, da die Donauzuflüsse sämtlich ein bis zur Quelle fast ausgeglichenes Gefälle haben, während in den oberen Teilen der Elz und Gutach noch höhere, ältere Eintiefungsstadien erhalten sind.

Deutlich heben sich zwei Entwässerungszentren heraus, der Brückleirain, dessen hydrographische Wichtigkeit GUTMANN (1906) in seiner Arbeit über die Rhein-Donau-Wasserscheide in Baden hervorhob, und

in ähnlicher Weise der Kesselberg, von dem aus Gutach und Nußbach nach Norden, Brigach und Kirnach nach Osten und eine Reihe von Zuflüssen der Breg nach Süden strömen. Das östlichste Gebiet endlich, dessen Höhen noch vom Buntsandstein gekrönt werden, entwässert im Süden zur Brigach, und damit zur Donau, im Norden zur Schiltachkinzig, deren tieferes Einschneiden erst außerhalb des Untersuchungsgebietes beginnt.

II. Das Baumaterial und seine Verbreitung¹⁾.

Voraussetzung jeder morphologischen Untersuchung ist die genaue Kenntnis aller am Aufbau einer Form beteiligten Gesteine bis in ihre petrographischen Feinheiten. Gerade diese können oft von entscheidender Bedeutung sein. Ohne die Vorarbeit der Geologen wäre eine physiologisch-morphologische Untersuchung gar nicht möglich. In allen geologischen Einzelheiten kann auf die vorzüglichen Erläuterungen der geologischen Kartenblätter²⁾, auf DEECKE's Geologie von Baden (1916/17 und 1918) und auf viele Einzeluntersuchungen verwiesen werden; eine kurze Darstellung der geologischen Verhältnisse des betreffenden Gebietes muß jedoch jeder morphologischen Spezialuntersuchung unbedingt vorausgehen. Das morphologische Verhalten der Gesteine, soweit es längst bekannt ist und in der vorliegenden Arbeit nicht mehr als Problem behandelt wird, wird in den Kapiteln über das Baumaterial gleich mitbesprochen werden. Darum mag dieser gewissermaßen voraussetzende Abschnitt vielleicht unverhältnismäßig lang erscheinen; es wird jedoch eine Entlastung des eigentlichen problematischen Teils erreicht.

A. Das Grundgebirge.

Den im ganzen Untersuchungsgebiet überall hervortretenden Unterbau bildet das kristalline Grundgebirge. Mitgefaltete, paläozoische Sedimente, wie sie im Südschwarzwald verbreitet sind, kommen nicht vor.

1. Die Gneise.

a) Renghneise.

Die ältesten Gesteine sind vermutlich Paragneise, im Schwarzwald Renghneise genannt, deren sedimentärer Charakter durch Einlage-

¹⁾ Vgl. die geologische Karte Taf. 9.

²⁾ Erläuterungen zur geolog. Spezialkarte des Großherzogtums Baden, Bl. 99 (Elzach), K. SCHNARRENBERGER 1909.

Bl. 100 (Triberg), A. SAUER 1899.

Bl. 108 (St. Peter), K. SCHNARRENBERGER 1906.

Bl. 109 (Furtwangen) F. SCHALCH u. A. SAUER 1903.

rungen von Kalksilikatfelsen und Graphitoiden, offenbar Resten organischer Substanzen, erwiesen wurde. Die entscheidenden Untersuchungen von ROSENBUSCH (1903) beruhen gerade auf Vorkommen des mittleren Elztales. Die Gneise selbst sind ebenfalls mehrfach chemisch untersucht worden; Analysen aus dem Untersuchungsgebiet wurden von KUMMER (1912) an einem Gneis des Yachtales, wie auch schon bei der geologischen Aufnahme vorgenommen. Der Mineralgehalt, in der Hauptsache Quarz, Biotit und Feldspäte, schwankt meist stark in seiner Zusammensetzung. Feldspat kann den beiden anderen Hauptgemengteilen gegenüber stark zurücktreten.

Die Gneise verraten in der Regel gar nichts mehr von ihrem ursprünglichen Sedimentcharakter, sondern sind vollkommen geschiefert zu dünnen, oft auf weite Erstreckung gleichmäßigen Bändern und Lagen, die hauptsächlich durch die Anordnung der Glimmerplättchen in parallelen Zonen bedingt sind. Der oft glimmerschieferähnliche, überaus rasche Wechsel der Zusammensetzung bewirkt zwar eine ganz ausgesprochene Spaltung, immer in einer Richtung, verleiht den Rengneisen als Summenwirkung im ganzen jedoch ein so gleichmäßiges Verhalten, wie es oft nicht einmal Massengesteine aufweisen.

Die Gesteinsaufbereitung geht mit großer Geschwindigkeit vor sich. Selbst an steilen Hängen ist anstehendes Gestein fast nirgends zu sehen. Frische Aufschlüsse sind ganz selten; jeder Aufschluß zeigt nach kurzer Zeit gelblich-braune Verwitterungsfarben. Die Rengneise verwittern lehmig, der entstehende Boden ist stark bindig und trotz sandiger Beimengungen meist wenig wasserdurchlässig. Das hat z. T. sicherlich seinen Grund in der flachen Schichtung des Bodens: Die Glimmerplättchen haben sich flach in der Hangrichtung angeordnet, eine Tatsache, die nach SCHMITTHENNER (1913, S. 35) auf Bodenbewegung zurückzuführen ist. Kleine, plattig-schulpige Verwitterungsstückchen sind in dem lehmigen Boden häufig. Der bindige Boden hält, einmal durchtränkt, das Wasser stets sehr lange. Das relativ geringe Porenvolumen des Bodens verhindert stärkere Wasserbewegung im Boden selbst (SCHMITTHENNER 1913, S. 35), um so größer ist verhältnismäßig die oberflächliche Abspülung, wodurch ein Zurücktreten der Grundwasserformen bedingt wird. Die Hänge sind stets einförmig glatt, von nur wenigen aber scharfen Rissen gegliedert (DEECKE 1918, S. 17 und GRADMANN 1931, II, S. 53).

b) Schapbachgneise.

In vieler Beziehung ganz anders verhalten sich die Schapbachgneise, wie die Orthogneise im Schwarzwald genannt werden. In mancher Be-

ziehung stehen sie Graniten und Syeniten näher als Renschgneisen und verraten dadurch ihre wahrscheinliche Entstehung aus Eruptivgesteinen. Man hat sie deshalb auch als Eruptivgneise bezeichnet. Sie enthalten, abgesehen von typischen Nebengemengteilen (Orthit), dieselben Mineralien wie die Renschgneise; aber die Zusammensetzung bleibt in einheitlichen Massen stets konstant, besonders was den bei Renschgneisen immer stark schwankenden Glimmergehalt anbelangt.

Im Handstück ist Schapbachgneis von Renschgneis oft schwer zu unterscheiden. Hat man aber einen größeren Aufschluß vor sich, so zeigt sich sofort das Fehlen durchgehender Bänderung beim Schapbachgneis. Die einzelnen Lagen sind ganz undeutlich, mehr linsenförmig, weshalb der Schapbachgneis nicht in Platten zerfällt, sondern meist in linsen- oder kuchenförmige Stücke oder vollkommen wahllos gestaltete, grobe Blöcke. Er hat mehr körnige Textur und sieht manchmal ganz wie ein fluidaler Granit aus.

Schapbachgneise sind bedeutend widerstandsfähiger gegenüber den Atmosphärien als Renschgneise. Die Bodendecke ist deshalb normalerweise gering, nach PLIENINGER (1918, S. 153) im Durchschnitt nur 10—30 cm. Oft ragen im Bereich stärkerer Abtragung in den jungen Erosionstälern Felsklötze und Nadeln über den umgebenden Hang heraus. Sie sind im hinteren Teil des Haslach-Simonswälder Tales überall zu sehen, wenn sie auch nicht derartig schroffe Wände und Türme bilden, wie man sie aus dem Höllental kennt. Unterhalb der Felsen häufen sich die herabgestürzten Blöcke, die ganz unregelmäßige Gestalt haben, zu Blockhalden an. Stellenweise sind die Felsen schon ganz verschwunden, so daß man nur noch lange Schutthalden sich den Hang hinabziehen sieht.

An anderen Stellen dagegen und zwar im Bereich der hochliegenden Rumpfflächen ist der Schapbachgneis bis zu großer Tiefe vollständig vergrust. In guten Aufschlüssen sieht man, daß der scharfkantige lockere Grus, im Volksmund wie der Granitgrus stets „Sand“ genannt, noch vollständig den ursprünglichen Gesteinsverband bewahrt hat; denn die den ursprünglichen Gneis durchsetzenden Klüfte sind durch leichten Eisen- oder Manganbesteg noch gut zu erkennen. Sehr tiefe Vergrusung zeigt der Gneis z. B. im Bereich der Hochflächen nordwestlich von Elzach (SCHNARRENBERGER 1909, S. 9) und in neuen Aufschlüssen am Tafelbühl. Die Vergrusung geht hier mehrere Meter tief; frisches Gestein ist überhaupt nicht zu sehen.

Die Schapbachgneise liefern einen lockeren, gut durchlüfteten, trocken-warmen Boden mit wenig lehmigen Bestandteilen. Mitten im

Grus schwimmen oft die schon oben erwähnten „kuchenförmigen Blöcke“, die noch völlig frisch und hart sein können. SCHNARRENBERGER (1909, S. 9) konnte einen petrographischen Unterschied zwischen ihnen und dem vergrusenden Gestein in den meisten Fällen nicht feststellen. Offenbar liegt hier ein ähnliches Problem vor wie bei der Verwitterung des Granits, in dessen Grus ebenfalls vollkommen gesunde Blöcke liegen können. Die kuchenförmigen Blöcke sind in den Flußläufen wichtige Leitgeschiebe. Sie treten in den Schottern der Wildgutach z. B. erst unterhalb der Mündung des Ibachdobels auf (SCHNARRENBERGER 1909, S. 9).

Die hauptsächlichsten Unterschiede zwischen den beiden Gesteinsarten sind auf einer Tabelle noch einmal kurz zusammengefaßt, die im wesentlichen DEECKES Geologie von Baden (1916/17, I, S. 16) entnommen ist; doch wurden die für das Erkennen und die morphologische Erscheinungsform weniger wichtigen Momente weggelassen.

Renchgneis

Schapbachgneis

Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung

Reich an Biotit und Quarz; große Extreme und rascher Wechsel der Zusammensetzung.

Reich an Feldspat, konstanter mittlerer Glimmergehalt; Zusammensetzung schwankt innerhalb enger Grenzen.

Struktur und Habitus

Oft glimmerschieferähnlich; Textur mehr schieferig; Gemengteile deutlich in Biotit- u. Quarzfeldspatlagen getrennt.

Oft granitähnlich; Textur mehr körnig; Lagen undeutlich.

Beobachtungen im Gelände

Sehr selten Felsen und Klippen; keine Blockhalden; fehlt im Bachbett und in Moränen fast ganz.

Felsklötze und Klippen häufig; bildet gern Blockhalden; Blöcke in den Bächen und älteren Aufschüttungen (kuchenförmige Leitgeschiebe).

Tief verwittert, selten frisch; zerfällt in kleine schuppige Trümmer, Boden lehmig-bindig.

Meist frisch, zerfällt in Blöcke oder Grus; Boden mehr sandig, gut durchlüftet.

c) Mischgneise.

Es hat sich, als die geologischen Spezialkarten bereits vorlagen, u. a. durch die Untersuchungen HAFFNER's (1919), der auch einen Gneis von der Kilpensteige, kurz südlich des Untersuchungsgebietes, untersuchte, herausgestellt, daß ein großer Teil unserer Renchgneise als Mischgneise bzw. Injektionsgneise aufzufassen ist. Derartige Gneise

können in ihrem Verhalten stark zu Orthogneisen hinüberneigen, wie z. B. am Höllkopf und den Hängen des Ibichdobels. Ihre Verbreitung wurde bei der geologischen Kartenaufnahme noch nicht berücksichtigt, läßt sich auch schwerlich kartographisch festhalten, da der ganze westliche Teil unseres Untersuchungsgebietes sehr arm an Aufschlüssen und heute schon stärker aufgeforstet ist als zur Zeit der geologischen Kartierung.

d) Kinzigitgneise.

Einen Sammelbegriff bildet die Bezeichnung „Kinzigitgneise“ Die in die Gneise eindringenden Granite haben einen allerdings nicht überall vorhandenen Kontaktsaum wechselnder Breite geschaffen. Es hat sich herausgestellt, daß von der Kontaktwirkung im wesentlichen nur Renghneise betroffen wurden, was man als Beweis für deren Sedimentcharakter im Gegensatz zu den eruptiven Schapbachgneisen ansieht. Die mannigfachsten Veränderungen, hauptsächlich Verquarzungen, Aufschmelzungen u. dgl. haben stattgefunden; alle so veränderten Gesteine faßt man unter dem Namen Kinzigitgneise zusammen. Ihr Verhalten ist im einzelnen sehr verschieden, allgemeine Leitlinien dafür lassen sich nicht aufstellen.

e) Amphibolite.

An vielen Stellen finden sich den Gneisen Amphibolite eingelagert. Sie liegen konkordant als wenig mächtige Linsen von geringer Längenausdehnung im Gneiskörper, zeigen aber selbst infolge ihrer außerordentlich dichten Ausbildung kaum Schieferung. Diese Tatsache macht sie zu sehr widerstandsfähigem Gestein im Verhältnis zu den sie umgebenden Gneisen, so daß sie sich fast immer als runde Kuppen, seltener als Felsen (DEECKE 1918, S. 18) im Gelände bemerkbar machen. Oft engen sie wie oberhalb des Kostgefäll im Haslach-Simonswälder Tal schmale Täler örtlich noch mehr ein. Nördlich des Gschasikopfes bilden mehrere Amphibolitlinsen Felsen von ca. 3—4 m Höhe; die Stufe über der Hannovermatte im oberen Haslach-Simonswälder Tal verdankt ihre Steilheit sicher auch nicht zuletzt dem dort den Bach querenden Amphibolitlager.

2. Die Granite.

Mit Ausnahme richtiger Deckenporphyre ist die ganze im Schwarzwald bekannte Altersfolge granitischen Magmas im Untersuchungsgebiet vertreten.

a) Der Granitit.

Den größten Teil des Untersuchungsgebietes nimmt das Triberger Granitmassiv ein, das nach Norden und Osten noch weit über die Untersuchungsgrenzen hinausgeht. Der Triberger Granit, auch Hauptgranit genannt, erweist sich seiner Zusammensetzung und seinem Verhalten nach als zu den älteren Graniten gehörig. Es handelt sich um den typischen Biotitgranit (Granitit), der im wesentlichen aus Quarz, Orthoklas und Biotit besteht. Oligoklas tritt stark zurück und ist meistens nur mikroskopisch vorhanden (HEBENSTREIT 1877, S. 26). Das grobe bis mittlere Korn, die gut kristallographisch begrenzten, tiefschwarzen Biotite, deren kurze sechseckige Säulchen leicht nach der Basis aufblättern, die bisweilen recht großen, weißen Orthoklase unterscheiden den Granit leicht von allen anderen Gesteinen. Er zeigt durchweg gleichmäßiges mittelgrobes Korn; porphyrische Ausbildung ist selten und tritt nur westlich des Gutachtals auf; auch wird sie nie so typisch wie im Nordschwarzwälder oder im Schluchsegranit.

An die typische Ausbildung des Granitits knüpfen sich eine ganze Anzahl charakteristischer Verwitterungsformen, die den anderen Graniten fehlen. Sie wurden seit langem als Charakteristika der Granitite (z. T. auch der Syenite) erkannt, und doch birgt ihre Entstehung eine Fülle von ungelösten, vielfach umstrittenen Problemen. Vergrusung, Blockverwitterung, Blockmeere und Felsburgen müssen deshalb im zweiten Teil der vorliegenden Untersuchung gesondert behandelt werden.

b) Miarolithgranit und feinkörnige Schlieren.

Petrographisch und morphologisch vom Granitit gut zu unterscheiden sind die Miarolithgranite und feinkörnigen Schlieren. Man erkennt sie daran, daß beide außer Biotit hellen, oft metallisch glänzenden lithionhaltigen Glimmer führen, der sich meist in unregelmäßigen Putzen, oft auch wunderhübschen Rosetten anordnet. Der Miarolithgranit hat seinen Namen von vielen ihn durchsetzenden Hohlräumen, die, wie sich bei den Tunnelbauten der Schwarzwaldbahn herausgestellt hat, recht große Dimensionen annehmen können. Örtlich kann der Miarolithgranit sehr grobkörnig, fast pegmatitisch werden; die Orthoklase haben fleischrote Farben und zeigen so schon von weitem durch das rötliche Aussehen des ganzen Gesteins, daß man es nicht mit dem gewöhnlichen Granitit zu tun hat. Als charakteristischer Übergemengteil tritt Pinit auf, der sich rostrot zersetzt und so dem Gestein, besonders nach dem Vorkommen am Viertelberg bei Schonach den bezeichnenden Namen Forellengranit gegeben hat.

Der Miarolithgranit zeigt alle Übergänge zum feinkörnigen Schlierengranit. Der letztere ist meist recht glimmerarm und geht in reine Aplite über, die den Granit in ganz feinen Gängen und Adern durchsetzen. Miarolith- und Schlierengranite haben keine scharfen Begrenzungen gegen den Biotitgranit; sie sind in die noch warme Masse des Hauptgranits als spätere saure Nachschübe eingedrungen (vgl. hierüber M. BRÄUHÄUSER & A. SAUER 1911 und S. v. BUBNOFF 1926). Die feinkörnigen aplitischen Varietäten zeigen eher richtige Gangformen, doch ist es nie zur Ausbildung eines Salbandes gekommen. Feinkörnige saure Schlieren und Gänge sind der Verwitterung gegenüber zwar widerstandsfähiger als der Normalgranit, andererseits aber viel stärker zerklüftet und zerfallen in eckige, scharfkantige Bruchstücke. Schmale Aplitgänge wittern an freien Felsblöcken oft heraus; wo dagegen in tiefgründigem Boden die chemische Verwitterung durch hinreichende Feuchtigkeit begünstigt ist, sind sie wie die Miarolithgranite meist genau so tief zersetzt wie der Granit. Die Unterschiede wirken sich stets stärker aus an steilen Hängen mit rascher Abtragung, wo scharfkantige Felsen und Blockhalden häufig auf der von normalem Granit abweichenden Ausbildung des Granits beruhen. Sehr schön kann man das an der linken Seite des oberen Elztales in der Gegend des Krummendobels und beim Kaltwasserdobel, noch besser im Gutachtal zwischen Triberg und der Mündung des Gremmelsbaches beobachten.

Sämtliche Granite vergrusen im allgemeinen sehr tief, die feineren Partikelchen werden ausgeschlämmt, und es bleibt ein lockerer, gut durchlüfteter, trocken warmer, aber etwas kalkarmer Boden zurück, der mehr seiner leichten Bearbeitung als seines Gehaltes wegen als „fruchtbar“ bezeichnet wird. Auf Südhängen, z. B. am Hohnen und am Storeck, kann er seiner Wasserdurchlässigkeit wegen an manchen Stellen so austrocknen, daß die Fichte durch die Kiefer verdrängt wird.

3. Die Verteilung von Gneis und Granit.

Das Triberger Granitmassiv hat schon früh die Geologen und Mineralogen angezogen. 1877 analysierte HEBENSTREIT (1877) den Granit, schon 1899 erschien Blatt Triberg der geologischen Spezialkarte von Baden (SAUER 1899). Auch später hat der Triberger Granit, vor allem in tektonischer Hinsicht, manche Bearbeitung erfahren. Eingehende Studien in dieser Richtung, die sich besonders auf genaue Feststellung und Deutung der herrschenden Kluftsysteme richteten, verdanken wir BUBNOFF (1926) und HEERMANN (1926).

Die Nordwestgrenze des Massivs verläuft genau im variskischen Streichen der Gneise. Im Westen, Südwesten und vor allem im Süden fällt der Granit relativ flach unter den Gneis ein, so daß er jeweils in den Tälern nach außen vorspringt. In besonders tiefen Tälern und südlich des eigentlichen Massivs sind überall gangförmige feinkörnige Apophysen des Granits an der heutigen Gneisoberfläche aufgeschlossen. Sehr unregelmäßig gestaltet sich die Grenze gegen Gneis im Süden und Südwesten, wo offenbar große Gneisschollen ganz flach auf Granit aufliegen. Die Granit-Gneisgrenze verläuft vom Brücklerain immer wenig nördlich des Kesselbergkammes bis zum Sommeraupäß, wo sie unter Buntsandstein verschwindet. Wie weit der Granit noch nach Osten reicht, wissen wir nicht, da er dort vollständig von mesozoischen Sedimenten überdeckt wird. Die nördliche Grenze des Massivs liegt weit außerhalb unseres Untersuchungsgebietes.

Westlich, südlich und südöstlich des Granits bildet die Gneishülle den Untergrund. Der weitaus größere Teil besteht aus Rench- bzw. Mischgneisen, die der größeren Simonswälder Masse (SCHNARRENBERGER 1908) angehören. Eine ziemlich geschlossene Schapbachgneismasse liegt nordwestlich des mittleren Elztales; konkordant in der Streichrichtung der Gneise liegen einzelne Schollen von Orthogneis am Gschasi-kopf. In steil aufgerichteter diskordanter Lagerung über fast schwebenden Renchgneisen bilden Orthogneise die Höhen des Tafelbühlkammes und die Hänge beiderseits des Haslach-Simonswälder Tales. Man nennt dies den Haslach-Simonswälder Gneiszug. Die tektonische Stellung der Orthogneise in variskischen Faltenbau des Mittelschwarzwaldes wurde von SCHNARRENBERGER (1908 und 1909) untersucht, spielt für unsere Fragestellung jedoch keine Rolle.

B. Die Ganggesteine.

Zwischen gangförmigen Schlieren im Granit und echten Ganggraniten in fremdem Nebengestein besteht weder ein petrographischer noch ein genereller scharfer Unterschied. Den feinkörnigen meist glimmerarmen Ganggraniten fehlt das Salband, ebenso den Granitporphyren mit körniger Grundmasse. Erst die Granophyre mit dichter Grundmasse, die den reinen Quarzporphyren der Deckenergüsse gleichen, zeigen deutliche Differenzierung gegen das Nebengestein. Von Granitporphyren zu Granophyren zeigen sich alle Übergänge, sie wurden deshalb auf der geologischen Spezialkarte nicht unterschieden.

Die Gänge scharen sich besonders in der Gegend von Oberkirnach und Nußbach und zwischen Schönwald und Schonach.

Die sauren Ganggesteine zerfallen in kleine scharfkantige Scherben, die ihres hohen Quarzgehaltes wegen gegen chemische Angriffe äußerst widerstandsfähig sind und lange im Boden erhalten bleiben. Trotz der meist geringen Mächtigkeit der Gänge sind sie der Landwirtschaft äußerst lästig, da sie den Boden mit unzähligen kleinen Gesteinstückchen durchsetzen und so langgestreckte „Steinrasseln“ (DEECKE 1918, S. 23) bilden. Ihre oft ziegelroten Blöcke sind in den steilen Dobeln im Renchgneisgebiet überaus auffallend; sie bilden dort fast die einzigen harten Blöcke, da der Renchgneis sehr schnell zerfällt.

Ganggesteine treten nichtsdestoweniger formbildend nur ausnahmsweise in Erscheinung, da ihre größere Widerstandsfähigkeit durch enge Zerklüftung mehr oder weniger aufgehoben wird. Man kann oft beobachten, daß im gleichen Aufschluß die Klüfte den Granit z. B. in einer Weite von ca. 1,50 m durchsetzen, im Ganggestein aber nur 20 cm Abstand haben (Fig. 1).

Am häufigsten wittern Granitporphyrgänge dort heraus, wo sie den leicht zersetzbaren Miarolithgranit durchsetzen. Auffällig ist die Tatsache, daß derartige Gänge immer nur oben auf scharfen Graten (z. B. auf dem Kamm zwischen Haslach-Simonswald und Ibich) oder in der Fallinie von steilen Hängen herauswittern. Im letzteren Fall bilden sie bisweilen steile Rippen in der Fallinie eines sonst einheitlichen Hanges oder kleine Nebenwasserscheiden. Dieses Verhalten, das mit dem Abtragungsmechanismus zusammenhängen muß und wohl einmal eingehenderer Untersuchungen wert wäre, läßt sich sehr schön auf der Westseite des oberen Elztales zwischen Kaltwasserdobel und Kostgrund und im Yachtal beobachten (vgl. hierzu die Abbildung bei DEECKE 1918, S. 25).

Sehr dichte Granophyre treten in einigen Tälern der Ostabdachung, im Rohrbachtal, auch im Schönenbachtal, einem linken Nebentälchen der obersten Gutach, als runde Buckel in Erscheinung, die wie Rundhöcker aussehen. Sie beschränken sich dort auf den untersten plötzlich steiler werdenden Teil des Hanges, von dem später noch zu sprechen sein wird (S. 148f.). Rundhöckerähnliche Hügel und Wälle bilden sie ferner in ganz auffallender Weise bei der Staude und am Föhrenbühl bei Lauterbach, wo die Auflagerungsfläche des Buntsandsteins als breite Denudationsterrasse erhalten ist (Abb. 3). Wahrscheinlich waren sie bereits Teile dieser Auflagerungsfläche. Derartige Riffe, die weit in den unteren Buntsandstein, ja bis ins Eck'sche Konglomerat, hineinreichen können, werden in der Literatur mehrfach erwähnt (STRIGEL 1922, S. 28). Das verschiedene morphologische Verhalten, das natürlich auch kar-

tierenden Geologen aufgefallen ist (THÜRACH 1901, S. 38), ist sicherlich z. T. auf petrographische Unterschiede zurückzuführen. Aus Mangel an Aufschlüssen und wegen der Tatsache, daß auf den geologischen Karten Granitporphyre und Granophyre nicht unterschieden werden konnten, läßt sich aber eine allgemeine Erklärung für deren morphologisches Verhalten nicht erbringen.

Andere Ganggesteine, Dioritporphyre und Lamprophyre, sind im Untersuchungsgebiet so selten, daß sie hier völlig übergangen werden können.

C. Das Deckgebirge.

1. Das Rotliegende.

Zwischen Grundgebirge und unterstem Deckgebirge sind die Reste einer oberkarbonischen Abtragungssfläche erhalten, die das Grundgebirge diskordant überzieht. Der Abtragungsschutt des Grundgebirges, das Rotliegende, liegt in breiten variskisch verlaufenden Mulden¹⁾, die sich aus den Resten des unteren Rotliegenden im Schwarzwald rekonstruieren lassen. Eine derartige Mulde muß quer durch den mittleren Schwarzwald etwa von St. Peter über die Hohe Steig, die Vorkommen am Brücklerain, die Kesselbergverwerfung und den Hohnen zum Schramberger Graben hin sich erstreckt haben (STRIGEL 1922, S. 33). Es handelt sich beim unteren Rotliegenden um grobe Arkosen und rote Letten, aufgearbeitetes Grundgebirgsmaterial, in dem sämtliche Komponenten noch als scharfkantiger Grus deutlich zu sehen sind. Je nach Ursprung entsteht daraus ein sandiger bis toniger Boden, der, da er etwas bindiger ist als der Granitgrus, stets einen sehr guten Ackerboden abgibt. Die glatten roten Ackerflächen zwischen den blockübersäten Wiesen auf Granitboden fallen landschaftlich sofort ins Auge.

Wo das Rotliegende nicht durch überlagernden Buntsandstein vor Abtragung geschützt ist, beruht seine Erhaltung im Mittelschwarzwald jeweils auf tektonischer Versenkung. Rotliegendeste finden sich dann meist in einem charakteristischen Gehängeknick (SCHNARRENBERGER 1909), der für ihr Auffinden längs einer Störungslinie direkt leitend sein kann. Das Unterrotliegende erlangt morphologische Wichtigkeit eigentlich nur dadurch, daß seine Reste uns ein Mittel in die Hand geben, Verlauf und Sprunghöhe der genannten Verwerfungen und damit auch die gegenwärtige Höhe der oberkarbonischen Penepplain zu bestimmen.

¹⁾ Über die permo-karbonische Spezialundation vgl. WILFARTH (1932.)

Das Mittelrotliegende ist andernorts im Schwarzwald gekennzeichnet durch Deckenporphyre, die aber im Untersuchungsgebiet fehlen. Als „rmt“ wurden auf der geologischen Spezialkarte lediglich Reste eines verkieselten Tuffs kartiert, der seine Entstehung der Kesselbergspalte verdankt. Über den mürben Arkosen des „ru“ bildet der verkieselte Tuff am Kesselberg eine deutliche Stufe. Das zweite Vorkommen beim Brücklerain, in größerer Entfernung vom Kesselberg, ist nur schwach verkieselt und tritt morphologisch nicht in Erscheinung.

Die Kesselbergspalte selbst ist von einer felsitähnlichen Quarzmasse mit klastischen Beimengungen und lückenfüllendem Baryt erfüllt, die außerordentlich hart und spröde ist. An dem scharfen muscheligen Bruch ist sie leicht von anderen Porphyren dichter Grundmasse zu unterscheiden. Die Spaltenausfüllung ragt als Quarzriff heute über die Umgebung hoch hinaus und bildet beiderseits des Nußbacher Hintertales am Heidensteinhof große Felsen, den Lägerfels und den Heidenstein. Die scharfen zackigen Formen und die trübrote Farbe unterscheiden die Felsen landschaftlich von allen anderen¹⁾.

Weiter nach Norden hört die Verquarzung auf, südlich des Kesselberges läßt sie sich zunächst noch als steiniger Ödlandstreifen, dann nur noch in der Überschüttung der Hänge mit Quarzschutt, nicht allzu weit verfolgen. Der Riffquarz selbst scheint zum Abbau mit einfachen Hilfsmitteln an manchen Stellen zu spröde zu sein; dagegen liefert der verkieselte Tuff in unmittelbarer Nähe der Hauptspalte ein ausgezeichnetes Schottermaterial, das in großen Steinbrüchen am Hirzwald abgebaut wird.

Das obere Rotliegende konnte nur an zwei ganz kleinen Stellen westlich des Windkapf und am Kräherkapf nachgewiesen werden; im Süden scheint es ganz zu fehlen. Morphologisch spielt es keine Rolle.

2. Der Buntsandstein.

Grundgebirge und Rotliegendes werden von einer zweiten, morphologisch sehr bedeutsamen Peneplain abgeschnitten, über der — Zechsteinschichten fehlen im ganzen Schwarzwald — die Schichten des Buntsandsteins folgen. Die einzelnen Unterabteilungen des Buntsandsteins nehmen im ganzen Schwarzwald von Norden nach Süden an Mächtigkeit rasch ab; unterer Buntsandstein fehlt im Untersuchungsgebiet schon vollständig, und auch die unteren Schichten des mittleren oder

¹⁾ Der badische Landesverein für Naturkunde und Naturschutz hat eine kleine Monographie des Heidensteines herausgegeben und schlägt in dankenswerter Weise vor, ihn unter Naturschutz zu stellen (LAIS 1926)

Hauptbuntsandsteins keilen noch innerhalb unseres Gebietes aus. Der Buntsandstein bildet über den Flächen des Grundgebirges eine markante Stufe, die sich nach Süden immer mehr verflacht und schließlich ganz undeutlich wird. Die einzelnen Horizonte zeigt die folgende Tabelle und Fig. 2¹⁾.

So	{ Plattensandsteine	Glimmerige, tonige Sandsteine mit Lettenschichten und Karneolbank.
	{ Kristallsandsteine	Obere geröllfreie, helle Sandsteine, verkieselt.
Sm	{ c ₂ Oberes oder Hauptkonglomerat	Sehr harte verkieselte Konglomerate und Sandsteine. Grundgebirgsgerölle vereinzelt, im S. häufiger. An der Basis bisweilen dünne Lettenschicht.
	{ Bausandsteine	Tiefgründige, mürbe Sandsteine.
	{ c ₁ Eck'sches Konglomerat	Weiche, mürbe Konglomerate mit Grundgebirgsgeröllern.
Su	fehlt	

Die Tabelle stellt die Verhältnisse am Nordrand des Blattes Triberg dar. Weiter nach Süden, besonders in der Gegend von St. Georgen tritt ein deutlicher Fazieswechsel ein, der das Aussehen und die Ausbildung der Buntsandsteinstufe, ganz abgesehen von der sehr rasch abnehmenden Mächtigkeit, maßgeblich beeinflusst. Die andernorts so wichtigen, zwischen beiden Konglomeraten liegenden Bausandsteine bilden nur eine dünne Zwischenschicht, sind bei St. Georgen in einer 2 m mächtigen geröllfreien Bank gerade noch erkennbar (SCHALCH 1907, S. 71) und keilen dann rasch ganz aus, so daß die beiden Konglomerate unmittelbar aufeinander zu liegen kommen.

Das ECK'sche Konglomerat enthält als Basiskonglomerat häufig Grundgebirgsgerölle; bisweilen hat es ganz arkoseartigen Charakter. Die Mächtigkeit nimmt nach Süden rasch ab, bei St. Georgen noch 6—8 m (SCHALCH 1907, S. 71), hat es am Kesselberg nur noch ganz untergeordnete Bedeutung. Gleichzeitig wird das Hauptkonglomerat, das im Norden fast nur Quarzgerölle mit wenigen Porphyren führt, immer reicher an Grundgebirgsgeröllern und dem unteren Konglomerat immer ähnlicher. Auf Blatt Furtwangen bereits hat sich eine Trennung der beiden Konglomerate nicht mehr durchführen lassen (SCHALCH & SAUER

¹⁾ Der Buntsandstein ist fast nirgends richtig aufgeschlossen; die wenigen in Fig. 2 eingetragenen Mächtigkeitszahlen beruhen auf Messungen von SCHALCH (1907) in den Steinbrüchen von St. Georgen und Angaben bei STRIGEL (1929); sie sind nur Annäherungswerte. Die mit „ca.“ versehenen Zahlen sind aus den geologischen Karten und Messungen auf dem benachbarten Blatt Königfeld-Niedereschach (SCHALCH 1907) interpoliert.

1903, S. 22; SCHALCH 1907, S. 72); das Hauptkonglomerat hat die Rolle des Basiskonglomerates übernommen. Gleichzeitig verliert es sehr an Härte.

Der obere Buntsandstein ist nirgends mehr in ganzer Mächtigkeit erhalten und tritt stets erst in einigem Abstand von der Stufentrauf auf.

Die Durchlässigkeit des Sandsteins macht ihn zu einem Wasserreservoir ersten Ranges. Wo der Buntsandstein dem undurchlässigen Grundgebirge aufliegt, befindet sich überall ein ausgeprägter Quellhorizont. Wo dieser im Osten noch einmal angeschnitten wird — und das ist fast überall der Fall — macht sich das schwache Einfallen der Schichten nach Osten stark bemerkbar. Der Quellhorizont ist im Osten ungleich stärker und entzieht der Westseite der Buntsandsteinhöhen sehr viel Wasser.

Die nicht verkieselten Partien des Sandsteins werden durch Lösung des Bindemittels sehr tiefgründig zersetzt und ausgeschlämmt. Die verkieselten Schichten, also das Hauptkonglomerat, sind chemisch wenig angreifbar. Sie zerfallen nach den Schichtflächen in große, bis 2 m lange Quadern, die oft noch ein Stück weit die darunter folgenden Grundgebirgshänge bedecken.

Die Sande bilden einen sauren, viel zu wenig bindigen Boden, der deshalb ein typisches Podsolprofil, auf den Höhen häufig mit Ortsteinbildung, zeigt. Überall sehen wir eine geschlossene Walddecke; erst im oberen Buntsandstein geben tonige Zwischenlagen dem Boden größere Bindigkeit, so daß spärlicher Ackerbau möglich ist.

Jüngere mesozoische und tertiäre Sedimente fehlen im Untersuchungsgebiet; die eiszeitlichen Ablagerungen werden in einem späteren Kapitel besprochen werden. Diluviale Lößlehme finden sich erst in den untersten Abschnitten der größeren Täler und wurden nicht mehr untersucht. Das Alluvium beschränkt sich auf sandig-lehmige Anschwemmungen, meist in den höchsten, flachen Talanfängen, und auf die Hochmoore, die ebenfalls in anderem Zusammenhang Erwähnung finden werden.

D. Die Tektonik.

Es ist nicht leicht, im einheitlichen Grundgebirge Verwerfungen zu erkennen und vor allem nicht, sie eindeutig zu beweisen. Wo nicht Verquarzung wie beim Kesselbergsprung oder abgesenkte, und so erhalten gebliebene Sedimentschollen klar eine Verwerfung anzeigen, ist man meist auf Vermutungen angewiesen. Von geologischer Seite wird häufig aus der auffallenden Geradlinigkeit mancher Täler auf tektonische

Zerrüttungszonen und aus dem an manchen Stellen auffälligen Absinken von Flächen längs einer geraden Linie auf Brüche geschlossen. Wie wenig gerade für die Talanlage im allgemeinen der tektonische Beweis geführt werden kann, haben die Untersuchungen G. WAGNER's (1929) im Murggebiet gezeigt und wird in einem späteren Kapitel, das dem Grundriß der Täler gewidmet sein soll, für unser Arbeitsfeld ebenfalls erwiesen werden. Was ein Verschieben von Flächen längs Verwerfungen anbetrifft, so wurde diese Tatsache sicherlich von Geographen in letzter Zeit viel zu wenig beachtet, und aus genetisch-einheitlichen, durch Brüche gegeneinander abgesetzten Flächen hat man Piedmonttreppen konstruiert. Es ist in diesem Fall immer äußerst schwierig, darüber eine Entscheidung zu fällen, da sich sämtliche Flüsse natürlich wie auf eine Piedmontfläche so, wenigstens vorübergehend, auch auf eine tektonisch abgesetzte Fläche einstellen müssen.

Da sowohl bei der Diskussion der vorhandenen Flächen als auch in dem Kapitel über die Talrichtungen noch im einzelnen auf die das Untersuchungsgebiet durchsetzenden Störungen eingegangen werden muß, möge an dieser Stelle ein Hinweis auf die geologische Karte (Taf. 9) genügen. Einige Beachtung verdient hier jedoch seiner Besonderheit wegen das mittlere Elztal, zumal es von mir keiner genaueren Untersuchung unterzogen wurde und deshalb im speziellen Teil dieser Arbeit nicht näher erwähnt werden wird.

Die gerade Linie des mittleren Elztales gilt als eine der wichtigsten Störungslinien des ganzen Schwarzwaldes. Die fast genaue Südwest-Nordost-Richtung des Elztales setzt sich im Gneis-Granit-Kontakt nach Nordosten fort und erweist damit ihre paläozoische Anlage (STRIGEL 1922, S. 30 und DEECKE 1918, S. 390). Da der Schweighausener Platte westlich des Elztales noch Buntsandsteinreste aufliegen, ist eine post-triadische Wiederbelebung sicher (DEECKE 1933, S. 156). Die ausgezeichnete Erhaltung der Flächen beiderseits des Sprunges macht eine relativ junge Wiederbelebung wahrscheinlich, nach DEECKE (1930, S. 111) postjurassisch, evtl. tertiär.

Daß die Absenkung von ca. 600 m nicht längs einer einzigen Linie stattfand, wurde schon von SCHNARRENBERGER (1909, S. 37) erwähnt; VAN WERVEKE (1925) sieht eine Parallelverwerfung in der „Sattelgeverwerfung“ etwa 2 km östlich des Elztales. Neuerdings hat WILSER (1933, S. 10) die eigentliche variskisch gerichtete Elztalverwerfung sehr unwahrscheinlich gemacht und ist geneigt, das Absenken der Flächen einem mehr rheinisch verlaufenden Sprung zuzuschreiben, der bei Elzsch spitzwinklig das Elztal schneidet. Tatsächlich scheinen die Flächen der Schweig-

hausener Platte südlich von Elzach über das Elztal überzugreifen. Hier müßte morphologische Spezialuntersuchung einsetzen, die vor allem auch eine Erklärung für die auffallende Geradlinigkeit des Elztales zu suchen hätte. Vielleicht läßt sich, worauf auch der auffallend asymmetrische Talquerschnitt hindeutet, z. T. das Streichen der Gneise dafür verantwortlich machen. Die diesbezüglichen Untersuchungen würden über den Rahmen vorliegender Arbeit hinausgehen; vorstehende Andeutungen mögen genügen.

III. Die Großformen des Mittelschwarzwaldes.

A. Die Hochflächen.

1. Die Ergebnisse früherer Arbeiten.

Einleitend wurde bereits der Hochflächencharakter des mittleren Schwarzwaldes als dessen Hauptmerkmal hervorgehoben. Hochflächen sind das landschaftlich und morphologisch wichtigste Erscheinungsmoment des Schwarzwaldes überhaupt; sie sind gleichzeitig dessen schwierigstes und umstrittenstes Problem (GRADMANN 1931 II, S. 57). Die Hochflächen des Schwarzwaldes sind als solche längst erkannt und wurden schon von den ersten kartierenden Geologen als Reste der Auflagerungsfläche des Buntsandsteins, also, analog den Flächen des Schichtstufenlandes, als Strukturflächen erklärt. Die Anhänger der Zyklustheorie sahen in den Hochflächen eine gehobene und wieder zerschnittene tertiäre Penepplain. Es ist das Verdienst W. PENCK's (1925), als erster nachdrücklichst darauf hingewiesen zu haben, daß man es im Schwarzwald nicht nur mit einem oder zwei Niveaus, sondern mit einer ganzen Anzahl von treppenförmig übereinanderliegenden Rumpfflächen zu tun hat. W. PENCK's posthum erschienene diesbezügliche Arbeit über den südlichen und mittleren Schwarzwald (1925) gibt einen kurzen Überblick und eine vorläufige Kartierung der vorhandenen Flächensysteme, die GELLERT (1931) auf den ganzen Schwarzwald ausdehnte.

W. PENCK (1925) unterscheidet im Schwarzwald sechs verschiedene Niveaus, von denen die beiden höchsten (V u. VI) auf das Feldberg- und Belchengebiet beschränkt sind. Auf seiner Karte der Piedmontflächen des südlichen Schwarzwaldes (W. PENCK 1925, S. 92) wird von W. PENCK der Hauptteil des Kammes Brend-Rohrhardsberg noch dem Niveau IV zugezählt, während die Höhen östlich und südlich davon dem weitverbreiteten Niveau III angehören, das noch auf den Buntsandstein übergreife. Die Kaiserebene und die benachbarten Höhen östlich des Simons-

wälder Tales gehören einer tieferen Fläche II an. In den Tagebuchaufzeichnungen, die W. PENCK's Arbeit angefügt sind, wird die Vermutung geäußert, daß bei Furtwangen das Niveau III nicht einheitlich sei, sondern sich wahrscheinlich aus zwei verschiedenen Niveaus zusammensetze (1925, S. 100). Soweit die Ergebnisse der PENCK'schen Kartierung.

GELLERT (1931, S. 20) bestätigt die drei im Mittelschwarzwald von PENCK aufgestellten Niveaus, die gegen den Albrand konvergieren sollen.

2. Die Unterscheidung und Kartierung der verschiedenen Niveausysteme.

Die bisherigen Kartierungsversuche richten sich mehrfach nur nach der Höhenlage und vereinigen Flächenstücke, die verschiedenen Systemen angehören. Man muß jedes einzelne Flächenstück genau abgehen, da alle Flächen stark verbogen sind. Auch GELLERT's umfassende Kartierung scheint wie die Ergebnisse W. PENCK's (vgl. SCHREFFER 1931, S. 7) z. T. auf Kartenstudium zu beruhen, was bei dem überaus großen von GELLERT untersuchten Gebiet gar nicht anders möglich war. Die Einzeluntersuchung muß aber zur Ergänzung und Korrektur dringend gefordert werden, damit die auf den rohen Rahmen aufgebauten Hypothesen eine Bestätigung finden können, ehe man weitere Folgerungen zieht. Die Karten 1:100000 erwiesen sich als Arbeitskarten für die genauen Untersuchungen im Gelände als vollkommen unbrauchbar. Als Arbeitsgrundlage können nur Karten 1:25000 dienen.

Man hat vielfach zur Unterscheidung verschieden alter Flächen die Böden herangezogen, die klimatisch verschiedene Ausbildung zeigen können (z. B. KIESLINGER 1927 IV). Bisweilen ist auf den Hochflächen des Mittelschwarzwaldes auffallende Rotfärbung des Bodens zu bemerken, die wohl nicht allein auf Rechnung des Ursprungsgesteins zu setzen ist (z. B. am Escheck bei Schönwald, am Fohrenbühl usw.). SCHNARRENBERGER (1906, S. 16) führt die Rotfärbung des Bodens bei St. Peter und St. Märgen darauf zurück, daß vor kurzem an den betreffenden Stellen noch Rotliegendes gelegen habe. Wo der rote Boden auftritt, sei er deshalb ein Beweis, daß die Hochfläche mit der Unterfläche des Rotliegenden identisch ist, eine Erklärung, die sich aber keineswegs überall anwenden läßt. Rote Bodenfärbung auf flachen Kämmen des Schwarzwaldes wird auch von HARRASSOWITZ (1929/30 IV, S. 229) erwähnt. Mit Recht erhebt HARRASSOWITZ die Forderung nach vorangehender gründlicher chemischer Untersuchung, ehe man dies zu weiteren Schlußfolgerungen, etwa auf verschiedene Klimaepochen zur

Zeit der Flächenentstehung, benutzt (1929/30 IV, S. 247). Auch PHILIPPSON (1931 II 2, S. 19) warnt dringend vor derartigen Folgerungen, da lokale Bedingungen (Gestein, Vegetation, Wasserzirkulation) leicht über regionale klimatische Faktoren dominieren können.

Man könnte für derartige Untersuchungen auch die größere Bodenmächtigkeit auf den älteren Flächen heranziehen, doch darf man dabei nicht außer acht lassen, daß die im Verhältnis zur Abtragung raschere chemische Verwitterung und Bodenbildung auf den höchsten und flachsten Formsystemen auch bei gleichzeitiger Entstehung dort eine viel größere Bodenmächtigkeit hervorrufen muß. Das tatsächliche Vorhandensein fossiler Böden wird bewiesen durch das Faktum, daß in vielen Fällen Grundmoräne eine ältere Verwitterungsschicht überdeckt (SCHREFFER 1931, S. 12).

Daß sich die einzelnen Niveaus auch durch verschieden ausgebildete Verwitterungszonen der Sulfdlagerstätten unterscheiden, hat die kleine Untersuchung von ALBIEZ (1933) gezeigt, der allerdings von umgekehrter Fragestellung ausging, indem er die GELLERT'schen Flächensysteme als gesichert voraussetzte. In unserem Untersuchungsgebiet fehlen Sulfdlagerstätten vollkommen; es ist jedoch durchaus denkbar, daß genaue Untersuchungen der Verwitterungszonen von Erzlagerstätten in Verbindung mit bodenkundlichen Forschungen in anderen Gebieten des Schwarzwaldes wesentlich zur Unterscheidung, vielleicht auch zur Erklärung der Bildungsweise und der Klimaverhältnisse einzelner Niveaus beitragen können. Jedenfalls hat die Untersuchung ALBIEZ' nun auch auf geologischem Wege bewiesen, daß man es tatsächlich mit mehreren, in verschiedenen Zeiten und unter verschiedenen klimatischen Verhältnissen entstandenen Niveaus zu tun hat. Sicher liegen hier für Mineralogen und Bodenkundler lohnende Aufgaben, die eine morphologische Flächenkartierung wirksam unterstützen und bestätigen könnten. Mangelnder Vorkenntnisse wegen war es mir jedoch nicht möglich, hierüber nähere Untersuchungen anzustellen.

Die Kartierung der Flächen geschah ausschließlich im Gelände. Die Abgrenzung der Flächenstücke gegeneinander ist gegeben durch die die Flächen trennenden Geländestufen. Außerdem unterscheiden sich die einzelnen Niveaus morphologisch.

Um Mißverständnisse zu vermeiden, und einen Anschluß an andere Gebiete zu erleichtern, wird hier die Bezeichnung der Flächen W PENCK's und GELLERT's (IV, III, II) übernommen. Diese drei Hauptniveaus haben sich durchaus bestätigt, so daß es berechtigt ist, dort, wo sich zwischen diesen Hauptniveaus noch andere Flächenreste zeigen, von

Zwischenniveaus zu sprechen. Ein prinzipieller Unterschied zwischen den Hauptniveaus IV, III und II und den ausgeschiedenen Zwischen-niveaus IV' und III' besteht jedoch keineswegs. Es ist durchaus denkbar, wenn auch unwahrscheinlich, daß eines der Zwischenniveaus in anderen Gebieten die Ausbildung eines Hauptniveaus erlangen könnte. Für die tieferen Reliefstadien, die nur als Eintiefungssysteme der Täler oder als schmale „Ecken“ ausgebildet sind, mußten neue Bezeichnungen gewählt werden. Die fortlaufende Buchstabenbezeichnung läuft von oben nach unten, da die Täler nicht bis an den Schwarzwaldrand verfolgt werden konnten und wahrscheinlich unterhalb weitere Stufen folgen.

3. Die Ergebnisse der Flächenkartierung¹⁾.

Die höchsten und breitesten Flächen, P IV, überziehen in fast vollkommener Geschlossenheit den ganzen Kamm Brend-Rohrhardsberg. Stellenweise ist der Kamm ganz eben wie nördlich der Martinskapelle, meist bildet er große, weite, flache Wellen. P IV senkt sich überall erstaunlich rasch nach Osten, wie ein Blick vom Brendturm nach Norden sofort zeigt. Der höchste Punkt, das Obereck (1180 m), zugleich der höchste des ganzen Untersuchungsgebietes überhaupt, liegt ganz im Westen und ist nur durch einen schmalen und etwas erniedrigten Sattel mit der eigentlichen Fläche verbunden. Das Absinken nach Osten ist an der Martinskapelle vom Roßbeck gegen den Brücklerain und vor allem auf dem Kamm vom Brend nach Osten deutlich zu verfolgen (vgl. die Profile 1 und 2, Taf. 6). Nach Norden senkt sich P IV von 1180 m beim Obereck über den Rohrhardsberg (1150 m) und tritt auf dem Gipfel des Gschasikopfes (1045 m) in seiner typisch flachen Form noch einmal auf. Daß es sich auf dem Gschasikopf tatsächlich um P IV handelt, beweist einerseits die Stufe zu der bis hierher verfolgten tieferen Fläche, das zeigt ferner sofort ein genaues Profil vom Obereck über den Rohrhardsberg nach dem Gschasi (Profil 6, Taf. 6). Zwischen Rohrhardsberg und Gschasikopf sitzen der tieferen Fläche nur noch runde Kuppen wechselnder Höhe, Restberge²⁾ des höheren Niveaus auf (Abb. 4). Längsprofil 2 (Taf. 6) läßt diese Verhältnisse deutlich erkennen. Östlich des Brücklerain tritt P IV wieder auf der Höhe des Zinswald als sehr breite

¹⁾ Vgl. hierzu die Karte der Reliefentwicklung (Taf. 10) und die Profile 1—6 (Taf. 6).

²⁾ Der von W. PENCK gebrauchte Ausdruck „Inselberg“ soll hier vermieden werden, da er in diesem Sinne der sonst üblichen Bedeutung des Wortes nicht entspricht. Auch „Zeugenberg“ hat eine andere, speziellere Bedeutung als Rest einer Schichtstufe.

Fläche auf und erstreckt sich von da südlich bis zum Escheck. Die Stufe zu P II ist hier, gerade nördlich der Paßhöhe, nur noch ganz niedrig; am Meisterberg und Spitzberg ist P IV gerade noch erkennbar, etwa am Föhrenbühl konvergiert es mit P III und ist von diesem nicht mehr zu trennen.

Östlich der oberen Elz sitzen auf dem Hauensteinkamm auf P III eine Anzahl von Restbergen der Fläche IV (Blindenhöhe, Gitschbühl, Viertelberg, Sturlekapf, Schänzle, Hauenstein).

Die Höhenzahlen für P IV sind folgende:

Obereck	1180 m	Zinswald .	1084 m
Rohrhardsberg	1155 m	Strube	1073 m
Rosseeck	1152 m	Meisterberg	1069 m
Brend	1149 m	Spitzberg	1053 m
Am Brücklerain	1106 m	Gschasikopf	1045 m
Restberge			
	Blindestein	1049 m	
	Blindenhöhe	1022 m	
	Viertelberg	1000 m	
	Schänzle	994 m	
	Hauenstein	968 m	

Längs des Rohrhardsbergkammes liegen einzelne flache Mulden (Moosschachen, Hirzmatte usw.), die vielleicht einem Zwischenniveau zugezählt werden könnten, das in Schultern nördlich und westlich des Rohrhardsberges, im Farnwald, am Ibichkopf, in Spuren auch am Gaisberg und Hohkopf erhalten ist. Es liegt durchschnittlich 30—50 m unterhalb P IV. Bei den geringen Höhenunterschieden zwischen den obersten Flächen ist es verständlich, daß nicht eine scharfe Zerschneidung der höheren Niveaus erfolgte, sondern daß lokale Zwischenniveaus wie IV' dabei leicht zur Ausbildung kamen. Ob es sich dabei nur um Zufälligkeiten handelt oder um selbständige, durch endogene Vorgänge bestimmte Niveaus, läßt sich nicht entscheiden.

Mit ganz flachen, maximal 15° steilen Hängen senkt sich die Hochfläche des Rohrhardsbergkammes (P IV) zu breiten Mulden, obersten Talböden der Fläche P III herunter. An der Sauermatte, an der Hirzmatte, beim Steinbühl und bei der Elzquelle liegen flache obere Talböden, die in ein oder mehreren Stufen zur Hochelz abfallen. Sie laufen in der Höhe genau auf die breite Fläche des Hauensteinkammes aus. Steht man an der Straße unterhalb der Elzquelle oder auf der Höhe am Brücklerain, kann man dies deutlich erkennen. Nördlich des Rohrhards-

berges hat P III etwas größere Ausdehnung, umsäumt aber auch hier überall nur die Kuppen der Restberge und ist durch die starke Rückwärtserosion von den tiefen Tälern der Yach und der oberen Elz her schon stark zerschnitten.

Vom Brücklerain aus zieht sich P III auf der Westseite des Katzensteigtals auf breiten Riedelflächen um den Brend herum bis zu den Flächen südlich des Brend bei Alte-Eck; die breiteste Ausdehnung erlangt die Fläche P III überall auf dem Hauensteinkamm. Sie läßt sich von der sie von P IV trennenden Stufe im Süden des Kammes, von der Weißenbacher Höhe an, nördlich verfolgen; sie überzieht dort den ganzen Kamm, ist rings um die Restberge stets deutlich zu sehen, erreicht am Herrenwälder Berg noch einmal große Breite und ist weiter nördlich nur noch in schmalen Leisten und Eckfluren (z. B. am Sturlekapf und am Hauenstein), aber noch deutlich zu erkennen. Auf den Kämmen beiderseits des Schonacher Tals ist die Fläche mehr in Kuppen aufgelöst und von den höheren Restbergen schwer zu trennen.

Die Restberge der höheren Fläche im südlichen Teil des Hauensteinkammes (Blindenhöhe, Gitschbühl, Viertelberg) liegen auffallenderweise fast alle etwas nach Osten auf die Seitenkämme verschoben (Fig. 3). Sie haben alle einen ganz flachen, von P III kaum zu trennenden Abfall nach Westen, aber eine deutliche Stufe nach Osten. Man kann diese Erscheinung dadurch erklären, daß z. Zt. der Fläche P III im Zuge des Elztal-Katzensteig schon eine Entwässerung stattgefunden hat, deren östliche Randhöhen aber weiter im Osten lagen als die heutige Wasserscheide zwischen Elz und Gutach. Die spätere Schiefstellung der Fläche erst hat ein stärkeres Einschneiden der nach Osten fließenden Gewässer bewirkt und so die Wasserscheide mehr nach Westen drängen können. Die zur Fläche P III gehörige Entwässerungsmulde im Talzug von Hochez und Katzensteig hatte ein Gefäll von Norden nach Süden. Aus Längsprofil 5 (Taf. 7) ist das Absinken der obersten Talböden von der Sauermatte an nach Süden deutlich zu erkennen. Die Wasserscheide zwischen Elz und Breg lag offenbar im Zuge Rohrhardsberg-Farnwald-Mühlebühl. In einem späteren, allerdings auch noch sehr frühen Stadium wurde diese „Urbreg“ zur Flußumkehr nach der Hochez gezwungen, der Brücklerain wurde zur Talwasserscheide. Farnwald und Mühlebühl sind also Reste einer älteren Wasserscheide. Die oberste Elz wird heute durch einen Hangkanal wieder zum Brücklerain hinübergeleitet, um dort einen kleinen Stauweiher zu speisen, dessen Abfluß nach Süden geht (WALTER 1912). So hat also der Mensch einen Teil des ursprünglichen Zustandes wieder herbeigeführt.

P III war demnach keine einheitliche Fläche mehr. P III setzt sich im westlichen und südwestlichen Teil aus breiten, flachen, zwischen die Reste von P IV eingesenkten Talmulden zusammen. Je weiter man von da nach Norden und Osten kommt, um so mehr bildet P III einheitliche Kammflächen, besonders schön auf dem Kesselbergkamm. Von der schwach ausgeprägten Stufe am Escheck (vgl. S. 119) aus überzieht das Niveau den Kamm in breiter Fläche nach Osten. P III sinkt bis zum Fohrenbühl noch schwach ab und steigt von da wieder ein wenig an zum Stöcklewald, wo der Buntsandstein einen die Fläche um 30 m überragenden Zeugenberg bildet (Abb. 5). Weniger markante, aber immer noch deutlich die Fläche überragende Schildbuckel bilden die Buntsandsteinzeugen des Gutenwalds und Kesselbergs. P III entspricht also an dieser Stelle der Auflagerungsfläche des Buntsandsteins und somit einer alten Strukturfläche. Je weiter man vom Kesselberg nach Osten wandert, um so mehr scheint die Fläche P III durch diese Strukturfläche ersetzt zu werden, denn vom Kesselberg an ostwärts erfolgt ein auffallend rasches Absinken der Fläche, bis sie am Mösle und Schlegelberg flach unter die Buntsandsteindecke einfällt. Auf die Verhältnisse vor der Buntsandsteinstufe wird noch zurückzukommen sein.

Die Höhenzahlen für P III sind folgende:

Sauermatte	1060 m	Am Hauenstein	930 m
Elzquelle	1040 m	Herrenwälder Berg	980 m
Alte-Eck	1060 m	Blinder See	1000 m
		Weißbacher Höhe	1020 m
Mühleberg	1023 m	Fohrenbühl	1037 m
Mosenberg	1002 m	Stöcklewald	1040 m
		Kesselberg	1000 m

Von P III aus wurde die höhere Fläche P IV zerstört. Auf dem westlichen Hauptkamm ist P III südlich des Brend als Fläche, weiter nördlich, wo P IV noch größere Ausdehnung besitzt, nur in alten Talböden erhalten. Die Zerstörung von P IV durch Oberflächenwasser findet an vielen Stellen heute kaum mehr statt, hat aber, wie Geröllfunde unter Mooren (vgl. S. 171) beweisen, während der jüngsten Eiszeit sicher noch größere Wirkungen gehabt. Auch scheint die Umbildung der Talanfänge durch Schnee und Eis während der Eiszeit (vgl. auch S. 201) bei der Aufzehrung der höheren Fläche noch ziemlich mitgeholfen zu haben. Heute ist nur an wenigen Stellen stärkere Quellerosion an der Zerstörung des höheren Niveaus beteiligt, soweit diese nicht von tieferen, steileren Reliefsystemen aus geschieht.

P III als oberstes flachstes Zertalungsstadium ist überall durch ausgedehnte Hochmoorbildung gekennzeichnet. Die Hochmoorbildung, begünstigt durch die überaus hohe Feuchtigkeit auf den hohen Kämmen und die dem Granit eigentümlichen Ausspülungsvorgänge (SAUER 1899, S. 10), hat wohl zum größten Teil ihren Grund in der Anlage überaus flacher Ost-West-Täler, denen später durch die Schiefstellung der Abfluß nach Westen verlegt wurde (Fig. 3). Die großen Hochmoore am Herrenwälder Berg und Wolfbauernhof und der Blindensee liegen alle westlich der damaligen Wasserscheide, d. h. westlich der Restbergzone (vgl. S. 120 und Fig. 3). Da die von dieser alten Wasserscheide nach Westen führenden flachen Täler nur sehr wenig Wasser führten und infolge des geringen Gefälls fast gar keine Erosionskraft besaßen, konnte die Schiefstellung durch die Erosion nicht kompensiert werden. Die Moore haben heute zwar ihren Abfluß nach Osten; aber diese Abflüsse nach Osten sind eng eingekerbt und offensichtlich jünger als die breiten flachen Moorwannen, die von den großen Hochmooren zur Elz hinziehen. Die Moore sind gewissermaßen von den durch die Schiefstellung immer mehr begünstigten West-Ost-Flüssen von Osten her angezapft worden. GÖHRINGER sieht daher (1925, S. 508) mit Recht in diesen flachen Wannan alte Täler, deren Verlauf und Ausdehnung heute allerdings nicht mehr zu bestimmen seien.

Glaziale Ausräumung der großen Hochmoorbecken oben auf der Hochfläche anzunehmen, ist vollkommen unnötig. Die Faktoren der Granitböden, das überaus „weiche“ Wasser, die geschilderten Vorgänge der Stauwirkung in den Tälern, die durch andere morphologische Tatsachen (Schiefstellung der Flächen, Restberge) gestützt wird, alle zusammen haben die Hochmoorbildung bewirkt. Ihre durch das Klima allein nicht zu erklärende Entstehung auf den Höhen des Schwarzwaldes wurde von jeher betont (SAUER 1899, S. 10; GRADMANN 1931 I, S. 63). An den beiden Beispielen des Blindensees und des Wolfbauernmoors zeigte SCHLENCKER (1908) den Vorgang der Hochmoorbildung. Seine Untersuchungen über die Fauna und Flora der beiden genannten Hochmoore hat ergeben, daß Seen hier nie bestanden haben; es hat sich stets nur um Moore gehandelt.

An anderen Stellen des Untersuchungsgebietes finden sich Hochmoore auch in einheitlichen Talzügen tieferer Reliefstadien. Dort sind glaziale Einflüsse wohl nicht ganz von der Hand zu weisen (vgl. dazu Kap. V, C, 1, S. 199).

Alle Hochmoore sind durch Drainage mehr oder weniger „verheidet“ (vgl. SUPAN 1930 II 2, S. 144). Moorkiefer (*pinus montana*)

und Moorbirke (*betula pubescens*) haben sich angesiedelt. In relativ kurzer Zeit wird wohl die Austrocknung solche Fortschritte gemacht haben, daß die im Vergleich zur Kiefer viel schneller wachsende Fichte die Herrschaft über die Moore gewinnt. In einigen Mooren hat der Mensch in das Landschaftsbild eingegriffen und läßt durch jährliches Mähen — die getrockneten Sphagneen finden als Stallstreu Verwendung — keinen Holzwuchs aufkommen. Nur wenige beim Mähen stehen gebliebene kleine Kiefern oder Fichten zeigen an, daß die Baumlosigkeit des Moores keine ursprüngliche ist.

Die braunen Moore verleihen der ganzen Landschaft gerade am Hauensteinkamm jene dem Mittelschwarzwald eigentümliche Melancholie. Erst wenn im Herbst die Moorbirken flammend gelb aufleuchten, und die Sphagneen tief dunkelrot werden, beleben sie die Landschaft durch freundlichere Farben.

In vielen Fällen sind zwischen P III und der nächst tieferen Fläche P II noch Reste eines Zwischenniveaus P III' zu sehen. Nirgends bildet P III' richtige Flächen; im allgemeinen findet sich an seiner Stelle nur ein flacheres Stück im Talverlauf kleinerer Nebentäler; in den Haupttälern — besonders charakteristisch im Gutachtal — ist es vielfach ganz unterdrückt. In kleinen seitlichen, typisch tellerförmigen, schwach vermoorten Gehängemulden und auf — man möchte fast sagen „zufälligen“ — Vorsprüngen ist das Zwischenniveau P III' gut zu sehen auf beiden Seiten des oberen Gutachtales, am Mühleberg und beim Bühl — das Dorf Schönwald liegt auf derselben Verflachung — ferner in den obersten Teilen des Schonacher Tales. Deutlicher ist P III' weiter nördlich am Hauensteinkamm, hier auch in schmalen Schultern (bei Lauben), entwickelt, (z. B. im Holz, am Laubeck und am Rensberg). Je größer der Höhenunterschied zwischen P II und P III, desto deutlicher ist P III'. Nach Osten verschwindet es vollkommen, während es am Rohrhardsberg, besonders im Haslach-Simonswälder Tal, als markante Tal-kante sehr deutlich ist (Abb. 6).

Das jüngste und am tiefsten liegende Reliefstadium, das im Untersuchungsgebiet noch flächenbildend vertreten ist, ist P II. Wirkliche Flächen bildet es eigentlich nur am Oberliemberg südöstlich Triberg. In breiten Schultern und Ecken ist es erhalten überall auf der Ostseite des Hauensteinkammes, bei Hinterhauenstein, am Futterwaldkopf und am Kroneck, ferner südlich des Schonacher Tales, am Wasserlewald, dann wieder rings um das Nußbacher Hintertal (an der Wanne, am Langen Lochen und auf der Südseite des Sommeraupasses bis gegen St. Georgen hin). Als flache Talböden, die sich in dasselbe Niveau einordnen, — die

920 m Stufe GÖHRINGER's (1925) — also als vollerhaltene Eintiefungsfolge im Sinne DIWALD's (1927/28, S. 1) ist P II sogar auf der Westabdachung im Haslach-Simonswälder Tal, an der Langmatte und dem Glasmattenbächlein, besonders schön in der großen Wanne der Hochelz und der Gutach mit ihren Nebenflüssen Weißenbach und Schwarzenbach, weniger schön im Schonacher Obertal und im Turntal erhalten. Der Talboden dieser Stufe ist überall auffallend scharf gegen die tiefere Kerbe abgegrenzt und setzt sich von diesen Stufen an häufig noch ein gutes Stück zunächst als Terrasse, dann als Talkante längs der Talhänge abwärts fort (Schonacher Obertal, Turntal, Hinter-Lauben usw.). In der Regel ist das P II Stadium eine flache Mulde, die über einer Stufe in ein tieferes Kerbtal plötzlich abbricht: z. B. an der ganzen Ostseite des Rohrhardsberg-Gschasikopf-Kammes und auf der Ostseite des Elztales. Etwas längere, meist leicht moorige Mulden haben die zur Gutach hinabführenden Täler am Hauensteinkamm, ebenso das Wittenbachtal, das Prisenttal, das Pappelntal und das Nußbacher Hintertal. In Andeutungen ist das P II-Stadium auch in einigen dellenartigen Mulden, obersten Talanfängen des Gremmelsbach- und Leutschenbachtals, erhalten. Über diese „Dellen“ wird im Zusammenhang mit der Aufdeckung der Auflagerungsfläche des Buntsandsteins noch zu sprechen sein. Als Talkante ist der Rand des P II-Niveaus sehr schön überall westlich des Elztales, auch im Haslach-Simonswälder Tal (hier überall durch kleine Felsen markiert) und beiderseits des Kolbenloches (Nieder- gieß) zu sehen.

Die ausgedehnten Flächen der Kaiserebene und der Hohen Steig werden von W. PENCK (1925, S. 92) und GELLERT (1931, S. 5) als zu P II gehörend kartiert. Ich halte das deshalb für unrichtig, weil diese Flächen stark nach Osten einfallen; sie müßten also ihre Entwässerung nach Osten gehabt haben. Das ist aber unmöglich, da im Osten überall ein viel höherer Kamm davorliegt. Man könnte zur Not an einen alten Talzug denken, der von seiner höchsten Stelle, beim Ecklehof auf der Kaiserebene, nach zwei Seiten — nach Süden über Simmelberg-St. Märgen, nach Norden über Hohe Steig durch das Tal der Wildgutach hinaus — entwässert wurde. Unverständlich ist dann aber einerseits diese eigenartige Entwässerungsrichtung und vor allem die Asymmetrie im Querprofil dieses Talzuges, der im Osten von einem hohen Steilabfall, der am Brend direkt zu P IV hinaufführt, begrenzt wird, während das Ansteigen der fraglichen Flächen nach Westen über das Wildgutachtal hinweg in einer Linie bis zum Kandel verfolgt werden kann. Dadurch erhält man vielmehr sofort im Gelände den Eindruck, daß diese Flächen

tektonisch zur Kandelscholle gehören, die, wie auch andere Anzeichen am Kandel zeigen (GELLERT 1931, S. 5), eine eigene Entwicklung mit Kippung nach Osten erfahren hat. Ein Absinken des östlichen Flügels längs einer rheinisch verlaufenden Linie am Ostrand des Brend zu irgendeiner Zeit wird durch Rotliegendeste auf der Hohen Steig erwiesen. Diese Verwerfung, die wahrscheinlich in der Fortsetzung der östlichen Begrenzung des Heidburggrabens (VAN WERVEKE 1925) und der eigenartigen Vorkommen von Rotliegendbruchstücken am Singlet im Yachtal (SCHNARRENBERGER 1909, S. 37) liegt, wird weiter südlich durch den großen Quarzgang am Obereck und einen kleineren im Oberronnenbachtal markiert. Über das relative Alter der Verwerfung und die genetische Zugehörigkeit der abgesenkten Flächen kann nur ein genaues Verfolgen dieser Verwerfung nach Süden und eine Flächenuntersuchung der Kandelscholle Auskunft geben. Jedenfalls bestätigt der morphologische Befund durchaus die Anschauungen SCHNARRENBERGER's (1906, S. 18) und STRIGEL's (1933, S. 226), die die Kaiserebene für ein tektonisches Senkungsfeld halten. DEECKE ist wohl der gleichen Ansicht, wenn er das Simonswälder Tal als Graben bezeichnet (DEECKE 1933, S. 233). Allerdings spricht die Ausbildung der Hochflächen nicht für einen relativ schmalen Graben, der im Simonswälder Tal seine westliche Begrenzung hat, sondern wie dargelegt für gemeinsame Schiefstellung der Kaiserebene mit der ganzen Kandelscholle.

Das P II-Niveau war schon nirgends mehr eine einheitliche Fläche; zwischen den breiten Tälern waren überall Reste der höheren Reliefstadien erhalten, die die Wasserscheiden zwischen Breg und Gutach, zwischen Elz und Gutach und zwischen der Elz und der Westabdachung darstellten. Da die Fläche P II somit schon ganz verschiedenen durch beträchtlich höhere Wasserscheiden getrennten Flußsystemen zugehört, sind einheitliche Höhenzahlen nicht zu erwarten. Allgemein läßt sich nur folgendes sagen: Das P II-Niveau senkt sich schwach von Westen nach Osten.

Haslach-Simonswälder Tal	950 m	Schonach-Gutach-Gebiet .	920 m
Hochelz	925 m	Sommeraupaß	910 m

Wo die Grenze des Gutach- und Brigachsystems lag, läßt sich aus den wenigen Resten des P II-Niveaus nicht mehr rekonstruieren. Jedenfalls müssen die Quelltäler der Brigach z. Zt. der Entwicklung der P II-Fläche weiter im Westen ihren Anfang genommen haben; sie endigen z. T. heute als Täler ohne Quellgebiet in flachen Einsattelungen der Wasserscheide (Sommeraupaß).

Bedeutend rascher und einheitlicher als nach Osten ist das Absinken von P II nach Norden, am Hauenstein bis zu 870 m, im Leutschenbachtal, weiter im Osten, sogar bis 840 m.

Der Höhenunterschied zwischen P III und P II, der am Rohrhardsberg noch 100 m beträgt, nimmt nach Osten stetig ab. Im Gutachtal beträgt er noch 90 m, im Prisentäl 80. Das rasche Einsinken von P III östlich des Stöcklewaldes macht P II nicht mit, so daß zwischen den beiden Niveaus am Sommeraupaß nur noch ein Höhenunterschied von ca. 30 m besteht. Längs der Langen Gasse wird er immer geringer und kurz vor St. Georgen scheinen die beiden Niveaus vollständig zu konvergieren. Auch nach Norden wird der Höhenunterschied viel geringer, er beträgt am Hauenstein noch etwa 40—50 m. Auch dort sinkt P III rasch ab (vgl. Profil I, Taf. 6).

Die Niveaus III' und P II sind westlich der Gutach überall gut zu verfolgen; Schwierigkeiten bereitet die Zuordnung östlich der Gutach. Es ist nicht ausgeschlossen, daß man es im Bereich des Nußbacher Vorder- und Hintertales und des Hohnen mit einem tektonischen Senkungsfeld zu tun hat (vgl. hierzu Kap. B 1, S. 136), von dem aus die höheren, umrandenden Niveaus weitgehend zerstört worden sind. Der Hohnen trägt keine wirklich ebene Fläche, sondern besteht aus mehreren einzelnen Kuppen, die, wenn sie nicht selbst schon durch tektonische Versenkung erklärt werden müssen, aus P II erniedrigt worden sind. Die Hänge fallen am Hohnen und im Gebiet des Gremmelsbach- und Leutschenbachtals breit flächenhaft und fast ganz gleichmäßig gegen die Täler des Nußbaches, der Gutach, des Gremmelsbaches und des Leutschenbaches ab. Auf den Riedeln zwischen den Tälern sind die Niveaus nicht zu trennen, wohl aber in den Tälern selbst. Diese überaus auffallenden schrägen Flächen lassen sich wohl nur durch eine gleichmäßige Entwässerung der Gutach und ihrer Nebenflüsse erklären, auf die sie sich während längerer Hebungspause oder Hebungsverzögerung einstellten. Als Strukturflächen, als Auflagerungsfläche des Rotliegenden, lassen sie sich trotz des kleinen „ru“-Restes auf dem Hohnen nicht deuten, denn sie fallen vom Hohnen nach allen Seiten ein und haben auf der anderen Seite des Gremmelsbachtals entgegengesetztes Einfallen, ebenfalls zum Tale hin. Ein Rätsel bleibt allerdings die Frage, warum die Stufen gerade auf den Riedeln verwischt sind, nicht aber erst recht in den Tälern.

Die Schweighausener Platte nordwestlich des mittleren Elztales zeigt besonders in ihrem westlichen Teil weite Rumpfflächen in der gleichen schönen Ausbildung wie auf den Höhen des Rohrhardsberges.

GELLERT (1931, S. 14/15) schreibt die Entstehung dieser Flächen einer besonderen Aufwölbung der Schweighausener Platte mit dem Hünersedel als Wölbungszentrum zu. Trotzdem zählt er diese Flächen einer Flächentreppe zu, die die ganze Rheintalseite des Schwarzwaldes begleitet. GELLERT unterscheidet zwei von verschiedenen Erosionsbasen (Rhein und Donau) aus gebildete Flächentreppe; durch die verschiedene Höhe des Vorfluters seien gleichzeitig Flächen in ganz verschiedener Höhe entstanden. Die Höhenunterschiede dabei sind aber m. E. so groß, daß es nicht ganz verständlich ist, warum nicht zum mindesten von der rheinischen Seite her die Abtragung dann in Form linearer Erosion erfolgte, warum eine Hebungspause, die andernorts schmale Leisten oder gar keine Marken hinterlassen hat, hier eine weite, flächenhaft in den Gebirgskörper eingreifende Bucht erzeugt haben soll. Derartig gleichmäßig ausgedehnte Flächen haben nur die ältesten Hebungsstadien, nicht aber die jüngeren hinterlassen. Es ist jedenfalls sehr gewagt, auf der stark zerstückelten, vollkommen zerschnittenen und sicher auch heute noch in keineswegs gleichmäßigen Bewegungen befindlichen Westabdachung des Schwarzwaldes durchgehende Niveaus zu konstruieren. Die Flächen des Hünersedelgebietes (Schweighausener Platte) sind m. E. gleichzeitig mit den Mittelschwarzwaldhochflächen entstanden und erst nachträglich längs einer rheinisch verlaufenden, das Elztal bei Elzach spitzwinklig schneidenden Verwerfung abgesenkt (vgl. S. 114). Postpermische Absenkung wird ja durch die Buntsandsteinzeugen bei der Heidburg bewiesen. Der morphologisch deutlich sichtbare Heidburggraben kann nicht allein durch Ausräumung weicheren Gesteins erklärt werden. Die steilen Buntsandsteinkegel an der Heidburg beweisen eher, daß der Buntsandstein widerstandsfähiger ist als die Gneise. Somit erweist sich auch der Heidburggraben als jünger als die Flächenbildung — warum nicht auch die Trennungsfuge zwischen Schweighausener Platte und Rohrhardsbergmassiv, die wahrscheinlich überhaupt mit dem östlichen Rand des Heidburggrabens zusammenfällt?

Zusammenfassung: Die Untersuchung der Hochflächen im Bereich des kristallinen Grundgebirges hat somit mehrere, durch Geländestufen voneinander getrennte Rumpfflächen ergeben, von denen die tiefere Fläche jeweils in Talböden in die höhere eingreift. Die Begrenzungen der Flächenstücke fallen nur selten mit tektonischen Linien zusammen; ebensowenig können Gesteinsbedingtheiten dafür verantwortlich gemacht werden. Die Flächenstücke sind also keineswegs überall Teile einer wiederaufgedeckten permischen Rumpffläche im Sinne STRIGEL'S (1922, zuletzt 1933) und HETTNER'S (1924). Auch wenn man zwei, oder

mit DEECKE (1933, S. 194) sogar drei derartige Strukturflächen annehmen will, läßt sich so nicht das Ineinandergreifen der Flächen in breiten Talböden erklären.

Wir haben es mit echten Skulpturflächen zu tun. Die Hauptniveaus entsprechen in ihren großen Zügen durchaus den Niveaus W. PENCK's und GELLERT's, wenn auch im einzelnen manche Korrekturen anzubringen waren. Während SCHREFFER (1931) im südwestlichen Schwarzwald zwar im wesentlichen dieselben Flächen wie W. PENCK, aber im Gegensatz zu W. PENCK deren Niveaubeständigkeit konstatierte, hat sich im Mittelschwarzwald gewölbartige Verbiegung der Flächen überall nachweisen lassen. P IV konvergiert mit P III längs einer meridionalen etwa im Verlauf des Gutachtales liegenden Linie; der Höhenunterschied zwischen P III und P II wird ebenfalls ostwärts immer geringer und etwa 7 km östlich der Konvergenz P IV/P III konvergiert auch P III mit P II. Das rasche Einsinken von P III an dieser Stelle ist vielleicht z. T. durch die Einpassung von P III in die Auflagerungsfläche des Buntsandsteins bedingt.

Konzentrische Anlage um ein Hebungszentrum herum zeigt das Untersuchungsgebiet nicht, da der Gewölbescheitel und der ganze westliche Flügel offenbar fehlen. Genaue Kenntnis der tektonischen Sonderentwicklung von Kandelgebiet und Schweighausener Platte, d. h. die Möglichkeit, die Verwerfungs- und Kippungsbeträge gewissermaßen theoretisch rückgängig machen zu können, wäre die Voraussetzung für eine Untersuchung, ob Gewölbescheitel und westlicher Flügel im Kandel- und Hünersedelgebiet zu suchen sind, oder ob die Anlage der Flächen-treppe nur eine einseitige ist, wie es theoretisch durchaus möglich ist (SPREITZER 1932, S. 333).

4. Das Verhältnis zwischen Rumpfflächen und Schichtstufenlandschaft.

a) Buntsandsteinstufe und Buntsandsteinhochflächen.

Ganz besondere Aufmerksamkeit widmete ich dem Verhältnis zwischen den im kristallinen Grundgebirge festgestellten Rumpfflächen und den Hochflächen auf den Buntsandsteinhöhen, der Buntsandsteinstufe und der davorliegenden Denudationsterrasse; galt es doch, auf kleinem Raume, gerade dort, wo bei St. Georgen die Buntsandsteinstufe scheinbar auskeilt, einmal aufs Exakteste die vielumstrittene Frage zu untersuchen, ob die Rumpfflächen des kristallinen Grundgebirges auf das Stufenland übergreifen und die dort vorhandenen, die Schichten

schneidenden Flächen ebenfalls als Skulpturflächen zu deuten sind, die mit der Schwarzwaldaufwölbung in unmittelbarem ursächlichem Zusammenhang stehen.

In der Schichtstufe findet die in der Stufenlandschaft verwirklichte Anpassung der Oberflächenform an das Gestein ihren stärksten morphologischen Ausdruck. Im Herbst des Jahres 1932 habe ich auf mehreren Wanderungen im Nordschwarzwald die von SCHMITTHENNER (1913) sorgfältig untersuchten und beschriebenen Vorgänge, die zur Ausbildung der Buntsandsteinstufe und der an der Auflagerungsfläche erscheinenden Denudationsterrasse führen, kennen gelernt und bin etwa vom Renchtal an der Buntsandsteinstufe südwärts bis in den Mittelschwarzwald gefolgt. Dabei zeigte sich folgendes: Überall wo im Osten des Grundgebirge noch einmal angeschnitten ist, haben die dadurch von der eigentlichen Buntsandsteinhochfläche abgetrennten Inseln oder Halbinseln nach Osten eine steile, markante Stufe mit scharfem oberem Rand, nach Westen dagegen einen stark konvex zugerundeten, viel flacheren Stufenabfall ohne ausgeprägte Oberkante (Fig. 4).

Von einer scharfen Stufentrauf kann man überhaupt nicht sprechen; ja man kann nicht einmal ein sicheres Urteil darüber abgeben, ob die Trauf durch das Hauptkonglomerat oder durch die darüber folgenden Kristallsandsteine gebildet wird (Fig. 5).

Die Hänge der Buntsandsteinstufe sind fast überall von großen Blöcken, meist sehr harten Stücken des Hauptkonglomerats, in mehr oder weniger lockerer Streu bedeckt. Aber nirgends läßt sich heute ein Zerlegen in derartige Blöcke durch aktive Unterminierung beobachten. Wald bedeckt überall die Buntsandsteinhänge und schwächt alle Faktoren der mechanischen Verwitterung so stark ab, daß selbst bei den Sandsteinen die chemische Verwitterung durch Lösung des Bindemittels heute überwiegt. Von unten her sind die Blöcke vollkommen mürbe, der Sand läßt sich mit der Hand abreiben¹⁾. Auf der feuchteren Nordseite scheinen die meisten Blöcke überhaupt schon zerstört zu sein. Nur die herausgespülten weißen Quarzgerölle lassen sich noch weit hinab auf Wegen und auf dem Waldboden verfolgen. Sehr schön kann man diese Beobachtung rings um den Stöcklewald machen, dessen Südhang augenblicklich durch einen Kahlschlag wieder freigelegt ist. Wenige hundert Meter südöstlich des Stöcklewaldturms zeigt ein mehrere Meter tiefer Aufschluß, daß unter der Schicht, in der die harten Blöcke „schwimmen“,

¹⁾ Die gleiche Beobachtung machte an anderen Stellen K. MADER (1927/28, S. 41).

vollständig blockfreier, bis in mehrere Meter Tiefe vollkommen zersetzter Sandstein folgt, in dem das kieselige Bindemittel fast ganz verschwunden ist. Die gleiche Beobachtung kann man überall an den nach Westen weisenden Hängen der Buntsandsteinhöhen und rings um die Zeugenberge machen. Die Wege sind mit der Zeit zu tiefen Hohlwegen geworden — z. B. an der Hochwälder Höhe und bei der Brunnholzer Höhe. Stärkere Regen verwandeln diese Hohlwege in Bäche, die den lockeren Sand in Massen abwärts schwemmen. Die an der Oberfläche liegenden Blöcke müssen also Zeugen entweder einer Zeit mit vollständig anderem Klima oder mindestens eines anderen Abtragungsmechanismus sein. Die Blöcke sind an der Oberfläche vor Zerstörung weitgehend bewahrt. An sehr steilen, nach Osten weisenden Talhängen, wo wegen der Schiefstellung des Wasserstauers, der Auflagerungsfläche, viel stärkere Quellen zu finden sind, findet örtlich wohl noch eine aktive Zerlegung der Sandsteinbänke in Blöcke durch energische Quellerosion statt, nirgends aber an der Westseite. Hier und rings um die Zeugenberge sind gerade die Vorgänge, die eine Stufe steil erhalten, nämlich die gewissermaßen „indirekte“ Abtragung der hangenden harten Schicht durch das Nachbrechen über der viel schneller abgetragenen liegenden weichen Schicht, unwirksam; die Zermürbung der Stufentrauf geschieht rascher als die Abtragung, — erstere ist klimatisch und durch die Vegetation begünstigt, letztere infolge Fehlens rückwärts erodierender Quellen fast lahmgelegt. Die Buntsandsteinstufe weicht nicht mehr als solche nach Osten zurück, sondern flacht sich immer mehr ab. Die Inselberge bilden darum auch keine steilen Kegel, sondern nur noch flache Schildbuckel. Die Zerstörung der Buntsandsteinhöhen geschieht im wesentlichen von hinten, wie es auch der Grundriß der Buntsandsteinreste bei einem Blick auf die geologische Karte sofort zeigt.

Obwohl die Buntsandsteinstufe immer mehr verflacht wird, so ist sie doch, besonders im Gegensatz zu der davorliegenden Denudationsterrasse noch deutlich als Stufe erhalten. Vom Mosenwald auf Blatt Hornberg bis zur Hochwälder Höhe in der Gegend von St. Georgen ist die Stufe als weithin sichtbare zweite Etage der Landschaft zu sehen. An nach Osten weisenden Talhängen ist sie auch weiter südlich über der Denudationsterrasse noch überall sehr deutlich (im Bösingers Winkel, beim Weierhaus usw.); an der „Vorderseite“, der Westseite, aber macht südlich der Brigach ihr Erkennen Mühe. Man muß sie im einzelnen abschreiten; dann erkennt man — besonders als Skiläufer — überall das allerdings sehr flache Wiederansteigen des Geländes nach Osten (Fig. 6).

Eine „markante“ Stufe allerdings bildet der Buntsandstein südlich St. Georgen nicht mehr. Die Stufe ist so verflacht, daß man sie wirklich eher einer die Schichten schneidenden Rumpffläche vergleichen könnte als einer Schichtstufe. Eine einheitliche Fläche bildet sie aber weder mit der davor liegenden Grundgebirgsfläche noch mit der Buntsandsteinhochfläche. Wollte man, den Stufenhang als sekundäre Erscheinung erklärend, aus der davor liegenden Grundgebirgsfläche und der Buntsandsteinhochfläche eine einheitliche Fläche konstruieren, so müßte man davon unbedingt die ihre Umgebung überragenden Zeugenberge¹⁾ ausnehmen und sie einem höheren Niveau zurechnen (Fig. 6). Dieses höhere Niveau könnte nicht P IV sein, denn die Konvergenz IV/III ist schon bedeutend weiter westlich erfolgt. Aus demselben Grunde kann es auch keine noch höhere Fläche sein, denn deren Reste könnte man, wenn man nicht zu sehr unwahrscheinlichen Vorstellungen seine Zuflucht nehmen will, nur westlich dieser Konvergenz suchen, und höhere Niveaus sind auch dort im Untersuchungsgebiet, wie im ganzen Mittelschwarzwald überhaupt nirgends erhalten. Ebenso müßte man dann die Buntsandsteinhochfläche südlich und nördlich des Brigachtales zwei verschiedenen Niveaus zuzählen, denn nördlich der Brigach ist die Trennung der Buntsandsteinhochfläche von der gleichen Grundgebirgsfläche durch die Stufe überall sehr deutlich. Ein Blick von Nord nach Süd oder umgekehrt über die Hochfläche hinweg zeigt aber, daß die Buntsandsteinhöhen nördlich und südlich der Brigach ein einheitliches Niveau bilden. Blickt man von der Straße, die vom Kesselberg zum Mösle führt, gegen die Hochwälder Höhe, so sieht man deutlich, wie die Grundgebirgshochfläche vom Kesselberg über die Lange Gasse in einer Linie liegt mit der Denudationsterrasse an der Unterkante des Buntsandsteins (Fig. 7).

Einen absoluten Gegenbeweis gegen die Annahme, daß Buntsandsteinhochflächen und Grundgebirgsflächen einander entsprechen könnten, sehe ich auch darin, daß die Höhenunterschiede aller Rumpftreppenflächen nach Norden geringer werden, der Unterschied zwischen der Buntsandsteinhochfläche und der nächst tieferen Fläche aber umgekehrt immer größer wird, und zwar genau in Parallele mit der Zunahme der Buntsandsteinmächtigkeit, während er im Süden fast ganz verschwindet.

Die im Vorigen auseinandergesetzten Gründe lassen ein Übergreifen der Rumpfflächen auf den Buntsandstein unmöglich erscheinen und

¹⁾ Auch in den Vogesen liegen vor der Côte gréseuse markante Zeugenberge (SITTIG 1932).

werfen die Frage auf, ob im südlichen Teil des mittleren Schwarzwaldes die Ausbildung einer Stufe auf Grund der Gesteinsverhältnisse überhaupt möglich ist.

Die Stufenhöhe ist, wie SCHEU schon 1909 (S. 369) feststellte und GRADMANN (1919, S. 131 und 1931 I, S. 26) immer wieder betonte, vor allem von der Mächtigkeit der darunter liegenden weichen Schicht abhängig, eine Tatsache, die heute auch von Geologen als richtig anerkannt wird (CHRISTA 1924, S. 31—35). Wie im Kapitel über die Gesteinsverhältnisse (S. 112 ff.) erwähnt wurde, keilen aber die Bausandsteine bereits bei St. Georgen und das ebenfalls „weiche“ ECK'sche Konglomerat wenig weiter südlich aus. Liegen aber harte auf harten Schichten, so ist nach GRADMANN Stufenbildung nicht mehr möglich; die Schichten müssen „ganz allmählich auskeilen“ (GRADMANN 1919, S. 130).

Wenn also W. PENCK (1925, S. 94) sagt, der Buntsandstein bilde „weiter südlich keine Stufe mehr, wiewohl der obere Konglomerathorizont des mittleren Buntsandsteins, der Stufenbildner im Norden, hier ebensowohl entwickelt“ sei, ist dies insofern irrig, als das Hauptkonglomerat allein nicht für die Stufenbildung verantwortlich gemacht werden kann. Dazu kommt, daß bei St. Georgen mit dem Verschwinden der unteren Schichten des mittleren Buntsandsteins ein rascher Fazieswechsel des Hauptkonglomerats eintritt (vgl. S. 112). Einheitliche Ausbildung ist südlich St. Georgen überhaupt nicht mehr zu finden, denn das Hauptkonglomerat liegt direkt der permischen Festebene auf, deren kleine Unebenheiten offenbar auf kleinstem Raume schon fazielle Unterschiede bedingt haben. Charakteristisch ist die oft in ganz geringer Entfernung sich ändernde Gerölldichte und Geröllgröße, sowie die wechselnde Beschaffenheit und Härte des Bindemittels. Am Gutenwald oder Kesselberg z. B. kann man die Beobachtung machen, daß die gleiche Schicht an einer Stelle so hart verkieselt ist, daß bei der Bearbeitung eher die Quarzgerölle zerspringen als der Sandstein, während man wenige Meter weiter die Gerölle ohne weiteres mit dem Hammer herauskratzen kann.

Wenn man dazu bedenkt, daß die ganze Buntsandsteinfolge auf Blatt Furtwangen kaum mehr als 20 m Mächtigkeit hat, so ist das Verschwinden der Stufe sehr wohl erklärlich. Mit Recht macht daher G. WAGNER (1927, S. 367) W. PENCK den Vorwurf, die Mächtigkeit der stufenbildenden Schicht außer acht gelassen zu haben.

Zusammenfassung: Im Bereich des Untersuchungsgebietes läßt sich die Buntsandsteinstufe als solche überall feststellen. Die Formen lassen sich weder als sekundäre Anpassung ans Gestein, noch durch ein „Unter-

drücken“ von Flächen längs der Buntsandsteinstufe im Sinne GELLERT's (1931, S. 16) erklären. Ein Übergreifen der Rumpfflächen des kristallinen Grundgebirges auf die mesozoischen Deckschichten wird von SCHMITT-HENNER (1930, S. 104ff.), GRADMANN (1931 II, S. 59) und vor allem G. WAGNER (1927, S. 366/67) abgelehnt und muß auch für den Bereich des Untersuchungsgebiets vom Verfasser aufs schärfste zurückgewiesen werden. Die Buntsandsteinhochfläche ist unmittelbar von Mächtigkeit und Ausbildung der Buntsandsteinschichten abhängig und läßt sich nur als echte Schichtstufenfläche erklären.

b) Die wiederaufgedeckte Auflagerungsfläche des Buntsandsteins.

Die Verbindung zwischen kristallinem Schwarzwald und Schichtstufenland stellt die unter dem Buntsandstein wieder hervortretende Auflagerungsfläche her. Sie ist als breite, das Grundgebirge überziehende Fläche im sichtbaren Zusammenhang mit der Auflagerungsfläche unter dem Buntsandstein besonders ausgesprochen auf Blatt Hornberg in der Umgebung des Mosenwaldes und des Lautertales entwickelt. Breit flächenhaft ist sie dann wieder zwischen den obersten Talanfängen des Leutschenbaches, des Gremmelsbaches und der Schiltach, um den Obertenwald und am Hochwald, ebenso vor allem auf dem Kamm zwischen Kesselberg und Mösle und am Schlegelberg ausgebildet (vgl. Taf. 10). Am Kesselbergkamm zeigte sich der Übergang der Skulpturfläche P III in diese Strukturfläche. Ihre Verfolgung längs des östlichen Hauptkamms, die Verfolgung der tieferen Niveaus und Profilzeichnungen (Taf. 6) zeigen auch im Norden die Identität dieser Flächen mit P III. In den Tälern, die weiter im Osten das Grundgebirge noch einmal anschneiden, also in denen der Brigach, Kirnach und Schiltach, befindet sich in Höhe der Auflagerungsfläche am Talhang nur eine mehr oder weniger geneigte Leiste, die allen Tälern ein sehr charakteristisches doppelt-konvexes Querprofil verleiht (Abb. 9), und nur im Winkel zwischen zwei Tälern zeigt sich eine einigermaßen ebene Terrasse (vgl. die Karte der Reliefentwicklung, Taf. 10).

Überall ist diese Terrasse der starken und häufigen Quellen wegen eine ausgesprochene Siedelungsterrasse. Der größte Teil der Stadt St. Georgen ist auf ihr erbaut.

Unterdrückt wird die Denudationsterrasse im Hintergrund von Tälern, wo durch lebhafte rückschreitende Erosion im Grundgebirge die Buntsandsteinstufe direkt von unten her unterschritten wird. Das ist der starken Quellen wegen an der Ostseite der Buntsandsteinhöhen recht häufig der Fall.

Die Vorgänge, die die Auflagerungsfläche wieder freilegen, können nur so lange wirken, als die Denudationsterrasse genügend Neigung gegen die Täler hin behält, daß der Detritus der Abtragung fortgeführt werden kann. Wie aber soll man sich die Entstehung derartig breiter Flächen vorstellen, wie sie oben geschildert wurden?

SCHMITTHENNER sieht die Vorgänge, die zu einer derartig flächenhaften Wiederaufdeckung der Auflagerungsfläche führen können, wie bei der Bildung von Landterrassen in der Dellenbildung. Die Auflagerungsfläche sei nicht unversehrt wieder aufgedeckt worden, sondern kleine Mulden („Dellen“) durchzögen sie überall. Sie sind nach SCHMITTHENNER (1925/26) Gebilde, die durch Zusammenwirkung von „rinnendem Wasser“, Kriechen und Ausspülung entstanden seien; diese Vorgänge arbeiten heute noch an der Tieferlegung der Dellen. Die Erklärung der Dellen als Reste alter Täler lehnt SCHMITTHENNER ausdrücklich ab, denn dann müßten sie einem einheitlichen Niveau angehören, wenn sie nicht sowieso gleichsinnig in ein Tal übergehen.

Auf der Ostseite der Buntsandsteinhöhen führt jede Mulde ständig Wasser, und jede Mulde geht gleichsinnig in ein Tal über; periodisch trockene Dellen im Sinne SCHMITTHENNER's sind hier nirgends festzustellen. Nicht so auf den weiten Flächen westlich der Buntsandsteinstufe. Trockene, bzw. periodisch trockene Dellenformen sind dort recht häufig, aber sie haben sich sämtlich mühelos in ein Eintiefungsstadium (II) einordnen lassen (vgl. Taf. 10); eine Erklärung dieser Formen als Reste einer älteren Talanlage ist also durchaus denkbar. Diese obersten Talanfänge wurden trocken, als die Tiefenerosion weiter im Osten das Grundgebirge anschnitt und die Quellen an der Ostseite der Westseite das Wasser entzogen. Die Form dieser Talanfänge allerdings ist derjenigen der von SCHMITTHENNER beschriebenen Dellen völlig gleich. Der flache Talboden, dessen Fehlen nach SCHMITTHENNER (1920, S. 215 und 1925/26) gegen die Anlage als richtiges Tal spricht, fehlt ja auch den meisten ständig wasserführenden Tälchen, wie der Vergleich zeigt; auch würde er durch die nach der Trockenlegung relativ stärker arbeitenden Vorgänge der Denudation vollkommen verwischt worden sein.

Noch ein weiterer gewichtiger Gegengrund spricht gegen die Annahme, daß wir es hier mit echten Dellen ohne erosives Vorstadium zu tun haben, und daß der Dellenbildungsprozeß im kristallinen Grundgebirge große Ebenheiten schaffen soll wie etwa im Schichtstufenland. Nach SCHMITTHENNER (1930, S. 98) werden die Dellen durch die widerständige Schicht unabhängig von den Erosionsrinnen. Wo ist aber hier im Grundgebirge die zwischen Hochfläche und Erosionsrinne einge-

schaltete widerständige Schicht? Während im Schichtstufenland der Wechsel harter und weicher Schichten die Dellen zu einem gleichmäßigen flächenhaften Arbeiten zwingt, fehlt diese Voraussetzung für die Oberfläche des Grundgebirges. Die größeren Dellen hätten viel schneller arbeiten müssen als die kleineren, und das Auslaufen der Dellen in ein einheitliches Niveau wäre unerklärlich.

Zusammenfassung: Um es noch einmal kurz zusammenzufassen, halte ich die Aufdeckung der Abrasionsfläche in beträchtlicher Höhe über dem Talboden im Sinne HETTNER's (1924) und der früheren Arbeiten SCHMITTHENNER's als breite Fläche für unmöglich. Wo vor der Buntsandsteinstufe breite Flächen entwickelt sind, beruht ihre Entstehung auf den Lebensbedingungen eines jüngeren Niveaus. Mit der Emporwölbung des ganzen Mittelschwarzwalds, dem damit ermöglichten stärkeren Grundwasserabfluß nach Osten und dem so bedingten geringeren Wasseraustritt nach Westen wurde das Rückschreiten der Stufen weitgehend lahm gelegt und die Stufen der Abflachung unterworfen. Die wiederaufgedeckte Auflagerungsfläche wird seitdem von den tieferen Tälern her zerstört.

Es handelt sich also um keine reinen Strukturflächen wie bei Schichtstufenflächen; echte Dellen, die für SCHMITTHENNER Merkmal und zur Entstehung einer Schichtstufenfläche, einer „Landterrasse“, notwendig sind, konnte ich im Untersuchungsgebiet im Kristallin nicht beobachten. Die Bezeichnung „Basislandterrasse“¹⁾ läßt sich im vorliegenden Fall nicht anwenden; sie könnte leicht zu Mißverständnissen führen.

Ob man auch die stets stark gegen die Täler geneigten Leisten und Terrassenfluren im Schiltach-, Brigach- und Kirnachtal im Sinne GELLERT's, der die selbständige Existenz der Denudationsterrasse vollkommen in Abrede stellt (1931, S. 36/37), als Reste eines Talniveaus deuten kann, scheint fraglich, denn die Ebenheiten halten sich stets in Höhe der Gesteinsgrenze. Die von SCHMITTHENNER (1913) geschilderten verschiedenartigen Vorgänge der Abtragung im Buntsandstein und Grundgebirge machen die Ausbildung einer Denudationsterrasse an der beiderseitigen Grenze ja auch hinreichend erklärlich, sie fordern sie geradezu. Genaue Untersuchungen längs der genannten Täler, vor allem durch Gebiete mit verbogener oder tektonisch zerstückelter Buntsandsteingrenze (Schramberger Graben) könnten hierüber nähere Auskunft geben.

¹⁾ Von SCHMITTHENNER zuerst 1927 II (S. 23) gebraucht, ferner SCHMITTHENNER 1930 (S. 104).

B. Die tieferen Stadien der Talverjüngung.

1. Die Spezialuntersuchung.

Die Flächenuntersuchungen (Kap. III, A, 3, S. 118ff.) haben gezeigt, daß eine tiefere Fläche in die nächst höhere jeweils in Form von flachen Talböden eingreift, die zu noch tieferen Talböden in Gefällsstufen abfallen. Sämtliche höheren Talstufen ließen sich so im Zusammenhang mit den Flächenstufen als Marken der Heraushebung des Gebirges erklären. Aber auch unterhalb von Niveau P II zeigen sich im Untersuchungsgebiet in allen Tälern noch eine ganze Reihe von Stufen, Strecken steileren Gefälls, die mit mehr oder weniger flacheren Strecken, oft breiten Talböden abwechseln. Es erhebt sich die Frage, ob diese Stufen prinzipiell nichts anderes sind als die obersten Talstufen, d. h. ob auch sie endogenen Vorgängen ihre Entstehung verdanken.

Die exakte Untersuchung darf sich nicht lediglich auf die Feststellung von Stufen und der Höhenlage ihrer Oberkante, die vielfach ein sehr zweifelhaftes Charakteristikum ist, beschränken, sondern muß die einzelnen Stadien im BEHRMANN'schen Sinne (BEHRMANN 1932) längs der Talhänge im ganzen Gebiet verfolgen. Die Ergänzung ihrer Untersuchung durch Untersuchung aller Elemente der Formengruppe eines „Eintiefungssystems“ (DIWALD 1927/28, S. 1) ist dringend nötig, um nicht in den Fehler des Zusammensehens einfach auf Grund der Höhenzahlen zu verfallen (vgl. BEHRMANN 1932, S. 172). Zur Formengruppe einer Talstufe gehören auch deren Zerstörungsformen, Schotter- und Felsterrassen und Talkanten. Talkanten sind nur mit äußerster Vorsicht als Erkennungsmerkmale zu gebrauchen, da ihre Höhenlage sehr stark von Zufälligkeiten wie Flußkrümmungen usw. abhängt; in vielen Fällen haben sie sich jedoch, wo sie lückenlos zu verfolgen sind, als durchaus brauchbar, ja oft als einziges Erkennungsmittel eines Systems ergeben. Die absolute Höhe eines Systems hat nur dann Bedeutung, wenn es sich um eine voll erhaltene Form im Sinne DIWALD's (1927/28, S. 4) handelt. Die Folge der einzelnen Systeme soll deshalb auch nicht durch die Höhe charakterisiert werden, sondern ganz schematisch durch große lateinische Buchstaben (über die Bezeichnungsweise vgl. S. 117).

Am auffälligsten ist der Stufenbau in den Tälern der Elz und Gutach. Die Flüsse der Westabdachung haben die Stufen fast vollständig zerstört, die überaus große Steilheit der Hänge ist der Erhaltung von Talkanten und Terrassenresten ungünstig. Die einzelnen Systeme konnten deshalb nicht im einzelnen in allen Nebentälern der Elz bis ins Elztal selbst verfolgt werden. Dazu kommt, daß im unteren Teil des Erzen-

bach-, Yach- und Reichenbachtals die Verhältnisse durch jüngere Tektonik (Heidburggraben) augenscheinlich kompliziert werden; die Zuordnung der Stufen im Haslach-Simonswälder- und im Griesbachtal ist deshalb unsicher. Unberücksichtigt blieben die Verhältnisse des Schiltachtals, da es nur wenig in das Untersuchungsgebiet eingreift, und die Zuordnung, ohne den ganzen Talverlauf bis zur Kinzig genau zu kennen, willkürlich wäre.

Außer den bereits beschriebenen höheren flächenhaften Eintiefungsstadien lassen sich im ganzen Untersuchungsgebiet vier weitere Stadien deutlich nachweisen, deren unteres Ende (konvexer Gefällsbruch) mit den Buchstaben A—D bezeichnet werden soll¹⁾.

Eintiefungsfolge A ist das Stadium II MADER's (1927/28) bei 800 m. Das A-Stadium besteht sicher aus zwei verschiedenen Stufen, die aber nicht überall getrennt werden konnten. Ihres geringen Höhenunterschiedes wegen konnte dort, wo nur eine der beiden Stufen erhalten ist, häufig nicht einwandfrei festgestellt werden, um welche der beiden es sich in dem speziellen Falle handelt. Die beiden Stufen wurden deshalb bei der Gesamtbezeichnung zusammengefaßt. Auch MADER sah sich gezwungen, der Bezeichnung „II“ lediglich ein „a“ bzw. „b“ beizufügen. Durchweg hat nur das obere Niveau (MADER's IIa-Niveau), das hier A 1 genannt werden soll, einen flachen, stellenweise sumpfigen Talboden mit breiter Sohle (Schonach-Dorf, Prisentäl, Heidensteinhof, Gfäll); in kleinen Nebentälern handelt es sich nur um weiträumige Mulden. Die Abgrenzung gegen das tiefere Stadium A 2 ist zwar meist scharf und deutlich, aber nie steil. Das A 2-Stadium hat nie eine ausgesprochene Talsohle, sondern ist in ganzer Länge muldenartig. Der untere flache Teil der Eintiefungsfolge fehlt und ist überall durch die rückschreitende, von tieferen Stadien ausgehende Erosion zerstört. Nach unten geht das A 2-Stadium stets sehr plötzlich in ein schluchtartiges Kerbtal über (vgl. Fig. 8).

Den stärksten morphologischen Ausdruck findet A 2 als scharfe Talkante. Die Fortsetzung des scharfen Gefällsbruches in die Talkante ist rings um den Hohnen und um das Gremmelsbacher Tal ganz besonders deutlich (vgl. Fig. 10), auch die sehr deutlichen Talkanten im Haslach-Simonswälder Tal und im Griesbachtal gehören zu diesem Niveau (Abb. 7).

Diese Talkanten stellen fast überall eine der auffallendsten Linien in der Landschaft des ganzen Untersuchungsgebiets dar, trennen sie doch ein Hochgebiet mit welligem Charakter und relativ flachen Hängen

¹⁾ Vgl. hierzu die Karte der Reliefentwicklung, Taf. 10.

von schluchtartigen tiefen Tälern, in denen schäumend und rauschend die Flüsse heute noch kräftigste Erosionsarbeit leisten. Die Talkanten des A 2-Niveaus in etwa 780—820 m Höhe haben für das Gebiet der Gutach etwa dieselbe Bedeutung wie die 1100 m-Linie im Riesengebirge, deren bildgebende Wichtigkeit jüngst von OUVRIER (1933, S. 68) nachdrücklichst hervorgehoben wurde.

MADER hält das A 1-Stadium für ein kurzes Übergangsstadium, das auf ein wannenförmig tektonisch versenktes Niveau im Nußbacher Talbereich eingestellt gewesen sei. Dieses „Wannenniveau“ rekonstruiert MADER aus den im Umkreis des Nußbacher Hintertales etwa 850 m betragenden Gipfeln, die gegen die Umgebung deutlich erniedrigt sind (First, Klösterle, Hofeck usw., vgl. Fig. 10). Beide A-Niveaus konnten vom Verfasser jedoch noch im Gremmels- und Leutschenbachtal und im Alpirsbachtal einwandfrei festgestellt werden. Nördlich der Einmündung des Gremmelsbaches und in allen Tälern, die nicht zum Einzugsbereich der Gutach gehören, fehlt A 1 völlig. Wie die Rotliegendeste auf dem Hohnen und bei Unterdill beweisen, hat zu irgendeiner Zeit tektonische Versenkung des fraglichen Gebietes sicher stattgefunden. Ob allerdings der kleine Buntsandsteinrest, den die geologische Karte (Blatt Triberg) bei „Ecken“ verzeichnet, tatsächlich durch tektonische Versenkung dorthin gekommen ist, scheint mir zweifelhaft. Schwierig zu erklären ist dabei die Tatsache, daß gerade dieses A 1-Stadium in den meisten Tälern besonders breite Talböden aufweist (Schonach, Nußbacher Hintertal, Gfäll, Leutschenbach), daß also das Gebiet des tektonischen Einbruchs relativ lange als Erosionsbasis bestanden haben soll. Dieses Faktum erklärt sich vielleicht leichter, wenn man annimmt, daß ein Einbruch älteren Datums hier eine weitgehend von Rotliegendem erfüllte Mulde, die „Wanne“, geschaffen hat. Als die von der unteren Gutach her rückschreitende Erosion die Wanne erreicht hatte, konnte sie sehr rasch um sich greifen und die Wanne bis auf das unterlagernde Grundgebirge ausräumen. Das nächsthöhere Niveau (II) wurde von dieser Mulde aus, wie ein Blick auf die Karte der Reliefentwicklung zeigt, weitgehend zerstört. Die rückschreitende Erosion des nächsttieferen Stadiums hatte viel größere Leistungen zu vollbringen, da sie nicht mehr Rotliegendes, sondern viel „härteren“ Granit zu zerstören hatte, bis sie diejenige des nächst höheren Stadiums gewissermaßen eingeholt hatte. Darum hatte die Wanne einen derartig langen Bestand als Erosionsbasis.

In den meisten Tälern folgt 60—80 m unter A 2 eine weitere Stufe B. In den Tälern der Gutach und Elz und überall auf der Westabdachung

ist das B-Stadium vollkommen unterdrückt, ebenso fast ganz im Nußbacher Vordertal und im Leutschenbachtal. Am breitesten und flachsten ist das B-Stadium im Schonacher Untertal (Abb. 8); die auffallend zirkusförmige Weitung am Ausgang des Wittenbachtals und die Nische des Triberger Bergsees gehören demselben Niveau an. Im Alpirsbach-, Obergieß- und Niedergießtal, ferner sehr schön im Gremmelsbacher Obertal und im Nußbacher Hintertal zeigt sich ebenfalls zwischen der A 2- und der B folgenden C-Stufe eine deutliche Verflachung im Längsprofil, verbunden mit breiter Ausweitung des Tales.

Viel deutlicher ist das folgende Stadium C. Das C-Stadium ist gerade in den Haupttälern als ausgeprägte Talweitung, wenn auch ohne scharfe Gefällsbrüche gegen das jeweils höhere und das jeweils tiefere Stadium ausgebildet. Das C-Stadium fehlt in keinem einzigen Tal und hat auch auf der Westabdachung große Bedeutung gehabt. Breite Reste des alten Tales sind im Haslach-Simonswälder Tal, besonders am Schloßberg, aber auch auf fast allen anderen Seitenkämmen des Tafelbühlkammes erhalten geblieben (Abb. 7). Das Niveau des C-Stadiums weist überall auffällig breite Talböden auf, die aber überall so stark geneigt waren, daß nennenswerte Aufschotterung nicht eintrat. Einige Geröllfunde auf dem Schloßberg bei Alt-Simonswald erwiesen sich als Kulturschotter. Besonders weite Ausräumung fand bei Nußbach und Triberg statt. Das C-Niveau ist siedlungsgeographisch äußerst wichtig, bildet es doch auf lange Erstreckung im Talverlauf überall die größten Weitungen und damit fast die einzige Möglichkeit zur Anlage größerer Siedlungen (Gremmelsbach, Triberg, Nußbach, Rohrhardsberg, Hintergriesbach).

Viel geringere Bedeutung hat das unter C folgende D-Stadium, das nun natürlich auf die größten Täler beschränkt ist; die kleineren und höheren Nebentäler wurden von der von D ausgehenden Erosion nicht mehr erreicht. Das D-Niveau bildet am Triberger Bahnhof, im Ober- und Niedergießtal kleine Weitungen; im Gremmelsbacher Untertal und im Elztal ist es mehr als Gefällsverflachung denn als Talweitung festzustellen. Kurz unterhalb der Mündung des Gremmelsbacher Tales scheinen die Terrassen bei Steinbis an der rechten Seite des Gutachtals dem D-Niveau anzugehören. Beim Gusnerle im Elztal fand ich am Hang in der dem D-Stadium entsprechenden Höhe mit dem Gehängeschutt vermischt Gneisgerölle, die wohl nur vom Brücklerain her durch die Elz bis hierher verfrachtet sein konnten.

Unterhalb der D-Stufe verengen und versteilen sich die Täler zum letztenmal, bevor sie die breiten Sohlentäler mit kastenförmigem Quer-

schnitt bei Alt-Simonswald, Vordergriesbach, Oberprechtal und Niederwasser erreichen. Längs der letzteren zieht sich fast überall eine deutliche Felsterrasse entlang, die ich im Wildgutachtal und seinen Nebentälern einer näheren Untersuchung unterzog. Schotterfunde fehlen für diese Terrasse leider vollständig. Die Terrasse ist besonders am Ausgang von Nebentälern sehr deutlich, aber stets mehr oder weniger geneigt und in der Höhenlage ihres Außenrandes deshalb stets stark wechselnd. Man könnte an manchen Stellen im Zweifel sein, ob man tatsächlich durch endogene Vorgänge bedingte Talverjüngung vor sich hat, oder ob lediglich verstärkte Tiefen- oder Seitenerosion, durch Klimaänderung hervorgerufen, die seitlichen Schuttkegel angeschnitten hat. Das Vorkommen rampenartiger Terrassenreste auch an Bergvorsprüngen und an beiden Seiten enger Talstrecken, wo die Verlängerung der flach geneigten Hänge oberhalb der Oberkante der Terrasse wesentlich über dem heutigen Talboden zusammentreffen würde, beweist, daß man es tatsächlich mit einem Neueinschneiden des Flusses zu tun hat. Da die Höhe des Außenrandes der Terrasse über dem Fluß aber in jedem Fall nur von der Seitenerosion des Flusses abhängig ist (Fig. 9), läßt sich ihre Höhe und damit ihr Alter nirgends genau bestimmen.

Die Terrasse ist sicher älter als die jüngste Eiszeit, denn sie wird im hinteren Wildgutachtal von den Schuttkegeln unterhalb der Kare am Hornkopf und bei Bleibach vollständig von Lößlehm überdeckt. Da sie bereits 1,5 km vor Bleibach unter Lößlehm verschwindet, läßt sie sich hier nicht weiter verfolgen. Ihre Fortsetzung bilden vielleicht die bei Bleibach aufgeschlossenen Hochterrassenschotter; wahrscheinlich aber läuft sie oberhalb der Hochterrasse aus.

Das Erkennen klimatischer Terrassen, die durch eine Änderung der Wasserführung entstanden sind, ist in einem Gebirge, das wie der Mittelschwarzwald Stufenbau der Täler aufweist, außerordentlich erschwert; denn derartige Terrassen können an Gefällsstufen einfach aussetzen und unterhalb wieder beginnen. Das macht ein Verfolgen und Anschließen an glaziale Aufschüttungen unmöglich. Derartige kleine Terrassen scheinen aber nichtsdestoweniger recht häufig zu sein; ihr Vorhandensein wird ja durch den Klimawechsel zwischen Eiszeit und heute geradezu gefordert. Dazu gehören vor allem die diluvialen Schuttkegel, die fast überall am Ausgang der Nebentäler liegen und heute wieder von einem schmalen, mehrere Meter tiefen Gerinne zerschnitten sind; dazu gehören u. a. wohl auch die ca. 3 m hohen Terrassenreste unterhalb des Mühlebühl beim Elzhof.

2. Allgemeine Bemerkungen über den Stufenbau der Täler.

Der Stufenbau des Gutachtales und einiger anderer Täler im Mittelschwarzwald hat schon mehrfache Bearbeitung erfahren: BURI (1914) führte die Hängetäler des Mittelschwarzwaldes auf Gletscherwirkung zurück; dasselbe nimmt GÖHRINGER (1925) für die oberen Stufen bei 990 und 925 m an. Da diese obersten Stufen, wie gezeigt wurde, mit Flächentreppen in Verbindung stehen, sind sie nicht durch Eiswirkung allein zu erklären. Der Stufenbau der Täler ist präglazial, wie MADER (1927/28, S. 56) für das Gutachgebiet bereits festgestellt hat. Die genauen Glazialuntersuchungen SCHREPPER's im südwestlichen Schwarzwald (1931) haben ebenfalls einwandfrei die präglaziale Anlage des Stufenbaus ergeben, und zu denselben Ergebnissen führten neuere Einzeluntersuchungen in den Tälern der Südvogesen (SITTIG 1932). Auch dort konnte SITTIG eine große Anzahl von Stufen im Längsprofil der Täler feststellen, die sich überall gegenseitig entsprechen und nur als Eintiefungsfolgen, d. h. als Marken der Gebirgshebung zu erklären sind.

Es sind nur wenige Gefällsbrüche, bei denen sich eine gewisse Abhängigkeit vom Gestein nachweisen läßt. Der Verfasser konnte aber zeigen, daß selbst diesen Gefällsbrüchen in jedem Tal in der ihnen zukommenden Höhe gleichartige entsprechen. Und eine derartige Übereinstimmung der Höhe ist ganz unmöglich durch Gesteinsbedingungen zu erklären. Mit Recht haben sich darum MADER (1927/28, S. 56) und GRADMANN (1931, S. 56) gegen die Anschauung GÖHRINGER's (1925) gewandt, der die tieferen Stufen in den Nebentälern der Gutach (GÖHRINGER's Gruppe a) alle auf Rechnung der Kesselbergverwerfung setzt. GÖHRINGER hat übersehen, daß in den tieferen Tälern nicht nur diese eine Stufe a im Längsprofil auftritt, sondern, wie gezeigt wurde, eine ganze Reihe von Gefällsbrüchen. Auch liegen manche von GÖHRINGER's Stufen tiefer als die Unterfläche des abgesenkten Rotliegenden (z. B. beim Alpirsbach). Wie ist da zu verstehen, daß die Ausräumung des Rotliegenden die Stufe bedingt habe, die doch nur rückwärts aufwärts wandern kann?

Ein anderer Fall: Am Heidensteinhof wird das Nußbacher Hintertal von dem überaus harten Quarzriff der Kesselbergverwerfung gequert. Das Einschneiden in den höheren Talboden beginnt schon etwa 150 m oberhalb des Quarzriffs; der Talboden selbst zieht sich als Terrasse neben dem Bach bis zum Riff hin. Diese Form ist an sich zur Not auch anders erklärbar, aber in Verbindung mit der Tatsache, daß in derselben Höhenlage in anderen Tälern ebenfalls jeweils eine Stufe auftritt, ein Zeichen, daß es sich auch hier um keine reine Strukturstufe handelt.

SCHMITTHENNER hält die Anschauung, daß die oberen flachen Talböden durch den Gesteinswechsel zwischen Buntsandstein und Grundgebirge bedingt seien, auch nicht mehr in diesem Maße aufrecht (SCHMITTHENNER 1930). Auch die größeren Stufen des Nußbacher und Triberger Tals, die man früher lediglich durch Ausräumung einer Ruschelzone erklärt hat (DEECKE 1918, S. 73) haben ihre Äquivalente in anderen Tälern.

Trotzdem darf man die Rolle des Gesteins und etwaiger Zerrüttungszonen keineswegs zu gering achten. Am auffallendsten ist die Breitenentwicklung aller Talböden im Schonacher Tal. An einer Reihe von Quellen hat GÖHRINGER (1932) die in der Tallängsrichtung verlaufende Ruschel- und Vergrusungszone im Granit nachgewiesen (vgl. Taf. 9). Ebenso ist die auffallende Breitenentwicklung der Talböden von Triberg und Nußbach auf Rechnung einer Zerrüttungszone, der Schieferhaldestörung (DEECKE 1933, S. 226), zu setzen (Taf. 9). Auch die außergewöhnlich breite Talentwicklung am Heidensteinhof beruht jedenfalls mit auf dem Vorhandensein des unterhalb folgenden Kesselberggriffs.

Oberhalb derartiger, in ihrer Entwicklung gewissermaßen begünstigter Eintiefungsfolgen sind stets, wenn dort festere Gesteine folgen, besonders steile Stufen zu beobachten, an denen sogar häufig ein oder mehrere Stadien unterdrückt sind, wodurch sie imposante Höhen erlangen können. Solche Steilstufen liegen überall längs der Kesselbergverwerfung; Stufen, an denen Eintiefungsfolgen unterdrückt bzw. ihre Gefällssteile zusammengefaßt sind, sind diejenigen oberhalb des großen Ausräumungsbeckens des Losbaches, am Triberger Wasserfall und an der Wittenbachmündung. Die Steilheit einer Stufe bis zur Bildung von Wasserfällen wird dazu noch besonders begünstigt durch weitklüftige Bankung des Granits, die der Erosion stets besonderen Widerstand entgegengesetzt (DEECKE 1919). Eine derartige Zone weitabständiger Klüfte durchzieht den Granit parallel zum Schonacher Tal. Die übergroße Steilheit der Stufen des Turntales, des Wittenbachtals und des Triberger Wasserfalls¹⁾ ist wohl z. T. darauf zurückzuführen. Ähnliche Verhältnisse liegen an den Elzfällen vor.

Keineswegs immer läßt sich die Form einer Stufe auf Gesteinsbedingtheit zurückführen. Damit ist ein in der morphologischen Forschung m. E. noch recht wenig beachtetes Problem angeschnitten, das vor allem noch der theoretischen Klärung entbehrt: Es ist nicht gleichgültig, ob ein Gefällsbruch eine scharfe Kante bildet, über die das Wasser

¹⁾ Vgl. auch die Spezialuntersuchung des Triberger Wasserfalls durch GÖHRINGER (1925).

etwa in einem kleinen Wasserfall hinunterbraust, oder ob ein konvexes Steilerwerden allmählich zu den tieferen Gefällsteilen hinunterführt.

Nach W. PENCK (1925, S. 89) wird durch die Entstehung eines Gefällsbruches der obere Teil des Flusses von der Erosionsbasis abgeschnitten; oberhalb des Knickes müsse die absteigende Entwicklung eintreten. Die Anschauung steht im Widerspruch mit der Beobachtung in der Natur, wo viel häufiger konvexe Zurundung eines Gefällsbruches zu beobachten ist als scharfe Kanten. Man könnte allerdings versuchen, diese konvexe Zurundung des Flußprofils mit W. PENCK auch als ursprünglich zu erklären, d. h. durch allmählich sich steigernde Hebung und damit allmählich wachsendes Einschneiden. Dann wäre ein scharfer Knick — scharfe Knicke und konvexe Zurundung kommen im gleichen Stadium in verschiedenen Tälern vor — eine Erscheinung sekundärer Art, die durch das Aufzehren der höheren Eintiefungsfolge von unten her hervorgerufen wird. Dagegen spricht aber die durchgehende Tatsache, daß gerade dort, wo Wasserreichtum und Gefäll lebhaftere Erosion gewährleisten, wo also am wenigsten die ursprüngliche Anlage zu erwarten wäre, alle Gefällsbrüche gleichmäßig konvex zugerundet sind. Das ist in den Unterläufen aller Flüsse und in größeren Flüssen bis weit hinauf, das ist vor allem auch bei den größeren Entwässerungsrinnen auf der steilen Westabdachung durchweg der Fall.

Die Form des konvexen Gefällsbruches — ob scharf oder zugerundet — hat m. E. einen anderen, viel einfacheren Grund: Zurundung kann dort stattfinden, wo ein Fluß von der Verjüngung betroffen wird, der oberhalb des Gefällsbruches noch die Kraft hat, nennenswerte Erosionsleistungen zu vollbringen. Wenn der Fluß oberhalb des Gefällsbruches gar nicht mehr erodiert oder gar aufschüttet, muß der Gefällsbruch scharf bleiben. Die Erosionskraft aber ist in der Hauptsache von der Wassermenge abhängig; es ist also ohne weiteres einzusehen, daß im Hauptfluß scharfe Knicke erst in den allerobersten Teilen zu finden sein können, im Gegensatz zu den Nebenflüssen, auch wenn diese viel steileres Gefäll haben. Die Zurundung läßt den Gefällsbruch nicht immer rückwärts aufwärts wandern, sondern kann ihn theoretisch wohl auch tiefer legen, wie aus einer entsprechenden Zeichnung PHILIPPSON'S (1931 II 2, Fig. 102, S. 160) hervorgeht. Das ist allerdings nur möglich, wenn die Vorbedingungen für Erosion auch oberhalb des Gefällsbruches erfüllt sind. Vollständige Stufenfreiheit kann dann erst im Niveau der Terminante entstehen (PHILIPPSON 1931 II 2, S. 161). Diesem fast erreichten Stadium — es soll hier nicht gesagt werden, daß PHILIPPSON'S Terminante eine wirkliche „Terminante“ ist — entsprechen

die unteren Abschnitte der Flüsse auf der Westabdachung (vgl. die Profile 6—9, Taf. 7). Die vollkommen zugerundeten Stufen sind im Längsprofil kaum noch erkennbar und liegen deutlich tiefer als die ihnen zugehörigen Talkanten und Talbodenreste.

C. Die Ausräumungszone längs der Kesselbergverwerfung.

Ungeklärt durch die vorliegende Untersuchung blieben bisher die Verhältnisse längs der Kesselbergverwerfung. Blickt man vom Kesselberg nach Norden, so durchzieht der Kesselbergsprung als weithin sichtbare Stufe das ganze Gelände.

Vom Waldhäusle beim Kesselberg ziehen sich über den Unterliemberg und das Remeck bis zum Alten-Berg kleine rasch nach Norden absinkende Flächenstücke, die in der Verwerfungslinie eine scharfe westliche Grenze haben, längs der das Gelände einen Steilaufschwung zu einer der höheren schon beschriebenen Flächen bildet. Nördlich des Triberger Bahnhofes sieht man überall an der Linie der Kesselbergverwerfung eine tiefe Einsattelung, die einzelne Berge (Zuckerhut, Winterberg, Hippensbacher Höhe, Eisenberg und Heidebühl; vgl. Taf. 10 u. Fig. 10) von den Seitenkämmen des Gutachtales abtrennt. Die Flächen und abgetrennten Berge lassen sich in keinerlei Niveau einordnen; ihre Höhenlage hängt von der Sprunghöhe der Verwerfung ab, wie die Reste von unterem Rotliegendem zeigen, die fast regelmäßig auf diesen Flächenstücken an dem vor Abtragung etwas geschütztem Innenrand längs der Verwerfung, in dem schon auf S. 110 genannten charakteristischen Gehängeknick erhalten sind. Die Sprunghöhe schwankt, vielleicht infolge von Querverwerfungen (GÖHRINGER 1927, S. 107), auf ganz kurze Entfernung; sie wächst vom Kesselberg bis zum Triberger Bahnhof auf fast 300 m, ist am Winterberg ganz gering und weist bei Niederwasser wieder 400 m auf (GÖHRINGER 1925, S. 502). Und überall bildet das Gelände eine entsprechende tiefe Einsattelung, eine durch die Flächenbildung nicht erklärbare Tatsache.

Man denkt angesichts der auffallenden Geländeformen zunächst an eine Wiederbelebung der permischen Kesselbergverwerfung in jüngerer Zeit. Die ungestörte Überlagerung durch Buntsandstein am Kesselberg läßt sich zur Not aus der vollständigen Verfestigung der Spalte durch die Quarzauffüllung erklären. Eine Neubewegung hätte nur weiter nördlich, wo die Verquarzung fehlt, stattgefunden. Die Verquarzung reicht bis fast zum Unterliemberg, wo die auffälligen Flächenstücke zwar breit entwickelt sind, aber die Sprunghöhe noch keineswegs ihr größtes Ausmaß erreicht hat. Eine Neubelebung — auch beim Schramberger

Graben ist ja eine Wiederbelebung bewiesen (BRÄUHÄUSER 1908) — wird von DEECKE (1930, S. 25) wohl im wesentlichen auf Grund des morphologischen Befundes geschlossen und in die Kreidezeit (DEECKE 1930, S. 25), neuerdings (DEECKE 1933, S. 176) im Zusammenhang mit dem Hauensteinbasalt ins Tertiär verlegt.

Längs der Kesselbergverwerfung fehlen aber alle geologischen Beweise einer jüngeren Wiederbelebung und haben sich, wie mir Herr Oberbergrat Dr. SCHNARRENBARGER freundlicherweise mitteilte, auch bei neueren Arbeiten an der Schwarzwaldbahn nie ergeben¹⁾.

Die Flächenstücke und Einsattelungen lassen sich auch ohne Wiederbelebung durch die Ausräumung des längs der Verwerfung abgesenkten Rotliegenden bzw. durch diejenige der Verwerfungszone selbst erklären (vgl. auch MADER 1927/28, S. 46/47). Ob die Gutach ihren Lauf einmal weiter westlich in der Linie der Verwerfung gehabt hat und so an der Ausräumung unmittelbar beteiligt war, läßt sich nicht beweisen. Es scheint unwahrscheinlich, weil gerade westlich der Ausräumungszone die Hänge außerordentlich steil sind und die Gefällsstufen durchschnittlich etwas höhere Lage haben als östlich der Gutach. Die Flächenstücke sind wahrscheinlich reine Denudationsterrassen der wiederaufgedeckten Unterflache des Rotliegenden.

D. Theorie der Reliefentwicklung.

1. Die Erklärung der Hangformen durch den Gang der Krustenbewegungen.

Die in den vorangehenden Kapiteln niedergelegten Untersuchungen der Großformen lassen, wenn sie auf modernen morphologischen Forschungsmethoden aufgebaut sein wollen, zunächst eines vermissen: Die Analyse der Talhänge. Nach W PENCK (1924) ist die Form der Hänge von grundlegender Bedeutung, sei sie doch in jedem Klima Indikator der Krustenbewegung allein. Konkavität der Hänge bedeute „aufsteigende“, Konkavität „absteigende Entwicklung“ (W PENCK 1924, S. 105 ff. und 1925, S. 89). Wo also, wie in unseren Mittelgebirgen, die Kämmen Rückenform, d. h. konvexe Zurundung aufweisen, können sie nur durch vorangegangene ältere Reliefstadien aufsteigender Entwicklung entstanden sein. Konkavität von oben her lehnt W PENCK ab (1924, S. 109 und 1928, S. 211).

¹⁾ Die mehrfach herangezogene Absenkung des Triberger Bahnhofes um 12 cm beruht nach Mitteilung von Herrn Oberbergrat Dr. SCHNARRENBARGER nicht auf tektonischer Bewegung, sondern auf Dammrutsch.

Die Lehren W. PENCK's fanden ihren Niederschlag in einer Reihe neuerer Arbeiten, am ausführlichsten in der morphologischen Analyse des Aupatales im Hohen Riesengebirge (OUVRIER 1933). OUVRIER gelangte so, Gefällsbrüche und Form der Hänge unmittelbar auswertend, zu einer bis ins Einzelne gehenden Beschreibung des Zeitmaßes der Gebirgshebung.

Die Anschauungen W. PENCK's stehen jedoch im mehrfachen Widerspruch mit der Natur. GRADMANN wies 1931 (II, S. 55) darauf hin, daß gerade an den Stellen kräftigster Taleintiefung im Schwarzwald keineswegs konvexe Querprofile zu sehen sind; die Hänge bilden meist eine gerade Linie. Das wäre nach W. PENCK nur bei gleichförmiger Entwicklung möglich, oder, wenn die maximale Hangböschung erreicht ist. Beides ist in den steilen Mittelstrecken der Flüsse sicher nicht der Fall. Ähnliches wie GRADMANN aus dem Schwarzwald erwähnt SCHNEIDER (1932, S. 42) über den Odenwald, wo die verschiedensten Hangformen oft direkt nebeneinander vorkommen sollen und Rückschlüsse im Sinne W. PENCK's unmöglich seien. Ein Blick vom Stöcklewald nach Süden (Abb. 2) zeigt sofort die ganz auffällig gleichmäßige Zurundung im Gebiet der Donauzuflüsse. Und gerade die Donauzuflüsse haben ein bis hoch hinauf vollkommen ausgeglichenes Längsprofil (Längsprofil 2—4, Taf. 7), ein Zeichen langanhaltender absteigender Entwicklung. Trotzdem sind in jedem einzelnen Hochtal der Donauzuflüsse, weniger deutlich im Gebiet der Gutach, die Seitenhänge bis ganz oder bis fast zur Talsohle deutlich konvex gekrümmt. Wenige Meter über dem Talboden ist sogar häufig ein Knick zu einem kurzen, stets 20—30° steilen Hangstück (Fig. 11, Abb. 10).

Alle Restberge müßten nach W. PENCK (1924, S. 154) konkaves Hangprofil haben. Den Hochflächen des Mittelschwarzwaldes sind häufig Restberge einer höheren Fläche aufgesetzt (vgl. S. 118). Sie haben aber stets wie alle Vollformen Rücken- oder Kuppenformen. Den gleichen Widerspruch mit der W. PENCK'schen „Inselberg“-Theorie stellte SCHREPFER im südwestlichen Schwarzwald ausdrücklich fest (1931, S. 10).

Man hat die Kuppenform früher häufig als besonderes Charakteristikum der Granitlandschaft angesehen (DEECKE 1918, S. 23). Was die Auflösung der Rücken in einzelne Kuppen anbetrifft, so mag dies zutreffen; die Zurundung der Rücken ist jedoch genau so gleichmäßig im Gneisgebiet (vgl. auch SCHALCH & SAUER 1903, S. 3/4). Daß die Zurundung der Rücken andererseits auch nicht auf Gletscherschurf zurückgeführt werden kann, wie früher ebenfalls angenommen wurde,

beweist SCHREPFER (1931, S. 172) durch die Tatsache, daß die Grundmoräne der diluvialen Eisbedeckung eine mächtige ältere Verwitterungsrinde überlagert, daß also Eiserosion auf den Rücken nicht stattgefunden haben kann¹). Die Zurundung muß präglazial sein.

Gegen W. PENCK's Theorie der Hangentwicklung wandte sich kürzlich DAVIS (1932). DAVIS leitet rein theoretisch ab, daß das Rückschreiten eines Hanges unbedingt auch von Abflachung von oben her begleitet sein müsse. Die Zurundung erkläre sich daraus, daß an einer scharfen Schulter die Kräfte der Gesteinsaufbereitung und Abtragung von zwei Seiten her („on the two faces“) angreifen können, so daß die Schulter schneller abgetragen werden müsse als der gleichförmige Hang (DAVIS 1932, S. 408 ff.). Auch MORAWETZ beschrieb (1932) eine theoretische Art der Hangabflachung von oben.

Der absolute Beweis dafür, daß W. PENCK zu Unrecht jede Abflachung von oben her in Abrede stellt, läßt sich am praktischen Beispiel im Gelände in den Tälern der Schiltach und Brigach führen. Sämtliche Täler, deren Hänge unten aus Grundgebirge, oben aus Buntsandstein bestehen, haben einen einwandfrei doppelt konvexen Querschnitt (Abb. 9 und Taf. 6). Der Wichtigkeit der folgenden Beweisführung wegen wurde ein typisches Beispiel, das Vogelloch nördlich St. Georgen, ausgewählt und durch genaues Nivellement ein exaktes Querprofil gewonnen (Taf. 6).

Die in Höhe der Buntsandsteinauflagerungsfläche liegende Terrasse läßt sich verschieden auffassen (vgl. S. 133 ff.). Will man sie als strukturbedingte Denudationsterrasse erklären, so muß der darüber folgende Buntsandsteinhang über ihr hinweg zurückgewandert sein. Bei ihrer enormen Breitenentwicklung müßte aber nach den Gesetzen der W. PENCK'schen Hangentwicklung unbedingt — ganz gleich, wie die ursprüngliche Hangform war, — absteigende Entwicklung merkbar eingetreten sein, d. h. es hätte unbedingt ein deutlicher Haldenhang an dem Buntsandsteinhang emporwachsen müssen. Das ist aber nicht der Fall. Konkave Hangstellen oberhalb der Denudationsterrasse zeigen sich nur im Hintergrund von ausgesprochenen Quellmulden.

Sieht man aber die Terrasse als Rest eines alten Talbodens und den konvexen Buntsandsteinhang als den ursprünglichen Hang dieses alten Tales an, so hätte wiederum in dem Moment absteigende Entwicklung oberhalb der Terrasse eintreten müssen, in dem diese Terrasse durch

¹) Der Bau der Stauanlage bei den Zweribachfällen hat im mittleren Schwarzwald (Kandelgebiet) dieselben Tatsachen enthüllt. (Freundliche Mitteilung von Herrn Oberbergrat Dr. SCHNARRENBARGER).

Neueinschneiden des Baches zur lokalen Denudationsbasis wurde, und das um so mehr, da ja das jüngere, tiefere Tal alle Merkmale absteigender Entwicklung in ausgesprochenem Maße zeigt. Das Fehlen der Merkmale absteigender Entwicklung oben läßt sich dann nur aus vollständiger Ruhelage des oberen Hanges erklären. Dann aber ist die Hangentwicklung überhaupt gleich Null, und eine Auswertung derselben auf den Gang der Krustenbewegungen also erst recht unmöglich.

Eine Erklärung des oben immer flacher werdenden Buntsandsteinhangs rein aus der Widerstandsfähigkeit der Sandsteine heraus ist ebenfalls nicht möglich, denn die Härte des mittleren Buntsandsteins nimmt gerade umgekehrt, von der Basis nach oben ständig zu.

Die doppelt-konvexe Form der Hänge ohne zwischen-geschaltete konkave Hangteile läßt sich nur durch eine Zurundung des oberen Hangstückes von oben her erklären. Nicht jede Konvexität darf demnach als Zeichen aufsteigender Entwicklung gedeutet werden.

Klare Beweise, daß Konvexität und Konkavität der Hänge auch rein durch klimatische Unterschiede bedingt sein können, haben die Untersuchungen MORTENSEN'S (1927, S. 36/37) in Chile ergeben, wo trotz gleichförmiger Krustenbewegungen die klimatisch bedingte verschiedene Schuttführung der Täler ganz verschiedene Hangformen verursacht.

Ein Hang ist keineswegs kontinuierlich gekrümmt. Auch ohne die Mitwirkung harter Gesteinsbänke zeigen sich oft Gefällsknicke. Nach W PENCK sind sie ebenfalls Indikatoren der Krustenbewegung, indem jeder konvexe Gefällsknick plötzliche Zunahme der Erosionsintensität, jeder konkave deren plötzliche Abnahme bedeutet (W PENCK 1924, S. 123). Hier begegnen wir denselben Schwierigkeiten wie bei kontinuierlicher Hangkrümmung. Die Hänge fast aller Hochtäler zeigen kurz oberhalb der Talsohle eine auffällige Hangversteilung mit scharfem konvexem oberen Gefällsknick (Abb. 10 und Fig. 11).

An eine Neubelebung der Tiefenerosion ist in diesem Falle deshalb nicht zu denken, weil der Gefällsknick nirgends in eine Terrasse oder in einen höheren Talboden übergeht. Die Talsohle ist oft so breit, daß eine Rekonstruktion des ursprünglichen Profiles (die gestrichelte Linie in Fig. 11), auch wenn man ein ganz flach muldenförmiges Tal annimmt, eher unter die heutige Talsohle zu liegen käme. Tatsächlich haben die meisten dieser Täler flache Aufschüttungssohlen. Der Felsuntergrund der Talsohle stellt jedoch nicht etwa eine Fortsetzung der kurzen Steilhänge dar, sondern verläuft viel flacher, etwa in der Fortsetzung des oberen Gehänges (die gestrichelte Linie in Fig. 11).

Die ganze Erscheinung läßt sich m. E. nur erklären durch verstärkte Seitenerosion. Aus Winterregen- und Polargebieten sind überall Täler bekannt, die zwar eine breite Schottersohle haben, aber in ganzer Breite in Eintiefung begriffen sind. Der Mechanismus der Eintiefung, verbunden mit stärkster Seitenerosion, der sich nur durch ruckweise Wasserführung erklären läßt, wurde mehrfach von MORTENSEN beschrieben (1930). Während der Eiszeiten hatten wir in unseren Mittelgebirgen sicherlich trocken-kaltes Klima mit ruckweiser Wasserführung und enormer Schotterführung, eine Forderung, die sich aus sorgfältigen Schotteruntersuchungen und genauesten Überlegungen ergeben muß (SOERGEL 1921). Die Hangversteilung unserer Täler ist eine Folge der dadurch verstärkten Lateralerosion und ist somit eine reine Erosionsböschung im Sinne GÖTZINGER's (1907, S. 11), die allerdings heute schon wieder stark abgeflacht und zu einer Denudationsböschung umgewandelt ist.

Vorstehende Ausführungen zeigen mit aller Deutlichkeit, daß die Erklärung der Hangformen im Mittelschwarzwald nur durch endogene Vorgänge im Sinne W PENCK's nicht durchführbar ist. Auf die genaue morphologische Analyse der Hänge wurde deshalb verzichtet.

2. Die Entstehung von Rumpfflächen und Talstufen.

Wenn, wie im Vorigen auseinandergesetzt wurde, die Form der Hänge kein sicheres Charakteristikum für aufsteigende oder absteigende Entwicklung ist, dann besteht keine Möglichkeit, festzustellen, ob die Rumpfflächen des Mittelschwarzwaldes Primärrumpfnatur¹⁾ haben, ob sie also echte Piedmontflächen im Sinne W PENCK's sind. Ein Beweis ihrer Endrumpfnatur ließ sich bislang aber ebensowenig führen, wie sehr auch DAVIS (1932, S. 421ff.) auf die fehlenden Beweise für ihre Primärrumpfnatur hingewiesen hat.

Die Entstehung mehrerer Flächen in treppenartiger Folge übereinander, bzw. den Stufenbau der Täler, der ja Glied derselben Formengemeinschaft ist, betrachtet W PENCK als das Werk einer Aufwölbung mit wachsender Phase (Breitenentwicklung) und gleichmäßig wachsender Hebungsbeschleunigung (W PENCK 1924, S. 162ff. und 1925, S. 89ff.).

¹⁾ DAVIS (1932, S. 419) gebraucht den Ausdruck „Primärrumpf“ auch für eine Rumpffläche, die durch ganz geringe Hebung und darauf folgende Einebnung entstanden ist. Das ist aber praktisch ein Endrumpf, der sich nur durch das Hebungsausmaß von anderen Endrumpfen unterscheidet. Der Ausdruck „Primärrumpf“ darf hier nur für Rumpfflächen, die auf dem Wege aufsteigender Entwicklung entstanden sind, verstanden werden.

Was den ersten Teil dieser Voraussetzung anbetrifft, so wurde durch die Flächenkonvergenzen tatsächlich für die jeweils jüngere Fläche wachsende Breitenentwicklung, also ein zum mindesten nach einer Seite hin ständig in die Breite wachsendes Gewölbe bewiesen. Die das Zeitmaß der Hebung betreffenden Anschauungen W. PENCK's werden jedoch allgemein stark angegriffen. Es ist nicht einzusehen, inwiefern ein kontinuierlicher Hebungsvorgang — Ungleichmäßigkeiten der Bewegung wie der Bewegungsbeschleunigung lehnt W. PENCK ausdrücklich ab — diskontinuierliche Formen erzeugen soll¹).

Diese Anschauung W. PENCK's ist nicht nur schwer vorstellbar, sondern läßt sich, wie schon die richtigen Einwände HENKEL's (1926), wie vor allem auch die theoretischen Überlegungen DAVIS' (1932, S. 410 ff.) gezeigt haben, auch aus W. PENCK's eigenen Voraussetzungen heraus widerlegen. Auch der Versuch SPREITZER's (1932), die W. PENCK'sche Theorie zu retten, überzeugt keineswegs. Es ist undenkbar, um mit DAVIS (1932, S. 417) zu sprechen, daß bei einer Länge von 30 km und bei einem Höhenunterschied von 600 m wie bei den Schwarzwaldflüssen auf diese Weise nur ausgerechnet fünf oder sechs Gefällsbrüche großer Fallhöhe entstehen und nicht viele kleine. Noch unwahrscheinlicher sei es, daß diese sich in allen Radialtälern genau entsprechen sollen, wo doch Zeit und Stelle ihrer Entstehung bei kontinuierlichem Hebungsvorgang ganz unbestimmt sind. Eine derartige übereinstimmende Arbeit vieler Flüsse ist unvorstellbar, wenn man nicht Hebungspausen zu Hilfe nimmt.

Der Fehler W. PENCK's liegt m. E. darin, daß er bei der Entwicklung der Flußprofile nicht dieselbe Konsequenz bis zu Ende verfolgte, wie er es in der „Morphologischen Analyse“ für die Frage der Hangentwicklung tat (1924, S. 114). Die konsequente Durchführung des differentiellen Verfahrens deduktiver Ableitung würde verlangen, daß alle Gefällsstufen unendlich klein werden, und daß daraus letzten Endes eine konvexe Kurve des Flußprofils entsteht. W. PENCK sagt ja selbst, daß alle Gefällsbrüche der Harzflüsse sich zu einer konvexen Kurve

¹) PRIEM (1927, S. 377) nimmt an, daß nicht die Hebung, wohl aber die Beschleunigung der Hebung diskontinuierlich war (was im Grunde ruckweiser Hebung gleichkommt), und so die diskontinuierliche Form erzeugt hat. Ebenso spricht BUBNOFF (1927/28, S. 90) von „steter, wenn auch räumlich und zeitlich verschiedener Hebung“. Die meisten anderen Forscher sehen in den genannten Formgemeinschaften direkt Ruhepausen der Hebung: GELLERT (1931, S. 20), BEHRMANN (1930, S. 111), PHILIPPSON (1931 II 2, S. 406), SCHREPPER (1926, S. 204 und 1931, S. 10/12).

„einordnen“ (1924, S. 164). — Das gleiche gilt von den Überlegungen SPREITZER's (1932, S. 350): Der rhythmisch zu erreichende „Grenzwert“, der ja von dem Schwellenwert der Fließbeschleunigung des Wassers unterhalb von Steilstufen abhängig ist, muß bei einem derartigen Höhenunterschied, wie ihn die Stufen der Elz und Gutach aufweisen, viel öfter eintreten, als daß dadurch die relativ wenigen Gefällsstufen des Längsprofils erklärt werden könnten. Die Fließbeschleunigung des Wassers kann sich in den unregelmäßig gestalteten Bachbetten unmöglich auf mehrere Kilometer Länge auswirken, wie es hier der Fall sein müßte.

Wir halten also fest: Die diskontinuierliche Form ist undenkbar bei kontinuierlicher Entwicklung, Wechsel im Zeitmaß ist die unbedingte Voraussetzung für ihre Entstehung.

E. Das geologische Alter der morphologischen Systeme.

Mit einigen Worten muß noch auf die Altersfrage der verschiedenen Formsysteme eingegangen werden. Man betritt mit dieser Fragestellung sehr unsicheren Boden, da alle korrelaten Sedimente fehlen. Wirklich sichere Beweise für das Alter der Formsysteme im inneren Schwarzwald lassen sich kaum erbringen. Mit Recht warnt GRADMANN (1931 II, S. 60) vor Altersbestimmungen, die nur auf Vermutungen beruhen können. Die Frage ist im übrigen mehr geologisch als geographisch und darum hier auch von geringerer Wichtigkeit.

Die Zeitsetzung W. PENCK's (1925), der den höchsten Flächen mesozoisches Alter zuschreibt und selbst die Fläche P III noch als präoligozän ansieht, wird heute allgemein abgelehnt; die Flächen sind jünger. Auch wenn man das Übergreifen der Flächen auf das Schichtstufenland ablehnt, so lassen sich doch die einzelnen Flächen in den von ihnen ausgehenden und ihnen entsprechenden breiten Flußtälern, die die Schichtstufen durchbrechen, bis zu den entsprechenden Ablagerungen, der Juranagelfluh, verfolgen. Die Zeitbestimmungen GELLERT's behalten damit durchaus ihre Gültigkeit, da die entsprechenden Gerölle der Juranagelfluh durch Flüsse bis jenseits der Malmstufe transportiert worden sind. Die neuesten Sedimentuntersuchungen KIEFER's (1934) haben ergeben, daß schon im Oligozän Grundgebirge in den obersten Enden der Flüsse frei gelegen haben muß. Die groben Strandkonglomerate beweisen die damals noch vorhandenen großen Höhenunterschiede. Im Miozän wurden von WILSER (1929, S. 18) und BRAUN (1919, S. 220) die ersten Flächen nachgewiesen; die ausgedehntesten Flächen haben offenbar im Pliozän bestanden. Mit Ausnahme der obersten Schwarzwaldfläche (P VI) setzen GELLERT (1931, S. 27) und SCHREFFER

(1931, S. 12) die Ausbildung aller Flächen ins Pliozän. Die Arbeiten BRILL's (1929, S. 83ff.) haben für die P III entsprechende Fläche im Südschwarzwald ebenfalls pliozänes Alter ergeben.

Die einzige, allerdings sehr unsichere Zeitbestimmung im Mittelschwarzwald erlaubt ein kleiner Basaltschlot bei Oberhauenstein. Er steht wahrscheinlich in tektonischem und zeitlichem Zusammenhang mit den Basalten des Rheintalrandes und des Hegaus und gehört damit wohl ins Obermiozän (DEECKE 1916/17 II, S. 44ff.). Da im Schlot gefritteter Buntsandstein gefunden wurde (SAUER 1899, S. 29; DEECKE 1918, S. 403), muß im Obermiozän noch Buntsandstein über der Stelle gelegen haben (MADER 1927/28, S. 40). Daß der Ausbruch unter einem Zeugenberg wie etwa dem Stöcklewald stattgefunden hat, ist immerhin unwahrscheinlich. Damit ist aber die oberste im Mittelschwarzwald vorhandene Grundgebirgsfläche postmiozän. Auch aus den Untersuchungen SALOMON's (1919) über die pliozänen Ablagerungen hat sich für die Pliozänzeit ein sehr ausdrucksloses Relief ergeben. Für das Pliozän selbst und für das ältere Diluvium fehlen jegliche genaueren Zeitbestimmungen. Pliozäne und altdiluviale Ablagerungen sind im Untersuchungsgebiet nicht vorhanden; erst jungglaziale Reste zeigen, daß die Hauptaufwölbung zur jüngsten Eiszeit schon geschehen war.

F. Der Grundriß der Entwässerung.

Bisher wurde nur vom Aufriß der Landschaft gesprochen; aber erst Grund- und Aufriß zusammen ergeben ein vollständiges Bild. Der Grundriß einer Landschaft tritt zwar in der Natur dem Aufriß gegenüber zurück, um so auffälliger ist er aber auf dem Kartenbild.

DEECKE unterschied (1918, S. 395) für den Mittelschwarzwald zwei Hauptgruppen der Talanordnung, die Gruppe der variskisch gerichteten Täler im Westen und die Gruppe der West-Ost-Täler im Osten, in die von Norden drei Grabenzonen hereingreifen (Farnberggraben, Kesselberggraben, Schramberger Graben), die die Süd-Nord-Richtung der entsprechenden Täler (Elz-Katzensteig, Gutach, Schiltach-Brigach) bedingen. Damit ist über die großen Grundzüge der Entwässerungsrichtung bereits das Notwendige gesagt.

Die nach Norden gerichteten Täler sind „durchgreifende Täler“ im Sinne GRADMANN's (1931 II, S. 94), d. h. sie sind dem Rhein tributär, entspringen aber jenseits der höchsten Kämme. Darum liegen die höchsten Höhen des Gebirges hier nicht auf der Hauptwasserscheide, sondern auf untergeordneten Nebenwasserscheiden. Diese Erscheinung

ist im ganzen Schwarzwald und ebenso in den südlichsten Vogesen ganz allgemein.

Die West-Ost gerichteten Täler der Ostseite sollen nach DEECKE (1918, S. 399) einer West-Ost verlaufenden Einmuldung, der sog. Bregmulde, deren Achse mit dem Bregtal zwischen Furtwangen und Vöhrenbach zusammenfällt, ihre Entstehung verdanken. Die Tatsache der Mulde schließt DEECKE aus der verschiedenen Asymmetrie der mit der Breg parallelen West-Ost-Flüsse in bezug auf ihre Nebenflüsse und aus der geringeren Gipfelhöhe. Die Richtung der der Muldenachse parallelen West-Ost-Flüsse bleibt dadurch aber ungeklärt. Die Annahme von kleinen Parallelmulden ist unwahrscheinlich. Die Existenz der Bregmulde bedarf exakterer Beweise, die vielleicht in der Schichtlagerung östlich des Bregtales und durch genaue Flächenuntersuchungen in den südlichen und östlichen Nachbargebieten zu finden sind. Ehe man eine derartige Mulde zur Erklärung heranzieht, muß man vielmehr die Frage aufwerfen, ob die Richtung der West-Ost-Flüsse nicht auch ohne eine derartige Hilfskonstruktion verständlich ist. Ein Vergleich mit dem Schichtstufenland ergibt sofort die auffallende Ähnlichkeit dieser Flüsse mit schmalem langgestrecktem Einzugsgebiet mit den gewöhnlichen konsequenten Flüssen, die eine Schichttafel hinunterfließen¹⁾. Tatsächlich stimmt die Richtung dieser Flüsse sogar im einzelnen vollkommen mit dem Schichtfallen überein, das im Breg- und Kirnachgebiet gegen Ost-Süd-Ost, im Brigachgebiet dagegen mehr nach Ost-Nord-Ost gerichtet ist. Ich halte deshalb die Annahme für durchaus berechtigt, daß die West-Ost-Richtung nichts anderes ist als die bis ins Grundgebirge „vererbte“ Richtung der allerersten Flüsse, die sich auf der aufsteigenden Schichttafel entwickeln mußten.

Die Auswirkung der Kippung der Ostseite des Gebirges auf den Grundriß der Täler wurde im Nordschwarzwald von G. WAGNER (1929) untersucht. Sie läßt sich ebenso im Mittelschwarzwald verfolgen. Dazu gehört vor allem die Asymmetrie der Nord-Süd-Täler, die durchgehend fast nur von der Westseite her Nebenflüsse empfangen²⁾. Die Nebenflüsse von Westen mußten durch die Kippung immer neuen Antrieb erhalten und konnten sich immer weiter zurückfressen, während das Gefäll der Nebenflüsse von Osten immer geringer wurde. Die obersten Enden dieser östlichen Nebenflüsse mußten versumpfen und entwässerten

¹⁾ In diesem Sinne wird die Richtung von Schollach und Linach neuerdings auch von DEECKE (1933, S. 179 und S. 243) erklärt.

²⁾ Gute Beispiele sind das obere Elztal, das Rohrbachtal, das Gutachtal und das Schiltachtal.

schließlich stellenweise sogar nach der anderen Seite der ursprünglichen Wasserscheide (vgl. S. 122 und Fig. 3). Die wasserreicheren unteren Enden behielten ihre ursprüngliche Steilheit, die durch das Abdrängen des Hauptflusses nach Osten eher noch verstärkt wurde. Besonders interessant ist in dieser Beziehung das mittlere Gutachtal, das von Westen mehrere langgestreckte Nebenflüsse mit schmalen Einzugsgebieten empfängt, von Osten dagegen nur ganz wenige, ziemlich große, die ihren Ursprung in riesigen Sammeltrichtern haben (Reichenbach, Gremmelsbach¹⁾, vgl. MADER 1927/28, S. 52). Die kleinen Nebenflüsse westlich der Gutach konnten ihren Lauf dank der Kippung behaupten und nach hinten verlängern; vermutlich waren auch sie bereits auf der Schichttafel angelegt. Östlich der Gutach dagegen, wo das allgemeine Gefälle nur am unmittelbaren Talhang selbst zur Gutach hin gerichtet ist, konnten von den entgegengesetzt fließenden Nebenflüssen nur die allergrößten dank ihrer Erosionskraft schneller arbeiten als die Kippung und ihren Lauf zur Gutach beibehalten; die kleineren wurden in die Abdachungsrichtung nach Osten umgelenkt und schließlich alle zu den größeren hingezogen. So entstanden die großen Sammeltrichter mit engem Ausgang nach dem Gutachtal. Zwischen den Mündungen dieser größeren Seitenbäche befinden sich am rechten Hange des Gutachtals nur ganz sekundäre, kleine Runsen.

Bei den linksseitigen Nebenflüssen der Gutach hat sich offenbar schon früh das kräftigere Rückwärtseinschneiden der wasserreicheren Bäche bemerkbar gemacht. In den wasserscheidenahen Gebieten zeigt sich allgemein — in schwächerem Maße auch bei den linken Seitenbächen der Elz — ein Umbiegen, bzw. Breiterwerden des Einzugsgebiets nach Süd-Süd-West. Diese Abflußrichtung liegt ganz im Sinne der Verbiegung der Flächen, die in diesen Gebieten — untereinander noch mehr oder weniger parallel — rasch zur Kinzig hin einfallen.

Anzapfung eines schwächeren Nachbarn kann nur in einem Falle nachgewiesen werden, nämlich vom Wittenbach zur Schonach. Da die Schonach durch die starke Zerrüttung des Granits besonders begünstigt war, ist das leicht erklärlich. Das ursprüngliche Tal des Wittenbachs verläuft in der Ost-Süd-Ost-Richtung über den flachen Sattel am

¹⁾ Das von der allgemeinen Anordnung des Gewässernetzes etwas abweichende Flußnetz des Nußbaches erklärt MADER (1927/28, S. 52) sicherlich mit Recht als Folge des tektonischen Einbruches des „Wannegebiets“ (vgl. S. 138). Es ist für die Anlage des Flußnetzes dabei unwesentlich, ob es sich um einen jungen Einbruch oder um die Ausräumung einer mit weicherem Gestein erfüllten Wanne handelt.

Haldenmathishof bis zur Gutach. Die Anzapfung muß bereits zur Zeit des P II-Stadiums stattgefunden haben, denn die rückschreitende Erosion der jüngeren Stadien reicht noch nicht so weit hinauf.

Diese Erklärungen ziehen eine schwerwiegende Forderung nach sich: Die südnord gerichteten großen Täler müssen im wesentlichen schon vor der Kippung bestanden haben. Damit ist das schwierigste Problem des Entwässerungsgrundrisses des Schwarzwaldes überhaupt angeschnitten: Wie sind die überall häufigen Täler in der Nord-Süd-Richtung zu erklären?

Man hat zunächst versucht, für die meridionale Richtung tektonische Gründe verantwortlich zu machen. Da die Existenz der parallel laufenden Brüche, Farnberggraben, Kesselberggraben und Schramberger Graben, bewiesen war, wurde diese Erklärung auf alle Süd-Nord-Flüsse übertragen. Da es sich um alte Verwerfungen, also im morphologischen Sinne nur um Schwächezonen handelt, müßte die rückschreitende Erosion in diesen Zonen den geringsten Widerstand gefunden und sich in ihnen aufwärts zurückgefressen haben. Insofern wären diese „tektonischen“ Täler — GRADMANN (1931 I, S. 34) fordert in der Nomenklatur eine Unterscheidung zwischen echten tektonischen Tälern und „Strukturtälern“¹⁾, da echte tektonische Täler äußerst selten sind — nur Abarten von Erosionstälern im Sinne PHILIPPSON'S (1931 II 2, S. 139). Die tektonische Anlage der Täler vertritt besonders DEECKE, der darin wohl den extremsten Standpunkt einnimmt, indem er „alle Täler des Schwarzwaldes ohne Ausnahme für tektonisch bedingt“ erklärt (DEECKE 1918, S. 92).

Betrachten wir uns einmal die tektonische Bedingtheit im Spezialfall: Das obere Elztal ist eines der typischsten Beispiele DEECKE'S. Schmalheit und Geradlinigkeit gehören nach DEECKE zu den Hauptmerkmalen tektonischer Täler. Die Hauptverwerfung, die im südlichen Teil durch die geologische Kartierung (SCHNARRENBERGER 1909) und durch die neueren Untersuchungen GÖHRINGER'S (1927) festgelegt ist (vgl. auch Taf. 9) ist am Holzerhäusle als breite Ruschel aufgeschlossen. Ihre Fortsetzung zeigt sich an einem im Herbst 1932 neu angelegten Weg im Heckenloch, am Ausgang des Kostgrundes, am linken Hang bei der Gemeindegasse und am Ausgang des Holzgrundes als bis zu 80 m breite Zone, längs der besonders der feldspatreiche Miarolithgranit vollkommen zersetzt und mitunter in eine schmierige, plastisch kaolinige

¹⁾ Man müßte hier eigentlich zur Unterscheidung von anderen Strukturtälern von „tektonischen Strukturtälern“ sprechen.

Masse umgewandelt ist. Die Kaolinverwitterung wird von BLANCK & RIESER (1926) von postvulkanischen, hydrothermalen Erscheinungen, Vorgängen, die ja auch längs Verwerfungsspalten eine große Rolle spielen, abhängig gemacht. Da sie sonst nirgends im Mittelschwarzwald auftritt, ist sie ein Beweis, daß man es hier tatsächlich mit der Verwerfung zu tun hat.

Wie auch SCHNARRENBERGER (1909, S. 38) andeutet, erklären sich aus dem Verlauf dieser Verwerfungsruchel die auffälligen Seitendobel parallel zum Haupttal (bei der Metzsig, am Arschkapf und am Rechen) und die plötzlich in die Störungsrichtung umschwenkenden Krümmungen des Wannedobels, des Krummendobels (Name!) und des kleinen Dobels beim Schindelgrätle. Sämtlichen größeren Seitendobeln der Elz fehlt die Krümmung.

Die Hauptverwerfung verläuft folglich keineswegs im Elztal selbst, sondern wenig westlich davon. Die Tatsache, daß der Fluß nicht auf der Verwerfung, sondern neben ihr fließt, die auch an sehr vielen anderen „tektonischen“ Tälern wiederkehrt, erklärt DEECKE (1926, S. 63) dadurch, daß jede Verwerfung eine breite Zerrüttungszone darstelle, daß aber die eigentliche Spalte meist verkieselt sei. Darum könne der Fluß gar nicht auf der eigentlichen Spalte fließen, sondern grabe sein Bett in dem zerrütteten Gestein daneben.

Diese Erklärung läßt sich aber auf das obere Elztal nicht anwenden; denn der Hauptspalt ist ja, wie die neuen Aufschlüsse gezeigt haben, nicht im geringsten verkieselt, sondern mit einer vollkommen zersetzten schmierig-kaolinigen Masse gefüllt. Die Elz selbst fließt nicht in einer Zerrüttungszone, sondern überall in vollkommen gesundem, oft sehr weitklüftigem Kerngranit. Ganz dieselben Verhältnisse zeigt das mittlere Gutachtal, für das DEECKE (1918, S. 78 u. S. 81) dieselbe Erklärung seiner Lage neben der Verwerfung geltend macht. Auch das Gutachtal verläuft zum allergrößten Teil nicht in der Zerrüttungszone der Kesselbergverwerfung.

Wenn die Nord-Süd-Täler durch rückschreitende Erosion entstanden sind, ist es auch denkbar, daß diese einem stark ausgeprägten Kluftsystem gefolgt ist, da es ja wie die Verwerfungszone ebenfalls eine Schwächezone darstellt. Im Mittelschwarzwald haben die Kluftmessungen von BUBNOFF (1926) und HEERMANN (1926) für das Gutachgebiet die besten Unterlagen ergeben. Der Vergleich der Kluftrichtungen zeigt folgendes:

Im einzelnen ist tatsächlich fast jede kleine Biegung des Flusses, jede Richtungsänderung eng an die Richtung der Klüfte gebunden. Jedes einzelne Talstück im Granitgebiet folgt eigentlich einer Kluft-

fläche. Längs der Straße im Elztal lassen gute Aufschlüsse deutlich diese Tatsache erkennen. Besonders da, wo Klüfte langsam umbiegen, folgt der Fluß exakt der Biegung, auf längere Entfernung oft der Kluftfläche entlangfließend (z. B. oberhalb der Gemeindegänge von Oberprechtal). Dasselbe ist auch aus Fig. 12 zu erkennen. Die Flüsse folgen aber keineswegs immer derselben Kluft, nicht einmal demselben Kluftsystem, sondern wechseln häufig von einem ins andere. Stets ist der Zusammenhang mit Klüften nur auf ganz kurze Erstreckung, eigentlich nie mehr als 100 m, gewahrt. Dann erfolgt jeweils wieder ein Überspringen auf andere Klüfte und ein Zurückpendeln in die allgemeine Flußrichtung, die die Hauptklufttrichtung in schieferm Winkel schneidet.

Je kleiner ein Nebenfluß ist, um so mehr zeigt er strukturelle Abhängigkeit von Klüften oder tektonischen Linien¹⁾. Die Schwächezone des Farnberggrabens macht sich nur in den allerkleinsten Seitendobeln bemerkbar (S. 156). So kommt man auch hier zu der Anschauung, die neuerdings immer mehr Raum gewinnt, nämlich daß die Bedingungen der Zerrüttung und Klüftung sich stets nur im Kleinen auswirken, daß aber die Hauptrichtung der Flüsse im allgemeinen auf andere Ursachen zurückgeführt werden muß.

Diese Erkenntnis ging auf Grund genauester Untersuchungen in neuerer Zeit gerade von Geologen aus²⁾. Auch WAGNER (1929) konnte für die Süd-Nord gerichteten Täler im Nordschwarzwald keinerlei tektonische Ursache verantwortlich machen. Rückschreitende Erosion allein könnte aber die immer wieder auftretende Nord-Süd-Richtung nur dann erklären, wenn sie in dieser Richtung Schwächezonen gefolgt wäre — und sie hätte Schwächezonen unbedingt folgen müssen. Die Tatsache, daß die Hauptrichtung von den Verwerfungen und Klufttrichtungen unabhängig ist, läßt sich nur verstehen, wenn die Flüsse schon viel, viel höher, noch in der darüber liegenden Sedimentdecke angelegt waren, eine Forderung, die schon auf Grund der Ausbildung der Nebentäler aufgestellt wurde (S. 155). Auch die Flächenuntersuchung hat gezeigt, daß mindestens im Elzgebiet eine entsprechende Entwässerungsrichtung zur Zeit des P III Stadiums schon da war (S. 120). Für die Gutach ist gleiches nicht zu beweisen, da offenbar tektonische Einflüsse (MADER's Wannenniveau) das Bild gestört haben. Die höheren Flächen sind nicht

¹⁾ Vgl. auch W. SALOMON (1911).

²⁾ Zu denselben Anschauungen kam z. B. CLOOS (1925) nach genauesten Kluftmessungen im Riesengebirge (zitiert nach R. MAYER 1928, S. 327), ferner G. WAGNER (1929, S. 268ff.).

mehr vorhanden, so daß die ursprüngliche Anlage nicht mehr zu erkennen ist.

GUGENHAHN (1900) sprach die Vermutung aus, daß, analog zu den alten Talzügen Prim-Faulenbach und Eyach-Schmiecha, die Nord-Süd-Flüsse frühere Nebentäler der Donau gewesen seien. Auf einer beigegebenen Karte wird aus Wolfach und Gutach eine Fortsetzung der Breg, aus Kinzig und Schiltach eine Fortsetzung der Brigach konstruiert. Die genannten Talzüge müßten, in der Schichttafel angelegt, subsequeute Nebenflüsse der oberen Donau oder Stufenrandflüsse gewesen sein, die schon sehr früh zur Flußumkehr gezwungen wurden. Den einzigen Beweis für eine derartige Flußumkehr lieferte der Oberlauf der Elz (S. 120); aber die kleine Strecke, um die es sich dabei handelt, ist verschwindend gegenüber den überaus langen Süd-Nord-Flüssen. Die Vormachtstellung des Rheins muß zu jener Zeit nur unbedeutend oder ganz unwirksam gewesen sein, da auch das Donauegebiet noch fast in Meereshöhe stand. Aber gerade aus Gebieten mit ganz geringen Höhenunterschieden (z. B. aus den Urstromtalgebieten Norddeutschlands und des Baltikums) sind ja die häufigsten und umfangreichsten Flußumlenkungen bekannt geworden. Die Ursachen dafür sind dann allerdings nicht in der Überlegenheit des einen Flusses zu suchen, sondern in oft ganz geringen Krustenverbiegungen, die irgendeinen Teil des flachen Talzuges so emporwölben, daß das Gefälle umgekehrt wird. Daß tatsächlich ein sekundäres Gefäll des Untersuchungsgebietes nach Norden durch Aufwölbung erzeugt wurde, beweist ja die Neigung der Rumpfflächen.

Immer wieder wurde versucht, das Problem der Süd-Nord-Täler zu klären, immer wieder mußte auf das Problem als auf ein ungelöstes hingewiesen werden (HETTNER 1904, S. 90; SCHMITTHENNER 1913, S. 63 ff.; ders. 1927, S. 190; GRADMANN 1931 II, S. 54). Auch die vorstehenden Ausführungen konnten keinerlei Beweise für die Erklärung dieser Frage bringen. Genaue vergleichende Untersuchungen — zeigen doch auch andere Gebiete (Vogesen, Odenwald) ausgeprägte Nord-Süd-Richtung der Täler — sind nötig, um weitere Stützen für die Theorien ihrer Entstehung beizubringen. Aus allen Untersuchungen geht jedoch gemeinsam die Anschauung hervor, daß die Nord-Süd gerichteten Täler antezedent sein müssen; rückschreitende Erosion scheint unwahrscheinlich, da sie sich den Schwächezonen hätte anpassen müssen. Zudem sind gerade diese Täler die längsten und tiefsten, obwohl sie den weitesten Weg zur Erosionsbasis des Rheins und damit das geringste zur Verfügung stehende Gefäll haben.

G. Überblick und Zusammenfassung.

Überblicken wir noch einmal die aus der Betrachtung der Großformen gewonnenen Ergebnisse:

Die Anschauungen W. PENCK's, um die zu einem großen Teil der Streit heute geführt wird, haben in gewissen, und zwar den geographisch wichtigsten Punkten im eng umgrenzten Gebiet ihre Bestätigung gefunden: Der Mittelschwarzwald zeigt tatsächlich treppenförmige Anordnung einer Anzahl von Skulpturflächen, die in Talböden ineinander greifen. Alle Täler haben ausgesprochenen Stufenbau, der nur im Zusammenhang mit der Flächentreppe durch endogene Vorgänge erklärbar ist. Die Flächen müssen auf einem aufsteigenden Gewölbe — das beweist die Verbiegung der Flächen — entstanden sein, das immer größere Areale umfaßte, was aus der nach außen fortschreitenden Konvergenz der Flächen unbedingt geschlossen werden muß. Die Flächen und vor allem ihre Konvergenzen müssen aber durch den ganzen Schwarzwald verfolgt werden; die Stellen, wo man die Konvergenzen wirklich sieht, sind im Untersuchungsgebiet nur klein und einmalig.

Ob es sich um echte Piedmontflächen im Sinne W. PENCK's handelt, ließ sich nicht feststellen, da eindeutige Kennzeichen für ihre Primärrumpfnatur nicht gefunden werden konnten. Die Entstehung der Flächentreppen und des Stufenbaus der Täler läßt sich nach Ansicht des Verfassers nur durch ruckweise Hebung erklären. Das Gewölbe ist einseitig; der westliche Flügel ist, wenn er überhaupt vorhanden war, tektonisch zerbrochen und abgesunken.

Die obersten Flächen fallen, unter sich ungefähr parallel, rasch nach Norden ein, konvergieren jedoch nach Osten. Es muß also zunächst eine Aufwölbung des Untersuchungsgebiets mit Nord-Süd gerichteter Achse stattgefunden haben. Die ersten Nord-Süd-Täler müssen damals schon bestanden haben. Erst später wurde eine Kippung des Gesamtsystems auch in anderer Richtung deutlich; die Kinzigmulde blieb zurück, während sich der südliche Teil des Untersuchungsgebiets um so kräftiger hob.

Der Entwässerungsgrundriß spiegelt diese Entwicklung deutlich wieder: Nur die größten Flüsse haben die Züge der ersten Reliefstadien bewahrt. Die zunehmende Kippung hat die Entwicklung ihrer Nebenflüsse merklich beeinflußt. Im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes haben sich deren äußerste Enden zuletzt an die jüngst entstandene Abdachungsrichtung zur Kinzigmulde angepaßt. Nach dem Abräumen der Sedimenttafel erlangten die Strukturverhältnisse des Grundgebirges Geltung; Anpassung im Kleinen ist überall festzustellen.

Sowohl ein Übergreifen der Flächen auf das Schichtstufenland, wie es von W. PENCK (1925, S. 88), BRAUN (1927/28, S. 6 ff.) und GELLERT (1931, S. 14) vertreten wird, als auch die von W. PENCK (1924, S. 152) und GELLERT (1931, S. 34) vertretene Anschauung, daß die Stufenlandschaft erst später in die Rumpfflächenlandschaft eingesenkt sei, wobei Strukturanten die sekundären Grenzen der Skulpturflächen bilden, muß für das Untersuchungsgebiet zurückgewiesen werden. Die Untersuchung der Buntsandsteinstufe mit den unmittelbar davor liegenden Rumpfflächen ergab, daß beide Formgemeinschaften gleichzeitig entstanden sein müssen. Die dauernde Existenz einer Schichtstufenlandschaft seit der ältesten Tertiärzeit wird gerade von den besten Kennern (G. WAGNER 1927 S. 369, A. SCHMIDT 1921, S. 58) immer wieder betont. Auch für andere Gebiete wurde hohes Alter der Schichtstufen erwiesen (SCHREPFER 1924/25, S. 18, BEHRMANN 1930, S. 129, ders. 1933, S. 132).

Der Fehler W. PENCK's und seiner Anhänger beruht wohl darauf, daß die Flächen als riesige, weite Gebiete überspannende Ebenheiten dargestellt wurden, was sie in Wirklichkeit nie waren. Dazwischen lagen und liegen ja heute noch überall Reste höherer Niveaus; überall bestanden große Höhenunterschiede¹⁾. Warum soll da nicht auch eine Stufenlandschaft bestanden haben²⁾?

Die Beobachtungen bestätigen also soweit das theoretische Ergebnis SCHMITTHENNER's (1930, S. 104), daß Piedmontflächen und Schichtstufen nebeneinander entstehen. Jede Piedmontfläche entspricht dann einer Stillstandslage der Stufen (Fig. 13). Sollte nicht auf der Basis derartiger Anschauungen eine Einigung der Vertreter der Piedmontflächentheorien und ihrer Gegner möglich sein?

Über das geologische Alter der Systeme kann mangels korrelater Sedimente leider nur wenig ausgesagt werden. Die Denudationsformen,

¹⁾ Die Untersuchungen KIEFERS (1934) haben auf ganz anderem Untersuchungswege ebenfalls für die Dauer des ganzen Tertiärs große Höhendifferenzen ergeben: Schon im Oligozän habe das Grundgebirge an einigen Stellen freigelegen. Die Abtragung habe dann zwar immer tiefer ins Grundgebirge eingegriffen, aber noch im Pliozän trete im südlichen Hochschwarzwald Buntsandstein (Wanderblockformation), ja sogar noch etwas Muschelkalk auf, die also damals noch nicht ganz verschwunden gewesen sein können. Da die Alpersbacher Pliozänsschotter recht grob sind, müssen immer große Höhenunterschiede vom Grundgebirge bis hoch ins Deckgebirge hinauf bestanden haben.

²⁾ Die kristallinen Gerölle der Juranagelflur jenseits der Malmstufe, die GELLERT (1931, S. 21) als Beweis für das Übergreifen der Flächen anführt, können auch auf fluvialem Wege dorthin gelangt sein (SCHMITTHENNER 1930, S. 102).

Schichtstufen und Rumpfflächen, sind im wesentlichen fossile Formen; sie werden durch jüngere Erosion von unten her zerstört. Die diluviale und alluviale Abtragung erfolgte offenbar vorwiegend linear. Die Erosionsbeträge während des Diluviums sind sicher recht beträchtlich (vgl. A. SCHMIDT 1923 und G. WAGNER 1929), genauere Bestimmungen lassen sich im Untersuchungsgebiet leider nicht bewerkstelligen.

IV. Kleinformen der Verwitterung und Abtragung.

Die in den vorangehenden Kapiteln besprochenen Großformen des Mittelschwarzwaldes ließen sich durch die Wirkung der heute zu beobachtenden Verwitterungs- und Abtragungsvorgänge allein nicht erklären. Im Gegenteil: Diese Vorgänge sind von den besprochenen Großformen weitgehend abhängig und verhalten sich z. B. auf Hochflächen und auf Hängen junger Täler gänzlich verschieden.

Die Form als fertiges Gebilde verdankt einer Reihe von Faktoren ihre Entstehung, deren bestbekanntes das Baumaterial darstellt. Weniger bekannt sind die äußeren Kräfte: Ihre Wirkung kann unmerklich langsam oder auch schon abgeschlossen sein. Wir müssen also bei der Untersuchung vom fertigen Gebilde ausgehen und festzustellen versuchen, welche Kräfte eine solche Form hervorbringen können, und dann diejenigen ausschließen, die dazu nicht imstande sind. Das kann für die eine Form zu einem eindeutigen Ergebnis führen; bei der anderen ganz ähnlichen dagegen können auch andere Kräfte am Werk gewesen sein. Diese Feststellung hat die moderne physiologisch-morphologische Forschung in das Stadium der vergleichenden Untersuchung geführt.

Die Untersuchung eines so eng umgrenzten Raumes wie des Untersuchungsgebietes geht zwei Wege:

Einerseits muß sie ständig zu vergleichen sich bemühen, um nicht in die dogmatische Aufstellung einer Theorie zu verfallen. Zum Vergleichen muß man eine ganze Reihe von Formen vor sich haben; es müssen deshalb auch Formen anderer Gebiete herangezogen werden. Derartige Vergleiche kann ich im wesentlichen nur aus der Literatur schöpfen, doch sollen auch Beispiele eigener Anschauung aus anderen deutschen Mittelgebirgen nach Möglichkeit stets herangezogen werden.

Andererseits muß untersucht werden, welche Hypothesen für die Entstehung der Formen des engumgrenzten Gebietes sicher Geltung haben und welche nicht. Die folgenden Untersuchungen müssen also durchweg so verstanden werden, daß ich die betreffende Entstehungs-

ursache einer Form nur für das engumgrenzte Arbeitsfeld als maßgeblich ansehen möchte. Ob sie auch in anderen Gegenden für ähnliche Formen Gültigkeit hat, bzw. ob die Formen, für die an anderer Stelle andere Entstehungsursachen angenommen werden, auch dieselben Formen sind, kann erst der Vergleich zeigen.

A. Die Abtragung im allgemeinen.

Verwitterung und Abtragung sind zwei sich gegenseitig ergänzende, ja sogar unterstützende Kräfte; sie sollen deshalb nicht getrennt, sondern an Hand der Form jeweils gemeinsam besprochen werden. Die bekannten Formen, die aus den Einflüssen des Gesteins heraus erklärbar sind, wurden bereits bei der Besprechung des Baumaterials erwähnt. Im folgenden soll nur auf solche Formen des Mittelschwarzwaldes eingegangen werden, zu deren Erkenntnis der Verfasser durch vorliegende Untersuchungen einen Beitrag zu liefern hofft. Die Kleinformen des Granitgebiets werden gesonderte Behandlung erfahren, da sich daran eine große Fülle von Problemen knüpft, die im allgemeinen Rahmen der Verwitterungs- und Abtragungsvorgänge nicht Platz finden.

B. Schutthalden.

Betrachten wir zunächst die freie Massenbewegung: Zu fast allen Arten der Massenbewegung ist in unserem Klima die Mitwirkung von Wasser nötig, um den Reibungswiderstand so herabzusetzen, daß die Schwerkraft ihn überwinden kann. Nur an ganz steilen Hängen — nach PHILIPPSON (1931 II 2, S. 31) ist ein Hangwinkel von mehr als 30° nötig — kann die Abwanderung loser Einzelkörper (W. PENCK 1924, S. 75) auch ohne Mitwirkung von Wasser vor sich gehen. Dann muß am Fuße der Wand eine Schutthalde entstehen.

Im Mittelschwarzwald ist die Bildung von Schutthalden durchweg an Orthogneise, Mischgneise und feinkörnige Granite gebunden. Niemals bilden Rengneise Felsen, an die sich nach unten eine Schutthalde anschließt. Das liegt nicht daran, daß die Rengneise schneller zu flacheren Hängen abgetragen werden; im Gegenteil: Die steilsten mir bekannten Hänge von $45\text{--}50^\circ$ Neigung am Hornkopf und an den Hängen westlich des untersten Ettersbachtals liegen sämtlich im Rengneis; aber nirgends zeigt sich der Ansatz zur Haldenbildung. Diese Tatsache hat vielmehr ihren Grund darin, daß der Rengneis nicht erst blockig, sondern gleich zu außerordentlich feinem lehmigem Verwitterungsboden zerfällt (vgl. S. 102). Anders die Orthogneise des Haslach-Simonswälder Gneisuzuges und die feinkörnigen Granite: Schon an Hängen von $32\text{--}35^\circ$ Neigung kann man längs des ganzen Kammes

Hörnleberg-Tafelbühl, ebenso an den steilen Hängen des Elztales und Gutachtales Haldenbildung beobachten. Selbstverständlich spielt dabei die Bewaldung eine große Rolle; aber sie ist nicht ausschlaggebend. Die Schutthalden im Allwing südlich des Tafelbühl und diejenigen östlich des Gaisplatz liegen im Hochwald. Es ist nicht anzunehmen, daß an diesen steilen, schwierig zu begehenden Hängen sich in der Waldverteilung in unserer Zeit wesentliches geändert haben sollte.

Daß die Abtragung der Blöcke heute noch vor sich geht, daß es sich nicht nur um tote Schutthalden handelt, beweist die Tatsache, daß die Bäume heute in geringer Höhe über dem Boden (ca. 50—60 cm) an der Bergseite ganz frische Verletzungen zeigen, die nur durch den Anprall eines herabrollenden Blockes verursacht sein können. Östlich des Gaisplatzes konnte ich große, bis 60 cm im Durchmesser messende Blöcke leicht gegen den Stamm junger Bäumchen gelehnt finden; sie waren durch die Stämme in ihrem Herabrollen aufgehalten. Die Blöcke zeigen auch häufig frische Bruchflächen, liegen ganz lose aufeinander gepackt, und man kann leicht durch einen kleinen Anstoß eine ganze Anzahl ins Rollen bringen. Die intensive Abtragung beweist auch die Tafel des Bürgermeisteramtes Triberg an den Riffhalden, die wegen Stein Schlaggefahr dringend vor Begehung des Weges an den Riffhalden warnt.

Die Schutthalden halten sich an eine gewisse Höhe, die vielleicht mit dem von SCHRÖDER (1912) festgestellten Frostwechselmaximum bei 800 m zusammenhängen kann. Nach unten gehen die Halden in einzelne schmale Ströme über, wo der Schutt deutlich feinstückiger wird. Anzeichen rezenter Abtragungsvorgänge werden immer seltener. In Bergkehlen, wo allein in dieser Entfernung von freistehenden Felsen noch vegetationsfreier Schutt zu sehen ist, hört man deutlich in der Tiefe das Wasser darunter rieseln. Zwischen den einzelnen Bergkehlen befindet sich reichlich Feinmaterial zwischen den Blöcken, und die Vegetation hat den Schutt überwuchert. Die Stromform ist hier also nur eine scheinbare und durch die ausspülende Tätigkeit des Wassers bedingt.

Viel deutlicher als die Abhängigkeit von der Höhenlage ist die Tatsache, daß in unserem Untersuchungsgebiet alle Schutthalden nur auf Hängen vorkommen, die nach Süden oder Osten exponiert sind. Daß die mechanische Verwitterung am stärksten auf der Südseite ist, hat LOZINSKI (1911) ausdrücklich hervorgehoben¹⁾. Daß dieselbe Erscheinung auch die ostexponierten Hänge deutlich von den nach Westen gerichteten unterscheidet, erkläre ich mir aus der plötzlichen Er-

¹⁾ Auch SCHRÖDER (1912) fand den stärksten Frostwechsel an Südhängen.

wärmung, die jeden Morgen an Osthängen stattfindet. Die tiefsten Temperaturen herrschen stets kurz vor Sonnenaufgang. Durch die direkte Sonnenbestrahlung tritt dann an Osthängen sofort starke Erwärmung und Sprengwirkung ein, während die Schattenseite sich langsam an die Tagestemperaturen anpassen kann. Die abendliche Abkühlung erfolgt wesentlich langsamer und ist für die mechanische Verwitterung nicht so wichtig wie die plötzliche Ausdehnung.

Die menschlichen Eingriffe in das Waldkleid beleben die Abtragung oft nicht unbedeutend. Das zeigen am auffälligsten kleine Schuttkegel, die sich häufig am Fuß steiler Holzrungen gebildet haben.

C. Rasenschlipfe.

Wie sehr die Tätigkeit des Menschen durch die Umwandlung des ursprünglichen Waldlandes in Kulturland gerade die sog. Massenbewegungen (im Sinne W. PENCK's 1924, S. 60) begünstigt, mögen die im folgenden untersuchten Schlipfe zeigen.

Geht man von Bleibach das Simonswälder Tal aufwärts, so erblickt man, besonders im Frühjahr, an steilen Wiesenhängen beiderseits des Tales häufig braune, kahle Erdstellen zwischen dem Wiesengrün; es handelt sich um die Abrutschstellen kleiner Schlipfe. Die Form ist überall sehr ähnlich: Auf wenige Meter Breite ist in die Rasendecke eine kleine Abrißnische hineingerissen. Die Gleitbahn ist kurz, selten mehr als 3—5 m lang, und eher breiter als lang. An ihrem unteren Ende sind die losgerissenen Rasenstücke in Schollen zusammen- und übereinander geschoben; sie „schwimmen“ meist auf einer lehmig-breiigen Masse, die als dicker Brei hie und da noch ein Stück weiter den Hang hinunter geflossen ist.

Einige dieser Stellen wurden von mir näher untersucht und vermessen. Abb. 11 zeigt einen kleinen Schlipf im hinteren Griesbachtal beim Hugenhof an den Hängen des dort von links herabkommenden Seitendobels. Der Abriß erfolgte kurz unterhalb eines kleinen Hangkanälchens, das der Wiesenbewässerung dient. Auch an einer anderen Stelle, beim Hansmichelhof im unteren Griesbachtal, lag der Abriß etwa 1 m unterhalb eines Hangkanälchens. Das Hangkanälchen trägt sicher sehr zu der notwendigen Durchfeuchtung bei; seine Anwesenheit ist aber, wie viele andere Vorkommen (beim Winterbauernhäusle nördlich des Hornkopf, beim Eichhof im unteren Griesbachtal u. a.) zeigen, keineswegs nötig. Abgerutscht ist stets nur die zerrissene Rasendecke in einer Dicke von 20—40 cm mit einer dünnen Schicht Bodenmaterial. Darunter befindet sich ein stark lehmiger, während des ganzen Jahres

feuchter Bodenhorizont, unter dem trockenerer, mehr grusig-sandiger Verwitterungsschutt liegt, der schließlich in den anstehenden Renschneis übergeht (Fig. 14).

Größere Vorkommen von mehr als 40 qm sind selten, das Häufigkeitsmaximum konnte ich bei 9—15 qm ermitteln. Stets handelte es sich um stark lehmigen Gehängeschutt, der vollkommen von Wasser durchtränkt war und dort, wo er nicht mehr durch die Rasendecke gehalten war, breiig ausfließen konnte. Am Eichhof hatte ein derartiger kleiner Schlammstrom große Rasenstücke bis 40 m weit den Hang hinunter getragen (Das „Hinabschwimmen“ der Rasenstücke ist auch auf Abb. 11 deutlich zu sehen).

Die durchweg zu beobachtende Beschaffenheit des ausgeflossenen Schlammes zeigt schon die zur Bildung des Schlipfes notwendige starke Durchtränkung des Bodens an. Frische derartige Schlipfe¹⁾ konnte ich selbst nur im Frühjahr beobachten. Deutlich hob sich das Frühjahr 1932 stark heraus. Ja, bei einer Begehung des Gebietes, wo Schlipfe am häufigsten abzugehen pflegen, konnte ich im darauffolgenden Frühjahr keinen einzigen frischen Schlipf feststellen. Das hat seinen Grund jedenfalls darin, daß während des schneearmen Winters 1931/32 der Boden sehr tief und lange gefroren war, in den letzten März- und ersten Apriltagen setzte plötzlich warmes Wetter, verbunden mit reichlichen Niederschlägen, ein, so daß der gefrorene Boden von oben her auftaute. Die darunter liegende Bodenschicht war noch fest gefroren und deshalb vollkommen wasserundurchlässig. Es ist ja eine auch sonst bekannte Tatsache, daß das frühjährliche Auftauen des Bodens von oben her geschehen kann. Der Frostboden wirkt als Wasserstauer, als eine Art temporärer „Tjäle“; an seiner Oberfläche muß sich also eine Zone geringster Reibung, ein Gleithorizont befinden. Es ist mir an steilen Hängen oft passiert, daß ich mit einer wenige Zentimeter mächtigen Bodenschicht einfach abrutschte. Darunter kam der harte Eisboden zum Vorschein. In zwei untersuchten Fällen von Rasenschlipfen war der unterlagernde Eisboden noch zu sehen; bei anderen konnte er nicht nachgewiesen werden. Ein Zusammenhang der Rutschungen mit dem Auftauen des Bodens schien aber wahrscheinlich, da sich sämtliche von mir beobachteten Schlipfe auf die erwähnte kurze Zeit im Frühjahr 1932 zusammendrängen, wo die Bedingungen dafür besonders günstig waren;

1) Verrutschte Rasenstellen an starken Quellen zähle ich nicht zu den reinen Schlipfen. Sie haben abweichende Form, keine eigentliche Gleitbahn und kein gut ausgebildetes Ablagerungsgebiet, da durch die ständige Wasserführung der Schlamm weggeführt wird.

gerade warmer Regen taut Schnee und Eis ja viel schneller als trockene Wärme. Im folgenden Frühjahr (1933) dagegen geschah das Auftauen des Bodens ohne die begleitenden Niederschläge und ganz allmählich.

GÖTZINGER (1907) bringt aus den Flyschgebieten des Wiener Waldes eine Fülle von derartigen Beobachtungen. Schlipfe können dort schon an flachen Wiesenhängen vorkommen. Bei den von mir untersuchten Vorkommen hat sich eine Mindestneigung von 18—20°, jedoch stets herausgestellt, ja in den meisten Fällen handelte es sich um Hangwinkel zwischen 34 und 36°. GÖTZINGER geht auf die Frage des gefrorenen Bodens nicht ein; für seine Schlipfe genüge einfache Durchtränkung (GÖTZINGER 1907, S. 29), was durchaus denkbar ist. Entscheidend dafür ist zunächst die Beschaffenheit des Bodens. Die bekanntesten derartigen Schlipfe in Baden aus dem Opalinuston (DEECKE 1918, S. 55 ff.) beruhen sicher lediglich auf starker Durchtränkung. TARNUZZER (1911) beschreibt ebenfalls Rutschungen und Zusammenschieben von Rasenstücken auf diese Art. HÖGBOM (1914) hat sie vom gefrorenen Boden abhängig gemacht, indem er dessen Bedeutung als Wasserstauer zum erstenmal ins richtige Licht rückte (gute Abbildung bei HÖGBOM 1908/09, Fig. 4). Die Notwendigkeit der „Frostbank“ wurde 1918 von F. M. BEHR angezweifelt; es wird noch darauf zurückzukommen sein.

Jeder Schlipf ist, wie auch GÖTZINGER (1907, S. 29) ausdrücklich betont, etwas Einmaliges. Die verletzte Stelle überwächst in kurzer Zeit, ein Vorgang, den die Bauern stets kräftig unterstützen, indem sie durch Faschinen das Erdreich zu halten versuchen und die losgerissenen Rasenstücke wieder darauflegen. Schließlich zeigt nur noch eine eigentümliche Unruhe des sonst glatten Rasenhanges die Stelle an. Dem aufmerksamen Beobachter können diese Vernarbungsstellen der Wiesen-schlipfe nicht entgehen.

Derartige Schlipfe kommen nur auf Wiesen vor. Im Wald wird nach GÖTZINGER (1907, S. 29) der Boden bis in größere Tiefe von den Baumwurzeln festgehalten. Schlipfe sind häufig im unteren Simonswälder Tal und seinen Nebentälern, fehlen aber im Haslach-Simonswälder Tal. Die lehmigen Renchneisböden, besonders im unteren Teil der Hänge, scheinen derartigen Erscheinungen viel günstiger zu sein, als die sandigen Orthogneisböden. Im Granit sah ich nirgends Schlipfe. Ein paar kleine Vernarbungsstellen befinden sich an den Hängen des unteren Losbaches im feinkörnigen Granit, der stets etwas toniger verwittert. Auch im Nordschwarzwald scheinen derartige Schlipfe ausschließlich in Renchneisen und feinkörnigen Graniten vorzukommen (SCHMITTHENNER 1913, S. 36).

Leider war es mir persönlich nie möglich, unmittelbar nach erfolgter Rutschung an Ort und Stelle zu sein, geschweige denn einem derartigen Vorgang selbst zuzusehen. Zu besseren Ergebnissen, die das Zusammenwirken der zahlreichen, aus eigenen und fremden Beobachtungen erschlossenen Faktoren plötzlich beleuchteten, die vor allem die Rolle des gefrorenen Bodens klarstellten, führte mich erst eine im Sommer 1933 durchgeführte genaue Befragung der Eigentümer der betreffenden Grundstücke, wo Schlipfe zu beobachten waren.

Dabei zeigte sich zunächst folgendes: Schlipfe gehen stets nur nach sehr starkem Platzregen ab; bei langen Regenperioden, wo im allgemeinen nie so starke Regenmengen pro Zeiteinheit niedergehen, waren Rutschungen niemals zu beobachten. Die Ansicht fast aller Grundeigentümer — meist alteingesessener Bauern, die für derartige Vorgänge auf eigenem Grund und Boden oft erstaunliche Beobachtungsgabe haben, — ging ferner dahin, daß derartigen Platzregen eine beträchtliche Auflockerung des Bodens vorangehen müsse. Diese Auflockerung geschieht im wesentlichen durch den winterlichen Bodenfrost. Im Laufe des Sommers setzt sich der Boden mehr und mehr, im Herbst kommen Schlipfbewegungen nicht mehr vor.

Die ganzen zu derartigen Rutschungen führenden Faktoren lassen sich nun auf eine einfache, eventuell sogar zahlenmäßig erfaßbare Formel bringen: Für jeden Hangwinkel ist eine ganz bestimmte Gewichtszunahme nötig, um eine Überwindung der Reibung und ein Zerreißen der Vegetationsdecke zu bewirken. Die entsprechende Wassermenge kann nur ein vorher aufgelockerter Boden fassen, und zwar nur dann, wenn das Verhältnis zwischen gleichzeitiger Wasseraufnahme und Wasserabfluß im Boden oberhalb der wasserstauenden Gleitschicht (Fig. 14) größer als 1 ist. Sinkt dieses unter 1, so findet keine vollständige Durchtränkung statt, und die nötige Gewichtszunahme wird nicht erreicht. Das erklärt das Auftreten der Rutschungen nur nach Platzregen; bei Dauerregen bleibt der Abfluß im Boden größer als die Wasseraufnahme — sieht man doch niemals in solchen Fällen Regenwasser oberflächlich abfließen. Langanhaltende Regen schlämmen außerdem den Boden dicht und setzen seine Wasserkapazität herab (ENGLER 1919, S. 612). Diese Formel erklärt ferner die Verbreitung der Schlipfe nur in tonigen oder wenig durchlässigen Böden, die dem Wasserabfluß einen wesentlich größeren Bodenwiderstand¹⁾ entgegensetzen. Waldböden sind durch

¹⁾ Über die Wirkungen des Bodenwiderstandes in verschiedenen Böden vgl. besonders die subtilen Untersuchungen Jos. SCHMID's (1925, S. 33ff.) und ENGLER's (1911, S. 612).

Wurzeln usw. so gut drainiert (SCHMID 1925, S. 18ff. u. S. 87), daß der Abfluß stets größer bleibt als die gleichzeitige Regenmenge.

Alle übrigen Faktoren, die sich aus den oben mitgeteilten Beobachtungen ergaben, sind nicht notwendige, sondern nur im hohen Grade begünstigende. Sie haben im wesentlichen reibungsmindernde und wasserstauende Wirkung (temporäre Tjäle, kolloidreiche Böden, Lehmschicht).

SAPPER (1930) beschreibt aus alpinen Gebieten Schlipfe, die ohne vorausgegangene starke Regenfälle abgegangen seien. Er führt das Zerreißen der Vegetationsdecke auf besonders scharfkantigen Schutt zurück, ohne dessen Mitwirkung der Schlamm „subulcitan“ abfließen würde. In allen von mir untersuchten Fällen fehlt dem ausgeflossenen Material jegliche Beimengung von Schutt, so daß das Zerreißen nur durch ein „Ansammeln von Kraft“ (PASSARGE 1920 III, S. 180) unter der Vegetationsdecke und die anwachsende Spannung, die schließlich zu groß wird, zurückgeführt werden kann.

D. Formen langsamer Bodenbewegungen.

Aus den zu gewissen Zeiten eintretenden akuten Schlipfbewegungen schloß GÖTZINGER (1907) auf eine ständige langsame Bewegung des gesamten Verwitterungsbodens, die er mit „Kriechen“ bezeichnete. Es handelt sich dabei um Bewegungen, die so langsam sind, daß man sie nicht direkt beobachten, sondern nur aus gewissen Anzeichen schließen kann. Man kann einmal unmittelbar gewisse Erscheinungen wie Hakenschlagen der Schichten, Stammkrümmung von Bäumen usw. als Wirkungen des Kriechens deuten, man kann aber auch mittelbar auf Wirkungen langsamer Bodenbewegungen schließen, wenn man eine Form aus dem Wirken anderer Kräfte nicht erklären kann.

Unmittelbare Anzeichen konnte ich im Verlauf meiner Untersuchungen wohl beobachten, sie lassen sich aber, wie der seit Jahrzehnten währende Meinungsaustrausch in der Fachliteratur gezeigt hat, im allgemeinen auch durch andere Vorgänge oder als diluviale Erscheinungen deuten. Es kann deshalb an dieser Stelle auf die einschlägigen Lehrbücher und einige Einzelarbeiten¹⁾ verwiesen werden. Daß in hinreichend feuchten Wiesenböden langsame Bodenbewegungen stattfinden, wird heute allgemein anerkannt (vgl. d. Anm.) und zeigt sich im Mittelschwarzwald wie überall in Mittel- und Hochgebirgen an der auf andere Weise nicht zu erklärenden Tatsache, daß Wiesenbäche ihre

¹⁾ PASSARGE 1920 III, S. 180ff. und 1912, S. 41; W. PENCK 1924, S. 88ff.; PHILIPPSON 1931 II 2, S. 35ff.; SUPAN 1930 II 1, S. 171ff.; GÖTZINGER 1907; PASSARGE 1914, S. 165ff.; SALOMON 1916; J. SCHMID 1925; VOLZ 1924.

Ufer immer wieder frisch unterschneiden. Überall läßt sich das vor allem an den kleinen Hangkanälchen beobachten, die der Bewässerung dienen: Sie müssen in jedem Frühjahr wieder neu ausgehoben werden, da sie vom Gehänge „zgedrückt“ werden.

Mittelbare Anzeichen für Kriechbewegungen sind nur im Zusammenhang mit anderen Abtragungsvorgängen zu erkennen; es muß deshalb auf den folgenden Abschnitt verwiesen werden. Zusammenfassend kann man sagen, daß die Rolle langsamer Bodenbewegungen im Bereich steilerer Formsysteme gegenüber anderen Abtragungsvorgängen offenbar recht gering ist; ihre Anzeichen werden von den sichtbaren Wirkungen der beschriebenen Schlipfe und denjenigen der Abspülung und Erosion jedenfalls stark überdeckt. Für flachere Formsysteme läßt sich über das Intensitätsverhältnis nichts sicheres aussagen, da die Deutung der Anzeichen noch zu wenig geklärt ist.

E. Flächenspülung und Rinnenspülung.

Mehr noch als langsame Bodenbewegungen steht die Abspülung durch fließendes Wasser unter dem Einfluß der Vegetationsdecke. Nur an künstlichen Einschnitten kann sie in unserem Waldklima ihre volle Wirkung entfalten. Den besten Panzer gegen die Abspülung bildet die Rasendecke (W. PENCK 1924, S. 93). Wasser, das oberflächlich über Wiesen abrinnt, ist stets hell und klar. Nur an kleinen Stellen, wo durch Tiere Erde über die Rasendecke gebracht wird (Maulwurfshügel u. dgl.), kann fließendes Wasser auch merklich abtragend wirken. Dagegen ist unser Waldboden gegen Abspülung ziemlich ungeschützt (W. PENCK 1924, S. 94), was zum großen Teil darauf beruht, daß unser Wald Kulturwald ist; kein Unterholz und keine umgestürzten Bäume schützen den Boden, wie es in echten Urwaldgebieten der Fall ist (MORTENSEN 1930, S. 150). Daß flächenhafte Abtragung über Waldboden stattfindet, beweisen in der Nähe der Buntsandsteinstufe die überall über den Waldboden verteilten kleinen Quarzgerölle aus den Konglomeraten, die besonders in der Umgebung des Gutenwaldes und Stöcklewaldes auffallen. Andererseits bieten der dichte Nadelteppich und das herabgefallene Herbstlaub auch einen ganz guten Schutz. An steilen Hängen kann man oft beobachten, wie durch umgestürzte Bäume, Fußspuren oder andere Ursachen dieser Schutz verletzt und an der betreffenden Stelle der darunter liegende Feingrus herausgespült wird, der dann oft meterweit über den Hang hinunter zu verfolgen ist.

Nichtsdestoweniger ist eine wirkliche Flächenspülung selten zu beobachten. Meist vereinigt sich das Wasser schon nach sehr kurzer Zeit

zu Wasserfäden, deren örtliche Kraft rasch wächst. Ist an einer solchen Stelle die Vegetationsdecke einmal zerstört, so konzentriert sich die Wasserwirkung, und es entsteht eine Rinne im Waldboden. An sehr steilen Hängen gehen in derartigen Rinnen bei starken Regen Muren ab. Ich konnte diesen Fall aber nur ganz selten feststellen; aus dem Untersuchungsgebiet sind mir zwei solcher Runsen mit Murgängen an den steilen, bewaldeten Hängen westlich des Ettersbaches und beim Krummendobel im Elztal bekannt. Bei der Entstehung dieser Runsen hatte das fließende Wasser wohl nur eine vorbereitende Wirkung. Dann aber, für die Muren, wirkte es vor allem durch Gewichtsvermehrung. Die Runsen wurden durch einen katastrophalen Vorgang geschaffen. Trotzdem sind sie nicht mit Schlipfen zu vergleichen, da ihre Entstehung ohne fließendes Wasser undenkbar ist und der Zusammenhalt der Massen nicht wie bei den Schlipfen im großen und ganzen gewahrt bleibt.

Es ist sehr auffällig, daß bei den stark undurchlässigen Renschneisböden nicht viel öfter solche Runsen zu beobachten sind. Das läßt sich durch ein Verwischen der Runsen bis zur nächsten Unwetterkatastrophe erklären, wo sich an anderen Stellen neue Runsen bilden, und dieses Verwischen kann man nur auf das Konto langsamer Bodenbewegung setzen. Da diese Gebilde beträchtliche Tiefe und bis zu mehreren Metern Breite haben, müßte einfache Überwucherung durch die Vegetation doch wenigstens deutliche Spuren hinterlassen. Wie lange diese Rinnen offen bleiben, hängt von der Häufigkeit katastrophaler Regen ab, die sich in der nötigen Stärke jedenfalls nur in Jahrzehnten wiederholen.

An flachen Hängen ist die Bildung von Rinnen im Walde viel häufiger. Murenartige Vorgänge allerdings sind hier der Flachheit wegen nicht beteiligt; ihre Bildung ist allein auf Rechnung des fließenden Wassers zu setzen. In Renschneisgebieten kann man diese Rinnen im Wald fast regelmäßig zwischen den allerobersten ganz flachen Talstufen beobachten. Es scheint, daß die Abspülung auch auf flacheren Hängen noch relativ starke Wirkung haben kann, während die Wirkung des Kriechens mit zunehmender Hangverflachung ungleich schneller abnimmt. Die periodisch trockenen Rinnen werden dort offenbar nicht mehr zugeedrückt; die Kraft des Oberflächenwassers kann sie offen halten. Diese Rinnen verhalten sich ähnlich wie die Schuttgerinne O. LEHMANN'S (1918), dessen feine Beobachtungen im Wiener Wald ebenfalls dazu geführt haben, sie aus dem Zusammenwirken von oberflächlicher Erosion und Kriechen zu erklären. Es scheint allerdings,

daß zwischen diesen Rinnen und den Schuttgerinnen LEHMANN's ein gewisser Formunterschied besteht (Fig. 15). Die kleine Schuttschlucht grenzt mit scharfer Kante im allgemeinen unmittelbar an sanftes Gehänge.

Bei gut ausgebildeter Dreiteilung in Schuttschlucht, Tobelgehänge und sanftes Gehänge (LEHMANN 1918, S. 48) lassen sich derartige Formen wohl auch als Resultat mehr komplexer Kräftewirkung, vielleicht als „Mehrzeitformen“, um den anschaulichen Ausdruck MORTENSEN's (1928/29, S. 138) zu gebrauchen, erklären. Eine Dreiteilung konnte ich jedoch nicht beobachten und scheint, nach den Abbildungen LEHMANN's zu urteilen, auch im Wiener Wald nur in den wenigsten Fällen deutlich ausgebildet zu sein.

Wald und Wiese verhalten sich vollkommen verschieden. An der Waldgrenze geht das Gerinne, das im Walde bis zu 2—3 m Tiefe haben kann, in eine flache Mulde über¹⁾. Die Muldenhänge sind viel zu flach, als daß hier Schlipfe abgehen könnten; es handelt sich hier also nicht um Formen und Vorgänge, die etwa den Tilken STRATIL SAUER's (1931) entsprechen könnten. Oberflächliche Abspülung und Erosion sind des Rasenfilzes wegen sehr gering. Außerdem hilft der Mensch kräftig mit, jegliche Erosion zu unterdrücken, indem er auf Wiesen alles Wasser in kleine Hangkanälchen verteilt. Die Umbildung der ursprünglich unter Waldbedeckung sicher vorhanden gewesenen Rinne zur weiten Muldenform ist ohne langsame Bodenbewegung — begünstigt durch die größere Beweglichkeit des Wiesenbodens — deshalb schwerlich denkbar.

Während des Diluviums muß auf dem zur Eiszeit nackten Boden die Abtragung durch oberflächlich fließendes Wasser bedeutend stärker gewesen sein; denn nirgends zeigen sich in den obersten Tälern wesentliche Erosionswirkungen; lediglich feiner Grus und toniges Material wird von den langsam dahinfließenden Bächen verfrachtet. Dagegen finden sich unter den Mooren, soweit diese aufgeschlossen sind, Kieslagen von Geröllen bis zu Faustgröße, deren Herkunft auf ziemlich weiten Transport weist. Unter dem Torfmoor an der Bleimatt unterhalb Schönwald und unter demjenigen an der Sauermatte östlich des Rohrhardsbergs zeigten sich massenhaft Gneisgerölle, wie sie durch die heutigen Kräfte selbst bei Hochwasser nicht mehr durch das Moor hindurch verfrachtet werden. Anstehender Gneis findet sich erst viel weiter oberhalb dieser Moore.

¹⁾ Das läßt sich überall an den obersten Talanfängen der Gutach längs des Kammes Zinswald-Kesselberg gut beobachten. Ein besonders schönes Beispiel ist die kleine Schlucht bei Schaiben östlich des Escheck, die ganz plötzlich in eine breite Wiesenmulde übergeht.

Die Erhaltung der Kiese gleicht der der Niederterrassenschotter, und auch ihre Lage unter dem Moor weist ihnen spätdiluviales Alter zu.

F. Einige Formen der Grundwasserfurchung.

Zu der abtragenden Wirkung des Kriechens und des oberflächlich fließenden Wassers gesellt sich in Gebieten mit durchlässigem Boden die ausspülende Tätigkeit des Sickerwassers. Da, wo das Gestein zu einem Zerfall in grobkörnigen Grus neigt, also in Granit- und Schapbachgneisgebieten, versickert das Wasser schnell in den Boden und spült dort die tonigen Bestandteile aus (vgl. hierzu auch die Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte, Blatt Triberg, von A. SAUER 1899). Der Boden „sackt“ dadurch nach (eine Art subterranner Erosion, vgl. MORTENSEN 1921, S. 18), wodurch einzelne Bodenteilchen auch innerhalb des Bodens umgelagert werden. In geneigten Mulden, wo genügend Grundwasserbewegung vorhanden ist, bleiben sehr grobe Böden zurück, denen fast alles Feinmaterial fehlt. Diese Art subterranner Erosion ist natürlich am stärksten in der Umgebung von Quellen (vgl. POSER 1932/33, S. 153). Von allen Seiten muß die nachsackende rutschende Bewegung konzentrisch auf die Quelle gerichtet sein. So entstehen am Gehänge kleine Trichter mit zirkusartiger Weitung oben und engem Ausgang unten. Sehr schön kann man sie häufig im Granitgebiet, wo das Gestein nicht blockig, sondern gleichmäßig grusig zerfällt, an nicht zu steilen Hängen beobachten (z. B. am rechten Hang des Tiefentales kurz vor seiner Einmündung ins Nußbacher Hintertal).

Der Trichter hat eine vollkommen ausgeglichene konkave Zirkusform; im unteren Teile tritt meistens die Quelle aus, und von da an abwärts herrscht lineare Erosion. In manchen Fällen ist an dieser Stelle deutlich eine konvexe Zunahme des Gefälls zu bemerken (Fig. 16a). Gleichzeitig gehen die sehr deutlich konkaven Hänge in geradlinige oder konvexe Seitenhänge über.

Dieselben Formen beschrieb OUVRIER (1933, S. 34) kürzlich aus dem Riesengebirgsgranit. Form und Entstehung ist ähnlich wie die der Trichterbuchungen an der samländischen Steilküste, geschieht aber unendlich viel langsamer und niemals durch katastrophale Vorgänge, (MORTENSEN 1921, S. 51, vgl. auch PASSARGE 1920 III, S. 179). Die Abstände sind jedoch bei uns viel größer, so daß es zur Bildung eigentlicher Wandspornpfiler nicht kommt. Werden diese Gebilde größer, so können sie die Ursprungstrichter von Dobeln und Tälern bilden.

Eine Reihe von Ursprungstrichtern gehören einem älteren Reliefstadium an; sie wurden auf der Karte der Reliefentwicklung (Taf. 10)

durch entsprechende Signaturen gekennzeichnet. Unterhalb der schon durch die Vorgänge der Grundwasserabtragung entstehenden Konvexität des Gefälls (s. S. 172) liegt dann ein zweiter konvexer Gefällsbruch, ein scharfer Knick. Das Gefällsprofil hat dann die Form wie Fig. 16b.

Beispiele dafür sind die großen Mulden am Breulershäusle, südlich des Tafelbühl, östlich der Farnhalde im hinteren Griesbachtal, der Schmutzwinkel und das Schneckenloch an der Westseite des Hauensteinkammes. Durch den Gegensatz des relativ flachen Bodens gegenüber der anschließenden steilen Kerbschlucht wird so leicht der Eindruck erweckt, als habe man es mit einem alten Kar zu tun. Dagegen sprechen aber eine Reihe von gewichtigen Gründen: Die häufig sehr tiefe Lage (Farnhalde 690 m), die oft vorkommende Exposition nach Süden und die Tatsache, daß die Hänge nie steiler sind als in dem betreffenden Reliefsystem die Regel ist, was bei einem Kar der Fall sein müßte. Zum mindesten müßte starke Verschüttung die Zerstörung der Karwände andeuten.

Trotzdem ist vielleicht in einigen Fällen bei der Entstehung der Zirkusform die Mitwirkung von Schneeflecken nicht ganz von der Hand zu weisen. PASSARGE (1919, S. 42) zieht die Möglichkeit dieser Entstehung in diluvialer Zeit ausdrücklich in Betracht. Oberhalb unserer Mittelgebirgskare ist häufig eine zweite Stufe, ein Schneekar, das auch heutzutage bis weit in den Sommer hinein mit Schnee gefüllt ist. Im Schwarzwald sind diese Schneekare sehr schön am Seebuck, im Zastler Loch, am Mittelbuck und am Herzogenhorn zu beobachten. Diesen Gebilden fehlt ein ebener Boden; sie sehen den Zirkustrichtern ganz ähnlich. Der Schnee entzieht hier während des größten Teils des Jahres den Boden der oberflächlichen Rinnenspülung. Er durchtränkt aber den unterliegenden Boden, so daß unter der Schneedecke Bodenbewegungen vorkommen. Nach dem Abschmelzen der letzten Schneereste ist die breiige, leicht rutschende Beschaffenheit des Untergrundes gut zu beobachten. Das weidende Herdenvieh tritt in den nachgiebigen Boden horizontale kleine Stufen und Rinnen, die bekannten Viehgangeln, die gerade in diesen Schneekaren stets am schönsten ausgebildet sind. Im Spätsommer und Herbst, wenn der Boden nicht mehr von Schmelzwasser durchtränkt ist, werden diese Viehgangeln zu festen trockenen Gebilden. Da der Schnee das zwischen Schnee und Boden abfließende Schmelzwasser an einer Vereinigung zu Rinnen verhindert, findet unter dem Schnee wohl außerdem ziemlich starke flächenhafte Abtragung statt; das beweisen die schmutzige Färbung des Schnees am unteren Ende

eines Schneeflecks¹⁾ und kleine Schlammfächer, die man dort oft sehen kann²⁾.

Auf diese Weise ist eine diluviale Entstehung der Ursprungstrichter im Sinne PASSARGE's (1919, S. 42) durchaus denkbar. Die Notwendigkeit ihrer Annahme besteht aber keineswegs, denn diese Formen lassen sich auch aus den geschilderten Formen der Grundwasserabtragung allein erklären.

Fördernd für die Ausbildung der Grundwasserformen ist im allgemeinen ein dichtes Waldkleid, da Baumwuchs stets die Wasserbewegung innerhalb des Bodens begünstigt. Man könnte deshalb erwarten, daß die besprochenen Zirkustrichter am schönsten unter Wald auftreten. Das hat sich aber für das Untersuchungsgebiet nicht nachweisen lassen — wohl deshalb, weil man ohnehin mit ursprünglich geschlossener Waldbedeckung rechnen muß. Die schönsten Ursprungstrichter sind im Gegenteil heute entwaldet, da sie in dem sonst recht steilen Gehänge durch ihren etwas flacheren Boden die Möglichkeit der Beackerung oder der Weidewirtschaft bieten. Durch die stets horizontal am Hang entlang gezogenen Ackerfurchen wird der Eindruck vollkommener Abrundung noch verstärkt.

Sehr schöne „Trichterzirken“, wie PASSARGE (1914, S. 23) sie genannt hat, sieht man in Granit- und Schapbachgneisgebieten: Die Trichter im Tiefental wurden schon erwähnt; andere liegen südlich des Kronecks, vor allem auch überall im Haslach-Simonswälder Orthogneiszug.

Ein deutlicher Unterschied in der Ausbildung der Zirkustrichter hat sich zwischen Rench- und Schapbachgneisgebieten ergeben. Im Renchgneis ist die gleichmäßige Rundung des ganzen Trichters selten, stets durchsetzen kleine Abtragungsrinnen die Trichterhänge. Sie tendieren allerdings ebenfalls alle nach einem Punkt, so daß der Eindruck eines großen Trichters durchaus gewahrt bleibt. Man könnte hier vielleicht eher von einem „Sammeltrichter“ oder mit PHILIPPSON (1931 II 2, S. 183) von einem „Ursprungstrichter“ sprechen. Ganz undeutlich ist in den Renchgneisböden auch stets der konvexe Gefällsbruch am unteren Ende des Ursprungstrichters, ein Zeichen, daß oberflächliche

¹⁾ Damit ist nicht die basale Schmutzfärbung des Frühjahrsschnees gemeint, die eine flächenhafte Anreicherung der im Schnee selbst vorhandenen Staubpartikelchen darstellt (PHILIPP in Blank's Handbuch der Bodenlehre I, S. 282).

²⁾ Ich halte aus diesen Gründen die Schneekare in den höchsten Teilen unserer Mittelgebirge — am schönsten sah ich sie längs des ganzen Kammes der Hochvogesen entwickelt — durchaus für „lebende“ Gebilde, die heute noch in Fortbildung begriffen sind.

Wasserwirkung die reine Grundwasserform hier mehr verwischt. Auch bei SCHMITTHENNER's Dellen ist die Stufe zum eigentlichen Tal in durchlässigem Gestein stets besser entwickelt (SCHMITTHENNER 1925/26, S. 6) — offenbar ein allgemeines Gesetz der Grundwasserformen. Je undurchlässiger der Boden, um so mehr stimmt die Form unserer Talanfänge mit Form und Erklärungsweise der Ursprungstrichter PHILIPPSON's überein, wonach Tiefenerosion und Flächenspülung die entscheidende Rolle spielen sollen (PHILIPPSON 1931 II 2, S. 183 ff.).

Zu derselben Formengemeinschaft der für unser Waldklima charakteristischen Grundwasserformen möchte ich die in der morphologischen Literatur bisher unbeachtet gebliebene, in bewaldeten Firstlandschaften fast regelmäßig auftretende Erscheinung stellen, daß jeder Kamm stets nur so lange scharf bleibt, als er etwa horizontal verläuft; verliert ein Kamm rasch an Höhe, so tritt dort, wo er geneigt ist, sofort Zurundung ein. Folgt man einem weglosen, bewaldeten Kamm, so ist man an solchen Stellen häufig im Zweifel, nach welcher Richtung nun der Kamm eigentlich weiter führt. Man hat nur einen gleichmäßig gerundeten Abfall vor sich. Soweit ich es beurteilen kann, scheint das in ariden und alpinen Gebieten, falls nicht auch die horizontalen Kammabschnitte zugrundet sind, keineswegs der Fall zu sein. Auch wo ein First schnell abfällt, bleibt er ein durchaus scharfer Grat. Der Formtypus, scharf oder zugerundet, bleibt dort in einheitlichen Gebieten viel gleichförmiger, ob es sich nun um horizontale oder geneigte Kämmen handelt.

Beispiele für das geschilderte Verhalten der Kämmen in unseren Gebieten liefert jeder scharfe First zwischen den Seitentälern des Simonswälder Tales; schon die Karte 1:25000 zeigt es gut an den Kämmen zwischen Ibichdobel und Griesbachtal sowie zwischen Griesbach- und Nonnenbachtal.

Diese Formen lassen sich nur erklären, wenn man annimmt, daß auch längs des Kammes Abtragung stattfindet. MORTENSEN (1932, S. 283) schloß aus der Tatsache des Materialdefizits unterhalb von Felsburgen auf dem Kamm auf Abtragung in der Längsrichtung. Den von MORTENSEN beschriebenen Gefällsprung konnte ich an vielen Felsen auf den Kämmen der Westabdachung ebenfalls beobachten.

Andererseits sind horizontale Kämmen durch die nach beiden Seiten nach den Ursprungstrichtern hinweisende Grundwasserabtragung zugeschärft. Am Kammabfall fehlen diese Quelltrichter, die Grundwasserabtragung geht nach allen Seiten, woraus meines Erachtens in Zusammenarbeit mit Abtragung in der Längsrichtung des Kammes die gleichmäßige Zurundung entsteht.

G. Formen der Verwitterung und Abtragung im Granitgebiet.

Eine ganze Reihe von Problemen, denen wir in unserem Untersuchungsgebiet begegnen, knüpft sich an Verwitterungs- und Abtragungsformen, wie sie immer und immer wieder besonders typisch im Granit auftreten. Wohl kommen sehr ähnliche Formen auch in anderen Gesteinen, Quarziten, Syeniten u. a. vor, aber Untersuchungen über Erscheinungen, wie sie im folgenden besprochen werden sollen, wurden auch von anderen Autoren fast sämtlich an Graniten gemacht. Deshalb erscheint hier m. E. eine zusammenhängende Darstellung der für das Granitgebiet typischen Formen gerechtfertigt.

Im allgemeinen wird der Granit als äußerst widerstandsfähig gegen mechanische Einflüsse angesehen; seine Verwitterung geschieht bei uns vorwiegend auf chemischem Wege (SCHMITTHENNER 1913, S. 22; ferner besonders auch W. PENCK 1924, S. 57, PHILIPPSON 1931 II 2, S. 20). Mechanische Zerlegung gibt W. PENCK (1920, S. 94) auch für aride Gebiete nur für größere Höhen zu. Die chemische Verwitterung schafft nach W. PENCK im allgemeinen runde Formen; überall zeigt sich in Granitgebieten die sog. Wollsackverwitterung. Leichter als bei uns ist es in einem vegetationsfreien Klima, mechanische und chemische Verwitterung zu trennen, da dort eher die eine von beiden ausgeschaltet werden kann. Aufschlußreiche Untersuchungen hierüber verdanken wir BLANCK & PASSARGE (1925).

1. Blockverwitterung.

Wer über die Hochflächen des Mittelschwarzwälder Granitgebiets wandert, empfängt den Eindruck eines im Großen zwar in ruhigen Linien aufgebauten Landschaftsgebietes, das aber im Kleinen überall eigentümliche Lebhaftigkeit aufweist. Allenthalben bedecken große runde Blöcke — „wollsackförmig“ hat man sie genannt — die Hänge, die darum zum größten Teil nur ungepflegtes, durch Büsche und Baumgruppen unterbrochenes Weideland darstellen.

Diese überaus charakteristische Blockstreu überzieht nicht gleichmäßig das ganze Gebiet, sondern zeigt deutliche Unterschiede der Verteilung. Sie tritt nur im Gebiet des Kerngranits auf und fehlt dort vollständig, wo größere Schlieren anderer Granitvarietäten den Biotitgranit durchsetzen. Deutlich macht sie sich stärker westlich des Gutachtales geltend als östlich davon. DEECKE (1916/17, S. 127 und 1918, S. 20) schreibt dieses Verhalten der mehr porphyrischen Ausbildung des Granits westlich der Gutach zu. M. E. ist die stärkere Blockbildung westlich der Gutach eher eine Folge des dort allgemein gröberen Kornes

des Granits; auch CLOOS (1919, S. 86) führt die gleichen Verwitterungsunterschiede im Erongogranit auf besonders grobes Korn, sowie Schlieren- und Gangfreiheit zurück.

Derartige petrographische Unterschiede erklären aber in keiner Weise die Tatsache, daß Blockbildung und vollständige, tiefgründige Zersetzung des Granits unmittelbar nebeneinander zu beobachten sind. Man kann im vollständig gleichartigen Biotitgranit drei Haupttypen des Verwitterungsprofils unterscheiden:

Auf der Kuppe kleiner Anhöhen an sehr trockenen Südhängen und an Steilhängen zeigt sich ein Verwitterungsprofil vom Typ 1 (Fig. 17). Der feste, von wenigen Klüften durchzogene Granit löst sich nach oben immer mehr in Blöcke auf, die, je höher sie liegen, und je mehr sie von Feingrus umgeben sind, immer rundere Formen annehmen und immer kleiner werden. Derartige Aufschlüsse hat z. B. der Sportplatzbau auf dem Laubeck bei Schonach ergeben. Ein guter Aufschluß liegt beim Stauweiher unterhalb Schönwald an der Straße Triberg-Furtwangen.

In kleinen Mulden, überall im Talgrund und an sanften Nordhängen zeigt sich fast stets Typ 2 (Fig. 17): Unter einer geringmächtigen schwarzen Humusdecke folgt ein brauner, sandiger Boden und darunter durch und durch zersetzter Granit, in dem das Gesteinsgefüge noch vollkommen erhalten ist; die Bestandteile sitzen noch im Verband. Dieser Grus läßt sich leicht mit dem Spaten abstechen, ist aber nichtsdestoweniger völlig standfest. Diese Zone, die nach HARRASSOWITZ (BLANCK 1930 IV, S. 226) „Zersatz“ genannt wird, wird von der Bevölkerung im Gegensatz zu dem darüber liegenden „Boden“ meist mit „Sand“ bezeichnet. Bei einer Brunnengrabung (im Herbst 1932) im oberen Teil des Hanges am Viertelberg bei Schonach wurden folgende Werte gemessen:

- 0— 30 cm schwarze, humusreiche „Erde“
- 30—100 cm brauner „Boden“, sandig-lehmig, mit Porphyrstückchen
- 100—300 cm „Zersatz“
- > 300 cm allmählicher Übergang zu festerem Granit.

In der 70 cm mächtigen Bodenschicht finden sich eine Menge von kleinen Granitporphyrstückchen, die dem Zersatz fehlen, ein Beweis, daß in dieser Zone Bewegungen stattgefunden haben müssen, die fremdes Material herbeigeschafft haben. Auf Bewegung deutet auch das Hakenschlagen von kleinen Aplit- und Porphyrgängen und Kluffbestegen, die den Zersatz durchsetzen. Die Mächtigkeit des Bewegungshorizontes schwankt außerordentlich. In einem Aufschluß am Laubeck zeigte der Zersatz bereits in einer Tiefe von 70 cm den ungestörten Gesteinsverband;

weiter hangabwärts am Viertelberg erst in 4 m Tiefe. Gesunder Granit wurde bei den beiden letztgenannten Grabungen überhaupt nicht erreicht.

In den weitaus meisten Fällen „schwimmen“ in der obersten Schicht, dem Bewegungshorizont, eines vollständigen Profiles vom Typ 2 große runde Blöcke, Wollsäcke, die stets mindestens Kopfgröße haben. Sie ragen mehr oder weniger aus dem Boden heraus (Typ 3, Fig. 17). Zwischen Zersatz und Bewegungshorizont liegt oft noch eine mehr oder weniger blockfreie Bodenzone wechselnder Mächtigkeit.

Auf diese Diskordanz innerhalb des Bodenprofils legt GÖTZINGER (1907, S. 38) großes Gewicht; sie ist für ihn ein Beweis rezenter Bodenversetzungen. Ich konnte sie fast überall, wo an Hängen der Boden bis zu entsprechender Tiefe aufgeschlossen ist, feststellen. Sehr schön ist sie z. B. in der Sandgrube beim Waldpeter oberhalb des Triberger Wasserfalles zu sehen; auch im Harz fand ich dieselben Verhältnisse¹). Der obere Bewegungshorizont mit Blöcken beträgt am Waldpeter ca. 2 m, in einem Aufschluß bei Oberleutschenbach nur 1,10 m. Auch in anderen Granitgebieten wurde diese Diskordanz beobachtet; so beschreibt sie SCHOTT aus dem Riesengebirge (1931, S. 20).

Ehe man diese Diskordanz des Verwitterungsprofils deuten kann, muß man sich darüber klar sein, auf welchem Wege die runden Blöcke entstehen und an die Oberfläche gelangen. In manchen Aufschlüssen kann man die von CHELIUS (1896) und in gleicher Weise von PHILIPPSON (1931 II 2, Fig. 3, S. 21) klar beschriebene Entstehung der Wollsäcke durch die von den Klüften ausgehende chemische Verwitterung direkt beobachten. Prächtige Aufschlüsse haben die Probegrabungen für ein geplantes Stauwerk an der Gutach unterhalb Schönwald ergeben²), wo — entsprechend Typ 1 in Fig. 17 — in ca. 10 m Tiefe die Klüfte nur wenig Verwitterungsrückstand enthalten. Je näher der Bodenoberfläche, um so kleiner und zugleich runder zeigen sich die Blöcke, während die Klüfte zu breiten Zonen mächtigen braunen Verwitterungsbodens mit Quarzstückchen werden, bis an der Tagesoberfläche schließlich nur noch einzelne fast kugelförmige Blöcke darin „schwimmen“. Ein neuer Aufschluß, der die schalenförmig von den Klüften gegen die festen Kerne fortschreitende Zerstörung deutlich zeigt (Abb. 12), liegt 200 m westlich der Martinskapelle.

¹) Gut zu sehen z. B. an der Straße vom Torfhaus nach Schierke in der Nähe des Bodesprungs.

²) Nach dem im Besitz der Bad. geol. Landesanstalt zu Freiburg i. Br. befindlichen geologischen Gutachten, dessen Einsichtnahme mir Herr Oberberggrat Dr. SCHNARRENBURGER freundlichst gestattete, wofür ich auch an dieser Stelle herzlich danken möchte.

Es erhebt sich jedoch die Frage, ob die runde Form der Blöcke auch ein Beweis für deren chemische Entstehung innerhalb des Verwitterungsbodens ist. Es wäre ja denkbar, daß abspülendes Regenwasser, Frostverwitterung, Flechten- und Moostätigkeit die runde Form erst nach Freilegung der Blöcke erzeugt haben. Der Unterschied zu den mehr kantigen Formen an den Hängen erklärt sich dann als Altersunterschied. Dort waren die Blöcke erst relativ kürzere Zeit den genannten Kräften ausgesetzt.

Ganz sicher rundet mechanische Verwitterung nach der Freilegung der Blöcke zunächst die Kanten zu, denn diese werden ja von zwei Seiten her angegriffen. Kleinfrostsprengung und pflanzliche Tätigkeit sind aber wie die chemische Verwitterung an Wasser gebunden. Man kann immer wieder die Beobachtung machen, daß die (leicht zugerundeten) Kanten sehr schnell wieder trocknen, während größere Flächen, vor allem natürlich, wenn sie die horizontale Oberfläche eines Blockes darstellen, viel länger feucht sind. Tatsächlich sieht man auch die Anzeichen der Kleinfrostsprengung (helle Flecken an den grau überzogenen Steinen im Frühjahr) viel weniger an Kanten als auf solchen Flächen. Auch Flechten und Moose siedeln sich vor allem auf den weniger exponierten Flächen der Blöcke an und erzeugen dort schließlich sogar Vertiefungen, „Granitschalen“ Diese Ansicht entspricht z. T. der sehr einleuchtenden Hypothese FILLUNGER's (1933), wonach die wechselnden kapillaren Spannungen bei abwechselndem Trocken- und Feuchtwerden, die ein Hauptagens der Verwitterung sein sollen, am schwächsten an den Kanten seien. Andererseits betont KIESLINGER (1933) sicher mit Recht, daß infolge stärkerer Verdunstung dieser Wechsel an den Kanten öfter eintritt. Die Verwitterungsvorgänge, auch an freiliegenden Blöcken sind jedoch keineswegs so einfach, denn es handelt sich hier in unserem Klima gewiß nicht allein um mechanische Vorgänge, wie das Vorhandensein schon der kleinsten Flechte beweist. Auch für die chemische Verwitterung ist vorübergehende Austrocknung von entscheidender Bedeutung, andererseits aber bei normalen Außentemperaturen auch eine gewisse Dauereinwirkung der Feuchtigkeit, ohne die Lösungen oder Reaktionen nicht eintreten können. Den Beweis liefert die allgemein bekannte Tatsache, daß freiliegende Blöcke oder Felsen, die diesem Wechsel zweifellos am häufigsten unterliegen, im Vergleich zu den Blöcken im Boden, chemischer Verwitterung weitgehend entzogen sind. Schwache anfängliche Zurundung einer scharfen Kante zugegeben, spricht diese Überlegung doch wieder für ihre weitere Erhaltung.

Es handelt sich hier um ein äußerst schwieriges Problem, das vor

allein für die Blockmeer- und Klippenfrage größte Bedeutung hat. Die Frage, ob an freiliegenden Blöcken Kanten oder Flächen schneller verwittern, ist noch ungeklärt und kann zunächst wohl nur durch peinliche Beobachtung gefördert werden. Der Beweis, daß die absolut runde Form der Blöcke und Felsburgen stets auf chemische Verwitterung im Boden zurückzuführen ist, müßte jedenfalls erst geführt werden, eine Voraussetzung, die leider allen folgenden Erörterungen fehlt.

Da man vielerorts die chemische Entstehung der Wollsäcke im Boden direkt sehen kann, und da auch zahlreiche andere Anzeichen dafür sprechen, glaubt der Verf., im folgenden chemische Entstehung der Wollsäcke im Boden voraussetzen zu dürfen. Damit die Blöcke aber an die Oberfläche gelangen können, ist ein ganz bestimmtes Verhältnis zwischen Verwitterungsgeschwindigkeit und Abtragung nötig. Dieses Verhältnis, als dessen Folge eben das Verwitterungsprofil Typ 1, Fig. 17 entsteht, sehen wir aber nur an ganz wenigen Stellen verwirklicht. Es scheint sehr unwahrscheinlich, daß alle Blöcke, die nach Art des Profils Typ 3 auch die unteren Hänge bedecken, von diesen Stellen ausgehend über die Hänge hinabgewandert seien. Jedenfalls aber sind sie, einmal an oder nahe der Bodenoberfläche, vor weiterer Zersetzung offensichtlich weitgehend geschützt, da das Wasser außerordentlich schnell in den stark porösen Boden einsickert und vor allem die Blöcke selbst fast sofort wieder trocken sind. Auch belädt sich das Wasser erst bei der Versickerung durch den Humusboden mit feldspatlösenden Agentien, vor allem mit Kohlensäure (HIRSCHWALD 1908, S. 596).

Für die vollständige Zersetzung des Granits (Typ 2) spielt die Feuchtigkeit die allergrößte Rolle. Das Auftreten vollständiger Tiefenverwitterung an feuchten Nordhängen in der Umgebung von Quellen und im Talgrund erweckt zunächst den Anschein, daß die Zersetzung mit dem Grade der ständigen Durchfeuchtung zunimmt. Andererseits wird die tiefste Zersetzung aber gerade aus halbtrockenen, ja wüstenartigen Gebieten beschrieben¹⁾. Sehen wir nun näher zu, so zeigt sich die vollständige Zersetzung des Granits stets oberhalb von Quellen, in der Bodenzone, die über dem Grundwasserhorizont liegt, die also immer nur Durchgangszone für das eindringende Niederschlagswasser ist. Auch für die Zersetzung im Boden gilt also der Satz: Nicht ständige Durchfeuchtung, sondern Wechsel zwischen Trockenheit und Durchfeuchtung ist ausschlaggebend.

¹⁾ LAUTENSACH (1932 I, S. 85) erwähnt aus Portugal Zersetz von 15 m Mächtigkeit.

In allen Tälern, wo überhaupt stärkere Blockstreu auftritt, besonders auffallend im Schonacher Tal, im Turntal, im Schwarzenbachtal und in anderen Nebentälern der oberen Gutach, kann man überall ihr Überwiegen auf den nach Süden und Südosten exponierten Hängen, d. h. auf den im Mittelschwarzwald vorwiegend trockenen Seiten beobachten. Da diese Blöcke in der obersten Bodenschicht zum größten Teil über vollständig zersetztem Granit liegen, müßten sie, wenn man sie als rezent betrachtet, von den Höhen herabgewandert sein. Das Herabwandern müßte dann mindestens ebenso auf den feuchteren Berghängen stattgefunden haben, wo der größeren Feuchtigkeit wegen sogar eher stärkere Bodenbewegungen stattfinden müßten. Dann kann das Überwiegen der Blöcke auf den Südseiten nur darauf zurückgeführt werden, daß die Blöcke auf der Nordseite schneller der Zerstörung anheimfallen. Das ist einmal deswegen unwahrscheinlich, weil die stärkere Zerstörung ja gerade auf der Südseite stattfinden muß, wo ganz sicher der häufigere Wechsel von trocken zu feucht ist, und wo außerdem höhere Temperaturen chemischen Zersetzungen viel günstiger sind. Wenn man zum anderen bedenkt, wie außerordentlich gering in unserem Klima allgemein die chemische Zersetzung des Granits seit dem Diluvium ist — man denke nur an die Findlinge Norddeutschlands, an die glatten Felsplatten südschwedischer Rundhöcker usw. — dann kann, auch wenn die Niederschläge im Schwarzwald etwas höher sein mögen, der Unterschied in der Erhaltung der Blöcke in der relativ kurzen Zeit doch unmöglich so groß geworden sein.

Wenn hier auch kein eindeutiger Beweis dafür geführt werden kann, so deuten doch alle Anzeichen darauf hin, daß wir die Verschiedenheit der Blockbestreuung auf einen primären Unterschied zurückführen müssen, der in einem Klima entstand, das viel trockener gewesen sein muß als das heutige. Dann gehört die Blockstreu der Hänge einer älteren, fossilen Verwitterungsrinde an, und die Diskordanz des Verwitterungsprofils (Typ 3) stellt die Übereinanderlagerung zweier Verwitterungsfazies dar. Damit soll keineswegs gesagt sein, daß die obere der beiden Schichten in früherer Zeit in situ entstanden sei, wie offenbar LOZINSKI geneigt ist anzunehmen (zitiert nach SCHOTT 1931, S. 20); gerade der obere Horizont zeigte ja deutliche Bewegungserscheinungen, wie auch SCHOTT (1931, S. 20) immer wieder hervorhebt. Aber die Untersuchung führte dazu, daß man diese Bodenbewegungen wahrscheinlich — Beweise konnten auch hier nicht geführt werden — einer früheren Zeit, wohl dem Diluvium, zuschreiben muß. Tatsächlich hat sich die dicke Verwitterungsrinde unserer Schwarzwaldhochflächen andernorts ein-

wandfrei durch Moränenüberdeckung als fossil erwiesen (SCHREPFER 1931, S. 12, vgl. ferner die Anm. S. 117). Moränenüberdeckung würde sich wahrscheinlich auch für das Triberger Granitgebiet mehrfach nachweisen lassen, wenn man Moränen nur einwandfrei von dieser Verwitterungsrinde unterscheiden könnte.

2. Blockanhäufungen.

Neben der im vorigen Kapitel beschriebenen, das Granitgebiet ziemlich gleichmäßig überziehenden Blockstreu lassen sich im Gelände häufig Anhäufungen von Blöcken beobachten, die schließlich die Form von sog. Blockmeeren annehmen können.

Man kann zwischen zwei verschiedenen Arten von Blockanhäufungen unterscheiden. An manchen Stellen entstammen die Blöcke nachweisbar direkt dem unterlagernden Gestein. Es fehlt dazwischen das Feinmaterial; dadurch sind sie zusammengesackt und übereinandergefallen. An anderen Stellen liegen die Blöcke einwandfrei auf fremder Unterlage, müssen also durch irgendwelche verfrachtenden Vorgänge dorthin gelangt sein.

a) Anreicherung von Blöcken in situ.

Zu den Vorkommen der ersten Art zähle ich die nicht allzu häufigen Quellkessel, deren flacher Boden auf drei Seiten von steilen Hängen eingefasst wird, die nur aus regellos übereinandergetürmten kugelrunden Granitblöcken bestehen. Durch das ständig hervorquellende Sickerwasser ist das Feinmaterial vollständig herausgespült worden, die Blöcke liegen außerordentlich fest aufeinander und halten durch ihre solide Packung die Rückwand steil. Der Durchmesser des ganzen Gebildes beträgt im allgemeinen nur 10—20 m. Derartige Formen sind recht selten; ich kenne sie eigentlich nur von den Hängen westlich der Hochelz, wo sie allerdings außerordentlich typisch sein können. Sie liegen fast alle im Wald unterhalb der Salzleckmatte und Hirzmatte, östlich des Weihenwaldes, und sind schwer zugänglich. Ein sehr schöner Quellkessel mit Granitblöcken, der besser zugänglich ist, speist den Bach, der am Vogelhof vorbei zur Elz hinunter fließt. Sämtliche im Untersuchungsgebiet von mir beobachteten Quellkessel haben Ost- oder Nordostexposition (vgl. die Karte der Verwitterungsformen Taf. 11).

Im allgemeinen gilt der Satz, daß Quellkessel an Gesteinsquellen (Kluftquellen, Schichtquellen, Überfallquellen) gebunden sind, daß Schuttquellen dagegen im allgemeinen nur flache Mulden erzeugen (GÖTZINGER 1907, S. 17 ff.). Dank der im Boden vorhandenen Blöcke können auf die oben geschilderte Art auch reine Schuttquellen die

Bildung kleiner Kessel hervorrufen. Die einseitig ausgeprägte Exposition deutet darauf hin, daß es sich hier tatsächlich nur um Schuttquellen handelt, die an den anderen Bergseiten keine Kessel bilden, da dort der Wasseraustritt nicht immer an der gleichen Stelle stattfindet (vgl. Jos. SCHMID 1925, S. 39ff.). Größere derartige Formen dürften allerdings auch hier wohl als Gesteinsquellen zu deuten sein.

Daß durch das Versiegen einer Quelle eine solche Form auch fossil werden kann, ist verständlich. Landbewohner haben mir oft erzählt, daß durch die Anlage einer Brunnenstube auch eine in bedeutendem Abstände, aber tiefer gelegene Quelle leicht zum Versiegen gebracht werden kann. Das gegenseitige „Abgraben“ des Wassers hat unter der Bevölkerung schon zu manchen Streitigkeiten geführt.

Ein fossiler Quellkessel, der die ursprüngliche Blockpackung noch gut erkennen läßt, liegt am rechten Hang des Gutachtals gegenüber dem Schwarzmoos bei Schönwald. Ein ähnliches, wohl ebenfalls fossiles, aber durch seine Dimensionen von den anderen stark unterschiedenes Gebilde ist ein großer Zirkus an der östlichen Fahrstraße im Weihenwald, ganz oben am Rohrhardsbergkamm. Die 10—15 m hohen Seitenwände bestehen aus einem Haufwerk großer Blöcke bis zu 4 m Durchmesser und sind recht steil. Der vollkommen trockene Boden ist ganz eben und nur von wenigen großen Blöcken bedeckt; er hat eine Breite von etwa 65 m, während die Länge nur ca. 50 m beträgt. Man glaubt auf einem riesigen Hexentanzplatz zu stehen (Fig. 18).

Wenige hundert Meter nordöstlich liegt unterhalb des „Hexentanzplatzes“ im Weihenwald ein zweiter, etwas kleinerer, aber tieferer Kessel, dessen Entstehung als Quellkessel deutlicher erhalten ist. Der Kesselboden (Fig. 19) ist deutlich feuchter als seine Umgebung und mit Farnkraut bewachsen. Er wird von einigen, sich nach abwärts vereinigenden Blockstreifen durchzogen, die offensichtlich sekundäre Abflußrinnen darstellen, die periodisch wohl auch heute noch Wasser führen.

Nirgends im Schwarzwald habe ich ähnliche Gebilde gesehen. Als ich aber im Sommer 1932 in den Blockfeldern des Brocken herumstieg, stand ich plötzlich in der Nähe des Hexenaltars überrascht in einem ganz ähnlichen Zirkus, der mich sofort an die großen Kessel im Weihenwald erinnerte. Auch hier war alles trocken; alles machte denselben gewissermaßen toten Eindruck. Man hat es mit Zeugen einer — vielleicht diluvialen — Zeit zu tun, in der sehr starke Quellschüttung geherrscht haben muß.

Die Blockpackung am Weihenwald geht nach beiden Seiten in einen mächtigen Blockstreifen über, der immer genau den Rand der

Kammfläche gegen die steilen Hänge zum Vogelloch hinunter begleitet. Die Blöcke sind jedenfalls durch die an der Kante verstärkt wirkende Ausspülung freigelegt worden. Ähnliches zeigt sich an der Straße Elztal—Schonach zwischen dem Hummelloch und Rotenberg. Dieselbe Erscheinung des Freispülens großer Blöcke kann man auch überall im Harz am Rand der Harzhochfläche beobachten, besonders schön am oberen Rand der Steinernen Renne, wo allerdings die Blöcke zum großen Teil noch ein gutes Stück den Hang hinunter gewandert sind.

b) Anreicherung von Blöcken auf fremder Unterlage.

An steilen Hängen kann man fast überall die Beobachtung machen, daß die Blöcke, wo sie zweifellos autochthon sind, viel kantigere Formen haben. Die Abtragung ist hier so stark, daß die Blöcke bereits in einem tieferen Aufbereitungshorizont an die Oberfläche gelangen, in dem ihre von den Klüften ausgehende Zurundung noch nicht so weit fortgeschritten ist. Eine Zone reinen Zersatzes fehlt hier unter der Blockstreu.

Zwischen den mehr kantigen Blöcken fallen unterhalb der Hochflächen, besonders in Bachläufen, andererseits vollkommen gerundete Blöcke auf, die oft in großen Mengen, stellenweise zu kleinen Blockströmen angehäuft, dort herumliegen. Nirgends kann man an den steilen Hängen der jungen Erosionstäler die Entstehung derartiger kugel- oder brotlaibförmiger runder Granitblöcke, wie man sie ja auf den Hochflächen ausschließlich antrifft, beobachten. Ihre Ausmaße schließen ein Abrunden durch fluviatiles Abrollen aus; sie sind an ihrer jetzigen Stelle „Fremdlinge“ und müssen auf irgendeine Weise dorthin verfrachtet worden sein.

Diese Blöcke können durch katastrophale Hochwässer mit Hilfe von Wasser in Form von Murgängen in die Bachläufe gerollt worden sein, ein Vorgang, der keinesfalls die Ursache ihrer vollkommen runden Form sein kann. DEECKE (1928, S. 20) berichtet von dem großen Unwetter von 1824 aus dem Murgtal, daß eine einzige Katastrophe durch derartige Vorgänge das Flußbett so mit großen Blöcken zugeschüttet hat, daß dadurch die Flößerei geradezu vernichtet wurde. Wo die Blöcke jedoch flächenhaft den ganzen Hang bedecken, wie etwa an der Steinernen Renne, läßt sich nur ein Herabwandern durch Sturz oder Rollen oder durch Bodenbewegungen auf dem steilen Hang denken. Ich habe das Auftreten dieser Blöcke auch im Harz stets nur an Hängen lebhaft in die Tiefe erodierender Kerbschluchten beobachtet, wo die rasche Unterschneidung der Hänge durch lebhaftere Erosion immer wieder das Widerlager entfernt und so gewisse Bodenbewegungen aus-

lösen kann. Die Schlucht des obersten Griesbachtals, das Elztal unterhalb der Mühlebühlbrücke, das Hummelloch, vor allem die Schlucht des Triberger Wasserfalls und im Harz die Steinerne Renne sind prächtige Beispiele solcher Blockansammlungen längs der Täler.

Einen ganz ähnlichen Anblick bieten auch viele Schluchten des norddeutschen Diluviums, z. B. die Kerbschluchten der Samländischen Steilküste (MORTENSEN 1921, S. 60). Die Blöcke sind aber dort keine Fremdlinge, sondern aus dem Untergrund selbst angereichert, bisweilen allerdings bis in das unterlagernde Tertiär verfrachtet.

3. Blockmeere.

Starke Anreicherung von runden Blöcken findet man häufig auch in bedeutend flacheren Rinnen, in den oberen Reliefstufen der Täler oder deren Nebentälchen. Ein schönes Beispiel dafür ist das Prisental¹⁾ und einige Stellen an den Hängen des Mühlenberges, nordöstlich von Schönwald. Das beste Beispiel bietet ein kleines derartiges „Blockmeer“ bei der Hannovermatte westlich des Weihenwald (Abb. 13). Auch an steileren Hängen findet man gelegentlich kleine Felsenmeere, so z. B. im Hummelloch unterhalb Feldern¹⁾.

Diese wenigen und kleinen Vorkommen verdienen im Rahmen der vielumstrittenen Blockmeerfrage immerhin einige Beachtung, weshalb im folgenden etwas mehr darauf eingegangen werden soll, als es diese unauffälligen Blockmeere im Rahmen einer Morphologie des Mittelschwarzwaldes sonst verdienen würden.

Vegetationsfreie, große Blockmeere, wie sie aus dem Riesengebirge und dem Bayrischen Wald bekannt sind, gibt es im Untersuchungsgebiet nicht²⁾. Bei sämtlichen genannten Vorkommen handelt es sich um flache, mit vollkommen runden Blöcken bedeckte Mulden, die gegen die seitlichen Hänge immer mehr Feinmaterial zwischen den Blöcken aufweisen. Die Blöcke liegen auf demselben Biotitgranit, aus dem sie selbst bestehen; ob sich unter ihnen noch eine Zone mit größerem Gehalt an Feinmaterial befindet, ließ sich leider nicht feststellen, da Aufschlüsse in den Blockmeeren selbst nicht vorhanden sind. Sämtliche Vorkommen lassen sich also zwanglos durch einfache Ausspülung im Sinne KLEMM's (1918) und PHILIPPSON's (1931 II 2, S. 22) erklären. Analog zu der von mir auf S. 181 gegebenen Erklärung der Blockstreu würde es sich um

¹⁾ Vgl. dazu die Karte der Verwitterungsformen, Taf. 11.

²⁾ Das von SCHALCH & SAUER (1903) erwähnte Felsenmeer in der Nähe des Brücklerain ist kein eigentliches „Blockmeer“, sondern eine steile „Halde“ scharfkantiger Blöcke, die von einigen freistehenden Felsen herkommen.

Mehrzeitformen handeln, indem die Anlagen der Blöcke bereits einem voreiszeitlichen wärmeren Klima zuzuschreiben ist, eine Möglichkeit, die neuerdings auch HÖGBOM (1925/30, S. 264) zur Diskussion gestellt hat. Die leider unbewiesene Voraussetzung für diese Erklärung ist allerdings immer, daß die runde Form der Blöcke tatsächlich auf chemische Verwitterung in der Grushülle zurückzuführen ist.

Im Sommer 1932 hatte ich Gelegenheit, die bekannten Felsenmeere an der Nordostseite des Brocken und andere Blockfelder im Harz zu besuchen. Ich war erstaunt über den Gegensatz, den die scharfkantigen Blöcke dort (Abb. 14) zu den fast kugelförmig runden, bemoosten Wollsäcken, wie sie mir aus dem Schwarzwald bekannt waren, bilden. Jene Blockfelder am Brocken liegen nicht in Bergkehlen wie im Schwarzwald; die für die Blockmeere des Mittelschwarzwaldes angewandte Erklärung läßt sich dafür nicht aufstellen, sie gleichen vielmehr den von HÖGBOM aus Nordschweden beschriebenen Blockfeldern (Abb. bei HÖGBOM 1925/30, S. 245, Fig. 3), die dort sicherlich durch reine Frostzersprengung in situ im Sinne LOZINSKI'S (1911) entstanden sind.

Ganz anderes Aussehen wieder haben die von POSER (1932/33) aus dem Meißnergebiet und von QUIRING (1928) aus dem Westerwald beschriebenen Blockströme. Diese haben wulstartige, meist scharf gegen ihre Umgebung und ihre Unterlage abgegrenzte Zungenform; sie sind diskordante Formen auf fremder Unterlage, die von den betreffenden Verfassern als Ströme diluvialer Fließerde erklärt werden.

Wir sehen also klar: Ganz verschiedenen Formen stehen auch sehr verschiedene Erklärungen gegenüber. Lassen sich diese Formen dann überhaupt unter einem Namen oder gar unter einer Erklärung zusammenfassen? An dem Beispiel der Arbeit SCHOTT'S (1931) hat MORTENSEN (1932) gezeigt, wie wichtig in diesem Zusammenhang die vergleichende Untersuchung ist. Die Ergebnisse SCHOTT'S sind das arithmetische Mittel seiner Teilergebnisse. Diese Methode führt nicht weiter (MORTENSEN 1932, S. 280). Hier muß unbedingt vergleichende Untersuchung gefordert werden, die zunächst gewissermaßen eine Reihe von Blockmeertypen aufstellt, deren Verbreitung, sowohl was die beteiligten Gesteine als auch ihre klimatische Lage anbetrifft, untersucht und dann für jeden einzelnen Blockmeertyp eine Erklärung versucht. Voraussetzung für eine derartige Untersuchung ist aber unbedingt eine genaue Kenntnis derjenigen mechanischen oder chemischen Vorgänge, die die verschiedenen Blockformen erzeugen (vgl. S. 179), sowie der Kräfte, die den Feinschutt zwischen den Blöcken entfernt haben. Von der größten Bedeutung ist ferner, worauf MORTENSEN (1932, S. 281) nachdrücklichst

hingewiesen hat, das Verhältnis zwischen der Arbeitsgeschwindigkeit dieser Kräfte und der Verwitterungsgeschwindigkeit.

Im Süd- und Mittelschwarzwald und in den Vogesen sind mir weder typische Blockströme, wie sie aus Mitteldeutschland beschrieben werden (HARRASSOWITZ 1916, POSER 1932/33, QUIRING 1928 u. a.), noch Felder derartig scharfkantiger Blöcke wie am Brocken bekannt. Offenbar zeigt sich darin bereits eine Art regionaler Anordnung verschiedener Blockmeertypen, die offensichtlich auch nebeneinander vorkommen können, wie die Beobachtungen PITTELKOW's (1933) zeigen. Es wäre vielleicht interessant, das ungeheuer reichhaltige Beobachtungsmaterial SCHOTT's (1931) unter solchen Gesichtspunkten noch einmal durchzuarbeiten.

Es würde den Rahmen dieser Untersuchung überschreiten, wenn ich noch weiter auf die Blockmeerfrage eingehen wollte; meine Absicht war lediglich, an den wenigen mir zur Verfügung stehenden Beispielen auf die Möglichkeit der von MORTENSEN (1932) in diesem Zusammenhang geforderten vergleichenden Methode der Untersuchung hinzuweisen.

4. Felsburgen.

Wichtiger noch als bei der Blockmeerfrage ist das Intensitätsverhältnis von Verwitterung und Abtragung bei der Entstehung von „Felsburgen“ Felsburgen, auch „Steine“, in Norddeutschland vielfach „Klippen“ genannt, sind eine aus Granitgebieten ganz bekannte Erscheinung. Sie sind gerade für den Triberger Granit sehr charakteristisch und fielen dort von jeher auf. 1865 tauchen sie zum ersten Male in der badischen Fachliteratur auf. VOGELSANG (1865) beschreibt sie als „prächtige, oft wollsackartig aufgetürmte Felsgruppen“, die nur im Hauptgranit vorkommen und besonders am Hauenstein häufig und schön entwickelt sind.

Ihre weite Verbreitung im Triberger Granitgebiet zeigt die Karte der Verwitterungsformen (Taf 11). Die Kartierung ist sicher unvollständig, da sehr viele „Steine“ auf den dicht bewaldeten Kämmen liegen und deshalb leicht der Beobachtung entgehen. Auch hat die Steinindustrie schon sehr mit diesen Gebilden aufgeräumt und manches schöne Naturdenkmal vollständig beseitigt.

Unter „Felsburgen“ oder „Steinen“ werden Felsgruppen verstanden, die sicher aus anstehendem Gestein bestehen und allseitig freie Lage haben (LAUTENSACH 1932 I, S. 85; KIESLINGER 1927 III, S. 79/80).

Rings um eine Felsburg herum liegen die bereits aus dem Zusammenhang gelösten, vollständig gerundeten Blöcke — LAUTENSACH (1932 I,

S. 85) hat sie mit Riesenkartoffeln verglichen. FREBOLD (1932/33) betrachtet, abweichend von den meisten anderen Autoren, auch einen größeren Blockhaufen noch als Felsburg. Im folgenden sollen jedoch nur solche „Steine“ der Betrachtung unterzogen werden, deren Zusammenhang mit dem anstehenden Gestein noch einwandfrei erkennbar ist.

Felsburgen werden auch aus anderen Klimaten beschrieben und abgebildet und haben dort im Granit im wesentlichen dieselben Formen wie bei uns. So beschreibt sie LAUTENSACH (1932 I, S. 85 ff.) aus Portugal, wo sie „penhas“ genannt werden. CLOOS (1919) bildet wahre Riesenmonolithe ab. Bedeutend größere „Steine“, als sie im Mittelschwarzwald vorkommen, sind mir aus dem Harz bekannt und sind vor allem auch im Riesengebirge eine recht häufige Erscheinung (GÜRICH 1914). Charakteristisch ist die Abrundung aller Blöcke. Die größten und am vollkommensten gerundeten Blöcke in unserem Untersuchungsgebiet kann man am Günterfelsen, wenig nördlich vom Brend, sehen, wo die einzelnen Blöcke immerhin einen Durchmesser von 6, ja sogar 8 m erlangen.

Steine und Klippen kommen auch in anderen Gesteinen vor. KIESLINGER (1927 III) beschreibt sie aus Gneisen, wo sie an besonders harte Bänke, vorwiegend an plattige Gesteine gebunden sind. Auf dem Rohrhardsberghauptkamm findet sich nördlich des Gschasikopfes ein auffallender Amphibolitfelsen, der auch von SCHNARRENBERGER (1919, S. 15) erwähnt wird. Aber derartige Gebilde sehen stets ganz anders aus, und ihre Erhaltung verdanken sie ihrem Härtlingscharakter gegenüber dem Nebengestein. Das ist im Granit nicht der Fall: in der Umgebung steht, wie manche Aufschlüsse beweisen, unter einer mehr oder weniger tiefen Bodendecke derselbe Granit an, der auch die Felsburg zusammensetzt. Diese Tatsache macht ihr Vorkommen zum Problem, das als solches erst seit wenigen Jahren in der morphologischen Literatur beachtet wurde. Ein Blick auf die Karte der Verwitterungsformen zeigt, daß Felsburgen innerhalb des Triberger Granitgebiets westlich der Gutach ziemlich regellos verteilt sind und sich keineswegs in der Nähe des Kontaktes wesentlich häufen, wie es BEHRMANN (1913, S. 180) für das Brockengebiet feststellte. CLOOS (1919) konstatiert im Erongogranit gerade das Gegenteil wie BEHRMANN.

Jedenfalls halten sie sich vorwiegend an die grobkörnigen Varietäten, besonders an porphyrische Ausbildung — auch in Portugal finden sie sich besonders schön im „granito porfiroido“ (LAUTENSACH 1932 I, S. 86). Steine fehlen vollständig im feinkörnigen und miarolithischen

Granit. Der Erongogranit ist im Zentrum besonders grobkörnig, der Triberger Granit zeigt gröbere bzw. leicht porphyrische Ausbildung nur westlich des Gutachtales¹⁾.

In einem einzigen Fall ließ sich eine allerdings undeutliche petrographische Abweichung des Granits beobachten, und zwar bei der alle anderen an Größe weit übertreffenden Felsburg des Günterfelsens, seit Frühjahr 1933 „Schlageterstein“ genannt. Er liegt in unmittelbarer Nähe des Kontaktes; der Granit zeigt schwach schriftgranitische Verwachsung von Feldspat und Quarz. Die Glimmerblättchen haben nur selten wie sonst im Hauptgranit gute kristallographische Begrenzung; die Kristallmasse macht einen stark verfilzten Eindruck. Leider zeigt der Dünnschliff in der starken Vergrößerung und vor allem wohl durch das Durchschneiden der Glimmersäulchen keineswegs so deutlich diese Verhältnisse wie das Handstück. Auf die Wiedergabe wurde deshalb hier verzichtet.

Da petrographische Differenzierung der Klippen zu ihrem Nebengestein sich nirgends einwandfrei nachweisen ließ, muß die Differenzierung andere Ursachen haben. Form und Anordnung der Klippen weist sofort auf die große Bedeutung der Klüftung hin. Eine gut erhaltene Felsburg läßt die Klüftung deutlich erkennen. Sie bildet ein fast immer in einer, weniger oft in zwei Richtungen gestrecktes Lager von großen Quadern, die in sich meist vollkommen klüftfrei sind. Diese Form hat den Steinen häufig den Namen gegeben. Im Harz sind ausgezeichnete Beispiele der „Lägerfels“, südwestlich Schierke, die meisten Hohneklippen, die große Zeterklippe usw., im Triberger Granit die auf Abb. 15 dargestellte Felsburg oberhalb des Schonacher Untertals, die Klippen nordwestlich des Laubeck, ferner auf dem Sturlekapf, am kleinen Hauenstein, am Blindenstein, am Gottsackerbühl westlich des Weihenwald und viele andere.

Die Lager erhalten ihre Form stets durch zwei steil gestellte Klüft-richtungen, die häufig, aber nicht regelmäßig senkrecht aufeinanderstehen (Fig. 21), und eine dritte, annähernd horizontale Klüft-richtung. Ist die letztere nur schwach, bzw. in großen Abständen erst wiederkehrend, ausgeprägt, so ist die Felsburg mehr mauerartig, eine Form, die im Schwarzwald sehr selten ist, im Harz aber (Hohe Wand, östlich

¹⁾ Diese Feststellungen stehen im Gegensatz zu denjenigen SCHOTT'S (1931, S. 15), der nichtporphyrisches, mehr feinkörniges Material als Voraussetzung der Klippenbildung annimmt. Dieser Gegensatz zeigt, wie wichtig für die Entstehung der Steine offensichtlich diese petrographischen Varietäten sind.

der Zeterklippen, Leistenklippe usw.) und Riesengebirge (vgl. die Abbildungen von GÜRICH, 1914) bedeutend häufiger zu sein scheint. Der Triberger Granit ist sehr eng zerklüftet, und Kluftweiten, wie man sie an den Hohneklippen und vielen anderen im Harz beobachten kann, kennt man bei uns nicht. Wie die Höhe einer Klippe von der Weite der horizontalen Klüfte abhängig ist (gleiche Weite der vertikalen Klüfte vorausgesetzt), so ist es auch die Breite von derjenigen der vertikalen. Die größten kluftfreien Blöcke liegen stets in der Mitte eines Lagers (vgl. Fig. 21 und Abb. 16), was sich auch bei ganz zerfallenen Felsburgen fast immer noch gut beobachten läßt. Nach außen nimmt die Kluftdichte rasch zu; die großen Quader lösen sich immer mehr in große Platten auf, die nach den Seiten auseinanderfallen (Abb. 16). Zur Entstehung eines großen Blockes (Monoliths) ist also ein System von drei sich kreuzenden weit abständigen Kluftrichtungen nötig.

Wie die Kluftweite und -anordnung die Einzelform bestimmt, so bedingt sie auch die Anordnung der Felsburgen. Das läßt sich im Triberger Granit des starken Zerfalls aller Felsburgen wegen leider nur schwer beobachten, um so klarer wurde es mir im Harz. Häufig kann man immer wieder in der Hauptrichtung eines „Lagers“ weitere Felsburgen beobachten, die sich stets an dieselbe Zone weitabständiger Klüfte halten. Daß dazwischen gänzlich „Stein“-freie Strecken liegen, hat (gleiche Abtragungsbedingungen vorausgesetzt) seinen Grund in den das erste System kreuzenden Klüften, die nur dort, wo Steine zu sehen sind, die entsprechenden Kluftweiten haben. Dann müssen also auch in der zweiten Klüftungsrichtung von einer Felsburg aus andere Felsburgen zu sehen sein. Das ist tatsächlich an vielen Stellen zu beobachten, besonders schön an den Hohneklippen im Harz; auch im Triberger Granit kann man bei aufmerksamer Beobachtung die Anordnung in zwei Reihen verschiedener Richtung, die mit den Kluftrichtungen übereinstimmen, deutlich erkennen.

Eine schöne Steinreihe zieht z. B. quer über das hintere Wittenbachtal und den Langenwald, deutlich sind zwei Richtungen am Sturlekapf, ebenso nördlich des Schänzle, zwischen dem kleinen und großen Hauenstein, zwischen dem Laubeck und Vorderlauben bei Schonach, sowie auf dem Gottsackerbühl zu erkennen. Eine „Großzone“ weitabständiger Klüfte verläuft, wie schon erwähnt, parallel mit dem Schonacher Tal, und ist auf der Karte der Verwitterungsformen deutlich an der Felsburghäufigkeit zu erkennen.

Für diese Anordnung der Klippen ergibt sich also ein Schema, wie es in Fig. 22 dargestellt ist. Wenn man aber bedenkt, daß die Klüfte oft

keineswegs parallel laufen, wie oft sie ihre Richtung verändern (vgl. Fig. 12), und wie sie häufig gegeneinander auskeilen oder sich schneiden (vgl. Fig. 21), kann man leicht ermessen, daß es mit der regelmäßigen Anordnung nicht allzu weit her sein kann.

In vielen, ja den meisten Fällen, ist die Kluftrichtung wegen des weit fortgeschrittenen Zerfalls der Felsburgen nur noch schwer oder gar nicht mehr zu erkennen. Die Blöcke haben nicht mehr ihre alte Lage, sondern bilden ein wirres Haufwerk. Die in die Spalten hineingerutschten Blöcke üben durch wechselnde Ausdehnung und Zusammenziehung eine ständige Keilwirkung aus und drängen auch die größeren Quader auseinander. Kleine Aplitgänge können dann oft noch die ursprüngliche Lage und Zusammengehörigkeit verraten (Fig. 23).

Je mehr Sprünge und Klüfte den Fels durchsetzen, um so rascher geht der Zerfall vor sich. Die durch Durchteilung erlangte Vergrößerung der Oberfläche bedingt einen Vorgang geometrischer Progression. Schließlich bleiben in manchen Fällen nur noch ein oder zwei riesige Blöcke übrig, die bisher jeder Sprengwirkung widerstanden haben und deshalb nur ganz langsam sich zersetzen können. Sie liegen — man möchte sagen „ganz unmotiviert“ — dem flachen Gelände auf. In anderen Fällen ist das Ende ein Haufen kleiner Blöcke, die schließlich von der Vegetation überwuchert werden. Im Kultur- und Weideland häuft der Landmann die kleinen, vom Acker aufgelesenen Steine meist auf diese letzten Blockhaufen auf, sie zerfallen dort weiter und überziehen ihn schließlich ganz mit Erde. Die Vegetation ergreift davon Besitz, und es bleibt nur ein runder Buckel im Landschaftsbild, eine für unter Kultur genommene Granitgebiete recht charakteristische Erscheinung, die man nicht mit Rundhöckern verwechseln darf. Wo ein solcher Pseudorundhöcker aufgeschlossen ist, zeigt er noch deutlich seine Anlage.

Im vegetationsfreien, nackten Felsgelände wäre eine Kartierung aller Klüfte eines kleinen Gebietes, die die Tatsache, daß die Erhaltung einer Felsburg auf den an der betreffenden Stelle in drei Richtungen aufeinander treffenden großen Kluftweiten beruht, einwandfrei beweisen könnte, möglich. In unsern deutschen Mittelgebirgen ist das aber wegen des vollständigen Vegetations- und Bodenüberzuges und bei den spärlichen Aufschlüssen ganz ausgeschlossen. Die Kartierungspunkte würden viel weiter auseinanderliegen als die Stellen des Kluftwechsels. Da man die Kluftrichtung im allgemeinen nur gerade an den Steinen sieht, kann das zu einem gefährlichen Zirkelschluß führen, vor dem man sich unbedingt hüten muß.

Zum Vergleich dürfen deshalb außer Felswänden, die es aber in dem in Frage kommenden Gebiet nicht gibt, nur künstliche Aufschlüsse herangezogen werden: Die Unterschiede in der Kluftweite sind auffallend. Engständige Klüfte (5—60 cm) sah ich z. B. an einem Steinbruch im Roßgrund südlich des Kroneck. Der Granit war dort vollständig vergrust, Felsburgen in der Umgebung nirgends zu sehen. In ähnlicher Weise wechselt die Kluftdichte in einem Steinbruch in Schonach an der Straße nach der Wilhelmshöhe zwischen 20 und 80 cm, am Ölberg im Schonacher Untertal konnte ich bis zu 1,50 m messen; nirgends an diesen Stellen zeigen sich Blockstreu oder Felsburgen. Sehr frischer Kerngranit wird im Steinbruch selten gewonnen. Ein Aufschluß in wirklich frischem Granit liegt am Ausgange des Wittenbachtals und hier haben die Klüfte in der einen Richtung Abstände von 2—3 m, in der anderen gar 4—5 m. Bis unter die Oberfläche ist der Granit vollkommen frisch, und darüber ist nicht nur dichteste Blockstreu, sondern auch viele Felsburgen. Ähnliche Verhältnisse hat der Sportplatzbau auf dem Laubeck erschlossen, wo kluftfreie Blöcke von 3—4 m Durchmesser zu sehen sind.

Daß die Kluftweite irgendwie auf die Gestaltung und Anordnung der Felsburgen von Einfluß sein muß, ist nicht ganz neu. DEECKE weist in seiner Geologie von Baden (1916/17 I, S. 126) gerade beim Triberger Granit auf die auffallende Tatsache hin, daß der Granit oft tief vergrust ist „und dicht daneben wieder merkwürdig fest und großklüftig, so daß Blöcke und Felsenmeere entstehen“ Ähnlich äußern sich BRÄUHÄUSER & SAUER (1911); PHILIPPSON (1931 II 2, S. 21) erklärt die Steine unter Berufung auf KIESLINGER (1927 III) als Reste harter Bänke, die durch den verschiedenen Kluftabstand gegen die Umgebung differenziert sind. Die Anordnung aber im System der sich kreuzenden Kluftrichtungen wurde m. E. bisher zu wenig beachtet.

Unberücksichtigt blieb hier die Frage, wie die Verwitterung von den Klüften aus vor sich geht. Es bestehen zwei Möglichkeiten:

1. Die Klüfte wirken erst während der Freilegung der „Steine“ als Wege mechanischer Verwitterung. Dann muß die runde Form der Blöcke einer Felsburg nach ihrer Freilegung entstanden sein, was m. E. (vgl. S. 179) unwahrscheinlich ist. Außerdem ist dann sehr schwer, die vollständige Tiefenzersetzung des Nebengesteins zu erklären, denn die physikalische Verwitterung (Spaltenfrost oder etwa Windgassenwirkung im Sinne KIESLINGER's, 1927 III) greift nicht so weit in die Tiefe und hätte etwas andere Formen erzeugen müssen.

2. Die Klüfte waren bereits vor der Abtragungsperiode als Ausgangsflächen chemischer Verwitterung im Boden wirksam, eine Erklärung, die im Zusammenhang mit den anderen im Mittelschwarzwald untersuchten Verwitterungserscheinungen des Granits sehr viel mehr Wahrscheinlichkeit für sich hat.

LAUTENSACH (1932 I, S. 86) denkt sich nach seinen Untersuchungen in Portugal den Gang der Verwitterung folgendermaßen: Das kohlen-säurehaltige Sickerwasser dringe in die Klüfte und zwischen die durch Temperaturdifferenzen gelockerten Kristalle ein, wobei nach und nach Glimmer und Feldspäte in Lösung gehen müssen. Dabei werden Eisenverbindungen frei, die als Hydrate eine widerständige Kruste an der Infiltrationsgrenze erzeugen und den Quader schützen. Ähnliche Krustenbildungen spielen wohl auch in unserem Klima für die Erhaltung unserer Granitformen eine Rolle¹⁾. Wo im Mittelschwarzwald ein Block durch Steinhauerarbeit zersprengt war, konnte der Verf. allerdings feststellen, daß er fast immer bis zum Außenrand vollkommen frisch war und keinerlei sichtbare Rindenbildung zeigte. Die Blöcke sind lediglich mit einer allgemeinen grauen Haut überzogen, die von vielen kleinen Flechten und anderen Organismen herrührt. Aber auch in Portugal ist, wie mir Herr Dr. VOSSELER (Basel) freundlicherweise mündlich gelegentlich mitteilte, diese Eisenkruste unsichtbar. Sie müßte erst durch genaue Analysen nachgewiesen werden.

Nehmen wir einmal an, daß von jeder Kluft aus die Verwitterung 40 cm ins Gestein eingedrungen ist, dann müssen an den Stellen, wo sich je zwei mehr als 80 cm voneinander entfernte Klüfte kreuzen, feste Kerne übrig bleiben (Fig. 24).

Betrachtet man aber eine Felsburg, so zeigt sich, daß sich die einzelnen Blöcke noch berühren, daß also die Verwitterung von den zwischen den Blöcken durchziehenden Klüften keineswegs nach beiden Seiten so und so weit ins Gestein vorgedrungen ist. Dieser scheinbare Widerspruch erklärt sich aber sehr leicht daraus, daß die Klüfte als Verwitterungswege sehr ungleichwertig sind. Man kann überall an Felsburgen, vor allem zwischen zwei nahe beieinander liegenden Steinen, große Gassen feststellen. Diese überaus auffälligen Gassen sind auf Rechnung großer Klüfte, man möchte sagen Zonen gescharter Klüfte, zu setzen, in denen das Wasser zirkuliert. Diese „Kluftzonen“ sind es, die in der Hauptsache die Anordnung der Felsburgen bedingen. Die

¹⁾ Nach freundlicher brieflicher Mitteilung von Herrn Prof. BLANCK (Göttingen) an Herrn Prof. MORTENSEN (Freiburg i. Br.).

vielen kleineren Klüfte sind vielfach geschlossen und lassen kein Wasser zirkulieren; sie werden oft wohl erst nach der Freilegung einer Felsburg als Flächen leichtester Teilbarkeit der Quader wirksam. Und außer diesen die einzelnen Blöcke einer Felsburg trennenden Nebenklüften kann man noch ganz untergeordnete, streckenweise vollkommen latente Klüfte beobachten, die auf die Gestaltung der Felsburg ziemlich einflußlos sind (Fig. 21).

An steilen Hängen zeigt sich auch heute starke Abtragung, so daß überall Felsen freigelegt werden. Aber diese Felsen an den Hängen steiler Täler sehen anders aus als unsere Felsburgen, sie sind scharfkantig und bestehen nicht aus einzelnen runden Quadern und Blöcken wie die Steine der Hochflächen. Sie haben nicht lange genug in der Grushülle gesteckt, um die gleiche von den Klüften ausgehende Zurundung der Blöcke zu erfahren¹⁾. Übergänge zwischen beiden Formen sind selbstverständlich an weniger steilen Hängen zu sehen, z. B. an den Hängen des Niedergießtales (Abb. 16).

Theoretisch ist gleichzeitige Vergrusung des Nebengesteins und Freilegung einer Felsburg bei entsprechendem Intensitätsverhältnis von Verwitterung und Abtragung, besonders in einem Klima mit jahreszeitlichem Wechsel, nach Art der Fig. 17, Typ 1, durchaus möglich. Dagegen spricht jedoch zunächst die Größe und Tiefe dieser Gebilde. Ferner läßt sich heute überall der Zerfall von Felsburgen beobachten. Die alles überziehende Vegetation hindert die Abtragung sehr, und ein aktives Freilegen von Blöcken ist nirgends festzustellen. Dagegen spricht vor allem auch die Lage der Felsburgen. Man kann sie an steilen wie an flachen Hängen und auf der Kuppe kleiner Anhöhen beobachten, also keineswegs an Stellen gleicher Abtragungsbedingungen. Man hat vielmehr den Eindruck, daß unsere Felsburgen typische „Mehrzeitformen“ (MORTENSEN 1928/29, S. 138) sind, die durch eine erste Periode der Vergrusung und eine zweite gesteigerter Abtragung entstanden sind. Da heute ein Überwiegen der Abtragung im Umkreis der Felsburgen nicht zu beobachten ist und auch die Tiefenzersetzung als fossile Verwitterungserscheinung gedeutet wurde, und da die Anzeichen heutiger chemischer Verwitterung recht gering sind, muß man mit der Freilegung der Felsburgen auf eine frühere Zeit wesentlich gesteigerter Ab-

¹⁾ Wie oben (S. 180) erwähnt wurde, fehlt diesen Darlegungen als Voraussetzung leider stets der absolute Beweis, daß die vollkommene Zurundung sicher nicht durch die Verwitterung an freier Luft geschehen ist.

tragung — und das ist für uns die letzte Eiszeit¹⁾ — und mit ihrer Anlage im Boden auf eine Zeit stärkerer chemischer Verwitterung — und das ist mindestens eine der Zwischeneiszeiten, wenn nicht das Prädiluvium — zurückgreifen. So kommt man allein aus der Form der Felsburgen dazu, ihre Entstehung als diluviale Erscheinung zu deuten. Auf anderem Wege kamen LAUTENSACH (1932 I, S. 86) und KIESLINGER (1927 III, S. 90) ebenfalls zu dem Ergebnis, daß die Steine diluviales Alter haben müssen. Auch PASSARGE (1919, S. 42) hält die Klippen für Reste diluvialer Fließerdeabtragung, ebenso HÖGBOM (1914, S. 367 ff.), der diese Erklärung auf die bekannten Klippen im Harz bezieht („es ist eine allgemeine Erscheinung, daß isolierte Felsen bei der Fließerdeabtragung zurückbleiben“).

Im Gegensatz zu der vorstehenden Erklärung sieht W. PENCK die Klippen als letzte, steilste Reste alter Formsysteme auf Zwischental-scheiden an (W. PENCK 1924, S. 113, ders. 1928, S. 211). Dadurch erkläre sich auch ihre häufig zu beobachtende reihenweise Anordnung. Die Klippen ordnen sich nach W. PENCK dem Schema der Piedmont-flächenentwicklung unter; sie liegen stets nur in der „Endrumpfzone“ einer Fläche, also unmittelbar vor dem aufsteigenden Rand der nächst-höheren. W. PENCK (1924, S. 68 und Anm. 218) erläutert dies am Beispiel des Fichtelgebirges.

Im Schwarzwald entspricht die Lage der Felsburgen keineswegs den von W. PENCK geforderten Bedingungen, wie ein Vergleich der Felsburgen (Taf. 11) mit der Flächenkartierung (Taf. 10) sofort zeigt. Die Klippen verteilen sich über die ganzen Flächen hin, ohne ihre Form zu verändern. Am Fuße einer Felsburg fehlt im Untersuchungsgebiet stets ein konkaver Übergang in die Kammfläche, ein Haldenhang²⁾, es fehlt ebenso eine Zuschärfung des Kammes zwischen den einzelnen Klippen, die doch wenigstens in Resten erhalten sein müßte. Wenn eine Felsburg — was im Mittelschwarzwald selten, aber andernorts häufiger zu sein scheint (LAUTENSACH 1932 I, S. 86) — einen Schuttfuß hat, so zeigt sich stets ein deutlicher Knick zwischen ihm und der umgebenden Fläche. Dies braucht noch kein eindeutiger Beweis gegen die Theorie der Entstehung von Felsburgen als letzte Reste absteigender Entwicklung zu sein, da derartige Fußhänge leicht zerstört werden könnten.

¹⁾ Daß auch auf den höchsten und flachsten Formsystemen während des Diluviums verstärkte Abtragung stattfand, ließ sich an den entsprechenden Ablagerungen (S. 171) zeigen.

²⁾ Vgl. hierzu die Richtigstellung der Einwände SCHOTT's (1931, S. 70) durch MORTENSEN (1932, S. 282).

Unvereinbar mit der W. PENCK'schen Theorie ist jedoch ein Vorkommen von Felsburgen mitten in einem einheitlichen Hang, unvereinbar auch eine Reihe von Felsburgen, die ganz offensichtlich zusammengehören und sich von einer Fläche über den konvexen Gefällsbruch den Stufenhang hinunterziehen. Diesen Fall kann man überall beobachten — parallele Klippenreihen ziehen sich z. B. vom Gipfel des Blindenstein bis in die steilen Hänge zum Yachtal hinunter (Fig. 25). Auch wo die Felsburg einem kleinen Restberg aufsitzt, kommt es häufig vor, daß sich der Klippenzug noch ein großes Stück über den Hang hinunterzieht, ja noch bis in ein anderes steileres Formsyst. Fast regelmäßig sind die Hänge eines derartigen felsburggekrönten Berges konvex.

Beispiele dafür sind im Triberger Granit die Klippen nördlich des Schänzle auf dem Hauensteiner Kamm, die Geistfelsen, die Klippen auf dem Laubeck bei Schonach u. a. m., aus dem Harz die Öhrenbergklippen östlich der Zeterklippen, der Abbestein nördlich vom Torfhaus und die Luisenklippen in der Nähe des Eckersprungs. Fast immer ist die Konvexität der Hangkrümmung überaus deutlich ausgeprägt.

FREBOLD (1932), der im Harz eine ausgesprochene Häufung der Klippen in bestimmten Niveaus aus dem arithmetischen Mittel tabellarischer Aufstellung feststellt, geht nur in einem Fall auf die Hangform der Umgebung der Klippen ein: Sehr häufig sei das Auftreten von Klippen etwas unterhalb konvexer Gefällsbrüche, die Flächenreste gegen steilere Hänge abgrenzen, — eine Erscheinung, die sich auch im Schwarzwald beobachten läßt. In allen anderen Fällen geht FREBOLD auf die engeren Lagebeziehungen leider nicht ein. Eine Häufung von Klippen gerade an den genannten Stellen und in der Restbergzone einer Fläche läßt sich leicht dadurch erklären, daß ja gerade dies Stellen stärkster diluvialer Abtragung gewesen sein müssen, also hier die Vorbedingungen für die Entstehung von Klippen besonders günstig waren. Als „letzte Reste steiler Formsyst.“ kann man sie auch dort unmöglich auffassen.

Zusammenfassung: Felsburgen können nicht als reine Skulpturformen im Sinne W. PENCK's gedeutet werden. Sie sind Formen struktureller Differenzierung, die bei der Abtragung stehen geblieben sind. Verfasser hält sie für Mehrzeitformen, deren Anlage auf eine Zeit stärkerer chemischer Tiefenersetzung zurückzuführen und deren Freilegung im Diluvium erfolgt ist. Für die Richtigkeit dieser Hypothese können vielleicht vergleichende Untersuchungen in anderen Mittelgebirgen, vor allem auch in anderen Klimazonen weitere Beweise erbringen.

V. Die glaziale Überformung des Mittelschwarzwaldes¹⁾.

A. Allgemeine Vorbemerkungen.

Die Formen des Mittelschwarzwaldes ließen sich bis hierher sämtlich aus den Wirkungen der auch heute arbeitenden Kräfte, mechanische und chemische Verwitterung, Massenbewegung und Massentransport, ausgelöst und modifiziert durch endogene Vorgänge, erklären. Ihr Intensitätsverhältnis allerdings war zu verschiedenen Zeiten sehr verschieden und hat so ganz verschiedene Formen erzeugt. Die Untersuchung der Mehrzeitformen betrachtete schließlich Formengemeinschaften, die als das Ergebnis komplexer Kräftewirkung verschiedener Zeiten anzusehen sind. Darüber hinaus bleiben aber noch eine Anzahl von Formen — sie sind gewiß nicht zahlreich — die durch keine heute wirkende Kraft zu erklären, sondern auf Rechnung diluvialer Eis- oder Schneewirkungen zu setzen sind, die heute keinerlei Anteil an der unmittelbaren Formung des Mittelschwarzwaldes mehr haben. Daß aber auch die eiszeitlichen Formen vielfach keine reinen Vorzeitformen sind, sondern in ihrer ursprünglichen Anlage auf eine präglaziale, in ihrer letzten Ausgestaltung häufig auf eine postglaziale Phase zurückgehen, soll im folgenden gezeigt werden.

Die Vorbedingungen für die Ausbildung eiszeitlicher Kar- und Talgletscher sind in unserem Gebiet nicht allzu günstig gewesen. Steile Quellkessel und Quelltrichter, aus denen sich Kare entwickeln konnten, fehlen in der entsprechenden Höhe. Die obersten Talanfänge sind ganz flach und kaum in die Hochfläche eingetieft, so daß sie weder der Sonne in entsprechendem Maße entzogen waren noch einen Ansatzpunkt zur Wandverwitterung geben konnten. Das geringe Gefäll ermöglichte dem Eise, das sich etwa bildete, kaum Erosionswirkungen. KLUTE (1911, S. 44f.) und DEECKE (1918, S. 400) halten die schwach geneigten, ungliederten Flächen des Mittelschwarzwaldes deshalb im Gegensatz zu BURI (1919) für ungünstig für die Gletscherbildung. Auch sind gerade die gegen die Regenwinde offenen, nach Westen und Nordwesten gerichteten Hänge und Täler ganz besonders steil, so daß nur wenig Schnee haften bleiben konnte und auch die Flüsse nur ein geringes Einzugsgebiet in großen Höhen haben.

¹⁾ Vgl. zu den folgenden Ausführungen die Karte der Glazialerscheinungen, Taf. 12.

Die Höhenlage des Brend-Rohrhardsbergkammes mit einer Durchschnittshöhe von 1130 m auf lange Erstreckung und ziemliche Breite war andererseits während des Höchststandes der jüngsten Vereisung durchaus ausreichend, als Nährgebiet für kleinere Gletscher zu dienen; auch empfing der Mittelschwarzwald, den heute gerade für die Umgebung Furtwangens ein relativ hohes Niederschlagsmaximum charakterisiert, auch im Diluvium wohl Niederschläge genug.

Wirkliche Beweise für Gletscherwirkung liefern nur Gletscherschliffe und Ablagerungen. Für beides sind die Verhältnisse des Untersuchungsgebietes denkbar ungünstig, da es zum allergrößten Teil und gerade in den höchsten Höhen aus Granit besteht. Granit bewahrt seiner Grobkörnigkeit und seiner rauhen Oberfläche wegen nur selten Schliffe. Da der Granit sandig-blockig zerfällt und überall sehr gleichmäßig und einheitlich ausgebildet ist, sind Moränen von der normalen Granitverwitterungsrinde eigentlich gar nicht zu unterscheiden. Anderes Gestein fehlt im Ursprungsgebiet der entsprechenden Täler fast ganz und ist deshalb in den Gebilden, die als Moränen angesehen werden können, auch kaum zu erwarten. Immerhin haben Gneise und Buntsandsteingerölle in einigen Fällen doch spärliche Beweise liefern können. Wie sehr gewöhnliche Schuttkegel Moränen ähnlich sehen und zu Verwechslungen führen können, hat sich bei der Kartierung des Blattes Elzach (SCHNARRENBERGER 1909) ergeben. Wo derartige Schuttkegel angeschnitten sind, wie z. B. an der Elztalstraße unterhalb Dornebel, würde man aus der Struktur allein sofort auf eine Moräne schließen, wenn man nicht den Zusammenhang mit einem Dobel dabei vor Augen hätte.

Größere End- und Seitenmoränen sind im Untersuchungsgebiet des überaus flachen Geländes wegen kaum zu erwarten, denn das Eis hatte nur ganz geringes Gefäll und damit auch fast keine Erosionskraft. Auch oberflächlich zu transportierender Schutt konnte von den flachen Hängen schwerlich auf die Oberfläche des Eises gelangen.

B. Eiszeitliche Ablagerungen.

Grundmoräne hat sich nur in zwei Fällen durch Fremdmaterial als einigermaßen sicher ergeben: Im Gutachtal bei den Probebohrungen zum Triberger Stauweiher an der Mündung des Schwarzenbachtals (GÖHRINGER 1925, S. 505) und beim Bau der neuen Elztalstraße sowie bei Probeschürfen in 2 m Mächtigkeit in der Wanne des oberen Elztales (GÖHRINGER 1921; ders. 1925, S. 506). Als Grundmoräne sind wohl auch die Blockschuttmassen im Turntal und Wittenbachtal und im Schonacher

Obertal zu betrachten (GÖHRINGER 1925, S. 505). Den Rest eines glazialen Blockwalls (Endmoräne?) erblickt GÖHRINGER (1921) in den Blöcken im Bachbett der Gutach unterhalb der Einmündung des Schwarzenbachs. In der Wanne des obersten Elztales, an den Hängen des Osenberges, wurde der Nachweis erbracht, daß es sich bei den riesigen, im obersten Elztal umherliegenden Blöcken um Findlinge handeln muß (GÖHRINGER 1921). Auffallend ist hier auch die relativ geringe Tiefe des Verwitterungsschuttes über dem Felsuntergrund.

Bei der Fabrik oberhalb des Triberger Wasserfalles ist am linken Hang auf etwa 22 m Länge eine auffällig glatte Granitplatte freigelegt, die den Anschein erweckt, vom Eis so geglättet worden zu sein; allerdings Schiffe zeigt sie nicht.

C. Eiszeitliche Erosionsformen.

1. Umformung der Täler.

Die von BURI (1916/17) angeführten Hängetäler und Talstufen entsprechen sich gegenseitig und lassen sich in präglaziale Reliefsysteme einordnen; sie können als solche nicht als Glazialbeweis dienen. Das gleiche gilt zunächst von SCHNARRENBERGER'S (1909) Stufen im Haslach-Simonswälder und im Elztal, die er ebenfalls für glaziale Endlagen hielt; den Beweis können nur Ablagerungen liefern, die aber vollkommen fehlen. Dagegen spricht die ausgezeichnete Erhaltung aller Stufen in den Haupttälern oberhalb 750 m wohl dafür, daß sie gerade während des Diluviums, also während einer Zeit sehr gesteigerter Erosion, durch Eis vor der Zerstörung geschützt waren. Bei einigen Stufen ist eine schwache Übertiefung zu bemerken an Stellen, wo noch andere Anzeichen der Eiswirkung festzustellen waren. Das ist z. B. der Fall östlich des Rohrhardsberges beim Hörmannsberg. Die Wanne liegt etwas unter dem eigentlichen Niveau der Eintiefungsfolge und ist U-förmig. Die riesigen zerstreuten Blöcke tun das ihrige, den glazialen Eindruck zu vervollständigen. Wirkliche Beweise — Aufschlüsse sind leider nicht vorhanden — haben sich aber nicht erbringen lassen. Ebenso leicht übertieft gegenüber dem Turntal scheint das Schonacher Tal zu sein. Das Turntal mündet in einer wenige Meter hohen Hängemündung, die durch das System der verschiedenen Eintiefungsfolgen nicht zu erklären ist.

Im Gutach- und Elztal liegen auf 930 bzw. 920 m Höhe große Hochmoorbecken. Grundmoräne wurde für beide Täler nachgewiesen. Die Becken sind durch große Querriegel abgeschlossen, die von Blöcken überstreut sind. Die Riegel gehören, wie ihre Fortsetzung in Terrassen

beweist, einer bestimmten Eintiefungsfolge (P II) an. Die moorigen Becken liegen aber tiefer; ich möchte sie für eine Art Zungenbecken halten. Sehr deutlich ist auch die etwa in der gleichen Höhe liegende übertiefte Stufe im Turntal, wo beiderseits schöne Terrassenreste etwas höher liegen als der sumpfige Talboden.

Querriegel erwiesen sich an einigen Stellen als Reste einer das Tal querenden Felsburgreihe, also eines durch größere Kluftweite widerstandsfähigeren Granitstreifens (so z. B. der schöne, das oberste Wittenbachtal abriegelnde Querwall, der in der Mitte noch die Reste einer Felsburg trägt, ferner der das Prisenal am Prisenhäusle abschließende große Riegel). Die Möglichkeit, daß erst das Eis die betreffenden Formen herausgearbeitet hat, ist nicht ganz von der Hand zu weisen, erscheint aber, wenn man die geringen Erosionsleistungen des Eises im Mittelschwarzwald bedenkt, unwahrscheinlich.

Die Umformung des Talquerschnittes war im allgemeinen sehr gering. Wirkliche U-Formen sind selten, am auffallendsten noch bei den zur Breg führenden Tälern im Süden des Untersuchungsgebiets und im Schonacher Untertal. Sie werden von BURI (1916/17, S. 171) ausdrücklich als beweisend für umfangreiche diluviale Vereisung angeführt. Das Querprofil der zur Donau fließenden Täler ist jedoch im allgemeinen weniger U- als kastenförmig und hat seine Erklärung bereits auf andere Weise gefunden (S. 148 ff.). Auffallend ist jedoch die im Katzensteigtal und im Schonacher Untertal stellenweise auftretende Fazettenbildung zwischen den einzelnen Seitendobeln (Abb. 8). Sehr gesteigerte Seiten-erosion des Haupttales konnte diese Wirkung vielleicht erzielen; ob man aber Eiswirkung dabei ganz ausschließen darf, wage ich nicht zu entscheiden, zumal diese Talstufe im Schonacher Untertal auch sonst stark glazialen Eindruck hervorruft und in Höhe der im folgenden Kapitel zu besprechenden Kare liegt.

2. Umformung der Talschlüsse.

Echte, vollausgebildete Kare der letzten Eiszeit gibt es im Untersuchungsgebiet nicht, doch scheinen eine Reihe von ganz flachen, zirkusartigen Talschlüssen der höchsten Reliefstadien der Umformung durch Schnee und Eis ihre heutige Gestalt zu verdanken. Die Annahme ist deshalb berechtigt, weil diese Umformung auf die Nord-, Nordost- und Ostseite der Kämme beschränkt ist und niemals auf der West- und Südseite festgestellt werden konnte.

Unbedingte Voraussetzung für die Ausbildung derartiger Formen scheint die präglaziale Anlage eines flachen Talbodens zu sein. Auf der

Ostseite des Brend, wo im Bereich der Breg die oberen flachen Talböden fehlen, fehlen auch die karoidartigen Talschlüsse vollständig.

Die Umformung beschränkt sich auf eine zirkusartige Ausweitung, verbunden mit schwach ausgeprägtem Steilerwerden der Hänge. Das Steilerwerden der Hänge ist relativ zu der in dem betreffenden Formsystem herrschenden Steilheit zu verstehen (Fig. 26).

Ein gutes Beispiel für ein derartiges „Karoid“ ist der Anfang eines kleinen Dobels am Steinbühl östlich des Weißenwald (Abb. 17, Fig. 26). Die Steilheit der Rückwände ist, wenn man die gleichmäßig runde, recht niedrige Umrahmung des weiten Bodens bedenkt, wohl kaum durch Quellerosion bewirkt worden; fehlen dafür doch auch alle sonst im ganzen Gebiet durchgängigen Merkmale (Versumpfung des Bodens, Blockpackung der Hänge, vgl. S. 182ff.). Rückschreitende Quellerosion hätte sich wohl eher in einzelne kleinere Quellkessel geteilt.

Dieselben Formen dieser Karoide sah ich auch vereinzelt am Hauensteinkamm, z. B. am Laubeck oberhalb des Holz, ferner im Vogelloch und besonders schön in dem kleinen Siebentälchen, wo das Karoid sogar durch einen zwar niedrigen aber deutlichen Riegel abgeschlossen wird. Die beiden letzteren Vorkommen sind Nebentälchen des Niedergießtals. Einwandfreie Beweise für glaziale Einwirkung haben sich aber auch hier nirgends erbringen lassen.

Die Umbildung der Talschlüsse zu der beschriebenen Karoidform ist durch die gewöhnlichen Vorgänge der Karentstehung nicht verständlich. Auch die Mitwirkung von rutschendem Schnee und Lawinen, die von DEECKE (1929) als wesentlich für die Karentwicklung hingestellt wurde, ist bei diesen überaus flachen und niedrigen Gebilden ausgeschlossen. Man muß eher daran denken, daß es sich hauptsächlich um Firnfleckenwirkung handelt, die schon oben für ähnliche, allerdings steilere Formen als wesentlich anerkannt wurde (S. 173/174). In jedem Falle läßt sich der Nischenboden zwanglos in eines der älteren Relief-systeme einordnen, und die Umbildung kann nur geringe Ausmaße erlangt haben. Ähnliche „embryonale Kare“ im Frankenwalde erklärte in gleicher Weise HUNDT (1913, S. 150) als durch Nivation erhaltene alte (pliozäne) Talreste. Auch HÖGBOM (1914, S. 291/292) vertrat die Anschauung, daß Firnflecken nicht einfach die Hänge schützen, sondern runde Nischen erzeugen. BRANDT (1916, S. 695), MARTIN (1925, S. 233ff.) und POSER (1932/33, S. 153) betonen für derartige Formen vor allem die Rolle periglazialer Fließerde. Aus Mangel an Aufschlüssen konnten genauere Untersuchungen leider nicht angestellt werden.

Das einzige wirkliche „Kar“, das aus dem Mittelschwarzwald bisher

als solches erwähnt wurde, ist der Triberger Bergsee (SCHMITTHENNER 1913, S. 95, BURI 1916/17, S. 186). Kreisrunde Form, ebener Boden — der See ist künstlich aufgestaut — steile zirkusartige, fast ungegliederte Hänge, alles sind Merkmale eines typischen Kares; die geringe Höhenlage (740 m) aber muß Zweifel erregen. Zwei ganz ähnliche kreisrunde Nischen liegen 1 km oberhalb des Triberger Bergsees im Schonacher Tal bei der Mündung des Wittenbachtals (780 m), beide durch Riegel gegen das eigentliche Tal hin abgeschlossen¹⁾, und eine dritte im Kolbenloch im Obergießtal (740 m). In derselben Höhe liegt eine allerdings stark zerstörte Karform am Gschasikopf im Hohlkännel (750 m). Letztere hat ganz auffallend glatte, überaus steile, felsige Rückwände. Der Boden scheint stark verschüttet zu sein und ist von unten her durch die rückschreitende Erosion schon fast ganz aufgezehrt. Auf der linken Seite zeigt ein Höcker seine frühere Ausdehnung an. Die vier erstgenannten Zirkusnischen liegen im Niveau der Talsohle, ähnlich den von M. SCHMIDT (1907) beschriebenen Karen am Langenwald bei Freudenstadt. Alle genannten Formen sind nach Nordost geöffnet, orographisch haben sie als Kare außerordentlich begünstigte Lage. Ob sie auch durch andere Ursachen, vielleicht als reine Quellkessel zu erklären sind, ist fraglich, da Quellkessel im Untersuchungsgebiet nie derartige Größe erreichen und überdies andere Formen aufweisen. Auch münden die beiden Nischen im Schonacher Untertal nicht rechtwinklig zum Haupttal, sondern in etwas schieferm Winkel, in ausgesprochener Nordostrichtung. Wenn es sich wirklich um echte Kare handelt, entstammen sie wohl wie die meisten Buntsandsteinkare der Rißeiszeit, deren Spuren sonst ganz verwischt sind. Wie sehr postglaziale Erosion diese eiszeitlichen Zeugen zerstört hat, zeigt der Rest eines vielleicht sogar der jüngsten Eiszeit entstammenden Kares an der überaus steilen Nordostseite des Brauhörnle, von dem nur noch ein sehr kleiner Teil des Bodens erhalten ist, der stark vom Blockschutt der Rückwand zugeschüttet ist. Auch die Seitenwände sind bis auf niedrige steile Rippen fast ganz der postglazialen Erosion zum Opfer gefallen.

3. Rundhöcker.

Eine letzte im Mittelschwarzwald häufige Erscheinung, die der Eiswirkung zugeschrieben wird, sind die in fast jedem der Breg tributären Tal und Tälchen auftretenden Rundhöcker. In überraschend gleich-

¹⁾ Ob es sich bei diesen Riegeln um anstehendes Gestein oder um Moränenschutt handelt, konnte aus Mangel an Aufschlüssen nicht festgestellt werden.

förmiger Höhenlage trifft man bei 940—960 m auf große bis 15 und mehr Meter hohe Buckel in den Talsohlen. Sie sind vollkommen gerundet. Die Rundhöcker wurden sehr ausführlich von BURI (1914 und 1916/17) beschrieben und als Reste einer durch Erosion zerschnittenen Stufe (es handelt sich um P II) erklärt, die später wieder vom Eise überformt wurden¹⁾. Damit kommt nur ein Teil ihrer großen Höhe auf Rechnung der Eiserosion, der größere aber auf die des fließenden Wassers.

Die meisten Rundhöcker dieser Art zeigen mehr oder weniger deutlich noch die Verbindung zum Talseitenhang oder, was viel häufiger ist, zu dem im Zwickel zweier Täler liegenden Kamm (Abb. 18). Die Abtrennung vom Hang kann durch fließendes Wasser sicher auch ohne jede Mitwirkung des Eises erklärt werden. Ich sah z. B. im Wolfachtal an der Mündung von einigen Nebentälern in nur 320 und 400 m Meereshöhe, wo jede Eiswirkung vollkommen ausgeschlossen ist, die gleichen, von dem Zwischentalkamm abgetrennten Höcker; ein ganz ähnlicher befindet sich auch zwischen dem Triberger Wasserfall und dem Hoflehentälchen. An manchen Stellen liegen aber die betreffenden Rundhöcker mitten in der Talsohle und ihre Entstehung ist eigentlich nur durch die Mitwirkung des Eises denkbar, dessen Schmelzwasserabfluß verschiedene Wege einschlug. Ein derartiger Rundhöcker von ganz gewaltigen Ausmaßen liegt im hinteren Rohrbachtal (947,5 m); die Kartenskizze (Fig. 27) zeigt die Verhältnisse sehr deutlich.

Die vollkommene Zurundung der betreffenden Gebilde, die an den Höckern im Wolfachtal und in Triberg nicht festzustellen ist, ist wohl nur im Sinne BURIS durch spätere Eisüberformung denkbar. Damit stimmt auch die Tatsache überein, daß fast durchweg auf diesen Rundhöckern der anstehende glatte Fels nur von einer ganz geringen Boden- decke überlagert wird.

BURI (1916/17) betrachtet die Stufe, aus der die Rundhöcker entstanden sind, als Reste einer glazialen Endlage. Sein Hauptargument ist die vollkommen gleichförmige Höhenlage der Rundhöcker (BURI 1916/17, S. 170, ders. 1919, S. 63). Endigen denn aber die Gletscher immer in gleicher Höhe? Ein Vergleich mit alpinen Gebieten ist der ganzen anderen Reliefbedingungen wegen wohl kaum angebracht; aber auch in den Mittelgebirgen machen sich doch Exposition und Größe des Einzugsgebiets sehr stark bemerkbar. PARTSCH wies schon 1904 auf die verschiedene Höhe der glazialen Endlagen hin. Die jüngsten Glazialunter-

¹⁾ Die allgemeine Verbreitung der Rundhöcker zeigt die Karte der Glazialerscheinungen; im übrigen muß auf die Untersuchungen BURI's verwiesen werden.

suchungen von SCHREFFER (1931) haben Höhendifferenzen von 300 m für den Südschwarzwald ergeben. Jedenfalls erscheint die Konstruktion einer Endlage ohne alle moränenartigen Ablagerungen sehr gewagt; BURI ging sogar so weit, diese Endlage nicht nur dem STEINMANN'schen (STEINMANN 1896), sondern auch dem alpinen System einzupassen und die Rundhöcker mit den Drumlins auf der Bodanhalbinsel bei Konstanz zu parallelisieren. Derartige Folgerungen erfordern unbedingt nähere Beweise. Die Endlagen der STEINMANN'schen Phasen müssen außerhalb des Untersuchungsgebietes im Breg- und Brigachtal liegen. Vielleicht würde nähere Untersuchung die Verbindung zum Wutachgebiet herstellen. Es ist aber keineswegs nötig, die Stufe, aus der die Rundhöcker entstanden sind, unbedingt für glazial zu erklären, liegt sie doch genau im Niveau von P II.

Außer den besprochenen großen Rundhöckern bei 950 m konnte ich noch eine ganze Reihe von echten kleinen Rundhöckern feststellen, die alle auf der Karte der Glazialerscheinungen (Taf. 12) eingetragen wurden. Besonders reich an Rundhöckern ist der Brücklerain und das oberste Elztal. Der Brücklerain wurde demnach vom Eise überflossen; über die Richtung dieses Eisstromes haben sich aber keinerlei Anhaltspunkte ergeben.

Alles in allem spielen eiszeitliche Formen eine ganz untergeordnete landschaftlich fast ganz verschwindende Rolle. Das Eis, das, wie aus geringen Anzeichen hervorgeht, sehr wohl vorhanden war, hat keine nennenswerten Erosionsleistungen und dementsprechend auch keine Aufschüttungsleistungen vollbringen können. Da Moränen und andere eiszeitliche Ablagerungen für den Mittelschwarzwald fast vollständig fehlen, läßt sich dort vorläufig ein System nicht aufstellen, wie es STEINMANN (1896) für den Südschwarzwald getan hat, dessen Unsicherheit aber auch für den Südschwarzwald die neueren Forschungen zur Genüge bewiesen haben. Der Formenschatz der Hochflächen und Hochtäler ist in der Hauptsache präglazial.

Literaturverzeichnis.

- ALBIEZ, G., Tertiäre Landoberflächen und Oxydationszonen im südlichen Hochschwarzwald. Ber. d. Naturforsch. Ges. z. Freiburg i. Br. **32**, 1, 1933.
- BEHR, F. M., Über geologisch wichtige Frosterscheinungen in gemäßigten Klimaten. Zeitschr. d. dtsh. Geolog. Ges. **70**, Monatsber. 5—7, 1918.
- BEHRMANN, W., Die Oberflächengestaltung des Harzes. Forsch. z. dtsh. Landes- u. Volksk. **20**, 1913.
- , Die diluvialen Bewegungen des mitteldeutschen Bodens. Pet. Mitt., Erg.-Heft 209, Herm. Wagner Ged. Schr. 1930.
- , Morphologische Formengruppen der Erosion. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde z. Berlin 1932.
- , Die ältesten Züge im Antlitz der Alpen. Geogr. Anz. 1933.
- BLANCK, E., Handbuch der Bodenlehre. Berlin 1929/30.
- BLANCK, E. & PASSARGE, S., Die chemische Verwitterung in der ägyptischen Wüste. Hamburgische Universität, Abhandl. aus d. Gebiet d. Auslandskunde, Reihe C: Naturwiss. **6**, 17, 1925.
- BLANCK, E. & RIESER, A., Über die chemische Verwitterung des Granits unter Moorbedeckung. Chemie der Erde **2**, 1926.
- BRÄUHÄUSER, M., Tektonik der Schramberg-Schiltacher Gegend. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg 1908.
- BRÄUHÄUSER, M. & SAUER, A., Geologischer Überblick über das obere, besonders das württembergische Kinziggebiet. Jahresber. u. Mitt. d. oberrh. Geolog. Ver., N. F., **1**, 1911.
- BRANDT, B., Gehängenischen und Schneeschmelze. Geogr. Zeitschr. 1916.
- BRAUN, G., Der Schwarzwald. Zur deutschen Landeskunde V. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin 1914.
- , Das Rheingebiet oberhalb Basel. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin 1919.
- , Synthetische Morphologie. 45./46. Jahresber. d. Pomm. Geogr. Ges. Greifswald 1927/28.
- BRILL, R., Palaeogeographische Untersuchungen über das Pliozän im Ober-rheingebiet. Mitt. d. bad. Geolog. Landesanstalt **10**, 1929.
- BUBNOFF, S. v., Die tektonische Stellung des Triberger Granitmassives, Studien im südwestdeutschen Grundgebirge. Neues Jahrb. f. Min. **55**. Beil.-Bd., Abt. B, 1926.
- , Zur Frage der Piedmonttreppe im südlichen Schwarzwald. Zeitschr. f. Geomorphologie **3**, 1927/28.
- BURI, TH., Über Glazialspuren im oberen Breggebiet und in den benachbarten Gegenden des mittleren Schwarzwaldes. Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal. 1914.

- BURI, TH., Über Verlauf und Gliederung der letzten Eiszeit und über Hängetäler im mittleren und südlichen Schwarzwald. Jahrb. u. Mitt. d. oberrh. Geolog. Ver., N. F. 6, 1916/17.
- , Richtigstellung einiger Behauptungen über meine Schwarzwaldglazialuntersuchungen in „Deecke, Geologie von Baden, 2. u. 3. Teil“. Jahrb. u. Mitt. d. oberrh. Geol. Ver., N. F. 8, 1919.
- CHELIUS, C., Die Bildung der Felsenmeere im Odenwald. Zeitschr. d. dtsh. Geolog. Ges. 1896.
- CHRISTA, E., Zum Problem der Stufenlandschaft. Centralbl. f. Min. 1924.
- CLOOS, H., Geologie des Erongo im Hereroland. Zeitschr. z. geolog. Erforschung der Deutschen Schutzgebiete, H. 3, 1919.
- DAVIS, W. M., Piedmont Benchlands and Primärrümpfe. Bull. of the Geol. Soc. of America 43, New York 1932.
- DEECKE, W., Verwitterung und Geländeformen des Granits im Schwarzwalde. Mon.-Bl. d. Bad. Schwarzwaldver., Jg. 19, 1916.
- , Geologie von Baden. 2 Bde., Berlin 1916/17.
- , Morphologie von Baden. Berlin 1918.
- , Die Wasserfälle des Schwarzwaldes. Mon.-Bl. d. bad. Schwarzwaldver., Jg. 22, 1919.
- , Der Zusammenhang von Flußlauf und Tektonik. Fortschr. d. Geol. von Soergel, Berlin 1926.
- , Zur Entstehung der Kare. Sitz.-Ber. d. Heidelb. Akad. d. Wiss., Mathem.-naturw. Kl. 1929.
- , Wiederbelebung alter tektonischer Anlagen in jüngerer Zeit. Bad. geol. Abh. 2, 1930.
- , Die Tektonik des Schwarzwälder Grundgebirges. Fortschr. d. Geol. u. Pal. von Soergel 10, H. 31, 1933.
- DIWALD, K., Beiträge zur Morphologie des Erosionstales. Zeitschr. f. Geomorphologie 3, 1927/28.
- ENGLER, A., Untersuchungen über den Einfluß des Waldes auf den Stand der Gewässer. Mitt. d. schweiz. Zentralanstalt f. d. forstl. Versuchswesen 12, 1919.
- FILLUNGER, P., Über Verwitterung durch Kristallisationsdruck. Geologie u. Bauwesen 5, H. 1, 1933.
- FREBOLD, G., Die Oberflächengestaltung des Brockengebietes. Jahrb. d. geogr. Ges. Hannover, 1932/33.
- GELLERT, JOH. F., Geomorpholog. Studien u. Probleme im Schwarzwald. Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 31, H. 1 u. 2, 1931.
- GÖHRINGER, A., Geologisches Gutachten betr. die Anlage einer Talsperre im Gebiete der oberen Elz bei dem Gewann „Moos“. 4. 2. 1921. — Nach einem im Besitz der bad. geol. Landesanstalt befindlichen Durchschlag, in den mir Herr Oberbergrat Dr. SCHNARRENBERGER bereitwilligst Einblick gestattete.
- , Die Ursachen von gesetzmäßig abnormen Flußgefällen. Festschrift Techn. Hochschule Karlsruhe 1925.
- , Die Tektonik des mittleren Schwarzwaldes. Mitt. d. bad. Landesv. f. Naturk. u. Natursch. in Freiburg i. Br., N. F. 2, H. 9/10, 1927.

- GÖHRINGER, A., Zur Tektonik des mittleren Schwarzwaldes: Das Schonachtal, ein tektonisches Tal. Deekfestchrift, H. 5, Baden, Berlin 1932.
- GÖTZINGER, C., Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. Geogr. Abh. 9, H. 1, 1907.
- GRADMANN, R., Das Schichtstufenland. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin 1919.
- , Süddeutschland. 2 Bde, Stuttgart 1931.
- GÜRICH, G., Die geologischen Naturdenkmäler des Riesengebirges. Beitr. z. Naturdenkmalpflege 4, Berlin 1914.
- GUGENHAN, M., Beitrag zur Bestimmung der früheren Ausdehnung der Flußtäler der schwäbischen Alb. Jahrb. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg 1900.
- GUTMANN, H., Die Rhein-Donau-Wasserscheide in Baden. Diss. Freiburg, Emmendingen 1906.
- HAFFNER, O., Über die Sedimentgneise des Schwarzwaldes. Diss. Tübingen, Stuttgart 1919.
- HARRASSOWITZ-MEYER, H. L. F., Die Blockfelder im östlichen Vogelsberg. Sitz.-Ber. d. naturhist. Ver. d. preuß. Rhlde u. Westfalens 1916.
- HARRASSOWITZ, H. L. F., 1929/30 in Blanck, Handbuch d. Bodenlehre 1929/30.
- HEBENSTREIT, C., Beiträge zur Kenntnis der Urgesteine des nordöstlichen Schwarzwaldes. Diss. Würzburg 1877.
- HEERMANN, D., Zur Tektonik des Triberger Granites. Neues Jahrb. f. Min. 55, Beil.-Bd., Abt. B, 1926.
- HENKEL, L., Einwände gegen wichtige Punkte in W. PENCK'S Erosionstheorie. Pet. Mitt. 1926.
- HETTNER, A., Die deutschen Mittelgebirge. Geogr. Zeitschr. 1904.
- , Die Abhängigkeit der Form der Landoberfläche vom inneren Bau. Geogr. Zeitschr. 1913, I.
- , Rumpfflächen und Pseudorumpfflächen. Geogr. Zeitschr. 1913, II.
- , Noch einmal die leidigen Festebenen! Geogr. Zeitschr. 1924.
- , Die Oberflächenformen des Festlandes. 2. Aufl., Leipzig 1928.
- HIRSCHWALD, J., Die Prüfung der natürlichen Bausteine. Berlin 1908.
- HÖGBOM, B., Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes. Bull. Geolog. Inst. Upsala 9, 1908/09.
- , Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. Geolog. Inst. Upsala 12, 1914.
- , Beobachtungen aus Nordschweden über den Frost als geologischen Faktor. Bull. Geolog. Inst. Upsala 20—21, 1925—30.
- HUNDT, R., Die Eiszeit in Frankenwalde. Centralbl. f. Min. 1913.
- KIESLINGER, A., Geologie und Petrographie der Korralpe. III. Die Steinöfen des Korralpengebietes. IV. Alte und junge Verwitterung im Korralpengebiet. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Abt. I, 136, 1927.
- , Kristallisationsdruck, Quellung und Verwitterung. Geologie und Bauwesen 5, H. 2, 1933.

- KLEMM, G., Über die Entstehung der „Felsenmeere“ des Felsberges und anderer Orte im Odenwalde. Not. Bl. d. Ver. f. Erdk. z. Darmstadt 5, H. 3, 1918.
- KLUTE, F., Die Schneereste des Schwarzwaldes im Frühsommer und die Beziehungen ihrer Lage zu den Stellen ehemaliger Vergletscherung. Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 19, 1, 1911.
- KIEFER, H., Die Tertiärschotter von Alpersbach im südlichen Schwarzwald und ihre Bedeutung für die Gestaltungsgeschichte Südwestdeutschlands im Jura und Tertiär. Die Arbeit wird 1934 im Neuen Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal. Beil.-Bd. erscheinen; der Verfasser gestattet mir bereitwilligst Einblick in das druckfertige Manuskript, wofür ich auch an dieser Stelle herzlich danken möchte.
- KUMMER, R., Beitrag zur Kenntnis der Gneise des südlichen Schwarzwaldes. Diss. Freiburg 1912.
- LAIS R., Der Heidenstein bei Triberg. Badische Naturdenkmäler in Wort und Bild. Beilage zu den Mitt. d. bad. Ver. f. Naturk. u. Natursch. in Freiburg i. Br., N. F., H. 3, 1926.
- LAUTENSACH, H., Portugal I. Pet. Mitt. Erg.-H. 213, 1932.
- LEHMANN, O., Die Talbildung durch Schuttgerinne. Bibliothek geogr. Handbücher, Festband A. PENCK, Stuttgart 1918.
- LOZINSKI, W. v., Über die mechanische Verwitterung des Sandsteins im gemäßigten Klima. Bull. inst. de l'académie de sciences de Cracovie 1909.
- , Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung. Naturw. Wochenschr., N. F. 10, 1911.
- MADER, K., Studien zur Morphologie des Gutachtals im mittleren Schwarzwald. Zeitschr. f. Geomorphologie 3, 1927/28.
- MARTIN, E., Bodenflußerscheinungen im Frankenwald und im Vogtland. Drygalskifestschrift, München und Berlin 1925.
- MAULL, O., Die germanische Rumpffläche als Arbeitshypothese. Geogr. Anz. 22, 1921.
- MAYER, R., Über Erosion. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien 1928.
- MORAWETZ, S., Eine Art von Abtragungsvorgang. Pet. Mitt. 1932.
- MORTENSEN, H., Die Morphologie der samländischen Steilküste. Veröff. d. geogr. Inst. d. Albertus-Universität zu Königsberg 11 III, Hamburg 1921.
- , Der Formenschatz der nordchilenischen Wüste. Abhandl. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, Math.-physikal. Kl., N. F. 12, 1, 1927.
- , Inselberglandschaften in Nordchile. Zeitschr. f. Geomorph. 4, 1927/28.
- , Einige Oberflächenformen in Chile und auf Spitzbergen im Rahmen einer vergleichenden Morphologie der Klimazonen. Pet. Mitt. Erg.-H. 209, HERMANN WAGNER-Gedächtnisschrift 1930.
- , Blockmeere und Felsburgen in den deutschen Mittelgebirgen. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin 1932.
- NEUMANN, L., Orometrie des Schwarzwaldes. PENCK'S Geogr. Abh. I, 2, Wien 1886.
- , Heimatzpaziergänge an der Wasserscheide zwischen Rhein und Donau. Mon.-Bl. d. bad. Schwarzwaldver. 1919, H. 4.

- OUVRIER, H., Beiträge zur Morphologie des hohen Riesengebirges. Veröff. d. Schles. Ges. f. Erdk. H. 17, Breslau 1933.
- PARTSCH, J., Die Eiszeit in den Gebirgen Europas. Verh. d. Ges. d. Naturforscher u. Ärzte zu Leipzig 1904.
- PASSARGE, S., Physiologische Morphologie. Mitt. d. Geogr. Ges. Hamburg 26, 2, 1912.
- , Morphologischer Atlas. Lieferung I: Morphologie des Meßtischblattes Stadtrenda. Mitt. d. Geogr. Ges. Hamburg 28, 1914.
- , Die Vorzeitformen der deutschen Mittelgebirgslandschaften. Pet. Mitt. 1919.
- , Die Grundlagen der Landschaftskunde. Hamburg 1920.
- PENCK, W., Der Südrand der Puna de Atacama. Abh. d. Sächs. Akad. d. Wiss., Math.-phys. Kl. 37, 1920.
- , Die Morphologische Analyse. Geogr. Abh. II, 2, Stuttgart 1924.
- , Die Piedmontflächen des südlichen Schwarzwaldes. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. z. Berlin 1925.
- , Über den Gang der Abtragung. Mitt. d. Geogr. Ges. zu Wien 1928.
- PHILIPPSON, A., Grundzüge der Allgemeinen Geographie II. Bd. (Morphologie), 2 Teile, 2. Aufl., Leipzig 1931.
- PLATZ, PH., Der Schwarzwald. Deutsche Geographische Blätter 10, H. 3, Bremen 1887.
- PLIENINGER, F., Überblick über die Hauptbodenarten Württembergs. Festschrift HOHENHEIM 1918.
- PITTELKOW, J., Blockschuttbildungen im Teutoburger Wald und im lippischen Bergland. Geograph. Wochenschr. 1, H. 28, 1933.
- POSER, H., Die Oberflächengestaltung des Meißnergebietes. Jahrb. d. Geogr. Ges. Hannover 1932/33.
- PRIEM, A., Über die Merkmale und den Entwicklungsgang der Piedmonttreppe. Geogr. Anz. 1927.
- QUIRING, H., Die periglazialen Blockströme am Nordrand des Westerwaldes. Jahrb. d. preuß. Geolog. Landesanstalt 49, Teil 1, 1928.
- ROSENBUSCH, H., Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. Mitt. d. bad. Geolog. Landesanstalt 1903.
- SALOMON, W., Die Bedeutung der Messung und Kartierung von gemeinen Klüften und Harnischen. Zeitschr. d. dtsh. Geolog. Ges. 1911, Abh. H. 4.
- , Die Bedeutung der Solifluktion für die Erklärung deutscher Landschafts- und Bodenformen. Geolog. Rundschau 7, 1916.
- , Tote Landschaften und der Gang der Erdgeschichte. Sitz.-Ber. d. Heidelb. Akad. d. Wiss., Math.-naturwiss. Kl. 1918, 1. Abh.
- , Die Bedeutung des Pliozäns für die Morphologie Südwestdeutschlands. Sitz.-Ber. d. Heidelb. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl. 1919, 1. Abh.
- , Die Intensitäten alluvialer und diluvialer geologischer Vorgänge. Sitz.-Ber. d. Heidelb. Akad. d. Wiss., Math.-naturwiss. Kl. 1924, 3. Abh.
- , Felsenmeere und Blockstreuungen. Sitz.-Ber. d. Heidelb. Akad. d. Wiss., Math.-naturwiss. Kl. 1926, 12. Abh.
- SAPPER, K., Schuttattragung unter der Vegetationsdecke. Zeitschr. f. Geomorph. 5, 1930.

- SAUER, A., Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Großherzogtums Baden, Bl. 100 (Triberg). Heidelberg 1899.
- SCHALCH, E., Nachträge zur Kenntnis der Trias im südöstlichen Schwarzwald. Mitt. d. bad. Geolog. Landesanstalt 5, 1, 1907.
- & SAUER, A., Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Großherzogtums Baden, Bl. 109 (Furtwangen). Heidelberg 1903.
- SCHEU, E., Zur Morphologie der schwäbisch-fränkischen Schichtstufenlandschaft. Forsch. z. dtsch. Landes- u. Volkskunde 18, 4, 1909.
- SCHLENCKER, G., Das Schwenninger Zwischenmoor und zwei Schwarzwaldhochmoore in bezug auf ihre Entstehung, Pflanzen- und Tierwelt. Mitt. d. geolog. Abt. d. kgl. württbg. Statist. Landesanstalt 5, 1908.
- SCHMID, J., Klima, Boden und Baumgestalt im beregneten Mittelgebirge. Neudamm 1925.
- SCHMIDT, A., Die Entstehung des Flußnetzes der schwäbischen Schichtstufenlandschaft. Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. Geolog. Ver. 1921.
- , Über das Ausmaß intradiluvialer Abtragung im Schwabenlande. Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. Geolog. Ver. 1923.
- SCHMIDT, M., Über Glazialbildungen auf Blatt Freudenstadt. Mitt. d. geolog. Abt. d. statist. Landesamts 1, Stuttgart 1907.
- SCHMITTHENNER, H., Die Oberflächengestaltung des nördlichen Schwarzwaldes. Abh. z. bad. Landeskunde, H. 2, Karlsruhe 1913.
- , Die Entstehung der Stufenlandschaft. Geogr. Zeitschr. 1920.
- , Die Oberflächenformen der Stufenlandschaft zwischen Rhein und Mosel. Geogr. Abh. 2. Reihe, H. 1, 1923.
- , Die Entstehung der Dellen. Zeitschr. f. Geomorph. 1, 1925/26.
- , Die Oberflächenformen des nördlichen Schwarzwaldes. Geogr. Zeitschr. 1, 1927, I.
- , Die südwestdeutsche Stufenlandschaft und der Graben der Rheinebene in ihren Beziehungen zueinander. Festschr. z. 22. dtsch. Geographentag, herausgegeben von F. METZ, Breslau 1927, II.
- , Das Problem der Stufenlandschaft. Pet. Mitt., Erg.-H. 209, HERM. WAGNER-Ged.-Schrift 1930.
- SCHNARRENBERGER, K., Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Großherzogtums Baden, Bl. 108 (St. Peter). Heidelberg 1906.
- , Tektonik des Elztales. Ber. über d. Vers. d. Oberrhein. Geolog. Ver., 41. Vers., 1908.
- , Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Großherzogtums Baden, Bl. 99 (Elzach). Heidelberg 1909.
- SCHNEIDER, H., Morphologie des Buntsandsteinodenwaldes. Frankfurter Geogr. Hefte 6, H. 2, 1932.
- SCHOTT, C., Die Blockmeere in den deutschen Mittelgebirgen. Forsch. z. dtsch. Landes- u. Volkskunde 1931.
- SCHREFFER, H., Das Maintal zwischen Spessart und Odenwald. Forsch. z. dtsch. Landes- u. Volkskunde 23, 1924/25.
- , Die Morphologische Analyse nach W. PENCK. Ztschr. d. Ges. f. Erdk. z. Berlin, 1926.
- , Glazialprobleme im westlichen Hochschwarzwald. Ber. d. Naturforsch. Ges. z. Freiburg i. Br. 31, 1931.

- SCHRÖDER, P., Über die vertikale Verteilung der Temperaturschwankungen um den Frostpunkt in Mitteleuropa. Diss. Leipzig 1912.
- SITTIG, C., Les Vosges Alsaciennes du Sud, Etude morphologique. Bull. de la Faculté des Lettres de Strasbourg, 10e année, mars 1932.
- SÖLCH, J., Eine Frage der Talbildung. Bibl. geogr. Handbücher, PENCK Festband, Stuttgart 1918.
- SÖRGE, W., Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion. Berlin 1921.
- SPREITZER, H., Zum Problem der Piedmonttreppe. Mitt. d. Geogr. Ges. z. Wien 75, Wien 1932.
- STEINMANN, G., Die Spuren der letzten Eiszeit im südlichen Schwarzwald. Freiburger Universitätsfestprogramm, Freiburg 1896.
- STRATIL-SAUER, G., Die Tilke. Zeitschr. f. Geomorph. 6, 1931.
- STRIGEL, A., Zur Paläogeographie des Schwarzwaldes: Die Abrasionsfläche als klimatisch-tektonisches Problem des oberen Perms. Verh. d. naturhist.-med. Ver. zu Heidelberg, Beil.-H. z. H. I, 15, 1922.
- , Das süddeutsche Buntsandsteinbecken. Verh. d. naturhist.-med. Ver. zu Heidelberg, N. F. 16, 1929.
- , Zur Morphologie des südöstlichen Schwarzwaldes. Geol. Rundschau 23a, SALOMON- CALVI-Festschrift 1933.
- SUPAN, A., Grundzüge der physischen Erdkunde. 3 Bde, Berlin u. Leipzig 1930.
- TARNUZZER, CHR., Die Schuttfazetten der Alpen und des hohen Nordens. Pet. Mitt. II, 1911.
- THÜRACH, H., Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Großherzogtums Baden, Bl. 93 (Haslach). Heidelberg 1901.
- VOGELANG, H., Geognostisch-bergmännische Beschreibung des Kinzigthäler Bergbaues. Beitr. z. Statistik d. inneren Verwaltung d. Großherzogtums Baden, H. 21, 1865.
- VOLZ, W., Über die Stelzfüßigkeit der Bäume im Gebirge. Schles. Jahrb. f. Geistes- u. Naturwiss. 1—3, 1924.
- WAGNER, G., Morphologische Grundfragen im süddeutschen Schichtstufenland. Ztschr. d. dtsh. Geolog. Ges. 79, 1927.
- , Junge Krustenbewegungen im Landschaftsbilde Süddeutschlands. Öhringen 1929.
- WALTER, B., Höhenweg I auf der Wasserscheide zwischen Rhein und Donau. Mon.-Bl. d. bad. Schwarzwaldver. 1912.
- WERVEKE, L. v., Der Heidburggraben. Mitt. d. bad. Landesver. f. Naturk. u. Naturschutz, N. F. 1, 1925.
- WILFARTH, M., Epirogenese und Altersbestimmung permischer Sedimente im Schwarzwald. Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. Geolog. Ver., N. F. 21, 1932.
- WILSER, J. L., Die Entwicklungsstadien des südlichen Rheingrabens. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 62, 1929.
- , Die tektonische Lage von Freiburg i. Br. Ber. d. Naturforsch. Ges. zu Freiburg i. Br. 32, 1, 1933.

Verzeichnis der Abbildungen auf Tafel 1—3.

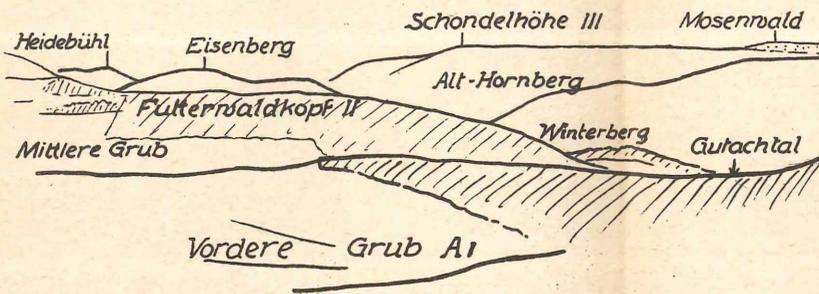
(Aufnahmen des Verfassers)

- Abb. 1. Blick vom Kroneck nach Norden. Auflösung zur Firstlandschaft längs des Gutachtals, im Vordergrund Reste älterer, flacherer Reliefstadien.
- Abb. 2. Blick vom Stöcklewaldturm nach Süden. Einförmigkeit der Hochfläche (P III). Konvexität der Hangprofile. Amateuraufnahme (mit freundlicher Genehmigung von Photohaus RUDOLF MAYER in Hornberg).
- Abb. 3. Herauspräparierter Granophyrgang auf der Hochfläche bei der Staude.
- Abb. 4. Blick vom Rohrhardsberg auf die Restbergzone von P IV auf dem Rohrhardsberg-Gschasikopf- und auf dem Hauensteinkamm.
- Abb. 5. Stöcklewald. Blick vom Föhrenbühl. Buntsandsteinzeugenberg.
- Abb. 6. Tafelbühl. Blick vom Obereck. Scharfe Talkanten an der Grenze zwischen Flachrelief und steilen Tälern.
- Abb. 7. Haslach-Simonswälder Tal. Blick talauswärts, Talkanten und Talbodenreste.
- Abb. 8. Schonacher Untertal. Ev. glazial ausgeräumtes Becken. Fazettenbildung. Hängemündungen des Seitentales. — Talboden im Vordergrund = B-Niveau. Im Hintergrund A-Stufe.
- Abb. 9. Schwarzenbachtal (Schiltach). Doppelt-konvexes Hangprofil. Das Haus links steht an der Untergrenze des Buntsandsteins, ebenso das Haus, dessen helles Dach im Hintergrund sichtbar ist.
- Abb. 10. Vorderschützenbachtal. Konvexität der Hangprofile, Erosionsböschung am unteren Ende der Seitenhänge.
- Abb. 11. Rasenschlipf am Hugenhof (Hintergriesbach). „Abschwimmen“ und Zusammenschieben der losgerissenen Rasenstücke auf dem Schlammstrom. Der Geologenhammer an dem Haufen von Rasenstücken links oben gilt als Größenmaßstab.
- Abb. 12. Schalenförmige Verwitterung des Granits innerhalb des Bodens. Aufschluß an der Griesbachtalstraße bei der Martinskapelle. Das Notizbuch ist 15 cm hoch.
- Abb. 13. Blockmeer an der Hannovermatte, westlich des Weihenwald. Runde Form der Blöcke, Überwucherung durch Vegetation. Geländeform konkav.
- Abb. 14. Blockfeld nordwestlich des Brocken. Kantig-scharfe Blockformen. Geländeform konvex.
- Abb. 15. Felsburg im unteren Wittenbachtal. Lagerform.
- Abb. 16. Felsburg bei Niederhauenstein. Übergang zu kantigeren Formen, seitliche Auflösung in Platten.
- Abb. 17. Karoid am Steinbühl.
- Abb. 18. Rundhöcker am Birkenbühl (950 m). Hinterschützenbachtal.

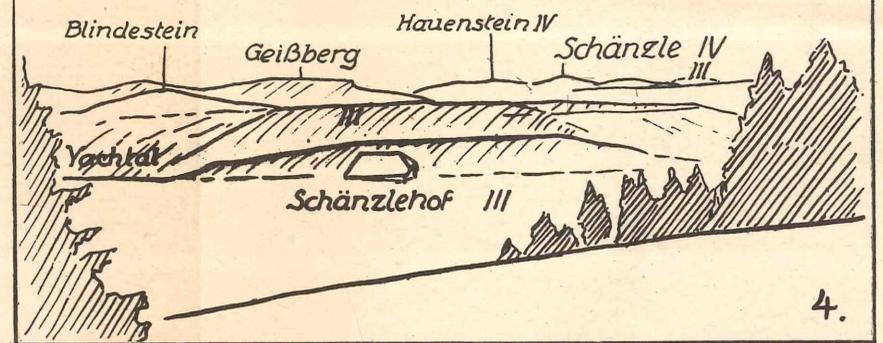
Taf. 1, Abb. 1—5

E. Liehl, Morphologische Untersuchungen zwischen
Elz und Brigach

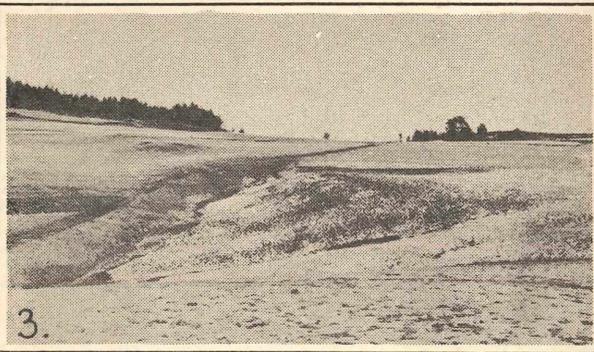
Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. XXXIV, 1, 1934



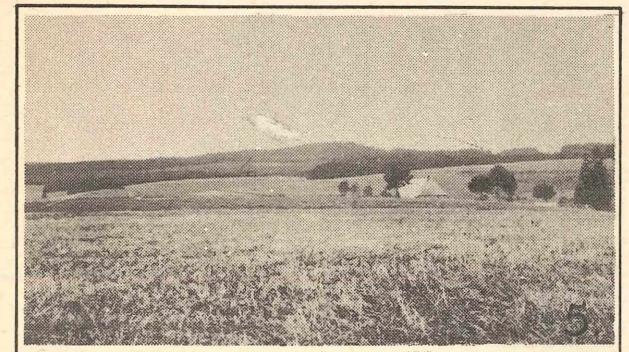
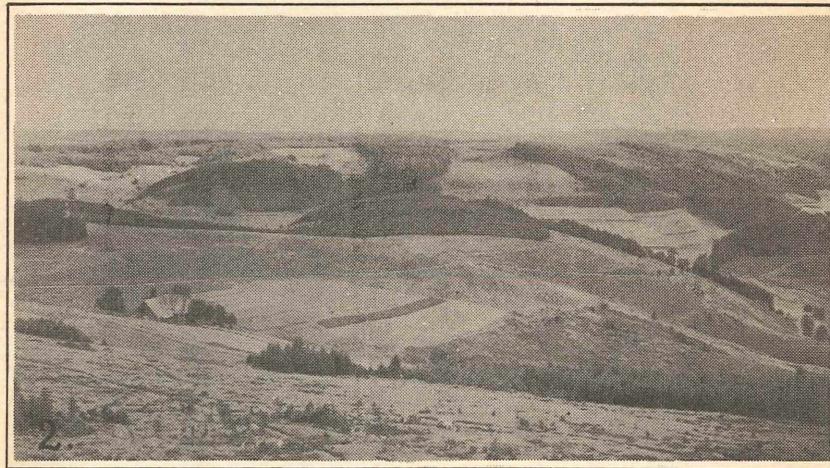
1.



4.



3.



5.

Taf. 2, Abb. 6—10

**E. Liehl, Morphologische Untersuchungen zwischen
Elz und Brigach**

Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. XXXIV, 1, 1934



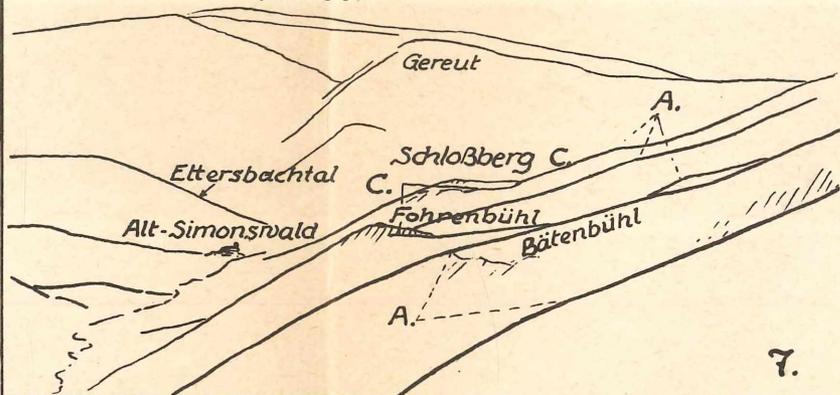
Tafelbühl III ?



6.



Kandel



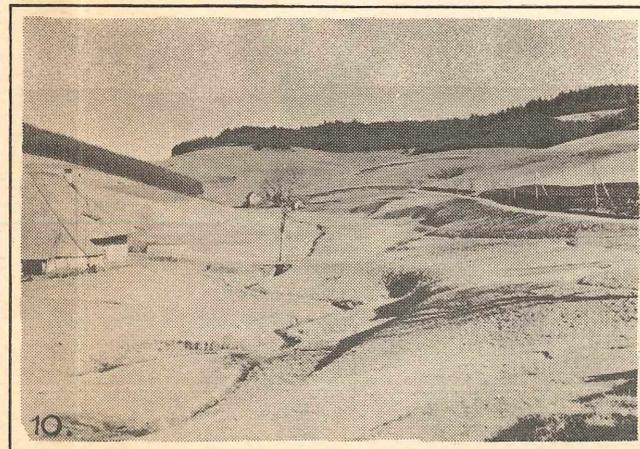
7.



8.



9.

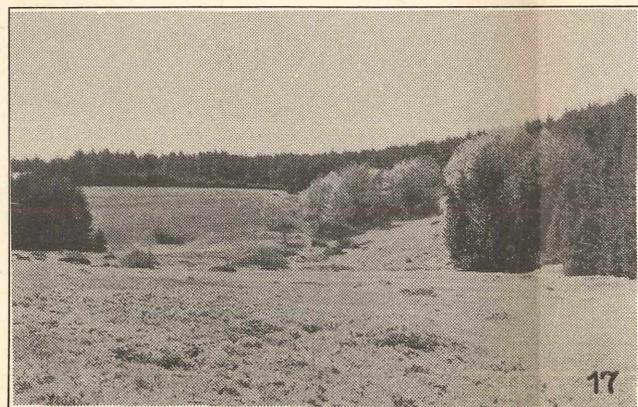
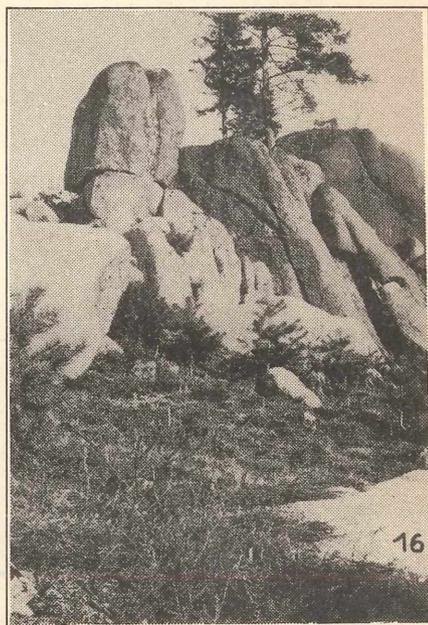
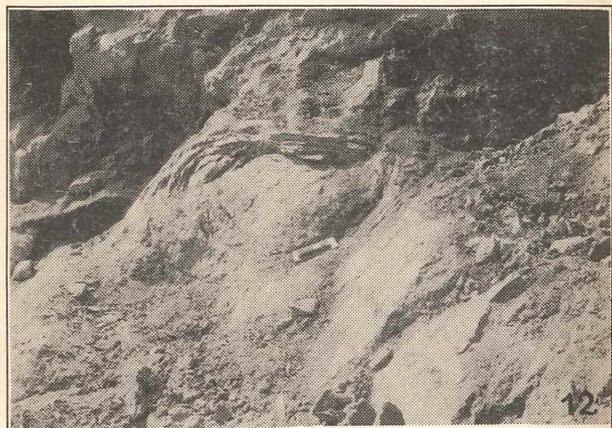
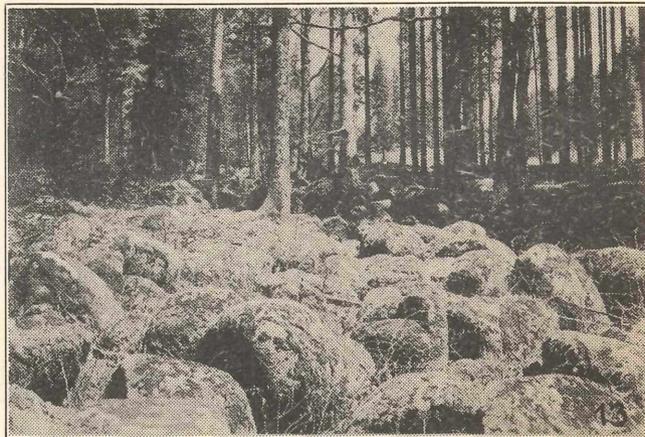


10.

Taf. 3, Abb. 11—18

**E. Liehl, Morphologische Untersuchungen zwischen
Elz und Brigach**

Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. XXXIV, 1, 1934



Taf. 4, Fig. 1—13

**E. Liehl, Morphologische Untersuchungen zwischen
Elz und Brigach**

Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. XXXIV, 1, 1934

Fig. 3.
Reliefentwicklung an der Wasserscheide zwischen Elz, Breg und Gutach

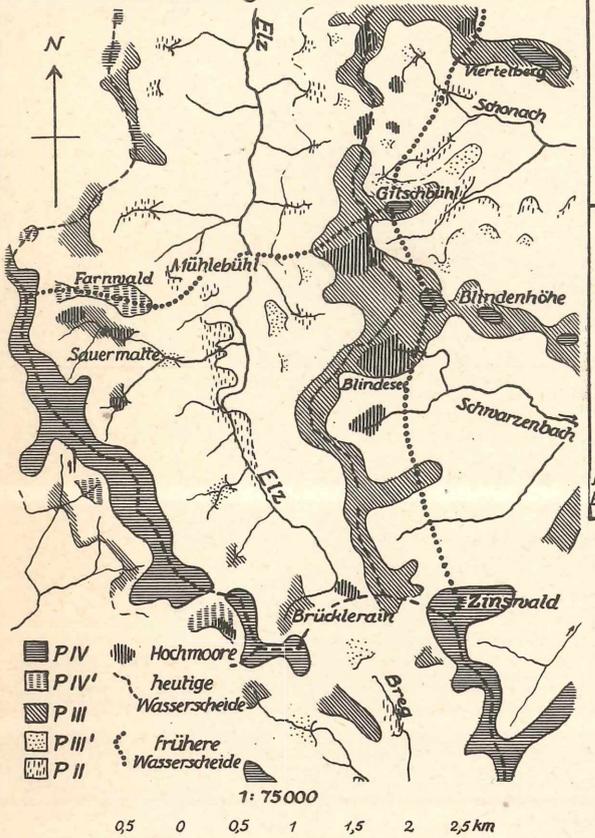
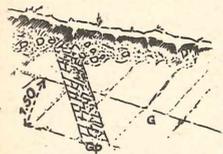
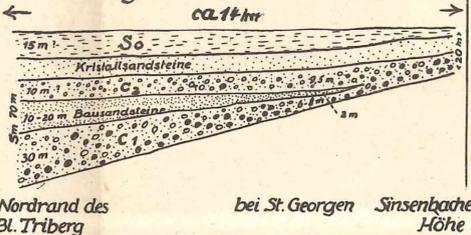


Fig. 1.
Granitporphyrgang im Granit



Aufschluß am Oelberg (Schonacher Untertal)

Fig. 2. Schematische Darstellung der Mächtigkeit des Buntsandsteins



Nordrand des Bl. Triberg bei St. Georgen Sinsbacher Höhe

Fig. 4. Die Stufenformen des Buntsandsteins (schematisch)

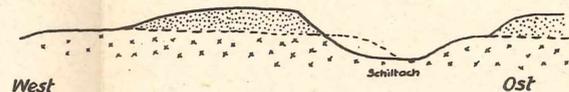


Fig. 5. Der geologische Bau der Buntsandsteinstufe an der Hochwälder Höhe

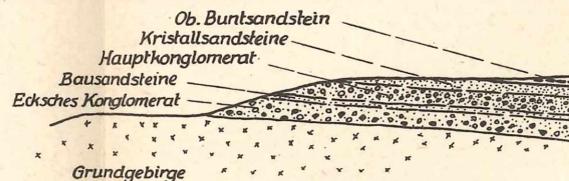


Fig. 8. Längs- und Querprofil der A1- und A2-Stufe im Schonachtal

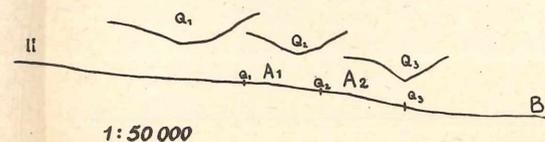


Fig. 10.
Blick vom Kesselberg nach Norden

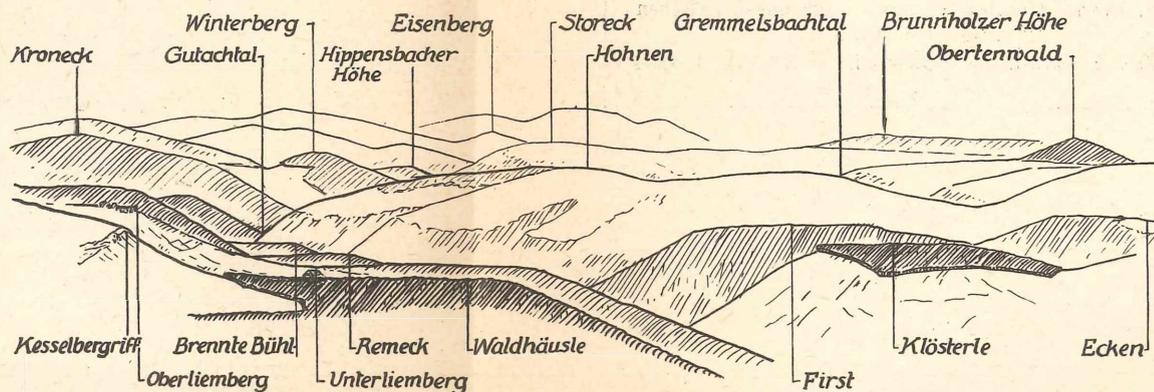


Fig. 11. Querprofil des Katzensteigtals 1:25 000 2x überhöht



Fig. 12.
Skizze der Klüfte und Gänge im Gutachtal nach Bubnoff (1926)

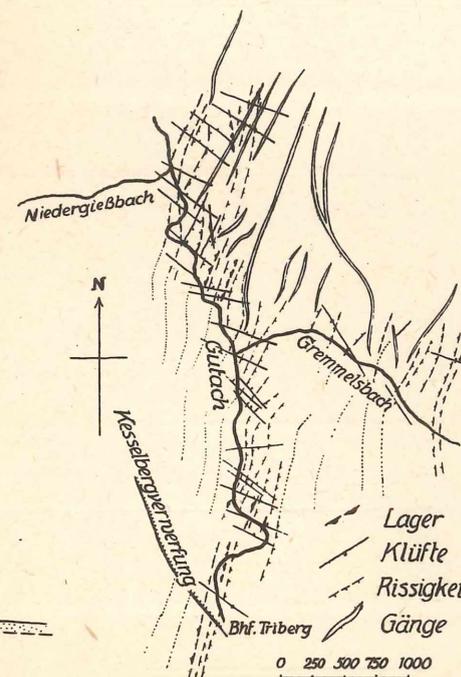


Fig. 6. Die Buntsandsteinstufe südlich von St. Georgen schematisch

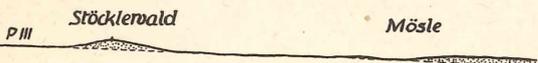


Fig. 7.
Die Auflagerungsfläche des Buntsandsteins



Fig. 9. Schema der Lagebeziehungen der Feltterrasse im Wildgutachtal

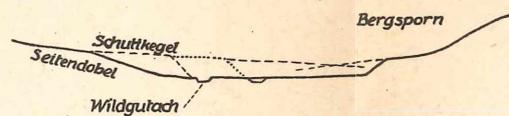
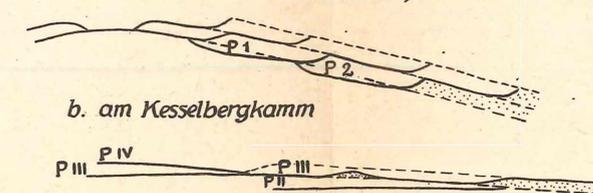
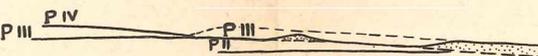


Fig. 13. Schema des Verhältnisses zwischen Schichtstufen und Piedmontflächen a. nach Schmittkerner (vereinfacht)



b. am Kesselbergkamm



0 250 500 750 1000

Taf. 5, Fig. 14—27

**E. Liehl, Morphologische Untersuchungen zwischen
Elz und Brigach**

Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. XXXIV, 1, 1934

Fig. 14. Bodenprofil an steilen Wiesenhängen (Renchgneis)

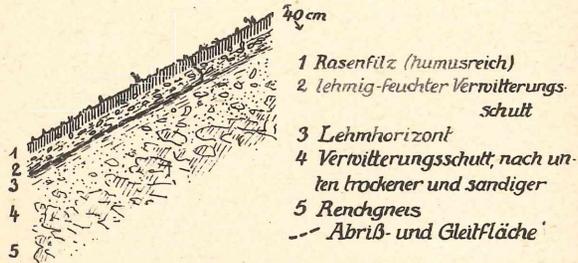


Fig. 15. Querschnitte kleiner Schultschluchten auf flachen Hängen

a. nach Lehmann b. im Mittelschwarzwald

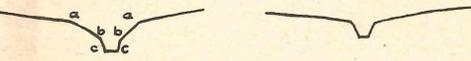


Fig. 16. Längsprofile von Ursprungstrichtern

a. normale Ausbildung b. Ursprungstrichter gehört einem älteren Reliefsystem an

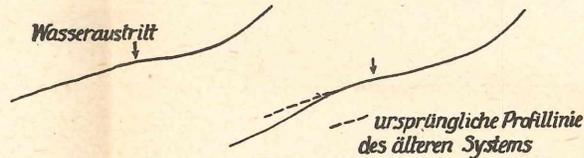


Fig. 22. Schema der Anordnung von Klippen im Kluftsystem

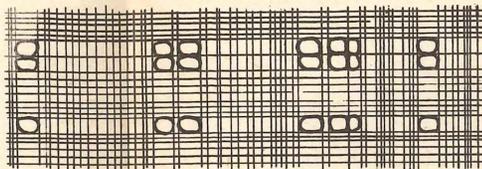


Fig. 23. Keilwirkung eines eingeklemmten Blockes (Blindestein)



Fig. 25. Die Lagebeziehungen der „Steine“ am Blindenstein

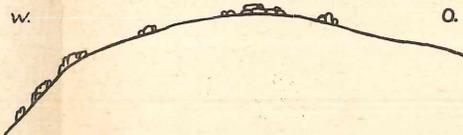


Fig. 17. Schematische Darstellung der drei Haupttypen des Verwitterungsprofils in Granitgebieten

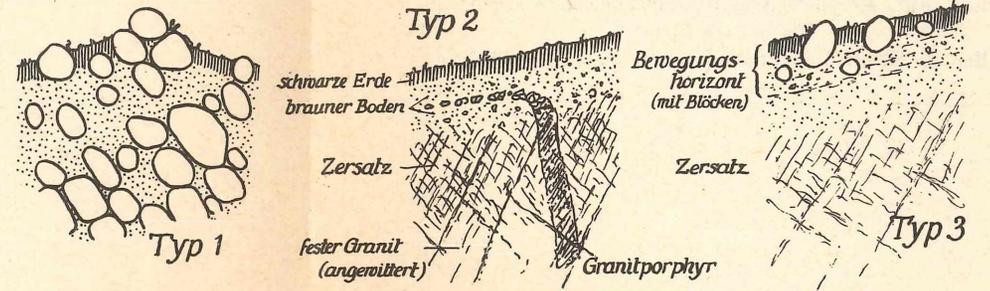


Fig. 18. Längsschnitt durch den oberen Quellkessel im Weihenwald

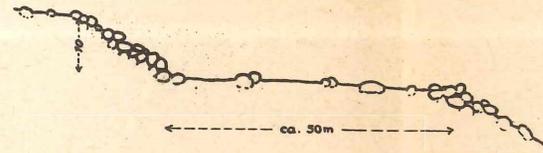


Fig. 19. Grundrißskizze des unteren Quellkessels im Weihenwald

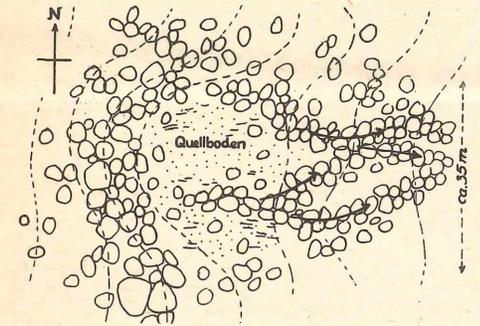


Fig. 24. Schema der von den Klüften ausgehenden chemischen Verwitterung

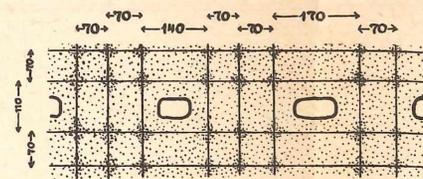


Fig. 26. Längsschnitt durch ein Karoid



Fig. 27. Lageskizze der Rundhöcker im Rohrbachtal

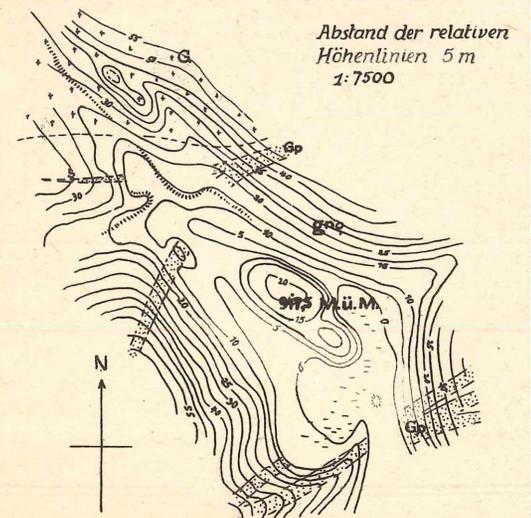


Fig. 20. Sieben-Felsen

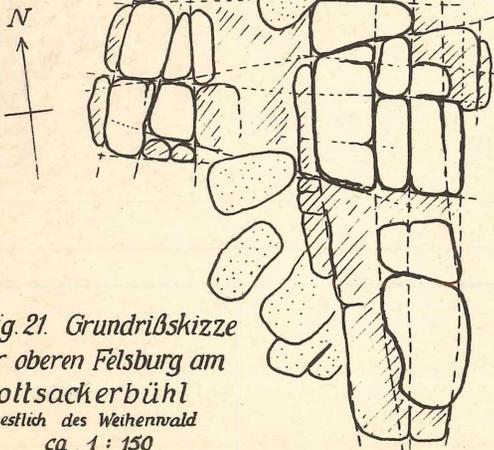


Fig. 21. Grundrißskizze der oberen Felsburg am Gottsackerbühl westlich des Weihenwald ca. 1:150

Taf. 6

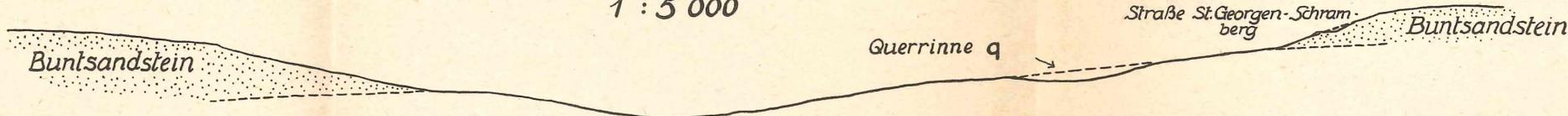
**E. Liehl, Morphologische Untersuchungen zwischen
Elz und Brigach
Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. XXXIV, 1, 1934**

Querprofil des Vogellochs bei St. Georgen

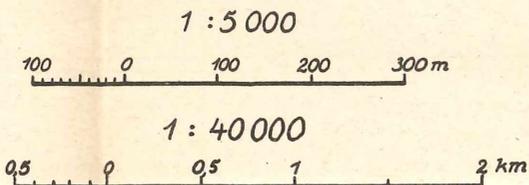
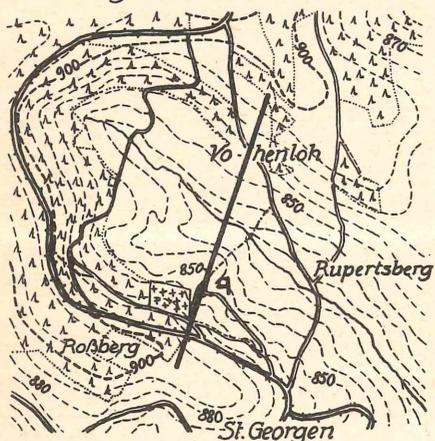
1 : 5 000

N

S



Lageskizze des Querprofils im Vogelloch 1 : 40 000



1.-3. West-Ost-Profile
1 : 100 000 (5 * überhöht)

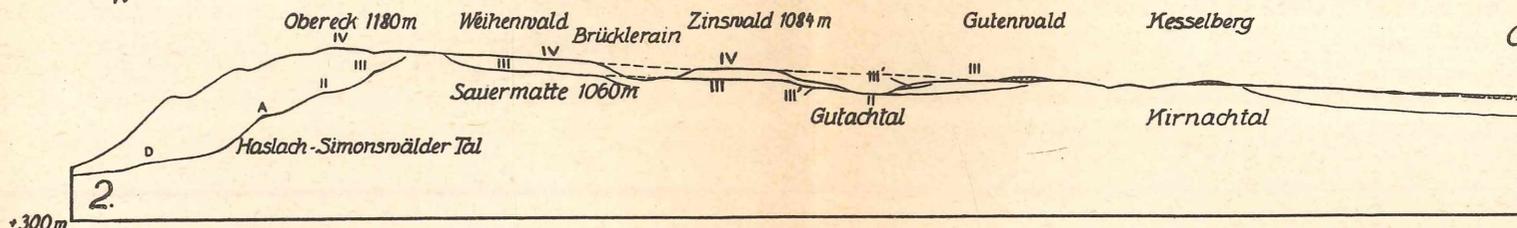
W

O

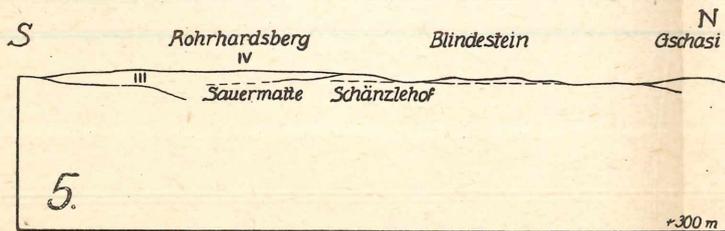
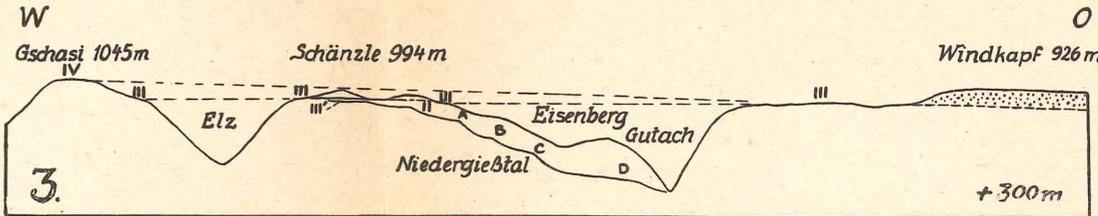


W

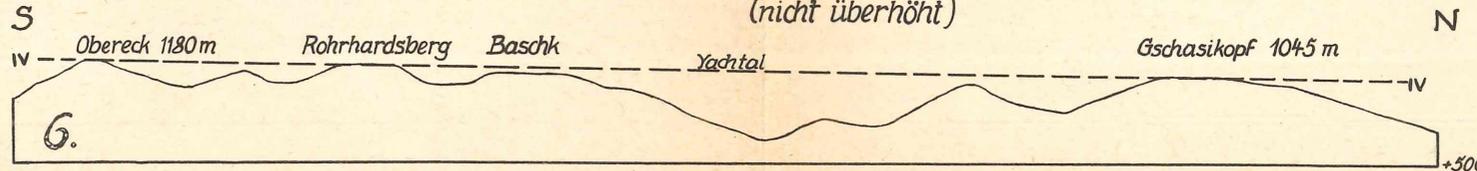
O



4.u.5. Süd-Nord-Profile 1 : 100 000 (5 * überhöht)



6. Süd-Nordprofil Obereck - Gschasikopf 1 : 50 000
(nicht überhöht)



Taf. 7

**E. Liehl, Morphologische Untersuchungen zwischen
Elz und Brigach**

Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. XXXIV, 1, 1934

Längsprofile der Flüsse

1:50 000

Höhenmaßstab 1:20 000

--- rechte Nebenflüsse
- - - linke Nebenflüsse

1. Kirnach

2. Rohrbach

3. Breg - Katzensteig

4. Gutach

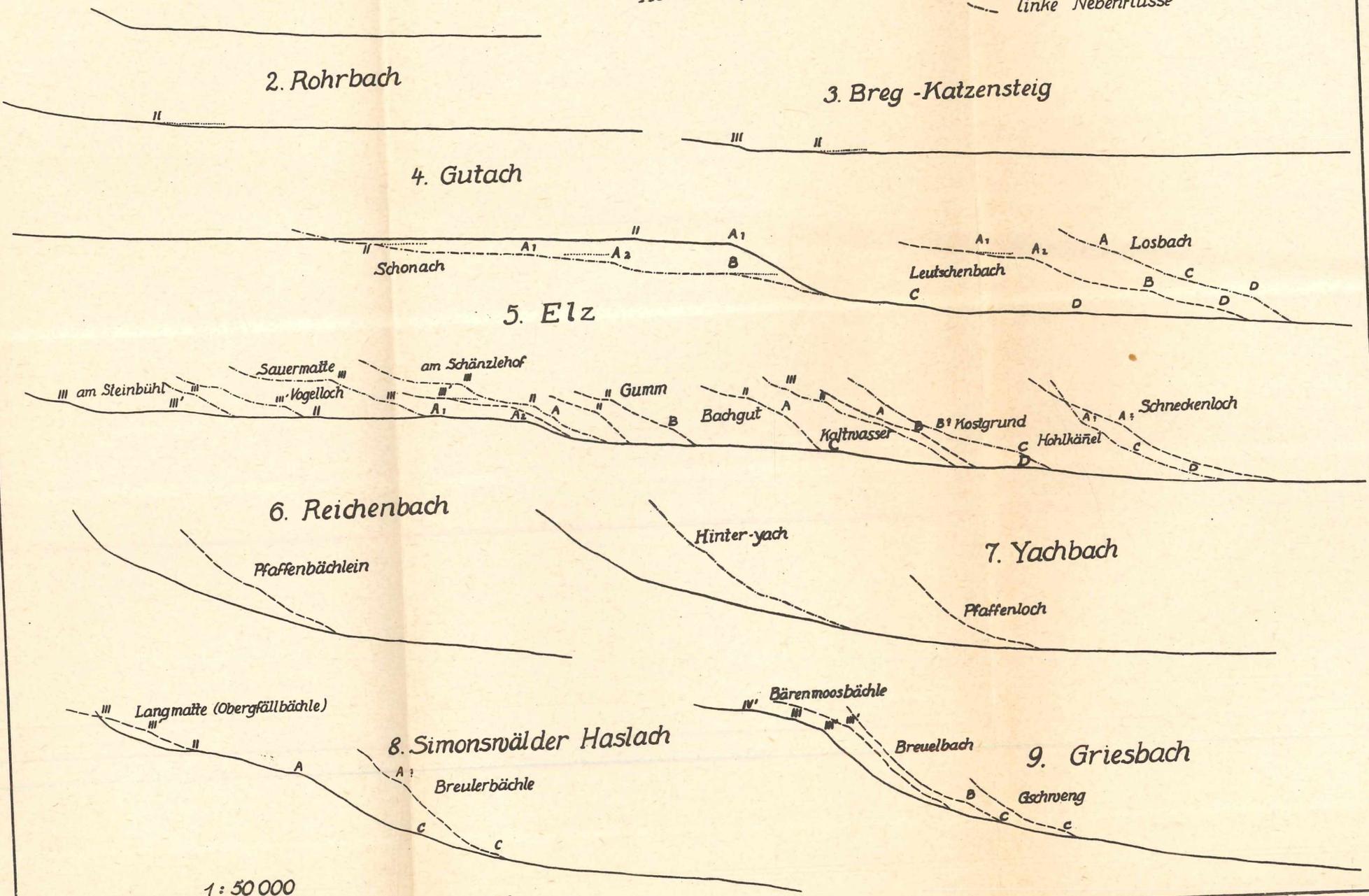
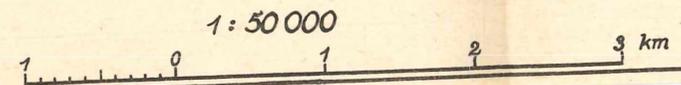
5. Elz

6. Reichenbach

7. Yachbach

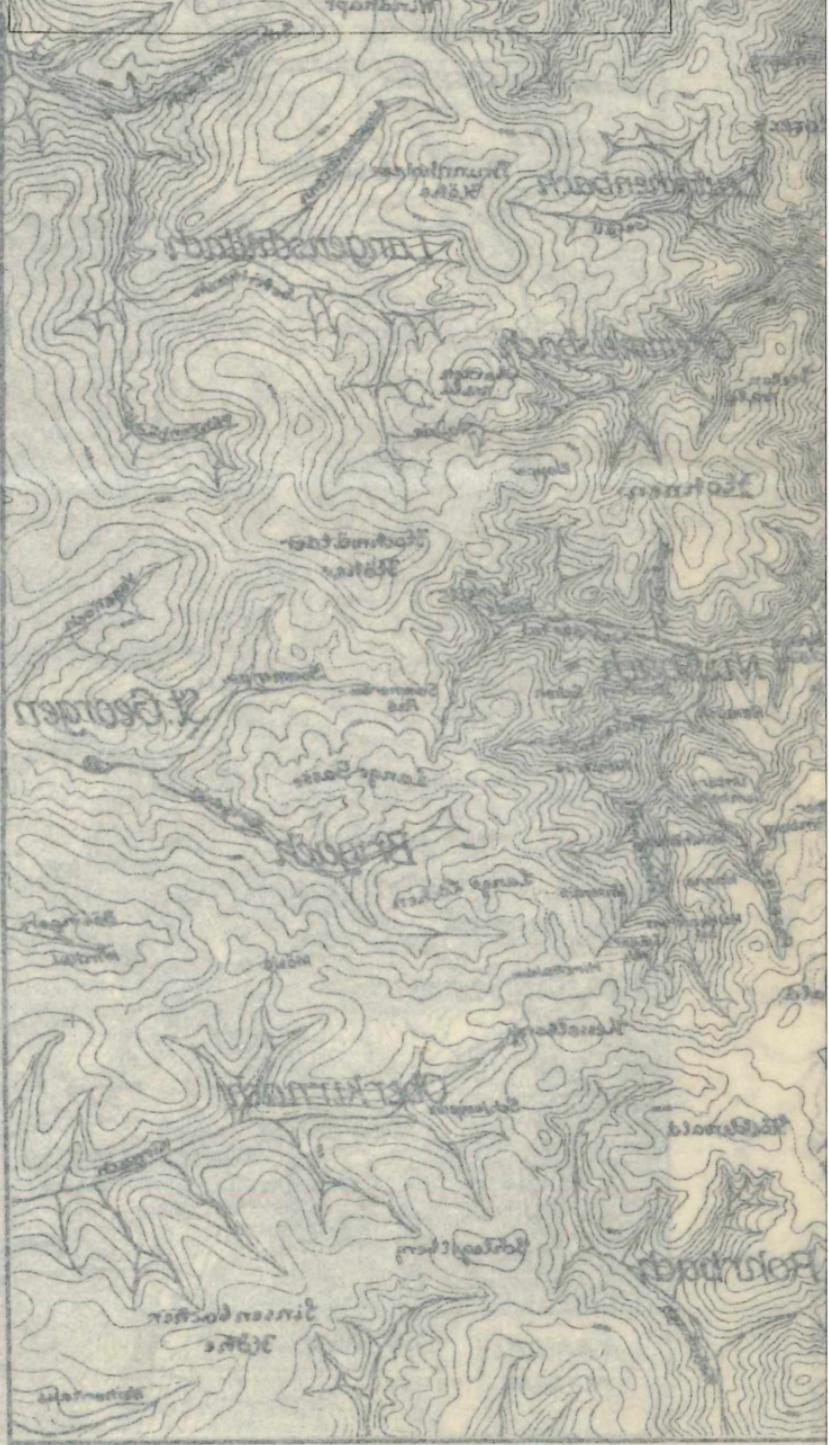
8. Simonswälder Haslach

9. Griesbach



Taf. 8

E. Liehl, Morphologische Untersuchungen zwischen
Elz und Brigach
Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. XXXIV, 1, 1934



Übersichtskarte des Untersuchungsgebiets zwischen Elz und Brigach 1:75 000 Deckblatt für die Tafeln 9 - 12.

8. Taf.

E. Liebl, Morphologische Untersuchungen
Elz und Brigach
Ver. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.



SCHWEIGHAUSER

PLATTE Elzach

Obermündler

Hasibach

Alt-Simonswald

KANDEL-
MASSIV

St. Georgen

Brigach

Schönwald

Rohrbach

Oberkirnach

Sinsbacher Höhe

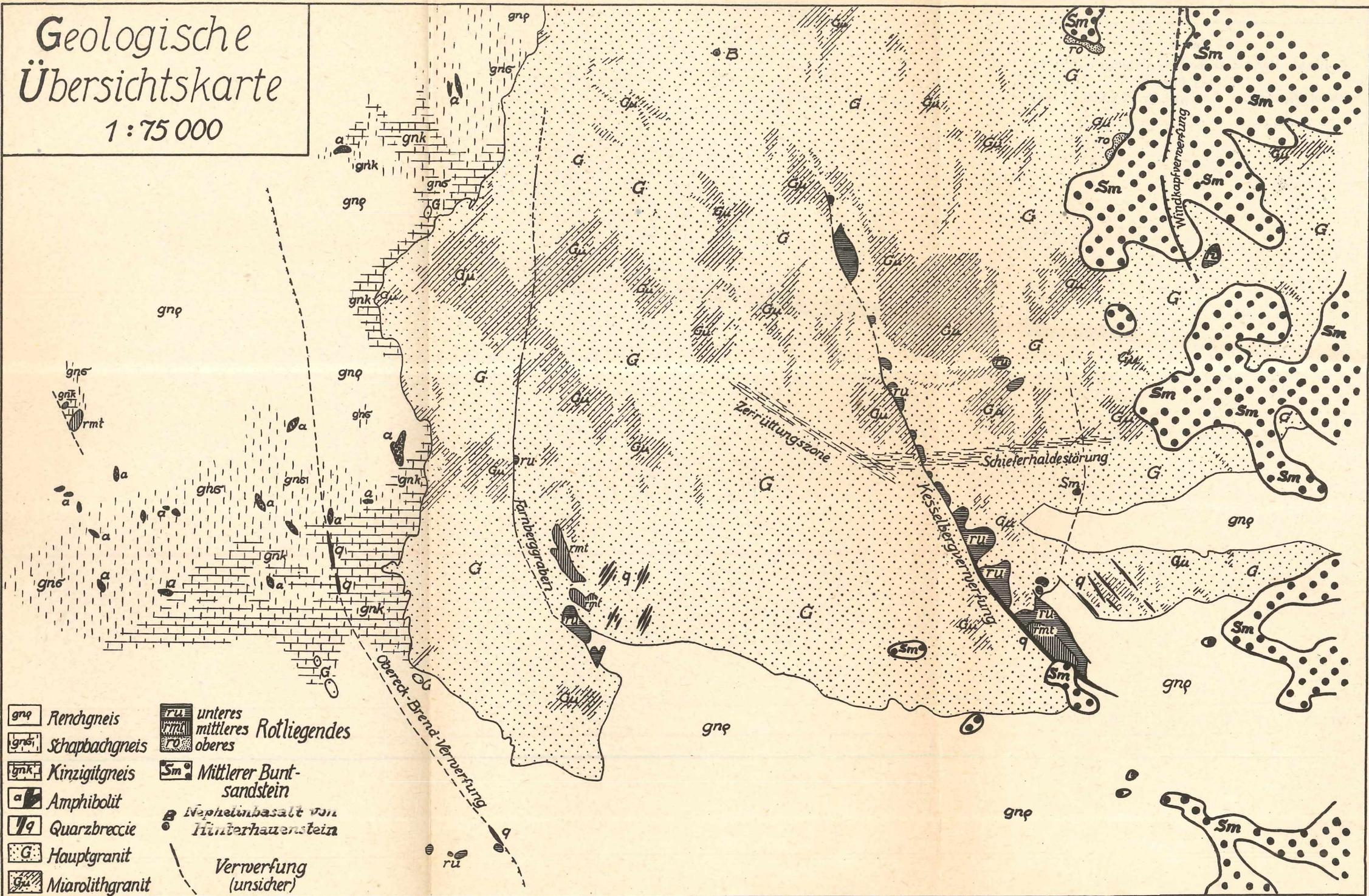
Taf. 9

**E. Liehl, Morphologische Untersuchungen zwischen
Elz und Brigach**

Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. XXXIV, 1, 1934

Geologische Übersichtskarte

1 : 75 000



Taf. 10

E. Liehl, Morphologische Untersuchungen zwischen
Elz und Brigach

Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. XXXIV, 1, 1934

Die Reliefentwicklung des Untersuchungsgebiets 1: 75 000

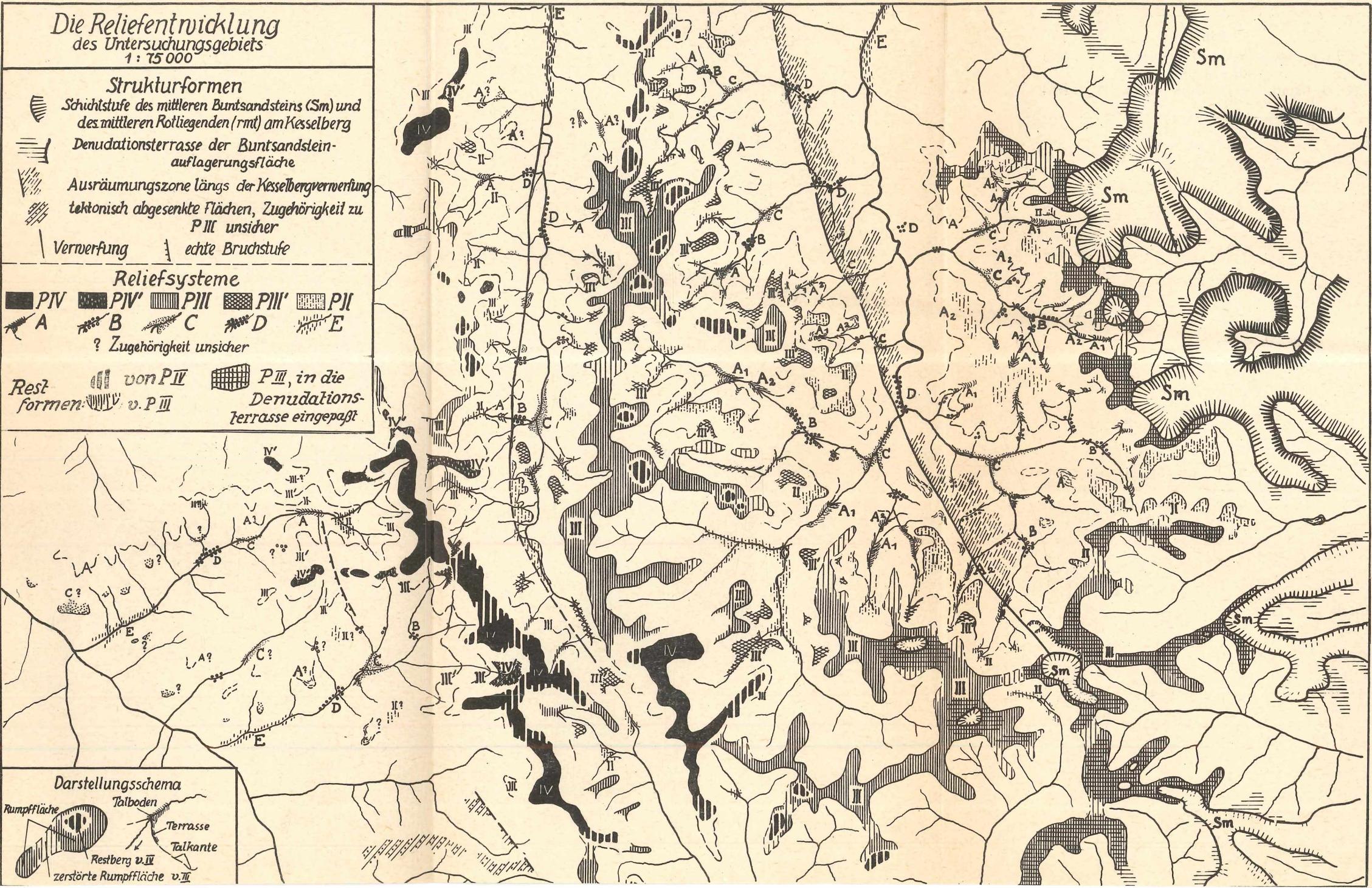
Strukturformen

- Schichtstufe des mittleren Buntsandsteins (Sm) und des mittleren Rotliegenden (rmt) am Kesselberg
- Denudationsterrasse der Buntsandsteinauflagerungsfläche
- Ausräumungszone längs der Kesselbergverwerfung
- tektonisch abgesenkte Flächen, Zugehörigkeit zu P III unsicher
- Verwerfung
- echte Bruchstufe

Reliefsysteme

- P IV
 - P IV'
 - P III
 - P III'
 - P II
 - A
 - B
 - C
 - D
 - E
- ? Zugehörigkeit unsicher

- Restformen von P IV
- P III, in die Denudationsterrasse eingepaßt

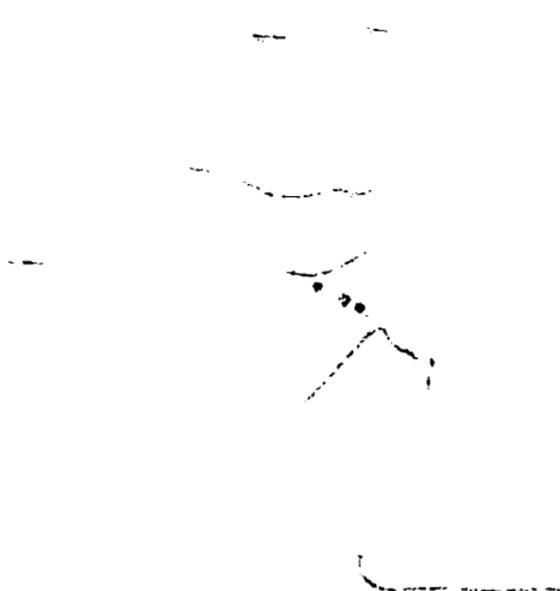


Darstellungsschema



Taf. 11

E. Liehl, Morphologische Untersuchungen zwischen
Elz und Brigach
Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. XXXIV, 1, 1934



Front-Grenze
Schicht
Freiburg
Blumen
Basalt

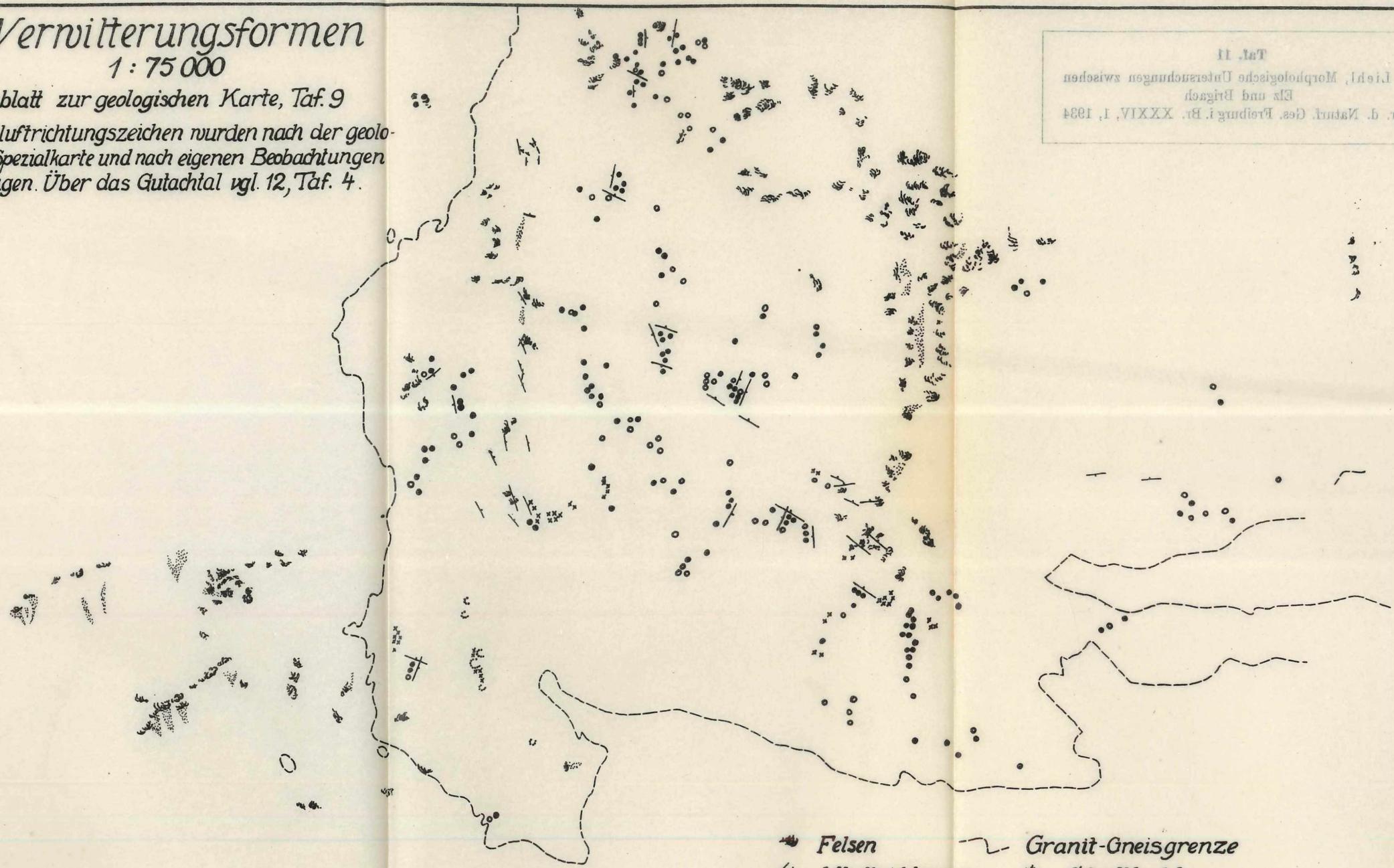
Verwitterungsformen

1 : 75 000

Deckblatt zur geologischen Karte, Taf. 9

Die Kluftrichtungszeichen wurden nach der geologischen Spezialkarte und nach eigenen Beobachtungen eingetragen. Über das Gutachtal vgl. 12, Taf. 4.

Taf. 11
E. Fiehl, Morphologische Untersuchungen zwischen
Els und Brigach
Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. XXXIV, 1, 1934



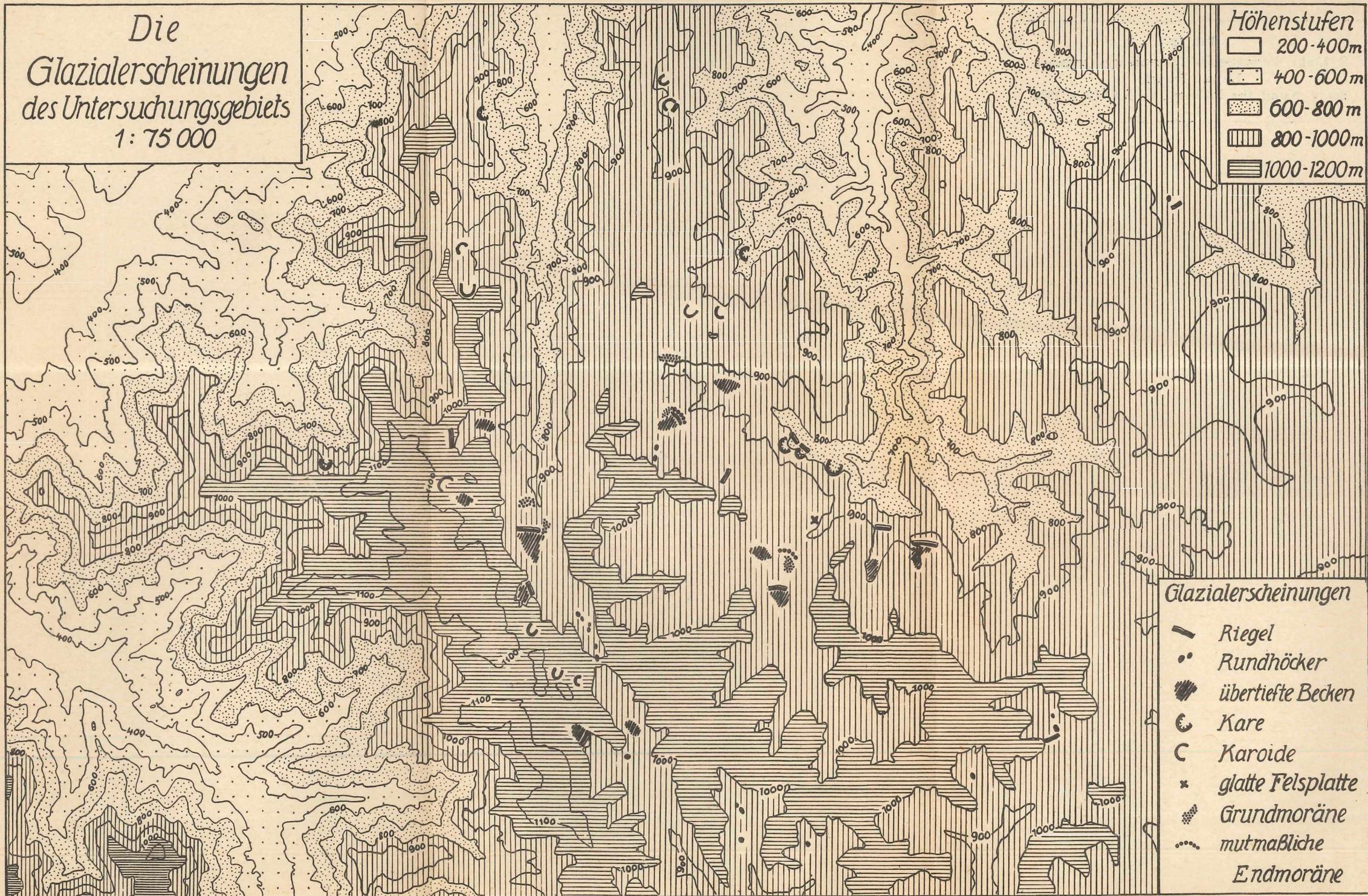
- Felsen
- Kluftrichtungen
- Felsburgen
- Anreicherung von runden Blöcken
- Granit-Gneisgrenze
- Schutthalden
- Felsburgreste
- Quellkessel

Taf. 12

**E. Liehl, Morphologische Untersuchungen zwischen
Elz und Brigach**

Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. XXXIV, 1, 1934

Die Glazialerscheinungen des Untersuchungsgebiets 1:75 000



Höhenstufen

	200-400m
	400-600m
	600-800m
	800-1000m
	1000-1200m

Glazialerscheinungen

	Riegel
	Rundhöcker
	übertiefte Becken
	Kare
	Karoide
	glatte Felsplatte
	Grundmoräne
	Endmoräne