

Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.	50	S. 57 – 127	11 Abb.	1 Karte	Freiburg, 1960
-----------------------------------	----	-------------	---------	---------	----------------

Quartäre Erscheinungen im Hotzenwald zwischen Wehra und Alb

von

Günther Reichelt, Donaueschingen

1 Karte, 11 Abbildungen

Inhalt

	Seite
Einleitung	58
A. Die Ablagerungen	60
I. Allgemeines zur Abgrenzung und Deutung	60
Zur genetischen Abgrenzung und Deutung	61
Zur Datierung von Schottermassen	62
II. Ablagerungen mit Anteilen alpiner Schotter	65
Die fluviatilen Deckenschotter	65
Fluvioglaziale und glaziale Rißablagerungen	66
Die Niederterrassenschotter	69
Der Löß und die „Vollgliederung der Eiszeit“	70
III. Lockermassen aus Schwarzwaldmaterial	72
Verwitterungsdecken	72
Feinerdereicher Gehängeschutt und periglaziale Bodenversetzung	75
Ablagerungen vom Typ der Moränen	79
Blockmassen	88
Talverschüttungen und Moore	91
Schwemmschuttfächer	92
IV. Schwarzwaldschotter mit alpinen Ablagerungen wechsellagernd	93
B. Die Formen	96
I. Die Talschlüsse	96
Steile Talschlüsse	96
Muldenförmige Talschlüsse	97
Diskussion und Deutung	97
II. Die Täler	100
Engen und Weitungen	100
Stufenbildungen, Hängetäler	101
Asymmetrische Täler	103

	Seite
III. Andere Formen	104
Isolierte Buckelformen	104
Depressionen	106
Strudellöcher und verwandte Formen	107
C. Der Hotzenwald im Pleistozän	110
I. Allgemeines zum Klima und zur Schneegrenze	110
II. Verlauf und Bereich der Vergletscherung	114
Zur Altersdatierung der Ablagerungen	114
Die Reißverglletscherung des Hotzenwaldes	115
Die Würmverglletscherung	118
Zusammenfassung	122
Schrifttum	125

Einleitung

Der Hotzenwald ist ein Gebiet, das in quartärgeologischer Beziehung besonderes Interesse beanspruchen darf: Auf seinen Südfuß glitt einerseits der alpine Vorlandgletscher in der Reißzeit hinauf (MÜHLBERG 1896, 1907; BLOESCH 1911 u. a.), andererseits endeten nördlich davon die Gletscher der eigentlichen Schwarzwaldvereisung, deren Ausdehnung allerdings gerade in diesem Teil des Gebirges entweder nicht genau bekannt war oder widersprüchlich angegeben wurde (HUBER 1905; ERB 1948 b).

So stellt sich als erste Aufgabe die einer genauen Untersuchung und Kartierung derjenigen Ablagerungen und Formen, welche Aufschluß über die Ausdehnung sowohl des alpinen Vorlandgletschers als auch der Schwarzwaldvereisung bieten. Dabei ergibt sich als Teilproblem das einer Abgrenzung der glazialen gegen die periglazialen und fluviatilen Bildungen.

Ein zweites Problem umschließt die Frage nach dem Alter der Schwarzwaldvereisung, die wiederholt aufgegriffen (BURI 1933, 1938; ERB 1948 a, 1948 b), aber noch nicht befriedigend für alle Teile des Schwarzwaldes gelöst wurde. Der wirkliche Nachweis einer Reißvereisung des Schwarzwaldes fehlte bis zum Abschluß der vorliegenden Untersuchungen.

Schließlich folgt daraus die dritte Aufgabe, aus den empirisch gewonnenen Einzelbefunden die Paläogeographie des Hotzenwaldes im Pleistozän zu rekonstruieren.

In den Jahren der Untersuchungen von 1951—1958 konnte nur auf wenig Literatur zurückgegriffen werden. Lediglich die alpinen Ablagerungen sind relativ gut untersucht worden. Zu den schon genannten Arbeiten kommen diejenigen von FREI (1912) über die Deckenschotter, von HUG (1908) über die Niederterrassen-Gliederung, von ERB (1936), der das bis dahin vorliegende Material ergänzte und wesentlich klärte, ZINKS (1940) Darstellung der Geschichte des Hochrheins, die aber stark hypothetisch und

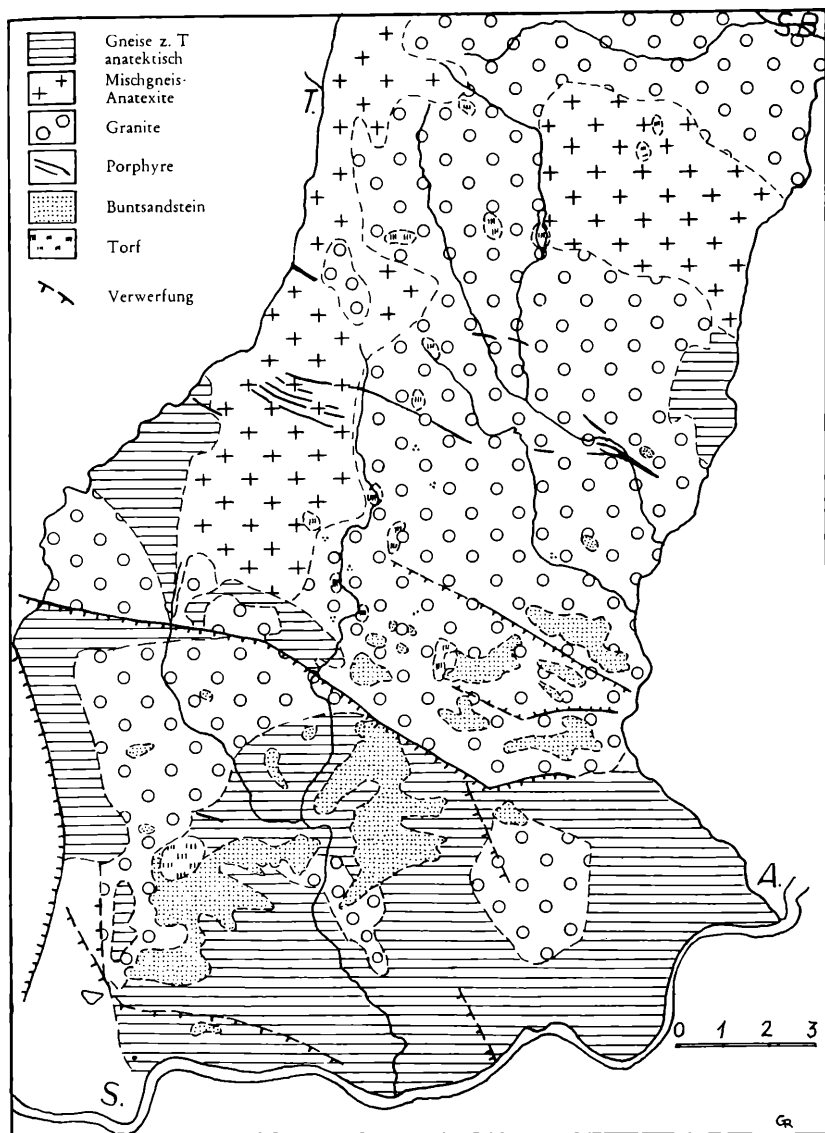


Abb. 1. Geologische Karte des Hotzenwaldes

(Unter Verwendung der Karten von HOENES 1947; OBENAUER 1928 und unveröffentlichten Teilkartierungen von DEECKE nach eigenen Aufnahmen 1951—1953)

in wichtigen Fragen korrekturbedürftig ist, sowie die Studie von PFANNENSTIEL (1950), in der besonders die Geschichte des Albunterlaufes nach dem Eishöchststand im Riß untersucht wird.

Über das Schwarzwälder Glazial des Hotzenwaldes liegen nur wenige Arbeiten vor. STEINMANN (1896) gibt einzelne Beobachtungen über das Wehrtal und Algebiet von Tiefenstein. HUBER (1905) hält aus morphologischen Gründen das Murgtal bis unterhalb Hottingen für ehemals noch „vor der vorletzten Eiszeit“ vergletschert und beschreibt die Endmoränen der Schwarzen Säge am Schwarzenbach. DEECKE (1917/18) ist der Ansicht, daß das Herrischrieder Tal einen kurzen, bis südlich Hogschür reichenden Gletscher beherbergt habe. Demgegenüber ließ ERB (1948 b) die Eisgrenze nördlich der Murg und des Höllbachs verlaufen. REICHELT (1955) führte mit Hilfe von Schotteranalysen den Nachweis, daß der Hotzenwald wesentlich umfangreicher vergletschert war, als man bis dahin angenommen hatte, ließ aber die näheren Grenzen und das Alter unter Hinweis auf ein vorliegendes Manuskript (zit. bei LANG 1954) noch unerörtert. Nach Abschluß der vorliegenden Untersuchungen und der Formulierung der Ergebnisse (REICHELT 1960 a) erschien dann die Arbeit von PFANNENSTIEL (1959) über die Vergletscherung des Südschwarzwaldes in der Rißeiszeit. Viele der darin veröffentlichten Ergebnisse stimmen mit den hier berichteten Untersuchungen überein. Im Murg- und Höllbachgebiet bestehen allerdings hinsichtlich der Ausdehnung der Vergletscherung und in der Datierung einiger Aufschlüsse abweichende Auffassungen, auf die an den betreffenden Stellen eingegangen werden wird.

Auf eine Darstellung der geologischen Verhältnisse des Hotzenwaldes wird verzichtet. Eine Übersicht vermittelt jedoch Abb. 1.

Die Anregung zu der vorliegenden Arbeit verdanke ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. N. CREUTZBURG. Herrn Dr. G. LANG habe ich für manchen Rat, freundschaftliche Hilfe und Auskünfte über z. T. noch unveröffentlichte vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zu danken. Die Untersuchungen hätten aber nicht ausgeführt werden können ohne die langjährige und aufopfernde Hilfe meiner Frau, die auch in aussichtslos scheinenden Stadien nie erlahmte.

Endlich bin ich Herrn Prof. Dr. PFANNENSTIEL zu Dank verpflichtet für die Aufnahme der Arbeit in den Berichten der Naturforschenden Gesellschaft.

A. Die Ablagerungen

I. Allgemeines zur Abgrenzung und Deutung

In seiner Darstellung der diluvialen Schwarzwaldvereisung bemerkt ERB (1948 b), daß die Irrwege der Forschung auf diesem Gebiet ihren Grund „in der mangelhaften Erhaltung der eiszeitlichen Reste, ihrer verschiedenen

Deutbarkeit und dem ziemlichen Mangel an zuverlässigen Untersuchungsmethoden“ haben. Das trifft zu.

Zur genetischen Abgrenzung und Deutung. Die genaue Beachtung der Gesteinszusammensetzung ist eine notwendige Voraussetzung für die Erklärung der Entstehung einer Ablagerung, führt jedoch keineswegs immer zu restloser Klarheit. So konnten in vielen Aufschlüssen des Hotzenwaldes solche ortsfremden Gesteine gefunden werden, die nicht im Einzugsgebiet der heutigen Flüsse vorkommen, bei denen sich demnach anscheinend fluviatiler und solifluidaler Transport ausschließen ließen. Dennoch war die glaziale Entstehung dieser Ablagerungen nicht sicher. Es blieb zu prüfen, ob es sich nicht um alte Schotter eines früheren, präglazialen oder altglazialen Flußsystems handeln konnte. Auch war eine durch fluviatile oder solifluidale Vorgänge bedingte sekundäre Umlagerung in Betracht zu ziehen. Weiterhin erschien es wünschenswert, einen Maßstab zu finden, um die Transportart bestimmen zu können unabhängig von vielleicht beweisenden Erratika, und zwar auch in Gebieten mit weithin homogener Gesteinszusammensetzung und deshalb seltenen Fremdschottern oder bei stark wechselnder Gesteinsunterlage und daher unsicheren Erratika.

Diese Fragen führten im Verlauf der Untersuchungen schon 1953 zur Anwendung von Schotteranalysen, deren Methode bei REICHELT (1955) dargelegt und (1960 b) erweitert mit umfangreicherem Material auf ihre statistische Sicherheit und ihren Aussagewert durchgeprüft wurde. Auf eine nochmalige Darstellung der Methode darf hier verzichtet werden. Doch soll wegen ihrer immerhin entscheidenden Rolle für die Gliederung und Deutung der hier untersuchten Schuttmassen das Ergebnis der bisherigen Studien kurz zusammengefaßt werden.

Die Form der Schuttstücke ist durch die Elemente Rundungsgrad und Achsenverhältnis festgelegt. Besonders der Rundungsgrad ist von großer Bedeutung für die Aufklärung der Transportart einer Schottermasse. Die Bestimmung des Rundungsgrades mit Hilfe der inzwischen weithin gebrauchten Indexmethode nach CAILLEUX (1947) ist nur scheinbar exakt (vgl. VALETON 1955). Es wurde statt dessen eine Bestimmung nach den definierten Kategorien „kantig“ (kt), „kantengerundet“ (kg), „gerundet“ (gr) und „stark gerundet“ (sgr)¹ vorgezogen.

Die Untersuchung der statistischen Sicherheit dieser Methode erfolgt unter der gegebenen Voraussetzung binomialer Fehlerverteilung. Sie ergibt, daß der subjektive (persönliche) Fehler bei der Bestimmung des Rundungsgrades mit $\pm 2\%$ sehr klein ist. Die Korrelation zwischen Rundungsgradkategorien und „Zurollungsindex“ nach CAILLEUX ist groß und läßt eine direkte Übertragung der Indexwerte durch Umrechnung zu ohne Einbuße indikatorischer Genauigkeit. Erwartungsgemäß wird der mittlere Fehler bei der Analyse um so kleiner, je größer die Summe der untersuchten Schuttstücke ist. Die Auszählung von 50 Steinen kann aber für die Feststellung der vier Rundungsgradkategorien als statistisch gesicherte

¹ Diese Bezeichnung wird künftig den mißverständlichen Begriff „gerollt“ (REICHELT 1955) ersetzen.

Mindestsumme gelten. Die Fehler, die durch Schwankungen in der Zusammensetzung des Schotterkörpers entstehen, sind mit dem persönlichen Fehler sowie mit dem durch Auszählen einer kleinen Summe verursachten Fehler infiziert. Infolge des teilweisen gegenseitigen Austausches der Fehler (GAUSS'sches Prinzip der Fehlerfortpflanzung) ist der beobachtete Gesamtfehler kleiner als der zu erwartende absolute Größtfehler und liegt noch unter $\pm 5\%$.

Der Rundungsgrad kann von verschiedenen Faktoren abhängen. Zwischen Verwitterungsgrad und Rundungsgrad können bei den untersuchten Urgesteinen keine eindeutigen Beziehungen angegeben werden. Auch zwischen Stückgröße und Rundungsgrad lassen sich bei den untersuchten Größenklassen (über 2 cm ϕ) keine eindeutigen Korrelationen feststellen. Die Gesteinszusammensetzung hat auf den Rundungsgrad deutlichen Einfluß, variiert das Rundungsgradspektrum einer Schottermasse aber nur innerhalb bestimmter fester Typengrenzen. Ein ganz ähnliches Verhältnis besteht zwischen Rundungsgrad und Transportstrecke. Die ermittelten Ergebnisse decken sich weitgehend mit denen von POSER & HÖVERMANN (1951, 1952). Ganz entscheidend wird das Rundungsgradspektrum bzw. die Zugehörigkeit zu einem bestimmten Rundungsgradtyp von der Transportart bestimmt. Die Ablagerungen gleicher Transportart bilden einen bestimmten Diagrammtyp des Rundungsgrades, der klar und unverwechselbar von den Rundungsgradtypen anderer Transportarten abgegrenzt werden kann. Je ein solcher Diagrammtyp besteht für fluviatile, solifluidale wie für Moränenablagerungen. Auch fluvioglaziale Schuttmassen bleiben erkennbar. Damit erweist sich die Bestimmung der Rundungsgradspektren als Indikator für die Transportart. Ergänzend werden andere Gefügemerkmale des Schotters, vor allem die Einregelung der Geröllachsen in bestimmte bevorzugte Richtungen (POSER & HÖVERMANN 1952) zur Deutung herangezogen.

Zur Datierung von Schottermassen. In der bisherigen Literatur wird auf das Alter der glazialen Ablagerungen des Schwarzwaldes (z. B. HUBER 1905; BURI 1933; ERB 1948 b) entweder aus der Lage oder aus dem Grad der Verwitterung geschlossen. Während ersteres völlig unbefriedigend ist, erscheint der besonders von ERB (1948 b, p. 50) durchgeführte Vergleich der Verwitterung z. B. bei den Ablagerungen von Remetschwil und den Einigsbühl-Schottern beweiskräftiger. Der von PFANNENSTIEL (1959, p. 244) angeführte Beweis ist nicht ganz stichhaltig, da man allein aus dem räumlichen Nebeneinander zweier Schotterkörper nicht unbedingt auf deren gleiches Alter schließen kann.

Die Analyse einer größeren Zahl von Schuttmassen des Südschwarzwaldes zeigt, daß der Anteil angewitterter und verwitterter Schuttstücke stark schwankt, auch wenn es sich — allgemeiner Ansicht zufolge — um annähernd gleichaltrige Ablagerungen handelt. So wurden in sicheren Würmmoränen des Südschwarzwaldes zwischen 4 und 72% angewitterter und verwitterter Stücke angetroffen! Diese Schwankungen sind

auf die im einzelnen recht unterschiedlichen Erhaltungsbedingungen zurückzuführen. Je nach Bodenfeuchtigkeit, Gesteinszusammensetzung, Temperatur, H-Ionen-Konzentration und dem Zerteilungsgrad der Schuttstücke erfolgt nicht nur eine verschieden intensive, sondern auch verschieden schnelle, oberflächliche, chemische Verwitterung. Sie ist bei den Urgesteinen u. a. meßbar am K/Na-Verhältnis im Vergleich zum frischen Ausgangsgestein, aber auch direkt zu beobachten. Es treten rötliche Verwitterungsrinden oder Bleichungszonen auf, Fe-Oxyhydrat-Bildungen und Verlehmungsmäntel, die bald zur Verkittung großer Schotterpartien führen können. Oxydation, Hydratation und Hydrolyse sind auch bei Silikatgesteinen wirksam. Es kann nach Bildung eines Schutzmantels aus quellunfähigem Kieselsäure-Gel zu einer Verlangsamung oder sogar zum Stillstand der Hydrolyse kommen (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1952, p. 12), es können aber auch andere Zerfallsreaktionen, etwa der durch Kohlensäure bedingte Kationenaustausch, eintreten. Jedenfalls hängt die Ausbildung der genannten oberflächlichen Verwitterungserscheinungen von sehr verschiedenen Umständen ab und läßt nicht unbedingt auf das Alter einer Ablagerung schließen.

Das ist bei tief zersetzten Schottern anders, da hier der Zeitfaktor gegenüber den bodenchemischen Einzelbedingungen von größerem Einfluß ist als bei der oberflächlichen Verwitterung. Die Wirksamkeit der Verwitterung nimmt mit der Tiefe ab. Nach den Beobachtungen und aus wahrscheinlichkeits-theoretischen Gründen werden die Stücke einer Schuttmasse nicht gleichmäßig von der Verwitterung erfaßt. Neben stark zersetzten treten meist auch frische oder wenig angegriffene Schuttstücke der gleichen Gesteinsart auf. Je älter aber eine Ablagerung ist, desto größer muß die Zahl der völlig zersetzten Steine auf Kosten der frischen sein. Es ist daher vertretbar, in dem Verhältnis zwischen verwitterten (zersetzten) und frischen Schuttstücken ein gewisses Maß für das Alter der Ablagerungen zu sehen, vorausgesetzt, daß diese Deduktion auch durch die Erfahrung bestätigt wird.

Es wurde darum bei den Analysen der Anteil der nur oberflächlich angewitterten Gerölle zwar mit aufgenommen, aber bei der Ermittlung des Verwitterungsgrades außer Ansatz gelassen. Berechnet wurde das folgende Verhältnis:

$$I_v = \frac{\text{Zahl der verwitterten Schuttstücke}}{\text{Zahl der frischen Schuttstücke}} \cdot 100$$

Der erhaltene Wert wurde als Verwitterungsindex (I_v) bezeichnet. Er behält große Anschaulichkeit, denn er gibt an, wieviel verwitterte Stücke 100 frischen gegenüberstehen.

Dieser Verwitterungsindex wurde für die analysierten sicheren Würmmoränen des Südschwarzwaldes sowie einige fluvioglaziale und solifluidale

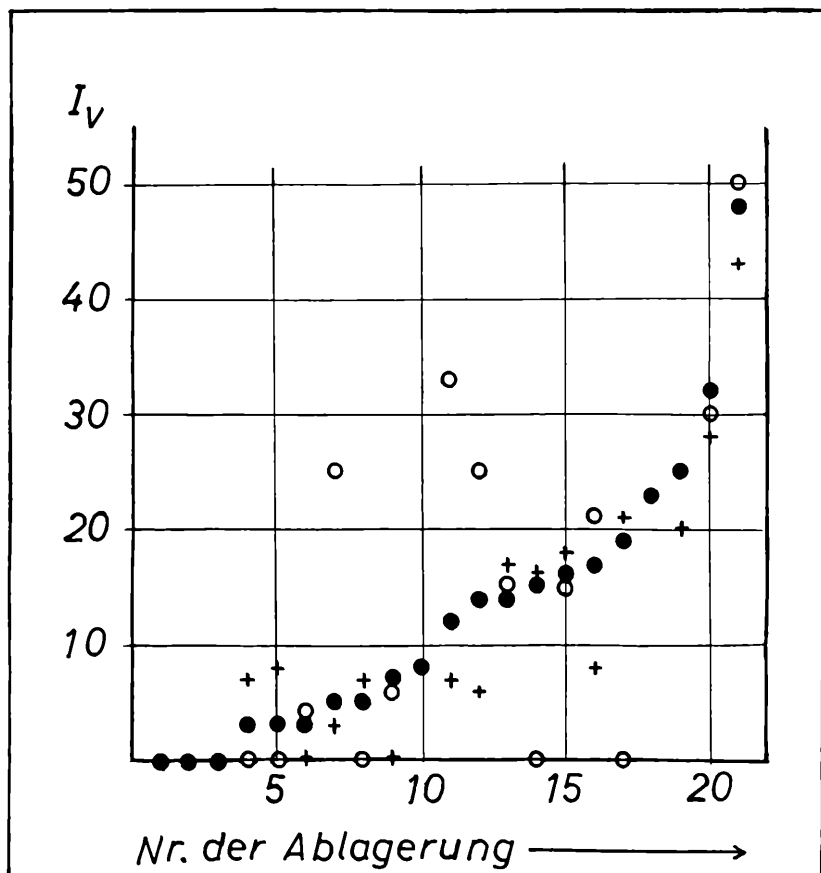


Abb. 2. Verwitterungsgrad bei sicheren Würmablagerungen des Südschwarzwaldes (ohne Hotzenwald)

- + = Verwitterungsindex, bezogen auf Granit
- o = Verwitterungsindex, bezogen auf Gneise
- = Verwitterungsindex, bezogen auf gesamtes Kristallin

Bildungen errechnet, außerdem für sicher rißzeitliche Ablagerungen im Bereich des alpinen Reißgletschers am Hochrhein.

Gneise und Granite, weniger häufig Porphyre, sind die Hauptkomponenten der Ablagerungen des Untersuchungsgebietes. Vorversuche zeigten, daß zwischen Graniten und Gneisen wohl gewisse Unterschiede im I_v bestehen. Aber diese Differenzen sind nicht größer als diejenigen, welche bei einer Gesteinsart innerhalb verschiedener, aber gleichaltriger Ablagerungen vorkommen. Das zeigt Abb. 2, wo

der IV von 21 Würmablagerungen nach Gesteinsarten aufgeschlüsselt wird. Daraus ergibt sich, daß es genügt, den IV für den gesamten Urgesteinsanteil zu berechnen, wobei kleinere Fehler in Kauf genommen werden müssen.

Jedenfalls erlauben die erhaltenen Werte eine im Rahmen der Fragestellung vorliegender Arbeit hinreichend genaue und zuverlässige Datierung, wie gezeigt werden wird (S. 114).

Die Gliederung der untersuchten Ablagerungen geschieht im folgenden zunächst nach der Gesteinszusammensetzung. So werden zweckmäßig Schottermassen mit alpinen Gesteinen von solchen aus reinem Schwarzwaldmaterial unterschieden. Die Ablagerungen, in denen alpines Material vorkommt, werden weiter nach ihrer Entstehung und ihrem im wesentlichen bereits bekannten Alter unterteilt. Bei den Schwarzwaldablagerungen ist dieses Verfahren nicht anwendbar, da ihr Alter bisher nicht eindeutig bekannt war. So wird hier zunächst nach den Transportbedingungen, die hauptsächlich aus den Rundungsgrad-Analysen erschlossen wurden, gegliedert und die Datierung später erfolgen (S. 114). Als Sonderfall werden die Ablagerungen behandelt, bei denen alpine Schotter und Schwarzwaldschotter in Wechsellagerung angetroffen werden.

II. Ablagerungen mit Anteilen alpiner Schotter

Die fluviatilen Deckenschotter. Die Ablagerungen der Günz- und Mindelzeit, die älteren und jüngeren Deckenschotter (FREI 1912) fehlen im engeren Untersuchungsgebiet zwischen Alb und Wehra, da sie entweder völlig wegerodiert oder durch die rißzeitlichen Schotter überdeckt wurden (ERB 1936). Das nächste gesicherte Vorkommen älterer Deckenschotter liegt bei Waldshut am Mühlberg und Haspel in 520 bzw. 510 m (ZINK 1940) sowie westlich der Wehramündung auf dem Humbel in 395—402 m.

Zu den Mindeltalböden rechnet GOTTSCHLICH (1950) eine Verebnung SE von Schachen in 450—460 m. Sie verläuft durch das Untersuchungsgebiet bis westlich der Murg. Doch fehlen Deckenschotter-Aufschlüsse, und in der Höhenlage kann kein bündiger Beweis gesehen werden. Rheinaufwärts liegen sichere Mindeltalböden mit entsprechenden Schottern bei Waldshut (Tannenboden) in 410—470 m und bei Dogern (Erlenfeld) mit einer Verebnung in 465 m. Westlich der Wehramündung sind bei Oberschwörstadt (Kanzel, Friedhof) jüngere Deckenschotter mit einer Verebnung in 360 m und Basis bei 330 m bekannt (FREI 1912). Aus diesen Angaben und den Niveauwerten von GOTTSCHLICH (1950) können Anhaltspunkte für die Diskussion der Frage nach der Verstellung quartärer Ablagerungen, also nach der quartären Hebung (ERB 1948 a, STRIGEL 1950), gewonnen werden. Danach ergibt sich von Waldshut bis Schachen ein Gefälle der oberen Mindeltalböden von etwa 1 ‰. Die Schachener Verebnung läuft bis westlich der Murg mit 1,25 ‰ weiter. Von hier ist das Vorkommen Oberschwör-

stadt nur mit ca. 10 ‰ zu erreichen. Sieht man von dieser Verebnung ab und berechnet das Gefälle zwischen Schachen (GOTTSCHLICH) und Oberschwörstadt (FREI), so ergeben sich noch immer 100 m Höhenunterschied und also 5,5 ‰ Gefälle. Das bedeutet einen erheblichen Gefällsknick, den als Verstellung zu deuten nahe liegt.

Fluvioglaziale und glaziale Rißablagerungen. Für das Problem der R i n n e n s c h o t t e r und die damit verknüpfte Frage der Präißzeit wird auf ERB (1936) und ZINK (1940) verwiesen.

Die maximale Eisrandlage. Die Ablagerungen der Rißzeit bedecken den kristallinen Hotzenwald bis über das ehemalige Niveau der Deckenschotter hinaus. Die Nordgrenze des Vorstoßes alpinen Eises ist durch das Auftreten bzw. Fehlen alpiner Gesteine eindeutig markiert. Diese Nordgrenze wurde neu untersucht (vgl. Karte). Die höchsten alpinen Schotter liegen nördlich von Säckingen in 420–430 m, bei Harpolingen noch höher: Bei „First“ und „Entzenbrunn“ kommen gerundete und stark gerundete alpine Geschiebe (Blaukalke, Radiolarite neben Schwarzwälder Kristallin) in 540 m vor. Ostwärts steigt die Grenze alpiner Schotter um Hänner auf 550 m, am „Schindplatz“ östlich von Hänner auf 560 m und im Wald am Bühlbachhang NW davon sogar auf 580 m. Ostwärts des Andelsbaches liegen Streuschotter auf den Gewannen „Krummacker“ und „Lenk“. In den Kiesgruben von Rotzel sind sie in 540 m und am Andelsbachhang in 565–570 m aufgeschlossen. Wegen der Wechsellagerung mit reinen Schwarzwaldschottern werden diese Profile noch gesondert (S. 93) beschrieben. In tonige Schichten gebettet, treten Quarzite, Kieselkalke und Radiolarite NE von Rotzel zwischen „Schupis“ und „Bauholz“ in 580 m auf und erreichen bei Niederwühl zwischen „Bühl“ und „Dogereck“ sehr vereinzelt eine Höhe von 600 m. Nach PFANNENSTIEL (1959, p. 240) liegen alpine Geschiebe im Gewann „Rüttele“ bei 615 m und sind E der Alb bei Birndorf am „Estelberg“ bis maximal 625 m zu finden.

Aufschlüsse dieser Schotter zeigen wechselnde Mengen von Radiolariten, Kieselkalken, Blaukalken, Dolomiten, Ölquarziten und alpinen Sandsteinen; diese alpinen Anteile treten aber stark zurück gegenüber den Schwarzwälder Gesteinen, wobei Gneise, Granite, Porphyre und Buntsandsteine am häufigsten sind. So bestehen die unteren Lagen der Kiesgruben am Schindplatz und Andelsbach zu rund 60 Prozent aus Gneisen (und Amphiboliten), 15–20 ‰ Graniten, 3–10 ‰ Buntsandsteinen (incl. Carneolen), und nur 3–8 ‰ sind alpiner Herkunft. Allerdings ist ein großer Teil der weicheren Kalke zu tonigen Knollen, entkalktem Lehm oder braunrotem Sand verwittert. Manche der Kieselkalke sind völlig skelettiert. Am Andelsbach wurden zwei gekritzte Geschiebe aus Porphyre bzw. Gneis gefunden. Der Rundungsgrad dieser Ablagerungen entspricht mit 16 bis 19 ‰ kantigen, 48–60 ‰ kantengerundeten, 17–32 ‰ gerundeten und 4–6 ‰ stark gerundeten Geschieben dem Typ der Moränenablagerungen

(REICHELT 1955, 1960 a, 1960 b). Die alpinen Geschiebe sind meist gerundet bis stark gerundet, was weniger durch den langen Transport als vielmehr durch z. T. fluvioglaziale oder sogar fluviale Einflüsse verursacht ist; zeigen doch die weit transportierten Endmoränenschotter des Etsch-Saracagletschers bei Torri oberhalb Garda und S. Zeno im Mittel 10 % kantige, 51 % kantengerundete, 33 % gerundete und 6 % stark gerundete Geschiebe, was recht gut dem Rundungsgrad etwa der Zipfelhof-Endmoränen entspricht (15 % kantig, 58 % kantengerundet, 26 % gerundet und 2 % stark gerundet), die einen maximalen Transportweg von etwa 4—5 km hinter sich haben.

Der Verwitterungsindex liegt in den Reißschottern um Hänner und am Andelsbach (bezogen auf Kristallin) bei 330—575, was einem Verhältnis von frischen zu verwitterten Stücken wie 1 : 3 und 1 : 6 entspricht.

Eisrückzugsterrassen. Wie ERB (1936) und ZINK (1940) ausführten, fehlt eine echte Hochterrasse s. str. im Hotzenwald völlig und tritt erst unterhalb der Möhliner Endmoränen auf. Vielmehr sind die Verebnungen unterhalb der maximalen Eisrandlage Eisrückzugsterrassen. ERB zeigte, daß der Reißmoräne unmittelbar fluvioglaziale Schotter aufliegen können. Er verknüpfte einen Teil der Terrassen mit Überlaufrinnen und Eisrandlagen bei Schaffhausen und unterschied vier solcher Rückzugsstadien, a bis d genannt; die c-Stufe gliederte er in c_1 und c_2 . Die genaue Kartierung der Verebnungen läßt zwischen Alb und Wehra wenigstens sechs ziemlich durchgehende Verebnungen erkennen, ganz abgesehen von lokalen Bildungen. Eine eindeutige Koordinierung auf Grund stratigraphischer Anhaltspunkte ist nicht möglich. Lediglich die große Verebnung in 370 bis 380 m, die dem c_1 -Stadium von ERB entspricht, zeichnet sich durch große Schottermächtigkeit aus. Am maximalen Eisrand haben sich örtlich, besonders um die Flüsse Alb, Andelsbach und Murg, zusätzliche Verebnungen gebildet, die aber nur selten aufgeschlossen sind (alte Mündungskegel).

An der Alb liegen die bekannten Deltaschotter vom Einigsbühl bei Schachen in 516—543 m (BURI 1936; ERB 1946, 1948 b; GOTTSCHLICH 1950; PFANNENSTIEL 1950, 1959). Die Kiese, die mit schräg geschichteten Sanden wechsellagern, enthalten selten alpine Schotter. Ihr Verwitterungsgrad ist hoch ($I_v = 304—530$). Das Rundungsgradspektrum weist 3 % kantige, 35 % kantengerundete, 53 % gerundete und 9 % stark gerundete Stücke auf und zeigt an, daß es sich um fluviale bzw. lakustre Sedimente handelt.

Am Andelsbach wurden in der alten Kiesgrube Rotzel (540 m) als Basischichten 5° SE geneigte, schräg geschichtete Schwarzwaldsande und am Andelsbachhang (565 m) in den mittleren Profilschnitten (vgl. S. 95) Partien mit schräg nach NW einfallenden Sand-Kies-Schichten angetroffen, die als kleine Stautümpel gedeutet werden könnten. An der Murg, wo die höchsten Stauseeablagerungen im Gebiet Entzenbrunn-First zu erwarten

wären, fehlen Aufschlüsse ganz. Bei der heutigen Ziegelei Murg (350 m) hat aber nach E. SCHMID (1950) ein kleiner Stausee bestanden (vgl. S. 71).

Die Verebnung in 490—530 m ist die erste größere, durchgehende Terrassenbildung unter dem Eisrand. Sie ist zwischen Rotzel, Oberhof, „Thimoos“ und Harpolingen als breite Fläche entwickelt, doch fehlen größere Aufschlüsse. Am Andelsbach, auf Äckern und in Böschungen treten gerundete und stark gerundete Kalke vereinzelt neben Kristallin auf.

Eine Verebnung in 430—460 m läßt sich von Schachen bis W der Murg verfolgen. Sie ist zweigeteilt und entspricht EBRs b-Stand sowie etwa dem oberen Mindeltalboden SE von Schachen nach GOTTSCHLICH (1950). Ostwärts Hochsal ist sie am Mühlbachhang aufgeschlossen. Über Gneis liegen 150—200 cm mächtige Schotter aus Gneisen, Graniten, alpinen Kalken und Quarziten in gelbem Lehm. Die Gerölle sind sortiert und zu 20 % kt, 26 % kg, 38 % gr, 16 % sgr. Sie erweisen sich demnach als fluviatile Bildungen. Weiter westlich liegen ähnliche Aufschlüsse am „Gertschenbühl“ nahe P. 457,7. Ferner treten auf der ganzen Verebnung alpine Gerölle verstreut auf.

Von Hochsal über das Degermoos (südlich Rotzel) bis zum „Moos“ südlich Harpolingen laufen flache, vermoorte, nach W geneigte Talungen, die als Schmelzwasserrinnen zwischen Eisrand und Schwarzwaldhang aufgefaßt werden können. Bei Zechenwühl fand ERB (1936) auch pflanzenhaltige Tonlagen, vielleicht interstadiale Bildungen unter älterem Löß, die 1952 nicht mehr gefunden wurden.

Die Verebnung in 370—380 m entspricht dem c_1 -Stand von ERB. Ihr Gefälle beträgt ziemlich gleichmäßig 2,5 ‰ nach W. Sie ist im Gebiet von Laufenburg bis Diegeringen und westlich der Murg gut aufgeschlossen. Die Schotter sind bis über 10 m mächtig und durchweg geschichtet. Es wechseln Sande, Kiese und Lehme mit Geröllagen von über Kopfgröße ab. An der Kiesgrube Laufenburg (P. 375,9) wurde der Rundungsgrad mit 12 % kt, 10 % kg, 46 % gr, 32 % sgr und der Verwitterungsgrad mit $I_v = 225$ —520 angetroffen. Ostwärts Diegeringen ist die Bildung ganz ähnlich und in gleicher Mächtigkeit aufgeschlossen (vgl. ERB 1936).

Die Mächtigkeit der Ablagerungen dieser Verebnung nimmt hangwärts schnell ab. Die Sedimente sind mehr tonig, der Gneisuntergrund taucht öfter in Gestalt rundlicher Hügel und Felsen aus dem Schotterkörper auf (im Allmendswald östl. Laufenburg, nordwestl. von Diegeringen und bei „Geisrütte“ nördl. Murg).

Die durchgehende Schichtung, die bedeutende Mächtigkeit der Ablagerungen, das gleichbleibende Gefälle von etwa 2,5 ‰, aber auch der Rundungsgrad machen deutlich, daß es sich um Ablagerungen handelt, die sich kaum von echten fluviatilen Terrassenschottern unterscheiden. Hier muß

ein längerer Gletscherhalt bestanden haben, währenddessen es in stabilen Schmelzwasserrinnen zu umfangreichen Ablagerungen kam. Das stimmt mit der Auffassung von ERB (1936) überein, der den c-Stand mit den Gallmannsweiler Endmoränen (Riß II) verknüpft, steht aber im Gegensatz zur Ansicht von ZINK (1940), der diese Verebnung als b-Stand auffaßt. ZINKS Annahme fußt auf der Datierung des Murger Lößprofils, das noch erörtert wird (S. 70).

Die Verebnung in 340 — 360 m ist nur lückenhaft verbreitet. Sie wird von ERB mit c_2 bezeichnet. Nur bei Laufenburg und westlich der Murg (Kalvarienberg) ist sie deutlich von der c_1 -Stufe abgesetzt. Hier ist der Aufschluß der erwähnten Ziegelgrube am Kalvarienberg interessant, weil ZINK (1940) aus dem Profil dieser Grube die Gliederung der Eiszeit am Hochrhein abzuleiten suchte. Er wird auf S. 71 näher beschrieben. Auch hier herrschen hohe Rundungsgrade und geschichtete Ablagerungen vor.

Die Verebnung in 320 — 340 m ist zwar meist nur schmal, aber durchgehend und recht deutlich entwickelt. Sie gehört zu ERBs d-Stand. Aufschlüsse finden sich an verschiedenen Stellen. Das Profil der Ziegelei Grunholz (340 m) wurde durch ERB (1936), ZINK (1940) und E. SCHMID (1948) untersucht.

Über den 700 cm mächtigen, sortierten, stark verwitterten Schottern vorwiegend alpiner Herkunft liegen lehmige Deckschichten. Darin befindet sich ein etwa 100 cm mächtiges Tonband mit Faulschlamm, welches Pflanzenreste (Fichtenholz [?] nach ZINK) enthält. Während ZINK diese Bildung als Riß-I/II-Interstadial auffaßt, betont E. SCHMID, daß der Absatz, eine lakustre Bildung, nicht vor Ende des Riß/Würm-Interglazials stattgefunden haben kann.

Alle Schotter dieser Verebnung zeigen Rundungsgrade, die mit denen fluviatiler Bildungen übereinstimmen.

Die Niederterrassenschotter. Die alpine Würmvereisung erreichte das Untersuchungsgebiet nicht. Ihre Ablagerungen treten nur als fluviatile Niederterrassenschotter auf. Wie HUG (1908) nachwies, ist die Niederterrasse (NT) zweigliedrig und läßt sich rheinaufwärts bis zu den äußeren und inneren Jungendmoränen verfolgen. Dadurch steht ihr Alter fest.

Die NT sind in wechselnder Breite, aber immer deutlich entwickelt. Sie sind gut gegen die Eistrückzugsterrassen des d-Standes abgesetzt und liegen auf der rechten Rheinseite tiefer als diese. Auf der linken Seite ist, wie BLOESCH (1911) zeigte, die Moräne am Scheffigen noch von Niederterrassenschottern bedeckt.

Die obere NT liegt an der Alb bei 330 m, also rund 30 m über dem Rheinniveau. Mit einem Gefälle von 2,5 ‰ sinkt sie nach Westen bis auf 310 m an der Murg, das sind 25 m über dem Rhein. An den verschiedenen Aufschlüssen ist die große Schwankung in der Schottermächtigkeit bemerkenswert. Bei Laufenburg-Stadenhausen und bei Murg sind die Schotter 15—20 m mächtig, zwischen diesen Punkten werden am Ferrowerk nur

1—2 m erreicht. Hier liegt der Schotter direkt dem durch Wasserwirkung ausgekolkten Gneis auf. Den Schwankungen entsprechend, liegt auch die Basis in verschiedenem Niveau, bei Stadenhausen in 300 m, hingegen beim Ferrowerk — weiter flußabwärts, allerdings auch in etwas größerer Entfernung vom Flußbett — bei 312 m. Hierdurch wird erneut der epigenetische Charakter des jungpleistozänen Hochrheins unterstrichen.

Das Gesteinsmaterial besteht aus Gneisen, Graniten, alpinen Kalken, Quarziten, Kieselkalken, Porphyren und Radiolariten in nach Gesteinsart und Größe wechselnden Anteilen. Der Verwitterungsindex ist mit $I_v = 30$ gering; örtlich treten Verkittungen auf. Der Rundungsgrad wurde bei Murg zu 1 % kt, 8 % kg, 44 % gr, 47 % sgr. ermittelt, was dem Spektrum von Flüssen mit großer Transportkraft entspricht.

Die untere NT liegt durchweg 15 m tiefer als die obere und 15 bis 20 m über dem Rhein. Die Schottermächtigkeit ist nach ZINK (1940) mit etwa 7 m anzunehmen. Genügend tiefe Aufschlüsse fehlen heute. Das durchschnittliche Gefälle der Terrassenoberfläche beträgt 2 ‰ und nimmt (ZINK) von Murg bis Schweizerhalle auf 1,2 ‰ ab.

Beide NT unterscheiden sich nach GOTTSCHLICH (1950) weder petrographisch noch im Verwitterungsgrad. Die Diskussion darüber, ob die obere NT Würm I, die untere aber Würm II (ZINK) oder Würm III (ERB) entspricht, ist nicht abgeschlossen und kann lokal kaum entschieden werden.

Kleinere, örtliche Terrassenbildungen treten um die Flußmündungen von Alb und Murg auf. Sie hängen mit der postglazialen bis rezenten Schuttkegelbildung dieser Flüsse zusammen und sind vorwiegend akkumulative Bildungen.

Der Löß und die „Vollgliederung der Eiszeit“. Der Löß überdeckt lückenhaft die rißzeitlichen Ablagerungen des Vorwaldhanges. Zahlreiche Bodeneinschläge, die im Zusammenhang mit einer anderen Arbeit (REICHEL 1954) vom NT-Gebiet bis zum höchsten Hotzenwald aufgenommen wurden, sowie Korngrößenanalysen und pH-Wertbestimmungen zeigten, daß der Löß nur im Bereich der Eisrückzugterrassen und dort meist nur als dünner, höchstens 1 m mächtiger Schleier vorkommt. Fast immer ist er stark verlehmt und vielfach sekundär umgelagert. In den meisten Fällen sind die Anteile grobkörniger Fraktionen für Löß zu groß, der Anteil der Tonfraktionen zu klein. Die größten Mächtigkeiten dieser Deckschichten wurden auf den beiden c-Stufen angetroffen, doch schwankten sie auch hier sehr stark.

Bekannt sind die älteren Lößschichten der Ziegelgrube Murg (vgl. S 69), wo Silexsplitter, Holzkohle (Kiefer, Ulme) sowie Knochen (Ur, Mammut, Wollnashorn, Ren; n. Heimatmuseum Säckingen) gefunden wurden. Die Aufnahme dieses Profils aus dem Jahre 1952 sei wiedergegeben und mit ZINK (1940) und E. SCHMID (1950) verglichen. Die Zahlen I—VII ent-

sprechen den Abschnitten nach ZINK, die Buchstaben a—e denen von E. SCHMID.

0 — 70 cm (VII)	Braun-humose rezente Verlehmung.
— 200 cm (VII)	Dunkelbrauner, nach unten zunehmend gelber verlehmteter Löß ohne erkennbare Struktur.
— 400 cm (VI)	Hellgrauer bis graugelber Löß mit vereinzelt Fe-Konkretionen, nach E auskeilend.
— 460 cm (V z. T.)	Diskordant nach oben begrenzte, graue, rostgebänderte, sandig-lehmige Schichten, etwa 10° nach W geneigt.
— 590 cm (V z. T.)	Braungelber, rostgebänderter Lehm in gleicher Schrägschichtung.
— 800 cm (IV)	Ungeschichteter, graubrauner verlehmteter Löß.
— 860 cm (III, d + e)	Rostgebänderter, braungelber Lößlehm, in 850 cm ein starkes Band mit Fe-Konkretionen.
— 910 cm (III, c)	Braungelber, leicht rostgebänderter Lößlehm.
— 960 cm (III, b)	Braungelber Lehm mit vielen Fe- und Mn-Flecken, einzelne Holzkohlereste (Kiefer).
— 990 cm (II, a)	Graublaue, feinsandige Schicht mit einzelnen, über faustgroßen Geröllen aus Granit und Kieselkalcken (hier nach ZINK: Silexsplitter).
— 1080 cm (I)	Große Granitblöcke und Quarzite, kleinere Kieselkalke, kantengerundet bis stark gerundet in grauem Sand, etwas sortiert.

Anstehendes nicht erschlossen; nach ZINK in etwa 1150 cm als Gneis.

ZINK deutete die Profilabschnitte folgendermaßen:

VII = Postglazial-alluviale Verlehmung.

VI = Oberer Löß des Würm II.

V = Unterer Löß des Würm I.

IV = Verlehmung des älteren Riß-II-Löses während des Riß II/Würm-Interglazials.

III = Älterer Löß aus dem Riß II.

II = Älterer Löß aus dem Riß II.

I = Moräne aus dem Riß I.

Wie aber E. SCHMID (1950) zeigte, handelt es sich bei II (a) um vermutlich durch Frostsprengung aufgearbeitete Feinsande aus Schwarzwaldmaterial, die teils durch Wind, teils durch Bachrinnen in einen kleinen See abgelegt wurden. Auch die überlagernden Schichten des Abschnittes III (b, c, d, e) stellen keinen unveränderten, sondern einen schon während der Sedimentation verwitterten Löß dar. Der Kalkgehalt fehlt oder ist sehr gering.

Als interglazial muß wohl die Verlehmungszone des älteren Löses (IV) angesehen werden. Aber der „untere Löß“ (V) ist sicher kein unveränderter Löß; denn Kalk ist gar nicht oder nur in Spuren vorhanden, und außerdem treten hangabwärts geneigte Bänderstrukturen (Solifluktion? fossiler B-Horizont?) auf. Zuzustimmen ist jedoch ZINK in der Deutung

der Schicht VI als würmischer Löß, wobei die genauere Einordnung unsicher ist.

So entfällt die gesamte Datierungsgrundlage von ZINK und damit die Folgerung, daß die Basismoräne zu Riß I zu stellen ist. Daher werden auch die Einwände gegen die Gleichsetzung der Verebnung in etwa 360 m mit dem c-Stand von ERB (vgl. S. 69) hinfällig. Es ist kaum angängig, aus lokalen Besonderheiten eines einzigen Profils weitreichende Schlüsse für die Vollgliederung der Eiszeit zu ziehen. Jedoch darf die Feststellung beibehalten werden, daß zwei Lößhorizonte auftreten, deren unteren man vielleicht für rißzeitlichen, älteren Löß halten, deren oberen man sicher als würmzeitlichen, jüngeren Löß bezeichnen darf.

Auf der nur 1,5 Kilometer entfernten c_1 -Terrasse von Diegeringen wurde weiterhin folgendes Profil aufgenommen:

- 0 — 20 cm Braun-humose Verlehmung.
- 110 cm Graubrauner, etwas verlehmt Löß, in der unteren Hälfte mit deutlichem Kalkgehalt (HCl). Unten vereinzelt gut gerundete bis eigroße Gneise, Quarzite und Blaukalke.
- 150 cm Rotbraune lehmige Sande mit sehr mürben kantengerundeten bis stark gerundeten Schottern von Erbsen- bis über Kopfgröße in unsortierter Lagerung. Gneise vorherrschend, vereinzelt alpine Kalke und Quarzite.
- 170 cm Verwitterter, anstehender Gneis, scharfkantiger Schutt.
- 200 cm Frischer Gneis.

Handelt es sich hier um würmzeitlichen oder rißzeitlichen Löß? Die Verwitterungszone der Moränenlage mit rotbraunen Sandlehmen und des unterlagernden Gneises würde mehr für einen größeren Hiatus und damit für würmzeitlichen Löß sprechen. Dann würde hier älterer, rißzeitlicher Löß fehlen.

Auf der gleichen Terrasse, 100 m weiter hangwärts, fehlt Löß überhaupt. Hier tritt nur ein glimmerreicher Lehm von maximal 50 cm Mächtigkeit über rißzeitlichen fluvioglazialen Schottern auf.

III. Lockermassen aus Schwarzwaldmaterial

Verwitterungsdecken. Abgesehen von den Felsbändern und Klippen wird der ganze Hotzenwald von einer Schuttdecke verschiedener Mächtigkeit überzogen. Als Verwitterungsdecken werden hier Schuttmassen bezeichnet, deren Material ohne Sortierung und Zeichen eines Transportes kontinuierlich in anstehendes Gestein übergeht.

Die rezente Bodenbildung erstreckt sich auf die obersten 1—2 m dieser Verwitterungsdecke. Sie zeigt sich in Humus- und Tonbildungen, doch finden auch Ton-, Eisen- und Eisenhumatwanderungen statt. Neben ausgeprägten Podsolierungserscheinungen an schwach geneigten

Hängen und Gleipodsolbildungen in Kleinmulden ist an stärker geneigten Hängen eine Humus- und Eiseneinschlammung zu beobachten, die weniger auf solförmigen als auf mechanischen Transport zurückgeht. Im letzten Fall handelt es sich um unreife Böden, während die Bodenentwicklung im höheren Hotzenwald in Richtung auf einen podsolierten Waldboden (als Bodenklimax) verläuft.

Im Hotzenwald sind Albtalgranite und Anatexite, selten Gneise, oft tief vergrust. So erreicht die Vergrusung des grobkörnigen Granites nördlich Hogschür (Hetzlenmühle) über 10 m Mächtigkeit; ähnliche Tiefen werden an der Vorwaldverwerfung längs der Straße Hottingen—Oberwühl sowie am Gugel beobachtet. Bei Porphyren fehlt die Vergrusung. Häufig werden in der Grusdecke kleine und große Wollsäcke erheblicher Festigkeit angetroffen (vgl. Abb. 4). Tiefgründige Verwitterungsdecken sind im Schwarzwald verbreitet und wurden von SCHREFFER (1926, 1931) als tertiärer Entstehung gedeutet. Ohne an dieser Stelle in die Diskussion um Alter und Entstehung eingreifen zu wollen, seien für die Grusdecken des Hotzenwaldes einige Beobachtungen und Überlegungen mitgeteilt.

Die Feldspäte des vergrusten Albtalgranites sind durchweg scharfkantig, haben zu 79 % glänzende Flächen und sind von der gleichen rosa Farbe wie das frische Ausgangsmineral. Das spricht gegen vorwiegend chemische Verwitterung, da diese eine hauptsächlich hydrolytische sein müßte und — wie die Säureverwitterung auch — die Kalifeldspäte neben den Glimmern angreifen würde. Tatsächlich sind die Feldspäte eines chemisch zersetzten Geschiebes der gleichen Gesteinsart in der Regel stumpfkantig, ihre Flächen sind blind, oft rau und nur bei 7 % der untersuchten Feldspäte glänzend; außerdem sind sie gelblich verfärbt und von einer dünnen Tonhaut überzogen (ermittelt an rißzeitlichem Geschiebematerial). Andererseits werden in den oberen Horizonten der in situ vergrusten Decken — meist in 1—2 m Tiefe — rote tonige Bildungen (Fe-Sesquioxide, z. T. unter Beteiligung von Humussolen) beobachtet, was wieder für chemische Verwitterung zu sprechen scheint. Indessen sind derartige Zonen gerade im untersuchten Gebiet sehr häufig eine Folge rezenter Bodenbildungen, nämlich Illuvialhorizonte, hervorgerufen durch Podsolierung oder mechanische Einschlammung.

In einer anderen Arbeit (REICHEL 1954) kam zum Ausdruck, daß Tonwanderungen und Fe-Fleckungen schon durch bestimmte Wirtschaftsmaßnahmen innerhalb kurzer Zeit auftreten. Podsolierung und Gleipodsolbildung lassen sich überall im niederschlagsreichen Hotzenwald nachweisen.

Als Lieferanten der Eisen-Ionen kommen (neben Augiten) vor allem die Biotite in Frage, deren Bedeutung für die Bodenbildung zunächst unterschätzt, inzwischen aber allgemein erkannt wurde (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1952, p. 6) und deren Eisengehalt leicht ausgewaschen wird. Man kann daher aus den Rotfärbungen der Gruse (wie einzelner Blöcke und

Gerölle) weder auf tertiäre Entstehung schließen noch eine vorwiegend chemische Verwitterung für die Vergrusung ableiten.

Hingegen ist die Frostsprengung ein möglicher Faktor der Vergrusung. Er trifft im grobkörnigen, stark zerklüfteten und verruselten Albtalgranit auf recht zerfallsgünstige Bedingungen. Durch Gelivation sind Materialaufbereitungen bis zu einer Korngröße von 0,1 — 0,01 mm ϕ anzunehmen (BESKOW & DÜCKER, n. WOLDSTEDT 1954, p. 183, vgl. auch S. 71). Auch Wollsackformen innerhalb der Grusdecke können durch Frostsprengung erklärt werden: Zwischen zerrütteten liegen auch intakte Gesteinspartien, an denen die Gelivation mangels größerer Angriffsflächen wirkungsarm bleibt, so daß zunächst Quader an den Kluftgrenzen herauspräpariert werden. Weitere Frostsprengung kann nur in den Spaltflächen der Glimmer angreifen. Die Wirkung ist am stärksten an den Kanten und muß schließlich zur Rundung führen, die an den Grenzen der homogenen Einzelminerale halt macht, so daß eine körnige, rauhe, die widerständigen Minerale herauspräparierende Oberfläche entsteht.²

Es bleibt aber fraglich, ob die Gelivation auch für den tieferen Bereich der Grusdecke in Frage kommt (vgl. WILHELMY 1958, p. 51). Vielmehr kommt der Hydratation eine große Bedeutung — weniger in periglazialen als in kühl-humiden Gebieten — zu. Der infolge der Hydratation auftretende Druck kann zu Abschuppung und schneller Vergrusung führen, worauf neuerdings wieder WILHELMY (1958, p. 52) besonders hinweist. Die schalenartig abwitternden Wollsäcke erfahren erst durch die Hydratation eine befriedigende Erklärung. Die Schalenverwitterung des Granits ist jedenfalls kein Beweis für subtropisch-tropische Verwitterung. POSER (1954, p. 134) fand, daß die mechanische (i. w. S.) Zerlegung des Granits (Zillertaler Alpen) zu grobplattig-schaligem Schutt führt und legt übrigens auch dar, daß die braunen Verwitterungsrinden der Blöcke sehr jung sind und unter rezenten periglazialen Bedingungen entstehen können.

Zusammenfassend darf für die Vergrusung im Hotzenwald gesagt werden, daß an ihr Gelivation und Hydratation beteiligt gewesen sein können.

Ganz lokal wurde in einem Syenitgang (bei Willaringen) eine ausgesprochene Zwiebschalenverwitterung der Wollsäcke beobachtet, wobei diese in gelbem Lehm, nicht in Grus steckten. Allenfalls hier wäre tertiäre Entstehung durch chemische Verwitterung denkbar.

Für das Alter der Grusdecken finden sich einige Anhaltspunkte. In den Aufschlüssen Hetzlenmühle (vgl. PFANNENSTIEL 1959, p. 257), am Gugel und bei Herrischwand liegt über dem Grus, dessen Oberfläche teils in Taschenform auftritt, Moräne. Daß es sich bei Hetzlenmühle um Reißmoräne handelt, wie PFANNENSTIEL annimmt, ist unwahrscheinlich, wie

² Diese Art der Rundung sieht also ganz anders aus als die durch Transport verursachte, bei der die Rundungen mitten durch die Minerale hindurchgehen.

noch ausgeführt wird (S. 115). Über den anderen Aufschlüssen liegt Würmmoräne, am Gugel selbst nach Ansicht von PFANNENSTIEL (p. 255). Die Moränenschotter sind in der Rinde chemisch stärker, mechanisch jedoch geringer angegriffen als die Gruse, sind also nicht nur wegen ihrer Überlagerung jünger als diese. Danach ist als Mindestalter der Vergrusung das Frühwürm anzusetzen, während als Höchstalter das Frühglazial gelten muß. Wegen der mangelnden chemischen Verwitterung des Gruses scheidet das Tertiär als Entstehungszeit aus.

Von diesen Grusdecken sind die *Scherbenböden* zu unterscheiden, die vor allem im Gneis und Porphyry, seltener bei Graniten und Anatexiten angetroffen werden (wahrscheinlich sind Gruse und Scherben nur faziell verschieden). Die Böden sind maximal 3,5 m tief. Nur selten handelt es sich um bloßen Zerfall zu Scherben, sondern in den meisten Fällen sind Veränderungen der Scherben-Achsenrichtungen im Vergleich zum Anstehenden festzustellen. Es handelt sich also nicht nur um Verwitterungserscheinungen, sondern entweder um Gehängeschutt oder um periglaziale Struktur- bzw. Solifluktionsböden.

Feinerdereicher Gehängeschutt und periglaziale Bodenversetzung. Im Unterschied zu den vorstehend besprochenen Bildungen haben diese nach Ausweis der Einregelung ihrer Schotterachsen, nach dem Auftreten von Diskordanzen zum Liegenden oder nach deutlicher Sortierung ihres Materials Lageveränderungen erfahren. Soweit es sich um blockreiche Bildungen handelt, denen Feinerde mangelt, werden sie als Blockmassen beschrieben (S. 88).

Der Rundungsgrad solcher Schuttmassen zeigt, daß über 75 % der Schuttstücke kantig sind (REICHELt 1955, 1960 b). POSER & HÖVERMANN (1952) sowie REICHELt (1960 b) weisen nach, daß sich dieser Rundungsgrad auch nach langen Transportstrecken nur im Umfang statistischer Fehler ändert, aber nicht zunimmt.

Die Mächtigkeit der Schuttdecken ist um so größer, je flacher die Hänge sind. Zwar wird die Mächtigkeit auch von der Gesteinsart beeinflusst, folgt aber für die untersuchten Gneise, Granite, Anatexite und Porphyre der von FEZER (1953) ermittelten Regel, daß die Schuttmächtigkeit bei Abnahme der Hangneigung um 15° etwa auf den doppelten Betrag steigt.

Böden mit Fließgefüge. Bei den Böden mit Fließgefüge ist eine deutliche Einregelung der Schotterachsen zu beobachten. Über 50 % der Längsachsen sind parallel zur Hangneigung, d. h. in Transportrichtung, eingeregelt. Die Scherbengröße schwankt in weiten Grenzen. Neben erbsengroßen liegen größere, von zuweilen über 1 m Kantenlänge, während faustgroße vorherrschen.

Als Beispiel soll das Profil des Aufschlusses Hetzenmühle aus dem Jahre 1952, ergänzt durch Aufnahmen von 1959, mitgeteilt werden (vgl. PFANNENSTIEL 1959, p. 257). Der Hang hat 10—15° WSW-Neigung.

- 0 — 70 cm (max. 120 cm) Humoser lehmiger Sand mit kantigem Schutt, erbsen- bis über kopfgroß; Granitblöcke bis zu 1 m Länge, ein Porphy. Schutt zu 70% in Gefällsrichtung eingeregelt, $I_V = 33$; Rundungsgrad: 95% kt, 5% kg.
- 200 cm Hangparallele Bänder, je etwa 1—5 cm mächtig, aus grusigen und lehmig-sandigen Anteilen, wechsellagernd, teils rötlich-rostig verfärbt; Schotter unter Nußgröße.
- 280 cm Ohne Diskordanz zum Hangenden: größere Schuttstücke aus Graniten, Gneisen, Porphyren, Anatexiten, Amphiboliten, selten Carneolen und 1% Buntsandstein. Rundungsgrad: 3% kt, 49% kg, 39% gr, 9% sgr. $I_V = 10,3$ (58% frisch, 36% angewittert, 6% verwittert). Die Schuttstücke sind oben stark, unten leicht sortiert. Sie greifen in Taschen des Liegenden ein.
- 1000 cm Anstehender vergruster Albtalgranit, z. T. verstürzt.

Hier tritt also eine ausgesprochene Bänderung oder sogar Schichtung auf, die auch in anderen Aufschlüssen beobachtet wurde (Hottingen Nordausgang, E-Hang; Höllbach südlich Hartschwand, 750 m; am Algi bei Strittmatt, 925 m; Kinderheim Rickenbach, 750 m).

Ähnliche Böden mit Fließgefüge, aber weniger ausgeprägter Bänderung liegen weiter beim Steinbruch Waldheim (910 m), an der Straße zwischen Murgtalgastrhaus und Roßau (770—800 m), am Langacker bei Hornberg (940 m) und bei Glashütten (840 m). Sie treten an fast allen nicht zu steilen Hängen auf.

Wie sind die Bildungen entstanden und wann ist ihre Ablagerung erfolgt? In den meisten Arbeiten bezeichnet man derartige Lockermassen als Wanderschuttdecken. Diese aber werden derart allgemein als periglazial entstanden gedeutet, daß bei HÖVERMANN (1953) überhaupt keine, bei FEZER (1953) eine nur kurze Diskussion darüber geführt wird. Auch PFANNENSTIEL (1959, p. 255—260) hält die würmzeitliche Ablagerung des Wanderschutts für sicher und rechnet weder mit einer spätglazialen Bildung (wie HÖVERMANN und FEZER) noch grenzt er vom Periglazialschutt den nacheiszeitlichen Hangschutt begründet ab (wie z. B. FEZER).

An der periglazialen Entstehung von Schuttmassen durch Frostsprengung wird man nach allen vorliegenden Beobachtungen kaum zweifeln; hier handelt es sich aber um die Frage nach der Zeit der Ausbildung des Wanderschutts.

FEZER grenzt echten periglazialen Wanderschutt von postglazial-rezentem dadurch ab, daß er angibt, nur Hänge über 25° zeigten rezente Bodenbewegungen. Folglich müßten die Wanderschuttdecken an Hängen geringerer Neigung kaltzeitliches Alter haben (1953, p. 50). Daraus wird deutlich, daß die Gefügemerkmale keineswegs sicher eine Unterscheidung zwischen eiszeitlichem Wanderschutt und rezentem Gehängeschutt zulassen, so daß man nicht aus dem typischen Fließgefüge auf würmzeitlichen Wanderschutt schließen kann! In manchen Wanderschuttaufschlüssen (z. B. Steinbruch

südlich Waldheim und Höllbachaufschluß, westliche Seite) ist „Hakenschlagen“ zu beobachten, d. h. das Anstehende erscheint hangabwärts geschleppt. Aber auch das ist kein sicheres Zeichen für periglaziale Entstehung (vgl. MACHATSCHKE 1949, p. 39). So sind auch in dieser Beziehung Schlüsse auf die Auftautiefe (HÖVERMANN 1953, p. 22) nicht unbedingt gesichert. Der Verwitterungsgrad gibt keinen klaren Aufschluß, da zwischen sicheren Würm- und Postglazialablagerungen im Bereich der Bodenbildung höchstens statistische Unterschiede gemacht werden könnten.

Folgende Beobachtungen bezeugen den Anteil sehr junger Bodenbewegungen:

Am Algi, NW von Strittmatt, in 925 m, wurde an einem SE-Hang von etwa 8° Neigung 1952 in einer Sandgrube über tief vergrustem Albtalgranit ein typischer Wanderschutt beobachtet. Das Profil sei hier wiedergegeben (vgl. Abb. 3):

- 0 — 50 cm Braune humose Bodenbildung, reiche Baumwurzelbildung, mit kantigem Granitschutt bis über faustgroß in sandigem Lehm.
- 110 cm Grusige und feinsandige Schichten von 1—5 cm Stärke wechselnd, z. T. rostig verfärbt, entsprechend dem Hanggefälle 5—15° nach SE geneigt. Darin einzelne kantige Granite bis zu Faustgröße, mit Längsachsen in Transportrichtung eingeregelt. In etwa 100 cm:



Abb. 3. Rezentener Wanderschutt mit typischem Fließgefüge an einem etwa 8 Grad geneigten Hang am Algi bei Strittmatt. In etwa 100 cm Tiefe ein alter Stiefel.

ein stark zersetzter Lederstiefel mit rostiger Benagelung, Sohle in Transportrichtung eingeregelt.

— 300 cm Anstehender, stark vergruster Albtalgranit.

Aus dem Profil ergibt sich, daß eine künstliche Aufschüttung nicht vorliegt; überschnelle Schneeschmelze oder Gewitterregen könnten die Ursache sein.

In zahlreichen Bodeneinschlägen an Hängen von geringer Neigung ($\pm 10^\circ$) konnten wiederholt in 50—115 cm Tiefe starke Holzkohlenhorizonte oder ausgezeichnet erhaltene berindete Holzreste von Moorbirke und Schwarzerle gefunden werden. Es handelt sich wegen des Auftretens der Erle um frühestens wärmezeitliche Horizonte. Das stimmt mit Untersuchungen von LANG (1954) überein, der im Hotzenwald eine Versumpfung (Niederschlagszunahme!) über Bruchtorf seit der mittleren Wärmezeit festgestellt hat. Seit dieser Zeit also haben die durch Niederschlagszunahme intensivierten Hangschuttbewegungen in den betreffenden Profilen bis über 1 m Boden aufgelagert!

Durch diese Ausführungen soll die immer wieder betonte Bedeutung periglazialer Wanderschuttdecken — bzw. der Solifluktion überhaupt — nicht in Abrede gestellt werden. Lediglich sei für den Hotzenwald festgestellt, daß rezenter oder postglazialer Hangschutt von echten periglazialen Wanderschuttdecken nicht generell sicher und eindeutig getrennt werden kann. Der Anteil postglazialer bis rezenter (nicht periglazialer) Vorgänge an der Bildung der Wanderschuttdecken ist groß. Nur im Einzelfall ist es möglich, postglazial-rezente Entstehung sicher auszuschließen. Das ist z. B. beim Auftreten von Frostmusterböden (Strukturböden) der Fall.

Frostmusterböden. In verschiedenen Aufschlüssen auf den schwach geneigten Hochflächen zeigen sich Sonderungen der steinigen Bestandteile von den erdigen innerhalb der Schuttdecken. Feinerdereichere Partien liegen neben Steinpackungen, die zuweilen auch linsenartig angeordnet sind.

Beim Bau des Kinderheimes Rickenbach (SE-Hang, 3—5° Neigung, 75 cm) bot sich folgender Aufschluß:

0 — 80 cm Rezente, humos-lehmige Verwitterung.

— 200 cm Zwischen feinerdereichen Lagen hangparalleler Gneisschotter von höchstens Faustgröße eine Steinlinse von ca. 5 m horizontaler und 1,2 m vertikaler Ausdehnung aus dicht gepackten Gneisen, ohne Bevorzugung einer Achsenrichtung.

— 230 cm Hangparallel geschichtete Sand- und Lehmblätter ohne größeren Schutt.

— 330 cm (max.) Zwischen feinerdereichen Partien linsenartige Steinester, Schuttstücke über Handtellergröße max. Rundungsgrad: 86% kt, 14% kg; $I_V = 71$.

— 350 cm Anstehender Gneis.

Es handelt sich um einen fossilen Streifenboden.

Ähnliche Anordnungen sind im Steinbruch Waldheim (910 m) bei 10—15° Hangneigung, wenn auch in geringerer Mächtigkeit (1—1,5 m) im Porphyr zu

beobachten. Dort tritt weiterhin zwischen anstehendem Porphyry und der Wanderschuttdecke eine Schleppungszone auf. Außerdem sind im bergseitigen Teil taschenartige, wirre Steinansammlungen von 30—40 cm Umfang und Stauchungen der sonst hangparallelen „Pseudoschichten“ zu bemerken.

Diese Bildungen sind als Strukturböden zu deuten, die ihre Entstehung kryoturbaten Vorgängen (TROLL 1944, 1947) verdanken und Anzeichen ehemals periglazialer Bedingungen sind. Dabei müssen sie nicht im Würm s. str. abgesetzt worden sein, sondern konnten (vgl. S. 122) noch mehrfach während des Spätglazials entstehen.

Von Interesse ist der Aufschluß Gugel-Ostseite (930 m), der auf S. 80 näher beschrieben wird. Hier liegt (Abb. 4) unter Wanderschutt und lehmigem Moränenschutt eine keilförmige, von grusigem Sandeuhm erfüllte, oben 30 cm breite, etwa 80 cm tiefe Spalte im Granitgrus. Zu beiden Seiten der Spalte wölbt sich der Grus wulstartig auf.

Diese Bildung kann man nach ihrer Form für eine Eiskeilspalte halten. Es ist nicht etwa eine Wurzelröhre, weil diese nach den Erfahrungen nicht nur lehmiger, sondern auch durch Humus dunkler als der umgebende helle Grusboden sind. Keilspalten sind wiederholt auch in sandig-kiesigen Böden beobachtet worden (neuerdings WEINBERGER 1954). Sie beweisen einen früheren Dauerfrostboden. Wegen der überlagernden Würmmoräne (vgl. S. 118), deren Geschiebe nicht in der Keilspalte gefunden wurden, ist diese entweder frühwürmisch oder — unter der Annahme, daß interglaziale Bodenbildungen durch das Würmeis beseitigt wurden, dieses jedoch gerade den Eiskeil mit seinen randlichen Wülsten schonte — rißzeitlich. Die Annahme frühwürmischer Entstehung ist wohl wahrscheinlicher.

Ablagerungen vom Typ der Moränen. Nach Beobachtungen, deren Resultate in Übereinstimmung mit den Ergebnissen anderer Autoren stehen (vgl. REICHELT 1955, p. 40/41), dürfen Moränen als Lockermassen mit vorwiegend kantengerundetem Material definiert werden, in denen höchstens 40 % kantige, über 40 % kantengerundete, 5—30 % gerundete und 0—8 % stark gerundete Schuttstücke vorkommen. Die Ablagerungen sind oft, aber nicht immer ungeschichtet (vgl. WOLDSTEDT 1954, p. 91 f.), und ihr Bindemittel besteht meistens aus Lehm bzw. sandigem Lehm. Nur lokal oder bei Endmoränen treten Feinsande und Gruse auf. Im Unterschied zu den Wanderschuttdecken fehlt den Moränen — von lokalen Partien abgesehen — eine deutliche Einregelung im Sinne deutlicher Bevorzugung einer Achsenrichtung. Oft, aber nicht immer enthalten sie Erratika, selten auch Gekritze und Polituren (Facettenschliffe). Ablagerungen, die diese Eigenschaften haben, werden im folgenden als „Morärentyp“ bezeichnet.

1. **Flächenhafte Decken.** Wie die Kartierung ergab (Karte), liegen dichte Decken vom Morärentyp auf den Hochflächen des Gebietes im S bis zur Linie Schellenberger Bühl (obere Murg) — Altmoos — Engelschwand —

Heidentritt — Tannhölzle (N Wilfingen) — Gundlisbach. Sie finden Anschluß an die bekannten Moränen von Remetschwil E der Alb. Das Verbreitungsgebiet dieser Decken reicht also im westlichen Teil weiter nach S als ERB (1948 b) angibt. Weiter im S fehlen aber Ablagerungen vom Morärentyp keineswegs. Sie sind entweder an den Talhängen, in den Talsohlen oder auch — wenngleich lückenhaft — auf den Hochflächen des Gebietes zu verfolgen. Einige sollen im folgenden mitgeteilt werden.

Im Murggebiet:

a) Gugel, E-Hang südl. von Engelschwand, 930 m, 5—8° geneigt. An der Oberfläche liegen mehrere große, z. T. stark gerundete Wollsäcke aus Albtalgranit mit schuppenförmiger Verwitterung. Der Aufschluß, der wegen der Keilspalte schon erwähnt wurde, zeigt folgendes Profil (Abb. 4):

- 0 — 30 cm (max. 50) Sandig-humoser Lehm mit kantigen Granitscherben.
- 40 cm (max. 70) Stark humoses, schwarzes lehmiges Band mit Bleichsandkörnern.
- 100 cm (max. 120) Gelbbrauner sandiger Lehm, z. T. grusig. Darin zahlreiche Schuttstücke von Daumen- bis über Faustgröße. 36 % Granite, 37 % Gneise und Anatexite, 19 % Porphyre und 8 % Buntsandstein

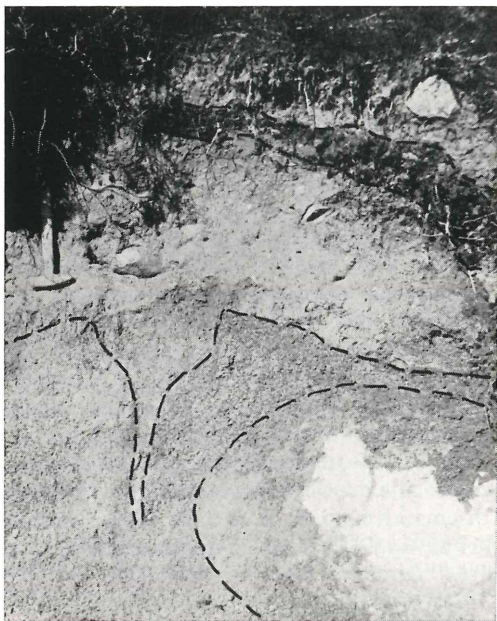


Abb. 4. Aufschluß am Gugel/Ostseite (930 m). Über der Würmmoräne (mit Buntsandsteinen) liegt ein humoser Boden und Wanderschutt. Unter der Moräne eine Keilspalte im Grus. Rechts ein schlagfester Granitwollsack.

orangeroter Farbe mit gering gebleichter Rinde. Rundungsgrad: 35 % kt, 60 % kg, 5 % gr. $I_V = 19$.

- 200 cm Anstehender, grusig zerfallener Albtalgranit. Darin eine ca. 80 cm tiefe, oben 30 cm breite Keilspalte (vgl. S. 79) neben einem frischen Granitwollsack. Spalte mit lehmigem Grussand ausgefüllt, ohne Schotter, auch die Oberfläche des Gruses 2—5 cm mächtig überziehend.

Der Aufschluß enthält Gneise, die im Einzugsgebiet der Murg und des Engelschwander Baches nicht anstehen.

Erratika wurden im Gugelgebiet bis zu einer Höhe von 950 m (am Häsele) gefunden, was sich mit der Angabe bei PFANNENSTIEL (1959, p. 255) annähernd deckt.

b) Sandgrube in Groß-Herrischwand, nördl. „Singelebühl“, E-Hang von 6° Neigung in 895 m, 25 m über der Murgsohle:

- 0 — 200 cm Unsortierte Mischung von erbs- bis über kopfgroßen Schuttstücken in rötlichem, sandigem Lehm. 54 % Gneise und Anatexite, 14 % Granite, 32 % Porphyre. Rundungsgrad: 20 % kt, 60 % kg, 20 % gr. $I_V = 42$.

- 500 cm Tief vergruster Mischgneis-Anatexit.

Es liegt Fremdmaterial auf dem Anstehenden. Ein gekritztes Geschiebe aus Porphyrr wurde entnommen.

c) „Riesenbühl“ südl. Giersbach. Hier liegen am N-Hang von 6—8° Neigung am Waldeingang in 880 m in gelblichem Lehm Schotter folgender Zusammensetzung: 12 % Granite, 69 % Gneise und Anatexite, 18 % Porphyre, 1 % Carneol. Rundungsgrad: 30 % kt, 66 % kg, 4 % gr. $I_V = 120$.

Auch hier liegt Fremdmaterial vor. Bemerkenswert ist der hohe I_V -Wert.

d) Paß „Eiche“ zwischen Murgtal und Segeter Bach nördl. Segeten in 900 m. In den Weganrissen, vor allem aber in größerer Mächtigkeit am Waldeingang bei Segeten, an der Straße aufgeschlossen:

- 0 — 70 cm Braun-humose, sandig-lehmige Verwitterung mit einzelnen kantigen Albtalgraniten von Nuß- bis Faustgröße.

- 300 cm Gelbrote und rötliche Lehmblätter mit grusig-sandigen Anteilen wechselnd. Die Analyse ergab 1953: 60 % Granite, 20 % Gneise, vorwiegend Paragneise, 12 % Porphyre, 8 % sonstige (Aplite usw.). Rundungsgrad: 18 % kt, 62 % kg, 20 % gr. 1959 traten auch einige stark gerundete Stücke auf. $I_V = 84$ (Porphyre $I_V = 200$).

Die Paragneise des Aufschlusses stehen im engeren Untersuchungsgebiet nirgends an.

e) Herrischried-Mühle, am Hang hinter dem Sägewerk, 820 m, 8—10° S. Unter der 50—70 cm mächtigen rezenten Verlehmung mit einzelnen, bis kopfgroßen Schuttstücken folgt eine dichte Schotterpackung in gelbbraunem Lehm, wechselnd mit Grusen und Sanden. In 130 cm tiefen Aufschluß wurden gefunden: 56 % Gneise und Anatexite, 30 % Granite (div. Arten), 12 % Porphyre, 2 % Buntsandstein (1959 nicht mehr vorhanden). Rundungsgrad: 24 % kt, 58 % kg, 18 % gr. $I_V = 28$.

Auch hier liegt Erratikum vor.

f) Hetzlenmühle südlich Herrischried (vgl. S. 75), 830 m. Der Aufschluß enthält (PFANNENSTIEL 1959, p. 261) Gneise, die „außerhalb des Quellgebietes der Murg liegen, also auf keinen Fall Bachgerölle der Murg sein können“ Zur Datierung der Ablagerungen sei auf S. 115 verwiesen. Es muß bemerkt werden, daß das Rundungsgrad-Spektrum von dem typischer Moränen abweicht und demjenigen fluvo-glazialer Schotter auffallend gleicht (REICHELT 1955, p. 36; 1960 b, Abb. 7). Auch die Sortierung deutet an, daß es sich um keine unveränderte Moräne handelt.

g) Hottingen. Zwischen Altenschwand und Hottingen liegen auf den Äckern viele kantengerundete Streuschotter verschiedener Herkunft. Bereits DEECKE hat sie auf seiner Mskr-Karte verzeichnet. Erst 1958 konnte ein Aufschluß gefunden werden, der eine Vorstellung von der überraschenden Mächtigkeit dieser Ablagerungen gibt.

Westlich Roßau (790 m) wurde nördl. der Straße ein Transformatorenhaus gebaut. Die Baugrube war 2,5 m tief und zeigte, eingebettet in fetten Lehm grauer, gelblicher oder rötlicher Farbe, dichte, unsortierte Packungen von Schuttstücken bis zu etwa 50 cm Kantenlänge. Es treten auf: 53 % Granite, 27 % Anatexite des Oberwaldgebietes, 19 % Gneise und 1 % Porphy. Granit steht an. Rundungsgrad: 20 % kt, 66 % kg, 14 % gr. $I_V = 75$ (Granit: $I_V = 85$).

Weiter südlich finden sich in Höhenrücken der Murgtalsohle Schotter mit Moränen-Spektrum, werden aber bei den wallförmigen Bildungen (S. 87) besprochen.

Einzelne kantengerundete Gneise und Granite liegen auf den Spornen im obersten Andelsbach, z. B. nördlich „Stellebühl“ (630 m), am „Pechweg“ (590 m), am Eisenbachbühl (590 m) und am Bartenberg (570 m). Die Aufschlüsse am Andelsbachhang in dieser Höhe werden wegen ihrer Wechsellagerung mit alpinen Schottern auf S. 94 erörtert werden.

Zwischen Murg und Alb

a) Auf den Hochflächen zwischen dem Murgtal und den westlichen Albzuflüssen wurden einzelne kantengerundete Streuschotter (z. T. Gneise) gefunden (s. Karte). Im Strittmatter Gebiet, insbesondere aber ostwärts Segeten, am Südhang des Eltebächles, treten in 810 m (nördl. P. 812,8) auch Gneise auf, die im Gebiet der Murg und östlich davon nicht anstehen. Nördlich von Hogschür liegen im Paß zwischen Bühl und Riegelhalde ebenfalls Gneise auf Granit. Weitere einzelne kantengerundete Gneise u. a. finden sich SE von Hogschür im Wermutbächle (vgl. S. 90) und zwischen „Steinen“ und „Buchen“ im Wald am Weg Oberwühl — Hogschür in 780 m.

Im Talgebiet des Höllbachs treten nach allen Merkmalen echte Moränen auf. Besonders zwei Aufschlüsse seien erwähnt:

b) Nördlich Hartschwand liegen im Paß zwischen „Bühl“ und „Ebene“, also zwischen Ibach und Höllbach, in 835 m, südl. des Weges zum Ebenewald, große gerundete Blöcke. Das Profil des dortigen Aufschlusses war (1957) das folgende:

0 — 150 cm Unter der humosen Verlehmung liegen in rötlichem Lehm zahlreiche Schuttstücke von Nuß- bis über Kopfgröße. Einzelne Albtalgranite erreichen über 1 m Länge. Granite herrschen vor, daneben je etwa 8 % Gneise und Porphyre. Rundungsgrad: 13 % kt, 56 % kg, 30 % gr, 1 % sgr. $I_V = 100$.

— 170 cm Anstehender Granit.

c) Südlich von Hartschwand ist am S-Hang der „Eichrütte“, ca. 20 m über dem Höllbach, eine Sandgrube (740—750 m) aufgeschlossen. Es ist eine spornartige Verebnung, die dem etwa 18—20° steilen Hang angelagert ist. Der Aufschluß der N-Wand zeigte 1952 folgendes Bild:

- 0 — 250 cm Unsortierte, kantengerundete bis gerundete Blöcke aus Albtalgranit bis über 3 m Kantenlänge; dazwischen zahlreiche, annähernd faustgroße Schuttstücke in sandigem Lehm. 70 % Granite (div. Arten), 8 % Gneise, 21 % Porphyre, 1 % Carneol. Rundungsgrad: 22 % kt, 62 % kg, 16 % gr. $I_v = 20$.
- 400 cm Schräggeschichtete, z. T. entgegen dem Hanggefälle geneigte Sande, Gruse und Lehmblätter wechsellagernd. Einzelne kantengerundete bis gerundete Schuttstücke, darunter ein gekritzter Paragneis, eingelagert. Schichtung nur lokal.
- 410 cm Anstehender, mürber, vergruster Albtalgranit.

Die Gneise stehen nirgends im Einzugsgebiet des Höllbachs an.

d) Zwischen Höllbach und Ibach sind auf der ganzen Talscheide von „Matzettann“, „Schupisbrunn“ bis „Heidentritt“ zahlreiche, z. T. dichte Streuschotter zu finden.

Im Ödlandgebiet westlich der Murg

Die vom Ödland und Abhau kommenden Täler zeigen erst in einiger Entfernung von den höchsten Höhen Schotter vom Morärentyp. Das Ödland selbst und auch das Langeck-Abhau-Gebiet ist frei davon.

a) Im Herrischrieder Tal treten häufiger Moränen auf, so am Ettlesberg (940 m), bei Rütte und im Ortsteil selbst bei 900 m, am Weg zum „Hirzmist“. Auf dem Paß bei „Bernedenwald“ und „Hirzmistwald“ (970 m) wurden südl. der Wegspinne im Wald größere Blöcke von Granit und erraticem Gneis gefunden. In Herrischried steckten 1959 in einer Baugrube an der Straßenabzweigung nach Rütte (P. 895,3) Granite, Gneise und Porphyre in einer über 2 m mächtigen Lehmschicht.

Im Ortsteil Säge ist ein Anriß der oberen Verebnungskante am Sägebach-Süd-ufer in 840 m aufgeschlossen und enthält in lehmiger Grundmasse vorwiegend kantengerundete Stücke von Graniten, Gneisen, Anatexiten. Südlich davon, am Waldrand des Sägetannenwaldes, wurden 1952 in 900 m Gneise und Granite deutlicher Kantenrundung in Weganrissen registriert. 250 m westlich dieser Stelle liegen in 920 m über dem Bugenmoos ebenfalls ortsfremde Gerölle. Die aufgeschlossenen, am Rande des Murgtales liegenden Schotter von Herrischried-Mühle wurden bereits genannt (S. 81).

b) Im Tal von Obergebisbach sind Streuschotter aus Graniten, Gneisen und Anatexiten in Weganrissen und in Äckern ostwärts des Schulhauses nahe P. 959,7 bis etwa 980 m zu finden. Vereinzelte Gerölle wurden dann nur noch im Paß zwischen der „Lochmatt“ und Niedergebisbach in 890 m gesehen.

Auf dem Vorwald im Seelbachgebiet

Von großer Bedeutung sind Moränenfunde im Vorwaldgebiet. Der Aufschluß von Roßau—Hottingen wurde bereits beschrieben. Dazu treten noch folgende Vorkommen:

a) Am Rüttehof liegen kantengerundete Gneise und Granite in Anrissen beim Straßenneubau (1958) am Heubergang in 860—880 m.

b) In Hütten war 1958 bei Ausschachtungen an der Straße nach Bergalingen nahe P. 844,3 ein Vorkommen vorherrschend kantengerundeter Schuttstücke aufgeschlossen mit Gneisen, Graniten und Buntsandsteinen. Letzterer steht heute im Einzugsgebiet des Hühnerbergbaches nicht mehr an. Rundungsgrad: 15 % kt, 65 % kg, 20 % gr.

c) Südlich von Hütten ziehen Schotter größerer Ausdehnung vom „Biefang“ herab und sind mehrfach in Gräben aufgeschlossen. Ein größerer Aufschluß von etwa 180 cm Tiefe befindet sich an der Straße nach Bergalingen in 835 m. Die unsortierten Schotter sind dicht gepackt und in Lehm gebettet. 1958 wurden Granite, Gneise, Anatexite und Syenite festgestellt. Rundungsgrad: 26 % kt, 54 % kg, 20 % gr. $I_v = 200$.

d) Südlich von Willaringen ist am E-Hang des Riedfeldes an der Straße nach Säckingen 1953 folgender (inzwischen verwachsener) Aufschluß freigelegt worden:
0 — 100 cm Rötlicher, sandiger Lehm mit kantigen und kantengerundeten, erbsen- bis handtellergroßen Graniten, Gneisen, Buntsandsteinen in unsortierter Lagerung.

— 200 cm Dichtere Packung von Buntsandsteinen (60 %), Gneisen (24 %), Graniten (10%) und Porphyren (6%). Rundungsgrad: 26 % kt, 44 % kg, 28 % gr, 2 % sgr. I_v (bezogen auf Urgestein) = 86.

Der anstehende Schapbachgneis ist nicht erschlossen.

Demnach darf im Unterschied zu PFANNENSTIEL (1959, p. 256 und 262) festgestellt werden, daß große Teile des Hotzenwaldes auch südlich der vorhin genannten Linie auf Hochflächen und in den Tälern zwar lückenhafte, aber eindeutige Ablagerungen solcher Schuttmassen tragen, die nach allen Merkmalen der Gesteinszusammensetzung, des Gefüges und des Rundungsgrades als Moränen bezeichnet werden müssen. Wegen ihrer flächenhaften Ausbildung sind sie als Grundmoränen anzusprechen.

2. Wall- oder rückenförmige Schotterkörper. An einigen Stellen treten die Lockermassen mit deutlicher, meist langgestreckter konvexer Eigenform auf. Wo Aufschlüsse vorhanden sind, zeigen sie eine meist dichte Lagerung von Schuttstücken aller Größenklassen und verschiedener Zusammensetzung. Kleinere Partien erscheinen auch sortiert, aber eine konsequente, durchgehende Schichtung fehlt. Immer handelt es sich um Lockermassen mit vorwiegend kantengerundeten Stücken.

Das Ibachgebiet

Auf die z. T. sehr schönen Wälle im Steinenbächle oberhalb St. Blasien kann hier nicht eingegangen werden. Doch liegen im obersten Steinenbächle zwischen „Neumatt“ und „Lampenschweine“ bei 1035 m einige Hügel, die 1958 noch gut 10 m hoch waren, heute aber fast abgetragen sind. Wegen ihres Zusammenhanges mit den Wällen im obersten Ibachtal seien sie hier erwähnt.

Sie zeigen schräggeschichtete Sande abwechselnd mit völlig unsortierten Kiesen, dann wieder recht große Blöcke von über 1 m Länge neben kleineren Schuttstücken. Rundungsgrad: 26 % kt, 50 % kg, 24 % gr.

Etwa 250 m weiter südlich zieht am W-Hang des Wachtbühls ein niedriger Wall parallel zu Paß und Hang nach S ins Ibachtal hinein. Die alte Ibacher Straße überquert ihn (bei „Br.“, Blatt St. Blasien). Die Granite und Gneise des Aufschlusses sind zu 32 % kt, 56 % kg, 10 % gr und 2 % sgr.

Südlich des Ibachs sind zwischen „Kohlhütte“ und „Torfstich“ sowie parallel zum Ibach, etwa 200 m unterhalb davon, mehrere 5–10 m hohe Wälle zu erkennen. Der südlichste streicht etwa NW-SE und schließt das Hochmoor bei P. 1048,2 ab. Leider fehlen tiefere Aufschlüsse. Die Analyse eines kleineren Anrisses ergab Gneise und Granite. Sie waren zu 24 % kt, 61 % kg und 15 % gr.

Weitere nicht erschlossene Rücken riegeeln das von N zum Ibach führende Seitental in Oberibach bei etwa 1000 m ab. Südlich des großen Ibacher Moores „Moos“ liegen im Hirniwald bei 1000 m mehrere blockreiche Hügel von etwa 5 m Höhe, die den Ibach zur seitlichen Umgehung zwingen und das Moor abschließen. Das Gelände ist unübersichtlich. Zwischen dem Moor und dem „Schorenmättle“ treten weitere, quer zum Tal streichende Wälle auf, die z. T. aufgeschlossen sind.

Die unsortierte Schotterpackung enthält über kopfgroße Granite bis zu 2 m Länge und kleinere Stücke aus Graniten und Gneisen. Sie waren zu 18 % kt, 52 % kg, 30 % gr.

Deutlich sind die bei der Burger Säge dem rechten Ibachhang angelehnten „Seitenmoränen“ (HUBER 1905, p. 432), die auch PFANNENSTIEL (1959, p. 241) erwähnt.

Die bis 10 m hohen Bildungen sind mehrfach aufgeschlossen und enthalten kleine und große Schuttstücke mit Blöcken von über 2 m Länge in unsortierter Lagerung. Granite, Gneise und Porphyre waren zu 22 % kt, 62 % kg, 14 % gr und 2 % sgr.

Unterhalb davon sind keine Wallbildungen mehr erhalten. Kanten-gerundete Geschiebe konnten jedoch noch über dem „Schloßfelsen“ in 760 m (22 % kt, 52 % kg, 16 % gr) und südlich der „Dachslöcher“ in 790 m gefunden werden. Auf dem „Rappenfelsen“ über der Ibachmündung liegt direkt in der Straßenkurve vor der Brücke in 600 m ein Schotter über Albtalgranit, wo in 1,5 m mächtigem rötlichem Lehm eine Mischung verschiedener Gesteine aller Größenklassen mit hohem Verwitterungsgrad auftritt. Der Rundungsgrad beträgt 33 % kt, 42 % kg, 22 % gr und 4 % sgr. Die Geschiebe waren zu 60 % in Transportrichtung eingeregelt.

Kurz erwähnt seien hier die bisher nicht bekannten großen, über 10 m hohen Endmoränen westlich von Wittenschwand (910 m) im Schmiedebachtal. Sie sind gut aufgeschlossen, werden aber abgebaut. Es wechseln partiell sortierte Kiese und schräge Sandschüttungen. Der Rundungsgrad

war (Durchschnitt aus drei Analysen): 18 % kt, 59 % kg, 20 % gr und 3 % sgr.

Das Schwarzenbachgebiet

Wie HUBER (1905) beschrieb, sind zwei zusammenhängende Bögen entwickelt, deren oberster vor der Mündung des Silberbrunnenbaches auf der W-Seite des Tales zur Talmitte umbiegt. Er ist nicht aufgeschlossen. Der untere Bogen endet an der Schwarzen Säge (\pm 900 m) mit mehreren bis 10 m hohen Wällen, die das wannenförmige Tal abriegeln.

In Anrissen wurden Gneise (17 %), Granite (79 %), Porphyre (2 %) und anderes Kristallin (2 %) gefunden. Der Iv beträgt 6 bzw. 5 (zwei Aufschlüsse). 16—22 % sind kt, 68 % kg, 10—16 % gr. Bei einer gemeinsamen Exkursion fand Herr Dr. O. WITTMANN 1953 ein gekritztes Geschiebe.

Etwa 2 km nordwestlich davon wurden am Brunnmättlemoos weitere Wälle entdeckt. Eine Sandgrube in 970 m zeigt bis 10 m mächtige, z. T. unsortierte, teils schräggeschichtete Sande und Kiese, die zu 10 % kt, 58 % kg, 30 % gr und 2 % sgr waren.

Die Hochflächen zwischen Murg und Schwarzenbach

Im Gelände zwischen der Schwarzen Säge und dem obersten Murgtal liegen einige gut erhaltene, i. a. E-W-streichende Wälle bis über 10 m Höhe und mehreren 100 m Länge. Zwischen ihnen sind vermoorte oder zeitweise wassergefüllte Depressionen eingelassen. Manche der Wälle sind an der Straße Todtmoos—Engelschwand, seit 1957 auch im obersten Murgtal, aufgeschlossen. Die Schotter sind Mischungen von Graniten, Gneisen, Anatexiten und Porphyren. In den zwei Aufschlüssen (Rauhes Rainle, 990 m; W-Hang des Murgtales, 985 m) wurden gefunden: 18—26 % kantige, 62 % kantengerundete, 12—20 % gerundete Geschiebe. Der Iv beträgt am Rauhen Rainle 12 (am zweiten Aufschluß nicht bestimmt).

Das Murgtal

Hier kommen außer den letzterwähnten nur drei kleinere Wall- oder Rückenbildungen vor. Die oberste liegt zwischen Schellenberger Bühl und Altmoos in 930 m als ein etwa 5 m hoher, schräg zur Talrichtung streichender Wall westlich des Baches (Abb. 5).

Ein Anriß zeigte 1953 eine unsortierte Mischung von Sanden, Grusen und größeren Schuttstücken, dazwischen Schmitzen von Lehm und Ton. Vertreten sind Granite, Gneise, Anatexite und Porphyre mit einem Iv von 5. Im Aufschluß wurde ein gekritzter Orthogneis gefunden. Rundungsgrad: 14 % kt, 78 % kg, 8 % gr.

Weiter unterhalb liegt in Giersbach südlich des Gugeln bei 860—870 m, zwischen der Murg und dem Engelschwander Bach, ein talabwärts spornartig verlängerter Rücken, der gegen den Gugelnhang durch eine tiefe



Abb. 5. Kleine Endmoräne im obersten Murgtal (930 m),
Blick talabwärts nach Süden.

Furche abgesetzt ist. Er gleicht — bei geringerem Umfang — der Moräne von Prag. HUBER (1905, p. 422) erwähnt diese Bildung als einen sehr flachen Wall und wagt es wegen der Verwechslungsmöglichkeit der Blöcke mit Wollsäcken nicht, „den Wall als Endmoräne zu deuten“. In einem Anriß wurden 1953 unsortierte kleine und große Geschiebe bis zu Mehlsackgröße etwa 200 cm mächtig erschlossen. Granite, Gneise, Anatexite und Porphyre waren hier zu 24 % kt, 70 % kg und 6 % gr. Das ist ein Moränenspektrum. Der Iv beträgt 8.

Südlich Hottingen erheben sich in etwa 670 m aus der breiten, hochmoorreichen Murgtalsohle mehrere längliche, flache Rücken, die bereits HUBER (1905, p. 421) erwähnt und für Grundmoräne hält. Große Blöcke und kleinere Geschiebe liegen auf den meist bewaldeten Hügeln. Der längste und höchste, der fast parallel zum Tal streicht, erhebt sich rund 5 m über die Murg, die ihn umfließt. Ein Aufschluß erbrachte Gneise, Granite, Anatexite und Syenite, die zu 24 % kt, 54 % kg, 20 % gr und 2 % sgr waren. Der Iv liegt bei 80.

Um zu prüfen, ob es sich nicht um einen fluviatilen Schotter handelt, wurde eine Rundungsgradanalyse an Schuttstücken des Murgufers, 5 m neben der beschriebenen Bildung, vorgenommen. Es wurden 8 % kt-, 28 % kg-, 30 % gr- und 32 % sgr-Gerölle gefunden. Damit ist angezeigt, daß eine völlig andere Bildung vorliegt.

Das Höllbachgebiet:

Hier fehlen deutliche Wallformen. Nur unterhalb Hartschwand zwischen hinterer und vorderer Mühle ist der Talboden bei 790 m auffallend

unregelmäßig und kuppig, und 1 km unterhalb davon liegt vor der Hängemündung des Rohrbachtales ein etwa 3 m hoher Längsrücken. Die Bildungen sind jedoch nicht aufgeschlossen.

Zwischen Murg und Alb

Im Stellebächle bei 790 m, im Wermutsbächle bei 800 m, am Platzmoos bei 810 m sowie zwischen „Steinen“ und „Seltenwuh“ bei 760 m beobachtet man Blockanhäufungen von wallartigem Charakter. Sie werden als „Blockstufen“ einer gesonderten Betrachtung unterzogen (S. 90).

Westlich der Murg

Im Tal von Herrischried streicht bei Herrischried-Säge am P. 834,2 eine bis 2,5 m hohe Wallform quer zum Tal und zwingt den „Äußeren Gißlenbach“ zu seitlicher Umgehung. Die Bildung ist nicht aufgeschlossen.

Im Seelbachtal sperrt ein Querwall von 2 m Höhe westlich von Glas- hütten bei 810 m die westliche Talseite, so daß der Bach ihn umfließen muß. Direkt unterhalb ragen zahlreiche große Granitblöcke aus der mehrere Meter mächtigen Talfüllung auf, zwischen denen sich der Bach hindurchwindet. Der Wall ist nicht aufgeschlossen.

Blockmassen. Im Nordschwarzwald hat FEZER (1953, p. 53 f.) Blockhalden, Blockmeere und Blockströme unterschieden. Dieser Einteilung soll zunächst gefolgt werden, wenn auch Übergänge vorkommen.

Blockhalden liegen an Steilhängen in der Fußregion von Felsbildungen und sind daher in den Schluchten von Wehra, Murg, Andelsbach und Alb häufiger anzutreffen. Besonders der (Para-) Gneis neigt zur Ausbildung scherbenreicher Halden, doch sind sie auch im Granit und Anatexit zu finden. Der Schutt ist meist scharfkantig. Die feineren Trümmer sammeln sich oben an, während die größten Blöcke am unteren Haldenende liegen. Fast alle Halden sind zugewachsen mit Ausnahme einiger weniger im oberen Albtal, im Wehratal sowie im Murgtal südlich von Hottingen. Durchweg zeigen die Kniebildungen der Bäume eine rezente Bewegung an; Schuttanhäufungen oberhalb der Stämme deuten auch auf eine Weiterbildung hin.

Blockmeere treten gegenüber den Blockhalden an flacheren Hängen und am Rande der Hochflächen auf. Sie sind auch dadurch von den Halden unterschieden, daß große Blöcke überwiegen, während kleine Trümmer zurücktreten oder fehlen. Ebenso fällt auf, daß die Blockmeere vorwiegend in SE-, S-, SW- und W-Exposition liegen. An den Schattenhängen wurden sie nicht beobachtet. Sie sind nur im Granit zu finden, der hier Wollsackformen von z. T. über 4 m Länge entwickelt. Da sie ausnahmslos von Wald bedeckt sind, treten sie im Landschaftsbild zurück.

Am S- bis W-Hang des Gugeln (über 900 m), am SE-Hang des Murgtales südwestlich Hogschür (820 m), am S-Hang der Riegelhalde nördlich Hogschür (900 m),

am S-Hang des Spornes zwischen Bühlbach und Andelsbach (550 m) liegen solche Meere an Hängen. Am Hochflächenrande sind sie bei Junholz im Solfelsengebiet und südlich Glashütten (810 m) zu finden. Zum Teil sind sie als verstürzte Felsburgen zu deuten.

Man kann, besonders am Gugel, verfolgen, wie das Blockmeer gipfelwärts in große, in situ verwitterte Wollsäcke übergeht. Am W-Hang ist das Blockmeer am Gugel nach unten durch fast wallartige Blockansammlungen längs der 940-m-Isohypse abgeschlossen, die am Hang schulterartig heraustreten.

Wegen der Verbreitung der Blockmeere an Sonnenhängen und wegen des Fehlens jeglicher rezenter Bewegung kann man mit FEZER (1953) annehmen, daß sie kaltzeitlich unter periglazialen Bedingungen entstanden sind. Sie dürften aber im Gegensatz zu den Schutthalden und auch zu den an Feinmaterial reicheren Wanderschuttdecken nur sehr kurze Strecken bewegt worden sein.

Blockströme sind in Richtung des Gefälles gestreckt und treten in Mulden, Rinnen und Tälchen mit großem Gefälle auf. Sie wurden östlich der Murg in den steileren Abschnitten des Muckenfurthbächles, Tannenmattbächles, Stellebächles und südlich des Platzmooses bei Hogschür beobachtet.

Wie Blockströme entstehen, ist verschiedentlich zu verfolgen. Das fließende Wasser räumt den feineren Schutt alter Talfüllungen allmählich aus und läßt die großen Blöcke zurück, so daß sie relativ angereichert erscheinen. Dabei können sich langgestreckte Blockströme oder auch Blockterrassen (vgl. FEZER 1953, p. 61) bilden. An der Entstehung von Blockströmen



Abb. 6. „Blockstufe“ am Platzmoos (810 m) östlich Hogschür, Blick talaufwärts. Hinter der Stufe liegt ein ausgedehntes Hochmoor von 1,5—2,5 m Tiefe.

sind also vorwiegend rezente, fluviatile Vorgänge beteiligt, die alte Schotterkörper, gleichgültig welcher Natur, linear freilegen.

Blockstufen soll ein weiterer Typ von Blockansammlungen genannt werden, der im Hotzenwald verbreitet ist. Es sind riegelartige, wulstige oder flach wallförmige Blockmassen, die *quer* zum Tal laufen, also keine Blockterrassen sind, und die stets oberhalb einer Gefällsstufe in den Talsohlen liegen.

Östlich von Hogschür, am Platzmoos, wird das Tannenmattbächle bei 810 m in ganzer Talbreite (rund 150 m) durch Blöcke gesperrt, die gegen den unteren Talabschnitt eine etwa 2 m hohe Stufe bilden (Abb. 6). Oberhalb der Stufe breitet sich eine fast ebene Fläche aus, in der noch einzelne Blöcke liegen, die sonst aber von einem Hochmoor von 1—2,5 m Mächtigkeit (sondiert) eingenommen wird. Das Tannenmattbächle durchbricht diese Stufe seitlich. Die Blöcke bestehen aus Albtalgranit, dem selten stark verwitterte Buntsandsteine bis zu Faustgröße beigelegt sind.

Etwa 200 m nördlich davon liegt oberhalb der Stufenmündung des Wermutbächles in dem größeren Tannenmattbach in 790 m eine ähnliche Bildung, hinter der ebenfalls ein Hochmoor entwickelt ist. Oberhalb der Stufe beträgt das Talgefälle 25 ‰, unterhalb 80 ‰. Da der Torf wenige Meter vor der Blockstufe noch 1—2,5 m mächtig ist, muß sie wallförmige Gestalt haben. Das Feinmaterial des Walles wird durch den Bach ausgewaschen, die Bodendecke bricht nach. In einer solchen Einbruchstelle wurden zwischen Granitblöcken mehrere zersetzte Buntsandsteine und ein eigroßer Paragneis gefunden. Beide stehen im Einzugsgebiet (Granit) nicht an.

Weitere Blockstufen liegen im Stellebächle (780 m), Tannenmattbächle (750 und 780 m), im Gewann „Steinen“ (760 m), im Engelschwander Tal am Möse (900 m), am Tanzplatz westlich Herrischried-Rütte (900 m), im Breitenbach südlich Bergalingen (770 m), im Goldbachtal (750 m) und am unteren Kühmoosrand (720 m) südlich von Jungholz.

Wie sind diese Bildungen zu deuten? An der Freilegung sind rezente fluviatile Auswaschungsvorgänge (ebenso wie bei den Blockströmen) beteiligt. Da aber keine Blockströme, sondern das Tal querende Blockstufen entstehen, muß es sich um die Stirn eines älteren Blockmassenschubes handeln, die hier freigelegt wird. HÖVERMANN (1950, p. 38) folgerte aus ähnlichen Beobachtungen im Harz, daß diese Blockmassen „sich als Fließerde langsam abwärts bewegt haben, bis das Gefälle zu einer Weiterbewegung nicht mehr ausreichte“. Das mag für manche der Blockströme zutreffen. Es sei aber bemerkt, daß Fließerden bisher nur ab etwa 3° Neigung beobachtet wurden (vgl. neuerdings POSER 1954, p. 155); das entspricht etwa 50 ‰, während die hier berichteten Blockstufen z. T. bei 25 ‰, sogar bei 11 ‰ (unter 1°) Gefälle auftreten. Auch haben periglaziale Täler gewöhnlich ein stärkeres Gefälle. Dieses beträgt z. B. im Schottergebiet des Alpenvorlandes (WEINBERGER 1954, p. 46) mindestens 50 ‰, was wieder einer Neigung von ca. 3° entspricht. Man darf derartige

in einem Schottergebiet gewonnenen Ergebnisse deswegen auf die vorliegenden Fälle übertragen, weil Bohrungen zeigten (S. 92), daß die Talfüllungen der Murg, des Stellebachs und Ibachs Schotterfüllungen von großer Mächtigkeit besitzen, die in ganzer Breite dem kastenförmigen Taluntergrund aufliegen. Mithin mußte der Wanderschutt auf Schottern gleiten, wie in den Tälern des Alpenvorlandes. Dazu kommt, daß Blöcke von 1—2 m Länge in den Blockstufen häufig sind, deren Längsachsen nicht — wie bei Solifluktion üblich — in die Transportrichtung eingeregelt sind.

Man hat demnach mindestens mit nivalen Wirkungen zu rechnen. Auch FEZER (1953, p. 71) berichtet von Schuttwällen im Nordschwarzwald und HÖVERMANN (1954, p. 112) von „Blockschuttwällen“ im Tegernseegebiet vor Gehängezirken. Beide schreiben diese Formen dem nivalen Formenschatz zu, „der zwischen der periglazialen Frostschuttzone und dem eigentlichen glazialen Formenschatz vermittelt“ SALOMON (1910, p. 485) erwähnt solche Bildungen als „Firmoränen“. Auch das gletscherartige Kriechen von Schneemassen an wenig geneigten Hängen ist bekannt (vgl. WOLDSTEDT 1954, p. 74 f.), wobei sogar Gegenböschungen entstehen können. TRANQUILINI (1956) betont die Wucht dieser Bewegungen an rezenten Schneemassen. Aber im Hotzenwald liegen diese Blockstufen z. T. mehr als 1000 m von den möglichen Nivationszirken entfernt, so daß hier Firnströme ganz erheblicher Länge angenommen werden müßten.

In manchen Blockstufen wurden einzelne stark zersetzte Buntsandsteine gefunden; würmzeitliche Ablagerungen enthalten indessen vorwiegend frische (vgl. ERB 1948 b, p. 50). Am Wermutbächle fand sich ein im Einzugsgebiet nicht anstehender Gneis. Dazu kommt, daß alle Bildungen dieser Art im Bereich oder in unmittelbarer Nähe von ortsfremden, kantengerundeten Geschieben liegen. So könnte es sich auch um rißzeitliche Moränen handeln, deren Formen durch periglaziale und rezente Erscheinungen verwischt und ausgewaschen wurden. Leider fehlen klärende Aufschlüsse genügender Tiefe.

Talverschüttungen und Moore. Den Tälern des Hotzenwaldes fehlen Schotterterrassen vollständig. Nur kurz vor der Mündung der Murg und des Andelsbaches in den Rhein treten sie andeutungsweise auf und gehen in die Niederterrasse des Rheins über. Sie sind also würmzeitlich.

Das Fehlen der Terrassen in den Steilstrecken der Bäche wird man mit der starken jungen Erosion erklären können. In den Flachstrecken der Täler, die z. T. nur 10—16 ‰ Gefälle haben und deren Gewässer keine nennenswerte Transportkraft besitzen, kann diese Erklärung jedoch nicht zutreffen. Hier könnte man annehmen, daß der Talboden selbst noch würmzeitlich ist.

Bei den Schotterkörpern der Talböden überlagern sich anscheinend (SCHNARRENBARGER 1943) im Murg-, Ibach- und Albgebiet zwei Füllun-

gen. Der obere Teil der 8—12 m mächtigen Talverschüttung, die sich gleichmäßig über den ganzen „kastenförmigen“ Felsuntergrund ausdehnt, ist locker und wasserführend, der untere dicht gepackt. Die Bestandteile sind „grobblockige, runde Geschiebe und lehmiger, scharfer Sand“ (SCHNARRENBERGER 1943 und freundliche mündliche Mitteilung).

Über diesen Schottern liegen zahlreiche Moore des Hotzenwaldes (vgl. Karte). Da das Alter einiger Moore, die über Talverschüttungen liegen, bekannt ist, kann man das Mindestalter der Talschotter angeben. Für das Kühmoos, das Giersbacher und das Ibacher Moor stellte LANG (1954, 1955) fest, daß sie in der frühen mittleren Wärmezeit — wie die meisten anderen Schwarzwaldmoore — zu wachsen begannen. Da im sehr kurzen und wahrscheinlich trocken-warmen Präboreal keine nennenswerten Ablagerungen erfolgten, kann der Talschotter spätestens im Spätglazial gebildet worden sein. Andererseits sind dem Talboden verschiedentlich auch Moränen des Eisrückzuges (z. B. bei Murg, Ibach und Schwarzenbach) aufgesetzt, so daß ein würmzeitliches Alter des Talbodens wahrscheinlich ist. Es ist daher berechtigt, den Talboden der Flachstrecken i. w. als würmzeitlich anzusehen.

Schwemmschuttfächer. Vor denjenigen Seitentälern der Murg, des Andelsbaches und Seelbaches, die mit einer deutlichen Stufe, einer Hängemündung, ins Haupttal münden, sind oft deutliche Schwemmschuttfächer aufgebaut. Auch vor den Mündungen von Murg und Alb sind große, flachere Fächer in den Rhein vorgeschoben. Beide Typen unterscheiden sich in wesentlichen Merkmalen und sind daher zu trennen.

Die Schwemmschuttfächer von Murg und Alb sind mehrgliedrig, z. T. auch mit der Niederterrasse verzahnt. Die jüngsten Glieder liegen tiefer als die NT, sind also nach deren Ablagerung entstanden. Am Rhein liegen die Kiese vegetationslos zutage. Es handelt sich um rein fluviatile Bildungen, wie die zahlreichen stark gerundeten Gerölle und die dachziegelartige Lagerung zeigen. Die Schuttfächerbildung geht heute weiter. Während der häufigen Hochwässer werden dem Mündungskegel auch große Blöcke zugeführt.

Die Schwemmkegel der Seitentäler von Murg, Andelsbach und Seelbach sind ganz anderer Art. Ihre Verbreitung zeigt die Karte. Diese Schuttkegel tragen eine geschlossene Grasnarbe. Die Bäche, soweit sie überhaupt ganzjährig Wasser führen, sind in sie eingeschnitten. Alle Schuttkegel sind dem flachen Talboden des Haupttales aufgesetzt, ohne sich mit ihm sichtbar zu verzahnen. Wo Gesteinsbrocken zutage treten, bestehen sie aus kantigem und kantengerundetem Material (nach vorliegenden Analysen sind 50—70 % kt, 30—50 % kg, selten einige % gr). Weil dachziegelartige Lagerung und Einregelung der Geröllachsen quer zur Transportrichtung fehlen, kann es sich kaum um rein fluviatile Bildungen handeln. Diese würden außerdem schon nach wenigen 100 m stark gerun-

dete Gerölle aufweisen, wenn man auch noch kein ausgeglichenes, typisches Flußschotterspektrum erwarten dürfte (POSER & HÖVERMANN 1951).

Nach einer Untersuchung der von SCHMIDLE (1933) berichteten „Schuttströme“ des Bohrertales bei Freiburg, die denen des Hotzenwaldes gleichen und mit ihnen auch im Rundungsgradtyp übereinstimmen³, möchte man auch für die Schwemmkegel des Hotzenwaldes i. a. periglaziale Entstehung annehmen, wobei freilich eine gewisse Wasserbeteiligung (Schmelzwasser) — wie sie auch SCHMIDLE einräumt — vorausgesetzt werden muß.

Da die Schuttkegel dem — wie ausgeführt wurde — würmzeitlichen Talboden aufgesetzt sind, müssen sie später, also spätglazial, entstanden sein. Doch soll darauf hingewiesen werden, daß bei einigen Schuttfächern auch heute noch eine gewisse Aufhöhung erfolgt, besonders zur Zeit der Schneeschmelze. Sicher ist, daß einzelne Schwemmkegel im mittleren Murgtal (bei Hottingen) infolge der seit etwa 1000 Jahren geübten Bewässerungspraxis Bodenauflagerungen von über 1 m Mächtigkeit erfuhren (organischer Detritus, Sande, Gruse und selbst kleinere Gerölle). Dem stehen andere, z. B. im Andelsbach, gegenüber, die keine rezente Schuttzufuhr erhielten.

Nirgends ist die Transportkraft der Hauptbäche so groß, daß die Schuttkegel etwa unterschritten würden. Das Gefälle der Flüsse ist (außer in Gefällsstufen) so gering, daß sie nicht einmal den Talboden zerschnitten haben. Die vom Rhein her rückschreitende Erosion hat diese Täler noch nicht erreicht.

IV. Schwarzwaldschotter mit alpinen Ablagerungen wechsellagernd

Bereits 1952 wurde beobachtet, daß in einigen Kiesgruben zwischen Rotzel und Hänner Schwarzwaldschotter und Ablagerungen der alpinen Reißmoräne in Wechsellagerung vorkommen. Ich nahm zunächst an, daß auf die alpine Moräne Bachschotter des Andelsbaches, vielleicht beim Eisrückzug abgelagert wurden. Genauere Untersuchungen erbrachten ein anderes Bild.

In Rotzel liegt bei 540 m eine verfallene Kiesgrube, die auch PFANNENSTIEL (1959, p. 271) erwähnt. Die damals durchgeführten Einschläge hatten folgendes Profil:

- 0 — 200 cm Kantengerundete, gerundete und einige stark gerundete unsortierte Gerölle aus Gneis, Granit, Buntsandstein, Quarziten und alpinen Kalken bis Faustgröße; mürbe und z. T. verbacken in braunem Lehm.
- 300 cm Rötlich-brauner Grobsand und Grus mit einzelnen daumengroßen Geröllen, stark verwittert, schwach nach SE geschichtet. Neben Gneisen und Graniten auch alpine Kalke.

³ Vor der Mündung des Diesenbaches liegt aber eine 2—3 m mächtige Schuttmasse, die nach Rundungsgrad (23 % kt, 64 % kg, 13 % gr) und Iv (= 235) eine Reiß-Moräne sein könnte.

- 500 cm Lehmige Grobsande, rot, mit grauen Feinsandbändern von je 2—5 cm Dicke wechsellagernd. Nur Schwarzwaldmaterial beobachtet. Schichten 3—5° nach SE geneigt.

Westlich des Andelsbaches befinden sich mehrere Kiesgruben am Schindplatz in 550—560 m. Hier wurde 1953 folgendes Profil aufgenommen (ergänzt 1958):

- 0 — 70 cm Graubraune, lehmige Verwitterung. Darin unsortierte Gneise, Granite, Buntsandsteine (mit Carneolen) vorwiegender Kantenrundung (16 % kt, 48 % kg, 32 % gr, 4 % sgr); durchschnittlich Faustgröße, ziemlich mürbe, Lehmanteil überwiegt.
- 100 cm Graugelbes Lehmband, in der Mitte rostrote, verfestigte Lage von sehr mürben Kiesen.
- 240 cm Schuttstücke von Faust- bis über Kopfgröße, kantengerundet und gerundet, mürbe, etwas sortiert zwischen sandigem Lehm. Granit, Gneis, stark zersetzter Buntsandstein, Kieselkalke, Radiolarite und alpine Blaukalke, z. T. mergelig zerfallen.
- 500 cm Darunter verstürzt.

Gegenüber, auf der E-Seite des Andelsbaches, liegt zwischen „Krummacker“ und „Bartenberg“ bei 570 m ein sehr flacher, etwa 100 m langer, W-E-streichender Wall, der am Hang des Andelsbaches in 10—12 m Mächtigkeit aufgeschlossen ist. Der Aufschluß wurde wiederholt untersucht. Er zeigt folgendes Profil (Abb. 7):

- 0 — 100 cm (max. 220 cm) Unter gelblicher, rezenter Verwitterung braungelber sandiger Lehm mit dichter Steinpackung von Nuß- bis über Kopfgröße, vorherrschend Faustgröße, unsortiert. 22 % kt, 58 % kg, 20 % gr. 40 % Gneise und Amphibolite, 40 % Granite, 16 % Buntsandsteine und Carneole, 4 % Porphyre u. a. Kein alpines Material beobachtet. $I_v = 575$.



Abb. 7. Aufschluß am Andelsbachhang (565 m) nördlich Rotzel. Alpine Reißmoräne wird von reinen Schwarzwaldschottern vom Morärentyp überlagert (phot. 1952). Erklärung im Text.

- 170 cm In grauem sandigem Bindemittel Kiese und kantengerundete Blöcke, z. T. über kopfgroß. Sortierung angedeutet. Geringer Anteil stark gerundeter Stücke. Starke Verwitterung. Granite, Gneise, Porphyre, Buntsandsteine und Carneole. (In Abb. 7 über oberster Strichelung).
- 320 cm Unregelmäßig geschichtete Feinsande und Kiese, dazwischen verfestigte rotbraune Grobsande. Schichten horizontal oder schwach nach NW (entgegen Hanggefälle) geneigt. Neben scharfen Sanden gerundete, auch alpine Kiese (über oberer Punktierung).
- 1200 cm In kiesig-sandigem Bindemittel kleine und große Brocken bis über 1,5 m Länge. Dazwischen Schmitzen und dünne Bänder aus Lehm oder grau-blauschwarzem Ton. Oberer Teil nicht sortiert oder eingeregelt. 19 % kt, 60 % kg, 17 % gr und 4 % sgr Stücke. 62 % Gneise und Amphibolite, 11 % Granite, 11 % Buntsandstein und Carneol, 4 % Porphyre, 8 % Quarzite, Kieselkalke und andere alpine Schotter; ein gekritztes Geschiebe; $I_v = 334$ (über unterer Strichelung).

Die unteren Lagen sind gerichtet sortiert, und zwar in gewölbten Horizonten, flach nach N, steil nach S fallend. 16 % kt, 54 % kg, 24 % gr und 6 % sgr Stücke. 61 % Gneise und Amphibolite, 18 % Granite, 3 % Buntsandstein, 15 % Porphyre, 3 % Quarzite und andere alpine Gerölle, darunter Blaukalke (unter 1 %). $I_v = 345$. Ein gekritzter Gneis (unter der unteren Strichelung).

Diese Befunde erlauben folgende Feststellungen:

1. In allen beschriebenen Fällen wechsellagern Schwarzwaldschotter mit Ablagerungen, welche alpines Material enthalten. Dabei werden alpine Ablagerungen von reinen Schwarzwaldschottern überlagert (der Aufschluß Rotzel-Ort soll außer acht bleiben, weil im fraglichen Horizont nur wenige und kleine Gerölle auftreten).

2. Der Verwitterungsgrad stimmt einerseits mit dem sicherer Reißablagerungen des Vorlandgletschers überein und paßt auch mit dem der Reißschotter vom Kaibenhühl (PFANNENSTIEL 1950) zusammen ($I_v = 466$), andererseits auch mit dem der Einigsbühlschotter ($I_v = 300-530$). Hingegen weichen die Werte stark ab von denen würmzeitlicher Ablagerungen, wo niemals Werte über 50 gefunden wurden. Daher gehören die Ablagerungen der gleichen Zeit an, dem Reiß.

3. Die Rundungsgradspektren der verschiedenen Schotterkörper des Andelsbaches stimmen gut überein. Beide, der unterlagernde alpine und der hangende aus Schwarzwaldmaterial, gehören dem Rundungsgradtyp „Moräne“ an. Dazu paßt, daß zwei gekritzte Geschiebe gefunden wurden und das ganze Gefüge, von örtlichen Schichtungen und Sortierungen abgesehen, auf typische Moräne deutet.

Also müssen auf die alpine Moräne, deren Natur gesichert ist, Schwarzwaldschotter abgelegt worden sein, entweder kurz nach dem Rückzug des Eises oder aber während des Höchststandes, dann aber auf das Eis. Im letzten Fall wären die Schotter beim Abschmelzen auf die alpine Moräne

gerutscht. Wegen der Schrägschichtung zwischen dem unteren und dem Schwarzwälder Schotterkörper ist ersteres wahrscheinlicher.

Diese Schwarzwaldschotter aber müssen nach allen Merkmalen Moränenschotter sein. Randliche Partien deuten durch teilweise Einregelung der Schotterachsen ($\pm 40\%$ hangabwärts) spätere solifluidale Umlagerung (Würm!) an. Doch lassen sich die Erratika nicht durch Solifluktion erklären. Außerdem liegen die Schwarzwaldschotter auch direkt auf der Wallkuppe (s. Abb. 7) der Moräne. Staurationssedimente lassen sich ausschließen. Da diese fluviatile und lakruste Ablagerungen sind, enthalten sie einen höheren Anteil gerundeter und stark gerundeter Stücke. Das Material der Einigsbühl-Schotter ist z. B. 2 % kt, 35 % kg, 53 % gr und 9 % sgr.

Eine Unstimmigkeit ergab sich zunächst daraus, daß die von PFANNENSTIEL (1950) beschriebenen Staurationsschotter vom Kaibenhühl nach meinen Analysen 14 % kt, 58 % kg, 26 % gr und 2 % sgr Stücke enthielten, mithin Moränenspektrum hatten. Dieser Widerspruch ist inzwischen dadurch behoben, daß PFANNENSTIEL neuerdings (1959, p. 240) die Kaibenhühl-Schotter auch als Moräne eines rißzeitlichen Albgletschers deutet.

Staurationssedimente sind außerdem konsequent geschichtet und eingeregelt, wie an den Einigsbühl-Schottern gut zu sehen ist. Die am Andelsbach auftretende Schichtung ist nicht konsequent und nur partiell vorhanden. Sie wird verständlich durch die am Eisrand verstärkte Schmelzwasserwirkung. Viele Endmoränen des Südschwarzwaldes zeigen das gleiche Bild (vgl. ERB 1948 b, CREUTZBURG 1954).

So bleibt nur die Möglichkeit anzunehmen, daß es hier in der Rißzeit zu einer Begegnung von Alpeis des Aare-Rhein-Vorlandgletschers und des Schwarzwaldseises aus N gekommen ist.

Das ist der gleiche Schluß, den PFANNENSTIEL (1959) für das ostwärts anschließende Gebiet des Albtales und der weiter östlichen Schwarzwaldgletscher zieht. Nur scheint im Andelsbachgebiet eher eine Überlagerung oder Verzahnung stattgefunden zu haben als ein frontales Zusammenstoßen, wie es PFANNENSTIEL (p. 244) für das Albatal annimmt. Selbstverständlich kann das im Nachbargebiet anders gewesen sein. Hier aber scheinen eher mehrmalige Schwankungen der beiden Eismassen erfolgt zu sein, die eine gegenseitige Überlagerung bedingten. Doch sollen aus den vorliegenden Befunden keine zu weitgehenden Folgerungen abgeleitet werden.

B. Die Formen

I. Die Talschlüsse

Steile Talschlüsse. Die Erscheinung, daß die meisten Talschlüsse des Hotzenwaldes in höheren Lagen lehnsesselartig in die sonst sanften Hochflächen eingelassen sind, ist eigentümlich und auffallend. Das zeigt sich vornehmlich in den nach NE, E und SE gerichteten Tälern oberhalb etwa

700 m, fehlt aber auch in den nach S offenen Tälern nicht ganz und ist ausnahmsweise noch unter 700 m im Bereich des alpinen Vorlandgletschers anzutreffen. Für die kartenmäßige Darstellung erscheint es angebracht, fünf solcher Talschlüsse zu unterscheiden (vgl. Karte):

a) **Karartige Talschlüsse mit z. T. erhaltener Felsumrandung:**

Wandsteile um und über 30°

Bodenneigung $0-5^\circ$.

Vorkommen: N-, NE-, E- und SE-Exposition über 900 m.

b) **Steile Talschlüsse mit Boden und Riegel:**

Wandsteile $20-30^\circ$.

Bodenneigung $2-5^\circ$.

Vorkommen: N-, NE-, E- und SE-Exposition über 850 m.

c) **Steile Talschlüsse mit vermoortem Bodenverebnung:**

Wandsteile $20-25^\circ$

Bodenneigung $3-5^\circ$.

Vorkommen: N-, NE-, E-, SE- und SSE-Exposition über 800 m.

d) **Steile Talschlüsse mit Bodenverebnung:**

Wandsteile $15-20^\circ$.

Bodenneigung $3-9^\circ$.

Vorkommen: alle Expositionen (Häufung in Schatten-Expos.) über 750 m mit Ausnahme im Gebiet des alpinen Eisrandes (520—600 m).

e) **Steile, wannenartige Talschlüsse:**

Wandsteile $15-20^\circ$.

Kein Boden entwickelt; ohne doppelten Gefällsknick gleich in den nächstunteren flachen Talabschnitt übergehend.

Vorkommen: in allen Expositionen (Häufung in Schatten-Exp.) über 600—650 m.

Muldenförmige Talschlüsse mit geringem Hangwinkel. Die übrigen Talschlüsse des Untersuchungsgebietes — mit Ausnahme der jungen, zur Wehra und Alb fließenden Erosionsrinnen — sind breite Mulden, die flach in die Hochfläche eingelassen sind und deren Hangwinkel die Neigung von $5-7^\circ$ nicht übersteigen. Manchmal sind diese Mulden durch 1—3 m hohe terrassenartige Stufen (Solifluktionsterrassen?) gegliedert. Wie die Karte erkennen läßt, treten derartige Muldentälchen vor allem unterhalb 700 m auf, und zwar nimmt ihre Häufigkeit dann ungefähr im gleichen Maße zu, wie die der steilen Talschlüsse abnimmt.

Diskussion und Deutung. Betrachtet man die Formengruppen in Abhängigkeit von ihrer Verbreitung, so fällt folgendes auf: Der Reihenfolge der Formengruppen a, b, c, d, e entspricht einerseits eine Abnahme der Wandversteilung, andererseits eine Zunahme der Neigung des Bodens, bis bei Gruppe e ein Boden überhaupt nicht mehr entwickelt ist. Zugleich

nimmt die Meereshöhe der Untergrenze ihres Vorkommens und ihrer Hauptverbreitung ab. Ausnahmen von dieser Regel bestehen allerdings im Bereich der alpinen äußersten Eisrandlage der Rißzeit.

Man wird demnach zur Erklärung kaum geologisch-petrographische Momente heranziehen dürfen. Viel eher kann man an eine (wenn auch indirekte) klimatische Abhängigkeit denken. Dabei bestehen verschiedene Erklärungsmöglichkeiten. Die Reihenfolge kann entweder ein Ausdruck dafür sein, daß die Vorgänge, die die Rückwandversteilung bewirkten, mit abnehmender Meereshöhe immer geringere Intensität zeigten oder aber, daß bei an sich gleichen und gleich intensiven Vorgängen die dadurch zustande gekommenen Formen in den größeren Höhenlagen noch gut erhalten, in den tieferen Lagen jedoch schon weitgehend verändert sind. Schließlich kann sowohl die Intensität der Versteilungsvorgänge verschieden groß gewesen sein als auch mit fortschreitender Zeit eine Abschwächung der Effekte stattgefunden haben. Gerade letzteres gewinnt für den Hotzenwald deshalb an Wahrscheinlichkeit, weil im Bereich des alpinen Rißeises Versteilungseffekte und bodenartige Verebnungen in geringerer Meereshöhe nochmals verstärkt auftreten, aber doch in geringerer Deutlichkeit entwickelt sind als im obersten, sicher würmvereisten Hotzenwald.

Welche Schlüsse ergeben sich nun aus der vergleichenden Betrachtung der einzelnen Formengruppen?

Nach den Beobachtungen in anderen vergleichbaren Gebieten, z. B. im Harz (HÖVERMANN 1953) und im Nordschwarzwald (FEZER 1953), darf man die breiten Mulden, die flach in die Hochflächen eingelassen sind, überwiegend den Wirkungen periglazialer Solifluktionvorgänge zuschreiben. Damit stimmt überein, daß die Mulden durchweg in den tieferen Lagen des Hotzenwaldes, die sicher nicht würmzeitlich vergletschert waren, oder — in sicher vergletschert gewesenen Gebieten — nur im Bereich der rißzeitlichen alpinen Schotterfluren häufiger sind. Die meist steileren Neigungen der Sonnenhänge deuten gleichfalls (POSER und MÜLLER 1951) auf Solifluktion hin.

Die steilen, tief wannenförmigen Talanfänge weichen vom Bild typisch solifluidaler Mulden ab. Sie zeigen in ihrer Verbreitung eine deutliche Häufung in den etwas höheren Lagen zwischen 600 und 800 m. Zweifellos sind auch sie solifluidalen Vorgängen unterworfen gewesen; doch deuten die steilen, meist niedrigen Wände an, daß hier entweder ältere Steilformen noch durchschimmern oder daß bei ihrer Bildung Schneemassen mitgewirkt haben. Für die letzte Annahme spricht, daß die Steilhänge dieser Täler in den obersten Abschnitten häufig — nicht immer — in Schatten-Expositionen liegen. Das darf man mit FEZER (1953) der Wirkung größerer Schneeansammlungen zuschreiben, sei es, daß der von ihnen ernährte Bach auf dieser Seite stärker unterschneiden konnte oder daß sogar der Schnee selbst erodierend wirksam gewesen ist.

Die Hauptverbreitung der Talschlüsse mit steilen Wänden und deutlichem Boden liegt zwischen 800 und 1000 m. Ausnahmen bestehen am Rande der alpinen Reißvergletscherung bei 550 bis 600 m. Auch bei der Formung dieser Gruppe von Talschlüssen waren sicher abflachende solifluidale Vorgänge beteiligt. Ebenso dürften aber bei einigen von ihnen fluviatile Ausräumungsvorgänge wirksam gewesen sein, die es jedoch bisher noch nicht vermochten, die unter den Böden liegenden Steilstufen zu beseitigen. Diese Formen liegen ausnahmslos in solchen Tälern, in denen auch die Schattenhänge versteilt sind oder wo mindestens keine Versteilung an den entgegengesetzten, sonnseitig exponierten Seiten zu beobachten ist. Man muß bei diesen Tälern also eine größere Mitwirkung von Schneeansammlungen (wahrscheinlich perennierenden) annehmen. Es dürfte demnach hier eine periglazial-nivale Übergangsform vorliegen. Durch Schneeansammlungen würde auch die Ausbildung eines Bodens verständlich werden. Andererseits fordern die erwähnten Ausnahmen am Rande der alpinen Vergletscherung für solche Täler eine Mitwirkung glazialer Vorgänge. Hier wären es demnach reißzeitliche Formen, die teils interglazial-fluviatil (sehr gering), teils würmzeitlich-solifluidal unter Verwischung der alten Form umgestaltet wurden. Man hat das auch für den Teil des Hotzenwaldes zu berücksichtigen, der reißzeitlich vergletschert war. Es läßt sich also bei diesen Talschlüssen nicht genau angeben, wieviel auf glaziale, wieviel auf nivale oder nur periglaziale Vorgänge zurückzuführen ist.

Die steilen Talschlüsse mit vermoorten Böden sind Formen, bei denen der Gegensatz von Steilhang zum Boden besonders scharf ist. Man muß darum bei ihnen auch eine Intensivierung derjenigen Vorgänge annehmen, die einerseits eine Versteilung von Rück- und Seitenwänden, andererseits eine Eintiefung der Sohlenfläche bewirkten. Dabei kann es sich nur um die Wirkungen von Schnee- oder Firnmassen gehandelt haben, die in größerer Mächtigkeit und perennierend längere Zeit vorhanden waren. Auch diese Formen liegen wie die vorerwähnten in Höhen über 800 m. Angesichts der auffälligen Häufung der beiden letzt-erwähnten Formengruppen gerade um 800 m drängt sich die Vermutung auf, daß ungefähr hier die orographische Schneegrenze gelegen hat, mag auch ungewiß bleiben, in welcher Zeit und welcher Dauer (vgl. S. 118).

Die steilen Talschlüsse mit abgeriegelten Böden können bei noch größerer Intensität nivaler oder auch durch glaziale Vorgänge entstanden sein, stellen vielleicht aber auch nur eine bessere Erhaltungsform der vorigen Gruppe dar, so daß man also u. U. rückschließen könnte, daß auch bei jenen z. T. bereits glaziale Vorgänge wirksam gewesen sind. Dann hätte eine spätglaziale Solifluktion, wie sie in den Höhenlagen dieser Bildungen bis zur Jüngerer Tundrenzeit sicher angenommen werden muß (vgl. S. 122), die glazialen Formen verwischt und insbesondere

die vor den Böden liegenden Schuttwälle „kräftig planiert“ (FEZER 1953, p. 75).

Die letzte Gruppe zeichnet sich durch **F e l s b i l d u n g e n** ihrer zirkusartigen Rück- und Seitenwände aus. Fast in allen Fällen sind Riegel und Vermoorungen des Bodens, am Horbacher Moor sogar sichere Seebildungen nachzuweisen, was eine starke glaziale Ausschürfung bedeutet. Die Formen liegen durchweg um 900—1000 m, sind also auf den Bereich der höchsten Höhen des Hotzenwaldes beschränkt. Man darf in diesen Bildungen sicherlich echte Kare sehen, die allerdings im Spätglazial solifluidal durch Blockschutt etwas abgeflacht wurden. Für das Horbacher Moor kann man sogar begründete Angaben über das Mindestalter der karbildenden Vorgänge machen, da nach LANG (1954) die limnischen Schichten bis in die Ältere Tundrenzeit zurückreichen (vgl. S. 121).

II. Die Täler

Engen und Weitungen. Bei den meisten Tälern des oberen Hotzenwaldes werden auffallend breite und tiefe, gefällsarme, beckenartige Weitungen plötzlich durch riegelartige Engen abgeschlossen, die mit einer steilen, oft schluchtartigen Gefällsstufe in ein anderes, tieferes Becken übergehen.

Als Beispiel sei das Murgtal kurz beschrieben. Die Murgmündung liegt am Rhein bei 287,8 m. Die junge Erosionsstrecke reicht aufwärts bis zum Pfaffensteg unterhalb Hottingen in 660 m. Dieser Abschnitt entspricht bei einem mittleren Gefälle von 47 ‰ mindestens unterhalb der Schwarzenbachmündung einer normalen Gefällskurve mit flußabwärts abnehmendem Gefälle. Hinter dem etwa 30 m hohen Felsriegel am Pfaffensteg öffnet sich das weite, seebodenartige Becken von Hottingen mit einem Gefälle von 10 ‰. „Talaufwärts wird der Talboden unregelmäßig und zeigt mehr oder weniger ausgeprägten Grundmorärentypus“ (HUBER 1905, p. 421). Nördlich der Brücke in Hottingen nimmt das Gefälle zu und steigert sich in der Enge bis zur Schlagsäge auf 85 ‰. Diese schluchtartige Strecke markiert zugleich die Vorwaldverwerfung. Darüber folgt das Hogschürer Becken (780—800 m) mit 10 ‰ Gefälle und etwas gewundenem Verlauf, bei einer Breite der Talsohle von 150—200 m und bis zu 30° steilen Hängen (mittlere Hangneigung 20°), die bis 900 m ansteigen. Das Becken endet an der Hetzlenmühle mit einer kurzen Enge und einer Gefällsstufe von 27 ‰. Darüber öffnet sich das Becken von Herrischried mit wieder 10 ‰ Gefälle. Es setzt sich nach NW ins Herrischrieder Tal bis etwa 840 m 2 km weit fort, wo es in weitere gestufte Becken übergeht. Im Murgtal selbst endet das tiefe, breitsohlige Becken am Bifang in 830 m an einer Enge mit einer Gefällsstufe von 30—50 ‰. Nach 300 m kommt in 845—860 m das 500 m breite Becken von Giersbach mit 11 ‰ Gefälle, eingefaßt von Höhen, die 950—996 m erreichen und eine Hangneigung zwischen 10 und 20° besitzen. Hier mündet in einer Stufe das Engelschwander Tal von NE, selbst ein gestuftes Becken, und 150 m nördlich endet das Giersbacher Becken in einer Enge mit einer Gefällsstufe von rund 25 ‰. Oberhalb folgt das unregel-

mäßig gelappte Herrischwander Becken mit einer Talbreite von 500 m, südlich Schellenberg sogar von 1 km. Das Gefälle beträgt durchschnittlich 16 ‰. Die umliegenden Höhen gehen bis 1000 m, bei einer Hangneigung 10–20°. Beim Ortsteil Schellenberg endet das Becken in 880–890 m. Eine enge, kurzstreckig 80 ‰ erreichende Gefällsstufe führt in eine letzte, oberste Talweitung bei Lochhäuser in 930 m. Diese hat noch ein Gefälle von 40–60 ‰ und wird durch bis 1000 m hohe Berge eingeschlossen, wobei Hangneigungen von 10–20° auftreten.

Die gleiche Erscheinung der Folge von Becken und Engen, Flachstrecken und Stufen tritt im Schwarzenbach-Ibach-Bereich auf, wie auch bei den Ödlandsbächen, den westlichen Albzubringern des Oberwaldes, vor allem dem Höllbach und den vom Dachsberg kommenden Gewässern, dem Andelsbach und dem Seelbach bei Hütten. Die umgebenden Höhen sind bei Schwarzenbach und Ibach in der Regel etwas höher als beim Murgtal, was bei gleicher Talsohlenlage den Eindruck größerer Steilheit der Formen hervorruft. Die steilsten Hänge des Schwarzenbachbeckens an der Schwarzen Säge erreichen 12–20°, und die Hänge des Ibacher Beckens in Unteribach sind durchwegs nicht steiler als 15–20° (abgesehen von den Felsbildungen am Wachtbühl). Dagegen hat das Herrischrieder Tal z. B. am N- und E-Hang des Bugenmooses Hangneigungen von 30°; es ist hinsichtlich der Reliefenergie durchaus mit Ibach und Schwarzenbach zu vergleichen.

Derartige Talformen gelten allgemein als Anzeichen einer ehemaligen Vergletscherung. Wenn man berücksichtigt, daß die Talverschüttung in den größeren Tälern 10–12 m beträgt und nach Ausweis der Bohrungen (vgl. S. 92) dem k a s t e n f ö r m i g e n Felsuntergrund aufgelagert ist, verstärkt sich der Eindruck des Trogcharakters dieser Täler. Im sicher nicht vereisten Gebiet des Hotzenwaldes fehlen derartige Talformen; statt dessen treten periglaziale Mulden- und Sohlentäler auf. Dazu kommt, daß für Glazialtäler auch andere Anzeichen oder direkte Beweise ehemaliger Vergletscherung vorhanden sind, seien es echte Moränen (vgl. S. 79 f.) oder weitere morphologische Merkmale (S. 104 f.). So darf man schließen, daß bei der Formung der Engen und Weitungen jedenfalls glaziale Vorgänge entscheidend beteiligt waren, wenngleich nachfolgende periglaziale und rezente Vorgänge zweifellos mitwirkten (wie sich an einigen Aufschlüssen an den Hängen erkennen läßt, vgl. S. 116).

Stufenbildungen, Hängetäler. Die Verbreitung der erwähnten Stufen lehrt — abgesehen von der Stufe an der Vorwaldverwerfung — im Murgtal folgendes: Man findet eine Gefällsstufe immer dort, wo mehrere der beckenartigen Täler zusammentreffen. Das sei am Beispiel der Murg nochmals verfolgt:

In das Hogschürer Becken mündet das Segeter Bächle (ein ebensolches Beckental wie das der Murg) mit einer Stufe. Etwa 100 m oberhalb bildet auch das Murgtal eine etwas schwächere Stufe bei Hetzlenmühle. Weiter talaufwärts treffen das Herrischrieder und das Murgtal zusammen. Das Herrischrieder Becken ist das bei

weitem größere. Man kann sagen, daß das Murgtal am Biffang in das Herrischrieder Becken mündet, und zwar mit einer ausgesprochenen Stufe.

In das Giersbacher Becken münden das Herrischwander (Murg-) Becken und das Engelschwander Beckental, auch hier unter Bildung einer deutlichen Stufe, in je 860 m. Das gleiche wiederholt sich im Herrischwander Becken, wo das oberste Murgtal, das Sägebachtal und das Kreuzbucktal zusammentreffen. Alle drei markieren diese Stelle durch eine Gefällsstufe.

Im Herrischrieder Becken liegen die Verhältnisse ganz ähnlich. Der Gißlenbach mündet mit einer ausgeprägten Stufe in das Haupttal. Oberhalb, bei der Vereinigung von „Engetal“ und „Hirzmisttal“, treten gemeinsam Stufen auf. Das Herrischrieder Becken bildet oberhalb der Mündung des Gißlenbaches ebenfalls eine Stufe, und zwar genau dort, wo Bugenmoosbecken und „Äußeres Gißlen“-Becken zusammentreffen. Auch im obersten Abschnitt liegen Stufen dort, wo die von „Holzmatt“ kommenden Täler zusammenlaufen.

Eine ganz ähnliche Regelmäßigkeit ihres Auftretens lassen die Stufen im Seelbachbecken etwa bei Hütten, Bergalingen und Willaringen erkennen, wie die Karte zeigt.

Auch H ä n g e m ü n d u n g e n , bei denen der Talboden des Seitentales über demjenigen des Haupttales liegt, wo also das Haupttal die Seitentalmündungen unterschritten hat, sind im Gebiet vertreten. Dabei sind freilich diejenigen hier auszuschließen, die, als flache Mulden aus der Hochfläche kommend, in die jungen Erosionsstrecken der Murg und Alb münden, wo also der schwache Seitenbach der jungen, heftigen Erosion des Haupttales nicht folgen konnte. Die Betrachtung soll vielmehr ausschließlich den Tälern gelten, bei denen Haupttal wie Seitental noch einen seit der Würmzeit (vgl. S. 92) nahezu unveränderten Talboden haben. Einige Beispiele seien aufgeführt:

Der Talboden des Altbachtales (Niedergebisbach) endet in 820 m. Damit hängt das Tal ca. 40 m über dem Talboden der Murg und erreicht ihn über eine starke Gefällsstufe unter Bildung eines Schuttkegels. Das schon erwähnte Gißlental endet 25 m über dem Herrischrieder Tal.

Ein ausgeprägtes Hängetal ist das Goldbachtal südlich Rickenbach, dessen Talboden in 730 m endet und damit 30 m über der Talsohle des Seelbachs liegt. Am Stammbach, südlich davon, wiederholt sich diese Erscheinung. Nördlich Hottingen hängt das Videnbühl-Tal rund 20 m über dem Murgbecken.

Sehr schöne Hängetäler liegen südlich Görwihl, wo nur die Tälchen am „Weierfeld“ genannt seien, die rund 50 m über dem Schildbach enden. Allerdings muß in diesem Bereich auch mit jungen, tektonischen Bewegungen (vgl. Abb. 1) gerechnet werden⁴), die gleichfalls den Effekt des Hängens hervorrufen könnten. Das Rohrbachtal endet südlich Hartschwand in 780 m und damit rund 20 m über dem Höllbach.

⁴ Diese von mir 1953 vorgetragenen — auf Grund von Deckgebirgskartierung und Streichkurvenkonstruktionen ermittelten — Störungen wurden inzwischen unabhängig davon von PFANNENSTIEL (1957) beschrieben, worauf mich Herr Professor Dr. PFANNENSTIEL freundlicherweise aufmerksam machte.

Häufiger sind Hängemündungen auch im Ibachgebiet, wo z. B. das von Strickmatt kommende Tälchen mit Talboden in 920 m ca. 50 m über der Ibachsohle am Schorenmättle endet.

Die Beispiele ließen sich noch vermehren.

Wie bereits angedeutet, sind möglicherweise für einige der beschriebenen Formen tektonische und durch diese gesteigerte fluviatile Vorgänge verantwortlich zu machen. Das gilt z. B. für die Gefällsstufe der Murg, welche die Vorwald-Bruchstufe kreuzt, und für die jungen Täler, die der Murg und der Alb in deren jungen Erosionsstrecken zulaufen. Das ist vielleicht auch bei den Tälern zu erwägen, die bei Görwihl dem Schildbach zufließen. Für die meisten der hier dargestellten Fälle trifft diese Erklärung jedoch nicht zu. Die Regelmäßigkeit in der Ausbildung von Stufen im Längsprofil ist so auffallend und derart bis ins einzelne zu verfolgen, daß man hier an Konfluenzstufen denken muß, so wie sie in Glazialgebieten typisch sind. Rein fluviatile postglaziale Entstehung scheidet deswegen aus, weil es sich um den weitgehend erhaltenen, würmzeitlichen Talboden handelt. Wenn man würmzeitliche, solifluidale oder fluviatile interglaziale Vorgänge heranzieht, so würde das immer erst die Erklärung der Hängentäler sowie der Stufen und ihrer Regelmäßigkeit fordern. Solifluidale Blockmassenschübe (vgl. S. 90) können sicher Stufen verursachen, aber die Regelmäßigkeit ihres Auftretens würde ebenso wenig erklärbar sein wie bei der Annahme fluviatiler Bildung. Demgegenüber läßt sich gegen glaziale Entstehung nicht nur nichts einwenden, sondern sie ist sogar durch den Nachweis glazialer Ablagerungen und einwandfrei glazialer Formen vielfältig gestützt (Karte). Damit passen auch die Hängemündungen zusammen. Sie sind ohne Zweifel glazigen.

Asymmetrische Täler. Viele Täler des Hotzenwaldes sind im Querschnitt asymmetrisch, da die Hangwinkel der beiden Talhänge stark voneinander abweichen. Es sind die bereits bei FEZER (1953) beschriebenen Formen der Asymmetrie.

Ein Zusammenhang mit geologischen Bedingungen ist nicht gegeben, weil die Asymmetrie unabhängig vom Gestein ist. Auch besteht keine Relation zum Einfallen der Schichten. Daher wird man die Täler, bei denen eine Versteilung der Sonnenhänge gegenüber dem flacheren Schattenhang vorherrscht, in Übereinstimmung mit POSER & MÜLLER (1951), durch periglaziale Wirkungen erklären können: Der weiche, aufgetaute Boden, der zunächst symmetrisch zum Schattenhang verlaufenden Sonnenhänge wurde durch in tieferen Lagen reichlicheren Schmelzwasserzufluß infolge Seitenerosion stark ausgeräumt und nahm dadurch allmählich steilere Neigungen an als der Schattenhang. Damit stimmt überein, daß in höheren Lagen diese Asymmetrie nicht mehr auftritt, sondern regelmäßig an die tieferen Lagen gebunden ist.

Hingegen ist in höheren Lagen eine Versteilung der Schattenhänge festzustellen. Bezüglich der Deutung dieser Versteilung sei auch auf S. 98 verwiesen. Man darf mit FEZER (1953, p. 71/72) annehmen, daß hier infolge längerer Schneean Sammlung am Schattenhang Solifluktion und damit Abflachung verhindert wurden. Durch Sommerschmelzwasser wurde vom Schattenhang her vielleicht auch „der Bach gespeist, so daß er vorwiegend auf seiner Seite erodierte“

Allerdings tritt die übliche Profilverteilung von Talabschnitten rein periglazialer Täler nur in den tief gelegenen Muldentälchen mit Sonnenhangversteilung (z. B. bei Rippolingen) auf, und auch hier nur andeutungsweise. Bei den Tälern mit Schattenhangversteilung fehlt vor allem meist der oberste, sonst als flache Mulde ausgebildete Talabschnitt. Hier herrschen vielmehr, wie beschrieben, steilere Hangwinkel vor. Das kann daran liegen, daß entweder die Wirkung der Schneean Sammlungen größer war, aber auch daran, daß es sich um bereits glazial vorgeformte, später nur solifluidal umgestaltete Täler handelt. Denn nach allen geschilderten Anzeichen, vor allem auf Grund der Befunde vom Andelsbach und an der Alb (PFANNENSTIEL 1959) müssen wir mit einer starken rißzeitlichen Formung der Täler rechnen. Interglaziale, fluviatile und spätere solifluidale Vorgänge waren hier nur verwischend wirksam.

III. Andere Formen

Isolierte Buckelformen. Aus der Talsohle der Beckentäler herausragend oder auch mehr dem Talhang angenähert, jedoch deutlich von ihm abgesetzt, erheben sich öfter gerundete Kuppen oder Buckel. Teils sind sie felsig, manchmal auch von Schuttdecken überkleidet. Sie sind nur in den Tälern mit beckenartigen Weitungen und Stufen vorhanden, allerdings mit einer bezeichnenden Ausnahme: Im Bereich der alpinen Rißvereisung treten sie gleichfalls auf, felsig aus den Rückzugsterrassen aufragend (vgl. S. 68). Im Zwischenbereich der Muldentälchen fehlen sie ganz.

Manchmal kommen felsige Kuppen in den Mündungsstufen vor, wie am Goldbachtal und am Altbachtal südlich Hogschür. Der Tiefensteiner Schloßberg ist eine ähnliche Form.

Häufiger sind sie an den Talflanken, wobei eine Abhängigkeit von der Exposition nicht erkennbar ist. Beispiele finden sich im Herrischrieder Tal bei Stehle und am Gißlen, am Gugel-Osthang (Abb. 8), im Hogschürer und oberen Hottinger Murgtal, gut ausgeprägt am Ibach nördlich Rotzingen (S-Hang des Ibachs östlich der Straßenabzweigung nach Rotzingen), ferner auch bei Unteribach sowie in Oberibach am Wachtbühl, Lampenschweine und Ramsen. Hier treten überall Flankengerinne auf, die z. B. am Gißlen (Herrischried) geradezu schluchtartig eingerissen sind.



Abb. 8. Ein „isolierter Buckel“, der dem Gugel-Osthang angelagert ist. Blick ins Engelschwander Tal nach E. Im Paß zwischen Buckel und Hang liegt Moräne.

Gelegentlich liegen die Buckel fast mitten im Tal, so bei Ibach und Herrischwand. Im Eschenbächle westlich Görwihl muß in diesem Zusammenhang der Felsbuckel bei P. 715,2 genannt werden.

Höhe und Größe dieser Buckel schwanken beträchtlich. Neben kleinen, nur 1—2 m hohen Gebilden stehen größere, wie die von Herrischried, mit 30 m Höhe, vom Tiefensteiner Schloßberg (mit 80 m Höhe über der Schildbachsohle) ganz abgesehen.

Auch hier liegt in der Verbreitung bereits ein Hinweis auf ihre Entstehung. Sie treten überall dort auf, wo Vereisung sicher nachweisbar ist, z. B. im oberen Hotzenwald und am Hotzenwaldfluß im Bereich des alpinen Reißgletschers. Sie fehlen dort, wo sicher keine Vergletscherung bestanden hat. Sie treten außerdem in solchen Gebieten auf, in denen sich wenigstens Hinweise auf eine Vergletscherung finden, einer auch dort, wo ehemalige Vereisung unsicher ist (Görwihl).

Rein fluviale Entstehung dieser Formen (Umlaufberge z. B.) setzt Zwangs- oder Talmäander voraus. Es kommen aber nur rezente kleine Wiesenmäander vor, die in keiner Weise zur Formung beitragen. Eine Annahme früherer, etwa interglazialer fluvialer Bildung ist deswegen unwahrscheinlich, weil z. B. in den flachen Tälern noch Reißmoränen liegen (vgl. PFANNENSTIEL 1959, Karte 2); die interglaziale Erosion ist mithin gering gewesen. Auch ist nicht anzunehmen, daß die Formen noch früher entstanden sind, da sie meist recht frisch sind und wegen ihrer zum Teil geringen Größe sicher längst planiert wären.

Für eine periglaziale Entstehung sind keine Anzeichen vorhanden, höchstens finden sich solifluidale Abschwächungseffekte. Überdies sind aus rein periglazialen Gebieten solche Formen nicht beschrieben worden.

Für glaziale Entstehung spricht aber einmal, daß solche und ähnliche Formen unter vielen Namen aus Glazialgebieten beschrieben worden und auch aus dem Schwarzwald bekannt sind. Weiter stimmt ihre Verbreitung im Untersuchungsgebiet mit dieser Erklärung überein. Man darf also mit großer Wahrscheinlichkeit annehmen, daß es hier teils Rundhöcker, teils „Riegelinselberge“ i. S. v. PENCK (1909) und SALOMON (1910) oder „epigenetische Berge“ (CREUTZBURG 1954, p. 34) sind. Dabei sind zwischen Hang und Eis Schmelzwässer wirksam gewesen, die durch Flankentalbildung entweder an Spornen oder auch an glatten Hängen die bezeichnenden Buckelformen isolierten. Daher darf man in den Flankentälern Eisrandmarkierungen sehen, was z. B. für das Herrischrieder Becken, besonders für das scharf eingekerbte Flankengerinne am Gißlen, zu anderen Merkmalen (z. B. Moränen) paßt.

HUBER (1905, p. 432) deutete die Formen im Ibach als Rundhöcker. STEINMANN (1896) hielt auch den Tiefensteiner Schloßberg für glazigen. PFANNENSTIEL (1950) lehnte diese Deutung zunächst ab, doch gerade durch seine jüngste Arbeit (1959) gewinnt die Deutung von STEINMANN wieder an Wahrscheinlichkeit.

Depressionen. Zuweilen treten beckenartige, allseits geschlossene Hohlformen auf, die heute meist von Wasserbecken oder Mooren eingenommen werden.

Als Beispiele seien genannt: Das Kühmoos (730 m, 2—3 m mächtiges Hochmoor, Eintiefungsbetrag im Anstehenden mindestens 5—10 m); der „Alte Weiher“ südlich Hottingen (665 m, Zwischenmoor mit Hochmoorkomplexen über mindestens 4 m sondiertem Kolk); im Gewann „Hölzle“ bei Rotzingen (845 m, sphagnoses Flachmoor); im Endmoränengebiet des „Rauhen Rainle“ östl. Lochhäuser (1000 m, teils vermoort, teils zeitweise wassergefüllt); bei Ibach im Sailewald (P. 984,5, in der Mitte degradiertes Hochmoor, randlich Flachmoorgesellschaften, Eintiefungsbetrag mindestens 10 m). Manche Hochmoore in den Talwannen von Hogschür, Herrischried, Engelschwand, Segeten, Strittmatt und südlich Bergalingen könnten ebenfalls in kleineren Depressionen liegen, doch läßt sich das ohne Feinnivellement und Untergrundsondierungen nicht entscheiden.

Die Deutung dieser Formen muß von der Tatsache ausgehen, daß fließendes Wasser außer durch Wasserwalzen (Strudellöcher!) keine Gegenböschungen erzeugen kann. Die Bedingungen für das Auftreten von Wasserwalzen sind in keinem der Fälle gegeben. Karsterscheinungen kommen gleichfalls nicht in Frage, da überall entweder Grundgebirge oder höchstens 8 m mächtiger Buntsandstein bzw. in einigen Fällen sichere Moräne ansteht. Tektonische Entstehung wäre allenfalls beim Kühmoos zu erwägen, doch fehlen alle Anzeichen dafür.

Derartige Depressionen sind sonst in Glazialgebieten häufig, und tatsächlich liegen einige dieser Bildungen in sicher vergletschert gewesenen Gebieten. Im Falle der Sailewald-Depression und für die Formen im

„Rauhen Rainle“ ist wegen der mächtigen unterlagernden Moränenschotter anzunehmen, daß es sich um Toteislöcher (Sölle) handelt. Bei den übrigen ist die Annahme glazialer Ausschürfung insofern berechtigt, als sie nach anderen morphologischen Anzeichen wie auch nach Moränenfunden mindestens im gletscherverdächtigen Gebiet liegen.

Strudellöcher und verwandte Formen. An fast allen Wasserfällen der Hotzenwaldflüsse, an Murg, Ibach, Schwarzenbach und Alb, treten Strudellöcher auf. Besonders große Ausmaße erreichen sie an der Alb und am Wasserfall des Schwarzenbachs unterhalb der Endmoränen an der Schwarzen Säge. Ein kleiner Teil liegt außerhalb des Wassers, der an Zahl und Ausdehnung größere Teil der Strudellöcher befindet sich im Bachbett. Das zeigte besonders der trockene Sommer 1959. Von kleinen, nur etwa 20 cm im Durchmesser betragenden und 15—20 cm tiefen Formen angefangen, kommen alle Größen bis zu „Riesenkesseln“ vor. Ein Teil der Bildungen ist mit Mahlsteinen gefüllt, was LITZELMANN (Bad. Ztg. vom 24./25. 9. 1955, Nr. 221) auch von dem außerhalb liegenden Kessel angibt.

Diese Strudellöcher sind neuerdings unter dem Namen „Gletschermühlen“ bekannt geworden. Diese Deutung kann schon deswegen nicht zutreffen, weil der größte Teil noch heute in Funktion ist. Es sind vielmehr — auch unter Einbeziehung des außerhalb liegenden Kessels — Wasserfallbildungen, wie sie zuletzt ÄNGEBY (1951) beschrieben und auf Wasserwalzen zurückgeführt hat. Keinesfalls ist das Wasser von oben herabgestürzt, da sonst spiralige Furchungen der Wände und des Bodens aufträten. Mahlsteine sind neben Sanden auch in Wasserfällen als Schleifmittel wirksam, sie bilden keinen Beweis für Gletschermühlen. Hinzu kommt, daß die Granitwände, im Unterschied zu den sonst im Gebiet anstehenden Felsen, nur geringe Verwitterungsspuren aufweisen. Die stärkere Verwitterung des unteren, bisher verdeckt gewesenen Teils rührt von der sauren Rohhumusbildung her, wie auch an anderen Blöcken zu beobachten ist. Ferner ist zu berücksichtigen, daß die Bildung in einer Steilstrecke liegt, die starker postglazialer Erosion unterworfen war und bisher wenigstens 5 m tiefer gelegt wurde. Es dürfte sich nach allem jedenfalls um eine postglaziale Bildung handeln.

Südlich von Glashütten wurden am „Steinacker“ in 820 m in einer größeren Felsengruppe aus Albtalgranit mehrere kleine rundliche Hohlformen beobachtet.

Wie Abb. 9 zeigt, ist die größte aus mehreren Buchten rundlich zusammengesetzt und hat senkrechte, z. T. etwas überhängende Wände. Die bei 50 cm ϕ nur etwa 20 cm tiefen Wände der größten Form gehen in einen schwach konkaven, glatten Boden über. Dicht daneben sind vier weitere, kleinere Löcher von 10 bis 15 cm ϕ , darunter zwei nur halbkreisförmige (half-complete i. S. v. ÄNGEBY) nischenartig in den Felsen eingelassen. Eine sehr viel größere Form muß am Vorderende des Felsens gelegen haben, wo noch die Umrandung einer halbrunden

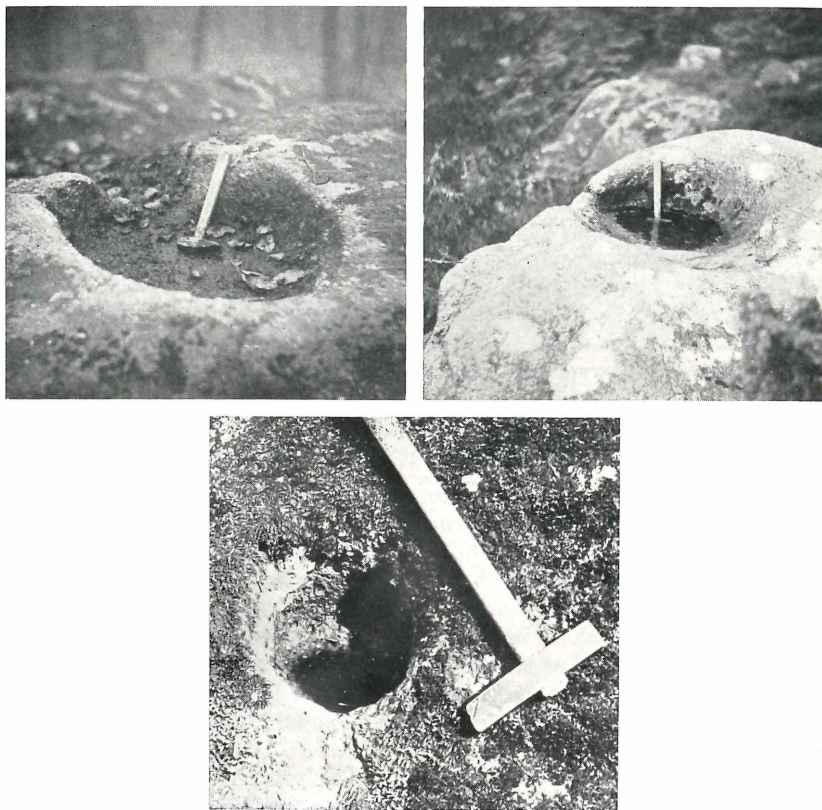


Abb. 9. Strudelochartige Hohlformen an Hängen

- a) Glashütten/Hotzenwald
- b) Hammereisenbach/Mittelschwarzwald
- c) Altenburg/Südtirol in eisgeschliffenem Porphyry

Nische erhalten ist. Leider wird der Felsen zerschlagen. Die Bildungen liegen über 500 m entfernt vom nächsten größeren Bach auf einer Verebnung des oberen Hanges und 30 m über den nächsten, meist gewässerlosen Talböden.

1953 wurde eine Gruppe sehr ähnlicher Formen (vgl. Abb. 9) auch im Mittelschwarzwald, am S-Hang des Urachtales über Hammereisenbach in etwa 900 m, 100 m über dem Talboden, gefunden. In den Granitfelsen sind mehrere Näpfe eingelassen, deren größte bei einem ϕ von 90 cm eine Tiefe von 45 cm erreicht, deren kleinere Formen 40–60 cm ϕ und 15–25 cm Tiefe haben. Einige sind half-complete, eine Form ist durch Kernsprung halbiert worden. Die Anordnung der Gruppe stimmt mit der bei Glashütten überein.

Ganz ähnliche Formen derselben Größenordnung fanden sich 1957 bei Altenburg südlich Kaltern im eisgeschliffenen Porphyrfelsen über der Basilika-Ruine. Sie liegen einige 100 m über dem Kalterer Tal.

Nach Form und gruppenweiser Anordnung stimmen diese Bildungen mit typischen Strudellöchern überein, wie der Vergleich mit zahlreichen rezenten Strudellöchern und „Gletschermühlen“ des Alpengebietes zeigt. In den Größenverhältnissen gibt es fließende Übergänge.

Die Annahme, daß vorgeschichtliche Artefakte vorliegen, braucht kaum diskutiert zu werden; aber auch die Möglichkeit der Entstehung primär durch Frostsprengung scheidet aus: Frostsprengung im kompakten Fels setzt eine Hohlform schon voraus. Zuweilen finden sich zwar im Granit porphyrische Einsprenglinge, so daß man an die vielleicht schnellere Verwitterung dieser meist faustgroßen, knolligen Partien als Ursache denken könnte. Indessen zeigt sich, daß die Knollen im Gegenteil eher leicht konvexe Erhebungen im Granit bilden, nicht aber konkave Vertiefungen.

In anderen deutschen Mittelgebirgen (z. B. Riesengebirge) kommen ähnliche, als „Opferkessel“ (WILHELMY 1958, p. 36) bezeichnete Formen vor. Sie weichen von den beschriebenen (nach Abbildungen und Beschreibungen) durch häufiges Auftreten von Hohlkehlen und scharfen Rändern ab. Ihre Entstehung wird auf die Säurebildung durch die Rhizoiden von Flechten und Moosen zurückgeführt. Durch Kleinfrostsprengung (WILHELMY 1958, p. 37) werden die Formen erweitert und die Hohlkehlen gebildet. Die Näpfe liegen auf konkaven oder fast ebenen und horizontalen Felsoberflächen.

Demgegenüber treten die fraglichen Hohlformen auf *konvexen* Partien der Felsblöcke, oft auf deren höchsten, stark gekrümmten Kuppen auf, die überdies nur spärlich von Krustenflechten überzogen sind. An den Formen von Hammereisenbach kann darüber hinaus eindeutig gezeigt werden, daß sowohl die Vegetation als auch die — zweifellos vorhandene — Kleinfrostsprengung für die primäre Bildung ausscheidet. Eines der Löcher ist nämlich halbiert durch einen den ganzen Felsen spaltenden Kernsprung. Die Kanten des Sprunges sind bereits wieder abgerundet. Die Formen sind also nicht rezent.

Verlegt man die Blockbildung mit WILHELMY (1958) z. T. ins Tertiär, so müßten die Hohlformen bereits in dieser Zeit, vielleicht als Karren- oder Tafonibildungen, vorhanden gewesen sein. Pleistozäne und holozäne Frostsprengung hätten die Formen dann mechanisch weiter angegriffen. Diese Erklärung ist zweifelhaft, da derartige kleine Formen infolge der Sphäroidalverwitterung des späten Tertiärs und der Hydratation in den Interglazialen sicher längst der Abgrusung und Abschuppung anheimgefallen und keineswegs mehr schlagfest wären.

Schreibt man die Kernsprünge (und damit die Blockbildung) aber den Kaltzeiten bzw. periglazialen Bedingungen zu, so würde daraus folgen, daß

die Hohlformen bereits im Würm vorhanden gewesen sind. Da auch die Kanten der Kernsprünge wieder abgerundet sind, müßten die Näpfe sogar älter sein.

ÄNGEBY (1951, 1952) hat ähnliche, aber größere Formen vergleichbarer Lage (am Hang) aus Norwegen beschrieben, sie mit anderen Strudellochformen verglichen und ihre Bildung als lateroglaziale Strudellöcher wahrscheinlich gemacht. Er geht so weit, daß er solchen Formen (pot-holes) am Hang die Bedeutung von Marken ehemaliger Schmelzwasserströme in eisbedeckten Landschaften beimißt. Nach Vorlage von Karten, Situations-skizzen und zahlreichen Photographien hält Herr Prof. Dr. ÄNGEBY, Lund, die Hohlformen von Glashütten und Hammereisenbach ebenfalls für Strudellöcher, die durch Schmelzwasserströme zwischen Eis und Hang entstanden sind (frdl. schriftl. Mitt. v. 12. 8. 1953). Dazu paßt, daß in der Umgebung mehrfach einwandfreie Moränen auftreten.⁵ Von Hütten erstrecken sie sich nach E gegen das Seelbachtal, und die umfangreichen Moränen von Altenschwand—Roßau—Strick liegen nur 1 km östlich am Rande des nächsten Tales. Danach ist es am wahrscheinlichsten, daß es sich hier um Strudellöcher handelt, die — eine rißzeitliche Eishöhe markierend — vielleicht nur kurze Zeit in Tätigkeit waren.

Eine tiefe Furche im Granit, auf die mich Herr Prof. ÄNGEBY aufmerksam machte, läuft den ganzen Felsen entlang und könnte andeuten, daß die Schmelzwässer annähernd von NW nach SE verlaufen sind. Die Öffnung des größten Strudelloses in Richtung zur Rinne weist gleichfalls darauf hin, daß die Gletschermasse westlich im Seelbachtal gelegen hat. So wäre auch der trockene Tal-torso im E, über dem die Bildung liegt und der am „Widmen“ vorbei auf Rickenbach zuläuft, als Schmelzwasserrinne erklärt. Das westliche kleine Tal zwischen „Hebrütte“ und den Hohlformen am „Steinacker“ läuft genau parallel, liegt tiefer und würde als spätere Schmelzwasserrinne nach weiterem Eistrückzug erklärbar sein.

C. Der Hotzenwald im Pleistozän

I. Allgemeines zum Klima und zur Schneegrenze

Da der Hotzenwald im SW mauerartig über dem Wehratal vorspringt, bildet er das erste Gebirgsmassiv, das sich den SW-Winden entgegenstellt. „Von allen Winden mit westlichen Komponenten bringen die Südwestwinde dem Schwarzwald am meisten Niederschlag, da sie auf ihrem Weg durch die Burgundische Pforte noch kaum Gelegenheit gehabt haben, sich abzuregnen“ (CREUTZBURG 1954, p. 67). Daher ist es nicht verwunderlich,

⁵ Das gilt auch für die Bildungen bei Hammereisenbach, wo eine weit umfangreichere Rißvergletscherung angenommen werden muß als bisher üblich war!

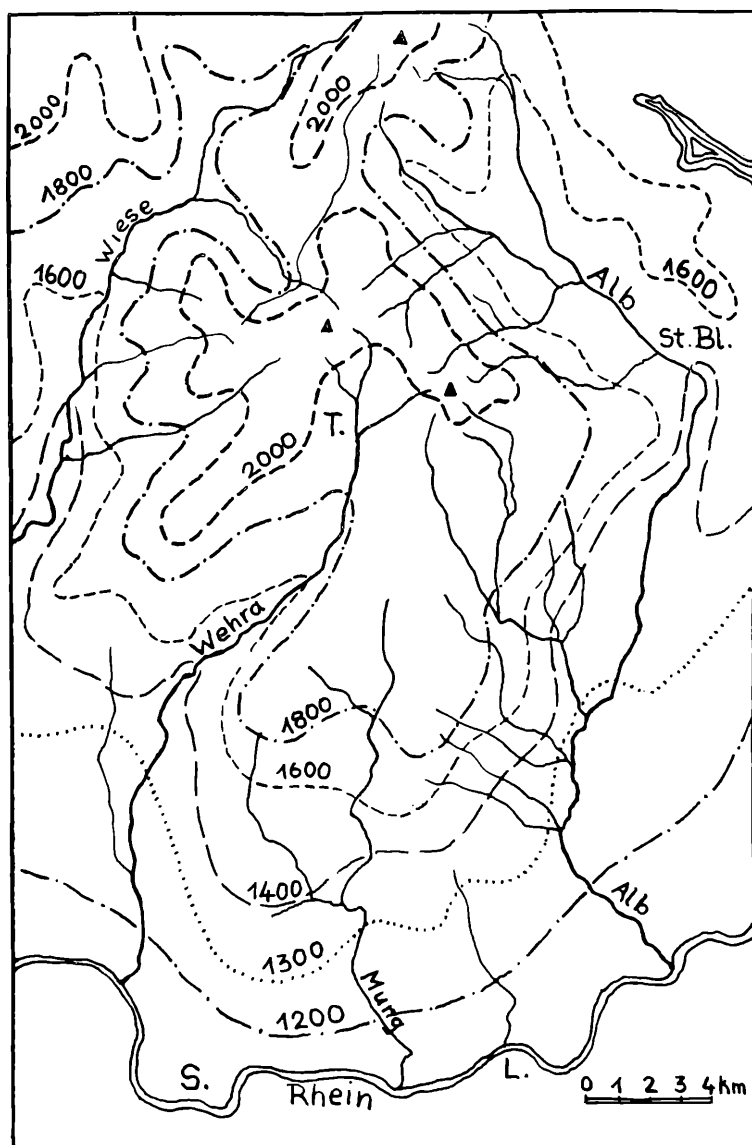


Abb. 10. Karte der Jahresniederschläge im Hotzenwald
(nach SCHIRMER: Amtliches Gutachten des Deutschen Wetterdienstes über die
klimatischen Verhältnisse im südlichen Schwarzwald, November 1956; vgl.
„Badische Heimat“ 39, 1, 1959)

daß der Hotzenwald ein Niederschlagsfänger ist, der dem Feldberggebiet nur unwesentlich nachsteht (Abb. 10). Er übertrifft dieses in bezug auf die Niederschlagsmengen, die zu Hochwässern führten (Bad. Landeswetterdienst 1951/52), bereits in 850 m Höhe (Segeten). Das unterstreicht die ausgesprochene Staulage des Hotzenwaldes.

Im Pleistozän muß das ähnlich gewesen sein. Denn ohne die Rekonstruktionen des damaligen Klimas diskutieren zu wollen, darf sicher folgendes gesagt werden: Alle Veränderungen des jetzigen gegenüber dem pleistozänen Klima sind hinsichtlich der Temperatur und der Niederschläge im Bereich des Südschwarzwaldes im gleichen Sinne und in gleicher Größenordnung erfolgt. Da der Hotzenwald, was die Niederschlagsmengen anbetrifft, gegenüber den übrigen als vergletschert bekannten Gebieten des Südschwarzwaldes nicht zurücksteht und da er auch hinsichtlich der Temperaturen keineswegs günstiger gestellt ist als z. B. das Sirnitz-Köhlgarten-Gebiet, erscheint eine umfangreiche ehemalige Vergletscherung möglich.

Die S-Exposition kommt lediglich im Vorwald und auch dort nur am steilen Vorwalldhang als Faktor in Betracht, der einer Vergletscherung ungünstig wäre. Hingegen bildet der Hotzenwald außerordentlich günstige Bedingungen für eine Schneespeicherung. Die meisten Täler, und gerade die größten, sind nach E und SE geöffnet. Die Bedeutung solcher im Lee der niederschlagsreichen Winde liegenden Täler als Schneesammler ist bekannt (ROSSMANN 1948; ERB 1948 b, p. 60; CREUTZBURG 1954, p. 35). Dieser Faktor muß als einer Vergletscherung sehr günstig in Rechnung gesetzt werden.

Die Bestimmung der klimatischen Schneegrenze geht im allgemeinen von der heutigen Waldgrenze aus (ERB 1948 b). Man setzt die Schneegrenze ca. 700 m über der Waldgrenze an. Das führt nach Subtraktion der bei PENCK-BRÜCKNER (1909) angegebenen Schneegrenzen-Depressionen zu den würmzeitlichen und spätglazialen Schneegrenzwerten. Mit ERB ist danach eine klimatische Schneegrenze des Würmmaximums für den westlichen Teil des Südschwarzwaldes bei 950 m anzunehmen. Es kommen allerdings orographisch bedingte Abweichungen nach unten und oben vor, doch darf man nach dem Gesagten für den Hotzenwald etwa diese Höhe ansetzen. HUBER (1905, p. 445) kommt zur Annahme der Schneegrenze des Wehraschwarzenbach-Ibach-Gebietes mit 900—930 m.

Höhen über 900 m, die also als Nährgebiete einer ehemaligen Vergletscherung in Betracht kommen können, umgürten den oberen Hotzenwald in einem weiten, nach E offenen Bogen. Erst über 950 m lösen sich die Höhen des südlichen Oberwaldes in einzelne, nur durch schmale Pässe unterbrochene Komplexe auf, die auch im südlichsten Teil am Ödland noch 1034 m erreichen. Am Murgursprung beginnt eine zusammenhängende, breitflächige Zone von über 1000 m, die sich im Schwarzenbach-, stärker noch im Ibach-Gebiet schnell nach N und E verbreitert. Die höchste Höhe des Einzugsbereichs von Schwarzenbach und Ibach, zugleich auch

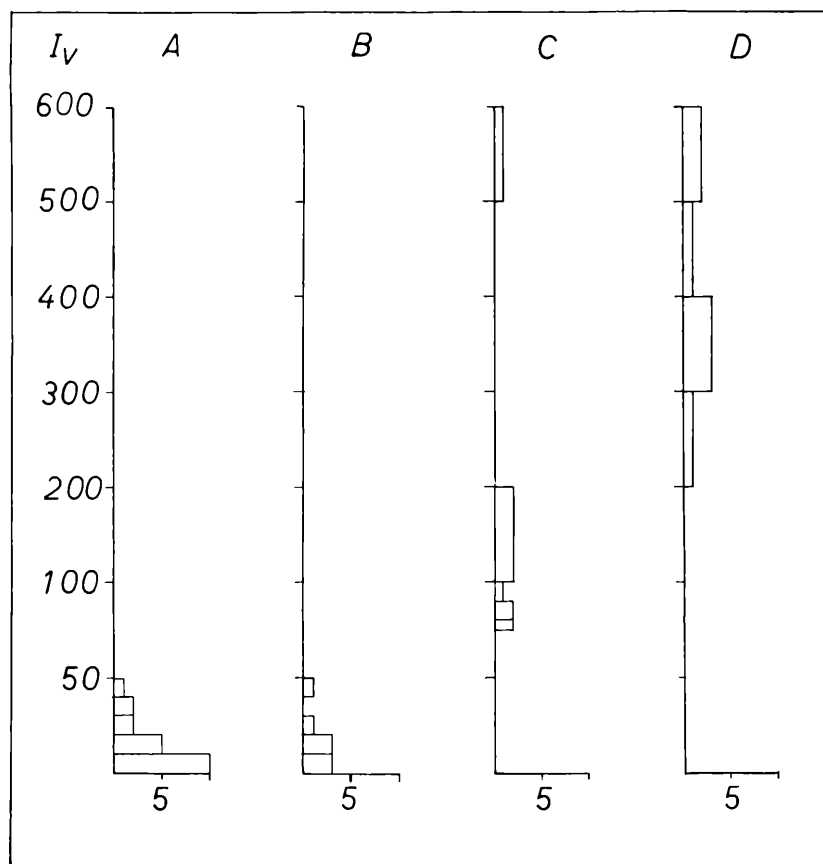


Abb. 11. Die Verteilung der Verwitterungsindexwerte bei den untersuchten Ablagerungen

- A = sichere Würmablagerungen (ohne Hotzenwald)
- B = fragliche Ablagerungen des Hotzenwaldes
- C = fragliche Ablagerungen des Hotzenwaldes
- D = sichere Rißablagerungen

das Ursprungsgebiet der Wehra, liegt im Gebiet Markstein — Schwarzer Stock — Rüttewaldkopf bei rund 1160 m. Dieses morphologisch exponierte Areal zeichnet sich zusammen mit dem Farnberg (1218 m) auch in der Niederschlagskarte als ein Zentrum mit über 2000 mm Niederschlag ab. Dem entspricht seine hydrographische Stellung als Ursprung vieler Gewässer. Es muß auch in den Kaltzeiten ein hervorragendes, zentrales, ziemlich selbständiges Nährgebiet gewesen sein.

II. Verlauf und Bereich der Vergletscherung

Zur Altersdatierung der Ablagerungen. Da mit einer Vergletscherung des Hotzenwaldes auch in der Rißeiszeit zu rechnen ist, ergibt sich die schwierige Frage nach der Abgrenzung der Ablagerungen des rißzeitlichen von denen des würmzeitlichen Gletschers. Die Formen liefern hierzu wenig geeignete, immer aber mit erheblichen Unsicherheiten belastete Anhaltspunkte. Es wurde daher versucht, die Ablagerungen mit Hilfe des Verwitterungsgrades, ausgedrückt als Verwitterungsindex (vgl. S. 63), voneinander zu unterscheiden. Das Ergebnis zeigt Abb. 11. Es ist nur ein erster Ansatz. Das Material müßte vor allem im Bereich rißzeitlicher Ablagerungen erweitert werden. Doch gerade hier sind alle Beobachter darin einig, daß der Verwitterungsgrad rißzeitlicher Ablagerungen groß ist.

Die 20 untersuchten Indexwerte würmzeitlicher Ablagerungen sind normal verteilt. Das Mittel liegt bei $I_v = 14 \pm 12,4$. Die äußerste Abweichung vom Mittelwert beträgt 29 Einheiten. Aus der Verteilungskurve folgt, daß höhere Indexwerte bei würmzeitlichen Ablagerungen unwahrscheinlich sind.

Demgegenüber haben die Ablagerungen der Rißeiszeit eine wesentlich größere Variationsbreite. Die bei steigendem Alter zunehmende Schwankung entspricht der Erwartung. Der Mittelwert der Verwitterungsindices liegt bei 389 ± 109 , die äußerste Abweichung wurde mit 141 gefunden. Diese Werte sind wegen ihrer geringen Zahl wesentlich unsicherer als die der Würmablagerungen, zeigen aber doch, daß Überschneidungen mit den Indexwerten würmzeitlicher Ablagerungen nicht zu erwarten sind.

Vergleicht man die fraglichen Ablagerungen des Hotzenwaldes mit diesen Befunden, so ergibt sich, daß eine Gruppe genau der Verteilung der Indexwerte sicher würmzeitlicher Ablagerungen folgt. Der Mittelwert liegt bei 19 ± 11 (äußerste Abweichung 23). Die Ablagerungen dieser Gruppe dürfen daher als würmzeitliche Schotter gelten. Für die meisten von ihnen folgt dieses Alter auch aus anderen Befunden, z. B. aus der Verbreitung und dem Zusammenhang mit anderen, sicher würmzeitlichen Ablagerungen.

Die zweite Gruppe fraglicher Ablagerungen hat wesentlich höhere Indexwerte als die vorige. Ihr Mittelwert liegt bei 165 ± 81 (äußerste Abweichung 410), das ist zwischen den sicheren Würmablagerungen und den sicheren Rißschottern, aber mit direktem Anschluß an letztere, während sie von den würmzeitlichen Ablagerungen durch einen Hiatus getrennt ist. Es ist daher vertretbar, die letzte Gruppe fraglicher Ablagerungen als rißzeitlich anzusehen. Auch dieser Befund wird durch andere Argumente (s. oben) erhärtet.

Das gilt um so mehr, als der Riß-Komplex zeitlich sehr ausgedehnt und durch mehrere Interstadiale unterbrochen war, so daß eine homogene Verteilungskurve der Indexwerte auch unter diesem Gesichtspunkt nicht zu erwarten ist. Die nahe-

liegende Frage, ob die höheren Indexwerte älteren Riß-Stadien, die geringeren Werte jüngeren Riß-Stadien zuzuordnen sind, kann vorläufig an Hand des geringen Materials noch nicht entschieden werden. Weitere Untersuchungen müssen zeigen, ob sich diese Methode auch in größerem Rahmen bewährt, vielleicht auch erweitern und verfeinern läßt.

Die Rißvergletscherung des Hotzenwaldes. Die Moränen lassen erst südlich von Giersbach eine deutliche Differenzierung des Verwitterungsgrades erkennen. Oberhalb von Giersbach liegen die Verwitterungsindices um und unter 20. Der erste Aufschluß mit wesentlich höheren Indexwerten, bei 120, tritt unterhalb Giersbach am Riesenbühl auf. Gegenüber liegt im Paß „Eiche“ zum Segeter Bach ebenfalls umfangreiche Moräne mit hohen Indexwerten (84). Daraus läßt sich schließen, daß die Rißvereisung über die ostseitigen Talflanken der Murg hinaus vorgestoßen ist. Da auch im Eltebächle Erratikum liegt, dürfte der Rißgletscher mindestens bis zur Blockstufe in diesem Tal (760 m) gereicht haben. Weiterhin liegt eine aufgeschlossene Moräne von hohem Verwitterungsindex (100) im Paß zwischen Ibach und Höllbach zwischen „Bühl“ und „Ebene“. Das führt, abweichend von PFANNENSTIEL (1959, p. 241, 262), zu der Annahme, daß der Ibachgletscher die Falkenhalde überschritt und das Höllbachtal erfüllte. Auf Grund dieser Beobachtung und der zahlreichen, allerdings zerstreuten Funde von Gneisen, Graniten und Porphyren auf den Strittmatter Höhen⁶ muß gefolgert werden, daß bis zur Linie Herrischried—Segeten—Strittmatt—Höllbach—Ibach ein sehr breitflächiger Eiszusammenhang bestanden hat. Auch mit dem Albgletscher ist ein weiterer Zusammenhang bis mindestens zur Ibachmündung wahrscheinlich (Rißmoräne über der Mündung).

Es muß hier nochmals der Aufschluß Hetzelnmühle nördlich von Hogschür erwähnt werden. PFANNENSTIEL (1959, p. 260) datiert diese Moräne ins Riß. Dieser Datierung kann aus folgenden Gründen nicht zugestimmt werden: Der Verwitterungsindex (10,3) stimmt mit allen Würmaufschlüssen überein. Er weicht sehr stark von allen sicheren Rißaufschlüssen ab (alle über $I_v = 80$). Insbesondere stimmt er auch mit der Moräne bei Herrischried-Mühle (600 m NW davon) überein, die sicher würmzeitlich ist (vgl. S. 81). Buntsandsteingerölle kommen mehrfach in würmzeitlichen Moränen vor, etwa in den auch von PFANNENSTIEL (1959, p. 255) zum Würm gestellten Schottern am Gugeln in 940 m; sie sind also ebensowenig ein sicherer Hinweis auf rißzeitliches Alter, wie die Bleichung und die Eisenoxydrinden der Geschiebe (vgl. S. 63). Rundungsgrad und angedeutete Schichtung der Moräne lassen übrigens fluvioglaziale Mitwirkung vermuten. Der überlagernde Schutt muß nicht unbedingt Solifluktionsboden einer späteren Kaltzeit sein. Wegen des kontinuierlichen Übergangs seiner

⁶ Herr Professor Dr. PFANNENSTIEL fand 1959 auch beim „Einschlag“ an der neuen Straße Hartschwand—Strittmatt eindeutiges Erratikum, so daß dieser Befund weiter gesichert ist (freundl. mündliche Mitteilung).

basalen Teile in die unterlagernde Moräne ist er wahrscheinlich noch in der gleichen Kaltzeit abgelagert worden. Die oberen Schutthorizonte könnten, wenn überhaupt (vgl. S. 78), spätglaziale Solifluktion sein, wie z. B. über der Würmmoräne am Gugel (vgl. S. 118). Es kann aber auch postglazialer Hangschutt vorliegen.

Weiter südlich treten aber keine Moränenablagerungen mit geringem Verwitterungsindex mehr auf. Hier, im Hogschürer Kessel, dürfte also der Würmgletscher geendet haben.

Umfangreiche Reißmoräne liegt dann nordwestl. von Hottingen, ferner bei Hütten, Bergalingen, Jungholz und Willaringen sowie im Andelsbach. Die notwendige Folgerung aus diesen Verbreitungstatsachen ist die reißzeitliche Vergletscherung weiter Teile des Vorwalddaches. Der **maximale Eisrand der Reißvereisung** wäre danach folgendermaßen zu rekonstruieren:

Ein Zusammenhang mit der (im einzelnen noch ungeklärten) Vergletscherung des Wehrgebietes hat wahrscheinlich noch am Rüttehof durch das Fischgrabental (Erratikum am Heuberg) bestanden. Die westliche Grenze ist ungewiß.⁷ Im Süden dürfte das Kühmoos (720 m) noch von Reißeis erfüllt gewesen sein, wie erratische Streuschotter zeigen, die noch 1 km nördlich davon auftreten. Beim Aushub für Telegrafentangen am östlichen Kühmoosrand wurden in vielen Gruben Gneise und Granite auf Buntsandstein gesehen, doch soll die Möglichkeit offen gelassen werden, daß Kulturschotter vorlagen. Die Höhen des Maisenhardt sind nicht mehr vom Eis überschritten worden. Hingegen ist im Seelbachtal auf Grund der dortigen Hängetäler und Formen eine Vereisung bis etwa unterhalb der Wickartsmühle (660—670 m) anzunehmen.

Wenn die Glashüttener Strudellöcher als Eisrandmarken gelten dürfen, würde daraus eine reißzeitliche — vielleicht auch maximale — Gletschermächtigkeit von etwa 50—70 m gefolgert werden können. Sollte das der Maximalstand gewesen sein, so ergäbe sich von hier bis unterhalb Wickartsmühle ein Eisoberflächengefälle von 49 ‰. Das ist denkbar.

Wahrscheinlich hat hier nur eine Zunge bestanden, die im E die Talhänge südlich und südöstl. von Rickenbach nicht mehr überschritt. Erratikum fand sich hier nicht, was allerdings kein zwingender Gegenbeweis ist. Wegen der Moränen von Altenschwand-Rosau (790 m) sowie auf Grund der morphologischen Merkmale muß angenommen werden, daß ein bedeutender Seitenzweig vom Vorwaldgletscher ins Murgtal geströmt ist. Dieser Gletscher hat, nach der südl. Hottingen und z. T. in Hottingen (Baugruben) liegenden Moräne zu schließen, mindestens bis zum Felsriegel am Pfaffenstegmoor gereicht, wie HUBER (1905) schon annahm. Die Altenschwander Moräne westlich der Murg, aber auch die (wenn auch seltenen)

⁷ Alle Anzeichen deuten darauf hin, daß die Wehrvergletscherung wesentlich umfangreicher war, als bislang angenommen. Ausgedehnte Transfluenzen sind wahrscheinlich.

Granite und Gneise auf Buntsandstein östlich der Murg im Gewann „Rotzelwühl“ und an den Andelsbachhängen führen zu der Annahme, daß der Gletscher bis über den Paß am Süßhaus gereicht hat. Das ergäbe im Hottinger Becken eine Eismächtigkeit von ca. 30 m. Daß auf den Buntsandsteinflächen von „Alten“ und „Bühl“ kein Erratum gefunden wurde, kann mit der im Buntsandstein sehr starken Solifluktion zusammenhängen, die im nachfolgenden Würm Gelegenheit hatte, die fremden Geschiebe wieder zu beseitigen. Das gilt ganz allgemein für die Buntsandsteinflächen des Hotzenwaldes. Deshalb findet man oft erst am unteren Rand der kleinen Buntsandsteinschilde Erratum.

Vom Hottinger Gebiet aus ist eine Gletscherzunge ins Andelsbachtal vorgestoßen, wo sie dann die Eismassen des alpinen Vorlandgletschers in 570 m überlagerte. Die Erratika liegen im Wald bei „Rotzelwühl“ östl. Süßhaus (670—680 m), am „Stellebühl“-Sporn (630—640 m), am „Pechweg“ (ca. 600 m), am „Eisenbachbühl“ (selten in 580—590 m), und 1 km südlich davon liegen die Moränen vom Andelsbach (565 m). Das würde im Andelsbach rund 30 ‰ Eisoberflächengefälle ergeben. Unsicher ist, ob der Andelsbachgletscher noch von den Oberwihler Höhen Zuwachs erhielt (was durchaus möglich wäre). Etwa vorhandene Relikte können in der folgenden Zeit durch Solifluktion und junge Erosion im Bereich der Vorwaldverwerfung längst entfernt worden sein. Wahrscheinlich spielt auch die Tektonik in diesem Bereich eine gewisse, noch nicht näher bestimmbare Rolle. Östlich des Andelsbaches fanden sich keine sicheren Fremdschotter. In der Umgebung des Winterhofs konnte ein Zusammenhang mit dem Albgletscher, der nach PFANNENSTIEL (1959) nur 1 km weiter nordöstl. in etwa 600 m sein Ende hatte, nicht nachgewiesen werden. Die weiteren Grenzen im E sind unsicher. In den Feldern des Gewanns „Hardt“ treten verschiedentlich Erratika auf, aber hier kann es sich um von den Wegen eingeschleppte Kulturschotter handeln. In den Tälern zwischen Oberwühl und Görwühl sind die Blockstufen als ungefähre Reißeisgrenze angenommen worden. Die Grenze kann aber nicht als gesichert gelten (vgl. Karte).⁸

Im ganzen ergibt sich, daß sichere reißzeitliche Vergletscherung ähnlich wie die Würmvereisung als breitflächige Kappe von wahrscheinlich geringer Bewegung und daher geringer erodierender Kraft, aber doch mit beachtlichem Stoffumsatz bis etwa 750 m herunterreichte. Kurze Talgletscher haben sich bis ungefähr 600 m vorgeschoben. Aus der Vergletscherung des Hüttener Gebietes (900 m) kann man folgern, daß die Schneegrenze im Reiß jedenfalls unter 900 m, mit einiger Wahrscheinlichkeit bei annähernd 800 m gelegen haben dürfte. Eine Berechnung nach KUROWSKI würde für den Hüttener Vorwaldgletscher (Firnfeldhöhe max. 900 m, Gletscherende

⁸ Verschiedene Anzeichen deuten darauf hin — besonders im Raume Görwühl, vgl. S. 105 — daß die Reißvereisung noch weiter nach E bzw. SE vorstieß.

670—720 m) etwa diesen Wert ergeben. Es sei auch auf die Talschlüsse in dieser Höhe (vgl. S. 99) hingewiesen.

Der rißzeitliche alpine Vorlandgletscher reichte im östlichen Hotzenwald wesentlich höher hinauf als bisher angenommen und traf mit dem Schwarzwaldeis zusammen. Hierin besteht Übereinstimmung mit den Ergebnissen PFANNENSTIELS (1959).

Die Würmvergletscherung des Hotzenwaldes

Der Maximalstand. Nach den Moränenkartierungen hat das zentrale Nährgebiet der Hotzenwaldvergletscherung im Würm im Rüttewaldkopf-Markstein-Gebiet gelegen. Von hier nahm die Vergletscherung des Schwarzenbach- und Ibachgebietes ihren Ausgang. Wie Moräne im Paß zwischen Markstein und Farnberg zeigt, bestand ein Zusammenhang zwischen Wehra-, Schwarzenbach-, Ibach- und Albvergletscherung. Der Zusammenhang mit der Wehravergletscherung reichte bis zum Murgursprung (Moräne im Paß „Hohe Straße“ bei Lochhäuser und im Wehrhalder Tal). Da westlich davon bis zur Guffertsmatt keine Geschiebe auftreten, muß für dieses Gebiet zwar Schneebedeckung, aber nur geringer Stoffumsatz ohne engen Zusammenhang mit der übrigen Vereisung angenommen werden. Im oberen Murgtal hat der Gletscher den Schellenberger Bühl, nach den Geschieben im Paß zum Sägebach hin zu urteilen, überschritten (PFANNENSTIEL 1959, p. 255). Im Murgtal selbst reichte der Gletscher, da in Herischwand in 900 m gering verwitterte Moräne liegt, mindestens bis dorthin. Das stimmt nicht mit der Annahme von PFANNENSTIEL (1959, p. 255) überein, der die Eismasse nur bis etwa Waldheim reichen läßt. Der Nachweis von Solifluktion ist aber kein Beweis dafür, daß hier kein Eis lag. Wir müssen (vgl. S. 122) mit Sicherheit eine Solifluktion auch im Spätglazial annehmen. Zudem finden sich immer wieder im Solifluktionsschutt Erratika von deutlicher Kantenrundung, die nur als umgelagerte Moräne gedeutet werden können (z. B. Straßenanriß bei Waldheim: Gneise!). Doch sind weder „Steine“ noch der Gugel vom Würmeis bedeckt gewesen.

Im Engelschwander Tal liegt der Ort selbst auf Moräne, wie Aufschlüsse beim Leitungsbau 1958 zeigten. Am Gugel-Ostfuß kommen Geschiebe bis 950 m vor. Der Aufschluß an der Ostseite in 930 m (S. 80) zeigt über der Würmmoräne einen humosen Bodenhorizont und darüber einen sandigen Lehm mit scharkantigem Schutt. Bei der geringen Hangneigung (ca. 5 °) kann man hier rezente Hangschuttbewegungen ausschließen und den überlagernden Schutt als spätglazialen Wanderschutt deuten. Wenn hier im Paß zwischen dem Gugel und dem östlich vorgelagerten „isolierten Buckel“ noch Moräne liegt, so muß das Eis auch — dem Gefälle folgend — weiter nach S vorgestoßen sein, als PFANNENSTIEL annimmt. Denn an der Enge südl. Engelschwand haben nach Ausweis der Moränenfunde über dem heutigen Talboden (895 m) noch mindestens 40 m Eis ge-

legen! Auch hier ist Solifluktion kein Gegenbeweis. Ein schlüssiger Beweis für das Weiterfließen des Würmeises kann hingegen durch die Moräne in Giersbach (S. 86 f.) geliefert werden, wo Erratika von eindeutigem Moränenspektrum und von geringem Verwitterungsgrad ($I_v = 8$) angetroffen wurden. Die Bildung selbst ist als Seiten- oder Mittelmoräne aufzufassen. Abgesehen von der Form stützen auch Konfluenzstufen oberhalb davon diese Deutung. Daß es sich um keine ältere Talfüllung handelt, zeigt der Verwitterungsgrad. Das Eis reichte — freilich in sehr geringer Mächtigkeit (etwa 20 m) — noch bis in die Mulde von Giersbach. Dort ist das Gletscherende anzunehmen. Damit stimmt überein, daß über dem Südende des Beckens in 870 m, etwa 20 m über dem Talboden, am Riesenhühl Moränenschotter mit hohem Verwitterungsgrad, also Reißmoränen, liegen ($I_v = 120$).

Im E füllte das Würmeis die Engelschwander Mulde ganz und hing hier auch noch mit dem Höllbacheis zusammen. Das widerspricht nicht der Tatsache, daß im Rauhen Rainle die großen Endmoränen des Maximalstandes vorhanden sind: Diese liegen auf den Hochflächen und fehlen an den Wurzeln des Engelschwander Tales. Hier quoll das Eis lappig in das weite Tal hinein.

Der Höllbachgletscher hing auf breiter Front mit dem Schwarzenbachgletscher zusammen. Breite Transfluenzen bestanden am Schupißbrunn, wo das Höllbacheis den Etziboden auskolkte. Aber auch am Heidentritt (860 m) in Verlängerung des nun vereinigten Ibachs liegen zahlreiche Geschiebe. Demnach muß hier im Ibachtal über der Burger Säge mindestens noch 130 m Eis gelegen haben, und über dem Höllbach etwa 50—60 m. Viel mächtiger kann das Eis aber nicht gewesen sein, denn der Paß zwischen Bühl und Ebene (850 m) wurde zwar vom Reißeis (Verwitterungsindex!), nicht aber vom Würmeis überschritten. Seine Obergrenze muß also beim Paß in etwa 830 m gelegen haben. Wenn der Heidentritt-Paß noch mit vielleicht 10 m Mächtigkeit überschritten worden wäre, ergäbe sich daraus ein Eisoberflächengefälle von rund 60 ‰. Dieser hohe Wert würde das hier tiefe und schmale, auf starke Eiserosion hinweisende Ibachtal erklären. Das Höllbachtal ist demgegenüber etwas breiter und gewundener. Die Erosion war hier geringer. Der südlichste Aufschluß in diesem Tal liegt bei 750—760 m. Er muß als der Würmzeit zugehörig betrachtet werden, da der Verwitterungsindex (20) gering ist. Auch hier tritt selten Carneol des oberen Buntsandsteins auf. Wenn wieder der wahrscheinliche Eisrand vom Ebene-Paß zugrundegelegt wird, ergeben sich bis hier rund 40 ‰ Gefälle. Daß am Möslle der Eisrand gelegen haben dürfte, geht auch aus der — starke Schmelzwasserwirkung anzeigenden — partiellen Schichtung des Aufschlusses hervor. Am Steg endet das breite Tal und geht in ein enges Kerbtal über. Hier hat wahrscheinlich das Gletscherende gelegen. Der Ibachgletscher ist durch gering verwitterte Moränenschotter am Hang an den „Dachs-

löchern“ bis etwa 670 m markiert. Unterhalb treten Moränen an der Straße bei 640 m nochmals auf. Die Moräne über der Ibachmündung am „Rappenfelsen“ (610 m) ist wegen ihres hohen Verwitterungsgrades rißzeitlich. Der würmzeitliche Ibachgletscher dürfte also ungefähr 200 m nördlich des Steges über den Ibach geendet haben. Auch der weitere Verlauf der Eisgrenze entspricht HUBER (1905) bzw. ERB (1948 b). Im Gewann „Birken“ nördl. von Wilfingen liegen Erratika auf Buntsandstein. Der Gundlisbach wurde vom Würmeis gerade noch erreicht, aber die Wilfinger Hochfläche ist nicht mehr überflossen worden. Im Walde bei „Birken“ sind Ansammlungen stark verwitterter, meist kantengerundeter Geschiebe zu sehen. Hier lag wahrscheinlich Rißeis.

Es muß nochmals auf die Murgvergletscherung eingegangen werden. Das Ende der mit dem übrigen Schwarzwaldeis zusammenhängenden Eismasse hat, wie gesagt, in der Giersbacher Mulde gelegen. Indessen zeigen sich in der darunterliegenden Herrischrieder Talweitung mehrfach und in Murgnähe am Sägewerk eindeutige Moränen, die wegen ihres geringen Verwitterungsgrades würmzeitlichen Alters sein dürften. Dasselbe gilt vom Aufschluß Hetzlenmühle. Das spricht nicht gegen die Annahme des Murggletscherendes oberhalb davon. Im Gegenteil: damit wird erst die große Stufe der Murg am Biffang verständlich. Von Herrischried stieß aus der großen Schneesammelmulde vom Ödland und „Bernedenwald“ her ein verhältnismäßig mächtiger Gletscher vor, der hier den „Prallhang“ zwischen „Sägholz“ und „Peterbühl“ schuf und nach S und N das Becken auskolkte. Wenn der Gißlenbuckel (900 m) nach dem Flankental zu schließen (S. 106), als Eisrand des Maximalstandes gelten darf, so resultiert daraus eine Eismächtigkeit von 70—80 m bei Herrischried. Ein Teil floß noch in den Hogschürer Kessel hinein, war aber nur von geringer Mächtigkeit. Nehmen wir die Schotter von Hetzlenmühle, da sie Schmelzwasserwirkung erkennen lassen, als ungefähren (maximalen?) Eisrand an, so hätte das Gefälle der Eisoberfläche vom Gißlen bis zur Hetzlenmühle etwa 40 ‰ betragen, von dort bei rund 30 m Mächtigkeit bis zur Enge beim Murgtalgastrhaus rund 20 ‰, was dem Eisoberflächengefälle des rißzeitlichen Albgletschers nach PFANNENSTIEL (1959, p. 240) entsprechen würde.

Für die Schneegrenzenlage würden sich bei einer Firnfeldhöhe von rund 1000 m und einer Höhenlage des Zungenendes in ca. 780 m ungefähr 890—900 m ergeben.

Auch das Tal von Obergebisbach war, wie Moränenschotter in Obergebisbach zeigen, vergletschert, wenn auch die Ausdehnung nicht feststeht. Bis zur Murg wird dieser Gletscher wahrscheinlich nicht vorgestoßen sein, sondern vielleicht bis ins Becken von Niedergebisbach gereicht haben. Ob das Hornberger und Abhau-Gebiet einen Gletscher entsandt hat, ist unsicher. Die starke Solifluktion an S-Hängen hat alle vielleicht vorhanden gewesen Relikte beseitigt.

Die Rückzugsstadien. Das erste Rückzugsstadium liegt in den Endmoränen der Schwarzen Säge vor. Weiter westlich sind größere Endmoränen am Brunnmättlemoos aufgeschlossen. Diese Moränen dürften zusammengehörig sein, da sie über die Brücke der Moräne an der „Hundsflüe“ (910 m) bis zu den Schwarzenbach-Moränen (890—900 m) reichen. Im Ibach liegen kuppige Moränen am „Hirni“ nördlich vom Schorenmättle, nur durch den Hirniwald vom Schwarzenbachtal getrennt. Auf dem Hirni-Kleinfreiwald-Rücken dürften die Wannen und Rücken am Fohrenmoos die Grenze gebildet haben (990 m), so daß der Schwarzenbach zu dieser Zeit eine nur kurze Gletscherzunge von 1,5 km Länge hatte. Der Ibach-Gletscher war breiter und reichte auf den Höhen bis zu den „Leimenlöchern“ (950 m). Das Eis floß noch zwischen „Bühl“ und „Sailwald“ (990 m) nach E ins Schmiedebachtal hinein, wo es die großen Endmoränen (S. 85) in 930 m hinterließ. Das Horbacher Kar war wohl schon außerhalb der Eisgrenzen, aber noch tätig, denn die Ablagerungen limnischer Sedimente beginnen erst mit der Älteren Tundrenzeit (LANG 1954). Der weitere Eisrand ist bis zu den Endmoränen im Steinenbachtal (880—900 m) nur annähernd anzugeben, da im ganzen Gebiet umfangreiche Moränen in unregelmäßig reliefiertem Gelände liegen.

Geht man von der Maximallage aus, so erscheinen die genannten Moränen als das erste Rückzugsstadium der Würmvereisung. In Analogie zu den Verhältnissen im Titisee-Gebiet möchte man dieses Stadium mit dem Titisee-Stadium gleichsetzen. Da ERB (1948 b) die Moränen des Steinenbachtals zum Titisee-Stadium stellt, wird die Einordnung auch von dieser Seite aus gestützt. Leider ist eine Sicherung von seiten der Vegetationsgeschichte nicht möglich, da eine Gleichsetzung von Titisee-Stand und Ältester Tundrenzeit (Ia) nach neueren Befunden (GROSS 1958) unwahrscheinlich ist und auch die Ältere Tundrenzeit (Ic) nicht unbedingt dem Zipfelhof-Stand entsprechen muß (freundl. schriftl. Mitteilung von Herrn Dr. G. LANG vom 6. 11. 1959). Die orographische Schneegrenze zu diesen Moränen ist nach der Methode von KUROWSKI bei einer Firnfeldhöhe von rund 1100 m mit annähernd 1000 m im Schwarzenbachgebiet, im Ibachgebiet mit 1020 m ermittelt worden.

Indessen liegt eine noch jüngere Endmoränenzone im oberen Ibach bei 1030—1040 m („Kohlhütte“) und im Steinenbach bei ebenfalls 1030 bis 1035 m („Neumatt“). Diese Moränen müssen zu sehr kurzen Talgletschern gehören, die vom Rüttewaldkopf und Markstein kamen und eine Länge von höchstens 1—2 km erreichten. Es ist naheliegend, diese Moränen mit dem Zipfelhof-Stadium gleichzusetzen. Die Schneegrenze dieses Stadiums wurde von SCHREFFER mit 1170 m, von ERB (1948 b) auf Grund des von PENCK-BRÜCKNER angenommenen Schneegrenzdepressionswertes mit 1250 m angegeben. Nach der Methode von KUROWSKI würde sich bei einer Firnfeldhöhe von rund 1160 m und einer Moränenlage bei 1030 m die Schnee-

grenze in Höhe von ca. 1100 m ermitteln lassen. Diese Abweichung von etwa 100 m ist angesichts der Niederschlagsmenge des Gebietes und der dadurch möglichen Herabdrückung der klimatischen Schneegrenze noch einigermaßen wahrscheinlich.

An der Schlußvereisung war der Hotzenwald nicht beteiligt.

Zur spätglazialen Solifluktion. Aus den vegetationsgeschichtlichen Befunden von LANG (1952, 1954) folgt, daß der Hotzenwald im Verlaufe des Eisrückzugs mehrfach periglazialen Bedingungen unterlag.

Für die Schlußvereisung darf eine Zuordnung zur Jüngeren Dryaszeit als gesichert angenommen werden (ERB 1948 b; LANG 1952). In dieser Zeit (III) lag die Waldgrenze des Südschwarzwaldes um 800 m oder noch tiefer. Nach den Beobachtungen von BÜDEL (1937) und POSER (1954, p. 175) liegt die Untergrenze rezenter Makrosolifluktion noch etwas unter der heutigen Waldgrenze. Überträgt man dieses Ergebnis auf das Spätglazial, so folgt daraus, das zur Zeit des Feldsee-Stadiums bis jedenfalls 800 m mit periglazialen Bedingungen gerechnet werden muß. Das ist für die früheren Abschnitte der Älteren (und Ältesten) Tundrenzeit entsprechend tiefer anzunehmen und gilt sogar für das wärmere Alleröd (ob Zipfelhof/Feldsee-Interstadial?) für Höhen über 900 m. Daraus ergibt sich, daß die Solifluktion nach dem Würm-Maximum noch mehrfach über den glazialen Formenschatz hingehen konnte. Es ist also nicht zwingend, solifluidale Bildungen des Hotzenwaldes der Würm-Kaltzeit s. str. zuzuordnen (vgl. S. 118). Auch wird deutlich, daß gerade die ältesten Würmmoränen der Täler stark eingeebnet werden konnten, während die jüngeren Stadien besser erhalten blieben. Das gilt sinngemäß auch für die anderen Formen.

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit erbringt den Nachweis einer umfangreichen Vergletscherung des Hotzenwaldes. Dabei ergibt sich, daß diese nicht nur auf die Würmzeit beschränkt gewesen ist, sondern auch in der Rißeiszeit, und zwar in wesentlich größerer Ausdehnung bestanden haben muß. Weiterhin muß angenommen werden, daß sich die rißzeitlichen Gletscher des Schwarzwaldes und die Eismassen des rißzeitlichen alpinen Vorlandgletschers sehr nahe kamen und sich örtlich sogar miteinander verzahnten. Diese Vergletscherung wird in erster Linie durch glaziale Ablagerungen, in zweiter Linie durch morphologische Befunde nachgewiesen.

Die maximale Eisrandlage des alpinen Rißgletschers liegt durchweg höher, als bisher dargestellt wurde. Sie stimmt im östlichen Teil mit der von PFANNENSTIEL (1959) angegebenen Grenze gut überein, weicht jedoch von dieser im westlichen Teil nach unten ab. Die „Eisrückzugsterrassen“ werden als fluvioglaziale Bildungen gedeutet, welche z. T. nach Rundungsgrad und Lagerung von fluviatilen Bildungen nicht mehr sicher unter-

schieden werden können. Die verschieden mächtigen Schotter sind teilweise von älterem und jüngerem Löss überdeckt.

Bei den Ablagerungen aus Schwarzwaldmaterial werden zunächst die tiefgründigen Verwitterungsdecken dargestellt. Es wird die Auffassung vertreten, daß es sich bei der Vergesung um kaltzeitliche und interglaziale Bildungen im Bereich stark zerrütteter Granite und Anatexite handelt, wobei Gelivation und Hydratation entscheidende Agentien waren. Nicht alle Böden mit Fließgefüge an den Hängen können als periglazialer Wandschutt aufgefaßt werden, vielmehr sind rezente oder doch postglaziale Gehängeschuttbildungen schon bei Hangneigungen um 10° zu beobachten. Eindeutige periglaziale Bildungen werden in den Strukturböden gesehen; doch wird darauf hingewiesen, daß man vom Auftreten kryoturbater Böden nicht sicher auf würmzeitliche (s. str.) Entstehung schließen kann, da im Spätglazial mehrfach Solifluktsbedingungen bis zu 500—800 m herab herrschten, wie aus vegetationsgeschichtlichen Befunden (LANG 1952, 1954) zu folgern ist und durch Wandschutt über würmzeitlicher Moräne belegt werden kann.

Als Kriterium für die Moränennatur von Lockerablagerungen wird der Anteil kantengerundeten Materials betrachtet, andere Merkmale der Lagerung, der Gesteinszusammensetzung und das Vorkommen von gekritzten Geschieben treten ergänzend hinzu. Neben flächenhaften Decken kommen wall- oder rückenförmige Moränen vor. Ihre Verbreitung wird zusammen mit quartären Formen in einer Karte (Original 1:25 000) dargestellt.

Die Blockmassen sind nicht ausschließlich einer Entstehungsart und Entstehungszeit. Blockhalden bilden sich rezent weiter. Blockmeere werden im Hotzenwald an weniger steilen Hängen durch Blockstreu von wollsackähnlichen Graniten vertreten, sie dürften im allgemeinen periglazialer Entstehung sein. Die in den Talrinnen vorkommenden Blockströme, bei denen die Blockansammlungen verschiedener Entstehung sein können, werden durch rezente fluviatile Erosion linear freigelegt. Die im Gebiet auftretenden Blockstufen müssen z. T. nivalen und glazialen, zum kleinsten Teil solifluidalen Vorgängen zugeschrieben werden. Unter den Schwemmschuttfächern sind fluviatile und vorwiegend solifluidale Bildungen nach dem Rundungsgrad und der Lagerung zu unterscheiden. Rezente Vorgänge sind bei den fluviatilen Schwemmkegeln stark, bei den periglazialen nur in Sonderfällen (Bewässerung!) in geringem Maße beteiligt.

Der heutige Talboden in den Flachstrecken der Täler entspricht zweifellos noch weitgehend dem würmzeitlichen Zustand. Darüber haben sich teilweise umfangreiche Hoch- und Flachmoorbildungen eingestellt.

Weiterhin wurden die Formen unter Einbeziehung der durch die Schotterfunde gelieferten Aussagen auf ihre Entstehung untersucht. Die steilen, felsigen Talschlüsse mit Verlandungsmooren oder doch Böden und Riegeln werden als Kare gedeutet. Die Talschlüsse mit steilen, zirkusartigen Um-

randungen und deutlichen, teils vermoorten, teils mit Riegeln versehenen Böden sind gleichfalls glazialen Vorgängen zuzuschreiben. Bei den ähnlichen Talschlüssen mit nur einfacher bodenartiger Verebnung wird vorwiegend nivale Formung angenommen, während die steilen Talschlüsse ohne Boden auf die Wirkung perennierender Schneeflecken im Verein mit solifluidalen Vorgängen zurückgeführt werden. Rein periglazialer Ursprung kann für die Muldentälchen mit meist sonnseitig versteiltem Hang in Anspruch genommen werden.

Die durch Engen und Gefällsstufen verbundenen Talweitungen müssen, soweit sie nicht mit tektonischen Störungen im Zusammenhang stehen, glazialen Vorgängen zugeschrieben werden. Es treten Stufen auf, die Konfluenzstufen darstellen sowie Hängetäler, deren Böden bis zu 50 m über den Böden der Haupttäler liegen und gleichfalls glazialer Entstehung sind. Die den Hängen angelagerten „isolierten Buckel“ werden als Bildungen glazialer Erosion im Verein mit Schmelzwasserwirkungen an der Bergseite aufgefaßt, wobei trockenliegende Flankentäler entstanden sind. Einige der allseitig geschlossenen Depressionen sind Toteislöcher, andere dürften allerdings auf glaziale Übertiefung zurückgehen.

Die Strudellöcher des Gebietes können, soweit sie in und neben Flüssen liegen, nicht als „Gletschermühlen“ gedeutet werden. Hingegen treten hoch am Hang Strudelochformen auf, die in Anlehnung an ÄNGEBY (1951) als Evorsionsmarken, hervorgerufen durch lateroglaziale Schmelzwasserströme, aufgefaßt werden. Diese Annahme wird durch Moränenfunde in der Umgebung gestützt.

Bei der Rekonstruktion der Vergletscherung wurde die Unterscheidung von Reiß- und Würmmoränen auf den Verwitterungsgrad gegründet, wobei dieser durch den „Verwitterungsindex“ ausgedrückt wird, d. h. das Verhältnis der verwitterten zu den frischen Geschieben.

Die Reißvereisung reichte als breite Eiskappe bis etwa 750 m herab. Davon lösten sich kurze Talgletscher, die z. T. mit dem alpinen Vorlandgletscher in Berührung kamen. Die orographische Schneegrenze der Reißzeit kann zeitweise bei etwa 800 m angesetzt werden.

Die Würmvereisung war weniger umfangreich. Sie besaß eigene, selbständige Nährgebiete, hing aber mit der übrigen Schwarzwaldvereisung zusammen. Kurze, in engeren Tälern auch etwas längere Talgletscher von meist unter 5 km Länge erreichten im Murgtal etwa 800 m, im östlichen Gebiet mächtigerer Eismassen 700 m und am Ibach sogar 600 m. Die Murg entwickelte keinen zusammenhängenden Gletscher, sondern nur einen oberen, breiten Eislappe, der unterhalb Giersbach endete. Ein Stoffumsatz mit der Schwarzwaldvereisung hat bestanden. Seitliche Zuflüsse kamen aus dem Ödlandgebiet und konnten sich im Murgtal wahrscheinlich bis zum unteren Ende des Hogschürer Beckens (780 m) vorschieben.

Die Eistrückzugsstadien des Hotzenwaldes werden versuchsweise mit denen im übrigen Schwarzwald parallelisiert. Danach können Rückzugsstadien des Titisee-Standes zusammenhängend bis ins Steinbachtal oberhalb St. Blasien verfolgt werden. Im obersten Ibach- und Steinenbachtal muß noch ein spätes Rückzugsstadium, vermutlich des Zipfelhofstandes, angenommen werden.

Die orographischen Schneegrenzen (nach KUROWSKI) werden für das Würm-Maximum zu etwa 900 m, für das Titisee-Stadium zu etwa 1000 bis 1020 m, für das Zipfelhof-Stadium zu etwa 1100 m geschätzt. Diese Werte liegen etwa 50—100 m unter den sonst im Südschwarzwald angenommenen klimatischen Schneegrenzen. Die etwas tiefere Lage wird aus den sehr hohen Niederschlägen (über 2000 mm) und dem Vorhandensein tiefer, nach E offener Schneesammelmulden erklärlich.

Schrifttum

- ÄNGEBY, O.: Pothole erosion in recent water-falls. — Lunds studies in geography, Ser. A phys. geogr. 2, 1951.
- Recent, subglacial and lateroglacial pothole erosion (evorsion). Lunds studies in geography, Ser. A phys. geogr. 3, 1952.
- BLOESCH, E.: Die große Eiszeit in der Nordschweiz. — Beitr. z. geol. K. der Schweiz, N. F. 31, Bern 1911.
- BÜDEL, J.: Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. — Pet. Geogr. Mitt. Erg.-H. 229, Gotha 1937.
- BURI, TH.: Die Vergletscherung des Schwarzwaldes zur Diluvialzeit. — Die Umschau 38, 29, Frankfurt 1934.
- Ein Jahrhundert Glazialforschung im Schwarzwald. — Ztschr. f. Gletscherkd., 26, 1938.
- CAILLEUX, A.: L'indice d'éroussé: définition et première application. — C. R. Somm., Géol. France, 1947.
- CREUTZBURG, N.: Die Natur der Landschaft. — In „Freiburg und der Breisgau“, Freiburg/Br. 1954.
- DEECKE, W.: Geologie von Baden, I. u. II. Teil, Berlin 1916/17
- EERB, L.: Zur Stratigraphie des mittleren und jüngeren Diluviums in Südwestdeutschland und dem schweizerischen Grenzgebiet. — Mitt. d. Bad. Geol. L. A. 11, 6, Freiburg/Br. 1936.
- Zur Frage der jungquartären Hebung des südlichen Schwarzwaldes. — Mitt. Bl. d. Bad. Geol. L. A., Freiburg/Br. 1948 (a).
- Geologie des Feldberges. — Der Feldberg im Schwarzwald, Freiburg i. Br. 1948 (b).
- FEZER, F.: Schuttdecken, Blockmassen und Talformen im nördlichen Schwarzwald. — Göttinger Geogr. Abh. 14, 1953.
- FREI, R.: Untersuchungen über den Schweizerischen Deckenschotter. — Beitr. z. geol. K. d. Schweiz, N. F. 37, 1912.
- GOTTSCHELICH, N.: Beiträge zur Geologie des Gebietes zwischen Alb und Schlucht. — Diss. rer. nat. Freiburg/Br. 1951.

- GROSS, H.: Die bisherigen Ergebnisse von C-14-Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. — *Eiszeitalter und Gegenwart* 9, 1958.
- HÖVERMANN, J.: Morphologische Untersuchungen im Mittelharz. — *Göttinger Geogr. Abh.* 2, 1949.
- Die Periglazial-Erscheinungen im Harz. — *Göttinger Geogr. Abh.* 14, 1953.
- Die Periglazial-Erscheinungen im Tegernseegebiet (bayrische Voralpen). — *Göttinger Geogr. Abh.* 15, 1954.
- HUBER, A.: Beiträge zur Kenntnis der Glazialerscheinungen süd-östlichen Schwarzwald. — *N. Jb. f. Min., BB* 21, Stuttgart 1905.
- HUG, J.: Die Zweiteilung der Niederterrasse im Rheintal zwischen Schaffhausen und Basel. — *Ztschr. f. Gletscherkde.*, 3, 1908/09.
- LANG, G.: Zur späteiszeitlichen Vegetations- und Florengeschichte Südwestdeutschlands. — *Flora* 139, 2, Jena 1952.
- Neue Untersuchungen über die spät- und nacheiszeitliche Vegetationsgeschichte des Schwarzwaldes; I. Der Hotzenwald im Südschwarzwald. — *Beitr. z. naturkdl. Forschg. i. Südwestdeutschl.* 13, 1, 1954.
- MACHATSCHKE, F.: *Geomorphologie*; 3. Aufl. Leipzig 1949.
- MÜHLBERG, F.: *Der Boden von Aarau*; Aarau 1896.
- Der mutmaßliche Zustand der Schweiz und ihrer Umgebung während der Eiszeit. — *Eclogae geol. Helv.* 10, Lausanne 1908.
- OBENAUER, K.: Zur Kenntnis der Trias zwischen Waldshut und dem Albtal. — *Ber. Naturf. Ges. Freiburg/Br.*, 28, 2, 1928.
- PENCK, A., u. E. BRÜCKNER: *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig 1909.
- PFANNENSTIEL, M.: Der rißzeitliche Stausee von Schachen-Tiefenstein. — *Mitt. Bl. Bad. Geol. L. A. Freiburg/Br.* 1950.
- Der Graben von Rüßwühl im Hotzenwald. — *Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, 2, Freiburg/Br. 1957.
- Die Vergletscherung des südlichen Schwarzwaldes während der Rißeiszeit. *Ber. Naturf. Ges. Freiburg/Br.* 48, 2 (1958), ausgegeben Juni 1959.
- POSER, H.: Die Periglazial-Erscheinungen in der Umgebung der Gletscher des Zemmgrundes (Zillertaler Alpen). — *Göttinger Geogr. Abh.* 15, 1954.
- POSER und HÖVERMANN, J.: Untersuchungen zur pleistozänen Harzvergletscherung. *Abh. Braunschweiger wiss. Ges.* 3, 1951.
- POSER und HÖVERMANN: Beiträge zur morphometrischen und morphologischen Schotteranalyse. — *Abh. Braunschweiger wiss. Ges.* 4, 1952.
- POSER und MÜLLER, Th.: Studien an den asymmetrischen Tälern des niederbayrischen Hügellandes. — *Nachr. d. Akad. d. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl.* 1951.
- REICHELT, G.: Über einige Grünlandgesellschaften und ihre Böden im südlichen Urgesteins-Schwarzwald. — *Ztschr. f. Acker- u. Pflanzenbau*, 98, 1, Berlin 1954.
- Untersuchungen zur Deutung von Schuttmassen des Südschwarzwaldes durch Schotteranalysen. — *Beitr. z. naturkdl. Forschg. i. Südwestdeutschl.* 14, 1, 1955.
- Zur Frage einer Rißvereisung des Südschwarzwaldes. — *Erdkunde* 1, Bonn 1960 (a).
- Über Schotterformen und Rundungsgradanalyse als Feldmethode. — *Petermanns Geogr. Mitt.* 4, 1960 (i. Druck) (b).

- Über quartäre Ablagerungen und Formen des Hotzenwaldes zwischen Wehra und Alb. Diss. rer. nat. Freiburg 1960.
- ROSSMANN, F.: Wetter und Klima des Feldbergs. Der Feldberg im Schwarzwald. Freiburg/Br. 1948.
- SALOMON, W.: Die Amadello-Gruppe. — Abh. Geol. Reichsanst. 21, 2, 1910.
- SCHEFFER, F., und SCHACHTSCHABEL, P.: Bodenkunde, 3. Aufl. Stuttgart 1952.
- SCHMID, E.: Über das Deckschichtenprofil von Grunholz bei Säckingen. — Mitt. Bl. d. Geol. L. A. Freiburg/Br. 1948.
- Über den untersten Teil des Lößprofils bei Murg. — Mitt. Bl. d. geol. L. A. Freiburg/Br. 1950.
- SCHMIDLE, W.: Gletscherartige Schuttströme während der Eiszeit in den Schwarzwaldtälern. — Mein Heimatland, Jg. 20, 5/6. Freiburg 1933.
- SCHNARRENBERGER, C.: Geologisches Gutachten Murg-Ibach-Beileitung. — Als Manuskript vervielfältigt. Freiburg/Br. 1943.
- SCHREFFER, H.: Oberflächengestalt und eiszeitliche Vergletscherung im Hochschwarzwald. — Geogr. Anz. 27, 1926.
- Glazialprobleme im westlichen Hochschwarzwald. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg/Br. 31, 1931.
- STEINMANN, G.: Die Spuren der letzten Eiszeit im hohen Schwarzwald. — Univ.-Festschrift, Freiburg 1896.
- STRIGEL, A.: Quartäre Hebung im Südschwarzwald. — Mitt. Bl. d. Geol. L. A. Freiburg/Br. 1950.
- TRANQUILLINI, W.: Vom Existenzkampf des Baumes im Hochgebirge. — Jb. d. Ver. z. Schutze d. Alpenpfl. u. Tiere, Jg. 21. München 1956.
- TROLL, C.: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. — Geol. Rundschau 34, 1944.
- Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. — Erdkunde, 1, 1947.
- VALETON, I.: Beziehungen zwischen petrographischer Beschaffenheit, Gestalt und Rundungsgrad einiger Flußgerölle. — Pet. Geogr. Mitt. 1, 1955.
- WEINBERGER, L.: Die Periglazial-Erscheinungen im österreichischen Teil des eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletschers. — Göttinger Geogr. Abh. 15, 1954.
- WILHELMI, H.: Klimamorphologie der Massengesteine. Braunschweig 1958.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter, Bd. I, 4. Aufl. Stuttgart 1954.
- ZINK, F.: Zur diluvialen Geschichte des Hochrheins und zur Altersstellung der palaeolithischen Station Murg. — Mitt. d. Reichsanst. f. Bodenforschung, Zwgst. Freiburg/Br. 1, 1940.

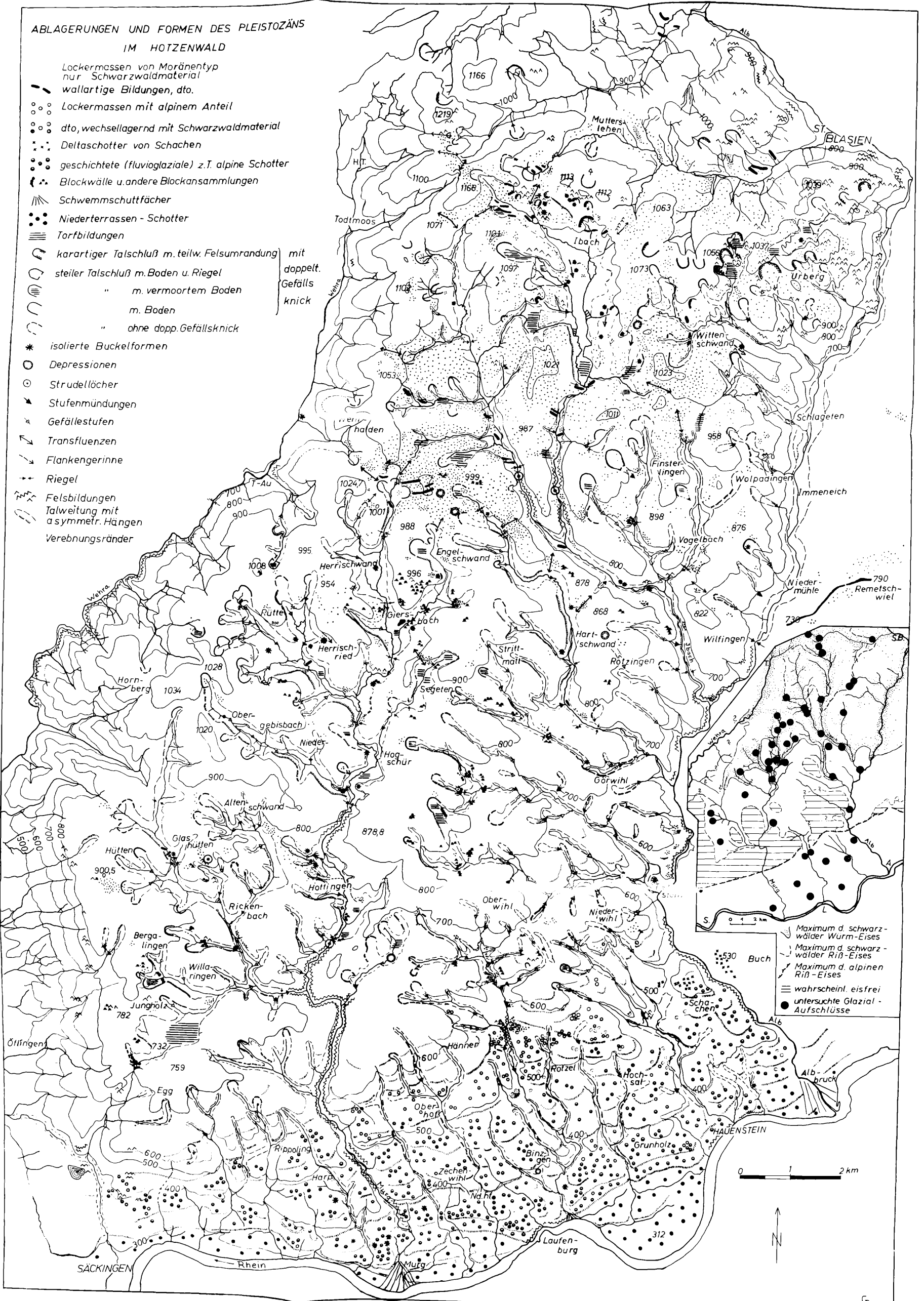
Kartenwerke

- BUXTORF, A.: Geologische Generalkarte der Schweiz. 1 : 200 000, Blatt Basel—Bern (2), Bern 1951.
- REGELMANN, C.: Geologische Übersichtskarte von Südwestdeutschland. 1 : 600 000, Stuttgart 1948.
- DEECKE, W.: Geologische Specialkarte des Großherzogtums Baden. Mskr.-Blätter von Wehr, Laufenburg und Säckingen. 1 : 25 000.
- LANDESVERMESSUNGSAMT BADEN-WÜRTTEMBERG: Topographische Karte 1 : 25 000, Blätter: Säckingen (Nr. 8413), Wehr (Nr. 8313), Laufenburg (Nr. 8414), Gөрwühl (Nr. 8314) und St. Blasien (Nr. 8214).

ABLAGERUNGEN UND FORMEN DES PLEISTOZÄNS IM HOTZENWALD

- Lockermassen von Morärentyp
nur Schwarzwaldmaterial
- wallartige Bildungen, dto.
- Lockermassen mit alpinem Anteil
- dto, wechsellagernd mit Schwarzwaldmaterial
- Deltaschotter von Schachen
- geschichtete (fluvioglaziale) z.T. alpine Schotter
- Blockwälle u. andere Blockansammlungen
- Schwemmschuttfächer
- Niederterrassen - Schotter
- Torfbildungen
- karartiger Talschluß m. teilw. Felsumrandung
- steiler Talschluß m. Boden u. Riegel
- " m. vermoortem Boden
- " m. Boden
- " ohne dopp. Gefällsknick
- isolierte Buckelformen
- Depressionen
- Strudellöcher
- Stufenmündungen
- Gefällestufen
- Transfluenzen
- Flankengerinne
- Riegel
- Felsbildungen
- Talweitung mit asymmetr. Hängen
- Verebnungsränder

mit
doppelt.
Gefälls-
knick



Maximum d. schwarz-wälder Wurm-Eises
Maximum d. schwarz-wälder Riß-Eises
Maximum d. alpinen Riß-Eises
wahrscheinl. eisfrei
untersuchte Glazial-Aufschlüsse