

Die Vergletscherung des Wehratales und der Wiesetäler während der Rißeiszeit

von

Max Pfannenstiel und Gilbert Rahm, Freiburg i. Br.

mit 9 Abbildungen, 1 Tabelle und 3 Karten

Z u s a m m e n f a s s u n g

Nachdem in früheren Arbeiten die rißeiszeitliche Vergletscherung des Alb- und Wutachtales besprochen wurde, wird nunmehr die vorletzte Vereisung des Wehra- und der Wiesetäler im Südschwarzwald dargelegt. Vor 75 Jahren haben Geologen im Wehratal bei Brennet große geschrammte Blöcke in einer Moräne und andere Glazialerscheinungen gesehen. Auch das Haselbachtal, das seinen Ursprung nicht im Schwarzwald hat, weist Grundmoräne auf. Das Hochtal von Gresgen, 300 m über Zell im Großen Wiesetal, zeichnet sich durch Rundhöcker und durch zahlreiche Geschiebe aus, davon sind einige noch poliert und geschrammt. Die zahllosen zerstreuten Gerölle in Höhen von 900 m bis 400 m herab, weit außerhalb der Grenze der würmzeitlichen Gletscher, sind die Hinterlassenschaft der rißeiszeitlichen Eismassen.

Der Gletscher des Großen Wiesetales traf durch eine Transfluenz bei Gresgen auf den Eisstrom des Kleinen Wiesetales; ein östlicher Ast wurde durch die Hohe Möhr in das Talgebiet der Hasel und der Wehra abgedrängt.

Das südlich der tektonischen Linie Schlächtenhaus — Schweigmatt anschließende Gebiet der Weitenauer Vorberge und des Dinkelberges wurde von den vereinten Gletscherströmen überflutet. Der Rhein von Schwörstadt bis Basel am Südrand des Dinkelberg-Vorlandgletschers war ein „Urstrom“ vor dem Eisrand.

Bei Brennet stieß das Wehrataleis frontal auf den Alpengletscher, der von Süden kam. Es bestand Spiegelgleichheit zwischen den Eismassen aus Norden und Süden.

Leitgeschiebe sind die Gesteine paläozoischen Alters aus der sog. Devon-Kulmzone des Südschwarzwaldes, die Quarzbiotit-Hornfelschiefer von Schlächtenhaus und Gesteine des Rotliegenden und des Buntsandsteins.

Die rißeiszeitliche Schneegrenze lag in rund 700 m über NN, d. h. auf den Spiegel des damals abgesenkten Meeresspiegels bezogen in etwa 860 m. Daraus läßt sich ziemlich sicher die Größe der rißeiszeitlichen Firnfelder errechnen: Wehragletscher = 74 km², Großer Wiesetalgletscher = 167 km², Kleiner Wiesetalgletscher = 30 km² und Köhlgartengletscher = 24 km². Dies ergibt ein Gesamtfirnfeld von 295 km². Die Talgletscher bedeckten zusammen ein Areal von 139 km², der Vorlandgletscher war 237 km² groß.

Von den höchstgelegenen Geschieben ausgehend, von Berggrücken, welche über das flutende Eis herausragten, sind auch die Gefälle der Gletscherströme in wenigen

Talabschnitten einigermaßen rekonstruierbar: Im Gebirge 57 bis 65 ‰, im Vorland nur noch 4 ‰.

Die Eismächtigkeiten erreichten bei Präg 520 m, am Ausgang der Gebirgstäler zwischen 300 und 400 m, im Dinkelberg 80 bis 100 m.

Die rißzeitlichen Gletscher trafen am Rande des Schwarzwaldes noch einige wenige Reste von tertiärer Juranagelfluh (viele Kalksteingerölle des Muschelkalkes und Juras [Hauptoolith]) an; auch altquartäre Buntsandsteinquarzite, vereinzelt und in zusammenhängenden Lagen, existieren noch an einzelnen Stellen. Diese mio-plio-altpleistozänen Gerölle wurden in die rißzeitliche Grundmoräne, aus Kristallingeröllen und Paläozoikum bestehend, eingearbeitet.

Der Schluß der Arbeit beschäftigt sich mit den sog. Flankentälern des Großen Wiesetales. Sie werden als rißzeitliche Erosionsscharten der Nebengletscher angesehen, die bei ihrem Eintritt in das Haupttal vom Hauptgletscher an die Talwand gedrückt wurden. Sie dienten auch als Schmelzwasserrinnen und wurden vom Würmgletscher zum zweiten Male benutzt.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
I. Einleitung und Problemstellung	211
II. Das Wehrtal	213
A) Der Wehragletscher der Würmeiszeit	213
B) Der Wehragletscher der Rißeiszeit	214
C) Die obere Eisgrenze des rißzeitlichen Wehrtalagletschers	221
III. Das Große Wiesetal	224
A) Der würmzeitliche Gletscher des Großen Wiesetales	224
B) Der rißzeitliche Gletscher des Großen Wiesetales	225
IV. Die Kleinen Wiesetäler	231
A) Die würmzeitlichen Gletscher der Kleinen Wiesetäler	231
B) Die rißzeitlichen Gletscher der Kleinen Wiesetäler	232
V. Das Vorland	234
A) Die rißzeitliche Geschiebestreu in der Senke Schlächtenhaus — Schweigmatt	234
B) Die rißzeitliche Geschiebestreu der Weitenauer Vorberge	237
C) Die rißzeitliche Geschiebestreu des Dinkelberges	239
D) Der Südrand des rißzeitlichen Vorlandgletschers im Dinkelberg	248
VI. Die rißzeitliche Schneegrenze im Südschwarzwald	250
VII. Die Größe des rißzeitlichen Gletscherareals im Südschwarzwald	254
VIII. Das Gefälle der rißzeitlichen Wehra-Wiese-Gletscher	256
IX. Die Eismächtigkeit der rißzeitlichen Wehra-Wiese-Gletscher	258
X. Jungtertiäre und altpleistozäne Schotterrelikte aufgearbeitet in der Rißmoräne	260
XI. Rißzeitlich angelegte und würmzeitlich überprägte Formen im Wiesetal	263
XII. Literaturverzeichnis	266

I. Einleitung und Problemstellung

In zwei früheren Arbeiten (PFANNENSTIEL 1958 und PFANNENSTIEL u. RAHM 1963) wurden von uns die Ausmaße der rißzeitlichen Vergletscherung des Albtales und des Wutachtales dargelegt. Die hier vorliegende dritte Studie behandelt fortsetzend die vorletzte Vergletscherung in den Talbereichen der Großen und der Kleinen Wiese sowie der Wehra.

Schon vor Jahrzehnten haben Geologen, wie C. SCHMIDT (1892), G. STEINMANN (1892, 1893) und L. DU PASQUIER (1893), am Ausgang des Wehratales Moränen gesehen, die, ihrer stratigraphischen Stellung zu der Niederterrasse der Wehra nach, älter als würmzeitliche, nämlich rißzeitliche Moränen sein mußten. Weil man auch große, kristalline Blöcke aus dem Schwarzwald im linksrheinischen schweizerischen Dorfe Wallbach fand, glaubte man fälschlicherweise, der rißzeitliche Wehragletscher sei über den Rhein nach Süden vorgestoßen. Da dies aber nun nicht der Fall ist und weil auch andere alte Schotterkörper sich als nicht glazigenen Ursprungs erwiesen, war eine großflächige Vergletscherung des Schwarzwaldes während der Rißeiszeit überhaupt abgelehnt worden und wurden die früheren guten Beobachtungen (seit ECK 1886) an wirklichen, echten Moränen umgedeutet — und, wie wir glauben sagen zu dürfen, falsch umgedeutet.

Auch im unteren Talabschnitt der Großen Wiese wurden vor Jahrzehnten schon da und dort hochgelegene Schotter gefunden, die besser und neutral als Geröllstreu bezeichnet würden. Früher glaubte man, diese Gerölle seien fluviatiler Herkunft, wir sehen sie jetzt als Grund- und Obermoräne an.

In den letzten Jahren hat A. GÖLLER das Ende des würmzeitlichen Wiesegletschers bei Atzenbach erkannt (mündliche Mitteilung 1957), während er noch 1952 (S. 65) annahm, der würmzeitliche Wiesegletscher sei nur bis Mambach vorgestoßen. Weil aber auf den Höhen über Atzenbach echte Moränengeschiebe verstreut sind, in Gresgen sogar Rundhöcker auftreten (ROSER 1899, S. 18), muß ein älterer Eisstrom als der Würmgletscher, eben der rißzeitliche Wiesetalgletscher, das Tal hochauf mit Eis gefüllt haben.

Und dieser große Eisstrom, der rechtsseitig von dem Gletscher des Kleinen Wiesetales, linksseitig vom Gletscher des Wehratales begleitet wurde, überflutete nach dem Zusammenfluß der drei Eisströme als ein echter Vorlandgletscher den ganzen Dinkelberg bis an den Hochrhein zwischen Säckingen und Basel. Denn auch der Dinkelberg trägt überall die kristallinen Gerölle und paläozoischen Geschiebe des Hochschwarzwaldes aus den Wiesetälern, aus dem Prägtal und aus dem Wehratal.

Wir waren auch im Dinkelberg nicht die ersten, welche die kristalline Geschiebestreu auf den Muschelkalkhöhen und in den Dolinen fanden, wohl aber erklären wir zum ersten Male diese Geschiebe als Ober- und Grundmoräne der Rißeiszeit, der „Großen Eiszeit“

Die Verdienste unserer Vorgänger werden in dieser Studie jeweils dort erwähnt werden, wo wir jene Lokalitäten behandeln, an denen die früheren Geologen ihre guten Beobachtungen gemacht haben.

Als Zeugen der rißzeitlichen Vergletscherung werden von uns die schon erwähnten paläozoischen, die Gneis- und Granitgeschiebe angesehen, welche in großer Höhe über den heutigen Flüssen vorkommen, in Gebieten, wo sie niemals durch einen Bach hingetragen werden konnten.

Nur Eisströme, durch die Pässe in den Talwasserscheiden = Eisscheiden hindurchfließend, konnten echte Leitgeschiebe in andere Talgebiete transportieren. So kommen kulmische Schiefer, Grauwacken, kulmische Kalke und Quarzbiotit-Hornfelschiefer, die in anderen Quellgebieten anstehen, in fremden Tälern und auf entfernten Höhen vor. Es kann sich dabei nur um Moränen handeln, um Grundmoränen oder um Obermoränen, sog. Ablationsmoränen, deren Geschiebe beim Abschmelzen des Eises niederfielen.

Wir haben, wie in früheren Jahren, die Felder nach den glazialen Geschieben abgesucht. Manchmal fanden wir die erratischen Gesteine in großer, manchmal nur in geringer Zahl, manchmal klein, manchmal groß und schwer.

Es wurden gelegentlich Zweifel geäußert, ob die aufgelesenen Gerölle wirklich aus einer Moräne stammen würden, oder ob es sich um „Kulturschotter“ handeln könnte. Diesem Einwand ist zu begegnen: Die Bauern lesen heute noch die Geschiebe von den Feldern auf und tragen sie in Steinrasseln und Steinriegeln zusammen. Man findet relativ selten echten Kulturschutt, wie Ziegelbruchstücke, auf den Feldern. Aber viele hundert kleine und große und sogar sehr große Rollsteine trägt kein Landwirt auf seine Felder. Das heutige Baumaterial zum Betonieren besteht aus leicht kenntlichen alpinen Rheingeröllen und nie aus Schwarzwaldgeröllen, die nämlich allein im Boden stecken. Es gibt in den Schwarzwaldtälern der beiden Wiesebäche und der Wehra gar keine Kiesgruben, aus denen die Geschiebe auf die Höhen als Betonkies verschleppt werden könnten. Zudem waren die kristallinen Geschiebe schon den alten Geologen, z. B. ECK (1886) bekannt. Sie haben sie von den Feldern zu einer Zeit aufgelesen, als man die moderne Bauweise des Betonierens noch gar nicht kannte, als man noch keine Rheinschotter wagonweise transportierte.

R. VON KLEBELSBERG schreibt in seinem „Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie“ (Bd. I, 1948/49, S. 283) über solche „Moränenstreu“: „Die Geschiebe ortsfremder Gesteine sind, auch wenn sie noch so spärlich auftreten, maßgebend für den Nachweis der äußersten (obersten) Grenze der Vergletscherung. Früher sind Erratika oft erst dann beobachtet oder wenigstens gewürdigt worden, wenn es große Blöcke oder wenigstens größere Steine waren. Aber auch die kleinsten Stücke sagen grundsätzlich das gleiche, ja, unter Umständen kann für winzige Geröllchen mit größerer Wahrscheinlichkeit künstliche Verlagerung ausgeschlossen werden als für etwas größere Steine.“

Nun, solch kleine, oft „winzige Geröllchen“ sind sehr oft neben den größeren Geröllen zu finden.

Man darf nicht erwarten, daß alle Felder Erratika tragen. Es gibt auch „Fehlzonen“, sowohl in horizontaler wie in vertikaler Richtung; das gilt nicht nur für die Alpen, von wo sie KLEBELSBERG (1948/49, S. 284) beschreibt, das gilt auch für den Schwarzwald.

Viele der Gerölle sind einseitig geschliffen, tragen eine oder zwei Schliffflächen, während der übrige Geröllkörper bogig, rund ist. Wenngleich die vielleicht einmal vorhanden gewesenen Kritzer und Schrammen wieder durch die Verwitterung im Boden verlorengingen, so spricht die Schlifffläche doch schon für die glaziale Herkunft des Steines. Sehr selten sind Geschiebe mit Glanz, als ob sie mit einem Lacküberzug versehen wären, eine Erscheinung des „glazigenen Wüstenlacks“, der auch aus Moränengeschieben des Hochgebirges beschrieben wurde.

II. Das Wehratal

A) Der Wehragletscher der Würmeiszeit

Seitdem A. HUBER (1905, S. 417—421) die glazialen Erscheinungen der Würmeiszeit im Wehratal bekanntgemacht hat, ist über die letzte Vergletscherung dieses Tales leider nicht mehr gearbeitet worden.

Das Ende des wurmzeitlichen Eisstromes lag bei Todtmoos-Au in 700 m Höhe, wo sich das Tal etwa 300 m unterhalb der letzten Häuser des Weilers verengt. Die Kapelle von Todtmoos-Au steht nach HUBER auf einem Gesteinsriegel, der meistens und fälschlicherweise für eine Endmoräne angesehen wird. In Todtmoos-Schwarzenbach, rechts der Wehra, sah HUBER bei den obersten Häusern und beim Schulhaus Wälle, die er für Endmoränen hielt. Aber die Kiesgruben in 800 bis 900 m Höhe zeigten talwärts geneigte Schichten, also Ablagerungen eines Deltas in einem ehemaligen Eisstausee, nämlich „mächtige Sand- und Schottermassen zwischen der eigentlichen Moräne und dem Eis“ (A. HUBER 1905, S. 419). Echte Moränen finden sich bei Fetzenbach im Silbergraben in 820 m und im Gersbachtälchen in 900 m Höhe. L. ERB vermerkte diese wurmzeitlichen Verhältnisse des Wehratales in seiner „Skizze der diluvialen Vereisung des Südschwarzwaldes“ (1948, Abb. 26, S. 96).

Ergänzend sei von unserer Seite dazu bemerkt: Der Wehragletscher hatte ein relativ sehr kleines Nähr- und Firngebiet. Weitaus größer war sein Nachbar im Osten, der Ibach-Schwarzenbach-Gletscher, dessen Eis über die Wasserscheide in 1000 m Höhe beim Rauhen Rainle östlich Wehrhalden — Lochhäuser nach Westen in das obere Murgtal einflutete (M. PFANNENSTIEL 1958, S. 254; G. REICHEL 1955, S. 32, 1960, S. 86, 1961, S. 101), aber auch, wie wir erst im September 1963 feststellten, in das Wehratal. Denn im Weiler

Wehrhalden liegt dicke Grundmoräne mit großen Albtalgranitblöcken auf Gneisanatexit, während es Albtalgranit anstehend nur im Osten gibt.

Das Ibach-Schwarzenbach-Eis reichte gerade bis 1055 m Höhe, ausweislich der letzten wenigen erratischen Geschiebe auf dem Bergrücken längs der sog. „Hohen Straße“ östlich Wehrhalden; es floß aber durch die niedrigen Einschnitte, z. B. bei der Kapelle (P. 1009,7) und bei den Punkten 998,2; 986,5; 945,8; 960,9 und 967,2 m in die Täler des Kreuzbaches, des Klaffenbaches und des Franzosenbächles, alles Nebenbäche der Wehra. Dieses fremde Eis stieß auf das Wehrataleis bei etwa 900 m Eishöhe, denn in der Kehre des Forstweges im Frauenwasenbächle (870 m) liegt mächtige Hangseitenmoräne des Wehragletschers. Das Wehratal und das Murgtal zogen so viel Ibach-Schwarzenbach-Eis ab, daß der Gletscher nicht mehr den Erlenberg, auch Ettlesberg genannt (989,4 m), im Süden überfluten konnte. Dieser ragte wahrscheinlich als Nunatakr aus dem Eis heraus.

Das Ergebnis der Geschiebekartierung längs der Wasserscheide von Wehrhalden zeigt also, daß während der letzten Eiszeit Ibach-Schwarzenbach-Eis auch in das Wehratal transfluerte und zur Ernährung des Wehratalgletschers beitrug, wie sich auch ein Eislappen nach Süden in das obere Murgtal vor-schob.

B) Der Wehragletscher der Rißeiszeit

H. ECK (1886) war der erste Geologe, der auf seiner „Geognostischen Übersichtskarte des Schwarzwaldes“ (Südblatt 1:200 000) „Schotter mit Geröllen von Schwarzwaldgesteinen und Lehm mit dergleichen Geröllen“ im Hasel-Wehratal vermerkte. Während des Baues der Eisenbahn von Wehr nach Säckingen im Jahre 1889 beobachtete dann Prof. CARL SCHMIDT aus Basel in den tiefen Bahneinschnitten bei Brennet und Öflingen, also am Ende des Wehratales, „typische Moräne in mächtiger Entwicklung“ C. SCHMIDT glaubte sogar zwei selbständige, verschiedenartige Moränen zwischen fluvioglazialen Bildungen feststellen zu können. Er schreibt (1892, S. 34): „Die obere Moräne hinter der Kirche von Oeflingen ist eine richtige Blockmoräne. In gelbem Lehm sind dicht gedrängt große, kantengerundete, meist polirte und geschrammte Blöcke bis zu 2 m Durchmesser eingelagert.“ Auch in der unteren Moräne sah er vereinzelt größere Blöcke und viele kleine Gerölle in einem ungeschichteten Lehm. Diese Moränen bestehen zu gleichen Teilen aus Rotliegendem und aus Biotitgraniten, aus Gneisen und etwas Serpentin; es fehlt der Muschelkalk. Das Liegende der Moräne wird von eisgestauchten Keupermergeln und Muschelkalk gebildet, zwischen dessen Schichten und in dessen Karstspalten der glazigene Blocklehm hineingepreßt war. Die Basishöhe der Moräne, 0,5 km vom Rheine entfernt, beträgt 310 bis 320 m, d. i. 20 m über dem Rheinspiegel. Am Hirschbühl, südlich der Kirche von Brennet, geht die Moräne in eine Schotterterrasse über. CARL SCHMIDT schloß aus der großen Menge von Rotliegendem in der Grundmoräne, daß der Gletscher aus der Gegend der Hohen Möhr und des Röh-

ren-Kopfes kommen müsse, wo unterhalb Schweigmatt diese Formation ansteht. Sie ist aber auch in der Bruchzone von Wehr zuletzt von M. LUTZ (1955 und 1958) nachgewiesen worden. Daß Rotliegendes von der Hohen Möhr — Schweigmatt in das Wehratal verschleppt worden ist, obwohl die Täler in das Wiesetal entwässern, kann nur durch eine Transfluenz des rißzeitlichen Wiesegletschers in das Tal des Kohlbaches — Haselbaches — Wehratal erklärt werden. Diese Transfluenz liegt im Gewann „Sandwürfe“ südlich Riedichen, östlich der Hohen Möhr.

Dreimal nimmt G. STEINMANN (1892, S. 35, 1893, S. 395, und mit L. DU PASQUIER zusammen, 1893, S. 9 und 11) zu den Funden von C. SCHMIDT Stellung; er selbst fand nämlich bei Brennet im Gewann Wyhler und am Schifweg nach Günnenbach weitere Moränenvorkommen: „Ungeschichtete Massen von Kristallin und Rotliegendem in fester Packung und in fortgeschrittener Zersetzung.“ Wir haben G. STEINMANN'S Fundpunkte am Schifweg wieder gefunden. Es ist die Böschung 100 m östlich der Eisenbahnunterführung des Fahrweges von der Station Brennet nach Günnenbach. Dieser Aufschluß zeigt eine Mischmoräne des Alpen- und Schwarzwaldgletschers, wobei der alpine Gletscher auch Säckinger Zweiglimmergranit mitbrachte. Bei Brennet ist somit eine weitere, und zwar die westlichste Stelle des Zusammenstoßes von Alpen- und Schwarzwaldgletscher der Rißeiszeit gelegen, wenn es nicht sogar der Hollwanger Hof bei Dossenbach im Dinkelberg war, wie später (S. 249) dargelegt wird.

Die ersten Rückzugsstadien des Alpengletschers an dieser Stelle hat L. ERB (1936, S. 30) in Form von Schmelzwasserrinnen (Stadien b und c) beschrieben; es sind die Tälchen der Haselhalde, des Seebaches und der Scheuermatte westlich des Säckinger Bergsees.

Unnötig, weiter auf G. STEINMANN einzugehen; nur ist noch zu vermerken, daß er die Rißmoräne von Brennet unter einem dicken Lößlehm des älteren Lösses gesehen hat, was durch eigene Beobachtungen im Gewann Bätzleboden östlich Öflingen (340 m) bestätigt wird.

Als O. H. ERDMANNSDÖRFER (1903, S. 190 und 192) seine „Geologischen und petrographischen Untersuchungen im Wehratal“ durchführte, erkannte er bei Hasel unter Lehmbedeckung „die Moränen der Haupteiszeit“: Ungeschichtete grobe Sande, von intensiv gelbbrauner Farbe, in denen hochgradig verwitterte Gerölle aus Kristallin, Rotliegendem und Buntsandstein stecken. Die Moräne zwischen den Gewannen Zelg und Wilsbach (390 bis 420 m) liegt dem Muschelkalk vom Dorfe Hasel auf, wobei man früher sehen konnte, daß die Grundmoräne Bruchstücke des Kalksteines in sich aufnahm. In der alten Ziegelei am Hummelberg von Hasel (440 m) liegt unter dem Lehm mit Blöcken der Keuper, welcher „schleifenartig in das grandige Moränenmaterial hineingezogen ist, wobei der Mergel zerbröckelt und zu einem breccienartigen Gebilde umgeformt worden ist“ (S. 192). Mit Recht schloß ERDMANNSDÖRFER auf eine Grundmoräne der „Großen Eiszeit“

Als wir die angegebenen Stellen um Hasel nach erratischen Geschieben absuchten, fanden wir sie in großer Zahl und sahen auch, daß der Keuper vom Hummelberg vom strömenden Eise weitbogig gefaltet wurde, eine Erscheinung, die bereits R. TSCHUDI (1904, S. 20) bei Hasel auffiel.

Neben den bis 0,5 cbm großen verwitterten Graniten in der Grundmoräne von Hasel gibt es viele kleine, gut erhaltene und kaum verwitterte Gerölle. Es bestätigte sich wieder die alte Erfahrung, daß alle Geschiebe auf wasserstauenden Sedimenten wie Keuper und anderen tonigen Schichten stark zersetzt sind, während sie auf trockener Grundlage frisch bleiben.

Es sei nun hier das frühere Problem angeschnitten, ob nämlich der Wehragletscher der Rißeiszeit über den Rhein nach Süden auf das Möhliner Feld vorgestoßen ist oder nicht?

Die wohlbekanntesten alpinen Rißmoränenbögen des Möhliner Feldes enthalten nach R. TSCHUDI (1904, S. 22) zahlreiche große Kristallinblöcke des Schwarzwaldes. Er folgerte daraus, dieses Schwarzwalderratikum habe der Wehratalgletscher hergeschafft, weil Teile des linksrheinischen Moränenbogens gerade vor dem Wehratal liegen.

Die klarste Antwort auf TSCHUDIS Ansicht erteilten E. BRÜCKNER und H. HASSINGER (1920, S. 186): Der Alpengletscher kam aus dem Rheintal und hat seine Endmoränen auf der Hochterrasse abgelagert. Da er bei seinem Durchströmen durch das Rheintal oberhalb Säckingen auch Schwarzwaldeis aufgenommen habe, müßten in der alpinen Endmoräne des Möhliner Feldes auch Schwarzwaldgesteine eingeschlossen sein. Es gehe nicht an, die Möhliner Moränen als Bildungen des Wehragletschers zu betrachten.

H. HASSINGER ahnte den wahren Sachverhalt: die kristallinen Schwarzwaldblöcke stammen gar nicht aus dem Wehratal, sondern aus dem Albtal und den anderen Granitarealen oberhalb von Säckingen. Ferner haben wir ja (1958 und 1963) nachgewiesen, daß tatsächlich Alpeis und Schwarzwaldeis auf der langen Strecke von Schleithem im Kanton Schaffhausen bis Säckingen zusammengestoßen sind. Somit müssen Komponenten aus Alpen und Schwarzwald in der Möhliner Moräne zusammen vorkommen.

Damit entfallen alle weiteren falschen Schlußfolgerungen TSCHUDIS; aber es entfallen auch die Ansichten von A. BUXTORF und W. DEECKE (1917, S. 547, 599, und 1918, S. 34 ff.). Letzterer leugnet die Endmoränen von Möhlin überhaupt, was ihn in Gegensatz zu E. BRÜCKNER (1918—1920, S. 84) brachte. DEECKE sieht die Möhliner Schwarzwaldblöcke als ein Werk von Murgängen an, ohne zu bedenken, daß ja der Rhein dazwischen liegt! Auch noch L. ERB (1936, S. 31) denkt an Murgänge bei der Entleerung von Staueen.

Nun gibt es weiterhin in allen Terrassen- und Schotterkörpern des Rheines sowie schließlich im heutigen Rheinbett bei Basel viele Blöcke aus

Schwarzwaldkristallin. Sie waren in Eisschollen eingefroren gewesen und wurden den Rhein herabgetragen, bis sie strandeten. Diese Pseudoerratika haben nichts mit Gletschern zu tun, wie früher immer wieder angenommen worden ist, z. B. von MÜHLBERG um die Jahrhundertwende und zuletzt von C. DISLER (1931, S. 62, und 1945, S. 8 und 80).

In Schweizerisch Wallbach wurden die Driftblöcke zur Einfriedung von Gärten benutzt und auf öffentlichen Plätzen aufgestellt. Auch diese großen, in den fluviatilen Schotterkörpern liegenden Schwarzwaldgesteine stammen nicht aus dem Wehratal, sondern kommen in der Hauptsache aus dem Albtal, wie wir bei mehrfachen Besuchen des Möhliner Feldes feststellten (siehe Abb. 1).

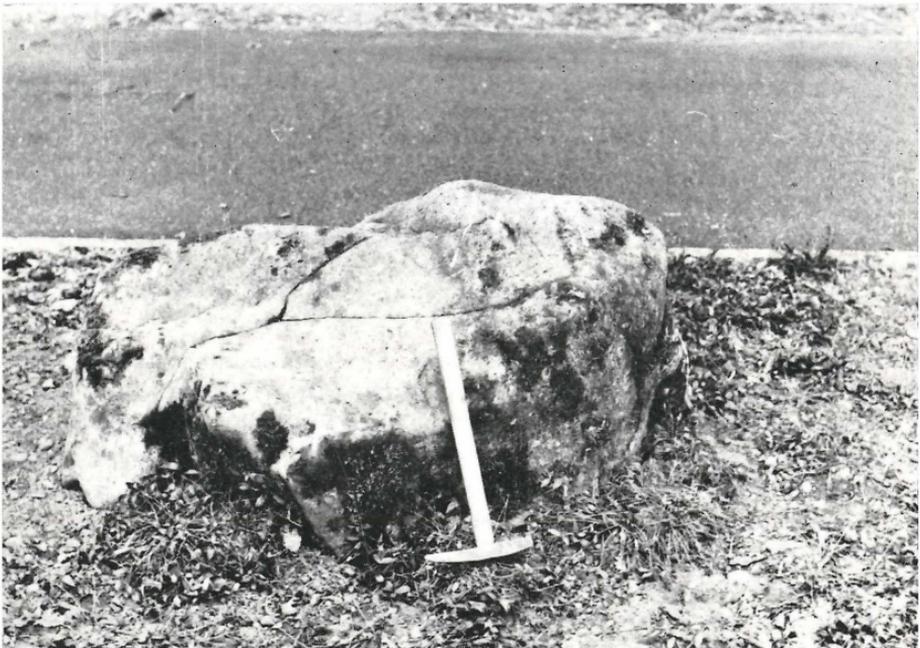


Abb. 1. Großer Block aus Schwarzwaldgranit in Schweizerisch Wallbach
Dieser wurde eingefroren in einer Eisscholle rheinabwärts getragen und in der
Hochterrasse sedimentiert

Unter den weiteren Geologen, die im Wehra-Haseltal nach verschleppten Schottern suchten, ist G. ALBIEZ zu nennen (1931, S. 16), der auf der Kuppe zwischen Haselbach und Entengraben „Diluvium“ fand. E. RUTTE (1950, S. 78) erwähnte den Hättelsberg (410 m) südlich Hasel und die kristallinen Schottervorkommen innerhalb der Haseler Erdmannshöhle, wobei auch Schwarzwaldgerölle der Hochterrasse sich dazugesellt haben. (Siehe auch

RUTTE 1950, S. 82 bis 89, bei Besprechung seiner „Luckeschotter“!) M. LUTZ (1955, S. 74) kennt von Hasel eckige Grundgebirgsgerölle vom Gewann Alteich, aus den Fundamenten des Wasserbehälters und aus der Karstschwinde des Schammernbaches, der gerade noch mit seinem Quellgebiet in den Ostzipfel des Malsburger Granites hineinreicht. Die Gewanne Frauenacker und Katzenloch zwischen Hasel und Kürnberg in Höhen zwischen 470 und 500 m sind reich an Grundgebirgsbrocken und Buntsandstein, alles auf dolinenreichem Muschelkalk liegend.

Wir haben alle erwähnten Vorkommen untersucht und die Angaben der früheren Beobachter bestätigt gefunden. Östlich von Wehr fanden wir reichlich kristalline Geschiebe, unmittelbar oberem Muschelkalk aufliegend, auf den Feldern des Maierhofes beim Wasserbehälter (Höhe 400 m), ferner im Gewann Altegg (385 m) längs der Böschung bei der Verbreiterung der Straße nach Hütten. Die höchstgelegenen Fundpunkte an dieser Straße befinden sich im Gewann „Eselwaid“ (485 m), wo die Geschiebe direkt dem Keuper auflagern. Schon H. PHILIPP (1910, S. 333) spricht hier von einer „Moräne“ 151 m über der jetzigen Talsohle.

Die zahlreichen Kellerausschachtungen für das neue Villenviertel von Wehr (P. 412,7), südlich des Enkendorferhölzle, boten eine Überraschung. Es war Pliozän oder Altquartär aufgeschlossen: Weiße, bis kopfgroße Buntsandsteinquarzite, viele völlig zersetzte, mit den Fingern zerdrückbare Kristallingerölle liegen in einer gelben, lehmigen, kalkfreien Matrix. Die entblößte Unterlage des Pliozäns (?) erwies sich als Keuper und Lias. Glazial verfrachtete Geschiebe fanden wir in dem von Baumaschinen umgewälzten Boden nicht mehr.

Wohl aber sind die Felder im Gewann Sitt nordöstlich Öflingen (SAUER 1956, S. 404/405) reich mit frischen Geschieben versehen. Östlich dieses Dorfes liegen auffallend viele Erratika im Bätzleboden, und vor allem zeigte ein Aufschluß unter 2 m Lößlehm die echte Grundmoräne: eine ungeschichtete Packung großer und kleiner Geschiebe in sandigem Lehm (Abb. 2—4). Daß die Felder in den Gewannen Bündt, Wyhler und Kirchbühl südlich Öflingen mit Geschieben übersät sind, berichtet schon die ältere Literatur.

W. DEECKE (1917, S. 576) hat die Wehratalgletscher für Hochterrasse angesehen, ohne das Wort „Riß“ zu gebrauchen, er spricht nur von „altem Diluvium“

L. ERB (1936, S. 31) schreibt über das Quartär des Wehratales: „Südlich Hasel ist eine Aufschüttungsterrasse von intensiv verwittertem Hochterrassenschotter des Standes a vorhanden. Die Verwitterungsdecke des selbstverständlich aus Schwarzwaldmaterial (mit viel Deckgebirgsmaterial) bestehenden Schotters hat hier Moräne vorgetäuscht, wozu größere Blöcke beigetragen haben, die aber alle gut gerundet sind.“ Der „Stand a der Hochterrasse“ entspricht nach ERB dem äußersten, maximalen Stand des alpinen Rißgletschers im Tale des Hochrheins.

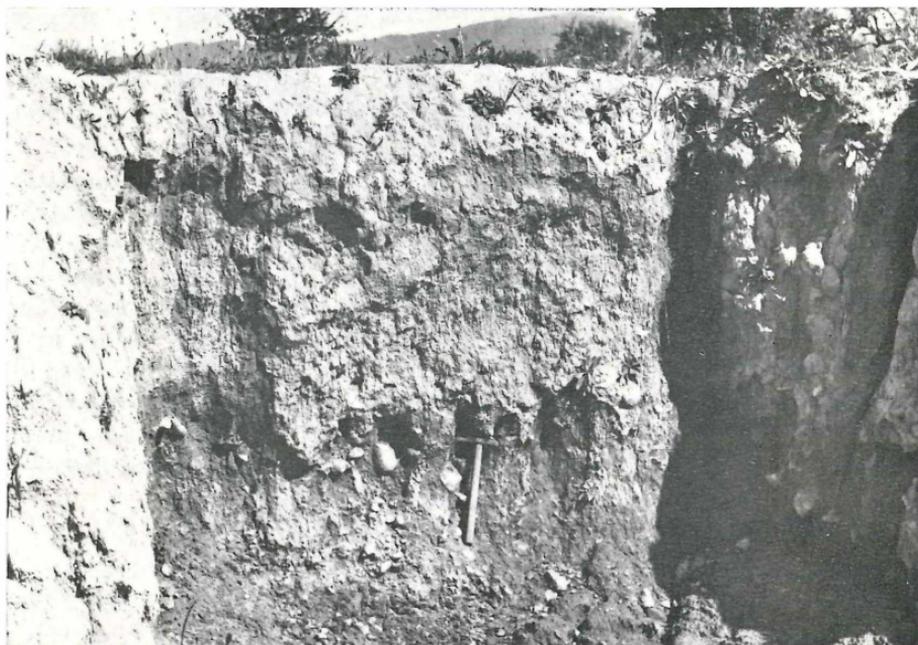


Abb. 2. Rißzeitliche Grundmoräne, von 2 m Lößlehm überdeckt
Aushub für einen Hausbau östlich Öflingen

In der stratigraphischen Einordnung der Geschiebestreu und der Moränen stimmen wir mit L. ERB vollkommen überein. Indessen fehlt eine wirkliche „Aufschüttungsterrasse“; die Geschiebe liegen nämlich in einer ungeschichteten Grundmasse von geringer Mächtigkeit direkt dem mesozoischen Untergrund auf und sind von 2 bis 3 m Lößlehm überdeckt. Man kann gewiß bei Hasel, beim Maierhof von Wehr und bei Öflingen gut ausgebildete Verebnungen erkennen, aber echte Akkumulationsterrassen der Wehra oder des Haselbaches sind es nicht. M. LUTZ (1958, S. 92) ist der Frage nach der Art und dem Alter der sog. Terrassen im Wehratal gründlich nachgegangen; im Raume von Hasel sei die Terrasse in 440 m Höhe „relativ deutlich erkennbar“, während im Osten des Wehratales der mächtige Hangschutt (SAUER 1956, S. 404) alles verschleiert. So spricht auch LUTZ von „Verebnungen“ statt von Terrassen.

Die tiefere Terrasse in 335 bis 350 m, nach L. ERB „Stand b“, zwischen Öflingen und dem Rhein, ist sehr schön ausgebildet. Sie geht am Rhein in die wohlausgebildete Schotterterrasse der Hochterrassenzeit = Riß über. Der Wehratalgletscher ist über diese Verebnungen gekrochen, wie der Rheingletscher über seine eigenen rißzeitlichen Vorstoßschotter des Möhliner Feldes ging. Infolgedessen bleiben die von L. ERB (1936) aufgestellte Strati-

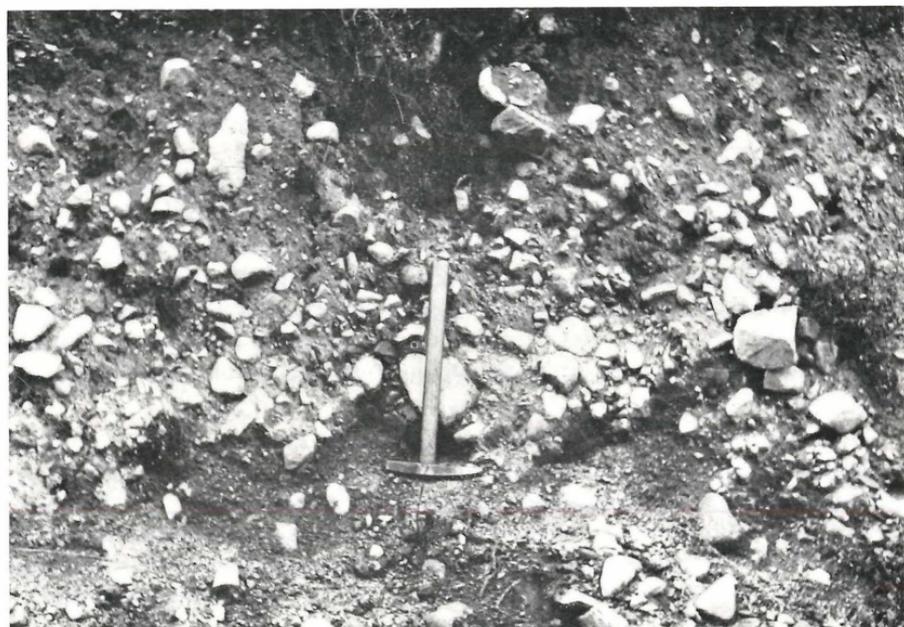


Abb. 3 und 4. Detailaufnahmen der Grundmoräne aus Abb. 2

graphie und seine Stände a, b und c völlig unangetastet stehen, nur handelt es sich im Wehratal und bei Hasel um keine Akkumulationsterrassen, wohl aber um Verebnungen. Ob diese Verebnungsflächen rißzeitlich oder älter sind, kann nicht gesagt werden.

Nachdrücklich muß betont werden, daß sich die Geschiebestreu an kein bestimmtes Niveau hält, wie es doch bei einer Terrasse sein müßte. An der Eselswaid südöstlich Wehr liegen die Gerölle in 485 m, am Maierhof, nur 800 m davon entfernt, in 390 bis 400 m. Und schließlich ist der ganze Dinkelberg mit den gleichen Geschieben überzogen. Es kann sich wirklich nicht um fluviatile Schotter handeln, wie auch sonst noch zu zeigen ist. Wie soll man die großen geschrammten Blöcke C. SCHMIDTS von Öflingen erklären? Wie die gestauchten Keuperschichten da und dort? Wie die in Klüften und Karstspalten eingepreßten Geröllmassen? Wie die ungeschichteten, unsortierten Massen erklären? Nur ein Gletscher kann all dies zuwege gebracht haben.

C) Die obere Eisgrenze des rißzeitlichen Wehratalgletschers

In Todtmoos-Au lag das Ende des würmzeitlichen Wehragletschers in 690 bis 700 m Höhe. Da aber nur 1 km weiter südlich, am östlichen Wehratalhang, in den Gewannen Schwandmatten und Jungfeld, zwischen 870 und 940 m reichlich Geschiebe (Granite und Gneise) auftreten, müssen diese hochgelegenen Erratika der älteren und größeren Rißvergletscherung angehören. Wenn noch während der Würmvereisung das Eis des im Osten gelegenen Ibach-Schwarzenbach-Gletschers beim Rauhen Rainle unweit Wehrhalden (siehe S. 214) über die Wasserscheide nach Westen in das Wehratal strömte, so muß erst recht der rißzeitliche Ibach-Schwarzenbach-Gletscher durch die Pässe und Einsattelungen nach Westen geflossen sein. Wir betrachten daher die zahlreichen Moränenvorkommen bei Rütte, nördlich des Weilers beim Kreuzbuch (P. 945,8) und im Hirzmistwald (P. 960,9 u. 967,2) als rißzeitliche Ablagerungen des Ibach-Schwarzenbach-Eises. G. REICHELT (1960 a, S. 83) hat an diesen Stellen dieselben Beobachtungen wie wir gemacht, und es stimmt auch, daß das Ödland und der Langeck-Abhau-Rücken (um 1200 m) ohne Geschiebe sind. Weil die Geschiebe kaum angewittert sind, hält sie G. REICHELT (1960 b, S. 120) allerdings für würmzeitlich. Aber REICHELT schwankt dann wieder und betrachtet sie (1960 b, S. 57) als Ablagerungen eines eigenständigen Murgtalgletschers der Rißeiszeit. Man darf den Verwitterungsgrad, wie REICHELT (1955 bis 1961) es konsequent tut, nicht als Alterskriterium verwenden, wie schon KLEBELSBERG (1947, Bd. I, S. 284) darlegt.

Nicht nur der Höhenzug vom Ödland-Langeck-Rücken ist geschiebefrei. Auch die Weideflächen des Hornberges, von Rüttehof und Hütten, das Gebiet um Bergalingen — Junholz, von Egg und Günnenbach im Süden weisen keine Moränenstreu auf. Der ganze Westteil des Hotzenwaldes vor dem

tektonisch bedingten Steilabfall des Wehratalabbruches zum Dinkelberg im Westen führt keine ortsfremden Geschiebe. G. REICHEL (1960 a) gibt zwar in diesem langen Streifen „Lockermassen von Moränentyp“ an (siehe seine Karte!), indessen haben wir trotz eifrigen Suchens vor und nach den Veröffentlichungen von G. REICHEL nichts gefunden. Im nördlichen Hotzenwald bei Rütte und Herrischried hat Herr REICHEL einige neue, uns unbekannte Fundstellen ausfindig gemacht. Diese zeigen, daß das Tal der oberen Murg mit mehr Rißeis, und zwar nur mit Ibach-Schwarzenbach-Eis gefüllt war, welches durch die Lücken in der Wasserscheide Murg — Schwarzenbach quoll und bis zur Hetzlenmühle unterhalb Herrischried ging (siehe PFANNENSTIEL 1958!). REICHEL sieht zwar einige dieser Moränenfunde aufgrund des Verwitterungsgrades als würmzeitlich an, wobei nochmals betont sei, daß dieses Merkmal nicht stratigraphisch verwertet werden kann, da es frische Schotter sowohl rißzeitlichen wie würmzeitlichen Alters gibt.

Weil der zentrale und der westliche Hotzenwald wirklich ohne Geschiebe sind, müssen wir annehmen, daß er von keinem Ferngletscher überflutet wurde, d. h. von Eis, das aus dem Norden kam. Sicher trug der hohe Hotzenwald während der Rißeiszeit eine Haube von ruhendem, nicht fließendem Firneis, welches die alten Landschaftsformen konservierte und nicht fähig war, den tiefgründig verwitterten Granit zu erodieren.

Diese Ansicht, daß der Hotzenwald nur eine Firneiskappe trug und keinen Beitrag zur Ernährung und Volumenvermehrung des Albtalgletschers und des Wehratalgletschers leistete, erfährt durch das völlige Fehlen von Moränenstreu auf den weiten Flächen des Gersbacher Rückens westlich der Wehra und westlich des Hotzenwaldes eine Bestätigung. Selbst stundenlanges Absuchen der Felder südlich Gersbach bis zur Schanze (785,5 m) am Mettlenkopf nordöstlich Hasel ergab kein einziges Moränengeschiebe. Lediglich ein engumschriebenes Feld am Höhenweg bei P. 890,5 (vor dem Glaser Kopf) wies einige Kalk- und Radiolaritgerölle, also Kulturschotter, auf. In Sandgruben des hier tiefgründig verwitterten Syntexites von Mambach ist da und dort einmal ein Scherbenboden, sind vereinzelt kleine Eiskeile und schwach entwickelte Brodelböden zu sehen.

Wenn — was anzunehmen ist — vom Rohrerkopf (1172 m) im Norden von Gersbach ein Eisstrom nach Süden abfloß, so ist er in der Senke zwischen dem Kalberholz (931,7) und dem Rohrerkopf (= Paß bei P. 909,8 am Westausgang von Gersbach) nach Osten durch das Mühlenmattal, in dem das Dorf Gersbach liegt, und nach Westen in das Lohbach-Haselbachtal gelaufen. Der Gersbacher Berg trug nur eine ruhende Firneiskappe und hatte an dem Eisstrom im Wehratal keinen Anteil. Der Gersbacher Rücken gleicht in diesem Punkte ganz dem Hotzenwald.

Es war wegen des Fehlens von Erratum hier nicht möglich, die Eishöchstgrenze des Wehratalgletschers durch das höchstgelegene Moränenge-

schiebe zu bestimmen. An den Steilwänden des Wehratales im dichten Tannenwald wurde kein Glazialgeschiebe gefunden, was nicht heißen soll, daß nicht doch noch einige vorkommen können.

Somit verbleiben als höchstgelegene Moränenvorkommen nur die im Gewann Jungfeld (940 m), 1,5 km südlich Todtmoos-Au und die im Gewann Eselwaid (485 m) südöstlich von Wehr. Beide Vorkommen, auf der Ostseite des Wehratales gelegen, sind rund 7 km Luftlinie voneinander entfernt, was ein Gefälle von $455 \text{ m} = 65 \text{ ‰}$ ergibt.

Weiter im Süden liegt der Weiler Günnenbach (485 m, östlich Brennet); seine Felder sind frei von Erratikum.

Erst der Duttenberg (417,2 m) zwischen Brennet und dem Säckinger Bergsee und Wallbach führt auf seinem Gipfel rein alpine Geschiebe und an seinem Nordhang (bei P. 404,0) eine Mischmoräne aus Alpen- und Schwarzwaldmaterial.

Am Duttenberg (siehe auch M. LUTZ 1958, S. 91) sind also der rißzeitliche Rhein-Rhône-Gletscher und der Wehratalgletscher zusammengestoßen, wie dies schon (S. 215) vom nahegelegenen Schifweg bei Brennet erwähnt wurde.

Etwa 400 m östlich des Duttenberggipfels mit seiner ganz alpinen Moränenstreu liegt die Kuppe P. 438,2. Das dort anstehende verkieselte Rotliegende ist vom Alpeneis überfahren worden und zeigt prächtige Gletscherschliffe. Leider ist das eisgeschrammte Rotliegende nur noch als Erosionsrelikt in Einzelblöcken erhalten. Die Kuppe P. 438,2 nordwestlich des Bergsees von Säckingen ist somit die einzige Stelle auf dem Badischen Boden, die einen Gletscherschliff des Alpeneises trägt.

Auf der westlichen Talseite der Wehra bei Öflingen liegt die Höhe „Auf dem Humbel“ (402 m). Auch der Humbel, welcher nach FR. ZINK (1941, S. 8/9) und M. LUTZ (1958, S. 91) eine Lage älteren Deckenschotter (?) über Muschelkalk trägt, ist vom Rheingletscher noch überfahren worden. C. DISLER (1931, S. 59) fand nördlich des Humbel „im Wiesensattel zwischen Öflingen und Oberschwörstadt einen $\frac{1}{2}$ cbm großen Granitblock, der als Erratiker aufgefaßt werden muß“ Leider ist der Block heute nicht mehr vorhanden, so daß über seine Herkunft, ob von Norden oder von Süden, nichts gesagt werden kann. Er kann sowohl vom Wehratalgletscher wie vom Rheingletscher hergetragen worden sein.

Linksrheinisch liegt nach C. DISLER (1931, S. 60) ein Alpenkalkblock im Spitzgraben, fast auf der Paßhöhe (510 m) zwischen Niedermumpf und Zuzgen, somit rund 150 m über dem Möhliner Feld (um 360 m). Etwa 1 km östlich des Säckinger Bergsees befindet sich im Gewann Umeich in 445 m Höhe die nördlichste und höchste Schmelzwasserrinne des Alpen-gletschers.

Nimmt man alle höchstgelegenen alpinen Moränenvorkommen im Raume Brennet — Säkingen — Mumpf, so ergibt sich, daß die Spiegelhöhe des Rheingletschers bei Brennet zwischen 438,2 m (Gletscherschliff) und der Paßhöhe bei Mumpf (510 m) gelegen haben muß, etwa bei 470 bis 480 m Höhe.

Dieser Eishöhe entspricht sehr gut die hochgelegene Moräne von der Eselwaid (485 m) östlich Wehr. Damit ist ferner gesagt, daß Spiegelgleichheit beim Zusammenfluß von Wehratal- und Alpengletscher herrschte. Das Schwarzwaldeis hatte bei Brennet, wo es das Alpeis erreichte, eine Mächtigkeit von rund 150 bis 160 m! Das Gefälle des Wehratalgletschers betrug auf der 5 km langen Strecke von der Eselwaid bis zum Duttenberg etwa $20 \text{ m} = 4 \text{ ‰}$.

Aus diesen geologischen Befunden lassen sich folgende Schlußfolgerungen ziehen:

1. Das Wehrataleis ist nicht über den Rhein nach Süden geflossen; vielmehr ist der Rheingletscher etwa 1 km in das Wehratal vorgestoßen und traf dort auf den Wehratalgletscher, wobei sich Gleichheit der Eispiegel einstellte.

2. Hätte kein Gletscher im unteren Wehratal gelegen und wäre das noch 160 m mächtige Alpeis weiter talaufwärts in Richtung Wehr geflossen, dann müßten wir dort Alpenerratika finden, aber keine Schwarzwaldmoräne, wie es der Fall ist. Oder es hätte sich vielleicht ein Eis-Stausee gebildet mit Deltaschottern der Schmelzwässer und der Wehra, was aber auch nicht der Fall gewesen ist.

3. Hatte der Gletscher im oberen Wehratal ein großes Gefälle von 65 ‰ , so nahm es nach Süden immer mehr ab, bis es am Ausgang des Tales noch 4 ‰ hatte.

4. Da im Haselbachtal, in der Umgebung des Dorfes Hasel, Grundmoräne liegt, und zwar mit Komponenten aus Rotliegendem und Buntsandstein, kann diese Grundmoräne nicht vom Wehratalgletscher kommen. Es ist vielmehr Wiesetaleis durch Transfluenz in das Talgebiet der Wehra eingeströmt, wie im übernächsten Abschnitt dargelegt wird.

III. Das Große Wiesetal

A) Der wärmzeitliche Gletscher des Großen Wiesetales

Von allen Schwarzwaldgletschern der letzten Eiszeit ist der Eisstrom im Großen Wiesetal der größte gewesen, sagt doch A. GÖLLER (1952, S. 66): „Der Wiesegletscher reichte mindestens bis Mambach, vielleicht auch noch etwas weiter. Seine Länge betrug, der Entfernung Feldberg — Mambach entsprechend, rund 25 km. Durch die Vereinigung des Wiesegletschers mit dem

mindestens ebenso mächtigen Eisstrom des Prägtales kamen so große Eismassen zusammen, daß sie nicht nur das Haupttal, sondern auch mehrere Seitentäler ganz oder teilweise erfüllten. Die Eismächtigkeit betrug im Geschwender Becken über 380 m.“

Nachdem GÖLLER dies geschrieben hatte, fand er weitere, und zwar die letzten und tiefsten Glazialspuren bei Atzenbach, 1,5 km unterhalb Manibach. Der würmzeitliche Wiesegletscher ist also 26,5 km lang gewesen.

In seiner Studie „Ein Jahrhundert Glazialforschung im Schwarzwald“ (1938, S. 70 bis 96) schildert TH. BURI den Weg, den die Glazialforschung gegangen ist, seitdem der Basler M. V. GILLIÉRON (1876) als erster Gletscherspuren im Wiesetal entdeckt hatte. Nachdem TH. BURI mit GÖLLER 1926 bei Schönau einen Gletscherschliff erkannt hatte, war klar, daß das Eis über Schönau geflossen sein mußte.

Da BURI und vor allem nach ihm in verdienstvoller Weise A. GÖLLER mehrfach zu der großartigen Vergletscherung des Großen Wiesetales Stellung genommen haben, brauchen wir nicht weiter auf die Phänomene der letzten Eiszeit in diesem Tal einzugehen und verweisen auf die Arbeiten dieser Geologen, besonders auf die Studien von A. GÖLLER.

B) Der rißzeitliche Gletscher des Großen Wiesetales

War schon der Würmgletscher im Tal der Großen Wiese ein gewaltiger Eisstrom, so muß der rißzeitliche Gletscher noch sehr viel ausgedehnter gewesen sein.

Zuerst seien wieder die Beobachtungen der Zeit um die Jahrhundertwende vorangestellt.

In einem „Vortrag über Schwarzwald und Wasgau“ in der Geographischen Gesellschaft München erwähnt ALBRECHT PENCK (1885, S. 20/21), das Wiesetaleis sei bis an den Rhein vorgedrungen. Leider gibt PENCK nicht an, auf welche Glazialerscheinungen er seine richtige Ansicht gründete.

Vollkommen vergessen wurde eine Basler Dissertation von PHILIPP ROSER (1899, S. 18), welcher im „Hochtal von Gresgen“ 300 m über der Wiese eine „typische Rundhöckerlandschaft“ beschrieb. Auch war in einer Sandgrube 2 m Grundmoränenmaterial aus Granit und Quarzporphyr aufgeschlossen. Ferner „wurde ein Granitblock von 70 cm Durchmesser beobachtet, der s c h ö n e S c h r a m m u n g zeigte“ Das Eis der letzten Eiszeit habe, wie ROSER glaubte, eine Höhe von 670 m erreicht.

Wir haben diese Literaturstelle erst ausfindig gemacht, nachdem wir in Gresgen selbst viele Gerölle aus Kristallin, Devon- und Kulmschiefern und Kalksteinen im Passe, der von Zell im Großen Wiesetal nach Tegernau ins Kleine Wiesetal führt, gesehen haben. Der Hummelsberg (718,3 m) ist der größte Rundhöcker von Gresgen; vor ihm im Norden und im Westen beim Luisen-

hof sind einige kleinere Kuppen, alle im Malsburger Granit, der an anderen Stellen tiefgründig verwittert ist und zu Wollsackbildungen neigt. Im Dezember 1963 kam in einem Graben in 2,50 m Tiefe beim Rathaus von Gresgen die echte Moräne zum Vorschein, worauf uns Herr ALBERT GRETHER, Landwirt, dankenswerterweise aufmerksam machte. Die Grundmoräne besteht aus faustgroßen Granit-, Gneis- und Paläozoischen Geschieben in einer sandigen Matrix. Einige Kalksteine und Quarzite des Buntsandsteins sind beigemengt, welche noch besonders zu besprechen sind.

Der Rümmelesbühl südlich Gresgen (775,4) kann gerade noch aus dem Eis als Nunatakr herausgeragt haben, da Äcker in 760 m Höhe noch einige Geschiebe enthalten. Nördlich Gresgen bergen die Felder am Waldrand im Gewann Muhmen in 815 m Höhe noch einige Gerölle, während sie in 820 m keine Geschiebe mehr führen. Der rißzeitliche Eisspiegel hat demnach bei Gresgen etwa in 815 m Höhe gelegen. PH. ROSER hatte sehr gut beobachtet.

A. HUBER (1905, S. 415) schreibt vom Großen Wiesetal, daß es „von Wembach abwärts bis ungefähr nach Mambach eine ausgesprochene Glazialschulptur besitzt. Spuren einer sehr viel ausgedehnteren Vereisung finden sich übrigens noch in mehreren Tälern des südlichen Schwarzwaldes“.

Während seiner Geländeaufnahmen fielen H. PHILIPP (1910, S. 331) Terrassenflächen in verschiedener Höhe über dem mittleren Großen Wiesetal auf. Die untere Verebnungsfläche zwischen 590 bis 640 m ist gut entwickelt am Liebeck südöstlich Gresgen, am Leisenberg bei Atzenbach, am Scheibenackerköpfe bei Pfaffenberg usw. HUBER (1905) sieht diese hohen Terrassen rechts und links der Großen Wiese als glazialen Talboden der Hochterraszenzeit, der Hauptvereisung an, während PHILIPP ihnen vielmehr würmzeitliches Alter zuschreiben wollte. PHILIPP fährt fort (1910, S. 333), daß es auffallend sei, daß die 600-m-Terrasse unterhalb Zell in der Höhe des vorgelagerten Dinkelbergplateaus endigt und so gleichsam den Ausläufer des Dinkelbergplateaus in den Schwarzwald hinein bildet. Die 600-m-Terrasse scheine hiernach eng mit der Entwicklung der Dinkelbergplatte zusammenzuhängen und ihre Bildung müsse in einer Zeit erfolgt sein, als sich das breite untere Wiesetal von Zell an abwärts noch nicht in das Plateau eingeschnitten hatte. „Für die glaziale Entstehung jenes alten Wiesetales zwischen Schönau und Zell scheinen mir bis jetzt Beweise zu fehlen. Wohl sehen im mittleren Wiesetal einige Terrassenreste sehr rundhöckerähnlich aus.“

PHILIPP vermißt auf den Terrassenflächen glaziale Ablagerungen und sonstige aus dem nördlichen Einzugsgebiet stammende Blöcke. Dieses Erratum hat aber schon ROSER (1899) gefunden, und es wurde auch später an vielen anderen Stellen von BRANDT (1914), GÖLLER (1937, 1938/39, 1952) und von uns auf allen Terrassen PHILIPPS aufgelesen.

BERNHARD BRANDT (1914, S. 7) hat nun in der 600-m-Terrasse von PHILIPP die „Reste älterer Talböden“ gesehen, welche noch Wieseschotter tragen. Er erwähnt das Gewann Liebeck (620 m), den Leisenberg (580 m) oberhalb Atzenbach, den Holzschlag (580 m), den Rücken zwischen Kohl- und Böllenbach bei Schindeln (600 m) und den Haselberg südlich Schönenberg (640 und 790 m). Bei Künaberg, östlich der Wiese, sei ein Talbodenrest mit Geröllen eines charakteristischen Porphyrs, der im Künabett ansteht, erhalten. Da BRANDT (1914) jegliche Gletschertätigkeit, insbesondere für das mittlere Wiesetal, ablehnt und die Geröllstreu als rein fluviatilen Ursprungs ansieht, stimmt er mit PHILIPPS Anschauungen nicht überein. Ganz abzulehnen — was stets geschehen ist — sind BRANDTS weitere Vorstellungen von „ehemaligen Seen“ in den „Becken“ des Wiesetales, so bei Schönau, Kastel und Wembach.

Die Gerölle halten sich aber an keine Terrassenflächen, an keine Höhe. Man findet sie auf den Verebnungen, aber es gibt sie auch auf den Hangflächen, und zwar zwischen 580 m und 815 m Höhe, also in einem Geländestreifen von rund 250 m vertikaler Distanz. Da kann die Wiese nicht mitgewirkt haben; nur ein Eisstrom kann die Geschiebe als Erratikum verschleppt haben.

In seiner „Geologie von Baden“ (1917, Teil 2, S. 599) nimmt W. DEECKE Stellung zu den „Flächenstücken“ und den darauf liegenden „Geröllen und Lehmmassen, welche umgelagertem und zersetztem Löß gleichen“. Das Gefälle sei flach und würde etwa in die Fläche des Dinkelberges ausmünden, so daß die Wiese zwischen Maulburger und Rheinfelder Verwerfung in den Rhein geflossen wäre, was dann „allerdings bedeutende tektonische Verschiebungen im mittleren Diluvium beweisen würde. Diese Erscheinungen auf Gletschererosion zurückzuführen, liegt kein Anhaltspunkt vor, da weder Moränen noch Schiffe noch erratische Blöcke gefunden sind“. Dem sei hinzugefügt, daß DEECKE noch 1932 (S. 90) den Wiesegletscher der Würmeiszeit bei Utzenfeld enden lassen wollte, obwohl seit 1926 der talabwärts gelegene herrliche Gletscherschliff von Schönau bekannt war.

Morphologische Spuren einer alten Vergletscherung des mittleren Wiesetales glaubt J. SÖLCH (1932, S. 129) besonders beim „Burstel“, halbwegs zwischen Schönau und Mambach, zu sehen. Dieser auffallende Berg sei kein Umlaufberg der Wiese. „Wenn irgendwo im Schwarzwald, so sprechen hier wenigstens gewisse Züge der Landformung für eine alte Vergletscherung, die weiter ausgedehnt war als die letzte Eiszeit.“ Schon unterhalb Geschwend beginne die glaziale Überformung der „vorletzten Vereisung“. Indessen können die glazialen Geländeformen vom Burstel und von Geschwend noch gut das Werk des wärmzeitlichen und nicht des rißzeitlichen Wiesetalgletschers sein.

Wie H. SCHREFFER (1927 und 1928) und TH. BURI (1928) die Talenge von Kastel als das Zungenbecken des Eisrandes angesehen haben, so auch

J. SÖLCH (1932), der ferner die Anlage des Hepschinger Baches als eine Schmelzwasserrinne am südlichen Eisrande des Wiesetalgletschers deutete.

Seit 1926 hat A. GÖLLER „glazialgeologische Beobachtungen im mittleren Wiesetalgebiet“ zusammengetragen, über welche er (1939, S. 95 bis 114) berichtet. Er ging systematisch auch den hochgelegenen Geschieben nach und erfaßte damit als erster die Eismächtigkeit im gesamten Wiesetalbereich. Schließlich hat er in verdienstvoller Weise (1952, S. 45 bis 76) alle seine Fundpunkte erratischer Geschiebe und aller sonstigen glazialgeologischen Erscheinungen zusammengestellt und mit Fundpunktkarte und Abbildungen versehen. In seiner Darlegung der Hauptergebnisse (S. 67) führt er die „bemerkenswerten hochgelegenen glazialen Fundstellen im Talgebiet der großen Wiese“ auf. Es seien nur jene Erratika angeführt, die unterhalb Schönau hoch über dem Talboden liegen: In 810 m Höhe beim Holzer Kreuz, 2 km östlich Wembach, lag ein 40 cm langer geschrammter Block; oberhalb des Ehrberger Weilers Mittelwühre (760 m) liegt Grundmoräne mit echten Geschieben; in 620 m Höhe befindet sich bei Oberhepschingen, 170 m über der Talsohle, eine Blocklehmschicht. GÖLLER bestätigt auch BRANDTS (1914, S. 7) Geröllfunde im Zeller Gewinn Liebeck (620 m) und vom Atzenbacher Leisenberg (580 m), nahezu am Ende des kristallinen Schwarzwaldes.

Die eigenen Untersuchungen führten uns auf die Höhen rechts und links der Großen Wiese, um die früheren Geländefunde zu bestätigen, was überall gelang, und um das Beobachtungsnetz zu verdichten.

Östlich der Wiese liegen auf der Ebene südlich von Stutz über Künaberg paläozoische Geschiebe in 685 m Höhe. Die Rundhöcker, gleichfalls südlich des Weilers zwischen 570 und 600 m, tragen auch noch etwas Erratikum, das wegen der relativ geringen Höhe über der Talsohle noch würmzeitlich sein kann.

In Ehrberg tragen die höchsten Äcker zwischen 860 und 910 m einige wenige und kleine Kulmgeschiebe und Gneise auf Wehratal-Diatexit als Unterlage. Die höchsten Gerölle wurden in 910 m Höhe aufgelesen unmittelbar nördlich Ehrberg, das sind mehr als 400 m über der Talsohle. Diese Geschiebe müssen wegen ihrer Hochlage als Hinterlassenschaft des rißzeitlichen Wiesetalgletschers angesehen werden.

Auf dem Wege von Rohmatt nach den Häusern von Rohrberg liegen um P. 780,5 einige wenige, aber sichere Kulmgeschiebe. Oberhalb Rohrberg liegen sie im Gewinn Ried (870 m) und auf dem Rücken des Wegscheidkopfes (P. 817,4). Die auffallende Verebnung von 870 bis 880 m im Gewinn Ried könnte die Trogschulter des Rißgletschers gewesen sein. Sie würde den Höhen um 900 m von Ehrberg entsprechen, ferner den hochgelegenen Hängetälern von Herrenschwand südwestlich Präg und vom Angenbachtal oberhalb Happach.

Südlich Riedichen befindet sich bei den Häusern von Gaisbühl eine Ver-
ebnung (P. 737,9), die einige Kulmgeschiebe lieferte.

Etwa 500 m südöstlich Gaisbühl fanden wir im Paß „Sandwürfe“
(P. 828,2), also östlich der Hohen Möhr und des Gleichen, paläozoische Ge-
schiebe. Hier in den „Sandwürfen“ ist die Quelle des Kohlbaches, der bei
Glashütten in den Haselbach mündet, welcher seinerseits wiederum der
Wehra tributär ist.

Der Gebirgssattel „Sandwürfe“ ist somit ein
Transfluenzpaß des Wiesegletschers der Rißeiszeit
in das Wehratalgebiet.

Diese Eistransfluenz ist gesichert durch reichliche Funde von Geschieben
aus Kristallin und Kulm im Gewann Pfaffenberg östlich Schweigmatt zwi-
schen 700 und 730 m Höhe.

Interessanterweise lieferten die Felder nördlich Schlechtbach (P. 878,4)
keine Geschiebe, obwohl auch hier eine Einsattelung vorliegt. Dieser Paß ist
schon zu hoch gelegen, als daß Eis hindurchströmen konnte.

Dasselbe gilt für den Paß Roteiche (P. 883,8) zwischen der Hohen Möhr
und dem Gleichen. Wahrscheinlich trugen diese zwei markanten Berge eine
Haube aus in situ gebildetem Firneis, das nach allen Seiten abfloß und den
aus Norden heranflutenden Eismassen den Durchtritt durch den Paß ver-
wehrte, wenn nicht gar die Pässe schon über dem Eisspiegel des Wieseg-
letschers lagen.

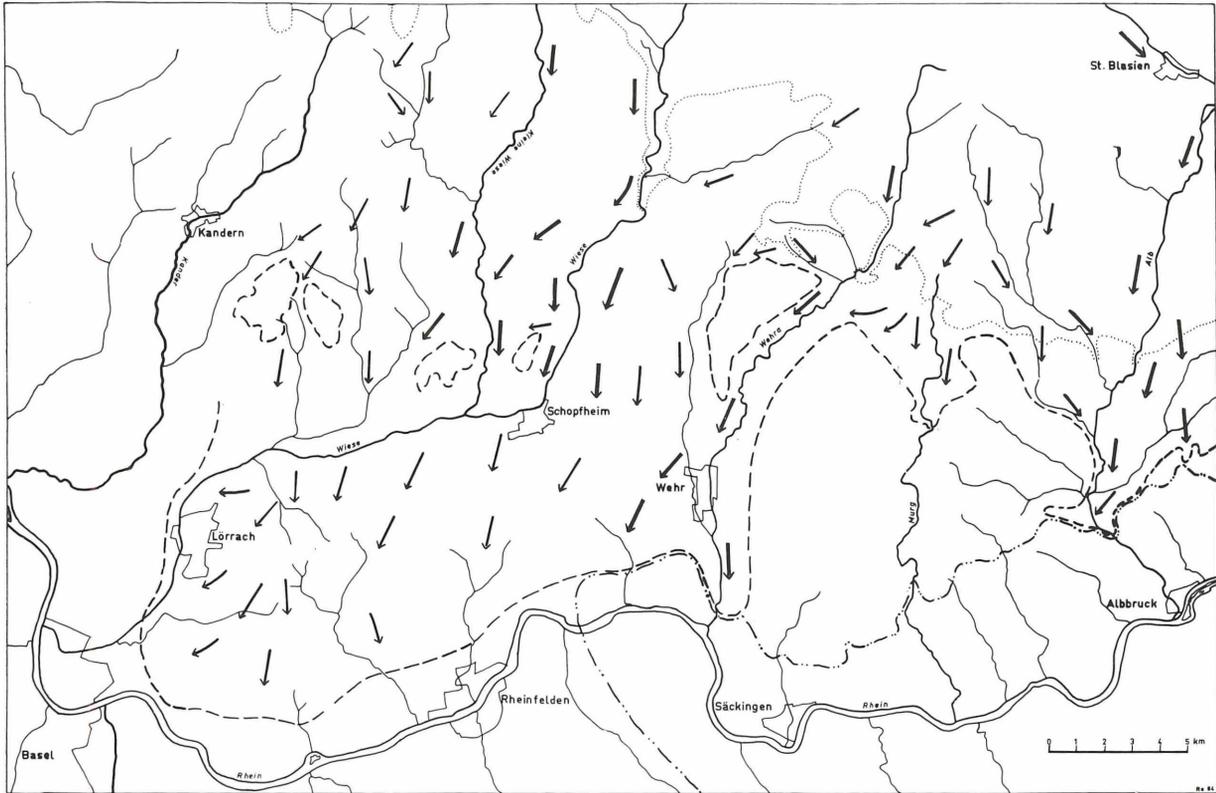
Das Gelände um Schweigmatt liegt südlich der Hohen Möhr, gewisser-
maßen im Eisschatten des Wiesegletschers, der sich hier nicht entfalten
konnte. Das wird der Grund sein, warum die Felder bei Schweigmatt sehr
arm an Geschieben sind.

Die Bedeutung der Eistransfluenz im Gewann Sandwürfe wird noch be-
sonders besprochen werden. Jedenfalls dienten uns die beiden Pässe von
828,2 m und 878,4 m dazu, die Eisspiegelhöhe abzuschätzen. Durch den Ein-
schnitt 828,2 m kam der Gletscher hindurch, durch den 500 m östlich ge-
legenen Paß 878,4 m aber nicht mehr.

Die Eishöhe des rißezeitlichen Wiesetalgletschers
muß hier bei 850 bis 860 m gelegen haben

Westlich der Wiese seien folgende neue Fundpunkte von Erratum ver-
merkt: Unterhalb des Muthigen Bühl von Ittenschwand in 680 m Höhe;
wahrscheinlich sind der Muthige Bühl und sein kleinerer nordwestlicher Nach-
bar Rundhöcker.

Östlich Oberhepschingen (625 m) und westlich des Dorfes liegen in 725 m
Höhe Geschiebe. Auf der ebenen Fläche des Gewanns Innerberg (P. 543,5)
und bei P. 673,7 sowie auf dem Äußeren Berg (P. 639,0), alles südlich Nie-
derhepschingen, gibt es Kristallin und paläozoische Gerölle.



Karte 2

Die Richtungen der Eisbewegung der rißzeitlichen Schwarzwaldgletscher



- 1 = Maximalgrenze der würmzeitlichen Vereisung des Schwarzwaldes
- 2 = Maximalgrenze der rißzeitlichen Vereisung des Schwarzwaldes
- 3 = Maximalgrenze des rißzeitlichen alpinen Rheingletschers
- 4 = Richtungen der Eisbewegung. Doppelpfeil = Hauptbewegungsrichtungen; einfacher Pfeil = geringere Bewegungen und Transfluenzen

Sehr viel Erratikum (Gneise, Kulmgrauwacken und dunkle Schiefer) bergen die Felder besonders im Paß um das Scheibenackerköpfle (615 m) mit der Kapelle „Maria Frieden“ von Pfaffenberg.

Der Bauer vom Hofe Helbingsmatt hat in seiner Steinrassel aus den Feldern der Höhe 707,9 neben Blöcken des Anstehenden auch viele erratische Gerölle zusammengetragen, die ziemlich reichlich auftreten.

Südöstlich Adelsberg dehnt sich die Verebnung des Schänzle und der Schanze aus. Diese Hochfläche zwischen 683,5 und der Schanze trägt faustgroße kristalline Gerölle und kleine Rollsteine aus Paläozoikum.

Südwestlich Adelsberg gibt es unterhalb des Gebetsbühls in 860 m Höhe Erratikum.

Damit sind wir in Gresgen angekommen, dessen Grundmoräne mit geschrammtem Granitblock von 70 cm Durchmesser schon PH. ROSER (1899, S. 18) erwähnt. Unsere zahlreichen (mehrere hundert) Gerölle wurden schon S. 225 aufgeführt. Es fallen unter allen Geschieben die vielen Kalksteine auf und einige große, schwere Buntsandsteinquarzite (bis 40 cm Durchmesser), über welche später (S. 261) noch zu sprechen ist. Der höchste Fundpunkt von Gresgen ist das Gewinn Muhmen (Kreiner Bank) in 810 m Höhe.

Das Hochtal von Gresgen ist der Paßübergang von der Großen Wiese ins Kleine Wiesetal. Diesen Paß benützte auch der eiszeitliche Große Wiesetalgletscher als Transfluenz in das Kleine Wiesetal, das seinerseits voll Eis (von Neuenweg her, vom Belchenmassiv) war.

Nördlich Hausen endet der Schwarzwald mit dem Kolsberg, der das vielsagende Gewinn Ebene (P. 588,0) trägt. Das kleine Feld und der Aushub der Pflanzlöcher für junge Fichten enthalten einige Geschiebe aus Kristallin und Paläozoikum, und im nördlich anschließenden Hochwald, unmittelbar neben dem Gewinn Ebene, liegen gerundete Buntsandsteinquarzite von 30 cm Durchmesser in 620 m Höhe.

Auffallend ist das völlige Fehlen von Erratikum im Bereich des Zeller Blauens. Wir fanden trotz eifrigen Suchens nichts, weder bei Oberblauen in 830 m noch auf dem Hirschbühl (P. 756,1). Diese Fehlzone mußte entstehen, weil der Zeller Blauen (1077,1 m) selbst ein Firneiszentrum war, von welchem das Eis abfloß und den heranflutenden Wiesetalgletscher mit seiner Gesteinslast nach Osten abdrängte.

IV. Die Kleinen Wiesetäler

A) Die wärmzeitlichen Gletscher der Kleinen Wiesetäler

Das Kleine Wiesetal greift mit seinen Quelltälern in die Südflanke des Belchen (1416 m) ein. Glazialgeologisch noch wenig erforscht, scheint es im übrigen auch sehr arm an typischen Eiszeitformen zu sein. Seit langem be-

kannt ist das Kar des Nonnenmattweihers bei Vorder-Heubronn — Neuenweg. Ferner wird das Seilenmooskar erwähnt, und zwischen diesen Karen liegt ein weiteres, schwach entwickeltes Kar, aus welchem das Tannenbächle kommt. PH. ROSER (1899, S. 16) erkannte im Haupttal der Köhlgartenwiese oberhalb des Dorfes Wies bei der Säge in 670 m und noch 500 m weiter aufwärts moränenartige Blockanhäufungen und auffallende Blockhügel. Das Zungenende des Köhlgartengletschers der Würmeiszeit wird oberhalb Kühlenbronn angenommen, etwa bei P. 878, wo die drei Quelläste des Kühlenbronner Baches zusammenlaufen (siehe L. ERB 1948, S. 62 und Kartenskizze S. 96!).

Beim Dorfe Wies mündet das Kneblesbächle, vom Lipple (P. 893,1) herabkommend, in die Köhlgartenwiese. Nach PH. ROSER (1899, S. 15) zeigen „alle Höhen bei Stockmatt ausgezeichnete Rundhöckergestalt“ Es mag wohl sein, daß der Kneblesbuck und andere kleine Buckel vom Eise überformt worden sind.

Das Wenige, was von der Kleinen Wiese an Glazial vorhanden und bekannt ist, hat H. SCHREFFER (1931, S. 31 bis 35) kurz erwähnt.

B) Die rißzeitlichen Gletscher der Kleinen Wiesetäler

So reich an rißzeitlichen glazialen Ablagerungen und Formen die Talchaften der Großen Wiese sind, so arm sind die Täler und Hänge im Talbereich der Kleinen Wiesetäler.

Am Geiskopf (P. 746,3) bei Oberbüschau, an der Kleinen oder Belchenwiese gelegen, fanden wir einige paläozoische Geschiebe aus der Umgebung von Neuenweg, der Untergrund besteht aus dem Mambacher Syntexit. Andere Felder westlich Büschau sind nahezu frei von Erratikum.

Der Osthang des Dorfes, das Gewann Sonnhalde, bot eine ordentliche Menge von paläozoischen Grauwacken, von Kalksteinen, kulmischen Vulkanika, Gneis und Granit als Geschiebe an. Die Wegekurve (650 m) von Büschau zur Sonnhalde ist besonders ergiebig gewesen.

Nördlich Elbenschwand gab es nur eine bescheidene Lese, aber die Felder um P. 651,1 hatten einige paläozoische Erratika. Die Felder um die Dörfer Hohenegg, Ried und Raich stellten eine Fehlzone dar. Nur am Friedhof von Ried, auf der Fläche um P. 697, liegen Geschiebe.

Reichlich Moräne führen die Äcker östlich des Weilers Schwand (P. 660,8), während die übrigen Flächen westlich der Häuser unergiebig waren.

Der Boden um den Friedhof Tegernau (470 m) ist wieder sehr reich an „Rollsteinen“ Links der Kleinen Wiese, an der Fahrstraße nach Gresgen, führt die kleine Ebene vor dem nördlichen Waldrand des Gresgerberges eine Anzahl Erratika, vor allem kulmische Gesteine.

Der Westhang des Gresgener Stalden, nämlich die Felder unterhalb der Lammerdinshütte am Südsporn dieses Rückens bei 740 bis 750 m, sind reich

besät mit Kristallin und Paläozoikum, mit Quarziten, Kalksteinen und Schiefen.

Damit ist der Anschluß an die Felder von Gresgen, das im Paß zwischen den Tälern der Großen und Kleinen Wiese liegt, erreicht. Über diesen Paß floß ein Zweig des rißzeitlichen Gletscherstromes des Großen Wiesetales, Rundhöcker bildend und Grundmoräne mit geschrammten Blöcken ablagernd, nach Westen, um sich mit dem Eisstrom der Kleinen Wiese bei der Lammerdinshütte zu vereinigen. Das Hochtal von Gresgen als Transfluenzpaß wurde schon S. 231 besprochen.

Gehen wir noch einmal zurück in die Täler von Wies! Das Gelände beim Friedhof von Wies (600 m) führt viele Geschiebe aus Paläozoikum, Granit und Porphy.

In dem kleinen Einschnitt der Fahrstraße von Wies nach Demberg, im Gewann Eckle (660 m), gibt es Gerölle aus Granit, Porphy, aber wenig Paläozoikum.

Nördlich Wies, bei Fischenberg, fanden wir gar nichts. Aber bei Stockmatt, oberhalb des Kneblesbächletales, wo ROSER (1899) die Rundhöcker entdeckte, liegt auf der Fläche bei P. 818,8 ziemlich viel aus dem Norden hergetragenes Erratikum; die Kulmgerölle können nur vom Köhlgarten durch den Paß westlich Hohwald stammen, da der Quellbereich des Kneblesbächles und der Lipple-Paß (P. 893,1) ganz im Malsburger Kerngranit liegen. Die in der Talachse angeordneten Rundhöcker von Stockmatt verraten einen Gletscherstrom, der vom Lipple und vom Stockmattkopf nach Südosten floß und dabei die zahlreichen Porphyrgänge querte, die im Friedhofgelände von Wies als Geschiebe im Boden stecken.

Hinter den letzten Häusern am Westrande von Sallneck, am Weg nach Kirchhausen, lagen in 640 m Höhe viele Kristallingerölle mit beigemengtem Paläozoikum.

Zu beiden Seiten des Passes von Sallneck nach Kirchhausen (P. 731,1) ist auffallend viel Moränenmaterial abgesetzt worden.

Diesen Fundstellen stehen wieder Fehlzonen gegenüber, so im Sattel zwischen Lehnacker und Kirchhausen (700 m). Südlich Sallneck, in den Gewannen Nollen, Hub und längs der Paßstraße Ebingen — Lehnacker, gab es zwar „Rollsteine“, die aber vielleicht vom Menschen dorthin verschleppt wurden.

Ob das Rißeis noch nach Endenburg kam, obwohl die umgebenden Höhenrücken über 900 m Höhe erreichen, ist fraglich. Auf der Verebnungsfläche nördlich P. 648,9, am Weg zum Kurhaus Stalten, liegen zwar relativ viele große und kleine Rollsteine aus Gneis, Grauwacke, Schiefer, auch aus Kalksteinen und Quarziten. Aber alle anderen Felder im Gewann Stelle beim neuen Schulhaus und auf der Ebene von P. 648,9 waren leer.

Nordwestlich von Wieslet gab es im Gewann Ebene (P. 577,0) des Weilers Eichholz neben Geröllen aus Anatexitgneisen einige wenige dunkle eckige Quarzbiotit-Hornfelssschiefer, wie sie bei Schlächtenhaus anstehen. Wahrscheinlich sind diese Stücke von Menschen verschleppt worden, denn der Steinbruch, in dem dieses Gestein abgebaut wird, liegt nur 1,5 km südwestlich der Fundstelle.

Bei den Häusern von Henschenberg (600 m), westlich Eichholz und noch näher diesem Steinbruch, liegen einige Fetzen aus denselben Hornfels-schiefern, dazu mehrere eckige Buntsandsteinstücke; echte Gerölle gab es praktisch nicht. Die eckigen ungerollten Fundstücke vom Schlächtenhauser schiefrigen Quarzbiotit-Hornfels müssen wohl Kulturschutt sein, da sie nördlich des anstehenden Gesteins gefunden wurden, d. h. entgegengesetzt zur Strömungsrichtung des Eises.

V. Das Vorland

A) Die rißzeitliche Geschiebestreu in der Senke Schlächtenhaus — Schweigmatt

Der Südschwarzwald endet mit der bekannten Ost-West-Verwerfung Kandern — Schweigmatt. Rotliegendes und Buntsandstein sind längs des kristallinen Sockels tektonisch abgesenkt worden. Das zerruscelte Grundgebirge auf der nördlichen und die tonigen Rotliegendensedimente auf der südlichen Seite wurden mühelos von den Bächen entfernt. Es entstand eine von der Tektonik vorgezeichnete morphologische Senke zwischen dem Granit und der Buntsandsteinplatte: Die lange schmale Kerbe Schlächtenhaus — Enkenstein — Hausen — Raitbach — Schweigmatt.

Die Täler von Endenburg — Kirchhausen, von Lehnacker und die Täler der Kleinen und der Großen Wiese durchqueren diese Senke. Zwischen den genannten Bachläufen sind Schwellen, also Talwasserscheiden; der Maienbergpaß (P. 481,1) zwischen der Großen und der Kleinen Wiese ist der bedeutendste. Weiter westlich folgen die Querrücken der Kreuzeiche zwischen Wieslet und Weitenau und des Kirchbuckels von Schlächtenhaus; die Pässe von Scheideck (P. 541,1) und des Roten Raines (P. 490,4) führen schließlich nach Kandern.

Vielleicht ist in diesem Senkenzug die Anlage eines pliozänen (?) Flußtales zu sehen. W. DEECKE (1932, S. 17) denkt an eine endtertiäre Urwiese, die über Kandern zum Isteiner Klotz floß und moränenartige, tief verwitterte braune Quarzitblöcke hinterließ, weil der Schwarzwald damals noch viel Buntsandstein trug.

Sicher ist, daß durch den Maienbergpaß Rißeis des Großen Wiesetalgletschers nach Westen in das Tal der Kleinen Wiese transfluierete. Aus dem Hochtal von

Gresgen floß auch ein Gletscherast des Großen Wiesetales nach Enkenstein. Bei Wieslet mündete wiederum ein Strom aus Eis der Großen und der Kleinen Wiese, also aus Feldberg- und aus Belchen-Eis zusammengesetzt. Die Täler von Lehnacker, Kirchhausen — Endenburg brachten das Eis der Kleinen Wiese und der Köhlgartenwiese. Die vorher erwähnten Transfluenzspässe ermöglichten erst ein so bedeutendes Einfluten von Eismassen aus dem Norden. Die Senke von Schlächtenhaus — Schweigmatt war in der Risseiszeit mit Eis gefüllt. Zeugen dieser Eisfüllung sind die vielen fremden Gerölle aus dem Norden, vermehrt nun durch die hier anstehenden Gesteinsarten.

Es seien nun die Fundstellen erraticer Geschiebe von Osten nach Westen nacheinander aufgeführt.

Die Felder um Schweigmatt sind sehr spärlich mit Geschieben besetzt, weil die nördlich gelegene Hohe Möhr und der Gleichen einen freien Zulauf von Eis verhinderten. Schweigmatt lag gewissermaßen im Eisschatten, denn auch durch den Paß Rothruhe zwischen Hohe Möhr und Gleichen kam kein Eis hindurch, weil der Sattel über dem Eisspiegel lag. Wohl kann etwas in situ gebildetes Firneis die Südflanke der zwei genannten Berge bedeckt haben.

Südlich Scheuermatt führen die Felder im Gewann Eckwald (600 m) und Boden (560 m) auf oberem Buntsandstein einige Gneisgeschiebe, aber kein Kulm. Der Langenfirst (P. 536,0) aber trägt sehr viele Granitgerölle, deren Oberfläche ausgewittert und rauh ist.

Nördlich Raitbach gibt es Gerölle an der Flanke des Mostberges (551,9 m), welche M. LUTZ (1955, S. 82) schon gesehen hatte, da er in 90 cm Tiefe in sandigem Lehm kantengerundete Grundgebirgsgerölle sah.

Vom Alzenbühl östlich Hausen, zwischen 445 m und 460 m Höhe, hat als erster R. NEUMANN (1912, S. 730) große, braunrindige Sandsteingerölle beschrieben, und E. RUTTE (1950, S. 79) sowie M. LUTZ (1955, S. 74) kennen von dort Grundgebirgsgerölle bis 10 cm Durchmesser. Die höchsten Geschiebe des Alzenbühls liegen 60 m über der Aue der Wiese.

Östlich und südlich von Raitbach fand M. LUTZ (1955, S. 74) in sandig-lehmiger Grundmasse viele faustgroße kantengerundete Granite, Sandsteine und einige Geschiebe aus mittlerem Rotliegenden und auch kleinere, nußgroße unzersetzte Grundgebirgsgerölle. Im Gewann Mooshalden — Tanerswald liegen in sandig-lehmiger Matrix bis in 1 m Tiefe auf oberem Rotliegenden als Unterlage zahllose Grundgebirgsbrocken, ferner eigroße, gut gerundete Grundgebirgsgerölle in etwa 460 m Höhe. Auch J. WILSER (1914, S. 537) hat in Lehmgruben östlich Fahrnau Buntsandsteinblöcke in braunrotem Lehm und Kiese mit Lehm gesehen, die er der Hochterrassenzeit = Risseiszeit zuordnete.

Wir haben alle diese Stellen aufgesucht und bestätigen die früheren Beobachtungen.

Westlich der Wiese und des Ortes Hausen liegen im Maienbergpaß (P. 480,1) und am Hausener Köpfle bis in 520 m Höhe, umhüllt von einer lehmig-sandigen Matrix, zahllose Buntsandsteinquarzite bis 40 cm Durchmesser. Schon E. RUTTE (1950, S. 79) kennt das Vorkommen und zählt es zu seinen „Luckeschottern“. Nach seiner Meinung handelt es sich um fluviatil und durch Solifluktion im Plio-Pleistozän verschleppte Heubergschotter, welche noch etwas ausführlicher besprochen werden. G. STÖBER (1954, S. 80) erwähnt die, wie er angibt, mindestens 10 m mächtige Quarzitblocklage, die in einer Masse aus tief verwittertem Grundgebirge liege. Diese Schicht sei eben der Luckeschotter RUTTES. Die unverwitterten frischen Kristallingerölle oben auf den Luckeschottern führt er nicht an. Denn neben den auffallenden großen, weißen Buntsandsteinquarziten, die schon als Einzel-funde vom Gresgener Hochtal (S. 226) und aus dem Wehratal (S. 218) erwähnt wurden, finden sich große Gerölle (bis 15 cm Durchmesser) aus Granit, Gneis und Gangquarzit; ferner liest man große Geschiebe aus Paläozoikum auf und im Ackerboden noch eine Menge kleiner Gerölle bis Taubeneigröße. Diese sehr dichte Geröllstreu läßt sich bis an den Nordhang des Hausener Köpfles (550 m) verfolgen. Die Hochfläche des Entegast (596,9 m) ist aber geschiebefrei.

Westlich vom Maienbergpaß fanden wir — im Gegensatz zu E. RUTTE (1950, S. 79) — in 430 m Höhe nichts. Derselbe Autor fand Geschiebestreu rechts der Kleinen Wiese im Gewinn Ochsenwald (P. 410,0) und im Einschnitt zwischen Scheinberg und Wirtenberg (P. 516,4) und nördlich des Wirtenberges in 440 m Höhe. Auch G. STÖBER (1954) vermerkt auf seiner geologischen Karte unmittelbar bei Enkenstein und rings um den Wirtenberg verschleppte Gerölle.

Der Roßweg, der von der Enkensteiner Ochsenwaid zur Kreuzeiche führt, schneidet sich nach G. STÖBER (1954, S. 80) in über 3 m mächtige Luckeschotter ein, die nur aus kindskopfgroßen Sandsteingeröllen und Quarziten bestehen. Selbstverständlich sind diese Quarzitschotter in sandig-lehmiger Grundmasse älter, wohl altdiluvial, und haben nichts mit den vom Rißeis verfrachteten frischen Grundgebirgsgeröllen zu tun. Die kaum angewitterten kristallinen Gerölle liegen ja oben auf den Quarzitschottern und diese wiederum auf Rotliegendem.

Das eiszeitliche Geschiebespektrum der Kreuzeiche besteht nach unseren Aufnahmen aus dicht gestreuten Gneisen, Graniten und Paläozoikum der beiden Wiesetäler. Neben den großen echten erratischen Rollsteinen gibt es große und kleine eckige Gesteinsfetzen aus der Quarzbiotit-Hornfelschiefer-Scholle von Schlächtenhaus-Schillighof, 600 m nordwestlich der Kreuzeiche. Der Weg im Eis war zu kurz, um diese Gesteine zu runden Geröllen abzuschleifen.

Die ganze Senke von Wieslet bis westlich Schlächtenhaus ist übersät mit frischen Kristallingeschieben, mit Schiefen und Grauwacken der Kulmzone

der oberen Wiesetäler. Wir erwähnen nur die Äcker um den Schillighof, den Hummelberg und die Felder um den Klosterhof (P. 449,4) von Weitenau, den Fohrenbühl (P. 463,2) und das Gewann Burg (P. 461,0) und schließlich die Höhen im weiten Umkreis um die einsame Kirche von Schlächtenhaus. Auch RUTTE (1952, S. 79) und STÖBER (1954, Karte) haben die Geröllstreu vom Klosterhof und seiner Umgebung gesehen.

Südlich und westlich Schlächtenhaus tragen die Flächen des Heuberges (P. 458,0 bis 470,0 m) und das Gewann Halden (P. 438,6) genügend eisverfrachtete Geschiebe und immer befinden sich darunter eckige Gesteinsfetzen der benachbarten Quarzbiotit-Hornfelschiefer von Schlächtenhaus.

Als letzter, dem eben genannten Felde dicht benachbarter Punkt sei E. RUTTES (1962, S. 79) Fundstelle mit seinen „Luckeschottern“, unserer Reißmoräne, angeführt: Die Nasse Küche (P. 567,1) unmittelbar östlich des Munzenberges. R. STELLRECHT (1954, S. 89) kartierte an dieser Stelle Diluvium und meint, es sei der Schotter eines pleistozänen Baches.

B) Die rißzeitliche Geschiebestreu der Weitenauer Vorberge

Wenn die rißzeitliche Geschiebestreu zu beiden Seiten der Senke von Schlächtenhaus — Hausen — Raitbach eine Eisfüllung derselben bis zu den Höhen von 567 m (= Nasse Küche), von 463 m (= Fohrenbühl) und von 486 m (= Maienbergpaß) belegt, so ist zu erwarten, daß die vereinigten Eisströme in breiter Front auch nach Süden weiter flossen. Sie benützten den Sattel der Nassen Küche, um in das Pfaffmattbach-Tal, nach Hauingen in das weite Wiesetal zu strömen. Sie schoben sich in das Klosterbachtal von Weitenau, kamen das Kleine Wiesetal herab von Wieslet über Enkenstein nach Maulburg und überfluteten den niedrigeren Teil der Triastafel von Schopfheim — Haagen.

Die Buntsandsteinplatte des Scheinberges (P. 593,7 bis P. 621,0) und der Entegast von Schopfheim (P. 590,4) ragten dabei als Nunatakr aus dem „Eismeer“ heraus, denn deren Hochflächen tragen keine Geschiebestreu.

Das höchstgelegene Erratikum fand E. RUTTE (1950, S. 79 und Karte 1) auf den Hängen des Scheinberges und des Entegast und an der Nordseite desselben, am Hausener Köpfler in 550 m Höhe; er bezeichnete zwar die Geschiebestreu als Luckeschotter, welche während des Plio-Pleistozäns durch Schwarzwaldgewässer hergeschleppt worden seien.

E. RUTTE hat uns gute Vorarbeit im Gelände geleistet, unbeschadet dessen, daß wir anderer Ansicht als er über die Herkunft eines Teiles der Schotter sind. So gibt E. RUTTE (1950, S. 79) eine Geröllstreu vom Rüttele (P. 532,3) nördlich des Ortes Hägelberg an, vom Rehköpfler (P. 485,6), vom Weiler Rechberg (P. 450,0), von der Wolfsgrube (P. 482,0), von der Dornhalde (P. 433,1), vom Lingert (P. 428,9) und vom Stockert (P. 416,2). Alle zuletzt genannten Stellen liegen nördlich von Hauingen.

Unsere Fundplätze fügen sich dem gut ein: Südlich Hägelberg liegen im Gewann Riegel (P. 437,1) Gerölle aus Kristallin und Paläozoikum. Die Gewanne Kalkhofen (P. 425,5), Berg (P. 444,6) und Lichsen (370 m) nördlich Haagen und Hauingen weisen das gleiche Geschiebespektrum auf.

Anderer Entstehung und anderer Herkunft sind wiederum die Buntsandsteinquarzite im Gewann Lingmatt (355 m), an der Straße von Haagen nach Wittlingen — Wollbach. Bei dem Aushub der Keller eines Aussiedlerhofes kamen im März 1963 völlig entkalkte, sehr sandige, zähe, schmierige, gelbe Lehmassen zutage, die dicht bespickt sind mit großen und kleinen Buntsandsteinquarziten. Daneben gibt es sehr verwitterte Porphyre. Die seltenen Granite sind sehr mürbe. Gneiskomponenten fanden wir nicht, wohl aber paläozoische Schiefer und Grauwacken. Leider waren schon die Kellerfundamente gebaut, so daß kein Profil mehr aufzunehmen war und wir nur die ausgeschachteten Erdmassen sehen konnten.

O. WITTMANN (1951, S. 97 bis 101) beschreibt genau dieselben Schotter (auch mit Paläozoikum) und gibt ihnen wohl mit Recht altquartäres Alter.

Diese fröhildiluvialen Buntsandsteingerölle haben nichts mit den Heubergschottern von Kandern zu tun, welche tertiär (mio/pliozän?) sein müssen. Es mag wohl sein, daß in den gelben Lehmen von Lingmatt auch etwas umgelagerte Heubergschotter stecken. Dafür spricht ihre tiefe Lage im Tal und ihre relative Nähe zum Heuberg selbst.

Die petrographische Verwandtschaft mit den Schottern des Maienbergpasses, von der Kreuzreihe westlich Wieslet, von Wehr und mit den Einzelfunden von Buntsandsteinquarziten in Gresgen ist offensichtlich. Es sei auf die Arbeiten von GUTZWILLER (1894), O. WURZ (1912), J. WILSER (1914, S. 536), E. RUTTE (1950, S. 77 ff.) und O. WITTMANN (1951, S. 97 ff.) verwiesen, die sich mit den Quarzitschottern beschäftigten.

Vergleicht man das quarzitiführende Lehmvorkommen von der Lingmatt mit den Streufunden aus frischem, unverwittertem Kristallin und Paläozoikum auf den unmittelbar umliegenden Höhen von Lichsen, Berg und Lingert, so besteht nicht nur ein Unterschied in der Zusammensetzung der Komponenten und im Verwitterungsgrad, sondern auch im Größenunterschied. Die Lingmatt-Gerölle, in der Hauptsache Buntsandstein, sind groß (20 bis 30 cm); die frischen Komponenten der Kristallin-Geschiebestreu — nahezu ohne Buntsandstein — haben dagegen Durchmesser von 2 bis 5 cm.

Es sind also zwei verschiedenalttrige Bildungen verschiedener Herkunft und verschiedener Entstehung übereinanderliegend vorhanden.

F. PFAFF (1893, S. 23/24) hat zudem die Frische der Gerölle vom Lingert, von der Dornhalde und vom Stockert bei Hauingen schon betont, er hielt sie für altpleistozäne Moräne, eine Ansicht, der wir zustimmen können. Weil aber PFAFF auch die tertiären Heubergschotter von Kandern und deren Nach-

folgesedimente, ferner die altdiluvialen Quarzitschotter von Wittlingen und Wollbach und deren Solifluktuationsprodukte auch als Moräne erklärte — was falsch ist —, erregte er einen berechtigten Widerspruch. Es seien vor allem W. DEECKE (1918, S. 40) und E. BRÜCKNER (1918, S. 84) neben andern genannt. DEECKES Kritik war so eindrucksvoll, daß später jeder Gedanke an eine glaziale Herkunft der frischen, unverwitterten Kristallingeschiebe (nicht der Heubergschotter und ihrer Quarzitabkömmlinge) ausgeschlossen wurde. Das ist der wahre Grund, warum im Umkreis des Schwarzwaldes wirklich echte glaziale Moränen mit Murgängen, mit großen Fluten, Seeausbrüchen oder mit gewöhnlichem Flußtransport erklärt wurden. DEECKE hat mit seiner Kritik leider auch echtes Glazial wegdisputieren wollen, was dann wiederum den begründeten Widerspruch von E. BRÜCKNER (1918, S. 84) hervorrief.

C) Die rißzeitliche Geschiebestreu des Dinkelberges

Nachdem die vereinigten rißzeitlichen Gletscher durch die Täler von Weitenau und von Enkenstein — Langenau und über die niedrigen Teile der Triasplatte Schopfheim — Schlächtenhaus nach Süden vorgestoßen waren, erreichten sie das untere Wiesetal zwischen Schopfheim und Lörrach. Sie stauten sich zuerst an der südlichen Flanke des Tales, welche schon zum Dinkelberg gehört. Gletscherströme, die aus verschiedenen Nährgebieten stammen und sich am Ausgang der Täler vor dem Gebirge zu einem Eiskuchen vereinigen und damit ein einheitliches Zehrgebiet bilden, heißen Vorlandgletscher oder Piedmontgletscher. Die vereinigten alpinen Eisströme im nördlichen Alpenvorland sind ein gutes Beispiel für einen derartigen Gletschertypus.

Die nun zu beschreibende rißzeitliche Vergletscherung des Dinkelberges war eine solche Vorlandvereisung; dazu gehörte auch die Eisüberdeckung der Buntsandsteinplatte südlich der Senke von Schlächtenhaus — Hausen — Raitbach bis zum unteren Wieselauf.

Wiederum seien die Beobachtungen der früheren Bearbeiter des Dinkelberges vorangestellt.

Es wurde schon (S. 226) darauf hingewiesen, daß H. PHILIPP (1910, S. 333) erkannte, daß die allmählich nach Süden abfallende 600-m-Terrasse unterhalb Zell im Großen Wiesetal in das Dinkelbergplateau einmündet, daß die „Entstehung der 600-m-Terrasse eng mit der Entwicklung und der Ein-ebnung der Dinkelbergplatte zusammenhängt“. Auch W. DEECKE (1917, S. 590) wußte, daß die „100 m über der Talsohle befindlichen Flächenstücke des mittleren Wiesetales mit grobem Geröll belegt auf die Fläche des Dinkelberges ausmünden, so daß die Wiese zwischen Maulburger und Rheinfelder Verwerfung in den Rhein geflossen wäre“, wobei sich W. DEECKE auf B. BRANDT (1914, S. 7) bezog.

Dieser morphologische Hinweis erleichtert die Vorstellung, daß der rißzeitliche Eisstrom des Großen Wiesetales sich über das Dinkelbergplateau ergießen konnte.

Der ganze Dinkelberg ist mit großen und kleinen Geschieben aus Schwarzwaldkristallin und beigemengtem Paläozoikum aus der Kulmzone bestreut, was schon die früheren Geologen bezeugt haben.

So sagt S. VON BUBNOFF (1912, S. 547/548): „Reste einer älteren Terrasse sind die Gerölle aus Kristallin, die im ganzen Dinkelberg über 400 m Höhe liegen. Sie liegen im verschwemmten Löß und sind meistens frisch.“

Die Dinkelbergshotter sind nach J. WILSER (1914, S. 535, und 1923, S. 17) älter als die Hochterrassenschotter. Er schreibt, sie seien vom Alter der Deckenschotter. Die Wiese sei nämlich im älteren Diluvium noch von Norden nach Süden über das Dinkelbergplateau gelaufen, z. B. nach Schwörstadt, und habe die Geschiebe abgelagert. Kurz vor der Hochterrassenzeit sei dann die Wiese in Schopfheim nach Westen abgelenkt worden, weil sie ein von Westen nach Osten rückwärts einschneidender Bach angezapft habe. Darum müßten die quartären Schotter des Dinkelberges älter als Riß sein. Im eingetieften heutigen unteren Wiesetal gäbe es allerdings echte Hochterrasse, so bei Fahrnau, Schopfheim, Brombach und Steinen.

Als weiteren Beweis für das Deckenschotteralter der Dinkelberggerölle führt WILSER an, daß dieselben nördlich des heutigen Wieselaufes zu fehlen scheinen, was aber nach unseren Beobachtungen nicht zutrifft. Nördlich der Wiese gäbe es nur eine Decke von Buntsandsteinblöcken, die südlich fehlen würden. Entsprechend der Vorstellung der Wieseablenkung nach Westen kurz vor der Hochterrassenzeit müssen dann in WILSERS Sicht die nördlich der Wiese gelegenen Buntsandsteinblöcke, in Lehmen und Kiesen eingehüllt, auch die Hochterrassenzeit vertreten.

E. TREFZGER (1925, S. 13) vermerkt, daß im Gewann Ober Eck (P. 400,4), östlich des Lörracher Hünerberges, Gerölle liegen, die entweder pliozän sind oder einer jüngeren Diluvialterrasse angehören. Sie befinden sich stets über 300 m Höhe, also über der Hochterrasse der Wiese, und sind frischer als die Hochterrassenschotter.

Nach G. ALBIEZ (1931, S. 16) gehören die über den Dinkelberg verstreuten Schotter aus Schwarzwaldmaterial zu den Deckenschottern.

C. DISLER (1931, S. 56 und 62; 1945, S. 3 und 13, mit Fig. 5) hat im Dinkelberg eifrig nach Rißglazial gesucht und glaubte da und dort „Wallmoränen“ gefunden zu haben. Die DISLERSchen Wälle sind aber nur Steinriegel, von Generationen von Bauerngeschlechtern zusammengetragene Lesehaufen der Muschelkalkbezirke. Muß man die verfehlt Deutung DISLERS zurückweisen, der unter der einmütigen Ablehnung seiner Ansichten sehr gelitten hat, so sehr muß man doch seine vielen guten Beobachtungen schätzen. Er sah nämlich, daß in seinen „Wallmoränen“ nicht nur einheimisches

Muschelkalkmaterial steckt, sondern auch Fremdmaterial. Nun, dieses Fremdmaterial ist vom Schwarzwald eis als Geschiebe hergebracht worden und kam in die Steinhaufen, die natürlich keine Moränenzüge sind.

Während seiner Geländeaufnahmen fand E. RUTTE (1950, S. 79) die Schwarzwaldgeschiebe, die er auch hier Luckeschotter nennt, überall regelmäßig verstreut unter Lehm vor. Er nennt die Gewanne Kirchrain (410 m) nordwestlich Eichen und das schon von TREFZGER erwähnte Feld des Ober Eck sowie die Äcker des Salzert, beide östlich Lörrach gelegen. Die nach RUTTE von Nordwesten in den Dinkelberg kommenden Luckeschotter müßten in der Masse jünger als Oberpliozän, also altdiluvial sein, da sie auch auf einem Flächenniveau (= RUTTES Lingert-Niveau von 430 m) liegen, das im Oberpliozän gebildet worden sei. Die sog. Luckeschotter — auf welche gleich ausführlicher eingegangen wird — seien nur auf dem Lingert-Niveau nördlich der Wiese, nicht aber auf den südlichen Teilflächen gelegen. Indessen fanden wir auf allen südlichen Flächenstücken des Lingert-Niveaus, die RUTTE (1950, S. 86) anführt, die Schotter in reichem Maße. Welches andere Gewässernetz, unabhängig vom rezenten, soll denn im Altdiluvium den Südabhang des Schwarzwaldes einschließlich des Dinkelberges überzogen und die Luckeschotter flächenhaft verstreut haben, wie es RUTTE (1950, S. 82) annimmt? Die flächenhafte Streu von frischem Schwarzwaldkristallin mit Paläozoikum kann nur der rißzeitliche Vorlandgletscher im Zusammenfluß aus Wehra- und den drei Wiesegletschern bewerkstelligt haben. Es sei aber auch hervorgehoben, daß E. RUTTE bei seinen Heubergfernen Luckeschottern einen höheren Prozentanteil an Kristallingeröllen festgestellt hat und daß er (1950, S. 89) zugeben muß, daß „ein Teil der als Luckeschotter ausgeschiedenen Gerölle Hochterrassenschotter (im Wehratalgebiet) sein dürften, was besonders für die Grundgebirgskomponenten Geltung besitzt“ Andererseits sagt er aber auch (1950, S. 80), daß es ausgeschlossen sei, diese Gerölle diluvial aus dem Schwarzwald abzuleiten, da jedes Einzugsgebiet im Buntsandstein fehle.

Die Antwort darauf lautet: Als die echten, tertiären Heubergschotter abgelagert wurden, gab es noch Buntsandstein und Muschelkalk auf den Schwarzwaldhöhen; als die frischen Kristallinschotter im Diluvium mit dem Eis verschleppt wurden, war der Buntsandstein schon abgetragen. Aber das Rißeis traf noch vereinzelte Relikte der endtertiären Buntsandstein- und Quarzitschotter und weitere Kalkschotter des Mesozoikums an einigen wenigen letzten Punkten an, überfuhr sie und vermischte diese tertiären und altquartären Reliktschotter mit der unverwitterten Grund- und Ablationsmoräne; denn die rißzeitlichen frischen Kristallingeschiebe liegen über, d. h. auf den altdiluvial verschleppten Heubergschottern oder sie sind mit ihnen gemischt. Und noch das Letzte: In den echten Heubergschottern sind die kristallinen Grundgebirgskomponenten während des Pliozäns total der Ver-

witterung anheimgefallen, so daß sie unmöglich später im Altdiluvium als frische Gerölle von Bächen verschleppt werden konnten.

Als Fazit ist festzuhalten:

1. Es gibt tertiäre Heubergschotter, gleich ob sie miozän oder pliozän an Ort und Stelle abgelagert worden sind. Die Kristallinen Komponenten wurden im Pliozän analog den Sundgauschottern durch Klimaeinflüsse zersetzt. Übrig blieben die Buntsandsteinschotter und Quarzitgerölle.

2. Im Altdiluvium konnten nur noch die verkieselten Buntsandsteinkomponente fluviatil auf sekundäre Lagerstätten vertragen werden (siehe WITTMANN 1952, S. 97!), der Grundgebirgsanteil war ausgeschieden.

3. Das Rißeis brachte neue, frische Kristallingeschiebe, säte sie flächenhaft aus und hielt sich dabei an kein Niveau.

Doch nun zurück zu den Fakten. Alle Bearbeiter der Geologie des Dinkelberges haben die unzersetzten Gerölle gesehen; aber sie gaben fast keine Fundpunkte an, so auch der letzte Beobachter E. LITZELMANN (1960, S. 224), welcher die Geröllstreu für Ablagerungen einer vordiluvialen Wiese ansieht.

Es wäre der Leser überfordert, wenn alle uns bekannten 113 Fundstellen von Grundmoräne im Dinkelberg angeführt würden. Es sei auf die beigegebene Karte verwiesen, wobei noch einige benachbarte Fundplätze zusammengezogen wurden. Nur die wirklich wichtigen Punkte seien kurz besprochen:

Der Transfluenzpaß östlich der Hohen Möhr brachte das Eis des Großen Wiesetales (siehe S. 229) durch das Haselbach- und das Schammernbachtal in das Wehratal, denn unterhalb des Weilers Glashütten befinden sich im Gewann Rütte (um 590 m) wie auch gegenüber auf der Kuppe des Pfaffenberges (700 bis 710 m) viele Geschiebe aus dem Großen Wiesetal.

Bei Kürnberg fanden wir auf Muschelkalk nur Rotliegend- und Gneiskomponenten, aber kein Paläozoikum.

An der Straße von Hausen nach Raitbach zeigte ein Straßenanriß südlich des Biefang in 420 m Höhe die Auflagerung der Grundmoräne auf Rotliegendem. Die Kristallinen Geschiebe waren ziemlich zersetzt (Abb. 5). Die aufgeschlossene Mächtigkeit der Grundmoräne betrug $1\frac{1}{2}$ m.

Östlich Fahrnau, im Gewann Bellen (P. 504,2), haben die Landwirte mehrere bis 60 cm (!) lange Granit- und Gneisblöcke erst kürzlich aus dem Boden gehoben und an die Ackergrenze gelegt.

Im Dolinentrichter und im Gewann Salen (P. 491,9) des bekannten Eichener Sees liest man rasch kristalline „Rollsteine“ und rote Buntsandsteinstücke auf.

Die Umgebung östlich von Dossenbach lohnt nicht nur wegen der normalen Moränenstreu, sondern wegen der vielen großen Blöcke aus Granit und Gneis, die auch prähistorische Bedeutung gewannen.

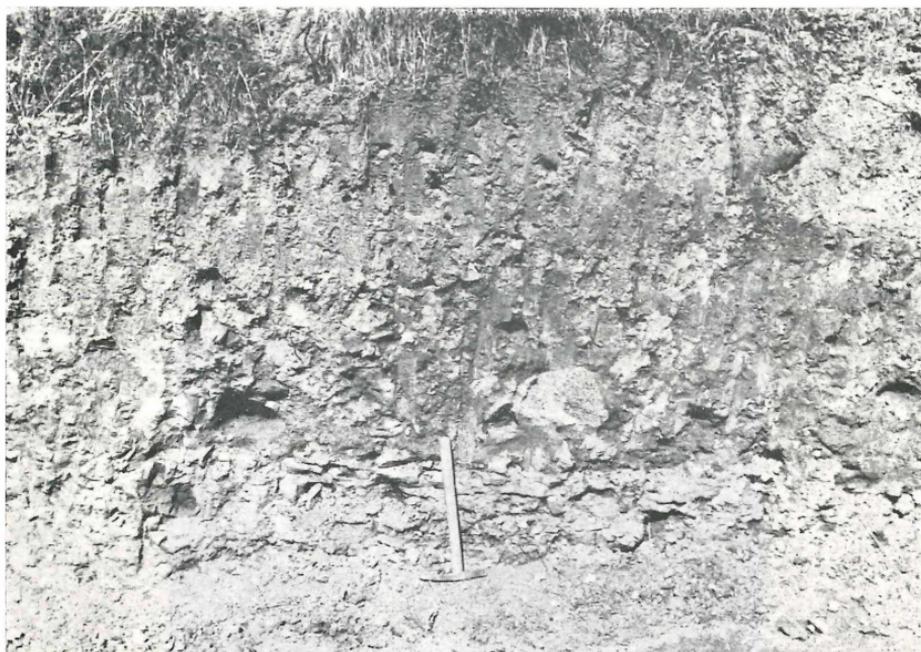


Abb. 5. Rißzeitliche Grundmoräne über Rotliegendem
Aufschluß an der Straße Hausen — Raitbach

Im Hochwald, südlich der Talengrub, östlich P. 454,0, steht ein großer Menhir, genannt „Der Stein“ aus Albtalgranit (Abb. 6), den nur der Wehratalgletscher an seiner Westseite als großen Moränenblock abgesetzt haben kann. Er mißt 1,70 m in der Länge, steckte im Boden und wurde erst kürzlich wieder aufgerichtet.

Nur 650 m südlich davon steht der imponierende „Hunnenstein“ im Gewann Rütte des Dorfes Niederdossenbach. Es ist gleichfalls ein Moränenblock aus Granit von 2,50 m Länge. H. KIRCHNER (1955, S. 142/143) führt beide prähistorischen Steine in seiner Liste der mitteleuropäischen Menhire auf und C. DISLER (1945, S. 13) bildet den Hunnenstein ab.

Keine Frage, daß es sich um megalithische Denkmäler handelt, dafür spricht ihre Form, die aus einem rohen Block herausgeschlagen wurde. Vom Menschen hergetragen wurden sie aber nicht. Es sind Moränenblöcke, die der Zerstörung nur darum entgangen sind, weil sie stets als Kultsteine angesehen wurden. Genauso wurde der „Lange Stein“ zwischen Bierbronnen und Nöggenschwiel vom rißzeitlichen Schluchsee-Mettma-Gletscher als Moränenblock niedergelegt und dann als Menhir aufgestellt (siehe PFANNENSTIEL 1958, S. 250!). Das Rißeis des Wutachtales hat riesige Platten von Keuper-Dolomit und Lias alpha-Kalk nach Erzingen-Deger nau verschleppt,

welche zur Erstellung eines „Riesensteingrabes“ und eines Menhirs dienten (siehe PFANNENSTIEL und RAHM 1963, S. 38/39!).

Alle genannten Menhire, auch jene aus dem Dinkelberg, sind bezeichnenderweise von einem Schwarm kleiner Geschiebe umgeben, die beweisen, daß es sich um Moräne handelt. Wie viele große Blöcke mögen im Laufe der Zeit der Zerstörung anheimgefallen sein! In den westlichen Vogesen sind in den vergangenen 90 Jahren weit über 500 riesige Blöcke zerschlagen worden, wie DE LAMOTHE (1897, S. 378) nachweist. So wird auch der Menhir = Moränenblock im Gewann Sitthau östlich Dossenbach erst in jüngster Zeit vernichtet worden sein. Wir fanden ihn nicht mehr. Dafür fanden wir daneben beim Kreuz von P. 381,5 östlich Niederdossenbach einen sehr großen Granitblock (Abb. 7).



Abb. 6. „Der Stein“
Menhir aus Albtalgranit nordöstlich Dossenbach



Abb. 7. Granitblock beim Kreuz östlich Niederdossenbach

Der höchste Punkt des Dinkelberges, die Hohe Flum (537,3 m), ist gleichfalls mit Geschieben des Wiesetalgletschers besetzt. Erinnern wir uns (S. 237), daß der Entegast, 4 km nördlich der Hohen Flum, Moränengeschiebe bis zur Höhe von 550 m trägt, während die Kuppe des Entegast (590,4 m) eisfrei, also ein Nunatakr war. Somit würden noch etwa 10 bis 12 m Eis über der Hohen Flum gelegen haben.

Das Gewann Höhe (P. 463,9) südlich Maulburg führt viele bis 40 cm lange Granit- und Gneisgerölle (Abb. 8).

Ein besonders ergiebiges Gelände liegt um Hüsing, angefangen von den Gewannen Staig (P. 461,4), Pfifferhölzle (P. 463,6) und Halt (P. 456,6) im Osten über den Zinsacker (420 m), den Grubenrain (P. 439,8) im Süden bis zum Gewann Fenningen-Dachsberg (410 m) im Westen. Im Grubenrain liegt ein großer Buntsandsteinblock, den das Eis wahrscheinlich der Buntsand-

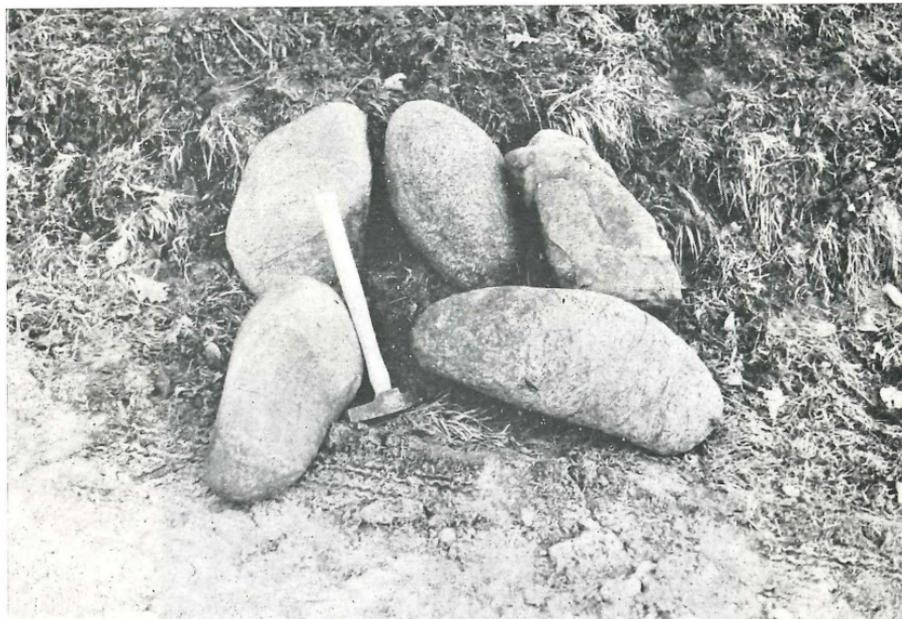


Abb. 8. Gneis- und Granitgerölle im Gewann Zinsacker südlich Hüsingén

steinplatte des Scheinberges nördlich der Wiese entriß. Kleinere Fetzen von Buntsandstein gibt es genug im ganzen nördlichen Dinkelberg. In den Fluren Pfifferhölzle, Fenningen und im Wald des Sachsberges fanden wir sehr viele große (40 bis 60 cm lange) Erratika aus feinkörnigem Granit, aus Gneis und einem schweren eckigen Block aus Quarzbiotit-Hornfelsschiefer, wie er bei Schlächtenhaus ansteht. Buntsandstein und Quarzbiotit-Hornfelse sind treffliche Leitgeschiebe der Rißmoräne im nordwestlichen Dinkelberg. Daneben gibt es die allmählich immer kleiner gewordenen Kulmgeschiebe aus den beiden Wiesetälern. Am Zinsacker ist noch die Grundmoräne erhalten, die in der sandig-lehmigen Grundmasse viele bis 30 cm große Granit- und Gneisgeschiebe führt. Die geologische Karte von R. METZ und G. REIN vermerkt südlich Hüsingén einen großen Fleck aus „altquartären Schottern“ bestehend, wo in der Tat die großen frischen Kristallingerölle zahlreich vorhanden sind.

Auch der Schindelberg (P. 420,3) von Brombach ist reich besät mit Kristallin, mit metamorphen Schlächtenhauser Hornfelsschiefern, Kulm und Buntsandstein.

Es fällt auf, daß der gesamte Nordrand des Dinkelberges von Fahrnau bis Brombach ungewöhnlich reich an sehr großen Kristallin- und Buntsandsteingeschieben ist, die noch heute vom Pflug aus dem tieferen Boden geholt werden. Wahrscheinlich war der Gletscher dort sehr zerklüftet, wo die 100 m höhere Nordkante des Dinkelberges vom Eis überwunden werden mußte.

Weitere Fundstellen großer „Rollsteine“ auf der Westseite des Dinkelberges sind die Felder in den Gewannen Löhr (P. 369,3 m) und Vogelhütte (P. 421,1) südlich Brombach, ferner der Salzert (380 m) und der Weilert (P. 394,8) östlich Lörrach und die Äcker um den Waidhof an der Straße nach Inzlingen. An der Straßengabelung Lörrach — Inzlingen — Degerfelden (P. 424,0) fanden wir unverwitterte Granitgeschiebe bis 10 cm Durchmesser.

Das Dorf Rührberg (P. 498,8) ist von allen Seiten von geschiebeführenden Feldern umgeben: Nördlich, im Gewinn Mittelstuden (P. 503,8), kommen zum gewöhnlichen Moränenspektrum Porphy, Buntsandstein und Keuper hinzu. Die Unterlage ist oberer Muschelkalk. Es seien weiter genannt die Gewanne Lugen (495 m), Kohlacker (460 m) und Großfeld (505 m). Im Hägeler (P. 508,6) gibt es um den gesprengten Bunker relativ viele und große „Rollsteine“. Der Keusboden (P. 395,7) und das Gewinn Im Volkertsberg (P. 438,9) ergaben keine große Lese.

Auch südlich Inzlingen wird man auf den Muschelkalkfeldern um 500 m nicht vergeblich suchen.

Mit der „Chrischona“ betritt man Schweizer Boden. Wiederum tragen die Äcker des Mittelberges (450 m), des Stangenrains (500 m), des Buchholzes (P. 458) und des badischen Gewannes Neufeld (P. 489,5) Schwarzwaldkristallin-Gerölle. Würde es sich um Deckenschotter und um modernes, vom Menschen hergetragenes Baumaterial handeln, dann müßte es alpiner Schotter sein, aber den gibt es auf den Chrischona-Feldern nicht; es gibt nur Schwarzwaldmaterial.

Schon A. GUTZWILLER (1912, S. 8) ist dies aufgefallen, wenn er schreibt: „Oberhalb Riehen, im Lerchensang, liegen auf 360 m verwitterte kristalline Schwarzwaldgesteine sowie Buntsandsteingerölle, die, obwohl sie 20 m tiefer liegen als ältere Deckenschotter auf der linken Rheinseite, doch letzterem zugehörig sind.“ Während die Oberkante der Hochterrassenschotter der Wiese am Nordost-Eck von Blatt Weil nach O. WITTMANN (1951, S. 103) bis 335 m Höhe hinaufreicht, bestreicht die rißzeitliche Geschiebestreu die Felder von Bellingen und der Chrischona zwischen 360 m und 500 m. Es kann weder ein Rest von Deckenschotter sein, der ja viel alpines Material enthalten müßte, noch haben Schweizer Bauern Schwarzwaldgesteine auf die Felder des Kantons Basel-Stadt getragen.

Der große Vorlandgletscher aus dem Schwarzwald ist demnach bis vor die Tore der Stadt Basel gekommen.

Im zentralen Dinkelberg (400 bis 450 m) führen die Äcker um das Dorf Adelshausen (Hof Ottwangen, Heidengräber) wenig und kleine Geschiebe. Das gleiche gilt für die Gewanne Tann und Auf Festnau von Ober und Nieder Eichsel. Schließlich seien noch die Flächen Löhle und Schwärze nördlich Degerfelden sowie die Fluh östlich Mittel-Minseln als ziemlich unergiebig Fundplätze erwähnt.

D) Der Südrand des rißzeitlichen Vorlandgletschers im Dinkelberg

Der rißzeitliche Vorlandgletscher, welcher den ganzen Dinkelberg bedeckte, fand längs des Rheinstromes von der Mündung der Wehra bei Brennet bis zur Chrischona bei Basel sein Ende. Der Rhein floß damals beim Maximalstand des alpinen und wohl damit auch beim Maximalstand des Schwarzwaldgletschers auf seinen Schottern aus der sog. Vorstoßphase des Rißeises auf den Ablagerungen, die wir als Hochterrasse bezeichnen. Diese Terrasse war nämlich schon gebildet, als die Eismassen in dem Tal des Hochrheines ankamen, denn die alpine Rißmoräne des Möhliner Feldes auf schweizerischer Seite ist der Hochterrasse aufgesetzt.

Es ist schwierig, die genaue Höhenlage der Hochterrassenfläche des Möhliner Feldes anzugeben, da ja Moräne und Löß in wechselnder Mächtigkeit darüberliegen. Sie wird angenähert bei rund 330 bis 340 m Höhe liegen.

Auf badischer Seite wird es noch schwieriger, die Höhenquote der Terrassenfläche zu fixieren, weil Tektonik mitgespielt haben kann. (Siehe S. VON BUBNOFF 1912, S. 546, und W. DEECKE 1932, S. 34). Verschiebungen um 20 bis 30 m nach Ablagerung der Hochterrasse sind möglich und wurden und werden noch diskutiert. Die Schotterfläche des Humbel (P. 402,0) bei Brennet wird als älterer Deckenschotter (ZINK 1941, S. 8 bis 9) angesehen. Am Friedhof von Oberschwörstadt gehen Rhein- und Schwarzwaldschotter bis 377,9 m Höhe. Sind dieselben gleichaltrig den Humbelschottern, dann liegt eine tektonische Abschiebung um etwa 20 m vor; handelt es sich um eine rißzeitliche Ablagerung, so mag sie vielleicht noch in ungestörter Lagerung sein. Es ist vorerst nicht zu entscheiden! Die westlicher gelegenen Riedmatt Kiesgruben (zwischen 350 und 360 m) werden als jüngerer Deckenschotter (TSCHUDI 1904 und BRÜCKNER 1920) angesehen, von GUTZWILLER (1912) aber als Hochterrasse und von ZINK (1941) als jüngerer Deckenschotter.

Die Höhe der Hochterrasse im Raume Riedmatt — Schwörstadt — Brennet kann nur ungefähr angegeben werden.

Bei Brennet liegt die Basis der Wehratalmoräne in 310 bis 320 m, die Unterlage ist Eis-gestauchter Keupermergel und Muschelkalk (siehe S. 214). Am Möhliner Feld kann die Höhe der Oberfläche der Hochterrasse zwischen 330 und 340 m geschätzt werden, also etwas höher als die eisgehobelte Basis der Wehratalmoräne bei Brennet. L. ERB (1936, S. 30) nennt analoge Höhenquoten der Hochterrasse, nämlich 335 bis 350 m.

Nach O. WITTMANN (1951, S. 103) liegt die Oberkante der Hochterrassenschotter der Wiese kurz vor ihrer Mündung in den Rhein bei 335 m, deren Basis nie tiefer als 320 m.

Mit diesen Höhenzahlen können wir die Oberfläche der Hochterrasse zwischen Brennet und Schwörstadt mit rund 335 bis 340 m einpeilen, während die Rheinaue 280 m, die Niederterrasse 295 m Höhe hat.

Es folgen jetzt unsere Beobachtungen in diesem kleinen Raum um Schwörstadt, die der Beantwortung folgender Frage dienen:

Wo liegen die südlichsten Geschiebevorkommen, die nur Schwarzwaldmaterial enthalten, frei von jeder alpinen Beimischung? Folgende Stellen sind es:

Westlich Niederdossenbach ist es das Gewann Bloshalde (435 m). Östlich Niederdossenbach ist es P. 381,5 und nordwestlich Öflingen das Weiherfeld (440 m).

Nur 700 m weiter südlich sind die Äcker schon mit einer Mischung von Schwarzwald- und alpinen Geschieben bestückt. Der gemischte Schotter liegt z. B. bei der Brunnenstube des Hollwanger Hofes (360 m), ferner in der Schindlisgrub nördlich Oberschwörstadt.

Völlig reine alpine Geröllstreu führen die Felder des Panzerackers (420 m). Es wurde S. 224 dargelegt, daß die Eishöhe des Wehragletschers und des helvetischen Rheingletschers bei Brennet zwischen 470 und 480 m gelegen hat. Es ist also möglich, daß die gemischten Schotter von Niederdossenbach bis Öflingen eine Mischmoräne, gebildet aus den nördlichen und den südlichen Eismassen, darstellen. Das würde bedeuten, daß der Rheingletscher einen etwa 1,3 bis 2,5 km langen Eislobus vom Möhliner Feld aus nach Norden vorgeschoben hat. Der westlichste Punkt des frontalen Zusammenstoßes von Alpeneis und Schwarzwaldeis würde dann der Hollwanger Hof von Dossenbach sein und nicht der Schifweg von Brennet, wie S. 215 vermutet wurde.

Vielleicht handelt es sich aber gar nicht um eine Mischmoräne, sondern um die Ablagerung von Schmelzwassern, die den beiden Gletschern entströmten.

Als der Rhein aus vielen Gletschertoren, den Mündungen der Eiskarsthöhlen, entströmte, floß er somit auf einer Schotterflur in der geschätzten Höhe von etwa 340 m.

Hier wird nun eine Beobachtung wichtig, die G. ALBIEZ (1931, S. 16) machte. Nord-Süd-Profile durch die mächtigen Schotter im Raume von Schwörstadt ergaben eine 3,5 km lange Rinne von Ossenberg (P. 377,9) unmittelbar nordwestlich Schwörstadt bis zur Kuppe des Althummel (P. 380,3) bei Riedmatt. ALBIEZ deutet die Rinne richtig als Abzugskanal der „großen Schmelzwassermassen des Eiszeitrheins“, eingetieft in die Schichten des obersten Muschelkalks.

Diese schottergefüllte Rinne, deren Oberfläche bei etwa 380 m liegt, deren Basis wir aber nicht kennen, liegt 40 m höher als die rißzeitliche Hochterrassenflur des Rheines bei rund 340 m.

Es ist anzunehmen, daß der Schmelzwasserkanal unterhalb Riedmatt in die Schotterflur des rißzeitlichen Rheines einmündete.

Gleichaltrige Schotter liegen auch südlich des Eichbühls (P. 378,2), gerade westlich des Humbelberges von Brennet. Sie führen nach ALBIEZ (1931) an der Basis Lias. Auch das Diluvium des Finstergrabens, der vom Hollwanger Hof herabkommt, enthält Lias und Muschelkalk als kleine Beigabe zu der Hauptmasse aus alpinem Material. In der rißzeitlichen Nagelflur von Riedmatt hat auch S. VON BUBNOFF (1912, S. 546) große, kaum abgerollte Blöcke von Lias alpha-Kalk gesehen.

Diese Juragesteine können damals noch im südlichen Dinkelberg innerhalb der Keuper-Lias-Gräben angestanden haben, weil die Höhen zwischen Öflingen — Schwörstadt — Riedmatt in Reliefumkehr heute gerade noch mittleren Keuper tragen. In der östlichen Bruchzone von Wehr steht auch noch Lias in tektonischen Bruchschollen an.

Der rißzeitliche Vorlandgletscher und seine Schmelzwässer haben die letzten Liasrelikte abgeschürft und in die Sandrschotter und -kiese gebracht. Die Hochterrasse des Rheines kann somit im Umkreis von Säckingen — Möhlin — Brennet — Schwörstadt als eine Sandrfläche angesehen werden.

Da die Südgrenze des Dinkelberg-Vorlandgletschers sich von Brennet bis Basel erstreckte, d. h. längs des Rheinlaufes sich hinzog, war der aus Schmelzwässern entstandene rißzeitliche Rhein eine Art von „Urstrom“

VI. Die rißzeitliche Schneegrenze im Südschwarzwald

In unserer früheren Arbeit über die Vergletscherung des Wutachtales während der Rißeiszeit (1963, S. 44) wurde dargelegt, daß die rißzeitliche Schneegrenzenhöhe des südlichen Schwarzwaldes in rund 700 m Höhe gelegen habe.

Lag die würmzeitliche Schneegrenze nach L. ERB (1948, S. 58) in 950 m über NN, so lag die rißzeitliche rund 250 m tiefer. KLEBELSBERG (1949, S. 689) nimmt für die Alpen und den Faltenjura eine 100 bis 200 m tiefer als die würmzeitliche gelegene rißzeitliche Schneegrenze an; d. h. die rißzeitliche Schneegrenze würde im Schwarzwald nach KLEBELSBERG in 750 bis 850 m über NN gelegen haben.

Ferner wurde dargelegt, daß auch der eustatisch abgesenkte Meeresspiegel in Rechnung zu setzen ist. Das Meeresniveau lag während der Rißeiszeit etwa 160 m tiefer als das heutige. Entsprechend tiefer zogen dann auch die schneetragenden Wolken. Während der „Großen Eiszeit“ war der thermische Effekt der weiteren 160 m Absenkung gering, er ist nur mit etwa 1° C anzusetzen; immerhin führen diese Überlegungen dazu, die rißzeitliche Schneegrenze bei 700 m anzusetzen, bezogen auf das heutige Kartennull = 860 m etwa, bezogen auf den rißzeitlichen Meeresspiegel.

Nachdem die Abhängigkeit von Schneegrenzhöhe und eustatisch abgesenktem Meeresspiegel in Gesprächen mit Herrn Prof. Dr. W. WUNDT, Freiburg, abgeklärt waren, trug ich die gleichen Gedanken Herrn Prof. Dr. H. FLOHN, dem Meteorologen der Universität Bonn, vor. Herr FLOHN stimmte dem Gesagten durchaus zu. Er legte indessen auf einen anderen, die Schneelinie herabsetzenden Faktor einen noch viel größeren Wert:

Die Kaltluftmassen über dem vergletscherten Schwarzwald und über den Eisflächen der Alpen seien während der Rißeiszeit in die morphologisch niedrigen Lande zwischen diesen Gebirgen herabgefallen und hätten damit die Schneegrenze tiefer nach unten gedrückt, tiefer selbst als in den Gebirgen, so daß auch diese niedrigeren Landstriche in die Schneewolken eintauchten.

Dieser regional bedingte Faktor ist es dann auch gewesen, der das schweizerische Mittelland zwischen Alpen und Faltenjura in situ zur Vergletscherung brachte, gleichwohl Bern nur 550 m, Neuenburg und Solothurn gar nur 440 m Höhe haben. (Während der Rißeiszeit lag indessen das Gelände von Bern in etwa 600 m Höhe, weil der damals abgesenkte Meeresspiegel noch in Betracht zu ziehen ist.)

Der gleiche Effekt einer nach unten gedrückten Schneegrenze zwischen zwei höheren Gebirgskörpern wirkte sich dann auch auf die niedrigere Baar zwischen Schwarzwald und dem Randenzug aus und beeinflusste ferner das Rheintal zwischen Vogesen und Schwarzwald und machte sich schließlich zwischen Faltenjura und Vogesen bemerkbar.

Die rißzeitliche Schneegrenze des südlichen Schwarzwaldes und der weiteren Umgebung lag demzufolge in rund 700 m, wenn nicht darunter, bezogen auf den heutigen Meeresspiegel.

Schneegrenzen

	Alpen	Jura
Schnee- grenzenhöhe heute	2400 m (KLEBELSBERG 1949, S. 683) 2400—2500 m (WEISCHET 1954, S. 100) 2400 m (VUILLE 1963, S. 65)	2320 m (VUILLE 1963, S. 65)
Schnee- grenzen- depression im Würm	1150 m (PENCK u. BRÜCKNER 1909, S. 588) 1200 m (KLEBELSBERG 1949, S. 682) 1000 m (WEISCHET 1954, Karte) 1100—1200 m (CHARLESWORTH 1957, S. 652)	
Schnee- grenzenhöhe im Würm	1200 m (PENCK u. BRÜCKNER 1909, S. 492) ~ 1050 m (FREI 1912, S. 55, entnommen der Zeichnung) 950—1000 m (SÖLCH 1932, S. 5) 1200 m (KLEBELSBERG 1949, S. 683) 1300—1500 m (WEISCHET 1954, S. 100)	1000 m (FAVRE 1925) 1100—1000 m (KLEBELSBERG 1949, S. 690)
Schnee- grenzen- depression im Riß	100—150 m tiefer als Würm (BRÜCKNER 1904, S. 569; PENCK u. BRÜCKNER 1909, S. 492 und 588) 100 m tiefer als Würm (FREI 1912, S. 54) 100—200 m tiefer als Würm (KLEBELSBERG 1949, S. 683) 1400—1800 m in 55° Breite (MILANKOWITSCH 1938) 1300 m (CHARLESWORTH 1957, S. 652)	100—200 m tiefer als Würm (KLEBELSBERG 1949, S. 683) 1500 m (VUILLE 1963, S. 65)
Schnee- grenzenhöhe im Riß	1100 m (PENCK u. BRÜCKNER 1909, S. 492) ~ 800 m (FREI 1912, S. 55, entnommen der Zeichnung)	700—800 m (KLEBELS- BERG 1949, S. 689) 820 m (VUILLE 1963, S. 65)

Schneegrenzen

	Schwarzwald	Vogesen
Schnee- grenzenhöhe heute	2100 m (SÖLCH 1932, S. 6) 2150 m (ERB 1948, S. 58) 2300 m (BRUSCH 1948, Karte) 2300 m (WEISCHET 1954, Karte) 2400 m (HERMES 1955, Karte)	
Schnee- grenzen- depression im Würm	1200 m (SÖLCH 1932, S. 6) 1200 m (ERB 1948, S. 58) 1300 m (BRUSCH 1948, Karte) 1300 m (WEISCHET 1954, Karte) 1200 m (CHARLESWORTH 1957, S. 652) 1300 m (HAASE 1963, Tabelle)	
Schnee- grenzenhöhe im Würm	800 m (nicht darüber) (HUBER 1905, S. 446) 900 m (SÖLCH 1932, S. 5) 950 m (ERB 1948, S. 58) 950—1000 m (BRUSCH 1948, Karte) 900 m (KLEBELSBERG 1949, S. 657) 1000 m (WEISCHET 1954, S. 100) 1000 m (HAASE 1963, S. 133)	über 800 m (MEYER 1913, S. 32) 900 m (KLEBELSBERG 1949, S. 657)
Schnee- grenzen- depression im Riß		
Schnee- grenzenhöhe im Riß	700—800 m (STEINMANN 1898, S. 85) 800 m (KLEBELSBERG 1949, S. 657) 700 m (PFANNENSTIEL u. RAHM 1963, S. 44)	

VII. Die Größe des rißzeitlichen Gletscherareals im Südschwarzwald

Nimmt man die 700-m-Isophypse als ungefähre rißzeitliche Schneegrenze an, so läßt sich das Nährgebiet des Wehra- und der beiden Wiesegletscher annähernd berechnen. Die heutigen Einzugsgebiete von Wehra und Wiese wurden bis zur 700-m-Höhenlinie planimetrisch erfaßt. Die unten angegebenen Zahlen sind nur in der Größenordnung richtig. Transfluenzen, die natürlich bestanden und fließendes Eis von einem Talsystem in das andere geleitet haben, blieben bei der Berechnung der Areale ebenso außer Betracht wie lokal bedingte Änderungen der Schneegrenzhöhe, die gar nicht mehr erkannt werden können.

Mit diesen Einschränkungen werden die folgenden Größen der verfirnten Areale des Südschwarzwaldes über der 700-m-Linie angeführt:

Firnfeld der Wehra	=	74 km ²
Firnfeld der Großen Wiese	=	167 km ²
Firnfeld der Kleinen Wiese	=	30 km ²
Firnfeld der Köhlgartenwiese	=	24 km ²
Gesamtes Firnfeld über 700 m	=	295 km ²

Aus diesen Firnfeldern entwickelten sich die Talgletscher, die in das Vorland abfließen. Es sind dann weiterhin die einzelnen Talgletscher von dem Vorlandgletscher zu trennen. Das untere Ende der Talgletscher wird für die Berechnung dort gezogen, wo die Täler den kristallinen Schwarzwald verlassen und in das mesozoische Vorland austreten. Die Umgrenzung der Talgletscher ist durch die 700-m-Isophypse einerseits und die Grenze kristalliner Schwarzwald / Weitenauer Vorberge — Dinkelberg andererseits gegeben.

Die Talgletscher hatten folgende Flächenmaße:

Wehratalgletscher	=	43 km ²
Großer Wiesetalgletscher	=	51 km ²
Kleiner Wiesetalgletscher plus Köhlgartengletscher	=	45 km ²
Gesamte Talgletscher	=	139 km ²

Der Vorlandgletscher bedeckte folgende Areale:

Weitenauer Vorbergzone	=	56 km ²
Dinkelberg	=	181 km ²
zusammen	=	237 km ²

Das Gebiet der Vorlandgletscher entspricht ungefähr dem Zehrgebiet des großen rißzeitlichen Eisschildes. Da aber die Talgletscher, wie sie eben umrissen wurden, auch dem Zehrgebiet angehören, dürfen sie in unserer Betrachtung diesem hinzugezählt werden. Es steht dann dem Firnfeld von

295 km² ein Zehrgebiet von Talgletschern (139 km²) plus Vorlandgletscher (237 km²) = 376 km² gegenüber.

Das Zehrgebiet der Wehra-Wiesegletcher ist somit 1,27 mal größer als das Einzugsgebiet.

VIII. Das Gefälle der rißzeitlichen Wehra-Wiese-Gletscher

Es läßt sich das südwärts gerichtete Gefälle der vom Feldbergmassiv abfließenden Eismassen berechnen, wenn man die höchstgelegene Geschiebegrenze an verschiedenen Stellen da und dort kennt. Im Zentrum des Gebirges ragte kein Berg über das „Eismeer“ hinaus. Der Feldberg und das Herzogenhorn trugen eine Firnkappe.

A. GÖLLER (1952, S. 67) vermerkt noch hochgelegene Glazialgeschiebe auf dem Sengalenkopf (1210 m) bei Präg. Erst weiter im Süden ragten einzelne Bergkuppen über das in den Tälern langsam abwärtsströmende Eis hinaus. Wohl trugen diese Berge auch Firn und waren selbst nicht eisfrei; aber, und das ist hier das Wesentlichste, sie ragten aus dem fließenden Firneis heraus, das vom Norden herkam, und vermehrten nochmals mit ihrem eigenen Firn die durchziehenden Talgletscher.

Solche eigenen Firn tragenden „Nunatakr“ waren:

a) Westlich der Großen Wiese:

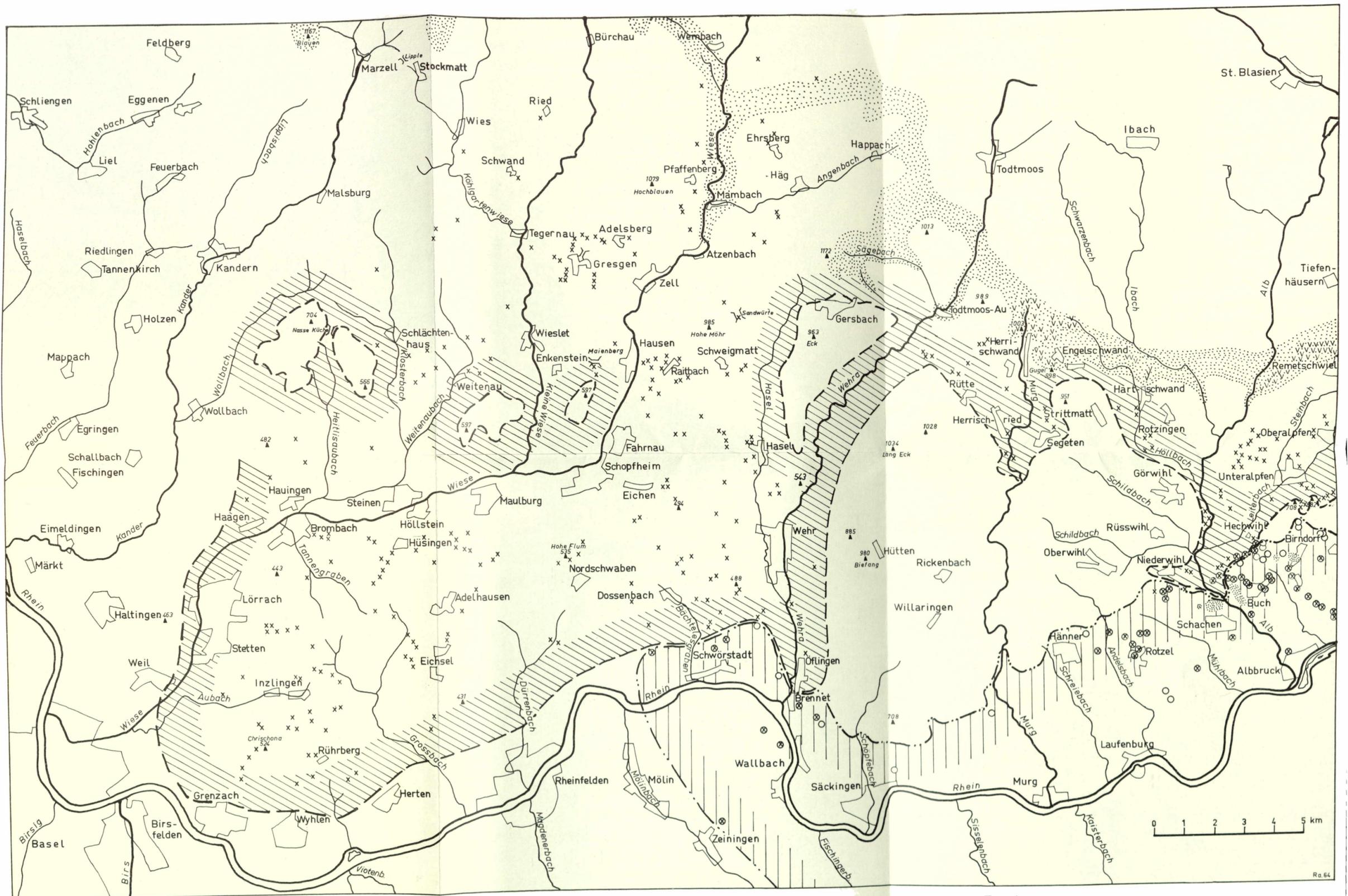
1. Das Bubshorn 1034 m. Höchste Geschiebe nur östlich der Wiese bei Ehrsberg 910 m bekannt.
2. Der Kamm des Zeller Blauen (Hochblauen) zwischen 1054 und 1079 m. Höchste Geschiebe bei Gresgen 810 m.
3. Die beiden Hörnle bei Wies 914 und 963 m. Höchste Geschiebe bei Stockmatt 818 bis 893 m.
4. Der Stalden bei Gresgen 869 m. Höchstes Geschiebe 810 m.

b) Östlich der Großen Wiese:

1. Das Köpfele von Ehrsberg 995 m. Höchste Geschiebe 910 m.
2. Das Gersbacher Hörnle 1029 m.
3. Der Rohrer Kopf von Gersbach 1172 m. Höchste Geschiebe bei Rohrberg 880 m.
4. Die Hohe Möhr 985 m und der Gleichen 962 m. Höchste Geschiebe im Gewann Sandwürfe bei Riedichen — Gaisbühl 828 bis 830 m.
5. Der Rücken südlich Gersbach 963 m. Höchste Geschiebe im Gewann Riedichen — Gaisbühl 828 bis 830 m.
6. Der Hotzenwald-Westrand 1005 m bei Rütte. Höchste Geschiebe im Gewann Jungfeld 940 m, 1,5 km südlich Todtmoos-Au.

c) In der Weitenauer Vorbergzone:

1. Der Entegast von Schopfheim 596 m. Höchste Geschiebe am Hausener Köpfele bei 550 m.
2. Der Scheinberg von Langenau 621 m.



Karte 1

Ausdehnung der eiszeitlichen Gletscher im südwestlichen Schwarzwald

- 1 = Geschiebe an der Grenze der würmzeitlichen Vereisung des Schwarzwaldes
- 2 = Maximalgrenze der würmzeitlichen Vereisung des Schwarzwaldes
- 3 = Geschiebe im Bereich des eiszeitlichen Gletschers des Schwarzwaldes
- 4 = Geschiebe im Bereich des eiszeitlichen Alpengletschers
- 5 = Geschiebe des Schwarzwaldes und der Alpen gemischt (Mischmoräne)
- 6 = Deltasande und -kiese
- 7 = Maximalgrenze der eiszeitlichen Vereisung des Schwarzwaldes
- 8 = Maximalgrenze des eiszeitlichen alpinen Rheingletschers
- 9 = Nicht vom Eis überflutete Berggrücken (Nunatakr)



Es mögen vielleicht noch einige kleinere Kuppen da und dort dazukommen, die gerade noch aus dem fließenden Ferneis hervorgeschaut haben.

Leider weiß man nicht immer, ob das höchstaufgelesene Geschiebe auch wirklich das letztmögliche und höchstgelegene ist. In den dichten Wäldern sind die Erratika unter einer dichten Nadel- und Blätterschicht dem Auge verborgen, so daß durchaus die Möglichkeit besteht, daß noch höher gelegene Geschiebe, als angegeben, existieren.

Der Rekonstruktion und Berechnung des einstigen Gletschergefälles, wie sie nun versucht wird, haften aus den genannten Gründen Fehler an. Darum sind die angegebenen Neigungszahlen nur annähernd, aber nicht absolut richtig.

Vom Gisiboden (1210 m) östlich Todtnau bis zum höchsten Geschiebe von Ehrsbarg (910 m) betrug das Gefälle des Wiesegletschers auf 8000 m Entfernung 300 m = 38 ‰. Dann nimmt der Eisböschungswinkel auf 9 bis 12 ‰ ab, da das nächste höchste Geschiebe (ist es auch wirklich das höchste?) im Gewann Ried bei Rohrberg (880 m) in 3250 m Distanz liegt. Weiter zum 2500 m entfernten Gewann Sandwürfe bei Riedichen mit gesicherter Eishöhe zwischen 850 und 860 m, bis wohin die Gletscherneigung gar nur 6 ‰ betrug. In dieser geringen Neigung drückt sich wahrscheinlich ein Rückstau des abströmenden Eises aus, welcher von den Bergen der Hohen Möhr und dem Gleichen verursacht wurde, die sich wie Brückenpfeiler dem Eisflusse entgegenstemmten.

Westlich der Wiese gibt es nur zwei annähernd gesicherte Punkte zur Berechnung des Eisgefälles: a) das Gewann Muhmen bei Gresgen = 810 m und b) das 4,5 km weiter im Süden gelegene Hausener Köpfle mit 550 m. In den daraus sich ergebenden 57 ‰ drückt sich der Abstieg der Eismassen in die mesozoischen Vorberge aus.

Das Gefälle des rißzeitlichen Wehratalgletschers zwischen den Gewannen Jungfeld (940 m) südlich Todtmoos-Au und Eselwaid (485 m) bei Wehr errechnet sich zu 65 ‰, während es unterhalb der Eselwaid bis zum Zusammenstoß mit dem Alpeeis bei Brennet nur noch 4 ‰ groß war.

Weitere Höhenzahlen zur ungefähr richtigen Berechnung des Eisgefälles stehen nicht zur Verfügung.

Da der Dinkelberg ohne eisfreie Kuppen war, kann über das Gefälle des Vorlandgletschers nichts ausgesagt werden. Das Gelände zwischen der Eselwaid von Wehr und Brennet, wo sich die Gletscher aus dem Süden und Norden trafen, liegt ganz am Ostrande des Dinkelberges; das hier errechnete Gefälle von 4 ‰ wird im großen und ganzen auch für den ganzen Dinkelberg annähernd Gültigkeit haben.

Geht man vom Feldberg und seiner Umgebung aus bis zum Eisrande bei der Chrischona von Basel, so ergibt sich ein Gefälle von 20 bis 22 ‰. In diesem kleinen Betrag von etwa 1°20' (Winkelgraden) drückt sich der weit-

gespannte rißzeitliche Eisschild aus, der über dem südlichen Schwarzwald lag. Analoge Gefälle zwischen 17 und 26 ‰ (= 1° bis 1°35') besaß auch der Wutachgletscher, wie wir (1963, S. 48) nachwiesen. Ein analoges Eisgefälle hatte schließlich auch der rißzeitliche Rhône-gletscher bei seinem Durchfluß durch den Faltenjura nach Lyon, wie R. FREI (1912, S. 49 ff.) angibt.

IX. Die Eismächtigkeit der rißzeitlichen Wehra-Wiese-Gletscher

Die höchsten erratischen Geschiebe geben Anhaltspunkte für die Eismächtigkeiten, welche in einem Gebirge mit Tälern und Rücken beträchtlich schwanken müssen: In den Tälern gab es große Eisdicken, über den Rücken lagen bedeutend dünnere Eisschichten. Zur Berechnung der Eismächtigkeiten dienen am besten solche Fundpunkte höchster Geschiebe, die sich an den Flanken eines Tales gegenüberliegen.

Leider kennt man die Dicke des Gletschereises nicht, das noch über dem höchsten Geschiebe gelegen haben muß; es können nur einige Meter, aber es können auch sehr viel mehr gewesen sein. Ferner ist die Auflagerungsfläche, die Sohle des rißzeitlichen Gletscherstromes in den Tälern meistens unbekannt. Es fehlt oft (nicht immer) die Hochterrasse, von welcher man sonst als einer gesicherten Basis ausgehen kann. Die Flußerosion im Riß-Würm-Interglazial und im Postglazial sowie die würmzeitliche Gletschererosion haben gelegentlich die Bezugsbasis weggenommen.

Auch hier gibt es somit keine genauen, sondern nur in der Größenordnung einigermaßen richtige Zahlen.

Mit diesen unvermeidbaren Fehlern behaftet, seien nun einige Eismächtigkeiten der rißzeitlichen Gletscher in den Tälern der Wehra, der beiden Wiesen und im Dinkelberg angegeben.

1. A. GÖLLER, dem verdienstvollen Erforscher der Glazialgeologie des Wiesetales, verdanken wir die Kenntnis (1952, S. 67), daß vom Eis verschleppte ortsfremde Moränengeschiebe sich noch auf dem Sengalenkopf in 1210 m Höhe befinden, im Weißenbachsattel südlich Präg in 1080 m und am Staldenkopf in 1050 m. GÖLLER (1952, S. 66) schreibt: „Durch die Vereinigung des Wiesegletschers mit dem ebenso mächtigen Eisstrom des Prägtales kamen so mächtige Eismassen zusammen, daß sie nicht nur das Haupttal, sondern auch mehrere Seitentäler ganz oder teilweise erfüllten. Die Eismächtigkeit betrug im Geschwender Becken über 380 m.“

Gehen wir vom kleinen Rundhöcker etwas unterhalb des Dorfes Präg aus (690 m Höhe), so liegt das höchste glaziale Geschiebe in 1,5 km Luftlinie entfernt auf dem Sengalenkopf in 1210 m. Das ergibt eine Eismächtigkeit von mindestens 520 m! Dies wäre die größte bisher bekannte Eismächtigkeit im Schwarzwald.

Schon 1961 (S. 126) kam uns der Gedanke, daß der würmzeitliche Prägtalgletscher wohl keine 520 m Eisdicke haben konnte, wohl aber der rißzeit-

liche. Daß der kleine Rundhöcker vor dem Dorfe Präg in 690 m Höhe würmzeitlicher Entstehung ist und als Basis für die Berechnung einer rißzeitlichen Eismächtigkeit genommen wird, ändert nicht viel in der Berechnung der Eisdicke, da der würmzeitliche Rundhöcker im Riß nur unbedeutend höher gewesen sein kann. Der Eisspiegel aber lag schon beträchtlich höher als 1210 m, da der Gletscher den Sengalenkopf noch überflutete. Die Eismächtigkeit von 520 m ist schon eine Minimalzahl.

2. Die Kirche von Zell im Wiesetal liegt in 445 m Höhe, das sind 15 m über der Wiese. Im benachbarten Gresgen, westlich der Wiese, liegt das höchste Geschiebe in 810 m; östlich der Wiese im Gewann Sandwürfe bei Riedichen kann die Eisspiegelhöhe mit großer Sicherheit zwischen 850 und 860 m angegeben werden. Demnach war die Eismächtigkeit des rißzeitlichen Wiesetalgletschers bei Zell rund 410 m groß, wobei zu bedenken ist, daß Zell nur etwas über 2 km vom Südende des Schwarzwaldes liegt, wo das niedrige Vorland des Dinkelberges beginnt.

3. Dieses Vorland hat wie ein Sog auf den Talgletscher eingewirkt und das Eis aus dem Wiesetal rasch abgezogen, wo es dann im freien, weiten Gelände breit auseinanderströmen konnte. Das Gefälle nahm dabei, wie S. 257 gezeigt wurde, von 6 ‰ auf 57 ‰ zu, was der Ausdruck dafür ist, daß der Gebirgsgletscher sich zu einem Vorlandgletscher in niedrigeren Landstrichen ausweitete.

Auch die Eismächtigkeit mußte dabei rasch abnehmen, da die einengende, kanalisierende Einwirkung der Täler aufhörte.

Das Gewann Ebene am Kohlsberg (620 m), $\frac{1}{2}$ km nördlich Hausen, also gerade am Südende des kristallinen Schwarzwaldes, trägt Geschiebe, ebenso wie seine Gegenfläche östlich der Wiese das Gewann Eckwald bei Raitbach — Scheuermatt (604 m). Die Basisfläche des Gletschers ist an der Straße von Hausen nach Raitbach in 430 m Höhe aufgeschlossen gewesen. So errechnet sich eine Eismächtigkeit von mindestens 180 m, gegenüber 410 m bei Zell. Das Vorland mit seinem Sog auf den Talgletscher in das Vorland hinaus macht sich also deutlich in der Abnahme der Eismächtigkeit bemerkbar.

4. Im Tal der Kleinen Wiese gibt es leider zur Eisdickenberechnung nur ein einziges, aber sehr zuverlässiges Zahlenpaar. Der geschiebetragende Paß von Sallneck-Kirchhausen hat eine Höhe von 731 m; die jenseits der Kleinen Wiese gelegenen Erratika bei der Lammerdinshütte von Gresgen befinden sich in 740 m. Die geschiebeführende Friedhofebene von Tegernau als Eisbasis liegt in 470 m, so daß sich eine Eismächtigkeit des Gletschers der Kleinen Wiese von 270 bis 300 m im Raume von Tegernau ergibt.

5. Die Dicke des Wehratalgletschers läßt sich ziemlich gut bei Todtmoos-Au angeben. Die höchsten Geschiebe im Gewann Jungfeld am Wehratalabbruch über Todtmoos-Au haben 940 m Höhe, die dazugehörige rißzeitliche

Gletscherbasis befand sich etwa in 700 m; somit hatte der Wehratalgletscher 1,5 km talabwärts von Todtmoos-Au eine Eisdicke von mindestens 240 m.

6. Die Eisspiegelhöhe beim Zusammenfluß von Alpen- und Wehrataleis bei Brennet wurde (S. 224) zwischen 470 und 480 m, die Hochterrassenfläche mit 330 bis 340 m angegeben. Daraus ergibt sich eine Eismächtigkeit am Zungenende des Wehratalgletschers von 150 bis 160 m!

7. Die höchsten Geschiebe von Wehr befinden sich im Gewann Eselwaid in 485 m Höhe. Auf der anderen Talseite steht der große erratiche Granitblock = Menhir im Walde etwas südlich der Straße Wehr — Dossenbach in 450 m Höhe. Die Eisdicke betrug hier im östlichen Dinkelberg am Westende des Wehratalgletschers nur noch 35 m.

8. Die Eismächtigkeiten über dem ganzen übrigen Dinkelberg schwankten zwischen 80 und 110 m, wobei die Tiefen der Karstdolinen unberücksichtigt bleiben. Die Hohe Flum, die höchste Kuppe des Dinkelberges südlich von Wiechs, war mit ihren 535 m noch etwas vom Eis überflutet, lag doch die Eisspiegelhöhe beim nördlich benachbarten Hausener Köpfle in 550 m.

Die geschiebeführende Chrischona bei Basel am Westende des Dinkelberges hat 523 m Höhe.

Das Gelände zwischen der Hohen Flum und der Chrischona nimmt Höhen zwischen 430 und 470 m ein, woraus sich eine Eisdicke von 80 bis 110 m ableiten läßt.

Eine Eisplatte von etwa 4 ‰ Gefälle, wie vorher errechnet, und von rund 100 m Dicke, auf einem dolinenreichen Karstgelände gelegen, kann keine große Fließgeschwindigkeit mehr entwickelt haben. Der Vorlandgletscher auf dem Dinkelberg mußte am Rhein zwischen Säckingen — Brennet — Basel sein Ende finden und seine Schmelzwasser in den Rhein als eiszeitlichen Urstrom abgeben.

X. Jungtertiäre und altpleistozäne Schotterrelikte, aufgearbeitet in der Rißmoräne

Die vom Schwarzwald kommenden Gletscher brachten alle Gesteinsarten als Moräne mit, die im Gebirge anstehen: Granite, Gneise und Paläozoikum. Südlich der großen Randverwerfung Kandern — Hausen — Raitbach stehen Rotliegendes und Buntsandstein an. Auch diese Gesteine befinden sich als Geschiebe in den rißzeitlichen Ablagerungen des Dinkelberges. Der Wehratalgletscher traf im Raume von Wehr auf etwas Keuper und etwas Lias und verfrachtete Stücke davon, freilich zur Schaffung gut gerundeter Gerölle war der Weg im Gletscher zu kurz.

Doch nicht auf diese Geschiebe sei hier eingegangen. Ein weit größeres Interesse beanspruchen Buntsandsteingerölle mit brauner Rinde und weiße

Buntsandsteinquarzite von 20 bis 30 cm Durchmesser und kleine Kalksteingerölle.

Als die rifzeitlichen Gletscher dem Schwarzwald entströmten, gab es kein Mesozoikum mehr als Deckschichten über dem kristallinen Untergrund. Die obermiozäne Juranagelfluh im Umkreis des Schwarzwaldes ist das Abtragungsmaterial seiner einstigen mesozoischen Deckhülle.

Dennoch müssen allem Anschein nach noch zur Risseiszeit einige wenige Erosionsrelikte von Juranagelfluh am äußeren Rande des Südschwarzwaldes existiert haben, welche das Eis aufarbeitete und mit den kristallinen Komponenten der Grundmoräne mischte.

Es wurde auf S. 225 darauf hingewiesen, daß im Hochtale von Gresgen auffallend viele Kalksteine als Gerölle gefunden wurden, deren Durchmesser bis maximal 5 cm Größe erreichen. Aber auch sonstwo findet man gelegentlich da und dort Kalksteingerölle. Die Kalksteinkomponenten vertreten Muschelkalk, Dogger und etwas Malm (?). Hauptoolith wiegt vor. Es mag unter den Oolithgeröllen auch etwas kulmischer Oolith sein, wie ihn E. STRTIG (1963, S. 87) von Präg erwähnt. Die Masse der Oolithgeschiebe muß aber jurassisch sein. Ferner fanden sich vereinzelt eisenschüssige Spatkalke und einige allerdings fragliche Malmgerölle, die auch Muschelkalk sein könnten.

Da Kulturschotter nicht in Frage kommen, kann es sich bei Gresgen nur um einen vom Eise aufgearbeiteten letzten Rest von tertiären Schottern, also wohl von Juranagelfluh, handeln. O. WITTMANN (1951, S. 91 bis 95) beschreibt von der Ruine Rötteln bei Haagen und von Wollbach Geröllmassen ähnlicher Zusammensetzung, denen er gleichfalls das Alter der Juranagelfluh gibt.

Die Wahrscheinlichkeit, daß einzelne kleine Flecken spättertiärer Ablagerungen noch zur Risseiszeit in den Tälern des Schwarzwaldes lagen, erfährt eine starke Stütze in dem unerwarteten Vorkommen von Pliozän/Altquartär im Wehratale, welches schon S. 218 erwähnt wurde. Es handelt sich im neuen Villenviertel von Wehr um völlig kalkfreie, tiefgelbe Tone, in welchen nur noch gerollte Buntsandsteinquarzite bei der intensiven Verwitterung übriggeblieben sind. Die kristallinen Komponenten sind völlig zersetzt. Das Ganze erinnert an die pliozänen Heubergschotter von Kandern, die E. RUTTE (1950, S. 44) allerdings als obermiozän ansieht.

Schließlich hat das Risseis noch Altquartär angetroffen. Braunrindige Buntsandsteingerölle und zäher weißer Buntsandsteinquarzit finden sich als einige Meter mächtige Lagen

1. im Maienbergpaß;
2. in der Umgebung des Gewannes Kreuzeiche westlich Wieslet;
3. im Gewann Lingmatt (355 m) an der Straße von Haagen nach Wollbach — Wittlingen, vermischt mit sehr verwitterten Porphyrgeröllen;

4. im Hochtale von Gresgen: Streufunde;
5. mitten im Hochwald oberhalb des Gewannes Ebene am Kolsberg nördlich Hausen: Streufunde im Hochwald;
6. als sehr seltene gelegentliche Einzelfunde im Schwarzwald und auf dem Dinkelberg;
7. in größerer Anzahl in der Hochterrasse von Schwörstadt (Kiesgruben beim Friedhof des Ortes).

Zusammenhängende Flächen ziemlich mächtiger Buntsandsteinschotter beschreibt O. WITTMANN (1951, S. 97) vom Blatt Lörrach. Er stellt diese Schotter aus guten Gründen in das Altquartär, worin wir ihm folgen.

Die Rißgletscher des Wehrtales und der Wiesetäler haben solche spärlichen pliozänen und altquartären Buntsandsteinschotter noch angetroffen und mit in die Moräne eingemischt. Im Hochtal von Gresgen sind die morphologischen Voraussetzungen für eine Konservierung von obermiozänen und altquartären Schottern gegeben. Das Gresgener Tal ist demnach schon im Endtertiär von einer „Urwiese“ angelegt gewesen.

Als das rißzeitliche Wieseis in das alte Talstück eindrang, arbeitete es den mio-pleistozänen Schotterrelikt zur Grundmoräne um und fügte ihm noch kristalline und paläozoische Komponenten hinzu; auf diese Weise entstand ein Moränenspektrum eigener Art.

Es muß nun angefügt werden, daß M. LUTZ schon etwa sechs Jahre vor uns am Süden des Gresgener Berges oberhalb Hausen im Wiesetal Gerölle aus Buntsandstein und paläozoische Gerölle gefunden und als Relikte einer „Urwiese“ angesehen hat. Er hat leider seine Befunde noch nicht veröffentlicht, und erst in einem Gespräch im März 1964 berichtete er uns über seine früheren Entdeckungen. Die Beobachtungen von M. LUTZ bestätigen unsere später gemachten Aufnahmen, und auch in der Deutung der Schotter sind wir unabhängig voneinander zum gleichen Resultat gekommen. Herrn LUTZ gebührt die Priorität der Entdeckung und Deutung.

Zum Schluß sei nochmals auf E. RUTTES Luckeschotter (1950, S. 77 ff.) eingegangen, nachdem diese Geröllstreu schon S. 241 besprochen wurde. RUTTE sieht seine Luckeschotter für altquartär an, weil die Hauptmasse der Gerölle auf einer im Oberpliozän ausgebildeten Landfläche, dem Lingert-Niveau von 430 m, liegt. RUTTES Luckeschotter führen keine Kalke mehr; sie seien verschleppte Gerölle der Heubergschotter, welche ihrerseits ein Äquivalent der obermiozänen Juranagelfluh darstellen sollen, während andere Geologen die Heubergschotter für Pliozen halten.

Die von M. LUTZ und später von uns gefundenen Kalkgerölle von Gresgen werden als eisverfrachtete Juranagelfluhgerölle angesehen. Der Unterschied, hier kalkfreie, dort kalkführende Schotter, fällt sofort auf.

In RUTTES Luckeschotter sind sehr verschiedenalterige Geröllbildungen zusammengefaßt:

- a) tatsächlich verschleppte Heubergschotter;
- b) altquartäre Buntsandsteinschotter, weit entfernt vom Kanderner Heubergschotter;
- c) rißzeitliche Moränenstreu, wobei auch RUTTE schon erkannte, daß die frischen Kristallingerölle aus dem Schwarzwald Hochterrassenalter haben werden, und schließlich werden auch
- d) unverwitterte kalksteinführende Schotter der obermiozänen Juranagelfluh in RUTTES Luckeschotter stecken.

Gleichwohl wir RUTTES Luckeschotter nach verschiedenem Alter und nach verschiedener Herkunft aufteilen, seien seine Vorarbeit und seine Beobachtungen anerkannt.

XI. Rißzeitlich angelegte und wärmzeitlich überprägte Formen im Wiesetal

Bei einer rißzeitlichen Schneegrenze von etwa 700 m heutiger Meereshöhe (= einer Höhe von rund 850 m oder mehr, bezogen auf den damals eustatisch abgesenkten Meeresspiegel) sind sehr große Teile des Südschwarzwaldes zum Firngebiet geworden. Es konnten sich Gletscher größten Flächenmaßes entwickeln, die in den Tälern des zentralen Gebirges Eismächtigkeiten zwischen 520 und 410 m erreichten und noch beim Austritt aus dem Gebirge in das mesozoische Vorland 300 bis 400 m Eisdicke aufwiesen.

Trafen sich zwei Talgletscher, so war kein Raum mehr für die Masse von Eis vorhanden. Der größere, voluminösere Eisstrom versperrte dem kleineren den Weg. Es trat ein Eisrückstau ein und bewirkte damit ein Höherwachsen der Talgletscher, ein Überborden von Eis über die das Tal begrenzenden Höhen; es entstanden Plateaugletscher.

Die zusammengesetzten Eisströme, die nach ihrer Vereinigung eingezwängt im Hauptttal gemeinsam abströmten, mußten dabei auch in die Tiefe arbeiten, d. h. das Gesteinsbett erosiv angreifen. Dabei hat der jeweils masigere Gletscher den etwas kleineren an die Seite gedrückt, und dieser furchte sich dann sein eigenes Bett seitlich neben dem Hauptttal in die Bergflanke ein. Solche Eiserosionsrinnen parallel zum Hauptttal und von diesem durch langgestreckte Gesteinsschwellen getrennt, haben wir (1961, S. 119 bis 132) vom Talkessel von Präg beschrieben.

Die schönste und größte eisgekolkte Scharte hat der rißzeitliche Gletscher des Böllenbaches geschaffen, der vom Belchenmassiv abstieg und bei Schindeln — Wembach auf den großen Wiesegletscher traf, dann von diesem an die rechte Talwand gepreßt wurde, wobei das Kohlbachtal von 1,5 km Länge und rund 50 bis 60 m Tiefe erodiert wurde. B. BRANDT (1914, S. 14)

sieht das Kohlbachtal als ein vom Böllenbach verlassenes Talstück an, was aber aus morphologischen Gründen nicht gut möglich ist (Abb. 9). J. SÖLCH (1932, S. 130) und A. GÖLLER (1952, Karte) denken an Randgerinne, erzeugt durch die Erosion der Schmelzwasserbäche an der Westseite des letzteiszeitlichen Wiesetalgletschers.



Abb. 9. Blick in das Kohlbachtal südlich Wembach

Älter als das Kohlbachtal ist der Dachsgraben, der, von Westen kommend, die Wiese auf dem kürzesten Weg erreichte. Das Eis des von Norden nach Süden ziehenden Böllenbachtals schnitt durch seine Erosion den letzten Abschnitt des West-Ost-Weges des Dachsgrabens zur Wiese ab. Der alte Dachsgraben wurde ein Seitental des neuen Kohlbachtals. Der alte Lauf des Dachsgrabens östlich des Kohlbaches ist noch am Südende des Rückens von Schindeln zu erkennen, obgleich die alte Morphologie nochmals vom Eise umgeprägt wurde.

Daß das Kohlbachtal während der Rißeiszeit vom Böllenbachgletscher ausgekolkt wurde und nicht in der Würmeiszeit, geht schon daraus hervor, daß nach A. GÖLLER (1938/39, S. 109) der würmzeitliche Böllenbachgletscher gar nicht bis zum Dorfe Niederböllenbach oder gar zum Weiler Haidflüh gekommen ist. „Alle glazialen Ablagerungen im unteren Teil des Böllenbachtals wurden durch das Eis des Wiesetalgletschers dorthin gebracht“ (A. GÖLLER 1952, S. 63). GÖLLER hat für den würmzeitlichen Böllenbachgletscher schon recht: er ist nicht bis Schindeln — Wembach gekommen. Weil seiner Ansicht nach Eiserosion fehlte, muß er das Kohlbachtal als eine Schmelzwasserrinne des Wiesetalgletschers ansehen.

Gegen eine Schmelzwasserrinne scheint das zweimalige rechtwinklige Umbiegen des obersten Kohlbachtals zu sprechen. Das Umbiegen kann indessen durch den seitlichen Stoß und das Eindringen des Wiesetalgletschers in die linke Flanke des Böllenbachgletschers entstanden sein.

Indessen hat auch der heutige Böllenbach unterhalb Wembach zwei rechtwinklige Knicke parallel zum Kohlbach und zwängt sich zwischen dem Rundhöcker P. 543,8 und dem Rücken von Schindeln durch. Es sind zwei geometrisch kongruente Knicke der zwei Bäche vorhanden. Die Eiserosion hat zweimal, aber zeitlich nacheinander, solche Scharten in die westliche Wand eingekerbt.

Etwas unterhalb der Kohlbachmündung in die Wiese liegt östlich Ittenschwand die Kuppe P. 560,8 — sicher ein Rundhöcker — und östlich Oberhepschingen der Burstel (P. 588,2).

Der Burstel wurde früher als ein Umlaufberg der Großen Wiese angesehen, so von BNAENDT (1914, S. 13). Aber J. SÖLCH (1932, S. 130) lehnt diese Deutung mit Recht ab, wenn er schreibt: „Wenn irgendwo im Schwarzwald, so sprechen hier wenigstens gewisse Züge der Landformung für eine alte Vergletscherung, die weiter ausgedehnt war als die letzte Eiszeit.“ Und tatsächlich fand A. GÖLLER (1952, S. 65) „vereinzelt Geschiebe auf dem Gipfel des Kasteler Burstel-Rundhöckers und an dessen Südhang“ Also ist auch der Burstel ein Rundhöcker.

Westlich des Burstel fließt der Hepschinger Bach; auch er wie der Dachsgaben aus seiner alten West-Ost-Richtung nach Süden abgedreht. In seinem alten verlassenen Tallauf liegt der Weiler Kastel.

Uns scheint, daß das neue Talstück des Hepschinger Baches westlich des Burstel gleichfalls eine Erosionsscharte des rißzeitlichen Böllenbachgletschers ist, eine 500 m südlich gelegene Fortsetzung des Kohlbachtals.

Gewiß, der würmzeitliche Wiesetalgletscher ist dann nochmals über die rißzeitlich angelegten Formen gegangen, hat sie abermals rundgeschliffen und hat im Kohlbachtal und auf dem Rücken von Schindeln und am Burstel Material abgelagert.

Stimmt es, daß die Flankengerinne vom Eis des Nebengletschers angelegt wurden, so ist zu erwarten, daß die voluminös kleineren Gletscher als erste in der Abschmelzphase verschwanden und die vom Eis geschaffenen Scharten von den Schmelzwässern des eigenen und des Hauptgletschers benutzt und nun fluviatil weiter vertieft wurden. So gesehen sind diese Flankengerinne polygener Entstehung: Zweimal durch Gletscher und zweimal von deren Schmelzwässern (Riß und Würm) vertieft.

Der Raum von Schönau — Schönenberg bietet weitere Beispiele für Flankengerinne, die schon H. SCHREFFER (1931, S. 38), L. ERB (1948, S. 48) und A. GÖLLER (1952, S. 62) bekannt waren. So ist der rißzeitliche Aiternbachgletscher, der vom Wiesetalgletscher an die Talwand gedrückt wurde, der Initiator des langen Flankentales Aitern — Fahrnbühl — Haideck — Letzbergbächle — Gurgel — Haselbachtal — Rabenfelsen gewesen, womit der Anschluß an das unterste Böllenbachtal (Rundhöcker P. 543,8) und an das Kohlbachtal gegeben ist. Ferner gehören dazu die von uns (1961, S. 119 bis 132) beschriebenen schönen Eiserosionsrinnen von Geschwend und Präg. Auch sie sind rißzeitlich angelegte Glazialformen, die später vom Würmgletscher erneut benutzt wurden.

Der Rißgletscher, weit größer und weit kräftiger als der Würmgletscher, war der erste Former der Glazialmorphologie im Schwarzwald. Die Gletscher der letzten Eiszeit haben diesen alten glazialen Formenschatz übernommen und erneuert.

XII. Literaturverzeichnis

- ALBIEZ, GUSTAV: Die Tektonik des östlichen Dinkelberges und der Eichener See. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 31, 211—272, 2 Abb., 1 Karte, Freiburg i. Br. 1931.
- AUSFELD, R.: Geologische Skizze der Gegend von Rheinfelden. — Mitt. Aargauische Naturf. Ges. III, 1880, 83—102, Aarau 1882.
- BEARTH, P.: Siehe GÜNTHERT & BEARTH.
- BECK, P.: Votum zur Mitteilung Disler-Rheinfelden. — Eclogae geol. Helvetiae 25, 243—244, Basel 1932.
- Gemeinschaftlicher BERICHT der Geologischen Landesanstalten von Baden, Bayern, Elsaß-Lothringen und Hessen über Exkursionen in den Quartärbildungen des oberen Rheintals zwischen Basel und Mainz. — Mitt. Bad. Geol. L.-A. III, 19—73, Heidelberg 1894.
- BERNHEIM, THEODOR: Die Schwarzwaldrandverwerfung am Ostrand der Schopfleimer Bucht. — Diss. rer. nat. Freiburg i. Br., 52 S. (Maschinenschrift), 1920.
- BLÖSCH, ED.: Die große Eiszeit in der Nordschweiz. — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, NF 31, 27—36, 1 Abb., Bern 1911.
- Die erratischen Blöcke von Laufenburg (Aargau). — Eclogae geol. Helvetiae 54, 461—468, 1 Abb., 1 Tab., Basel 1961.

- BÖHLER, K.: Morphogenese des Südwestschwarzwaldes. — Diss. rer. nat. Freiburg i. Br. 1942.
- BRANDT, BERNHARD: Studien zur Talgeschichte der Großen Wiese im Schwarzwald. — Abh. z. Bad. Landesg. 3, 53 S., 2 Karten, 3 Taf., Karlsruhe 1914.
- BRAUN, G.: Zur Morphologie der Umgebung von Basel. — Verh. Naturf. Ges. Basel 25, 128—142, 2 Tab., 1 Taf., Basel 1914.
- Zur deutschen Landeskunde. V. Der Schwarzwald. — Z. Ges. f. Erdk. Berlin 3, 1—11, 2 Abb., Berlin 1914.
- Das Rheingebiet oberhalb Basel. Eine morphogenetische Studie. — Z. Ges. f. Erdk. Berlin 5/6, 211—229, 1 Tab., 1 Karte, Berlin 1919.
- BRAUN, L.: Geologische Beschreibung von Blatt Frick (1:25 000) im Aargauer Tafeljura. — Verh. Naturf. Ges. Basel 31, 189—242, 2 Taf., Basel 1920.
- BROMBACH, FRIEDRICH: Beiträge zur Kenntnis der Trias am südwestlichen Schwarzwald. — Mitt. Bad. Geol. L.-A. 4, 429—484, 5 Profile, Heidelberg 1903.
- BRÜCKNER, EDUARD: Die Eiszeiten in den Alpen. — Geogr. Z. 10, 569—578, Heidelberg 1904.
- Bemerkungen zum Aufsatz von Prof. DEECKE über die tiefliegenden glazialen Reste in Südwestdeutschland und über die Lößstratigraphie Süddeutschlands. — Z. f. Gletscherk. 11, 84—89, Leipzig 1920.
- BRUSCH, M.: Die Höhenlage der heutigen und der eiszeitlichen Schneegrenze in Europa, Vorderasien und den angrenzenden Gebieten. — Diss. (Maschinenschrift) Göttingen, 67 S., Göttingen 1948.
- BUBNOFF, SERGE VON: Die Tektonik der Dinkelberge bei Basel. I. Teil. — Mitt. Bad. Geol. L.-A. 6, 521—634, 4 Abb., 2 Taf., Heidelberg 1912.
- Zur Tektonik des südlichen Schwarzwaldes. — N. Jb. Min. Geol. Paläontol., Jg. 1912, 1, 147—156, 1 Karte, Stuttgart 1912.
- mit einem Beitrag von J. WILSER: Das Gebiet der Dinkelberge zwischen Wiese und Rhein. — Jber. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. NF 2, 3—16, 1 Abb., Karlsruhe 1912.
- BURI, THEODOR: Über Glazialspuren im oberen Breggebiet und in den benachbarten Gegenden des mittleren Schwarzwaldes. — Cbl. f. Min. Geol. Paläontol. 1914, 369—374 und 401—405, 2 Abb., Stuttgart 1914.
- Über Verlauf und Gliederung der letzten Eiszeit und über Hängetäler im mittleren und im anstoßenden südlichen Schwarzwald. — Jber. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. NF 6, 168—188, 2 Abb., Stuttgart 1917.
- Richtigstellung einiger unzutreffender Behauptungen über meine Schwarzwald-Glazialuntersuchungen in „DEECKE, Geologie von Baden, 2. und 3. Teil“. — Jber. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. NF 8, 62—63, Stuttgart 1919.
- Glazialstudien im Feldberggebiet (Schwarzwald). — Z. deutsch. Geol. Ges. 80, 238—255, 3 Abb. (1928), Stuttgart 1929.
- Zum Nordschweizer Gletschervorstoß der alpinen „Großen Eiszeit“ auf den Südrand des Schwarzwaldes. — Geol. Rdsch., SALOMON-CALVI-Festschr., 23 a, 148—154, 1 Abb., Berlin 1933.
- Die Vergletscherung des Schwarzwaldes zur Diluvialzeit. — Die Umschau 38, 570—573, Frankfurt a. M. 1934.

- BURI, THEODOR: Ein Jahrhundert Glazialforschung im Schwarzwald. — Z. f. Gletscherk. 26, 70—96, 3 Abb., 2 Taf., Berlin 1938.
- BUXTORF, AUGUST, & KOCH, R.: Zur Frage der Pliocaenbildungen im nordschweizerischen Juragebirge. — Verh. Naturf. Ges. Basel 31, 113—132, Basel 1920.
- BUXTORF, AUGUST, & CHRIST, P.: Erläuterungen zu den Blättern 96—99 (Atlasblatt 3) des Geol. Atlas der Schweiz 1 : 25 000, 45 S., 4 Abb., 2 Taf., Bern 1936.
- CHARLESWORTH, J. K.: The Quaternary Era. With special reference to its glaciation. — 2 Bände, 1700 S., 326 Abb., London (ARNOLD) 1957.
- DEECKE, WILHELM: Geologie von Baden. — 2 Bände, 782 S., 133 Abb., Berlin (BORNTRÄGER) 1916 und 1917
- Kare und Karsen im Schwarzwald. — Monatsbl. d. Bad. Schwarzwaldver. 20, 21—25, 7 Abb., Freiburg i. Br. 1917
- Morphologie von Baden auf geologischer Grundlage. Geologie von Baden, III. Teil. — 629 S., 181 Abb., Berlin (BORNTRÄGER) 1918.
- Kritische Studien zu Glazialfragen Deutschlands. — Z. f. Gletscherk. 11, 34—84, Leipzig 1918, und 21, 283—318, Berlin 1934.
- Hydrographie der Dinkelberge bei Basel. — Abh. Heidelberger Akad. Wiss., Math.-nat. Kl. 20, 50 S., 3 Abb., 2 Taf., Berlin und Leipzig (GRUYTER & Co.) 1932.
- DE LAMOTHE: Note sur les terrains de transport du bassin de la Haute-Moselle et de quelques vallées adjacentes. — Bull. Soc. Géol. France. 3 sér. 25, 378—438, 1 Karte, 15 Abb., Paris 1897.
- DISLER, C.: Geologische Skizze von Rheinfelden. — Jber. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. NF 2, 19—34, 5 Abb., Stuttgart 1912.
- Erratische Blöcke bei Wallbach und andere Zeugen der Eiszeit. Zeitungsnotiz. — „Volksstimme aus dem Fricktal“, Sept. 1920, Frick/Aargau 1920.
- Geologie des Bezirks Rheinfelden und der angrenzenden Gebiete. — Sonderheft „Vom Jura zum Schwarzwald“ 6, 69 S., 6 Abb., 8 Taf., 3 Prof., 1 Karte 1:50 000, Basel 1931.
- Die größte Vergletscherung im Umkreis von Basel. — Eclogae geol. Helvetiae 25, 242—243, Basel 1932.
- Die „größte Vergletscherung“ im Tafeljura und benachbarten Schwarzwald, ihre dominierende Stellung in der Eiszeit und ihre vermutliche Ursache. — Vom Jura zum Schwarzwald 20, 1—32, 7 Abb., 1 Karte, Frick/Aargau 1945.
- DUPASQUIER, LÉON: Über die fluvioglazialen Ablagerungen der Nordschweiz (außerhalb der inneren Moränenzone). — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz 31, (NF 1), 140 S., 2 Karten, 1 Taf., Bern 1891.
- Siehe STEINMANN & DUPASQUIER.
- ECK, HEINRICH: Geognostische Übersichtskarte des Schwarzwaldes. Südliches Blatt. 1 : 200 000. — Lahr (SCHAUENBURG) 1886.
- ERB, LUDWIG: Zur Stratigraphie des mittleren und jüngeren Diluviums in Südwestdeutschland und dem angrenzenden Grenzgebiet. — Mitt. Bad. Geol. L.-A. 11, 187—220, 4 Abb., Freiburg i. Br. 1936.
- Zur Kenntnis des Schwarzwaldglazials im Feldberggebiet. — Mittbl. Bad. Geol. L.-A. 1947, 42—44, Freiburg i. Br. 1948.

- ERB, LUDWIG: Zur Frage der jungquartären Hebung des südlichen Schwarzwaldes. — Mittbl. Bad. Geol. L.-A. 1948, 49—51, Freiburg i. Br. 1949.
- Die Geologie des Feldbergs. — In: Der Feldberg im Schwarzwald, 22—96, 23 Abb., 8 Taf., Freiburg i. Br. (BIELEFELD) 1948.
- ERDMANNSDÖRFER, O. H.: Geologische und petrographische Untersuchungen im Wehratal. — Mitt. Bad. Geol. L.-A. 4, 145—195, 1 Taf., Heidelberg 1903.
- FAVRE, JULES: La flore du cirque de Moron et des Hautes Côtes du Doubs. Etude de géographie botanique. — Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 49, 3—130, 5 Abb., Neuchâtel 1925.
- FREI, ROMAN: Monographie des Schweizerischen Deckenschotters. — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz NF 37, XV und 182 S., 1 Tab., 4 Karten, 2 Prof., 4 Abb., Bern 1912.
- Über die Ausbreitung der Diluvialgletscher in der Schweiz. — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz NF 41, 41—59, 1 Abb., 1 Karte, Bern 1912.
- FROMHERZ, CARL: Geognostische Beobachtungen über die Diluvialgebilde des Schwarzwaldes oder über die Geröllablagerungen in diesem Gebirge, welche den jüngsten vorgeschichtlichen Zeiträumen angehören. — 443 S., 1 Karte, Freiburg i. Br. (EMMERLING) 1842.
- Das Übergangsgebirge im südlichen Schwarzwald. — In: Beitr. z. mineral. u. geogn. Kenntnis des Großherzogthums Baden, herausgeg. von G. LEONHARD, 106—109, Stuttgart (SCHWEIZERBART) 1853.
- GILLIÉRON, M. V.: Les anciens glaciers de la vallée de la Wiese dans la Forêt-Noire. — Arch. Sci. phys. et nat. de Genève 55, 1—32. 1 Taf., Genève 1876.
- GÖLLER, AUGUST: Gletscherschliffe bei Schönau i. Schw. — Bad. Geol. Abh. 9, 151—154, 2 Abb., Karlsruhe 1937.
- Glazialgeologische Beobachtungen im mittleren Wiesetalgebiet. — Bad. Geol. Abh. 10, 95—114, 4 Abb., Karlsruhe 1938/39.
- Eiszeitforschungen im mittleren Wiesetalgebiet. — Das Markgräflerland 1, 1—10, 6 Abb., 1 Karte, Schopfheim 1940.
- Rekonstruktion der Fließrichtungen des diluvialen Gletschereises in der Umgebung von Schönau im Schwarzwald. — Mittbl. Bad. Geol. L.-A. 1948, 61—63, Freiburg i. Br. 1948.
- Von Muren und Erdbeben im südwestlichen Schwarzwald. — Mittbl. Bad. Geol. L.-A. 1949, 72—74, Freiburg i. Br. 1950.
- Auf Spuren der Eiszeit im Wiesental. — Bad. Heimat 32, 22—29, 5 Abb., Freiburg i. Br. 1952.
- Gletscherspuren im Talgebiet der großen Wiese (südwestlicher Schwarzwald) — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 42, 45—75, 8 Abb., 1 Karte, Freiburg i. Br. 1952.
- Glazialgeologische Exkursion in das Gebiet von Schönau am 23. 5. 1954 (mit einer Ergänzung von H. ILLIES). — Mitt. Bad. Landesver. Naturkunde u. Naturschutz NF 6, 202—204, 1 Taf., Freiburg i. Br. 1955.
- Wie der Schönauer Mühlmat-Gletscherschliff entdeckt wurde und wie diese Entdeckung sich auswirkte. — Das Markgräflerland 18, 41—43, Schopfheim 1956.

- GÖLLER, AUGUST: Glazialgeologische Streifzüge durch das Talgebiet der Großen Wiese (südwestl. Schwarzwald). — Markgräfler Jb. 4, 34—45, Schopfheim 1962.
- GRAEFF, FR.: Siehe STEINMANN, G., & GRAEFF, FR.
- GÜNTHERT, A., & BEARTH, P.: Bericht über die petrographische Untersuchung von erratischen Blöcken aus dem Kanton Baselland. — Tätigkeitsber. Naturf. Ges. Baselland 20, 1953—1954, 68—73, Liestal 1955.
- GUTZWILLER, A.: Die tertiären und pleistocänen Ablagerungen der Umgebung von Basel. — Ber. über die 25. Vers. Oberrhein. geol. Ver. zu Basel. 11—13, Stuttgart 1892.
- Die Diluvialbildungen der Umgebung von Basel. — Verh. Naturf. Ges. Basel 10, 512—688, Basel 1895.
- Die Wanderblöcke auf Kastelhöhe. — Verh. Naturf. Ges. Basel 21, 197—208, 3 Abb., Basel 1910.
- Die Gliederung der diluvialen Schotter in der Umgebung von Basel. — Verh. Naturf. Ges. Basel 23, 1—19 und 57—75, Basel 1912.
- HAASE, EGBERT: Die eiszeitliche Vergletscherung im Raum Lenzkirch (nordöstlicher Südschwarzwald). — Diplomarbeit (Maschinenschrift), 201 S., 38 Abb., 3 Karten, 3 Prof., 2 Tab., 1 Blockbild, Freiburg i. Br. 1961.
- Der Verlauf der eiszeitlichen Vergletscherung im Talbereich der Haslach (nordöstlicher Südschwarzwald). — Diss. (Maschinenschrift), Nat.-math. Fak. Freiburg i. Br., 178 S., 6 Karten, 6 Tab., 1 Proftaf., Freiburg i. Br. 1963.
- HANTKE, RENÉ: Chronologische Probleme im schweizerischen Quartär. — Jber. u. Mitt. Oberrhein. geol. Ver. NF 45, 45—60, 3 Abb., Stuttgart 1963.
- HASSINGER, HUGO: Neue Gletscherspuren im Baseler Jura und im Rheintal. — Z. f. Gletscherk. 11, 184—188, Leipzig 1920.
- HAUBER, LUKAS: Geologie des Tafel- und Faltenjura zwischen Reigoldswil und Eptingen (Kanton Basel-Land). — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz NF 112, 71 S., 12 Abb., 4 Taf., Bern 1960.
- Geologische Beobachtungen in drei Baugruben in Basel und Riehen. — Regio Basiliensis 2, 47—50, 3 Abb., Basel 1960.
- HAUER, A.: Der Nonnenmattweiher, ein verschwundener Schwarzwaldsee. — Mein Heimatland. Karlsruhe 1930.
- HEIM, ALBERT: Geologie der Schweiz. Bd. 1, Molasseland und Juragebirge. — 704 S., 126 Abb., 31 Taf., Leipzig (TAUCHNITZ) 1919.
- Geologie des Rheinfalls. — Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen 10, 1—70, 11 Abb., 1 Karte, 1 Tab., Schaffhausen 1931.
- HERMES, K.: Die Lage der oberen Waldgrenze in den Gebirgen der Erde und ihr Abstand zur Schneegrenze. — Kölner geogr. Arb. 5, 277 S., Köln 1955.
- HEUSSER, HANS: Beiträge zur Geologie des Rheintales zwischen Waldshut und Basel (mit besonderer Berücksichtigung der Rheinrinne). — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz NF 57/II, 51 S., 2 Abb., 4 Taf., Bern 1926.
- HUBER, ADOLF: Beiträge zur Kenntnis der Glazialerscheinungen im südöstlichen Schwarzwald. — N. Jb. Min. Geol. Pal., Beil.-Bd. 21, 397—446, 3 Taf., Stuttgart 1905.

- HUG, J.: Die Zweiteilung der Niederterrasse im Rheintal zwischen Schaffhausen und Basel. — Z. f. Gletscherk. 3, 1908/09, 214—219, Berlin 1909.
- KAECH, M.: Siehe STRÜBIN, K., & KAECH, M.
- KIRCHNER, HORST: Die Menhire in Mitteleuropa und der Menhirgedanke. — Abh. Akad. Wiss. u. Lit. Mainz, Geistes- u. Sozialwiss. Kl. 9, 1955, 208 S., 38 Taf., 3 Karten, Wiesbaden (STEINER) 1955.
- KLÄR, M.: Das vordere Wehratal. — 266 S., Karlsruhe (BADENIA) 1928.
- KLEBELSBERG, R. v.: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. — 2 Bände, 1028 S., 93 Abb., Wien (SPRINGER) 1948 und 1949.
- KLUTE, FRITZ: Die Schneereiste des Schwarzwaldes im Frühsommer und die Beziehungen ihrer Lage zu den Stellen ehemaliger Vergletscherung. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 19, 61—116, 8 Abb., 2 Karten, Naumburg a. d. S. 1912.
- KOCH, R.: Siehe BUXTORF & KOCH.
- KREBS, NORBERT, & SCHREPFER, HANS: Geographischer Führer durch Freiburg und Umgebung. — 230 S., 9 Abb., 1 Plan, Berlin (BORNRÄGER), Sammlung geograph. Führer II, 1927.
- LAMOTHE: Siehe DE LAMOTHE.
- LANG, GERHARD: Neue Untersuchungen über die spät- und nacheiszeitliche Vegetationsgeschichte des Schwarzwaldes. I. Der Hotzenwald im Südschwarzwald. — Beitr. z. naturk. Forsch. Südwestdschld. 13, 3—42, Karlsruhe 1954.
- LEMBKE, CARL AUGUST: Die Erdmanns-Höhle bey Basel. — 21 S., 1 Abb., 9 Taf., 2 Karten, Basel (SCHOELL) 1803.
- LEUTHARDT, F.: Glazialablagerungen aus der Umgebung von Liestal. — Tätigkeitsber. Naturf. Ges. Baselland 1917—1921, 92—117, 4 Taf., Liestal 1923.
- LEVY, FRIEDRICH: Das System des Feldberggletschers im hohen Schwarzwald. — Mitt. Geogr. Ges. München 7, 133—137, München 1912.
- LITZELMANN, ERWIN, & MARIA: Das Vegetationsbild des Dinkelbergplateaus. — Bauhinia 1, 222—250, 8 Taf., Basel 1960.
- Verbreitung von Glazialpflanzen im Vereisungsgebiet des Schwarzwaldes. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 51, 209—244, 10 Abb., 4 Karten, Freiburg i. Br. 1961.
- LUTZ, MANFRED: Geologie des Deckgebirges zwischen Hausen und Hasel (Blatt 8313 Wehr NW 1 10000). — Diplomarbeit (Maschinenschrift) Geol. Inst. Freiburg i. Br., 131 S., 20 Abb., 2 Skizzen, 1 Karte, Freiburg i. Br. 1955.
- Stratigraphische und tektonische Untersuchungen am südwestlichen Schwarzwaldrand. — Diss. rer. nat. (Maschinenschrift) Universität Freiburg i. Br., 126 S., 3 Taf., Freiburg i. Br. 1958.
- MERIAN, PETER: Geognostische Uebersicht des südlichen Schwarzwaldes. — Beiträge zur Geognosie 2, 270 S., 1 Karte, Basel (SCHWEIGHAUSER) 1831.
- METZ, RUDOLF: Naturlandschaft Schwarzwald. — Der Schwarzwald 1964 H. 4, 114—120, 5 Abb., Freiburg i. Br. 1964.
- METZ, RUDOLF, & REIN, GERHARD: Erläuterungen zur Geologisch-petrographischen Übersichtskarte des Südschwarzwaldes 1:50 000. — 134 S., 15 Abb., 1 geol. Karte, Lahr (SCHAUENBURG) 1958.

- MEYER, LUCIEN: Les Vosges Méridionales à l'époque glaciaire. — Bull. Soc. hist. nat Colmar, 1911—1914, 346 S., 8 Abb., 6 Taf., 1 Karte, Colmar (DECKER) 1913.
- MILANKOWITSCH, M.: Astronomische Mittel zur Erforschung der erdgeschichtlichen Klimate. — Handb. d. Geophys. 9, Berlin 1938.
- MOOS, A. VON, & QUERVAIN, F. DE: Technische Gesteinskunde. — Lehrbücher a. d. Gebiete der exakten Wiss. 15, Mineral.-geotechn. Reihe 1, 221 S., 115 Abb., Basel (BIRKHÄUSER) 1948.
- MÜHLBERG, F.: Über die erratischen Bildungen im Aargau und in den benachbarten Theilen der angrenzenden Kantone. Ein Beitrag zur Kenntnis der Eiszeit. — 212 S., 1 Karte, Aarau (SAUERLÄNDER) 1869.
- Zweiter Bericht über die Untersuchung der erratischen Bildungen im Aargau. — Mitt. aargauisch. naturf. Ges. 1, 1—99, Aarau 1878.
- Der Boden von Aarau, eine geologische Skizze. — Festschr. z. Einweihung d. neuen Kantonsschulgebäudes, 112 S., 24 Abb., 2 Tab., Aarau (SAUERLÄNDER) 1896.
- Der mutmaßliche Zustand der Schweiz und ihrer Umgebung während der Eiszeit. — Verh. Schweiz. Naturf. Ges. 1, 1907, und Eclogae geol. Helvetiae 10, 43—45, Lausanne 1908.
- NEUMANN, LUDWIG: Orometrie des Schwarzwaldes. — Geogr. Abh. 1, 187—238, 9 Abb., 1 Taf., 1 Karte, Wien 1886.
- Die Dichte des Flußnetzes im Schwarzwalde. — Gerl. Beitr. z. Geophys. 4, 219—240, 3 Tab., 1 Taf., Leipzig 1900.
- NEUMANN, RICHARD: Eine Jura-Versenkung im unteren Wehratale. — Cbl. f. Min. Geol. u. Pal. 1906, 40—43, 1 Abb., Stuttgart 1906.
- Geologische Untersuchungen am Schwarzwaldrand zwischen Kandern und Wehr. — Mitt. Bad. Geol. L.-A. 6, 702—732, Heidelberg 1912.
- PARTSCH, J.: Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlands nach fremden und eigenen Beobachtungen. — 198 S., 2 Tab., 4 Karten, Breslau (KOEßNER) 1882.
- Die Eiszeit in den Gebieten Europas zwischen dem nordischen und dem alpinen Eisgebiet. — Geogr. Z. 10, 622, Leipzig 1904.
- PASQUIER: Siehe DU PASQUIER.
- PAUL, WILLY: Die Mechanik der Flußablenkungen im Grundgebirge und im Deckgebirge des Südschwarzwaldes. — Mitt. Bad. Geol. L.-A. 1950, 115—120, 1 Abb., Freiburg i. Br. 1951.
- Zur Morphogenese des Schwarzwaldes (II). — Jh. Geol. L.-A. Baden-Württemberg 3, 263—359, 3 Abb., 1 Taf., Freiburg i. Br. 1958.
- Zur Morphogenese des Schwarzwaldes (III). — Mitt. Bad. Landesver. Naturk. u. Naturschutz NF 7, 191—196, Freiburg i. Br. 1960.
- Würm- und rißzeitliche Formen im Mittleren und in peripheren Teilen des Südlichen Schwarzwaldes. — Eiszeitalter u. Gegenwart 11, 230, Öhringen 1960.
- Siehe PFANNENSTIEL & PAUL.
- PENCK, ALBRECHT: Vortrag über Schwarzwald und Wasgau. — Jber. Geogr. Ges. München 1884, 20—21, München 1885.

- PENCK, ALBRECHT, & BRÜCKNER, EDUARD: Die Alpen im Eiszeitalter. — 3 Bände, 1199 S., 136 Abb., Leipzig (TAUCHNITZ) 1909. Darin „Der Rheingletscher“ Bd. II, 396—440 und 481—496.
- PFANNENSTIEL, MAX: Der rißzeitliche Stausee von Schachen—Tiefenstein. — Mitt. Bad. Geol. L.-A. 1950, 98—102, Freiburg i. Br. 1951.
- Die Vergletscherung des südlichen Schwarzwaldes während der Rißezeit. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 48, 231—272, 16 Abb., 1 Tab., 1 Karte, Freiburg i. Br. 1958.
- Das Rißglazial des Südschwarzwaldes. — Vortragsreferat in Ber. über die Tag. d. deutsch. Quartärvereinigung. — Eiszeitalter u. Gegenwart 11, 228—229, Öhringen 1960.
- Glazialforschung im östlichen Schwarzwald. — Jb. 1961 d. Akad. Wiss. u. Lit. Mainz, S. 141, Mainz 1961; Jb. 1962, S. 115, Mainz 1962 und Jb. 1963, S. 148, Mainz 1963.
- Die rißzeitliche Vereisung in Schwarzwald und Vogesen. — Jber. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. NF 45, IX—X, 1 Abb., Stuttgart 1963.
- PFANNENSTIEL, MAX, & PAUL, WILLY: Diluviale Plateau- und Flankenvereisung im mittleren Schwarzwald. — Mittbl. Bad. Geol. L.-A. 1947, 44—46, Freiburg i. Br. 1948.
- PFANNENSTIEL, MAX, & RAHM, GILBERT: Der würmzeitliche Gletscher des Talkessels von Prag. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 51, 119—132, 8 Abb., 1 Karte, Freiburg i. Br. 1961.
- Das Glazial auf der Süd- und Ostabdachung des Schwarzwaldes. Exkursionsbericht. — Jber. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. NF 45, X—XII, Stuttgart 1963.
- Die Vergletscherung des Wutachtales während der Rißezeit. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 53, 5—61, 9 Abb., 4 Karten, Freiburg i. Br. 1963.
- PHILIPP, HANS: Studien aus dem Gebiet der Granite und umgewandelten Gabbro des mittleren Wiesentales. — Mitt. Bad. Geol. L.-A. 6, 325—414, 2 Abb., 4 Taf., Heidelberg 1912.
- QUERVAIN: Siehe MOOS & QUERVAIN.
- RAHM, GILBERT: Ein bisher unbekannter Gletscherschliff an einem Rundhöcker bei Todtnau. — Mitt. Bad. Landesver. Naturk. u. Naturschutz NF 7, S. 13, Freiburg i. Br. 1960.
- Siehe PFANNENSTIEL & RAHM.
- RAMSAY, A. C.: On the glacial origin of certain lakes in Switzerland, the Black Forest, Great Britain, North America and elsewhere. — Quaterly J. Geol. Soc. London 18, 185—204, 1 Taf., London 1862.
- RATHSBURG, A.: Die Gletscher der Eiszeit in den höheren deutschen Mittelgebirgen. — Firgenwald 5, 5—25, 65—77, 103—113; 6, 96—112, 126—127; 7, 39—42, 77—107, 148—158; 8, 67—84, Reichenberg 1932—1935.
- REGELMANN, C.: Siehe STEINMANN, G., & REGELMANN, C.
- REICHELDT, GÜNTHER: Untersuchung zur Deutung von Schuttmassen des Südschwarzwaldes durch Schotteranalysen. — Beitr. z. naturk. Forsch. i. Südwestdeutschl. 14, 32—42, 4 Tab., Karlsruhe 1955.

- REICHEL, GÜNTHER: Quartäre Erscheinungen im Hotzenwald zwischen Wehra und Alb. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 50, 57—127, 11 Abb., 1 Karte, Freiburg i. Br. 1960a.
- Zur Frage einer Reißvereisung des Südschwarzwaldes. — Erdkunde 14, 53—58, 2 Abb., Bonn 1960b.
- Über Schotterformen und Rundungsgradanalysen als Feldmethode. — Peterm. Geogr. Mitt. 1961, 15—24, 7 Abb., Gotha 1961.
- Der würmzeitliche Ibach-Schwarzenbach-Gletscher und seine Rückzugsstadien. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 51, 95—108, 3 Abb., 1 Karte, Freiburg i. Br. 1961.
- REIN, G.: Siehe METZ, R., & REIN, G.
- REMY, HORST: Zur Stratigraphie des Lößprofils von Murg (Landkreis Säckingen). — Mitt. Bad. Landesver. Naturk. u. Naturschutz NF 8, 407—408, 1 Abb., Freiburg i. Br. 1963.
- ROEDIG, KLAUS-PETER: Bodentypen und Standorte im westlichen Dinkelberg und am Westrand der Weitenauer Vorberge. — Diss. rer. nat. (Maschinenschrift), 95 S., 2 Karten, Freiburg i. Br. 1964.
- ROSER, PHILIPP: Zur Kenntnis des Pleistozäns im südlichen Schwarzwald. — Diss. phil., 21 S., Basel 1899.
- ROSSMANN, F.: Wetter und Klima des Feldbergs. — In: Der Feldberg im Schwarzwald, 122—194, 17 Abb., 39 Tab., Freiburg i. Br. 1948.
- Die Schneedecke des Hochschwarzwaldes. — In: Der Feldberg im Schwarzwald, 195—210, 3 Abb., 3 Tab., Freiburg i. Br. 1948.
- RUTTE, ERWIN: Über Jungtertiär und Altdiluvium im südlichen Oberrheingebiet. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 40, 23—122, 3 Abb., 1 Taf., 1 Karte, Freiburg i. Br. 1950.
- SANGMEISTER, EDWARD, & SCHNEIDER, JOSEF: Riesensteingrab und Menhir bei Deger nau, Ldkrs. Waldshut. — Bad. Fundber. 21, 77—92, 3 Taf., Freiburg i. Br. 1958.
- SAUER, KURT: Geologisch bedeutsame Bohrungen und Aufschlüsse im Wehratalabbruch (Südbaden). — Mitt. Bad. Landesver. Naturk. u. Naturschutz NF 6, 403—406, Freiburg i. Br. 1956.
- Eine Bohrung im Schilfsandstein (km 2) im Wehratalabbruch (Blatt 8313 Wehr). — Mitt. Bad. Landesver. Naturk. u. Naturschutz NF 7, 91—93, Freiburg i. Br. 1960.
- SCHILL, JULIUS: Geologische Beschreibung der Umgebungen von Waldshut. — Beitr. z. Statistik d. inneren Verwaltung d. Großherzogthums Baden 23, 92 S., 3 Taf., 1 Karte, Karlsruhe 1867.
- SCHMASSMANN, HANSJÖRG: Die Verbreitung der erratischen Blöcke im Baselliet. — Tätigkeitsber. Naturf. Ges. Baselland 20, 1953—1954, 42—67, 6 Abb., Liestal 1955.
- SCHMID, ELISABETH: Über das Deckschichtenprofil von Grunholz bei Säckingen. — Mittbl. Bad. Geol. L.-A. 1948, 63—64, Freiburg i. Br. 1948.
- Reißzeitliche Krotowine bei Murg am Hochrhein. — Mittbl. Bad. Geol. L.-A. 1949, 50—52, Freiburg i. Br. 1950.
- Über den untersten Teil des Lößprofils von Murg. — Mittbl. Bad. Geol. L.-A. 1950, 95—97, Freiburg i. Br. 1951.

- SCHMIDLE, WILHELM: Sechs Glacialschotter bei Tiengen am Oberrhein. — Mitt. Bad. Landesver. Naturk. u. Naturschutz Nr. 258—60, 57—74, 4 Abb., Freiburg i. Br. 1911.
- Der Lange Stein bei Tiengen (Klettgau). — Bad. Fundber. 3, 1933—36, 19—22, 4 Abb., Freiburg i. Br. 1936.
- SCHMIDT, CARL: Mittheilung über Moränen am Ausgang des Wehratals. — Ber. über d. 25. Vers. Oberrhein. Geol. Ver. zu Basel, 33—34, Stuttgart 1892.
- SCHNEIDER, JOSEF: Siehe SANGMEISTER, E., & SCHNEIDER, J.
- SCHREFFER, HANS: Zur Kenntnis der Eiszeit im Wutachgebiet. — Mitt. Bad. Landesver. Naturk. u. Naturschutz NF 1, 469—473, Freiburg i. Br. 1925.
- Oberflächengestalt und eiszeitliche Vergletscherung im Hochschwarzwald. — Geogr. Anz. 27, 197—209, Gotha 1926.
- Der südliche Schwarzwald. Ein landeskundlicher Überblick. — Geogr. Anz. 33, 172—185, Leipzig 1927.
- Landeskunde des Freistaates Baden. — Bibliotheca cosmographica 36/3, 113 S., Leipzig (SEEMANS) 1928.
- Glazialprobleme im westlichen Hochschwarzwald. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 31, 161—210, 1 Karte, Naumburg a. d. S. 1931.
- Siehe KREBS, N., & SCHREFFER, H.
- SINDOWSKI, KARL HEINZ: Über die Verwitterbarkeit der Schwermineralien. II. Das Pliozän des Heuberges bei Kandern i. B. nebst Beitrag über das Eozän von Blatt Kandern. — Z. deutsch. Geol. Ges. 90, 629—634, 1 Abb., Berlin 1938.
- SITTIG, EBERHARD: Eine marine Unterkarbonsfauna bei Prag im Südschwarzwald. — Diss. rer. nat. (Maschinenschrift), 83 S., 2 Taf., 2 Karten, 1 Profil, Freiburg i. Br. 1960.
- Ein mariner Horizont des Visé (Oberes Unterkarbon) im Südschwarzwald und seine Fauna. — Jh. Geol. L.-A. Baden-Württemberg 5, 195—242, 5 Abb., 2 Taf., Freiburg i. Br. 1961.
- Synsedimentäre Rutschungen im Unterkarbon des Südschwarzwaldes. — Oberrhein. Geol. Abh. 12, 81—94, 3 Abb., 2 Taf., Karlsruhe 1963.
- SÖLCH, J.: Zur Glazialmorphologie des südlichen Schwarzwaldes. — Peterm. Geogr. Mitt. 78, 130—133, Gotha 1932.
- Der Rückzug der letzten Vergletscherung. Eine vergleichende Betrachtung. — Sitz.-Ber. Heidelberger Akad. Wiss., math.-nat. Kl. 1932, 1, 25 S., Berlin-Leipzig 1932.
- STEINMANN, GUSTAV: Die Ergebnisse der neueren Forschungen im Pleistocän des Rheinthals. — Z. deutsch. geol. Ges. 44, 541—546, Berlin 1892.
- Mittheilungen über Moränen am Ausgang des Wehratals. — Ber. über d. 25. Vers. Oberrhein. Geol. Ver. zu Basel, 35—39, 1 Abb., Stuttgart 1892.
- Über die Gliederung des Pleistocän im badischen Oberlande. — Mitt. Bad. Geol. L.-A. 2, 743—792, 11 Abb., Heidelberg 1893.
- Über Pleistocän und Pliocän in der Umgegend von Freiburg i. Br. — Mitt. Bad. Geol. L.-A. 2, 65—136, Heidelberg 1893.

- STEINMANN, GUSTAV: Über die Bedeutung der tiefgelegenen Glazialspuren im mittleren Europa. — Ber. über d. 29. Vers. Oberrhein. Geol. Ver. zu Lindenfels, 43—45, Stuttgart 1896.
- Die Spuren der letzten Eiszeit im hohen Schwarzwalde. — Freiburger Univers.-Festschr., 189—226, 1 Taf., 5 Kartenskizz., Freiburg i. Br. - Leipzig (MOHR) 1896.
- Die Entwicklung des Diluviums in Südwest-Deutschland. — Z. deutsch. geol. Ges. 50, 83—106, 1 Tab., Berlin 1898.
- Moränenbedeckung am Bahnhof Elzach. — Ber. über d. 35. Vers. Oberrhein. Geol. Ver. zu Freiburg i. Br., S. 6, Stuttgart 1902.
- Die Bildungen der letzten Eiszeit im Bereiche des alten Wutachgebiets. — Ber. über d. 35. Vers. Oberrhein. Geol. Ver. zu Freiburg i. Br., 16—23, 1 Taf., Stuttgart 1902.
- Die Eiszeit und der vorgeschichtliche Mensch. — Aus Natur u. Geisteswelt 302, 96 S., 24 Abb., Leipzig (TEUBNER) 1910, 2. Aufl. 1917.
- STEINMANN, GUSTAV, & GRAEFF, FR.: Geologischer Führer der Umgebung von Freiburg. — 141 S., 16 Abb., 5 Taf., Freiburg i. Br. (MOHR) 1890.
- STEINMANN, GUSTAV, & DU PASQUIER, LÉON: Bericht über eine gemeinsame Exkursion im Pleistozän der Nordschweiz und des südlichen Badens. — Mitt. Bad. Geol. L.-A. 2, 395—402, Heidelberg 1893.
- Comptes rendus d'une excursion faite en commun dans le Pleistocène de la Suisse et des parties limitrophes du Grand Duché de Bade. — Arch. Sci. phys. et nat. 3. Per. 27, 219—228, Genève 1892.
- STELLRECHT, ROLF: Beiträge zur Geologie zwischen Kandern und Schlächtenhaus. — Maschinenschriftliche Diplomarbeit Geol. Inst. Freiburg i. Br., 128 S., 38 Abb., 2 Taf., 1 Karte, Freiburg i. Br. 1954.
- STOBER, GÜNTHER: Geologie der Umgebung von Schlächtenhaus und Wieslet. — Maschinenschriftliche Diplomarbeit Geol. Inst. Freiburg i. Br., 97 S., 3 Taf., 1 Karte, Freiburg i. Br. 1954.
- STRIGEL, ADOLF: Quartäre Hebung im südlichen Schwarzwald. — Mittbl. Bad. Geol. L.-A. 1950, 111—114, 1 Abb., Freiburg i. Br. 1951.
- Geologie und Morphologie der oberen Albtäler im südlichen Schwarzwald (Bernauer und Menzenschwander Alb). — Z. deutsch. Geol. Ges. 104, 1952, 15—28, 1 Abb., 2 Taf., Hannover 1953.
- STRÜBIN, K.: Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie des Basler Tafeljura, speziell des Gebietes von Kartenblatt 28, Kaiseraugst (Siegfriedatlas). — Verh. Naturf. Ges. Basel 13, 391—484, 5 Taf., Basel 1902.
- Glaziale Ablagerungen in der Umgebung von Liestal. — Tätigkeitsber. Naturf. Ges. Baselland 1902—1903, 76—83, 1 Abb., 1 Taf., Liestal 1904.
- Bericht über die Verbreitung erratischer Blöcke im Basler Jura. — Tätigkeitsber. Naturf. Ges. Baselland 1902—1903, 84—87, 1 Karte, Liestal 1904.
- Zweiter Bericht über die Verbreitung erratischer Blöcke im Basler Jura. — Tätigkeitsber. Naturf. Ges. Baselland 1904—1906, 95—96, 2 Taf., Liestal 1907
- Die Verbreitung der erratischen Blöcke im Basler Jura. — Verh. Naturf. Ges. Basel 25, 143—149, Basel 1914.

- STRÜBIN, K., & KAECH, M.: Die Verbreitung der erratischen Blöcke im Basler Tafeljura. — Verh. Naturf. Ges. Basel **15**, 465—477, 1 Karte, Basel 1904.
- TREFZGER, E.: Die Tektonik des westlichen Dinkelberges und des nördlichen Tafeljura bei Basel. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. **24**, 262—324, 2 Abb., 1 Taf., 1 Karte, Naumburg a. d. S. 1925.
- TSCHUDI, ROBERT: Zur Altersbestimmung der Moränen im unteren Wehratale. — Diss. Phil. Fak. Basel, 29 S., 4 Abb., 1 Taf., Basel (BIRKHÄUSER) 1904.
- VUILLE, ARTHUR: Extension du glacier du Rhône dans les Montagnes Neuchâtelaises à l'époque rissienne. — Bull. Soc. Neuchâteloise Géogr. **53**, 45—66, 1 Karte, Neuchâtel 1963.
- WAGNER, E.: Fundstätten und Funde. Bd. 1, 267 S., 169 Abb., 3 Taf., 2 Karten, Tübingen 1908.
- WALTER, HEINRICH: Über die Stromschnelle von Laufenburg. — Diss. phil. Fak. Zürich, 34 S., 7 Abb., 4 Taf., Zürich (ZÜRCHER und FURRER) 1901.
- WEISCHET, W.: Die gegenwärtige Kenntnis vom Klima in Mitteleuropa beim Maximum der letzten Vereisung. — Mitt. Geogr. Ges. München **39**, 95—116, 4 Abb., 2 Tab., 1 Karte, München 1954.
- WILSER, JULIUS: Die Perm-Triasgrenze im südwestlichen Baden. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. **20**, 59—80, 2 Prof., Naumburg a. d. S. 1913.
- Die Rheintalflexur nordöstlich von Basel zwischen Lörrach und Kandern und ihr Hinterland. — Mitt. Bad. Geol. L.-A. **7**, 483—640, 1 Karte, Heidelberg 1914.
- Erdgeschichte des Vorderen Wiesentalgebietes. — 26 S., 1 Tab., 1 Karte, Schopfheim (UEHLIN) 1923.
- Kulmische Schlotbreccien und Crinoidenkalke im südschwarzwälder Paläozoicumstreifen (Geologie der Umgebung von Schönau im Wiesetal). — Cbl. f. Mineral., Geol. u. Paläontol. 1933 B, 529—542, 1 Karte, Stuttgart 1933.
- Paläogeographie der Perm-Trias-Profile am südöstlichen Rand des Rheintalgrabens. — N. Jb. f. Mineral. Geol. u. Paläontol., Beil.-Bd. 71 B, 1—17, 3 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1934.
- Siehe BUBNOFF 1912.
- WITTMANN, OTTO: Beweise für die Eigenvergletscherung des mittleren Schwarzwaldes (Untersuchungen zur Diluvialgeschichte des Hochschwarzwaldes Nr. 1). — Oberrhein. Geol. Abh. **11**, 17—29, 2 Abb., Karlsruhe 1940.
- Die zeitliche Stellung und Gliederung der Vergletscherung des mittleren Schwarzwaldes (Untersuchungen zur Diluvialgeschichte des Hochschwarzwaldes Nr. 3). — Z. deutsch. Geol. Ges. **92**, 44—47, Berlin 1940.
- Vergletscherung und Relief im mittleren Schwarzwald (Untersuchungen zur Diluvialgeschichte des Hochschwarzwaldes Nr. 2). — Z. f. Geomorph. **11**, 1939—1943, 222—230, Berlin 1943.
- Untersuchungen im Bereich der Blätter Lörrach, Weil, Schopfheim und Rheinfeldern. — Mittbl. Bad. Geol. L.-A. 1947, 41—42, Freiburg i. Br. 1948.
- Die umstrittenen Wanderblöcke der Umgegend von Lörrach. — Mittbl. Bad. Geol. L.-A. 1948, 59—61, Freiburg i. Br. 1948.
- Das südöstliche Ende des Oberrheintalgrabens. — Geol. Rdsch. **37**, 24—41, 7 Abb., Stuttgart 1949.

- WITTMANN, OTTO: Erläuterungen zu Blatt Lörrach (Nr. 152) und Blatt Weil (Deutscher Anteil; Nr. 164) der geologischen Spezialkarte von Baden 1 : 25 000. — 163 S., 13 Abb., 1 Beil., 2 Taf., 1 Karte, Freiburg i. Br. (HERDER) 1951.
- Ein Strukturboden auf einem Weidfeld der Gemarkung Tunau (Südlicher Schwarzwald). — Mitt. Bad. Landesver. Naturk. u. Naturschutz NF 6, S. 214, Freiburg i. Br. 1955.
- Die Niederterrassenfelder im Umkreis von Basel und ihre kartographische Darstellung. — Regio Basiliensis, Ergänzungsh., 46 S., 2 Tab., 2 Abb., 1 Karte, Basel 1961.
- Die Hochterrasse am Westabfall des Ötlinger Berges bei Lörrach. — Mitt. Bad. Landesver. Naturk. u. Naturschutz NF 8, 417—419, Freiburg i. Br. 1963.
- Die Niederterrassenfelder im Umkreis von Basel. Diskussionsbemerkungen. — Regio Basiliensis 4, 7—14, 1 Karte, Basel 1963.
- Die Entstehung des Rheintales vom Austritt des Flusses aus dem Bodensee bis zur Mündung. Hochrhein und Oberrhein bis Karlsruhe. — Beitr. z. Rheink. 14, 2—13, 5 Abb., Koblenz 1963.
- WURZ, OTTO: Über das Tertiär zwischen Istein, Kandern, Lörrach-Stetten und dem Rhein. — Mitt. Bad. Geol. L.-A. 7, 201—309, 2 Taf., 1 Karte, Heidelberg 1914.
- ZINK, FRITZ: Zur diluvialen Geschichte des Hochrheins und zur Altersstellung der paläolithischen Station „Murg“. — Mitt. d. Reichsst. f. Bodenforsch., Zweigst. Freiburg i. Br. 1, 51 S., 12 Abb., Freiburg i. Br. 1941.

Geologische Karten

1. Geologische Spezialkarte von Baden 1 : 25 000, Hrsg. Bad. Geol. Landesanstalt. Blatt 8311 Lörrach (Nr. 152) und Blatt 8411 Weil (Deutscher Anteil; Nr. 164) von O. WITTMANN (mit Erläuterungen). Freiburg i. Br. 1951.
2. Geologisch-petrographische Übersichtskarte des Südschwarzwaldes 1 : 50 000 von R. METZ und G. REIN, 1957 (mit Erläuterungen), Lahr (SCHAUENBURG) 1958.
3. Geognostische Übersichtskarte des Schwarzwaldes. Südliches Blatt. 1 : 200 000 von HEINRICH ECK, Lahr (SCHAUENBURG) 1886.
4. Geologische Generalkarte der Schweiz 1 : 200 000, Blatt 2: Basel—Bern, Bern (FRANCKE) 1942. Erläuterungen hierzu von A. BUXTORF, 39 S., 1 Fig., 1 Taf., Bern (KÜMMERLI & FREY) 1951.

Topographische Karten

1. Meßtischblatt 1 : 25 000:

	8212 Wies	8213 Schönau
8311 Lörrach	8312 Schopfheim	8313 Wehr
8411 Weil	8412 Rheinfeldern	8413 Säckingen
2. Schwarzwaldvereinskarte 1 : 50 000:
Blatt 13 Wiesental, Hrsg. Schwarzwaldverein Freiburg i. Br., 5. Aufl. 1960.
3. Wanderkarte 1 : 100 000:
Südblatt, Hrsg. Reise- und Verkehrsverlag Stuttgart, RV-Landkarte Nr. 13.